

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
tel. 42 66 55 459, fax 42 66 55 464
<http://www.ltn.lodz.pl/> e-mail: biuro@ltn.lodz.pl
sprzedaż wydawnictw tel. 42 66 55 448
księgarnia internetowa <http://sklep.ltn.lodz.pl>

NACZELNA RADA WYDAWNICZA ŁTN

Adam S. Gala, Wanda M. Krajewska, Edward Karasiński, Jan Szymczak

REDAKTOR SERII

Krystyna Turkowska

RECENZENT TOMU

Urszula Somorowska

KOLEGIUM REDAKCYJNE

Paweł Jokiel, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Kożuchowski

SEKRETARZ REDAKCJI

Danuta Dzieduszyńska

**Wydano z pomocą finansową Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego
oraz Uniwersytetu Łódzkiego**

ISSN 0065-1249

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2011

Projekt okładki: Agnieszka Roman

Skład: Karolina Ławska

Druk: GRAFIX, ul. Żeligowskiego 46, 90-644 Łódź, tel. 42 651 96 35

www.grafix-poligrafia.pl, e-mail: grafix@grafix-poligrafia.pl

Nakład: 200 egz.

TREŚĆ

Zarys treści.....	7
Wprowadzenie.....	7
Płytkie wody podziemne w Polsce.....	9
Pojęcie „płytką wodą podziemną”.....	9
Wody podziemne w Polsce w ujęciu regionalnym.....	9
Zagadnienie dynamiki płytkich wód podziemnych w literaturze.....	11
Krótkookresowe wahania zwierciadła wody podziemnej.....	12
Sezonowe wahania płytkich wód podziemnych.....	14
Wieloletnia zmienność zwierciadła wody podziemnej.....	15
Ekstremalne roczne stany zwierciadła wody podziemnej.....	17
Badania dynamiki płytkich wód podziemnych w środkowej Polsce.....	18
Materiał badawczy.....	22
Obszar badań i lokalizacja posterunków.....	22
Zakres czasowy analiz.....	26
Zagadnienie jednorodności szeregów czasowych.....	30
Podstawowe właściwości badanych szeregów czasowych.....	34
Metodyka i sposób prezentacji wyników.....	34
Właściwości szeregów czasowych głębokości do zwierciadła wody podziemnej.....	36
Powiązania podstawowych charakterystyk statystycznych dynamiki zwierciadła wody podziemnej z cechami poziomów wodonośnych.....	39
Dynamika płytkich wód podziemnych.....	41
Dynamika zmian krótkookresowych.....	41
Krótkookresowe zmiany położenia zwierciadła wody podziemnej.....	41
Związek dynamiki krótkookresowej zwierciadła wody podziemnej z cechami poziomów wodonośnych.....	49
Wzajemne relacje pomiędzy wzniosami i spadkami zwierciadła wody podziemnej.....	51
Wahania sezonowe.....	53
Wybrane metody szacowania zmienności sezonowej.....	53
Zmiany sezonowe położenia zwierciadła wody podziemnej.....	55
Związek sezonowych zmian położenia zwierciadła wody podziemnej z cechami poziomów wodonośnych.....	59
Zmiany wieloletnie.....	61
Metoda analizy.....	61
Wieloletnie tendencje zmian położenia zwierciadła wody podziemnej.....	62
Ekstremalne stany zwierciadła wody podziemnej.....	65
Metoda analizy.....	65
Rozkłady ekstremów rocznych.....	67
Kwantyle prawdopodobieństwa ekstremów rocznych.....	67
Autokorelacja w szeregach ekstremów rocznych.....	71
Próba typologii płytkich wód podziemnych w środkowej Polsce.....	73
Opis metody.....	73
Składowe główne i typy dynamiki zwierciadła wody podziemnej.....	75
Charakterystyka wydzielonych typów dynamiki zwierciadła wody podziemnej.....	77
Podsumowanie.....	82
Literatura.....	85
Spis ilustracji.....	91
Summary.....	93
Wykaz skrótów.....	101
Załączniki.....	103

ZARYS TREŚCI

Przedstawiono wyniki badań nad zmiennością zasobów wód podziemnych zgromadzonych w płytkich poziomach wodonośnych województwa łódzkiego i terenów z nim sąsiadujących. W sensie hydrologicznym obszar ten obejmuje zlewnie drugiego rzędu: Bzury, Skrwy (lewej), Jeziorki, Pilicy, Warty po Poznań oraz niewielkie fragmenty zlewni sąsiednich. W badaniach uwzględniono 41 poziomów wodonośnych posiadających ciągłą, bądź dającą się uzupełnić, serię pomiarową o długości przynajmniej trzydziestu lat, mieszczącą się w wieloleciu 1951–2000. Wybrane zbiorniki wód podziemnych reprezentują w miarę pełne spektrum warunków fizycznogeograficznych i hydrogeologicznych badanego obszaru. Jednorodność serii pomiarowych została oceniona przy użyciu dwu testów statystycznych: nieparametrycznego (test serii) oraz parametrycznego (F–Snedecora).

W dalszej części opisano dynamikę zasobów wód podziemnych. Na zmiany te składają się wahania krótkookresowe (scharakteryzowane na podstawie zmian tygodniowych położenia zwierciadła wody podziemnej), sezonowe oraz wieloletnie. Przeprowadzono również analizę ekstremalnych rocznych poziomów zwierciadła wody podziemnej. Poziomy wodonośne badanego obszaru charakteryzują się słabo bądź bardzo słabo zaznaczoną sezonowością zmian ich wypełnienia. Wydaje się także, że większa zmienność roczna wiąże się, w badanej próbie, ze stosunkowo małą zasobnością zbiorników wód podziemnych. Te bardziej zasobne posiadają zdecydowanie dłuższe rytmy wahań. W środkowej Polsce, w przekroju wieloletnim, zaobserwowano względną trwałość wypełnienia poziomów wodonośnych. Ponad 70 % z nich nie wykazuje istotnych statystycznie tendencji do zmian położenia zwierciadła wody podziemnej. Rozkłady przestrzenne analizowanych charakterystyk nie wykazują wyraźnego uporządkowania. Zauważono jednak słabo zarysowaną tendencję do nieco innego kształtu i rytmu wahań występującą na obszarze odpowiadającym w dużej części zlewni Pilicy. Dotyczy to szczególnie wahań o większej częstotliwości.

Otrzymane estymatory składowych dynamiki zasobów wód podziemnych skonfrontowano z podstawowymi charakterystykami hydrogeologicznymi i geograficznymi poziomów wodonośnych (średnią głębokością, izolacją poziomu od powierzchni, rodzajem wodonośca oraz podatnością na zanieczyszczenia). Istnienie ewentualnych powiązań między nimi sprawdzono przy pomocy testu χ^2 . Na większość cech dynamiki zwierciadła wody podziemnej najczęściej i najmocniej wpływa głębokość jego występowania. W największym stopniu różnicuje ona zachowanie poziomów wodonośnych w obrębie wahań sezonowych (wszystkie analizowane zmienne są od niej zależne), najmniejszy natomiast wpływ ma ona na skalę, kierunek i charakter wieloletnich tendencji stanu wypełnienia zbiorników wody podziemnej.

Przeprowadzono również próbę typologii dynamiki zasobów płytkich wód podziemnych na badanym obszarze. Wykorzystano tu analizę składowych głównych wykonaną na podstawie macierzy kowariancji z odpowiednio dobranych danych wejściowych (konieczność posiadania przez nie podobnej wariancji). Pierwsze dwie składowe główne grupowano następnie hierarchiczną metodą Warda, a optymalną liczbę wydzielonych klas ustalono przy pomocy kryterium VRC. Ostatecznie wydzielono osiem typów dynamiki zasobów wód podziemnych. Poziomy wyróżnionych typów nie grupują się w przestrzeni, a charakter dynamiki zależy głównie od cech fizjograficznych zbiorników wody podziemnej. Zauważono również, że pewne zbiory cech poziomów wodonośnych są charakterystyczne dla określonego typu dynamiki.

Słowa kluczowe: hydrogeologia, płytkie wody podziemne, dynamika, typologia

WPROWADZENIE

Zbirowiska wód podziemnych pełnią główną rolę w kształtowaniu się odpływu rzeczno-ego. W skali świata ich zasoby szacowane są na 10,5 mln km³, co stanowi 30 % wód słodkich na Ziemi (wg World Water Balance and Water Resources of the Earth, za Chow *et al.* 1988). Ich wielkość jest zmienna w krótkim horyzoncie czasowym i zależy od fluktuacji wskaźników klimatycznych. Badania prowadzone w ostatnich

latach pozwoliły wypracować wiele modeli, które próbują prognozować przemiany klimatu w różnych regionach świata. Oczywiście istnieją one także dla naszej części Europy. Ich wskazania nie są jednoznaczne. Wynika z nich jednak, że jakiegokolwiek zmiany wskaźników klimatycznych nie pozostaną bez wpływu na składowe odpływu rzeczno-ego. Prognozy wskazują, że fluktuacje wielkości zasobów wodnych na obszarze

Polski idą, niestety, w kierunku ich zmniejszania (Jaworski 1993; Paślawski 1994; Gutry-Korycka 1996; Kaczmarek 1996). W konsekwencji prowadzić będzie to do zwiększania częstości występowania susz hydrologicznych. Ważne jest więc rozpoznanie dynamiki zasobów wód podziemnych i próba nakreślenia istniejących tendencji. Pozwoli to przygotować się, a może nawet zabezpieczyć przed negatywnymi skutkami ewentualnego spadku retencji podziemnej.

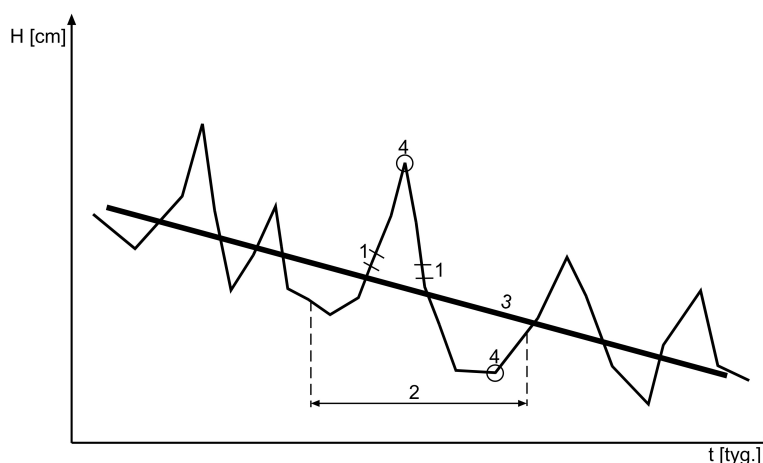
Obszar środkowej Polski pozbawiony jest dużych rzek. Gospodarka wodna jest więc tu nastawiona na intensywne wykorzystanie zasobów wód podziemnych. Są one podstawowym rezerwuarem wody pitnej, a jednocześnie stosunkowo mało poznanym składnikiem środowiska przyrodniczego. Brak jest bowiem regionalnych opracowań traktujących o ich zasobach i dynamice, a prace o zasięgu krajowym są zbyt ogólne. W świetle prognozowanych przez modele klimatyczne zmian i w kontekście ostatnich okresów suchych (na przykład niżówek z pierwszych lat bieżącego stulecia), zasadne wydaje się zatem rozpoznanie zmienności stopnia wypełnienia poziomów wodonośnych występujących w tej części Polski.

Próby opisu dynamiki płytkich wód podziemnych były już podejmowane zarówno dla obszaru całego kraju, jak i dla wybranych regionów. Badania prowadzone wcześniej siłą rzeczy nie obejmowały długich okresów, skupiając się na ciągach najwyżej trzydziestoletnich. Półwiecze obserwacji wód podziemnych prowadzonych

przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej stwarza dziś dobrą okazję do podjęcia tego tematu na nowo. Dodatkowo dzięki zastosowaniu technik komputerowych możliwe staje się wykorzystanie w badaniach wód podziemnych wielu nowych modeli i procedur.

Celem niniejszej pracy jest rozpoznanie dynamiki zwierciadła płytkich wód podziemnych w środkowej Polsce w drugiej połowie XX wieku i wykrycie istniejących tu prawidłowości czasowych i przestrzennych. Na dynamikę zwierciadła składają się wahania o różnej długości: krótkookresowe, sezonowe i wieloletnie. Ważnym jej elementem są również ekstremalne stany wypełnienia poziomów wodonośnych (rys. 1). Aby uzyskać całościowy obraz zmienności położenia zwierciadła wody podziemnej należy więc opisać jego poszczególne składowe. Zgodnie z powyższymi uwagami główne cele pracy można nakreślić w sposób następujący:

- rozpoznanie dynamiki zwierciadła wód podziemnych w sensie czasowym (inercja w poziomach wodonośnych, oscylacje wokół wartości przeciętnych, tendencje wieloletnie);
- ustalenie prawidłowości w sensie przestrzennym (podobieństwo dynamiki zwierciadła wody podziemnej oraz identyfikacja typów jego wahań);
- wykrycie powiązań między cechami hydrodynamicznymi poziomu wodonośnego, a charakterem jego dynamiki (krótko-, średnio- i długo-okresowej).



Rys. 1. Ideogram elementów składowych dynamiki wód podziemnych

H – głębokość do zwierciadła wody podziemnej; t – kolejne terminy pomiarowe;
1 – zmienność krótkookresowa; 2 – zmienność sezonowa; 3 – zmienność wieloletnia; 4 – ekstrema roczne

Ideograph of the components of dynamics of groundwater

H – depth to the groundwater table; t – successive measurement dates;
1 – short-term variability; 2 – seasonality; 3 – long-term fluctuations; 4 – yearly extremes

PŁYTKIE WODY PODZIEMNE W POLSCE

Pojęcie „płytką wodą podziemną”

Woda pod powierzchnią Ziemi występuje pod różnymi postaciami. Pomijając wodę chemicznie związaną (konstytucyjną, krystalizacyjną czy zeolityczną) wchodzącą w skład minerałów i skał, wyróżniamy wody związane fizycznie z ciałami stałymi i wody wolne (Pazdro 1983). Tylko te ostatnie mają możliwości nieskrępowanego poruszania się w środowisku skalnym, a więc biorą efektywny udział w obiegu energii i materii w przyrodzie. Gromadzą się one w warstwach skalnych o dobrych parametrach filtracyjnych, tworząc poziomy wodonośne ograniczone od spodu stropem skał słabiej przepuszczalnych. Część środowiska skalnego, w którym puste przestrzenie wypełnione są wodą wolną, nazywamy strefą saturacji czy też nasycenia. Przedmiotem badań niniejszego opracowania będzie jej fragment znajdujący się najbliższej powierzchni terenu.

Wody w strefie saturacji klasyfikowane są na wiele różnych sposobów. Dominuje pogląd, że wiodącym winien być podział według kryterium hydrogeologicznego, obejmującego całokształt warunków geologicznych w których występuje woda podziemna (Pazdro 1983). W Polsce, propozycje takiego podziału przedstawiane były przez wielu hydrogeologów (Baca, Gołaba, Rosłońskiego, Pietkiewicza – by wymienić tylko tych częściej cytowanych), jednak dopiero klasyfikacja Pazdro (1983) zyskała szerszą akceptację. Wydzielono w niej cztery typy wód podziemnych:

- wody przypowierzchniowe – występują bardzo płytko, praktycznie pozbawione strefy aeracji;
- wody gruntowe – oddzielone od powierzchni mniej lub bardziej miąższą strefą aeracji;
- wody wgłębne – izolowane od powierzchni warstwą skał słabiej przepuszczalnych o swobodnym bądź napiętym zwierciadle wody podziemnej;
- wody głębinowe – występujące głęboko pod powierzchnią ziemi, apotamiczne, znajdujące się w stanie stagnacji.

Bardzo podobną propozycję podziału przytacza także Wieczysty (1982). Wydzielił on typy wód podziemnych: przypowierzchniowych, freatycznych (płytkich i głębokich) i głębinowych. Zauważyć należy, że wody freatyczne

podzielono tu według głębokości ich występowania, nie zaś ze względu na istnienie słabiej przepuszczalnej warstwy napinającej. Wody freatyczne płytkie mogą być zatem zarówno wodami gruntowymi, jak i płytko położonymi wodami wgłębnymi (por. typologię Pazdro; Wieczysty 1982).

Pojęcie płytkich wód podziemnych nie jest do końca sprecyzowane i różni autorzy przytaczają odmienne jego wyjaśnienia. W literaturze spotkać można typologię uzależniającą ich wyróżnienie od wieku i głębokości występowania utworów jakie wypełniają (Majewski 1966). Częściej jednak, pod tym określeniem kryją się wody tworzące pierwszy, licząc od powierzchni terenu, poziom wodonośny (Wilgat *et al.* 1984; Tomaszewski J.T. 1990; Chełmicki 1991). Zwrócić jednak należy uwagę, że wody występujące w czwartorzędowych osadach polodowcowych, mimo relatywnie płytkiego położenia, posiadają często nadkład w postaci osadów słabiej przepuszczalnych, głównie glin. Ze względu na ich bardzo zmienne parametry filtracyjne i różne rozprzestrzenienie wkładek nieprzepuszczalnych przyjmuje się też (chyba niesłusznie – przyp. autora), że nie pogarszają one w znaczący sposób warunków infiltracji (Chełmicki 1991). Warto w tym miejscu podkreślić, że tak sformułowana definicja płytkich wód podziemnych (przyjęta również dla potrzeb tego opracowania) powoduje, iż znaczeniowo stają się one najbliższe, wyróżnionemu w typologii Wieczystego (1982), typowi wód freatycznych płytkich.

Wody podziemne w Polsce w ujęciu regionalnym

Pierwszą próbę ujęcia regionalnego wód podziemnych występujących na obszarze całego kraju podjął Kolago (1970). Wydzielił on na terenie Polski 8 obszarów występowania wody podziemnej, które następnie zostały podzielone na 61 regionów. Podział ten ograniczał się jednak do wód w utworach starszych niż czwartorzędowe. Pełniejsza klasyfikacja została przedstawiona kilka lat później (Paczyński *et al.* 1976). Bazowała ona na założeniach geostrukturalnych (Paczyński 1977) i była sukcesywnie udoskonalana w miarę rozwoju rozpoznania regionalnego wód podziemnych związanego z badaniami terenowymi do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:200 000. Na mapie przed-

stawiono kolejną próbę klasyfikacji przestrzennej zbiorników wód podziemnych wraz ze szczegółowymi informacjami o wydzielonych jednostkach zamieszczonymi w Objasnieniach do Mapy... (arkusze: Częstochowa 1983, Gniezno 1984, Kalisz 1985, Kielce 1982, Kluczbork 1984, Konin 1985, Kraków 1984, Leszno 1986, Łódź 1984, Ostrów Wielkopolski 1985, Płock 1985, Radom 1986, Skierniewice 1985, Warszawa Zachód 1983, Wrocław 1983).

Kolejna wersja podziału przedstawiona została w roku 1995 (Paczyński 1995). W czte-

rech makroregionach (zał. 1) autor wydzielił na obszarze kraju 16 regionów. W każdym z nich wyznaczono dodatkowo subregiony, a w uzasadnionych przypadkach rejony (rys. 2). Głównym kryterium jakie zastosowano przy delimitacji były czynniki hydrogeostrukturalne. Wyróżniono wody w strukturach depresyjnych (baseny) i elewacyjnych (cokoły, bloki). Podziału na mniejsze jednostki dokonano na podstawie proporcji pomiędzy głównymi piętrami wodonośnymi w obrębie tych struktur.



Rys. 2. Regionalizacja hydrogeologiczna słodkich wód podziemnych wg Paczyńskiego (1995)

1 – Regiony, 2 – Subregiony, 3 – Rejony; nazwy wydzielonych jednostek w zał. 1

Hydrogeologic regionalization of fresh groundwater by Paczyński (1995)

1 – Regions, 2 – Subregions, 3 – Districts; names of separated units in App. 1

Jak zauważyła Orsztynowicz (1987b) do rozpoznania środowiska wód podziemnych odmienne podejście stosują hydrogeolodzy i hydrododzy. Widoczne jest to także w przypadku regionalizacji. Podział zaproponowany przez wy-

żej wymienioną autorkę bazuje na rozmieszczeniu i przestrzennym zróżnicowaniu średniego odpływu podziemnego rzek (1987a). Pokazuje on zatem możliwości drenażu warstw wodonośnych strefy aktywnej wymiany przy uwzględ-

nieniu charakteru środowiska skalnego, w którym występują wody podziemne. W efekcie, na podstawie średniego odpływu jednostkowego pochodzenia podziemnego i rozmieszczenia podstawowych struktur hydrogeologicznych w Polsce Orsztynowicz (1987b) wydzieliła 12 regionów środowiska wód podziemnych.

Nieco inną próbę geograficznej regionalizacji płytkich wód podziemnych przedstawił Chełmicki (1991). Wychodząc z założenia, że nadrzędnym kryterium typologii reżimów wód podziemnych jest roczny przebieg wahań ich zwierciadła, podzielił on Polskę na dwie dziedziny o różnym reżimie: oceanicznym oraz kontynentalnym. Pierwsza pokrywa się z wydzielenymi przez Kożuchowskiego i Wibig (1988) obszarami podobieństwa pluwalnego: oceanicznym i słabo-oceanicznym. Dziedzinę o reżimie kontynentalnym Chełmicki (1991) podzielił na dwie części: z wodami podziemnymi o zasilaniu roztopowo-odwilżowym oraz o zasilaniu roztopowo-odwilżowo-deszczowym.

Zupełnie inna idea przyświecała autorom koncepcji wydzielenia w Polsce tak zwanych Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP). Rosnąca świadomość tego jak ogromne znaczenie dla funkcjonowania gospodarki mają zasoby wodne zgromadzone pod powierzchnią Ziemi spowodowała pilną potrzebę ich ochrony. Na obszarze naszego kraju wydzielono zatem 180 GZWP (Kleczkowski 1990b) istotnych w skali kraju dla zaopatrzenia ludności w wodę pitną. Struktury te musiały spełnić określone wymogi co do zasobności i jakości zgroma-

dzonych w nich wody. Podstawowym kryterium identyfikacji zbiorników były tak zwane hydrogeostruktury starszego podłoża, na które nałożono, równoleżnikowo zróżnicowany, podział na zbiorniki występujące w wodonośnych osadach czwartorzędowych (Kleczkowski 1990a).

Przystąpienie Polski do Unii Europejskiej spowodowało konieczność wdrożenia wspólnotowego prawa także w zakresie gospodarowania zasobami wodnymi. Określa je Ramowa Dyrektywa Wodna (Dyrektywa... 2000), nakazująca krajom członkowskim skoordynowane działania w zakresie gospodarowania wodami powierzchniowymi i podziemnymi w celu ich ochrony i poprawy jakości. Jednym z celów szczegółowych było wyznaczenie jednostek przestrzennych, w których będą prowadzone analizy. W odniesieniu do wód podziemnych należało zatem określić zasięg *groundwater bodies*, co w polskiej terminologii przełożono na termin „jednolite części wód podziemnych” (JCWPd). W 2004 roku wydzielono 161 JCWPd na terenie Polski (Paczyński, Sadurski 2007).

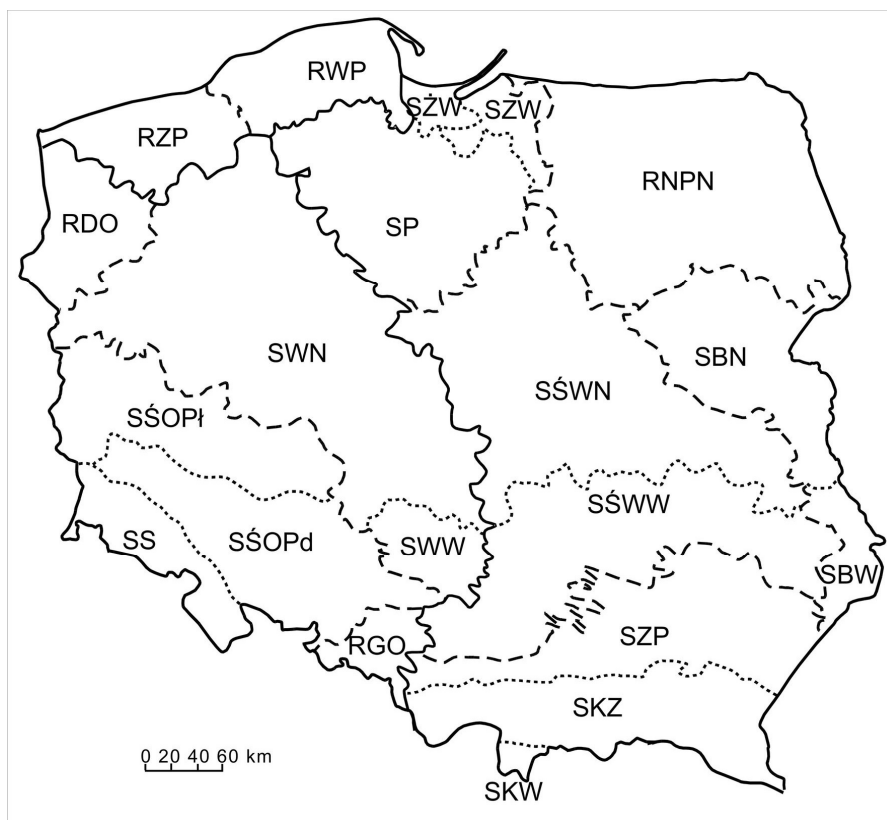
W ostatnich latach przedstawiona została nowa regionalizacja słodkich wód podziemnych w Polsce bazująca na danych zebranych w trakcie badań terenowych do najnowszej Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 oraz na podziale kraju na jednolite części wód podziemnych (Paczyński, Sadurski 2007). Obszar kraju został podzielony na trzy prowincje (rys. 3), w których wydzielono regiony i subregiony. Jednostki te łączą elementarne obiekty jakimi są JCWPd.

ZAGADNIENIE DYNAMIKI PŁYTKICH WÓD PODZIEMNYCH W LITERATURZE

Pod pojęciem dynamiki wód podziemnych można rozumieć: „...całokształt praw ruchu wód podziemnych w skałach z uwzględnieniem czynników naturalnych i sztucznych” (Szczepański 1977). Hydrogeologiczne podręczniki inżynierskie poświęcają temu zagadnieniu całe rozdziały (Majewski 1966; Wieczysty 1982; Pazdro 1983, Kowalski 1987). Są nawet i takie, które są poświęcone wyłącznie temu tematowi (Szczepański 1977; Macioszczyk, Szestakow 1983; Rogoż 2007). Wśród hydrologów zajmujących się problematyką hydrogeologiczną dynamika wód podziemnych utożsamiana jest z charakterem wahań zwierciadła wody w poziomie wodonośnym (Dynowska, Tłalka

1978; Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1996; Pociask-Karteczka 2003) i w takim znaczeniu pojęcie to będzie używane w dalszej części pracy.

Aby wyczerpująco opisać dynamikę zmian wypełnienia poziomów wodonośnych należy, jak już wcześniej wspomniano, rozpoznać i opisać jej główne składowe, czyli wahania i oscylacje krótkookresowe, sezonowe i długoterminowe. Próby analizy tego zagadnienia podejmowane były już przez wielu autorów. Poniżej przedstawiony zostanie przegląd kilku ważnych, z punktu widzenia tematu tej pracy, zagadnień wybranych z bogatej już dziś literatury przedmiotu.



Rys. 3. Regionalizacja słodkich wód podziemnych w Polsce wg Paczyńskiego i Sadurskiego (2007)

Prowincja Wisły. Region górnej Wisły: SKW – subregion Karpat wewnętrznych, SKZ – subregion Karpat zewnętrznych, SZP – subregion zapadliska przedkarpackiego; Region środkowej Wisły: SŚWW – subregion środkowej Wisły wyżynny, SŚWN – subregion środkowej Wisły nizinny; Region dolnej Wisły: SP – subregion pojezierny, SŻW – subregion Żuław Wiślanych, SZW – subregion Zalewu Wiślanego; Region Bugu: SBW – subregion Bugu wyżynny, SBN – subregion Bugu nizinny; RNPN – Region Narwi, Pregoły i Niemna. **Prowincja Odry.** RGO – Region górnej Odry; Region środkowej Odry: SS – subregion Sudetów, SŚOPd – subregion środkowej Odry południowy, SŚOPł – subregion środkowej Odry północny; Region Warty: SWW – subregion Warty wyżynny, SWN – subregion Warty nizinny; RDO – Region dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego. **Prowincja wybrzeża i pobrzeża Bałtyku.** RZP – Region zachodniopomorski, RWP – Region wschodnio-pomorski

Regionalization of fresh groundwater in Poland by Paczyński, Sadurski (2007)

Province of Vistula river. Region of upper Vistula river: SKW – subregion of internal Carpathian mountains, SKZ – subregion of external Carpathian Mountains, SZP – subregion of Carpathian Foredeep Basin; Region of central Vistula river: SŚWW – subregion of central Vistula river (uplands), SŚWN – subregion of central Vistula river (lowlands); Region of lower Vistula river: SP – subregion of lake districts, SŻW – subregion of Vistula’s alluvial delta area (Zulawy), SZW – subregion of Vistula Lagoon; Region of Bug river: SBW – subregion of Bug river (uplands), SBN – subregion of Bug river (lowlands); RNPN – Region of Narew, Pregola i Niemen rivers. **Province of Odra river.** RGO – Region of upper Odra; Region of central Odra: SS – subregion of Sudeten mountains, SŚOPd – subregion of central Odra (southern), SŚOPł – subregion of central Odra (northern); Region of Warta river: SWW – subregion of Warta river (uplands), SWN – subregion of Warta river (lowlands); RDO – Region of lower Odra and Szczecin Lagoon. **Province of Baltic’s coastlands.** RZP – West Pomeranian Region, RWP – East Pomeranian Region

Krótkookresowe wahania zwierciadła wody podziemnej

Wahania krótkookresowe mogą być związane z szeregiem zjawisk posiadających krótki czas trwania i mniej lub bardziej regularny okres. Do regularnych zmian należą niewątpliwie, występujące w strefie przybrzeżnej mórz i oceanów oscylacje położenia zwierciadła wody podziemnej

związane z falami pływowymi (Nielsen 1990; Turner 1998). Amplituda tych wahań związana jest z wysokością przyboru wody w trakcie przyływu i zmniejsza się wraz z oddalaniem się od brzegu. Na jej wielkość nie mają natomiast istotnego wpływu cechy poziomu wodonośnego (charakter zbiornika wód podziemnych, stopień izolacji, rodzaj skały wodonośnej).

Regularny rytm zmian zdają się mieć również dobowe wahania zwierciadła wody podziemnej. Występują one w płytkich poziomach wodonośnych. W Polsce, chyba jako pierwszy, dostrzegł je Jaworski (1963). Jako wyjaśnienie tego zjawiska podał on ewapotranspirację drzew, polemizując w ten sposób z poglądem o kondensacyjnym pochodzeniu wzniosu zwierciadła obserwowanym w nocy (Ubell 1958). W późniejszych latach, problemem tym zajmował się także Tomaszewski J.T. (1990). Na podstawie badań z obszaru południowo-zachodniej Polski wyróżnił on dwa typy genetyczne wahań dobowych zwierciadła wody podziemnej: ewapotranspiracyjno-kondensacyjny oraz kondensacyjny. W ostatnich latach rytmy dobowe zauważył również Cieśliński (2007). W jego mniemaniu występują one w płytkich wodach podziemnych, w strefie przymorskiej. Autor nie podał jednak precyzyjnie ich genezy.

W literaturze spotkać można również opisy zmian krótkoterminowych wywoływanych przez zjawiska o mniej regularnym okresie. Wahania ciśnienia atmosferycznego mogą w niektórych przypadkach powodować istotne zmiany położenia zwierciadła wody w studni (Gilliand 1969; Mathess, Ubell 1983; Engineer Manual... 1999). Autorzy tych prac zwracają uwagę, że wpływ ten wyraźnie zaznacza się wyłącznie w studniach i piezometrach ujmujących zbiorniki izolowane od powierzchni warstwą skał słabo przepuszczalnych. Wraz ze wzrostem ciśnienia obniża się wówczas poziom wody w otworze. Zjawisko to nie występuje natomiast w przypadku wód gruntowych nieizolowanych od powierzchni, gdyż ciśnienie atmosferyczne działa wtedy nie tylko na wodę w studni, ale na całą powierzchnię zwierciadła wody podziemnej.

W strefach nadmorskich występują również wahania zwierciadła wody podziemnej związane ze zmianami stanu morza. Wcześniej wspomniano już o pływach. Istnieją jednak także inne rytmy o mniej regularnych okresach. Są one wywołane głównie czynnikami anemobarycznymi. U polskich wybrzeży Bałtyku wahania poziomu morza dochodzą do 350 cm (Drwał 1984). Zmienne położenie bazy drenażowej dla wód podziemnych nie pozostaje bez wpływu na ruch ich zwierciadła w strefie przybrzeżnej. Zaznacza się on w dwojaki sposób (Pietrucień 1969). Może być bezpośredni – kiedy wahania w poziomie wodonośnym całkowicie uzależnione są od zmian poziomu morza w strefie brzegowej oraz zmniejszony – widoczny tylko w przypadku wahań długookresowych. Bezpośrednim wpły-

wem stanu wód Bałtyku na wody podziemne zajmowali się w Polsce między innymi Drwał (1967, 1984), Pietrucień (1969), Cieśliński (2007).

W strefach sejsmicznych wahania zwierciadła wody podziemnej wywoływane są również przez wstrząsy skorupy ziemskiej. Mogą one wynosić od kilkunastu centymetrów do nawet kilkunastu metrów (Montgomery, Manga 2003; Chia *et al.* 2008). Zmiana położenia zwierciadła następuje gwałtownie, natomiast powrót do stanu początkowego zajmuje z reguły nie mniej niż kilkadziesiąt godzin. Niektórzy autorzy zwracają też uwagę na trwałe zmiany w strukturze zbiorników wodonośnych, a co za tym idzie na swego rodzaju niejednorodność genetyczną w przebiegu wahań zwierciadła wody podziemnej przed i po trzęsieniu ziemi (Roeloffs 1998; Itaba, Koizumi 2007). Na podkreślenie zasługuje także użyteczny aspekt badań nad krótkookresowymi wahaniami na obszarach sejsmicznych. Mogą one bowiem być przydatne w prognozowaniu wystąpienia wstrząsów (Wakita 1975; Gupta 2001).

Osobnym zagadnieniem w analizie krótkookresowych wahań zwierciadła wody podziemnej jest ocena jego reakcji na zmiany zasilania. Mamy tu do czynienia z dwoma problemami. Po pierwsze, z występującymi dyskretnie (epizodycznie) zjawiskami wzrostu wypełnienia zbiornika wód podziemnych podczas jego alimentacji, a po drugie ze względnie ciągłym procesem drenażu zbiornika przez sieć rzeczną, parowanie lub w wyniku zasilania niżej położonych poziomów wodonośnych. Sposób rozwiązania problemu może tu być różny, a wybór drogi będzie związany z poziomem dostępności do danych pomiarowych. Najwięcej informacji uzyskujemy oczywiście analizując ciągle obserwacje wahań wypełnienia zbiorników wody podziemnej, gdyż „...dopiero one dają możliwość dokonania właściwej oceny formy tej reakcji” (Tomaszewski J.T. 1990, s. 147). Cytowany autor wydzielił na obszarze południowo-zachodniej Polski trzy typy wód podziemnych o różnej reakcji zwierciadła na zasilanie infiltracyjne:

- głębokie wody gruntowe (głębokość występowania poziomu wodonośnego większa niż 350 cm) charakteryzują się brakiem bądź słabą reakcją na zasilanie i dużym opóźnieniem wzniosu w stosunku do opadu;

- wody gruntowe o umiarkowanych głębokościach występowania zwierciadła wody podziemnej (100–350 cm) i zróżnicowanej reakcji

na zasilanie: od gwałtownej do ledwo dostrzegalnej;

– płytkie wody gruntowe (zwierciadła na głębokości poniżej 100 cm) o zawsze wyraźnej reakcji na zasilanie.

Wahania zwierciadła trzeciego z wydzielonych typów, nie nawiązując do typologii Tomaszewskiego J.T. (1990), opisał w ostatnich latach również Cieśliński (2007).

W przypadku analizy danych o dłuższym kroku czasowym: dobowym (Małecka, Witkowski 1981), tygodniowym (Maksymiuk 1970, 1971, 1977; Sawicki 1986a), czy miesięcznym (Kowalska 1962; Szalkiewiczówna 1963; Konieczny *et al.* 1970; Wróbel 1974; Dynowska, Pietrygowa 1979), autorzy formułowali wnioski ostrożniej. Ich poglądy można uogólnić w następujący sposób: reakcja poziomu wodonośnego na zasilanie zależy od jego cech hydrogeologicznych i głębokości na jakiej się on znajduje. W ogólności wyniki są tu zbieżne i korespondują z obserwacjami Tomaszewskiego J.T. (1990).

Interesujące podejście do problemu reakcji poziomów wodonośnych na zmiany w zasilaniu zaprezentował Sawicki (1986a). Badał on, rzadkie obecnie w polskiej literaturze przedmiotu, zagadnienie recesji zwierciadła wody podziemnej. Na podstawie średnich gradientów jego opadania (osobno szacowanych dla półrocza letniego i zimowego) skonstruował krzywe recesji, które potem posłużyły do wydzielenia sześciu typów wahań zwierciadła wody podziemnej. Krzywe te autor wykorzystał również przy wyróżnianiu typów bilansów wodnych najpłytszych horyzontów wodonośnych (Sawicki 1987). Badania te rozszerzył Tomaszewski J.T. (1990) proponując, oprócz określenia krzywych recesji, aproksymację krzywych progresji zwierciadła wody podziemnej. Dla wydzielonych przez siebie rodzajów zwierciadła (swobodnego, napiętego, pozornego i wypadkowego) podał też typy funkcji najlepiej opisujących proces wzniosu i spadku wypełnienia poziomu wodonośnego (krzywe wzniosu i opadania – przyp. autora).

Sezonowe wahania płytkich wód podziemnych

Sezonowa zmienność położenia zwierciadła wody podziemnej jest najłatwiejsza do zaobserwowania nawet „gołym okiem”. W związku z tym była ona właściwie pierwszym opisywanym składnikiem jego dynamiki. W początkowej fazie zaowocowało to typologiami opartymi

wyłącznie na obserwacjach tych zmian, bez użycia metod statystycznych. Na przykład Koehne (1948) wydzielił dla klimatu umiarkowanego trzy typy wahań zwierciadła wody podziemnej: oceaniczny (maksimum zimą, minimum latem), kontynentalny (maksimum w czasie roztopów, minimum jesienią), górski (maksimum latem, minimum w końcu zimy). Problem sezonowej zmienności stanów wody podziemnej w skali Polski jako pierwszy opisał Mikulski (1963). Wykazał, że dominuje w naszym kraju typ wahań z kulminacją wiosenną i minimum na przełomie lata i jesieni. Odrębnym typem wahań charakteryzują się natomiast wody podziemne występujące w dolinach rzek i w pradolinach. Stany ekstremalne (minima i maksima) pojawiają się tu wcześniej o około 1–2 miesiące. W kolejnych latach powstały bardziej szczegółowe opracowania zawierające propozycje typologii wahań sezonowych zwierciadła wody podziemnej. Nadal opierały się one na „oglądzie” wykresów przedstawiających zmiany głębokości do zwierciadła wody podziemnej (Bobrowska 1970, za Chełmickim 1991; Pleczyński 1981; Tomaszewski J.T. 1990).

Mnogość opisowych typologii i klasyfikacji skłoniła Paszczyka (1973) do próby wykorzystania miar dyspersji w badaniach sezonowości wahań zwierciadła wody podziemnej. Zaproponował on, między innymi, zastosowanie odchylenia standardowego średnich z wielolecia miesięcznych stanów wody podziemnej do oceny ich zmienności w ciągu roku. Obliczone wielkości autor porównał z wydzielonymi wcześniej przez siebie typami wahań zwierciadła i stwierdził, że związki między nimi są silne, a zatem można stosować odchylenie standardowe do oceny sezonowych zmian wypełnienia zbiorników wody podziemnej.

W kolejnych latach podobne podejście zastosowali również inni autorzy (Dynowska, Pietrygowa 1979; Pietrygowa 1989). Zwrócili między innymi uwagę na fakt, że wyżej wymienione odchylenie standardowe jest czułe na zmiany terminów ekstremów w poszczególnych latach. Wykazał to Chełmicki (1991) i zaproponował nową miarę, a mianowicie średnią z odchyleń standardowych miesięcznych stanów wody podziemnej w poszczególnych latach. Ponadto Pietrygowa (1989) zauważyła, że „...odchylenie standardowe stanowi obiektywną miarę statystyczną, lecz jego wartości nie należy utożsamiać z rzeczywistymi wahaniami stanów wody”. Autorka zaproponowała zatem by analizować tę miarę w połączeniu z amplitudą wahań

położenia zwierciadła wody podziemnej. Wyniki badań wyżej wymienionych autorów dowodzą, że zmienność sezonowa położenia zwierciadła wody podziemnej maleje wraz z głębokością na jakiej znajduje się poziom wodonośny. Zależy ona także od rodzaju skały wodonośnej (relatywnie mała zmienność w utworach luźnych) oraz od położenia studni ujmującej dany zbiornik (największa zmienność występuje na wierzchołkach, najmniejsza – w dolinach rzecznych).

Do wykrywania sezonowości w szeregach czasowych stosowano również bardziej zaawansowane procedury statystyczne. Jedną z nich jest analiza widma dyskretnego opisywanego przez periodogram. Model ten rozkłada całkowitą wariancję badanego procesu na poszczególne częstotliwości (Węglarczyk 1998). Cytowany autor ostrzega przed nadinterpretacją uzyskanych wyników, gdyż cykle kilkuletnie (dwa do czterech lat) mogą być efektem statystycznej (losowej) zmienności w samym szeregu czasowym, nie zaś obrazem fizycznie istniejącego procesu. Istnienie rytmu rocznego jest jednak bezsporne w odniesieniu do wielu charakterystyk hydroklimatycznych i do jego detekcji można stosować analizę widmową. Do badań dynamiki wód podziemnych w ostatnich latach zastosowali ją: Buczyński *et al.* (2005) – w odniesieniu do dynamiki wód podziemnych w utworach czwartorzędowych złożonych na przedpolu Sudetów oraz Almedej i Al-Ruwaih (2006) – w analizie wahań wód podziemnych na obszarach zurbanizowanych w Kuwejcie. W pierwszym przypadku autorzy wskazują na istnienie rytmu sezonowego zmian położenia zwierciadła wody podziemnej i tendencji do zmniejszania się jego istotności wraz ze wzrostem głębokości na jakiej występuje poziom wodonośny. Dostrzeżono również, że w tym samym kierunku rośnie znaczenie rytmów kilkuletnich. Autorzy drugiego opracowania wskazują na ogromną dominację na badanym obszarze rytmu sezonowego oraz na istnienie drugorzędowego rytmu o okresie bliskim 2,5 roku (por. uwagi Węglarczyka 1998).

W ostatnim czasie, do badań nad sezonowością wahań zwierciadła wody podziemnej, ale także oceny trendów wieloletnich zastosowano procedurę STL (*Seasonal-Trend decomposition procedure based on Loess*). Metoda została zaproponowana pod koniec XX wieku (Cleveland *et al.* 1990). Procedura pozwala „rozłożyć” szereg czasowy na trzy komponenty: składową sezonową, trend oraz resztę (*remainder*). W badaniach hydrogeologicznych metodę tę zastosował Shamsudduha *et al.* (2009), w celu

rozpoznania sezonowości i trendów wieloletnich w waniach zwierciadła wody podziemnej w delcie Gangesu-Brahmaputry. Badania wykazały, że oprócz stałej tendencji do zmniejszania się zasobów zgromadzonych w lokalnych zbiornikach wodonośnych występuje również tendencja do zmniejszania się amplitudy notowanych tu wahań sezonowych. Autorzy obliczyli również udział procentowy składowej sezonowej w całkowitej wariancji szeregu czasowego. Zobrazowano także jego zróżnicowanie przestrzenne.

Wieloletnia zmienność zwierciadła wody podziemnej

Wieloletnie zmiany położenia zwierciadła wody podziemnej mają różny charakter i odbywają się w mniej lub bardziej regularnych cyklach. Są one jednak przeważnie związane z długookresową zmiennością czynników hydroklimatycznych o różnej naturze. Dla obszaru całej Polski, wahaniami wieloletnimi zwierciadła wody podziemnej zajął się Skibniewski (1957), który stwierdził tendencję do obniżania się stanu napełnienia poziomów wodonośnych. Trend ten, zidentyfikowany dla zaledwie ośmioletniej serii pomiarowej, nie może być jednak uznany za istotny. Kolejne opracowania dotyczyły wybranych fragmentów naszego kraju. Według Paszczyka (1973), badającego poziomy wodonośne wschodniej Polski, znaczenie zmienności wieloletniej rośnie wraz ze wzrostem głębokości na jakiej znajdują się wody podziemne. Autor zauważył tendencję wzrostową średniego stanu wypełnienia badanych poziomów wodonośnych. Zasugerował też, że wahania stanu zwierciadła wody podziemnej odbywają się w cyklach o okresie od 5 do 12 lat.

Wzrost zainteresowania tematem wahań zwierciadła wody podziemnej pojawił się w końcu lat 70. ubiegłego wieku. Wyniknęło to zapewne z większej dostępności do wiarygodnych danych pomiarowych z sieci IMGW i dostatecznie długich serii (20-letnich i dłuższych). Badania Dynowskiej i Pietrygowej (1978) prowadzone w dorzeczu górnej Wisły potwierdziły wcześniejsze wnioski o wzroście zasobności poziomów wodonośnych oraz o występowaniu rytmów wieloletnich. Fakty te autorki tłumaczą głównie zmianami zasilania infiltracyjnego. Wieloletnie tendencje położenia zwierciadła wody podziemnej w północno-wschodniej Polsce badał w tym czasie także Siemionow *et al.* (1978). Wyniki tych analiz wskazywały również na wzrost stopnia wypełnienia poziomów wodo-

nośnych w latach 1949–1975. Co ważne, trend taki wystąpił w zdecydowanej większości zbiorników wody podziemnej (75 %).

Badania zmienności wieloletniej stanu zwierciadła wody podziemnej prowadzone były również w mniejszej skali. Dla terenów podlódzkich analizy takie prowadził Jeż (1986). Wskazał on na istnienie dwu dziedzin o odmiennych tendencjach. Na przeważającym obszarze zwierciadło wody podziemnej w latach 1960–1980 wznosiło się. Na zachodzie i południu badanego obszaru kierunek tendencji był zaś odwrotny. Wody podziemne w dolinie Wisły badała Pietrygowa (1989), stwierdzając wzrost wypełnienia zbiorników występujących w obrębie teras rzecznych. Obserwacje podziemnych wód aluwialnych na obszarze górskim prowadzili zaś Małecka i Witkowski (1981). W toku badań wód podziemnych stożka zakopiańskiego, autorzy udokumentowali istotne różnice między reżimem tych wód, a reżimem wód podziemnych typowym dla obszarów nizinnych. Wyrażały się one głównie bardzo silnym wpływem warunków lokalnych. Stwierdzono także, między innymi, ujemny trend stopnia wypełnienia poziomów wodonośnych w dolinie Białego Dunajca występujący na tle ogólnej, wzrostowej tendencji na pozostałym obszarze kraju.

Na początku lat 90. ukazały się dwie monografie dotyczące dynamiki płytkich wód podziemnych w Polsce. W obszarze południowo-zachodnim i centralnym naszego kraju badania prowadził Tomaszewski J.T. (1990). W sposób opisowy przedstawił on wieloletnią cykliczność zmian położenia zwierciadła wody podziemnej. Według autora, wypełnienie zbiorników wód podziemnych malało w latach 40. XX wieku, aż do minimum, przypadającego przeważnie na lata 1951–1954. W późniejszych latach zasoby wzrastały sukcesywnie aż do końca dziesięciolecia. Lata 60. były okresem zróżnicowanych w przestrzeni trendów wzrostowych lub spadkowych stanu zwierciadła wody podziemnej. Kolejna zmiana nastąpiła około 1973 roku. Od tego czasu, do początku lat 80., prawie we wszystkich poziomach wodonośnych dominowały trendy dodatnie, wskazujące na zwiększanie się zgromadzonych zasobów wód podziemnych.

Drugą monografią kompleksowo opisującą dynamikę płytkich wód podziemnych w Polsce jest praca Chełmickiego (1991), który jako pierwszy podjął próbę zmierzenia się z tak rozległym tematem od czasów Skibniewskiego (1957). Autor pracy wskazuje na dominującą

i co ważne istotną statystycznie tendencję do wzrostu wypełnienia poziomów wodonośnych w całym kraju. Trend ten koresponduje ze wzrostem zasilania opadowego w badanym wieloleciu (1961–1980). Odchylenia od tej normy, związane z gospodarczą działalnością człowieka i sztucznym depresjonowaniem zwierciadła wody podziemnej, miały przeważnie charakter lokalny.

Druga połowa lat 90. to spadek zainteresowania tematyką wieloletniej zmienności stanu wypełnienia poziomów wodonośnych. Uwaga i wysiłek autorów zwrócił się ku tworzonej w tym czasie Mapie Hydrogeologicznej Polski 1:50 000 (1996–2004), a z drugiej strony skierowany był na sukcesywnie rozwijane badania dynamiki składu fizykochemicznego wód podziemnych. Powstały jednak w tym czasie między innymi prace Kazimierskiego (1999) dla Niecki Mazowieckiej i Guzika *et al.* (1999) dla hydrogeologicznego regionu Śląsko-Krakowskiego. Ich wyniki zgodnie wskazują na podnoszenie się poziomu wypełnienia zbiorników wód podziemnych na początku lat 80. Proces ten zachodził mimo zmiany warunków zasilania na mniej korzystne. Zjawisko autorzy wiążą przede wszystkim ze zmniejszeniem się skali eksploatacji wód podziemnych. Inaczej kształtowała się sytuacja na Wysoczyźnie Średzkiej, gdzie Dąbrowski (1997) wykazał tendencję do obniżania się zasobów poziomów wodonośnych już w latach 1975–1982 i jej wyraźne przyspieszenie od roku 1983. Odwrócenie tego trendu nastąpiło dopiero w roku 1994. Badając obszar przedsudecki Tarka (1997) wskazuje na brak istotnych statystycznie trendów zmian położenia zwierciadła wody podziemnej. Seria, którą badał, kończy się jednak już w roku 1980. Badania z późniejszych lat (Buczyński, Staśko 2004; Buczyński *et al.* 2005) dokumentują tu tendencję spadkową wypełnienia poziomów wodonośnych, trwającą do połowy lat 90. i jej odwrócenie po roku 2000. Dla rejonu podlódzkiego autor niniejszego opracowania (Tomalski 2002) analizował wahania długookresowe stanu wód podziemnych w wieloleciu 1951–1998, wydzielając dwie dziedziny w których zmiany te zasadniczo się różniły. Dla obszaru środkowej Polski tematem wieloletnich zmian retencji podziemnej zajmował się także Jokieli (2004) prezentując ich przebieg w drugiej połowie XX wieku. Autor zauważył, że są one zdecydowanie wyraźniej zaznaczone od zmian sezonowych. Fakt ten wynika z dużej bezwładności zasobów wód podziemnych, szczególnie tych, które są

gromadzone w głębszych poziomach wodonośnych.

Na jeszcze mniejszym obszarze badania prowadziła Somorowska (2001). Autorka ta, bazując na metodzie funkcji kumulowanych odchyleń, wydzieliła w zlewni Łasicy sekwencje lat suchych i wilgotnych nawiązując do wyróżnionych zmian zasilania opadem atmosferycznym. Do podobnych wniosków doszła Krogulec (2004) podczas badań nad wodami podziemnymi Kampinoskiego Parku Narodowego (w tym analiz prowadzonych w zlewni Łasicy). Autorka stwierdziła, że okresowo występujące deficyty wody podziemnej nie wynikają z określonej, trwałej tendencji klimatycznej, ale są wynikiem antropopresji. Podobne badania prowadził Lenartowicz (2007) w zlewni „Pożary” w Kampinoskim Parku Narodowym. Z diagramów prezentowanych przez tego autora wynika, że zmiany położenia zwierciadła wody podziemnej nawiązywały do zmian zasilania opadowego. Wypełnienie poziomów wodonośnych rosło od 1994 do 1997 roku. W kolejnych latach zaś, w wyniku zmniejszonego zasilania, malało, aż do zamknięcia serii pomiarowej w roku 2004. W rejonie Wysoczyzny Chełmskiej Kachnic (2007), na podstawie serii pochodzącej już z obecnego stulecia, udokumentował istnienie tendencji do obniżania się położenia zwierciadła wody podziemnej.

Podsumowując omówione w skrócie dociekania grupy autorów można stwierdzić, iż wykryte przez nich tendencje do wzrostu czy też obniżania się wypełnienia poziomów wodonośnych są nietrwałe i mogą być tylko fragmentami cykli o dłuższych okresach, nie wykluczając wahań sekularnych. Większość z autorów także wyraża tę opinię, przestrzegając równocześnie przed ekstrapolacją otrzymanych wyników na kolejne lata. Powszechny jest również pogląd, że wahania długookresowe zwierciadła wody podziemnej są nadal uzależnione od rytmu zmian zasilania infiltracyjnego, a więc że reżim ich zmienności można wciąż uznawać za naturalny, a tylko niekiedy za quasi-naturalny.

Pogląd o cykliczności wahań zwierciadła wody podziemnej spotykany jest również w pracach zagranicznych. Szczególnie bogata jest tu literatura rosyjska. Autorzy wielu prac zwracają uwagę na powiązania rytmicznych zmian wypełnienia zbiorników wody podziemnej z cyklicznością opadów (Konoplancew, Siemionow 1979), czy cyklami słonecznymi (Konoplancew 1970). Regionalizacji tych wahań, dla obszaru ZSRR, dokonał Kowalewski (1983)

wyróżniając przy tym cykle 2–3-letnie, 5–6-letnie, 8–9-letnie, 10–12-letnie oraz 14–16-letnie. Autor ten zauważył również, że w różnych regionach cykle o tym samym okresie mogą mieć przesunięte względem siebie fazy.

Ekstremalne roczne stany zwierciadła wody podziemnej

Pełny obraz dynamiki zwierciadła wody podziemnej winien zawierać również opis stanów ekstremalnych. Chyba po raz pierwszy zauważyła to Pietrygowa (1989) pisząc, iż „...obok charakterystyki zmienności wahań stanów wód gruntowych (...) konieczna wydaje się analiza stanów maksymalnych w oparciu o obserwacje codzienne lub tygodniowe” (s. 132). Autorka zaproponowała analizę amplitud stanów ekstremalnych w wieloleciu. Zastosowała ją w badaniach wód występujących w osadach terasy górnej Wisły, gdzie wykryła tendencje do zmniejszania się tej amplitudy wraz z oddalaniem się od koryta ciekłu. Wy tłumaczyła to hydrodynamicznym wpływem wezbrań, który jest oczywiście największy w strefie bezpośredniego sąsiedztwa rzeki. W większości opracowań autorzy ograniczają się do podania terminów wystąpienia ekstremów położenia zwierciadła wody podziemnej, ewentualnie do opisu sezonowego zróżnicowania terminów ich wystąpienia. W znanych autorowi pracach brak jest głębszej analizy tego tematu.

Zagadnienie analizy stanów ekstremalnych (zwykle rocznych) sprowadzane jest zwykle do oceny ich trendów w odniesieniu do tendencji występującej w serii przeciętnego wypełnienia zbiornika wody podziemnej. Analizy takie spotykane są dość często w ostatnich latach. Dość wymienić tu przykłady z Japonii (Imaizumi *et al.* 2006), gdzie badano dynamikę wód gruntowych Równiny Nobi w okresie 1981–2000, czy z Polski. Te ostatnie prowadzono zarówno w odniesieniu do wieloletnich zmian położenia wód podziemnych Kampinoskiego Parku Narodowego (Lenartowicz 2007), jak i dynamiki poziomów wodonośnych w środkowej Polsce (Tomalski 2002).

Zupełnie inne podejście do badania stanów ekstremalnych zaproponował Kowalski (1987). Autor zauważył, że ekstremalne, roczne położenia zwierciadła wody podziemnej można uznać za losowe realizacje procesu. W związku z tym ich rozkłady empiryczne można aproksymować funkcjami rozkładów teoretycznych. Pokazuje on również przykłady dwu poziomów wodono-

śnych z terenu Wrocławia (wysoczyznowego i dolinnego). Do szeregów minimalnych i maksymalnych stanów zwierciadła wody podziemnej dopasowano tam rozkład Pearsona typu III. Śladem tym podążył również autor niniejszego opracowania (Tomalski 2007) dopasowując rozkłady teoretyczne do serii ekstremalnych stanów zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce (minimów i maksimów rocznych).

W literaturze przedmiotu spotkać można także i inne podejścia do zagadnienia analizy maksymalnych i minimalnych stanów wypełnienia poziomów wodonośnych. W badaniach rosyjskich Yakimowa (2005) dla regionu moskiewskiego stosowała analizę autokorelacyjną stanów ekstremalnych badając ją przy przesunięciach od 1 do 3 lat i porównując współczynniki autokorelacji z analogicznymi miarami dla serii średnich stanów rocznych. Relatywnie dużą bezwładnością, w zakresie trzech kolejnych przesunięć, charakteryzują się serie średnich stanów rocznych. Mniejszą bezwładnością cechują się serie stanów minimalnych, a najmniejszą maksymalnych. Ta sama autorka przeprowadziła również analizę widmową szeregów ekstremów rocznych otrzymując istotnie różniące się periodogramy dla wszystkich trzech charakterystyk.

Badania dynamiki płytkich wód podziemnych w środkowej Polsce

W budowie geologicznej szeroko rozumianego obszaru środkowej Polski zaznacza się strefowość. W południowej jego części występują osady mezozoiczne. W kierunku północnym zapadają się one pod przykrywające je młodsze, czwartorzędowe osady zlodowaceń odry i warty. Na północy dominują zaś, również czwartorzędowe, formy młodoglacjalne związane ze zlodowaceniem bałtyckim. Zatem na południu obszaru płytkie wody podziemne występują w utworach mezozoicznych, reprezentowanych głównie przez wapienie kredy górnej oraz margle i wapienie górnej jury. W przeważającej części środkowej Polski dominują jednak wody w osadach czwartorzędowych.

Charakter zbiorników wód podziemnych wpływa znacząco na dynamikę zwierciadła oraz zdolności retencyjne poziomów wodonośnych. Te z kolei determinują charakter cieków drenujących płytkie warstwy. Związek ten widać wyraźnie w świetle analizy zdolności retencyjnych zlewni rzecznych (Gutry-Korycka 1978). Autorka stwierdziła, że najmniejszą retencyjnością cechują się utwory morenowe starszych zlodowa-

ceń, szczególnie te położone w strefie najniższych opadów i wysokiego parowania (głównie Wielkopolska). Duże zasoby występują zaś w zlewniach zbudowanych z utworów węglanowych.

Z pojęciem dynamiki zwierciadła wody podziemnej wiąże się ściśle typ jego równowagi. Zależy on z jednej strony od strefowo występujących warunków klimatycznych, z drugiej zaś od astrefowych warunków geologicznych i geomorfologicznych (Więckowska 1961). Na mniejszych obszarach zaznacza się przy tym większy wpływ stosunków geomorfologicznych. Wpływ klimatu jest widoczny dopiero na większych przestrzeniach (skala kontynentów). Z rozmieszczenia przestrzennego typów równowagi zwierciadła wody podziemnej w Polsce opracowanego przez Więckowską (1960) wynika, że na badanym obszarze występują wszystkie z pięciu wyróżnionych przez autorkę typów równowagi zwierciadła wody podziemnej oraz większość wymienionych w pracy typów wód podziemnych (14 z 17 przypadków). Dominują oczywiście wody w równowadze infiltracyjnej (zdenudowanych wysoczyzn, stożków sandrowych i obszarów krasowych) oraz w równowadze przesączania (głównie na obszarach młodoglacjalnych). W dolinach rzek występują płytkie wody podziemne w równowadze drenowania. Relatywnie małe obszary, głównie wydmy, zajmują poziomy wodonośne posiadające zwierciadło wód podziemnych w równowadze parowania.

Mimo dużej różnorodności typów równowagi zwierciadła wody podziemnej, reżim tych wód jest w skali kraju i regionu stosunkowo mało zróżnicowany (Chełmicki 1991). Środkowa Polska charakteryzuje się kontynentalnym reżimem wahań zwierciadła wody podziemnej. Zasilanie poziomów wodonośnych odbywa się głównie poprzez infiltrację wód roztopowych oraz przez odwilże śródzimowe (zasilanie roztopowo-odwilżowe). Tereny wyżyn węglanowych (południowo-zachodnia część obszaru badań) cechują się drugorzędną kulminacją letnią (zasilanie roztopowo-odwilżowo-deszczowe).

W regionie środkowej Polski autor niniejszego opracowania (Tomalski 2007) badał ekstremalne (najniższe i najwyższe) roczne stany wody podziemnej w przekroju wieloletnim. Na podstawie stanów wody o zadanym prawdopodobieństwie nieosiągnięcia (dla stanów najniższych) i przekroczenia (dla stanów najwyższych) udało się wyróżnić okresy „niżówkowe” oraz „wezbraniowe” w odniesieniu do wód podziem-

nych. Najgłębsze niżówki występowały stosunkowo często w latach 50. i na przełomie lat 80. i 90. Jednocześnie wysokie wezbrania wód podziemnych zdarzały się relatywnie często w połowie lat 60. i na przełomie lat 70. i 80.

Dla obszaru międzyrzecza Warty i Pilicy Jeż (1986) zbadał synchroniczność wahań zwierciadła wody podziemnej. Wydzielił on na tym terenie trzy rejon synchroniczności. Pierwszy z nich obejmował zlewnię dolnej Pilicy i cechował się niedoborami zasobów trwającymi do drugiej połowy lat 60. i ich nadwyżkami w latach kolejnych. Drugi rejon, w przybliżeniu obejmujący zlewnię Bzury i wschodnią część zlewni Warty, posiadał podobny rytm, na który nałożyły się dodatkowo wahania w krótszym okresie (około sześcioletnim). Odwrotnym rytmem cechował się trzeci rejon, który obejmował górną część zlewni Pilicy oraz zachodnią i południową część zlewni Warty. Bardzo podobne wnioski wynikały z badań na tym samym obszarze wieloletnich (lata 1951–1998) wahań zwierciadła wody podziemnej (Tomalski 2002). Dziedzina A, charakteryzująca się stopniowym wzrostem stanów wód podziemnych do początku lat 80. i gwałtownym spadkiem w kolejnych latach, odpowiadała rejonom I i II wydzielonych przez Jeża (1986). Natomiast rejon III pokrywał się w zasadzie z dziedziną B cechującą się względną stałością stanów w latach 60., gwałtownym ich wzrostem w kolejnym dziesięcioleciu i stabilizacją w latach 80. lecz już na „wyższym poziomie”.

Według najnowszej regionalizacji słodkich wód podziemnych (Paczyński, Sadurski 2007) obszar środkowej Polski obejmuje pięć subregionów słodkich wód podziemnych: Środkowej Wisły Wyżynny, Środkowej Wisły Nizinny, Środkowej Odry Północny, Warty Wyżynny oraz Warty Nizinny. Poniżej przedstawiona zostanie skrótowa charakterystyka dynamiki zwierciadła płytkich wód podziemnych w tych jednostkach.

Na badanym terenie **Subregion Środkowej Wisły Wyżynny** obejmuje południową część zlewni Pilicy (po sztuczny zbiornik retencyjny w okolicach Sulejowa). W jej górnym i dolnym fragmencie pierwszy horyzont wodonośny występuje głównie w szczelinowych i krasowych wapieniach górnopaleozoicznych. Zwierciadło jest przeważnie swobodne. W większości poziomy te nie są izolowane, co w połączeniu z krasowym charakterem zbiorników sprzyja ich infiltracyjnemu zasilaniu. Wahania zasobów w nich zgromadzonych są na ogół duże. W środkowej części

regionu głównym wodonoścem dla pierwszego poziomu są górnopaleozoiczne margle o bardzo zróżnicowanych współczynnikach filtracji. Zbiorniki mają tutaj charakter szczelinowy. Lokalnie, najczęściej w dolinach rzecznych, pierwszy horyzont wodonośny wytworzył się w utworach plejstoceńskich, głównie w piaskach, i posiada swobodne zwierciadło. Największe znaczenie ma on w dolinie Pilicy, przy czym pozostaje zwykle w kontakcie hydraulicznym z głębszymi zbiornikami (Paczyński, Sadurski 2007).

Badania w tym regionie prowadził Maksymiuk (1971). Dotyczyły one wód w dolinie Pilicy w okolicy, planowanego wtedy, Zbiornika Sulejowskiego. Autor stwierdził występowanie poziomów aluwialnych o reżimie wyraźnie związanym z rzeką oraz licznych poziomów w utworach kredowych. Te ostatnie cechowały się dynamiką zwierciadła wody podziemnej zależną głównie od zasilania infiltracyjnego. Amplitudy wahań rocznych w kredowych poziomach wodonośnych na wysoczyznach położonych na wschód od doliny Pilicy dochodziły nawet do 700 cm i różniły się znacząco od stwierdzonych na terenach położonych na zachód od zbiornika (amplitudy poniżej 100 cm).

Subregion Środkowej Wisły Nizinny obejmuje na badanym obszarze zlewnię Pilicy (poniżej Zbiornika Sulejowskiego), Jeziora, Bzury i Skrwę (Lewej). Pierwszy poziom wodonośny tworzą tu wody krążące w piaszczysto-żwirowych osadach czwartorzędowych. Jak podają Paczyński i Sadurski (2007) występują one w trzech typach struktur: dolinach rzek, dolinach kopalnych oraz strukturach piaszczysto-żwirowych o zasięgu regionalnym występujących między utworami morenowymi. W pierwszych dwóch typach mamy najczęściej do czynienia z zasobnymi zbiornikami. W trzecim typie występują zarówno wody gruntowe (odkryte), jak i płytkie wody wgłębne, izolowane od powierzchni warstwą glin. Ich zasobność jest bardzo zmienna i zależna od warunków lokalnych. W południowej części płytkie wody podziemne występować mogą także w górnopaleozoicznych wapieniach izolowanych od powierzchni glinami zwałowymi bądź neogeneńskimi mułkami. Zdarza się jednak, na przykład w okolicy Tomaszowa Mazowieckiego, że piaski czwartorzędowe leżą bezpośrednio na wapieniach jurajskich, a wody występujące w tych drugich mają charakter wód gruntowych (Małacka, Małacki 1998).

Wody podziemne na Wysoczyźnie Kujawskiej i w dolinie Wisły w rejonie Włocławka były przedmiotem badań Głazika (1970). Autor

stwierdził, że wody podziemne występujące na wysoczyźnie cechują się bardzo zróżnicowanymi głębokościami od niespełna 400 cm w jej centralnej części do ponad 2000 cm – w strefach krawędzi morfologicznych. Są to przeważnie wody gruntowe, choć zdarzają się również, głównie w obniżeniach terenu, wody zaskórne. Według Głazika (1970) amplituda wahań jest tu przeważnie duża. W okresach suchych niektóre z nich wysychają, natomiast po wiosennych roztopach na znacznych obszarach zdarzają się podtopienia. Część studni bazuje również na wodach występujących w soczewkach piasków wśród glin zwałowych. W dolinie Wisły poziomy wodonośne występują płytko (do 300 cm), a amplituda stanów zwierciadła wynosi około 100 cm. Amplituda ta większa jest na terasie zalewowej, gdzie reżim wód podziemnych związany jest ze stanami wody w rzece. Najwyższe wypełnienia zbiorników wody podziemnej występują przeważnie w marcu i kwietniu, czasem także w sierpniu, najniższe zaś – od października do grudnia.

Według Maksymiuka (1977, 1979) na Równinie Łowicko-Błońskiej wody w piaskach naglinowych występują płytko (do 200 cm). Amplituda rocznych wahań ich zwierciadła wynosi tam około 100 cm. Wysokie stany pojawiają się wiosną, a niskie – na początku lata i jesienią. Na Równinie Piotrkowskiej oraz Wysoczyźnie Łaskiej, na południu przechodzącej w Kotlinę Szczercowską, notuje się przeważnie dwa poziomy wodonośne. Płytszy, naglinowy, stanowią wody gruntowe w piaskach fluwiogłajnych. Poziom ten jest mało zasobny, a amplituda wahań zwierciadła dochodzi do 200 cm. Pod nimi występuje dużo bardziej zasobny, wgłębnny, międzymorenowy poziom wodonośny w piaskach i żwirach. Zwierciadło wody podziemnej jest tam z reguły napięte, a jego wahania nie przekraczają 50 cm.

Poziomy wodonośne dorzecza Wolbórki badała Moszczyńska (1986). Wody podziemne występowały tam płytko głównie w piaskach na glinie zwałowej (do około 400 cm) i cechowały się znacznymi wahaniami dochodzącymi także do 400 cm. Zdarzały się również mało zasobne zbiorniki wytworzone w soczewkach piasków wśród glin zwałowych. Autorka notowała okresowy brak wody w piezometrach, które je ujmowały. Zasadniczy poziom użytkowy na tym terenie tworzyły dopiero wody występujące między utworami morenowymi. Wahania w nich były nieznaczne i nie przekraczały 100 cm.

Liczne badania płytkich wód podziemnych prowadzone były także w dolinie Wisły pod Warszawą, a zwłaszcza na terenie Kampinoskiego Parku Narodowego (Somorowska 2001, 2003, 2006; Krogulec 2003, 2004; Lenartowicz 2007). Wody podziemne występują tam w czwartorzędowych osadach rzecznych budujących terasy zalewowe i nadzalewowe Wisły. Cechą charakterystyczną tego obszaru są równoległe do rzeki pasy wydmy rozdzielone ciągami bagiennymi (Krogulec 2004). Wody podziemne w pasach wydmy występują głębiej (H_{sr} od 130 cm do 450 cm) niż na terenach bagiennych (H_{sr} od 0 do 250 cm). Amplitudy wahań rocznych są jednak niewielkie i rzadko przekraczają 100 cm (Krogulec 2003). W przebiegu wieloletnim zmiany położenia zwierciadła wody podziemnej nawiązują do rytmu opadów (Somorowska 2001; Lenartowicz 2007), jedynie w części zachodniej są pod wpływem ujęcia wód podziemnych (Krogulec 2004).

Równie bogata jest literatura dotycząca wód podziemnych Wzniesień Łódzkich. Obszar ten wyróżnia się na Niziu Polskim wyjątkowo urozmaiconą rzeźbą i skomplikowaną budową geologiczną. Charakterystyczna jest tu strefa spiętrzeń glaciektonicznych wywołanych przez nacisk boczny lodowca lub jego nacisk pionowy na podłoże. Deformacje powstały podczas stadium pomaksymalnego warty zlodowacenia odry, ale brały w nich udział także osady neogeńskie (Turkowska 2006). Wody podziemne tego obszaru występują na bardzo różnych głębokościach, od 0 cm do ponad 3000 cm w strefach wododziałowych (Maksymiuk 1977; Jokiel, Moniewski 2000). Najczęściej występują tu dwa poziomy wodonośne. Płytszy, naglinowy lub sandrowy, o swobodnym zwierciadle i głębszy, międzymorenowy o zwierciadle lokalnie napiętym (Maksymiuk 1998; Jokiel 2002; Moniewski 2004). Ich zasoby są bardzo zmienne w przestrzeni, przy czym z reguły bardziej zasobny jest poziom zakryty. Występujące w nim wahania sezonowe zgromadzonych zasobów są również słabiej zaznaczone i nie przekraczają 100 cm (Maksymiuk 1998; Jokiel 2002). W przebiegu wieloletnim wahań zwierciadła wody podziemnej daje się zauważyć wyraźny rytm nawiązujący swym przebiegiem do długookresowych zmian sum opadów (Maksymiuk 1998).

Subregion Środkowej Odry Północny obejmuje na badanym obszarze zlewnię Baryczy. Płytkie poziomy wodonośne mają tu charakter porowy i występują w osadach czwartorzędowych, głównie piaszczysto-żwirowych. Związane

są one ze zlodowaceniem wisły, interglacją eemskim oraz stadią warty. Parametry filtracyjne tych poziomów są bardzo zróżnicowane, a amplitudy wahań zwierciadła wody podziemnej są znaczne i dochodzą do 300 cm (Paczyński, Sadurski 2007).

Subregion Warty Wyżynny obejmuje górną część jej dorzecza. W centrum regionu dominują zbiorniki wód podziemnych w wapieniach górnej jury. Mają one charakter szczelinowo-krasowo-porowy, posiadają swobodne zwierciadło i są bardzo zasobne. Na obrzeżach regionu występują zaś płytko krążące wody w utworach górnokredowych, głównie wapieniach i marglach. Poziomy te są mniej zasobne od jurajskich. Osady czwartorzędowe zalegają głównie w obniżeniach terenu. W związku z tym poziomy wodonośny tego piętra kojarzone są głównie ze strukturami dolinnymi i pradolinowymi. Warstwą wodonośną są wtedy osady piaszczyste i piaszczysto-żwirowe pochodzenia rzeczno-łodowcowego. Ich zasobność jest zróżnicowana, choć w niektórych przypadkach może być znaczna (np. w dolinie kopalnej Warty; Nowicki 2007).

Sezonowe wahania zwierciadła wody podziemnej w szczelinowo-krasowo-porowym zbiorniku w wapieniach górnej jury mogą być znaczne. W okolicach Zawiercia dla zbiorników występujących na głębokościach ponad 1100 cm wahania takie przekraczają 700 cm. Obok wahań sezonowych stwierdzono tam również zmiany wieloletnie odbywające się w cyklach 4–5-letnich, a nawet ponad 10-letnich (Leszkiewicz *et al.* 1991).

Subregion Warty Nizinny obejmuje na badanym obszarze środkową i dolną część dorzecza Warty. Płytkie wody podziemne występują tu w zasadzie tylko w osadach czwartorzędowych. Zbiorniki mają charakter porowy, a wielkość zgromadzonych w nich zasobów jest bardzo zróżnicowana i zależna od rodzaju wód podziemnych. Za najbardziej zasobne uznaje się warstwy związane z osadami rzeczno-łodowcowymi oraz utworami fluwioglacjalnymi rozdzielającymi gliny morenowe zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich, w tym osady występujące w licznych dolinach kopalnych (Żurawski 1982b; Dąbrowski 1997; Paczyński, Sadurski 2007). Region ten, a głównie jego północno-wschodnia część, wyróżnia się okresowo występującymi dużymi deficytami wody związanymi z małą

odnawialnością zasobów (Choiński 1988; Kowalczak 2001; Tomaszewski E. 2001; Jokiel 2004).

Wody podziemne w dorzeczu Grabi badał Maksymiuk (1970). Autor stwierdził występowanie płytko położonych horyzontów w piaskach na glinie zwałowej. Mają one stosunkowo małą zasobność i roczną amplitudę wahań rzędu 200 cm. Zdecydowanie bardziej zasobny jest dość powszechny na tym terenie poziom międzymorenowy o niewielkich wahaniami rocznych.

W przekroju wieloletnim (1961–1983) badaniami wód podziemnych okolic Poznania zajmowała się Nowak (2007). Badała ona związki między dynamiką zwierciadła wód poziomów wysoczyznowych i śródoglinowych z sumami opadów. Autorka stwierdziła współmienność rocznych sum opadów z analogicznymi średnimi położeniami zwierciadła wody podziemnej (współczynnik korelacji na poziomie 0,4). W układzie miesięcznym najsilniejsze powiązania między stanami wody podziemnej, a sumami opadów wystąpiły w grudniu, marcu, czerwcu i lipcu.

Dynamikę wód podziemnych w zlewni Wrześnicy badał Kaniecki (1982) oraz Żurawski (1982a). Pierwszy horyzont wodonośny występuje tam płytko i reprezentowany jest przez wody gruntowe naglinowe i wody w soczewkach piasków wśród glin zwałowych. Zgromadzone w nich zasoby są bardzo małe. Amplitudy wahań zwierciadła wody podziemnej zamknęły się w przedziale od 50 cm – dla poziomów występujących w obniżeniach, do 500 cm – dla wód występujących w glinach zwałowych wysoczyzny morenowej. Zasilanie wodonośców odbywa się w zasadzie tylko w czasie roztopów. Letnie opady zużywane są niemalże w całości na ewapotranspirację i uzupełnienie wilgoci w strefie aeracji.

Wody w osadach sandrowych północnych rubieży Poznania badał Theuss (2009). Poziomy wodonośny występują tu na głębokościach ponad 600 cm i wykazują niewielką amplitudę wahań sezonowych (około 30 cm). Wspomniany autor dostrzegł też, że są one wrażliwe na obniżenie rocznych sum opadów. W latach 2002–2006, gdy opady były o ponad 150 mm niższe od normy wieloletniej, ich poziom obniżył się o około 100 cm. Zahamowanie tej tendencji nastąpiło w roku 2007, który cechował się sumami opadów wyższymi od przeciętnej z wielolecia.

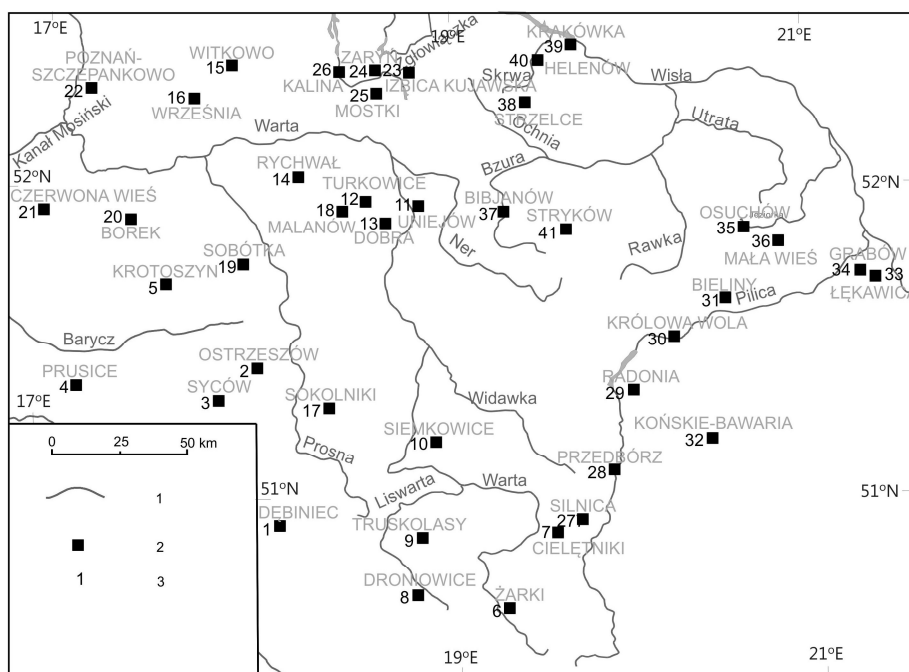
MATERIAŁ BADAWCZY

OBSZAR BADAŃ I LOKALIZACJA POSTERUNKÓW

Wytypowane do badań posterunki pomiarowe wód podziemnych znajdują się na terenie środkowej Polski. Obszar badań obejmuje zlewnie rzek II rzędu: Warty po Poznań, Skrwy (Lewej), Bzury, Jeziorki, Pilicy oraz niewielkie fragmenty zlewni sąsiednich. Nie ma on statusu regionu w sensie regionu fizycznogeograficznego, hydrograficznego, hydrogeologicznego, morfogenetycznego czy też historycznego. Granice zakresłono w taki sposób, by obejmował on, charakterystyczną dla środkowej Polski, mozaikę krajobrazów oraz warunków fizycznogeograficznych i hydrogeologicznych. Na teren ten składają się więc zarówno obszary Niżu Polskiego z ciągłą pokrywą osadów czwartorzędowych, jak i część Wyżyn Polskich zbudowanych ze skał przedczwartorzędowych z pokrywą nieciągłą i małej miąższości. W mniemaniu autora, zarysowany tak obszar badań oddaje w sposób w miarę pełny bardzo zróżnicowane warunki

występowania płytkich wód podziemnych w środkowej części Polski.

Studnie sieci monitoringu wód podziemnych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej ujmujące badane poziomy wodonośne, są rozłożone dość równomiernie na obszarze środkowej Polski (rys. 4) i reprezentują różnorodne warunki występowania wód podziemnych na tym terenie. Aby przedstawić ich zróżnicowanie posłużono się ośmioma klasyfikacjami i typologiami. Pozwalają one pogrupować badane poziomy wodonośne według cech hydrogeologicznych, a reprezentujące je piezometry według położenia geograficznego. Przynależność do poszczególnych typów, klas i regionów przedstawiono w załącznikach 2, 3 i 4, zaś wewnętrzną strukturę badanej próbki, w obrębie poszczególnych regionalizacji i typologii, na rysunkach 5 i 6.

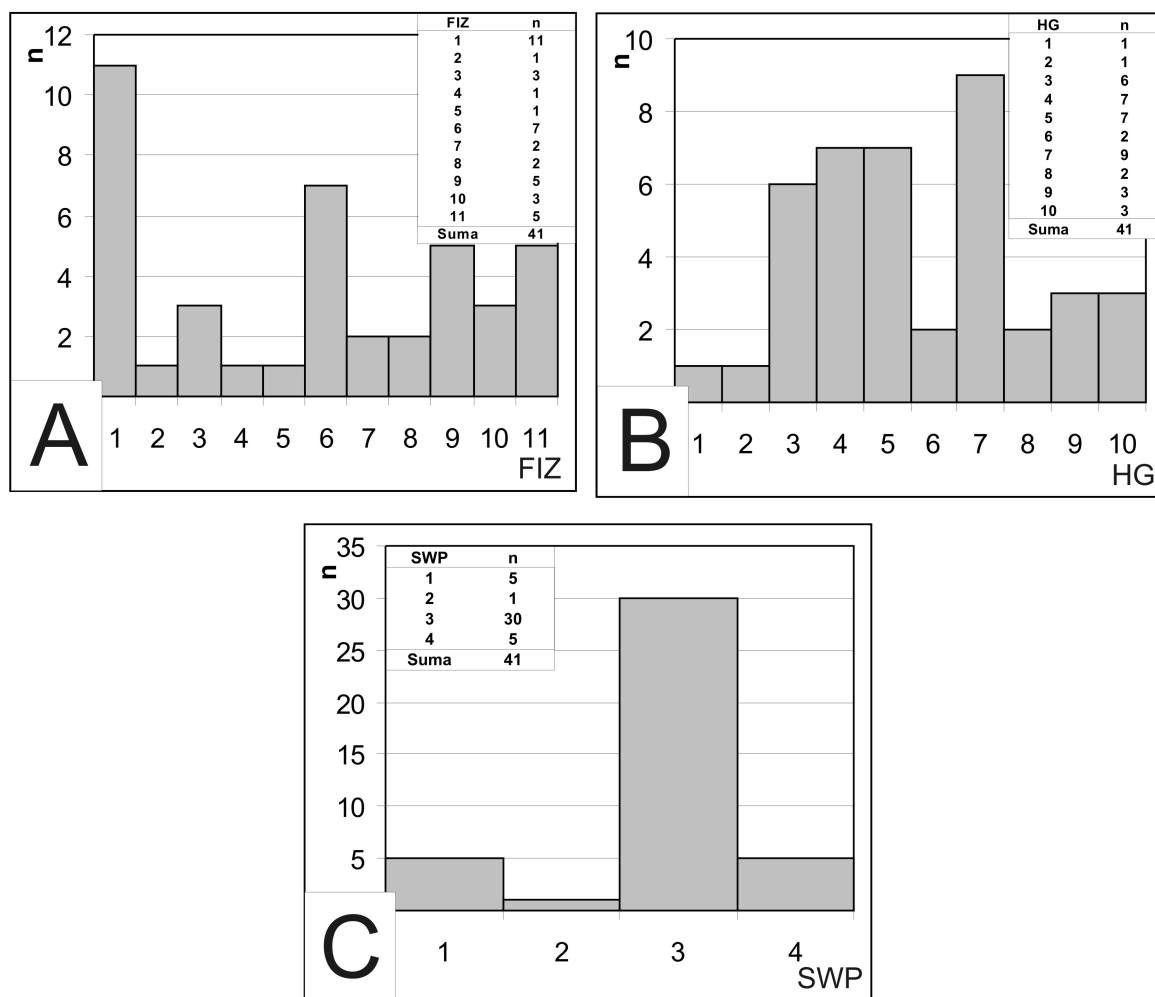


Rys. 4. Lokalizacja studni ujmujących badane poziomy wodonośne

1 – rzeki; 2 – studnie; 3 – numery posterunków pomiarowych

Location of piezometers draining examined aquifers

1 – rivers; 2 – wells; 3 – numbers of measurement piezometers



Rys. 5. Struktura badanej grupy poziomów wodonośnych w świetle regionalizacji fizycznogeograficznej i hydrogeologicznej

A. Makroregiony fizycznogeograficzne wg Kondrackiego 1998 (FIZ): 1 – Nizina Południowowielkopolska, 2 – Nizina Śląska, 3 – Nizina Środkowomazowiecka, 4 – Obniżenie Milicko-Głogowskie, 5 – Pojezierze Leszczyńskie, 6 – Pojezierze Wielkopolskie, 7 – Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, 8 – Wał Trzebnicki, 9 – Wyżyna Przedborska, 10 – Wyżyna Woźnicko-Wieluńska, 11 – Wzniesienia Południowomazowieckie

B. Regiony hydrogeologiczne według Państwowego Instytutu Geologicznego (HG): 1 – Kluczborsko-Lubliniecki, 2 – Kutnowsko-Tomaszowski, 3 – Łódzki, 4 – Mazowiecki, 5 – Mogileński, 6 – Nidziański, 7 – Wielkopolski, 8 – Pomorsko-Kujawski, 9 – Wieluńsko-Krakowski, 10 – Wokółświętokrzyski

C. Regiony środowiska wód podziemnych według Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (SWP): 1 – Częstochowsko-Nidziański, 2 – Śląski, 3 – Środkowopolski, 4 – Świętokrzyski

n – liczba badanych poziomów wodonośnych (piezometrów)

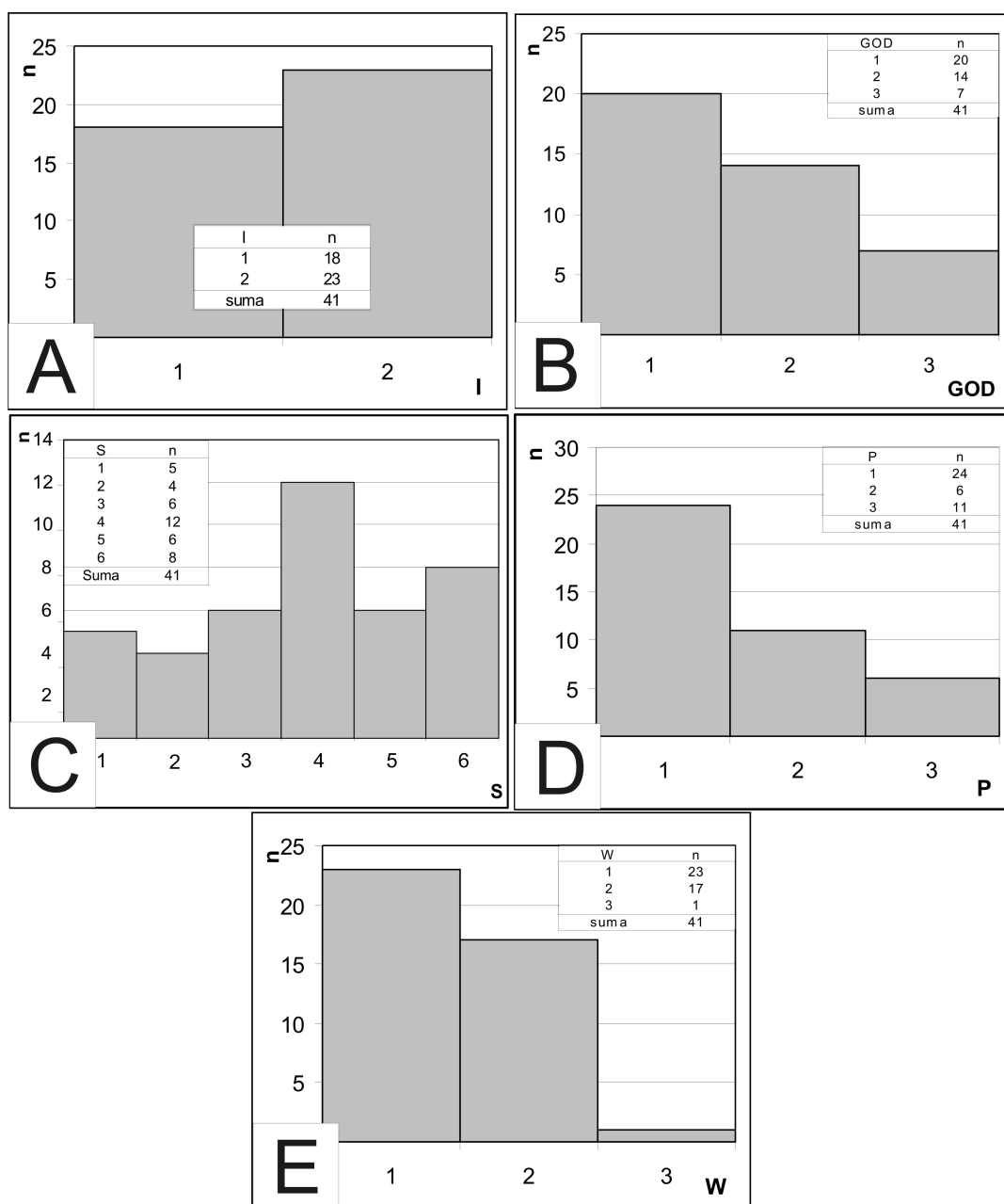
Structure of analyzed aquifers according to the geographical and hydrogeological regionalization

A. Geographical macroregions by Kondracki 1998 (FIZ)

B. Hydrogeological regions by Government Geological Institute (HG)

C. Regions of groundwater environments by Institute of Meteorology and Water Management (SWP)

n – number of examined aquifers (piezometers)



Rys. 6. Struktura badanej grupy poziomów wodonośnych w świetle ich podstawowych cech hydrogeologicznych

- A. Izolacja poziomu wodonośnego od powierzchni (I): 1 – poziom odkryty, 2 – poziom zakryty
 B. Podatność wód podziemnych na zanieczyszczenia według metody Foster’a (GOD): 1 – niska, 2 – umiarkowana, 3 – wysoka
 C. Rodzaj skały wodonośnej (S): 1 – skały węglanowe, 2 – soczewki piasków, 3 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 4 – piaski lodowcowe, 5 – piaski rzeczne, 6 – piaski wodnolodowcowe
 D. Położenie morfologiczne studni ujmującej poziom wodonośny (P): 1 – wysoczyznowe, 2 – stokowe, 3 – terasowe
 E. Rodzaj wód podziemnych (W): 1 – wgłębne, 2 – gruntowe, 3 – wierzchówkowe
 n – liczba badanych poziomów wodonośnych (piezometrów)

Structure of analyzed aquifers according to the basic hydrogeological characteristics

- A. Isolation of the aquifers from the surface (I): 1 – unisolated aquifers, 2 – isolated aquifers
 B. Groundwater vulnerability to the pollutions by Foster’s method (GOD): 1 – low, 2 – medium, 3 – high
 C. Type of aquifer (S): 1 – carbonate rocks, 2 – lenses of sand in a clay, 3 – fluvio-glacial sands and gravel, 4 – glacial sands, 5 – fluvial sands, 6 – fluvio-glacial sands
 D. Morphologic location of piezometer (P): 1 – high plain, 2 – slope, 3 – terrace
 E. Type of groundwater (W): 1 – confined aquifers, 2 – unconfined aquifers, 3 – subsurface aquifers
 n – number of examined aquifers (piezometers)

Powszechnie uznanym podziałem Polski na regiony fizycznogeograficzne jest klasyfikacja zaproponowana przez Kondrackiego (1998). W niniejszej pracy, zidentyfikowano położenie badanych poziomów wodonośnych w skali makroregionów i mezoregionów (rys. 5A; zał. 2).

Przynależność poszczególnych poziomów wodonośnych do regionów hydrogeologicznych, wydzielonych przez Państwowy Instytut Geologiczny, określono przy pomocy Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:200 000 (1984-1990), arkusze Częstochowa, Gniezno, Kalisz, Kielce, Kluczbork, Konin, Kraków, Leszno, Łódź, Ostrów Wielkopolski, Płock, Radom, Skierniewice, Warszawa Zachód, Wrocław (rys. 5B). W tym przypadku regiony zostały wyróżnione przy uwzględnieniu zbiorników wód podziemnych występujących w strukturach przedczwartorzędowych. Natomiast na podstawie charakteru poziomów w utworach czwartorzędowych wydzielono w obrębie regionów podregiony, a w uzasadnionych przypadkach także rejony (zał. 3).

Nieco inny obraz daje regionalizacja, w której podstawowym kryterium podziału jest środowisko wód podziemnych (Orsztynowicz 1987a) (rys. 5C; zał. 3). Podstawą delimitacji było tu przestrzenne zróżnicowanie odpływu podziemnego. Jak później zauważyła autorka uzyskany obraz wykazuje zbieżność z granicami podstawowych jednostek hydrogeologicznych Polski (Orsztynowicz 1987b).

Strukturę badanych poziomów wodonośnych, uwzględniającą stopień ich izolacji od powierzchni, przedstawiono w dwojaki sposób. Pierwszy polega na dychotomicznym podziale próbki na poziomy osłonięte od powierzchni warstwą skał słabiej przepuszczalnych oraz na poziomy pozbawione takiej osłony (rys. 6A). Informacje na ten temat uzyskano analizując szczegółowo poszczególne arkusze Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:200 000 (1984-1990).

Drugim sposobem opisu stopnia izolacji badanych poziomów wód podziemnych było określenie ich potencjalnej podatności na wprowadzanie z powierzchni terenu zanieczyszczenia. Można bowiem założyć, iż im mniej podatny na zanieczyszczenia jest dany poziom wodonośny, tym jest on lepiej izolowany. Wśród wielu metod szacowania stopnia podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia wybrano zaproponowaną przez Foster (1987) metodę GOD. Bierze ona pod uwagę charakter strefy aeracji, rodzaj skał wodonośnych oraz głębokość do zwierciadła wód podziemnych, przypisując cechom różne mnożniki (wagi). Iloczyn tych

mnożników stanowi wskaźnik podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia. Foster zaproponował też podział zakresu zmienności wskaźnika GOD na pięć klas: zmienną, niską, umiarkowaną, wysoką, bardzo wysoką. W badanej grupie poziomów wodonośnych zakres ten był węższy. Wyróżniono tylko trzy klasy (rys. 6B). W załączniku 4 obok nazw klas podane zostały dodatkowo wartości wskaźnika GOD.

Strukturę badanych poziomów wodonośnych według rodzaju skały wodonośnej przedstawiono na podstawie informacji zaczerpniętych z Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:200 000 (1984-1990) oraz Objasnień do Mapy... (1984-1990). Opisano tam reprezentatywność poszczególnych poziomów. Na ich podstawie oraz na bazie dostępnych profili geologicznych studni określono rodzaj wodonośności (rys. 6C) w każdym badanym poziomie.

Warunki morfologiczne w bezpośrednim sąsiedztwie studni (piezometrów) ujmujących badane poziomy wodonośne scharakteryzowano na podstawie Atlasu Hydrologicznego Polski (Stachy red. 1987), Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:200 000 (1984-1990) oraz Objasnień do Mapy... (1984-1990). Charakterystyka otworów oraz położenie względem głównych form terenu pozwoliły zaklasyfikować studnie do jednej z trzech klas piezometrów wyróżnianych przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (rys. 6D) i odpowiadających odpowiednim strefom występowania wód podziemnych. Poziomy położone na wysoczyznach znajdują się w strefie zasilania, stokowe – tranzytu od stref zasilania do drenażu, terasowe zaś w strefie drenażu.

Ostatni podział badanej próbki przeprowadzono biorąc za kryterium rodzaj wód podziemnych. Wykorzystano tu prostą typologię zaproponowaną przez Pazdro (1983). Informacje zebrane wcześniej oraz obliczona w toku analiz średnia głębokość do zwierciadła wód podziemnych, pozwoliły zaliczyć każdy z poziomów wodonośnych do określonego rodzaju wód podziemnych (rys. 6E).

Biorąc pod uwagę stopień izolacji od powierzchni, w badanej grupie występuje niewielka przewaga poziomów wodonośnych zakrytych. Z punktu widzenia wskaźnika GOD najliczniej reprezentowane są poziomy o niskiej podatności na zanieczyszczenia, a najmniej liczne – o podatności wysokiej. Wody podziemne występują najczęściej w piaskach lodowcowych, natomiast w soczewkach piasków otoczonych glinami są one stosunkowo rzadko spotykane. W większości

przypadków piezometrii ujmujące badane warstwy wodonośne zlokalizowane są na wysoczyznach. Położenie na terasach rzecznych jest natomiast niezbyt częste. Najliczniejsze są pozio-

my wód wglębnych, podczas gdy tylko w jednym przypadku mamy do czynienia z wodami wierzchówkowymi.

ZAKRES CZASOWY ANALIZ

W pierwszym etapie do badań wytypowano wszystkie istniejące serie cotygodniowych pomiarów głębokości zwierciadła wody podziemnej pochodzące z lat hydrologicznych 1951–2000, stanowiących obecnie najszerzy, możliwy do przyjęcia zakres czasowy. Posterunki pomiarowe wód podziemnych w pierwszych latach powojennych były bowiem bardzo rzadko rozmieszczone, a ich reprezentatywność dopiero analizowana. Większość badanych piezometrów, które posiadają długie serie pomiarowe, rozpoczęła działalność w końcu lat 40. i na początku 50. Równocześnie koniec przyjętego okresu badawczego stanowi nie tylko symboliczną cezurę przejścia w nowe tysiąclecie pozwalającą określić stan zasobów wód podziemnych w tym przełomowym momencie. To także moment, w którym z różnych powodów zlikwidowana została większość posterunków pomiarowych wód podziemnych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

Trzeba podkreślić, że na obszarze opracowania w różnych latach istniało wiele posterunków pomiarowych wód podziemnych. Niestety większość z nich posiada dziś bardzo krótkie serie. Jest to związane z analizami jakie prowadził ongiś Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Miały one na celu zoptymalizowanie zbioru studni najlepiej reprezentujących wody podziemne poszczególnych poziomów wodonośnych Polski. Szczególnie w latach 70. powstało wiele nowych posterunków pomiarowych, przy jednoczesnym zamykaniu istniejących wcześniej.

Nieprzerwaną serię pomiarową z okresu 1951–2000 posiadało tylko 15 studni. Była to zbyt mała zbiorowość by można było oprzeć na niej rozważania na temat dynamiki wód podziemnych w regionie i jej powiązań z różnymi cechami środowiska przyrodniczego. W związku z tym wstępne kryterium rozluźniono i w analizie uwzględniono studnie posiadające przynajmniej 30-letnią, ciągłą serię pomiarową pochodzącą z wielolecia 1951–2000. W ocenie autora okres ten jest wystarczający do opisu charakteru dynamiki wód podziemnych, a pozwoli jedno-

cześnie uwzględnić w rozważaniach większą liczbę poziomów wodonośnych i rozłożyć postęunki w miarę równomiernie w przestrzeni.

W wybranych w taki sposób seriach stanów wód podziemnych zdarzały się okresy, w których nie wykonywano żadnych pomiarów. Luki te dotyczyły zwykle pojedynczych pomiarów, a tylko niekiedy obejmowały okresy kilkumiesięczne lub kilkuletnie. Studnie z kilkuletnimi przerwami w obserwacjach zostały wyeliminowane z analizy. Gdy luka pomiarowa była relatywnie krótka (do 15 pomiarów – około 3 miesięcy), uzupełniano ją. Do wypełnienia wykorzystano metodę analogii (studni podobnej).

Szereg czasowy piezometru z lukami obserwacyjnymi korelowany był z innymi, zwykle sąsiednimi, ciągami z tego samego okresu. Seria o najwyższym współczynniku korelacji traktowana była jako analog dla szeregu uzupełnianego. Na podstawie ustalonego jednocześnie równania regresji odtwarzane były luki w obserwacjach. W przypadkach, gdy najwyższy współczynnik korelacji uzyskany dla wziętych pod uwagę serii był stosunkowo niski ($r < 0,7$), rezygnowano z uzupełnienia danego szeregu i wykluczano go ze zbiorowości zakwalifikowanej do dalszych badań.

Śród wszystkich studni posiadających przynajmniej trzydziestoletnią serię pomiarową, udało się wybrać 41 posterunków pomiarowych z obszaru środkowej Polski posiadających ciągłe, bądź dające się uzupełnić, szeregi czasowe. Horyzonty czasowe wybranych serii przedstawia rysunek 7.

Nieprzerwane pomiary obejmujące całe wybrane pięćdziesięciolecie posiada, jak już wcześniej wspomniano, 15 piezometrów. W kolejnych 22 studniach obserwacje rozpoczęto przed 1960 r. Dla niespełna 10 % przypadków obserwacje były przerwane przed 2000 r. Przyjętą za minimum, trzydziestoletnią serię, posiada tylko jeden posterunek.

Jeżeli przyjmiemy, że głębokość do zwierciadła wód podziemnych, mierzona w monitorowanych studniach, jest wskaźnikiem stanu retencji ujmowanego poziomu wodonośnego,



Rys. 7. Przedział czasowy badanych szeregów w wieloleciu 1951–2000

n – liczba szeregów czasowych; 1,2,3... – numery posterunków pomiarowych (zgodnie z rys. 4)

Time brackets of measurements in examined time series in period 1951–2000

N – number of examined time series; 1, 2, 3... – numbers of piezometers (acc. to Fig. 4)

to badania nad zachowaniem się tego zwierciadła w wieloleciu należy odnieść do zachodzących równolegle zmian innych składowych bilansu wodnego. Retencja wód podziemnych jest przecież jednym z bardzo istotnych elementów tego bilansu.

Początek drugiej połowy XX wieku to czas kiedy pojawiły się ostrzeżenia o możliwych zmianach klimatu wywołanych działalnością człowieka. Są one widoczne w szeregach czasowych zmiennych meteorologicznych, natomiast kwestia przyczyn i sposobów przeciwdziałania

ich skutkom budzi nadal żywe dyskusje. Powszechny jest jednocześnie pogląd, że zmiany klimatu przekształcą wzajemne proporcje między opadem, parowaniem, retencją oraz różnymi formami odpływu wody (Gutry-Korycka 1996).

Dzięki dużemu zainteresowaniu tematyką zmian klimatycznych, wielolecie 1951–2000 zostało dość dobrze rozpoznane pod tym kątem, zwłaszcza w zakresie podstawowych charakterystyk meteorologicznych. Jak wykazują najnowsze ustalenia (Bates *et al.* 2008), średnie tempe-

ratury powietrza dla całego globu w latach 1950–1975 zmieniały się nieznacznie. Pewne ocieplenie wystąpiło tylko około roku 1960. Wyraźny wzrost temperatury zanotowano dopiero w ostatniej kwartale stulecia. W średnich szerokościach geograficznych ($\sim 50^\circ \text{N}$) do 1965 roku przeciętna temperatura powietrza była niższa od średniej obliczonej dla całego XX wieku. Jej wyraźny wzrost rozpoczął się dopiero od roku 1980.

Na początku lat 50. opady w średnich szerokościach geograficznych wykazywały pewne niedobory w stosunku do średniej wieloletniej. Dopiero przełom lat 50. i 60. przyniósł nieznaczne nadwyżki, po których nastąpił stosunkowo długi okres uwilgotnienia bliskiego średniej. Roczne sumy opadów zmalały dopiero w końcu lat 70., ale już w pierwszej połowie lat 80. pojawiły się spore nadwyżki. Po tym swoistym „rozchwianiu” uwilgotnienia nastąpił kolejny dziesięcioletni okres przeciętnych opadów zakończony nadwyżkami drugiej połowy lat 90. (Bates *et al.* 2008).

W Europie w ostatnim stuleciu widoczny jest wyraźny wzrost sum opadów głównie w krajach północnej i zachodniej części kontynentu oraz na Bałkanach. Południowe części półwyspów: Iberyjskiego, Apenińskiego i Bałkańskiego (Grecja) posiadają zaś ujemne trendy średnich rocznych sum opadów. W pozostałej części Europy brak jest istotnych tendencji w tym zakresie (Bates *et al.* 2008). W uproszczeniu można powiedzieć, że w takich warunkach kształtował się klimat Polski w ostatnich 50 latach XX wieku.

Wiodącym czynnikiem wpływającym na opad, a pośrednio i na pozostałe składowe bilansu wodnego jest cyrkulacja atmosferyczna. Związek ten jest istotny, a jego opisem zajmowało się ostatnio wielu autorów (Dubicka 1991; Kożuchowski 2000, 2004c; Twardosz, Niedźwiedź 2001; Wibig 2001). Związki cyrkulacji z opadami są najsilniejsze jesienią i zimą, a najsłabsze latem (Wibig 2001). Na obszarze środkowej Polski cyrkulacja wyjaśnia przynajmniej 50 % zmienności opadów (z wyjątkiem lipca). Jeszcze silniejsze są związki cyrkulacji atmosferycznej z temperaturą powietrza. W środkowej Polsce wyjaśnia ona ponad 70 % zmienności średniej temperatury lata i zimy. Najsłabsze powiązania występują zaś jesienią – „tylko” 40 %. Warto też dodać, że dla obszaru Polski związki cyrkulacji i opadów wydają się być stałe. W odniesieniu zaś do temperatury powietrza procent wariancji tłumaczony przez typy cyrkulacyjne ulegał zmianom w czasie (Wibig 2001).

W skali wielolecia można w naszym kraju wydzielić dość wyraźne epoki cyrkulacyjne (Kożuchowski 2000). Zdaniem wymienionego autora w półwieczu 1951–2000 wystąpiły cztery takie epoki. Do roku 1956 słaba i silna cyrkulacja strefowa występowały naprzemiennie. W latach 1957–1970 dominowała zaś słaba cyrkulacja strefowa w ciągu całego roku, a szczególnie w zimie. Natomiast kolejne piętnaście lat to okres naprzemiennego występowania wszystkich typów cyrkulacji. Później, to jest po roku 1987, rozpoczyna się faza dominacji silnej cyrkulacji strefowej w ciągu całego roku, a zwłaszcza w półroczu chłodnym.

W analizowanym wieloleciu zmniejszyła się również częstość napływu do Polski mas powietrza z kierunków wschód – zachód na korzyść innych. W ostatnich latach częściej występują typy cyrkulacji sprowadzające masy powietrza z południa, bądź powodujące sytuację antycyklonalną. Przynoszą więc one ciepłe powietrze i wzrost osłonecznienia. Charakterystyczne jest to, że wzrost ten dotyczy zarówno zimy jak i lata, co przy nieznacznych zmianach w sezonach przejściowych, powoduje wzrost średnich rocznych temperatur powietrza. Już w świetle tych informacji można wykazać, że wielolecie 1951–2000 charakteryzowało się zmiennymi warunkami zasilania wód podziemnych.

Wpływ na infiltrację, będącą głównym źródłem dostawy wody do strefy saturacji, mają przede wszystkim opady atmosferyczne i temperatura powietrza (poprzez parowanie). Oddziaływanie to jest oczywiście najsilniejsze i najbardziej wyraźne w przypadku, kiedy nie następują istotne zmiany w warunkach stacjonarnych wpływających na proces infiltracji. Należą do nich: rzeźba terenu i jego pokrycie, a także charakter strefy aeracji i saturacji oraz sposób ich drenażu.

Sumy roczne opadów atmosferycznych w latach 1951–2000 charakteryzowały się w Polsce pewną rytmicznością zmian (Kożuchowski 2004a). Pierwsze dwudziestolecie cechowało się opadami poniżej przeciętnej, z niedoborem przekraczającym nawet 400 mm w końcu lat 50. Od końca lat 60. rozpoczyna się okres nadwyżek mający swą kulminację w roku 1982 (opady przekraczają wtedy przeciętną o ponad 300 mm). Następnie sumy roczne dość szybko maleją i rozpoczyna się kolejna faza niedoborów trwająca prawie do końca stulecia. Od roku 1996 zaznacza się już bowiem sukcesywny wzrost opadów, które na początku nowego wieku przekraczają już często przeciętną.

W latach 1951–2000 zmieniała się także struktura sezonowa opadów w środkowej Polsce (Degirmendzić *et al.* 2004). Szczególnie wyraźny (istotny statystycznie), jest systematyczny wzrost sum marcowych. Znacząco rosły również sumy opadów w chłodnej połowie roku. Spowodowało to zmniejszanie się różnicy opadów między poszczególnymi sezonami. Zmiany te autorzy wiążą z ocieplaniem się klimatu.

Temperatury powietrza wykazywały w wieloleciu 1951–2000 tendencję rosnącą (Lorenc 1994; Kożuchowski 2004b). Dla Łodzi wyniosła ona 0,2 °C na 10 lat i była istotna statystycznie. Najbardziej widoczne i istotne statystycznie wzrosty temperatury zanotowane zostały w półroczu chłodnym. Obserwuje się co prawda pewną tendencję do obniżania się temperatury w listopadzie, ale rekompensowana jest ona z nawiązką przez znaczące ocieplenie trwające od stycznia do maja. To ostatnie powodowane jest zapewne przez docierające do nas coraz częściej w okresie zimowym ciepłe masy powietrza z południa.

Funkcją temperatury powietrza jest parowanie. Model tej zależności dla obszaru Polski w wieloleciu 1951–2000 przedstawia Jokiel (2004), który podaje także gradient zmiany parowania (10,5 mm na każdy 1 °C). W bilansie wodnym parowanie utożsamiane jest zwykle z parowaniem terenowym. Składa się na nie przede wszystkim: parowanie z wolnej powierzchni wody, parowanie z roślin (straty intercepcji), transpiracja, parowanie z gleby i wód podziemnych.

Według Jokiel (2007) wystarczająco dobrym sposobem szacowania parowania terenowego dla wielolecia jest metoda Konstantinowa. Wyniki analizy danych ze stacji Łódź-Lublinek wskazują, że parowanie terenowe w wieloleciu 1951–2000 odznaczało się istotnym statystycznie, rosnącym trendem sum rocznych. W szeregu zaznacza się również około ośmioletni rytm parowania terenowego. Wzrost sum rocznych był zapewne wynikiem wzrostu temperatury, której wieloletnie zmiany wpływały także na przemiany w strukturze sezonowej parowania terenowego. Za wzrostem temperatur półrocza chłodnego podąża wzrost udziału w sumie rocznej parowania w miesiącach zimowych i wiosennych, co odbywa się kosztem niewielkich redukcji sum lata i jesieni.

Całkowity odpływ rzeczny z obszaru Polski w wieloleciu 1951–2000 wyniósł średnio 62,4 km³ (5,63 dm³·s⁻¹·km⁻² – Jokiel 2004) i był niemal identyczny z odpływem z czterdziestole-

cia 1951–1990 – 62,5 km³ (Fal 1993). Do połowy lat 60. widoczny był wyraźny spadek odpływu. Później nastąpiła zmiana tej tendencji, ale związany z nią wzrost trwał tylko do początku lat 80. W następnych latach odpływ ponownie malał aż do roku 1996, kiedy to nastąpiła ponowna zmiana kierunku i trwający do końca stulecia niewielki przyrost odpływu rzecznego. Przedstawione fluktuacje mają zapewne charakter oscylacji wokół przeciętnej, ponieważ nie stwierdzono stałej tendencji zmiany odpływu (Fal 1993). Nieco inaczej problem ten widzieli inni autorzy (Stachy *et al.* 1979; Jeż 1992), których analizy dotyczyły jednak krótszych okresów.

Przebieg wieloletniej zmienności odpływu podziemnego w Polsce nawiązuje do dynamiki odpływu całkowitego (Jokiel 2004). Bardzo niskie wartości odpływu ze strefy saturacji występowały na początku lat 50., bardzo wysokie – w drugiej połowie lat 70. i na początku 80. Kolejne lata to szybki spadek odpływu podziemnego, aż do jego minimów zanotowanych w pierwszych latach 90. Koniec stulecia przyniósł natomiast stopniowy wzrost podziemnego zasilania rzek.

W strukturze sezonowej odpływu całkowitego na obszarze środkowej Polski maksima występują wiosną (marzec), a minima późnym latem (wrzesień). Odpływ podziemny osiąga najwyższe wartości także wiosną (marzec, kwiecień), a najniższe latem (czerwiec–sierpień). Terminy ekstremów zmieniają się jednak w zależności od rozpatrywanego wielolecia. Zwrócił na to uwagę między innymi Tomaszewski E. (2001). W ostatnim półwieczu daje się również zauważyć pewne zmiany w rozkładzie sezonowym odpływu (Jokiel, Bartnik 2001). Maleją odpływy w miesiącach roztopów (luty, marzec) oraz w okresie wtórnego, letniego maksimum opadowego (czerwiec, lipiec). Prowadzi to do wyrównania odpływów w skali roku. Potwierdzeniem tych zmian są też wyniki badań prowadzonych przez tych samych autorów w zlewni Pilicy (Bartnik, Jokiel 2005). Autorzy dostrzegli tam bowiem sukcesywny spadek zmienności przepływów dobowych w wieloleciu 1961–1990, przy jednoczesnym wzroście autokorelacji w tym szeregu.

Stan retencji wód podziemnych w drugiej połowie XX wieku zmieniał się bardzo wyraźnie. Jego prostym oszacowaniem może być wskaźnik względnego położenia zwierciadła wód podziemnych (Konoplancew, Siemionow 1979). W odniesieniu do obszaru Polski środkowej

Jokiel (2004) nazwał go wskaźnikiem stanu retencji podziemnej i wykorzystał do prześledzenia jej zmienności w wieloleciu. W świetle tych analiz wypełnienie poziomów wodonośnych malało do połowy lat 50. Od tego momentu wskaźnik retencji na tym obszarze wzrastał, ale dość nierównomiernie. Wyrażna zmiana nastąpiła dopiero około 1983 roku. Od tego momentu stan retencji wód podziemnych w środkowej Polsce zaczął szybko maleć. Odwrócenie tej tendencji nastąpiło dopiero w połowie lat 90., przy czym w pierwszej pentadzie tego dziesięciolecia wskaźnik stanu retencji wód podziemnych był najniższy w wieloleciu.

Zarysowana powyżej rytmiczność zmian stanów wód podziemnych, występująca w środkowej Polsce, koreluje z wynikami analiz Chełmickiego (1991) przeprowadzonymi dla obszaru całego kraju. Autor ten wykazał, że stany wód podziemnych w Polsce cechowała tendencja do wzniosu zwierciadła w wieloleciu 1961–1980. Nieliczne przykłady odwrotnych trendów, nieuzasadnionych zmianami w zasilaniu, badacz tłumaczył wpływem działalności człowieka. Tezę o stopniowym wzroście rzędnej zwierciadła wód podziemnych wysuwali także inni autorzy badający poszczególne regiony naszego kraju, na przykład Paszczyk (1973), który wykonał analizy dla wschodniej połowy kraju i wielolecia 1951–1970 czy Dynowska i Pietrygowa (1978) – dla dorzecza górnej Wisły i wielolecia 1951–1975. Wszyscy ci autorzy zwracali uwagę, że rejestrowana tendencja jest zapewne fragmentem dłuższego cyklu. Potwierdzeniem słuszności tych wniosków była zmiana, jaka zaszła w stanie retencji wód podziemnych w początku lat 80. Najnowsze badania

przebiegające w Sudetach i na ich przedpolu (Buczyński *et al.* 2005) wskazują na ponowne zahamowanie dość długo utrzymującej się tendencji do obniżania zwierciadła wód podziemnych w połowie lat 90., które trwało do końca stulecia.

W środkowej Polsce zmiany stanu retencji wód podziemnych były zróżnicowane przestrzennie. Rytmem wahań zwierciadła wód podziemnych opisanym powyżej charakteryzowała się północno-wschodnia część obszaru. W południowo-zachodniej części regionu stan retencji wód podziemnych rósł do połowy lat 60., a następnie nieznacznie malał do połowy lat 70. Od tego momentu rozpoczął się jego gwałtowny wzrost, którego zahamowanie nastąpiło jednak dość szybko, bo już w początkach lat 80. (Jeż 1986; Tomalski 2002).

Przeprowadzony powyżej przegląd literatury wskazuje, że wielolecie 1951–2000 cechowało się nierównomiernymi, a niekiedy quasi-cyklicznymi zmianami elementów składowych bilansu wodnego. Zmiany te miały oczywisty wpływ na formowanie się retencji wód podziemnych. W okresie tym wystąpiły zarówno lata wilgotne (np. początek lat 80.), jak i wybitnie suche (pierwsza połowa lat 90.). Początek wielolecia cechował się jednak relatywnie małą dynamiką zmian składowych bilansu wodnego. Najbardziej dynamiczne zmiany zachodziły w pierwszej połowie lat 80. W wieloleciu 1951–2000 wystąpiły więc bardzo różnorodne (sprzyjające i niesprzyjające) warunki kształtowania się retencji wód podziemnych. Okres ten można uznać więc za interesujący z punktu widzenia badań dynamiki zwierciadła wód podziemnych.

ZAGADNIENIE JEDNORODNOŚCI SZEREGÓW CZASOWYCH

Zjawisko (proces) nazwiemy jednorodnym wtedy, gdy zapewniona jest stałość oraz niezmiennosc w czasie czynników warunkujących jego wystąpienie i przebieg (Ozga-Zielińska, Brzeziński 1994). Niejednorodność jest alternatywą jednorodności. Według tych samych autorów, niejednorodność może mieć podłoże genetyczne lub statystyczne. Pierwsza jest fizycznie identyfikowalna i zdeterminowana czynnikami sprawczymi, drugą możemy wykryć przy użyciu metod statystycznych. Kiedy więc uprawdopodobnimy jednorodność szeregu czasowego pod względem genetycznym, należy jeszcze spraw-

dzić ją pod kątem występowania niejednorodności statystycznej. Tu zaś istnieje cała grupa procedur służących do jej wykrywania. Oprócz metod graficznych dobre wyniki dają również testy statystyczne, w tym parametryczne i nieparametryczne (Pruchnicki 1987; Wibig 1990; Ozga-Zielińska, Brzeziński 1994).

Do wykrycia ewentualnej niejednorodności statystycznej w badanych szeregach wybrano jeden test parametryczny (F-Snedecora sprawdzający hipotezę zerową o równości wariancji) i jeden test nieparametryczny (test serii sprawdzający hipotezę zerową o pochodzeniu dwóch

próbek z tej samej populacji generalnej). Oba testy zalecane są do oceny jednorodności szeregów czasowych zmiennych hydroklimatycznych (Pruchnicki 1987).

Przeprowadzając test serii należy uszeregować zmienne w ciąg niemalejący. Następnie podzielić go na dwie nierówne części i przypisać im odpowiednie wyróżniki „zerojedynkowe” („0” dla pierwszej części i „1” – dla drugiej). Po powrocie do układu chronologicznego, ciąg składa się z n odcinków elementarnych (serii) o tym samym znaku. Statystyką, służącą do weryfikacji hipotezy zerowej jest liczba serii występujących w szeregu czasowym. Gdy jest ona wyższa od wartości krytycznej to nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy zerowej o pochodzeniu próbek z tej samej populacji generalnej.

Parametryczny test F–Snedecora ma statystykę testową postaci:

$$F_{k-1, j-1} = \frac{\sigma_1}{\sigma_2} \quad (1)$$

gdzie: $F_{k-1, j-1}$ – statystyka testowa testu F–Snedecora;

σ_1 – większa wariancja z obydwu prób;

σ_2 – mniejsza wariancja z obydwu prób;

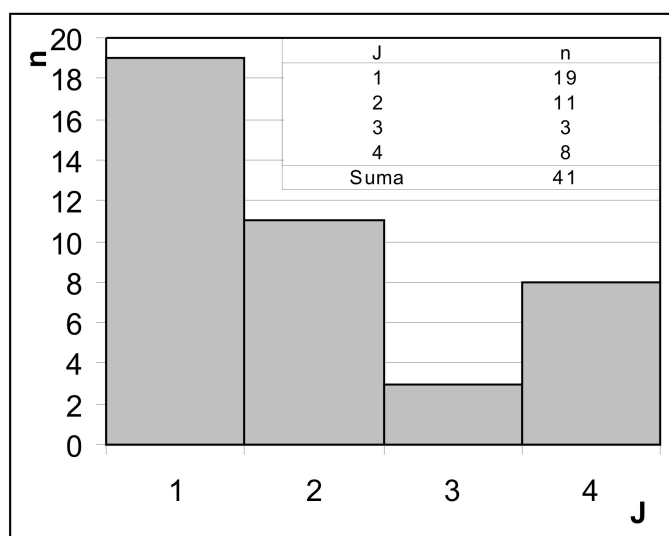
k – liczebność pierwszej części ciągu;

j – liczebność drugiej części ciągu.

Jeżeli statystyka F przy $k-1$ i $j-1$ stopniach swobody jest mniejsza od wartości krytycznej to nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy zerowej o równości wariancji w obu próbach.

Stosując wyżej wymienione testy zauważono, że 73 % badanych szeregów stanów wód podziemnych jest jednorodnych z punktu widzenia testu serii, a 53 % – w świetle testu F–Snedecora. Biorąc pod uwagę oba testy 46 % ciągów jest jednorodnych, a w 19 % szeregów oba testy nakazują odrzucić hipotezę o jednorodności (rys. 8).

Niektórzy autorzy (Kozieł 2000) postulują jednak, by w ogóle nie stawiać pytań o niestacjonarność (niejednorodność) w szeregach czasowych zmiennych hydroklimatycznych. Procesy te mają bowiem interpretację fizyczną i są z natury niestacjonarne. Nie można też określić czy niestacjonarność ta wywoływana jest długookresowymi fluktuacjami klimatycznymi czy



Rys. 8. Jednorodność badanych ciągów pomiarowych stanu wody podziemnej

J – grupy jednorodności ciągów pomiarowych: 1 – jednorodne według testu serii i testu F–Snedecora, 2 – jednorodne według testu serii, niejednorodne według testu F–Snedecora, 3 – niejednorodne według testu serii, jednorodne według testu F–Snedecora, 4 – niejednorodne według testu serii i testu F–Snedecora
 n – liczba poziomów wodonośnych (piezometrów)

Homogeneity of examined time series of groundwater level

J – groups of homogeneous time series: 1 – homogeneous in F–Snedecor and series test, 2 – homogeneous in series test, inhomogeneous in F–Snedecor test, 3 – inhomogeneous in series test, homogeneous in F–Snedecor test, 4 – inhomogeneous in F–Snedecor and series test
 n – number of examined aquifers (piezometers)

innymi czynnikami zewnętrznymi. Ponadto usunięcie z badanej grupy ciągów niejednorodnych znacznie zubożyłoby i tak już niewielką liczbę reprezentację analizowanych poziomów wód podziemnych środkowej Polski. Dlatego też, w świetle wyżej przytoczonych uwag, zdecydowano się zakwalifikować do dalszej analizy także szeregi niejednorodne statystycznie, przy zachowaniu jednak szczególnej ostrożności w interpretacji uzyskanych wyników i możliwie wnikliwym poznaniu przyczyn niejednorodności występującej w tych ciągach (rys. 9).

W ośmiu seriach, które w świetle obu testów charakteryzują się niejednorodnością można odnaleźć zarówno pewne prawidłowości jak i cechy indywidualne:

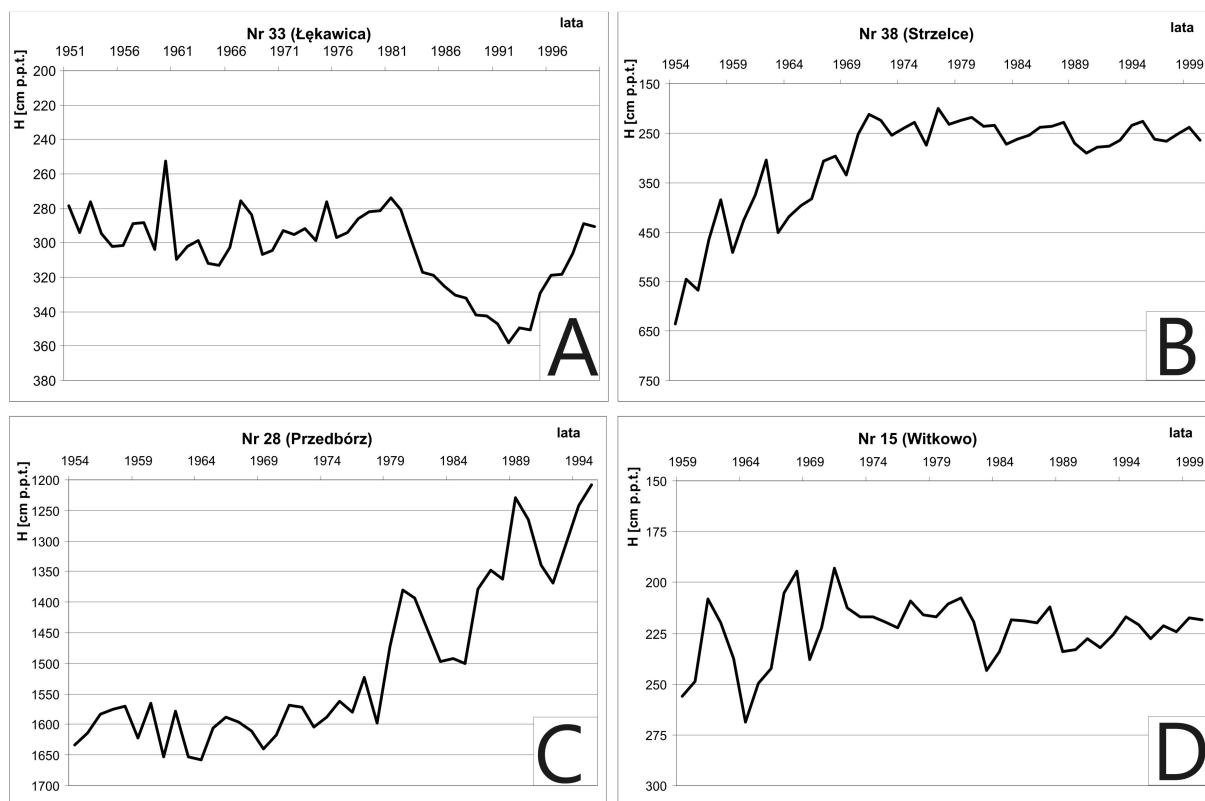
– gwałtowny spadek zwierciadła wód podziemnych w latach 80. (5 piezometrów; numery: 12, 20, 24, 25, 33);

– wyraźne zahamowanie tendencji wzrostowej w połowie lat 70. (1 piezometr; numer: 38);

– pojawienie się tendencji wzrostowej w połowie lat 70. (1 piezometr; numer: 28);

– sukcesywne zmniejszanie się dyspersji w szeregu („wygaszanie” oscylacji – 1 piezometr; numer: 15).

W tym miejscu należy podkreślić, że czynniki które mogą powodować niestacjonarność w szeregu mają swoją genezę nie tylko w działalności człowieka, ale mogą być także generowane przez procesy naturalne (Chow *et al.* 1988; por. Kozieł 2000). Niestacjonarność szeregu jest wywoływana zwykle zmiennością w czasie parametrów jego rozkładu (średniej, odchylenia, itp.). W wielu ciągach zmiennych hydroklimatycznych środkowej Polski daje się zauważyć takie zmiany. Mają one przy tym często charakter skokowy (Bartnik, Jokiel 1997;



Rys. 9. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w wieloleciu 1951–2000 w przykładowych studniach mających niejednorodne ciągi obserwacji

A – Gwałtowny spadek zwierciadła wód podziemnych w latach 80.; B – Zahamowanie tendencji wzrostowej w połowie lat 70.; C – Rozwój tendencji wzrostowej od połowy lat 70.; D – Sukcesywne zmniejszanie się dyspersji w szeregu

H – głębokość do zwierciadła wód podziemnych

Groundwater table changes in exemplified piezometers with non homogeneous time series in period 1951–2000

A – Rapidly decrease of groundwater table in eighties; B – Stopped increase in half of seventies; C – Increases since half of seventies; D – Succeed decreases of dispersion in time series

H – depth to groundwater table

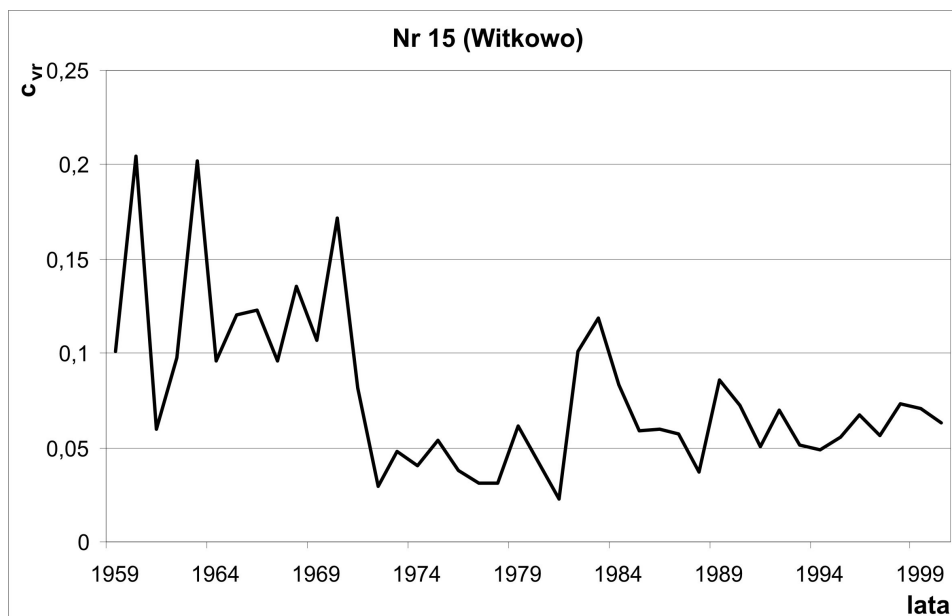
Jokiel, Bartnik 2001; Jokiel 2004; Kożuchowski 2004c; Podstawczyńska 2007). Zanotowano je także w przypadku stanów wód podziemnych (Tomalski 2002). Wydaje się więc, że podstawową przyczyną zerwania jednorodności w seriach stanów wód podziemnych 5 poziomów wodonośnych środkowej Polski (rys. 9A) były naturalne zmiany zasilania. Zauważmy bowiem, że na początku lat 80. szybko malały roczne sumy opadów, a rosło parowanie terenowe. Skutkiem tego było gwałtowne obniżanie się stanu retencji wód podziemnych. Było ono najbardziej widoczne w płytkich warstwach wodonośnych o niewielkiej rozciągłości i pojemności. Jest znamienne, że 4 z 5 wskazanych piezometrów pochodzi z obszarów Pojezierza Wielkopolskiego i reprezentuje mało zasobne, naglinowe lub śródglinowe poziomy o głębokościach do zwierciadła wody nie przekraczających 500 cm.

Nietypowo zachowywał się poziom wodonośny w silnie spiaszczonych glinach (rys. 9B). Z oglądu wykresu średnich rocznych głębokości zwierciadła wody podziemnej wydaje się, że zerwanie jednorodności nastąpiło na początku lat 70. Według ustnych informacji uzyskanych w IMGW zerwanie jednorodności dla tego piezometru określono na rok 1966, przy czym nie zidentyfikowano jego przyczyny. Wzrost zasilania i stanu retencji podziemnej jaki zanotowano wtedy na obszarze Polski nie znalazł tu odzwierciedlenia. Uległa natomiast zahamowaniu względnie trwała tendencja do wzrostu rzędnej zwierciadła wody podziemnej. Wydaje się więc, że przyczyną niejednorodności w szeregu nie są zmiany składowych bilansu wodnego w skali Polski i regionu. Wskazać należy raczej na lokalne czynniki oddziałujące na zasilanie lub drenaż poziomu wodonośnego, a zbieżność terminów traktować jako przypadek. Pewne znaczenie dla zahamowania tendencji wzrostowej w tym poziomie wodonośnym mógł mieć fakt wywiercenia dwóch otworów studziennych w Strzelcach w roku 1971. Wykonane zostały one na potrzeby wiejskiego wodociągu i ujmują zasobny poziom wód międzymorenowych. Zwierciadło w tym zbiorniku było napięte, a w otworach ustabilizowało się stosunkowo blisko powierzchni terenu (370 cm oraz 960 cm). Są więc przesłanki do twierdzenia, że poziomy wodonośny (nawiercony oraz monitorowany w studni IMGW) mógł być w kontakcie hydraulicznym. Rozpoczęcie eksploatacji niższego z nich spowodowało spadek ciśnienia hydrostatycznego i w efekcie

większy odpływ wody przez system spękań i spiaszczeń w glinie zwałowej z wyżej położonego poziomu śródglinowego, ujmowanego przez piezometr pomiarowy.

W głębokim poziomie, którego wodonoścem są jurajskie skały krasowiejące (rys. 9C), zerwanie jednorodności nastąpiło w drugiej połowie lat 70. Do podobnych wniosków doprowadziła analiza przeprowadzona przez IMGW. Według niej zerwanie jednorodności miało miejsce w roku 1976, przy czym, podobnie jak dla studni w Strzelcach, nie określono jego przyczyny. Termin wystąpienia nieciągłości skojarzyć można z opisaną w literaturze przedmiotu wcześniejszą nadwyżką opadów skutkującą zmianami w odpływie rzeczny i powodującą statystyczną niejednorodność ciągów pomiarowych (Bartnik, Jokiel 1997). Podwyższone opady skończyły się w drugiej połowie lat 80., jednak głęboki i zasobny poziom wód podziemnych występujący w marglach posiada bardzo dużą bezwładność – autokorelacja stanów średnich rocznych przy przesunięciu o $k = 5$ wynosi ponad 0,6 (Tomalski 2002). W efekcie, obniżenie zwierciadła wód podziemnych nastąpiło zapewne później, niestety już po zakończeniu pomiarów w tym piezometrze w połowie lat 90.

Poziom wodonośny w słabo spiaszczonych glinach (rys. 9D) posiada niejednorodną serię głębokości do zwierciadła wody z powodu postępujących stopniowo zmian dyspersji. Zaznaczyć jednak należy, że niejednorodności takiej nie wykryto w toku analiz przeprowadzonych przez IMGW. Według ustnych informacji uzyskanych przez autora seria średnich rocznych stanów wody podziemnej dla piezometru w Witkowie określona została przez ten Instytut jako jednorodna. W wieloleciu (1959–2000) zauważyć jednak można, że zmienność stanów wody sukcesywnie malała. Trudno jest natomiast określić przyczynę zmian dyspersji w tym szeregu i wskazać jednoznacznie termin zerwania jego ciągłości (początek lat 70.?). Aby go ustalić określono roczne współczynniki zmienności głębokości do zwierciadła wody (c_{vr} – rys. 10). Ich wartości wskazują jako termin zerwania jednorodności rok 1970. W okresie wcześniejszym c_{vr} prawie zawsze przekraczał 10 %, podczas gdy po tej dacie tylko raz – w roku 1983. Jego średnie roczne wartości w pierwszym okresie wynosiły ponad 12 %, w drugim – niespełna 6 %. Przyczyna powstania tej nieciągłości pozostaje jednak nadal niewyjaśniona.



Rys. 10. Roczne współczynniki zmienności głębokości do zwierciadła wody (c_{vr}) w poziomie wodonośnym ujmowanym przez studnię w Witkowie

Yearly variability coefficients of groundwater level (c_{vr}) in aquifer drained by well located in Witkowo

PODSTAWOWE WŁAŚCIWOŚCI BADANYCH SZEREGÓW CZASOWYCH

METODYKA I SPOSÓB PREZENTACJI WYNIKÓW

Struktura próbek badanych poziomów wodonośnych w świetle podstawowych charakterystyk statystycznych głębokości do zwierciadła wody podziemnej w piezometrach została przedstawiona w postaci histogramów (rys. 11). Przy ustalaniu rozpiętości przedziałów klasowych zastosowano w większości przypadków jednokową metodę (wyjątki zostały omówione przed ich użyciem). W pierwszej kolejności obliczono dla wszystkich charakterystyk średnią arytmetyczną ($\bar{X}$):

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (2)$$

gdzie: $\bar{X}$ – średnia arytmetyczna badanej zmiennej;

x_i – kolejne realizacje zmiennej;

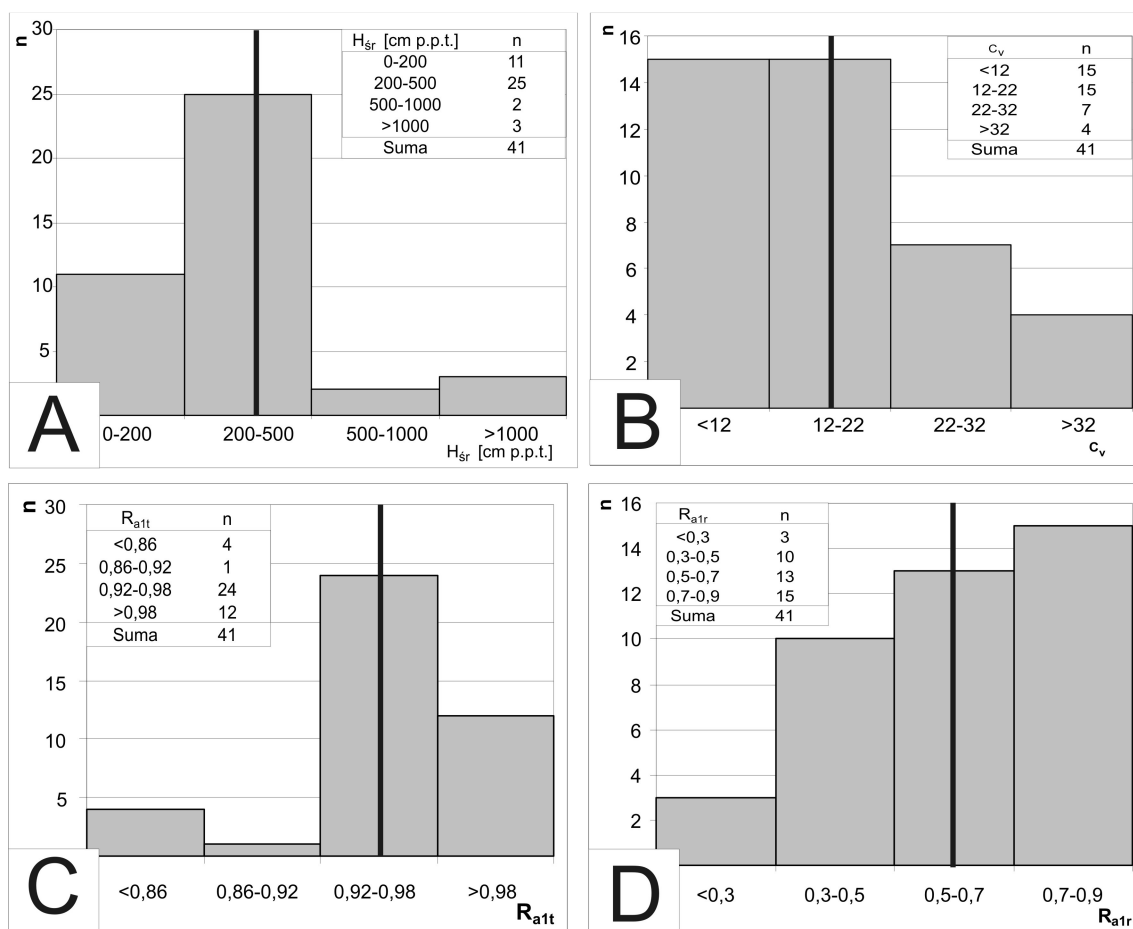
n – liczebność próby.

W następnej kolejności określono odchylenie standardowe (δ):

$$\delta = \sqrt{\frac{(x_i - \bar{X})^2}{n-1}} \quad (3)$$

gdzie: δ – odchylenie standardowe;
pozostałe oznaczenia jw.

Badając strukturę próbek przyjęto także, że szerokość przedziału klasowego odpowiadać będzie wielkości δ , a $\bar{X}$ znajdzie się dokładnie w środku jednego z przedziałów (np. rys. 11). Wyjątkiem od tej reguły są diagramy przedstawiające średnią głębokość do zwierciadła wody podziemnej (H_{sr}). W tym przypadku zastosowano ogólnie przyjęte przedziały głębokościowe (0–2 m, 2–5 m, 5–10 m oraz > 10 m).



Rys. 11. Struktura próbki badanych poziomów wodonośnych w świetle podstawowych charakterystyk głębokości do zwierciadła wody podziemnej

A – Średnia głębokość do zwierciadła wody podziemnej (H_{sr}); B – Współczynnik zmienności (c_v); C – Współczynnik autokorelacji głębokości zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$ (R_{alr}); D – Współczynnik autokorelacji średnich rocznych głębokości zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$ (R_{alr})

n – liczba poziomów wodonośnych (piezometrów); pionową linią oznaczono wielkość średnią

Structure of analyzed aquifers according to basic characteristics of depth to groundwater table

A – Average depth to groundwater table (H_{sr}); B – Variability coefficient (c_v); C – Autocorrelation coefficient of depth to groundwater table (step $k = 1$; R_{alr}); D – Autocorrelation coefficient of average yearly depth to groundwater table (step $k = 1$; R_{alr})

n – number of examined aquifers (piezometers); vertical line shown arithmetic average

Średnia głębokość do zwierciadła wody podziemnej została obliczona na podstawie wzoru (2), po wcześniejszym odjęciu od wartości notowanych w studni wysokości znaku mierniczego. Prezentowane wyniki określają więc głębokość do wody od powierzchni terenu. Współczynnik zmienności (c_v) dla tej zmiennej uzyskano z wzoru:

$$c_v = \frac{\delta}{H_{sr}} \quad (4)$$

gdzie: c_v – współczynnik zmienności;

H_{sr} – średnia głębokość do zwierciadła wody podziemnej;
pozostałe oznaczenia jw.

Współczynniki autokorelacji głębokości do zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$ obliczono zarówno dla wartości tygodniowych obserwacji (R_{alt}) jak i dla średnich rocznych (R_{alr}) według wzoru:

$$RA = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (H_i - H_{sr}) \cdot (H_{i+1} - H_{sr+1})}{(n-1) \cdot \delta_i \cdot \delta_{i+1}} \quad (5)$$

gdzie: RA – współczynnik autokorelacji cotygodniowych głębokości zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$ (R_{alt}) lub współczynnik autokorelacji średnich rocznych głębokości zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$ (R_{alt});

H_i – głębokość do zwierciadła wody podziemnej w terminie i ;

H_{i+1} – głębokość do zwierciadła wody podziemnej w terminie $i+1$;

H_{sr+1} – średnia głębokość do zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$;

δ_i – odchylenie standardowe próby;

δ_{i+1} – odchylenie standardowe próby przy przesunięciu $k = 1$;
pozostałe oznaczenia jw.

Analogicznie obliczono również współczynniki autokorelacji przy kolejnych przesunięciach, aż do $k = 25$. Ich istotność statystyczną sprawdzono testem Boxa–Ljunga, którego statystyka testowa ma postać:

$$T_{BL} = n \cdot (n-2) \cdot \sum_{i=1}^j \frac{RA_i^2}{n-1} \quad (6)$$

gdzie: T_{BL} – wartość statystyki testowej testu Boxa–Ljunga;
pozostałe oznaczenia jw.

Szczegółowy opis procedur uzyskiwania wyżej wymienionych miar i statystyk można znaleźć w podręcznikach do statystyki Norcliffe’a (1986), Milo (1990), Wibig (1990).

WŁAŚCIWOŚCI SZEREGÓW CZASOWYCH GŁĘBOKOŚCI DO ZWIERCIADŁA WODY PODZIEMNEJ

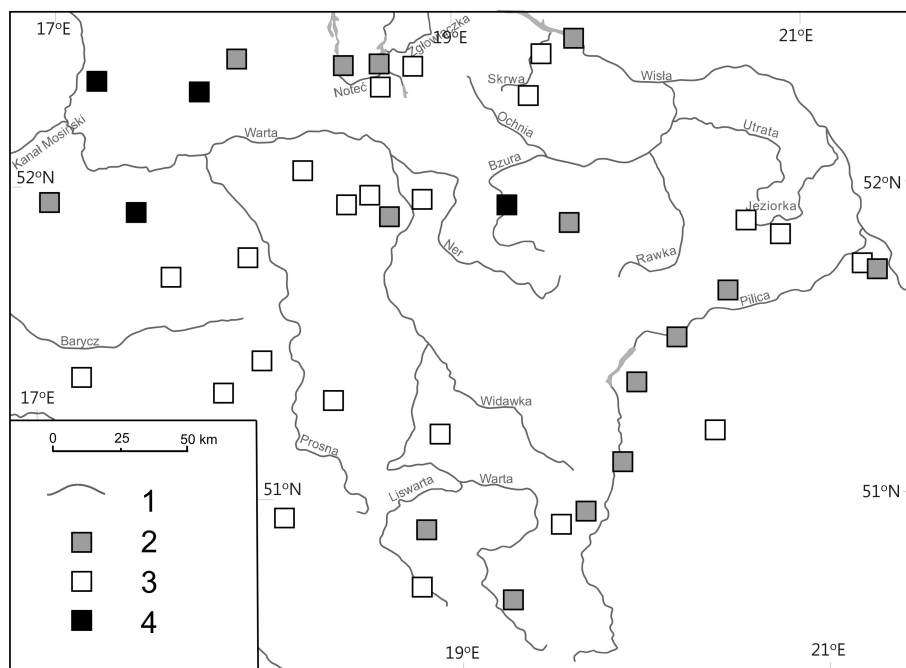
Podstawowe charakterystyki głębokości do zwierciadła wody podziemnej dla poszczególnych piezometrów reprezentujących badane poziomy wodonośne przedstawione zostały w załączniku 5. Średnia głębokość zwierciadła tych poziomów jest dość zróżnicowana (rys. 11A). Dominują jednak warstwy wodonośne, w których nie przekracza ona 500 cm. Średnio najpłycej położony jest poziom ujmowany przez studnię w Siemkowicach ($H_{sr} = 98$ cm), zaś najgłębszy znajduje się w Królowej Woli ($H_{sr} = 1785$ cm).

Współczynnik zmienności (c_v) położenia zwierciadła wody podziemnej w badanych poziomach wodonośnych posiada rozkład skośny dodatnio (rys. 11B), co oznacza, że dominują w próbie warstwy wodonośne o stosunkowo niewielkiej zmienności rzędnej zwierciadła. Ekstremalne wartości osiągnięte zostały dla zbiorników: ujętego w studni w Królowej Woli (minimum: 2,7 %) oraz w Poznaniu-Szczepankowie (maksimum: 39,4 %). Wśród poziomów charakteryzujących się największą zmiennością ($c_v > 32$ %) prawie wyłącznie występują poziomy relatywnie płytkie ($H_{sr} < 200$ cm) wytworzone w piaskach, izolowane od powierzchni warstwą skał słabiej przepuszczalnych i występujące w położeniu wysoczyznowym. Są one stosunkowo łatwe do zdrenowania przez cieki z powodu swego płytkiego położenia, a jednocześnie ich alimentacja jest utrudniona z racji występowania pod osadami izolującymi oraz braku moż-

liwości dopływu wód z innych warstw (położenie na wysoczyźnie).

W rozmieszczeniu przestrzennym współczynnika zmienności głębokości do zwierciadła wody podziemnej można zauważyć, że poziomy wodonośne o $c_v > 32$ % koncentrują się w północno-zachodniej części obszaru (rys. 12), a więc tam gdzie zbiorniki płytkich (potamicznych) wód podziemnych są przeważnie mało zasobne (Choiński 1988; Tomaszewski E. 2001). Warstwy wodonośne o niższych c_v są na terenie środkowej Polski „rozrzucone” w miarę równomiernie.

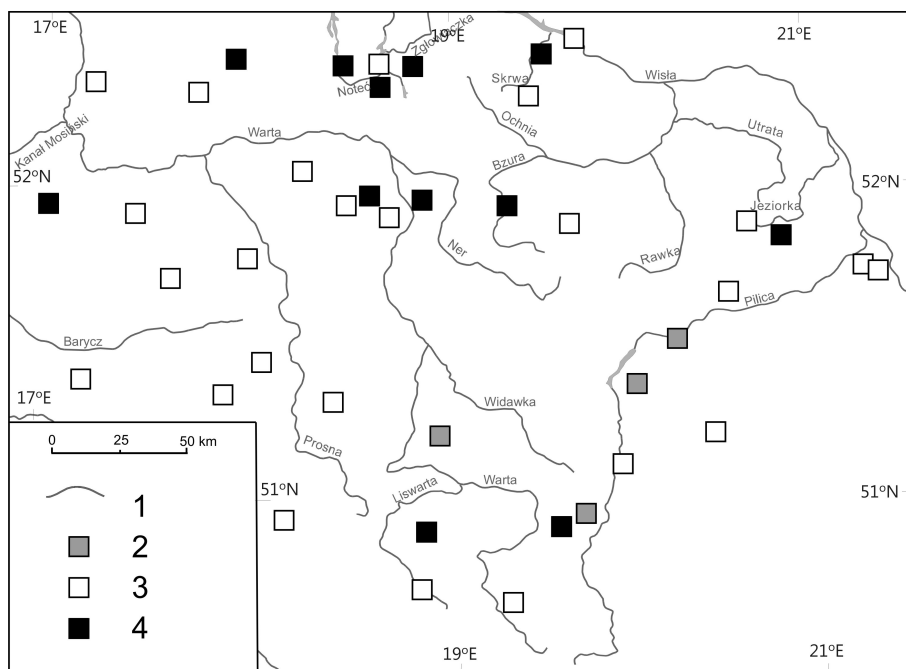
Pierwsze współczynniki autokorelacji obliczone dla szeregów tygodniowych głębokości do zwierciadła wody podziemnej (R_{alt}) są relatywnie wysokie (rys. 11C). W przypadku wszystkich poziomów wodonośnych są one istotne statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$. Ekstremalne wartości otrzymano dla poziomów ujmowanych przez studnie: w Królowej Woli (najniższy – 0,677) oraz w Izbicy Kujawskiej (najwyższy – 0,996). Interesujące jest to, że stosunkowo „słabą pamięć” o wcześniejszym stanie zasobów w zbiorniku wód podziemnych mają zarówno: najpłytszy poziom w badanej próbie (studnia w Siemkowicach – nr 10) oraz poziom najgłębszy (studnia w Królowej Woli – nr 30). Współczynniki R_{alt} odbiegają tu bardzo od pozostałych. W pierwszym przypadku fakt ten wynika zapewne z niewielkiej pojemności lokalnego zbiornika wód



Rys. 12. Rozmieszczenie przestrzenne współczynnika zmienności głębokości do zwierciadła wody podziemnej
1 – rzeki; 2 – poziomy wodonośne o $c_v < 12\%$; 3 – poziomy wodonośne o $c_v (12\% - 32\%)$; 4 – poziomy wodonośne o $c_v > 32\%$

Spatial location of variability coefficient of depth to groundwater table

1 – rivers; 2 – aquifers with $c_v < 12\%$; 3 – aquifers with $c_v (12\% - 32\%)$; 4 – aquifers with $c_v > 32\%$



Rys. 13. Rozmieszczenie przestrzenne współczynnika autokorelacji cotygodniowych głębokości do zwierciadła wody podziemnej

1 – rzeki; 2 – poziomy wodonośne o $R_{alt} < 0,86$; 3 – poziomy wodonośne o $R_{alt} (0,86 - 0,98)$; 4 – poziomy wodonośne o $R_{alt} > 0,98$

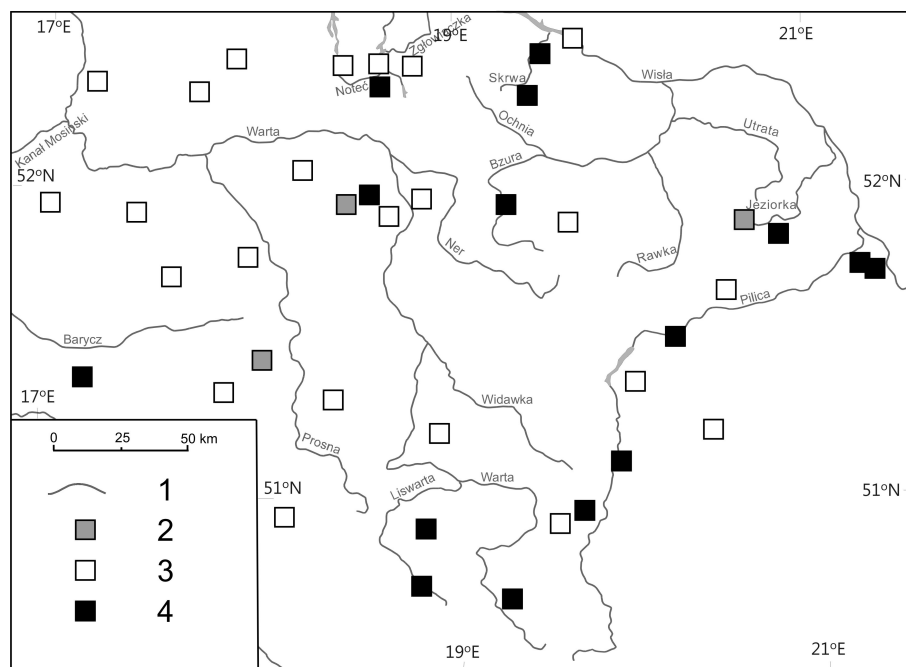
Spatial location of autocorrelation coefficient of weekly depth to groundwater table

1 – rivers; 2 – aquifers with $R_{alt} < 0,86$; 3 – aquifers with $R_{alt} (0,86 - 0,98)$; 4 – aquifers with $R_{alt} > 0,98$

podziemnych, a co za tym idzie z jego bardzo szybkiej reakcji na impulsy zasilające. W drugim, poziom jest co prawda rozległy, ale charakteryzuje się dość szybkim zasilaniem (szczelinowym) oraz, prawdopodobnie, dopływem wód z innych warstw wodonośnych o odmiennych reżimach. Niskimi współczynnikami R_{alt} cechują się niektóre warstwy wodonośne w południowej części środkowej Polski, podczas gdy jego wysokie wartości są charakterystyczne raczej dla poziomów w części północnej (rys. 13). Świadczy to o pewnych różnicach w kształtowaniu się dynamiki wahań zwierciadła wody podziemnej w krótszych okresach wynikającej zapewne z opisanych wyżej różnic w charakterze zbiorników wodonośnych.

Współczynniki autokorelacji średnich rocznych głębokości do zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$ (rok) posiadają rozkład silnie skośny lewostronnie (rys. 11D). W uproszczeniu oznacza to, że w świetle tej charakterystyki większość poziomów wodonośnych ma stosunkowo „dobrą pamięć” o stanach poprzednich (sprzed roku). Tylko w czterech przypadkach współczynniki są nieistotne statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$. Ekstrema zano-

towano w studniach ujmujących poziomy wodonośne w Osuchowie (najniższy – 0,012) oraz Przedborzu (najwyższy – 0,840). Relatywnie niskie współczynniki autokorelacji stwierdzono dla czterech płytko położonych poziomów wodonośnych. Wartości te dowodzą, że są one na tyle niewielkich rozmiarów, że wymiana wody odbywa się w nich w okresie krótszym niż rok. W związku z tym rytm zmian ich wypełnienia oddaje przebieg zmienności zasilania, które jest bardzo nieregularne w kolejnych latach. W rozkładzie przestrzennym poziomy wodonośne charakteryzujące się małą, bądź przeciętną inercją zmian zasobów grupują się raczej w zachodniej części obszaru środkowej Polski (Wielkopolska; rys. 14). Na niewielką pojemność potamicznie czynnych (płytkich) zbiorników wód podziemnych tego obszaru, a co za tym idzie na dużą zmienność poziomu ich wypełnienia, zwracali już uwagę inni autorzy (Choiński 1988; Tomaszewski E. 2001). Najwyższe współczynniki autokorelacji ($R_{alr} > 0,8$) są zaś charakterystyczne dla stosunkowo głębokich poziomów wodonośnych. Rytm zmian położenia zwierciadła wody podziemnej odbywa się w nich w cyklach dłuższych niż roczny.



Rys. 14. Rozmieszczenie przestrzenne współczynnika autokorelacji średnich rocznych głębokości do zwierciadła wody podziemnej

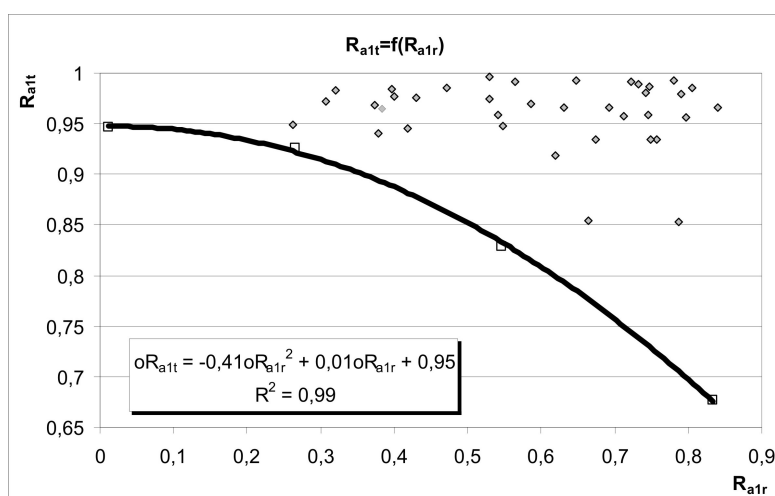
1 – rzeki; 2 – poziomy wodonośne o $R_{alr} < 0,3$; 3 – poziomy wodonośne o $R_{alr} (0,3–0,7)$; 4 – poziomy wodonośne o $R_{alr} > 0,7$

Spatial location of autocorrelation coefficient of yearly average depth to groundwater table

1 – rivers; 2 – aquifers with $R_{alr} < 0,3$; 3 – aquifers with $R_{alr} (0,3–0,7)$; 4 – aquifers with $R_{alr} > 0,7$

Interesujące wnioski płyną z analizy relacji między współczynnikami autokorelacji średnich rocznych głębokości zwierciadła wody podziemnej (R_{a1r}) oraz współczynnika autokorelacji cotygodniowych głębokości zwierciadła wody podziemnej (R_{a1t} ; rys. 15). Zasobne poziomy wodonośne cechujące się dużą inercją wartości rocznych (wysokie R_{a1r}) odznaczają się bardzo różnorodną „pamięcią” o stanie zwierciadła wody podziemnej sprzed tygodnia (zróżnicowane R_{a1t}). Im mniej zasobne poziomy wodonośne (spadek R_{a1r}) tym zróżnicowanie inercji krótkookresowej w badanej próbie jest mniejsze, a przyjmowane wartości – wyższe. Oznacza to,

że zasilanie płytkich, mało zasobnych, zbiorników wody podziemnej jest mniej zróżnicowane od alimentacji głębiej położonych zasobnych warstw wodonośnych. Fakt ten wynika z czasami bardzo skomplikowanych powiązań hydraulicznych tych ostatnich. Związki te, w badanej próbie, można zilustrować konstruując „funkcję obwiedni”, która wskazuje jakim najmniejszym poziomem inercji krótkookresowej (R_{a1t}) mogą cechować się poziomy wodonośne przy określonej wielkości R_{a1r} . Funkcja ta ma postać równania wielomianowego drugiego stopnia o wysokim stopniu dopasowania ($R^2 = 0,99$).



Rys. 15. Współczynnik autokorelacji średnich rocznych głębokości zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$ (R_{a1r}) w funkcji współczynnika autokorelacji przy przesunięciu $k = 1$ (R_{a1t})

oR_{a1t} – funkcja „obwiedni” współczynników autokorelacji cotygodniowych głębokości zwierciadła wody podziemnej; oR_{a1r} – wybrane minimalne współczynniki autokorelacji średnich rocznych głębokości zwierciadła wody podziemnej w różnych przedziałach R_{a1t}

Autocorrelation coefficient of yearly averages of depth to groundwater table (step $k = 1$; R_{a1r}) in relation to autocorrelation coefficient of weekly depth to groundwater table (step $k = 1$; R_{a1t})

oR_{a1t} – „envelop” function of autocorrelation coefficients of weekly depth to groundwater table; oR_{a1r} – chosen minimum autocorrelation coefficients of yearly average depth to groundwater table in various brackets R_{a1t}

POWIĄZANIA PODSTAWOWYCH CHARAKTERYSTYK STATYSTYCZNYCH DYNAMIKI ZWIERCIADŁA WODY PODZIEMNEJ Z CECHAMI POZIOMÓW WODONOŚNYCH

Wybrane zmienne opisujące podstawowe właściwości dynamiki szeregów czasowych zwierciadła wody podziemnej zestawiono z cechami poziomów wodonośnych, w celu wykrycia ewentualnych powiązań. Z uwagi na fakt, że wyżej wymienione cechy mają charakter przeważnie jakościowy, do analizy związków użyto tablic wielodzielczych, zgodnie z sugestiami zawartymi w pracach Yule’a

i Kendalla (1966) oraz Pruchnickiego (1987). Następnie obliczono statystykę testową postaci:

$$\chi^2 = n \sum_{i=1}^r \sum_{j=1}^s \frac{(\frac{n_{ij} - n_{i\bullet} \cdot n_{\bullet j}}{n})^2}{n_{i\bullet} \cdot n_{\bullet j}} \quad (7)$$

gdzie: χ^2 – statystyka testu χ^2 ;

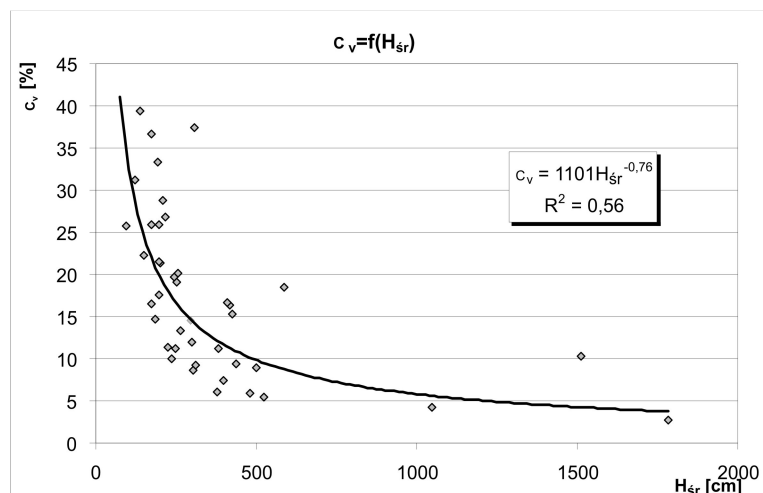
$n_{i\bullet}$ – suma wystąpień w i-tym wierszu tablicy wielodzielczej;

$n_{\bullet j}$ – suma wystąpień w j-tej kolumnie tablicy wielodzielczej;

pozostałe oznaczenia jw.

Posłużyła ona do testowania hipotezy zerowej o niezależności cech pobranych ze zbiorowości generalnej. Jej odrzucenie, na przyjętym poziomie $\alpha = 0,05$, wskazywało na istnienie związku między analizowanymi cechami.

W badanych poziomach wodonośnych współczynnik zmienności położenia zwierciadła wody podziemnej istotnie maleje wraz z głębokością (rys. 16; tab. 1). Zależność tę można opisać funkcją potęgową o dosyć wysokim współczynniku determinacji ($R^2 = 0,56$). Niższe warstwy wodonośne są zwykle rozleglejsze i bardziej zasobne w wodę, a w związku z tym posiadają większą inercję (w ramach pojedynczego cyklu rocznego) i mniejszą zmienność wieloletnią.



Rys. 16. Współczynnik zmienności (c_v) głębokości do zwierciadła wody podziemnej w funkcji głębokości średniej (H_{sr})

Variability coefficient (c_v) of depth to groundwater table in relation to averages depth (H_{sr})

Tabela 1

Istotność statystyczna związków między wybranymi charakterystykami dynamiki zwierciadła wody podziemnej i cechami poziomów wodonośnych (test χ^2)

Statistical significance of relations between the chosen characteristics of groundwater level dynamics and the geographical and hydrogeological features of aquifers (χ^2 test)

	c_v	R_{alt}	R_{alr}
H_{sr}	0,05	0,05	X
GOD	X	X	0,05
S	X	X	X
I	X	X	X
P	X	X	0,05

źródło: opracowanie własne
source: own work

H_{sr} – średnia głębokość do zwierciadła wody podziemnej; GOD – podatność wód podziemnych na zanieczyszczenia; S – rodzaj skały wodonośnej; I – izolacja poziomu wodonośnego od powierzchni; P – położenie morfologiczne piezometru; c_v – współczynnik zmienności; R_{alt} – współczynnik autokorelacji cotygodniowych głębokości zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$; R_{alr} – współczynnik autokorelacji średnich rocznych głębokości zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$; 0,05 – związek istotny na wskazanym poziomie α ; X – związek nieistotny statystycznie

H_{sr} – average depth to groundwater level; GOD – vulnerability of groundwaters to the pollutions; S – type of aquifer; I – isolation of the aquifer from the surface; P – morphological location of the piezometer; c_v – variability coefficient; R_{alt} – autocorrelation coefficient of weekly depth to groundwater level in the shift $k = 1$; R_{alr} – autocorrelation coefficient of yearly depth to groundwater level in the shift $k = 1$; 0,05 – statistically significant relation on level α ; X – statistically insignificant relation

Autokorelacja w szeregach średnich rocznych głębokości do zwierciadła wody podziemnej jest istotnie powiązana ze wskaźnikiem GOD. Poziomy o niskiej podatności na zanieczyszczenia, a więc najczęściej wody wgłębne i głębsze wody gruntowe cechują się niskimi R_{alr} , co może oznaczać, że rytmy zmian ich napełniania i osuszania są dłuższe niż rok. Zbiorniki wód podziemnych, które są szybko zasilane, a więc i bardziej narażone na zanieczyszczenia, wykazują tendencje do zmian ich wypełnienia w cyklu rocznym, a więc cechują się wysoką autokorelacją w szeregach średnich rocznych głębokości do zwierciadła wody podziemnej.

Wpływ na bezwładność w szeregu czasowym zwierciadła wody podziemnej w dłuższym okresie zdaje się również mieć położenie morfologiczne poziomu wodonośnego. Relatywnie często „długą pamięć” o wypełnieniu zachowują

zbiorniki dolinne (poziomy terasowe). Maleje ona w miarę oddalania się od dolin rzecznych i dla poziomów wodonośnych ujętych na wierzchołkach jest stosunkowo niska. Wynika to zapewne z różnego zasilania. Zbiorniki wód podziemnych w dolinach rzecznych alimentowane są nie tylko przez lokalną infiltrację wód opadowych, ale przede wszystkim przez regionalny dopływ wód z innych, często rozległych i zasobnych, poziomów wodonośnych. Zbiorniki te są zatem mniej „wrażliwe” na krótkookresowe zmiany zasilania. Wody podziemne występujące w położeniu wierzchołkowym alimentowane są głównie poprzez lokalną infiltrację opadów, w związku z czym na rytm zmian ich wypełnienia najbardziej wpływają krótkookresowe i sezonowe zmiany zasilania (długotrwałe opady, coroczne roztopy i odwilże, letnie susze).

DYNAMIKA PŁYTKICH WÓD PODZIEMNYCH

DYNAMIKA ZMIAN KRÓTKOOKRESOWYCH

Krótkookresowe zmiany położenia zwierciadła wody podziemnej

Napełnienie zbiornika wód podziemnych podlega krótkookresowym wahaniom wywołanym głównie względnie dużą nierównomiernością zasilania (czasową i przestrzenną) przy relatywnie mało zmiennym drenażu. W związku z tym zmienia się też położenie zwierciadła wód podziemnych. Tempo tych zmian jest oczywiście bardzo różne – od kilku godzin do nawet kilkudziesięciu dni. Zależy ono między innymi od skali czynników wywołujących wahania, parametrów filtracyjnych zbiornika i strefy aeracji, jego rozciągłości horyzontalnej i miąższości oraz wielkości i natężenia zasilania atmosferycznego, a także aktualnego tempa drenażu.

Wyczerpywanie się zasobów wód podziemnych zgromadzonych w zbiorniku obrazuje „krzywa wysychania” (Jokiel 1994). Zwrócić jednak należy uwagę, że tempo tego procesu może być różne, gdyż zależy ono od zmiennych w czasie relacji między zasilaniem, a drenażem poziomu wodonośnego. W skrajnie niekorzystnych warunkach szczytowanie zasobów zgromadzonych w zbiornikach odbywać się będzie bardzo szybko. Uchwycenie relacji między aktualnymi stanami zwierciadła wody podziemnej,

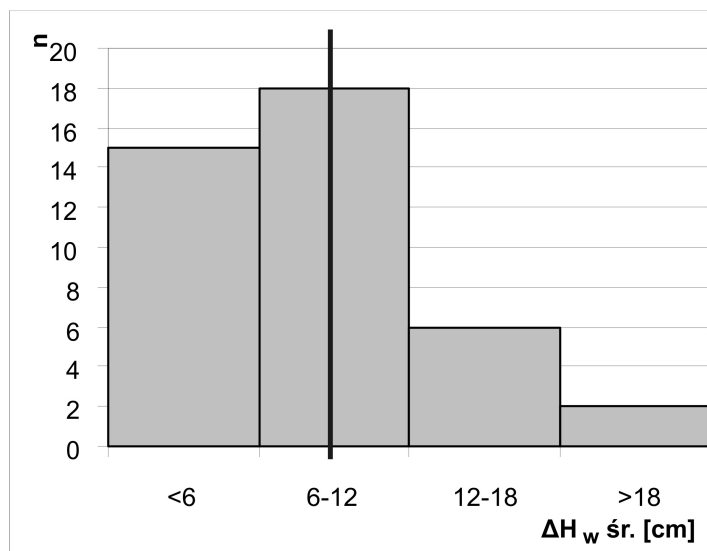
a jego największymi spadkami pozwoli na poznanie krzywych maksymalnego spadku. Bardzo podobne założenia przyjąć można w przypadku wzrostu wypełnienia poziomów wodonośnych. Pamiętać jednak należy, że alimentacja ma nieco inny charakter (obszarowy) od drenażu (liniowy bądź punktowy). Efektem tego jest przebieg zmian wielkości zasobów wód podziemnych wzdłuż linii „histerezy” (Sawicki 1986a).

Pojęcie „krótkookresowy” oznacza: „dotyczący krótkiego okresu, mający krótki okres trwania” (Słownik... 1996). Za krótkookresowe wahania zwierciadła wód podziemnych przyjmuje się, w opracowaniach dotyczących ich dynamiki, zmiany o bardzo różnym okresie – od godzin (Sawicki 1986b; Tomaszewski J.T. 1990) do nawet kilku dni (Jokiel, Tomalski 2009). Wynika to między innymi z częstości próbkowania procesu i charakteru posiadanych szeregów czasowych. Dla potrzeb niniejszego opracowania za wahania krótkookresowe uznano co najmniej siedmiodniowe zmiany położenia zwierciadła wody podziemnej. Założenie to wynikało bezpośrednio z częstości wykonywania pomiarów w sieci monitoringu IMiGW.

W przypadku każdego szeregu czasowego dokonano porównania położenia zwierciadła wody podziemnej w danym terminie pomiaro-

wym (i) oraz w terminie go poprzedzającym (i-7 dni). Jeżeli w terminie wcześniejszym zwierciadło znajdowało się niżej – zmianę taką traktowano jako jego wznios i jako taki analizowano. Powstały w ten sposób szeregi siedmiodnio-

wych, dodatnich zmian położenia zwierciadła wody podziemnej (d7). Dla każdego z tych ciągów obliczono średni tygodniowy wznios zwierciadła ($\Delta H_{w\text{śr}}$; rys. 17).



Rys. 17. Struktura badanych poziomów wodonośnych w świetle średniego tygodniowego wzniosu zwierciadła wody podziemnej

$\Delta H_{w\text{śr.}}$ – średni tygodniowy wznios zwierciadła wody podziemnej; n – liczba poziomów wodonośnych (piezometrów); pionową linią oznaczono wielkość średnią

Structure of analyzed aquifers according to weekly average increase of groundwater table

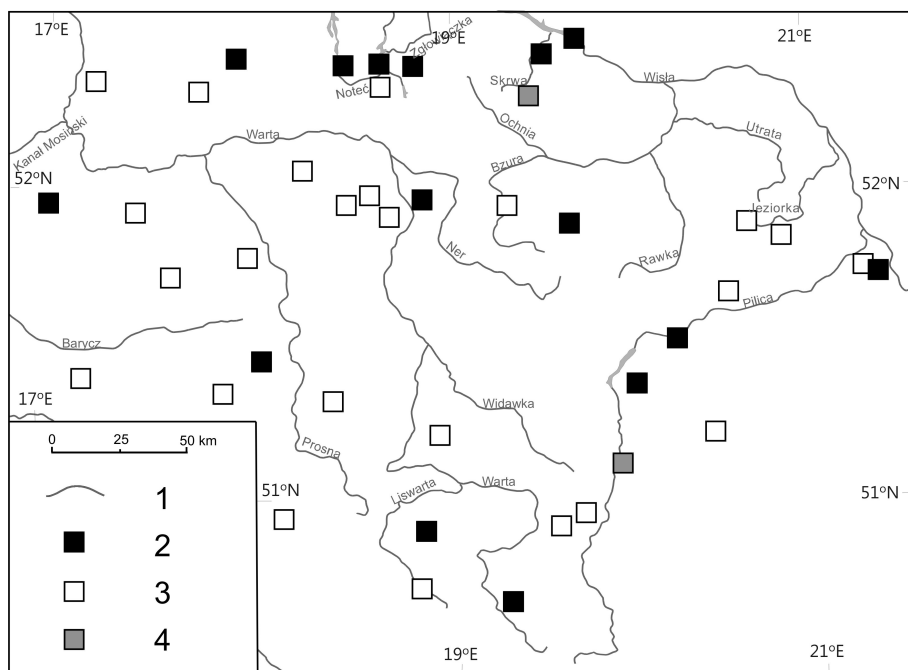
$\Delta H_{w\text{śr.}}$ – weekly average increase of groundwater table; n – number of examined aquifers (piezometers); vertical line shown arithmetic average

Wartości uzyskane dla poszczególnych poziomów wodonośnych podano w załączniku 6. Rozkład w tej próbie jest skośny dodatnio, a zatem w badanych piezometrach dominują niewielkie kilkucentymetrowe średnie tygodniowe wzniosy zwierciadła. Najszybszym wzniosem ($\Delta H_{w\text{śr}} > 18$ cm) charakteryzują się poziomy wodonośne w Strzelcach i Przedborzu. Reprezentują one wgłębne wody podziemne ujmowane przez piezometry położone na stokach, gdzie wahania są z reguły największe. Zbiornik w Strzelcach wytworzony jest w soczewce piasków lodowcowych otoczonych glinami, w związku z tym charakteryzuje się niewielką rozciągłością i miąższością. Wysokie średnie wzniosy zwierciadła w tej warstwie świadczą więc o słabej izolacji od powierzchni przez nadkład glin oraz o możliwym dopływie wód z poziomów wysoczyznowych. Zbiornik ujmowany przez studnię w Przedborzu wytworzony jest w wapieniach i marglach górnej jury. Jego krasowy charakter oraz położenie ujmującego poziom piezometru determinują najwyż-

sze, średnie tygodniowe wzniosy zwierciadła w badanej grupie.

Bardzo wolnym wzniosom ($\Delta H_{w\text{śr}} < 6$ cm) cechuje się 15 poziomów wodonośnych. Reprezentują one wszystkie możliwe cechy zbiorników wody podziemnej jak i położenia piezometrów je ujmujących. W grupie tej znalazły się jednak wszystkie dolinne poziomy wodonośne wytworzone w piaskach rzecznych, zabrakło natomiast poziomów występujących w skałach krasowiejących. Drenaż przez pobliski ciek powoduje zatem relatywne zmniejszenie wzniosu zwierciadła wody podziemnej występującej w utworach piaszczystych. W przypadku zbiorników w skałach węglanowych dopływ wód przez kanały krasowe może być bardzo intensywny, a w związku z tym średnie wzniosy mogą być zdecydowanie wyższe.

W rozmieszczeniu przestrzennym średnich tygodniowych wzniosów zwierciadła wody podziemnej nie widać wyraźnych prawidłowości. Można jedynie zauważyć, że poziomy wodonośne o niskim $\Delta H_{w\text{śr}}$ częściej występują w północnej części obszaru (rys. 18).



Rys. 18. Rozmieszczenie przestrzenne średnich tygodniowych wzniosów zwierciadła wody podziemnej ($\Delta H_{w\acute{s}r}$) w środkowej Polsce

1 – rzeki; 2 – poziomy wodonośne o $\Delta H_{w\acute{s}r} < 6$ cm; 3 – poziomy wodonośne o $\Delta H_{w\acute{s}r}$ (6 cm–18 cm); 4 – poziomy wodonośne o $\Delta H_{w\acute{s}r} > 18$ cm

Spatial location of weekly average increase of groundwater table ($\Delta H_{w\acute{s}r}$) in central Poland

1 – rivers; 2 – aquifers with $\Delta H_{w\acute{s}r} < 6$ cm; 3 – aquifers with $\Delta H_{w\acute{s}r}$ (6 cm–18 cm); 4 – aquifers with $\Delta H_{w\acute{s}r} > 18$ cm

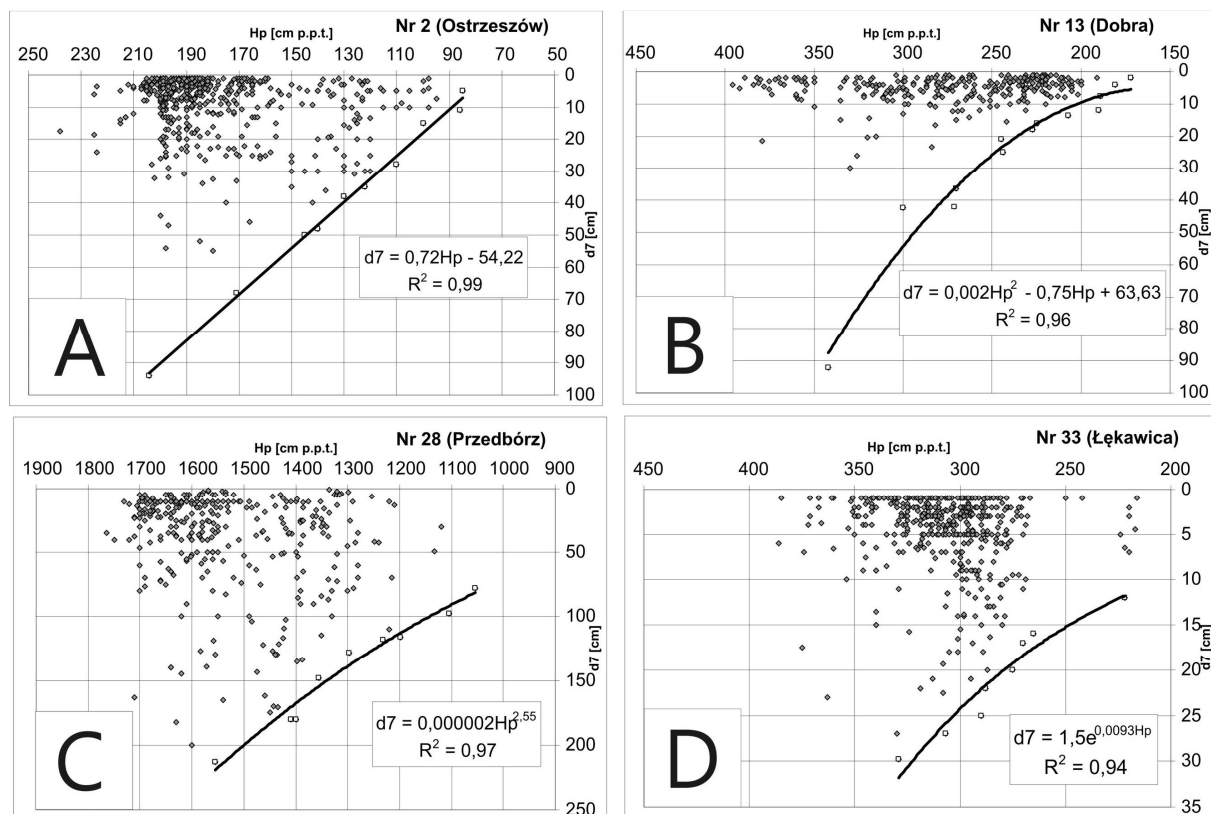
W kolejnym etapie dla każdego poziomu określono stosowną funkcję obwiedni wzniosu. Procedura polegała na naniesieniu na wykres wszystkich wartości tygodniowych zmian położenia zwierciadła wody podziemnej (d_7) w funkcji głębokości od których wznios się rozpoczął (H_p) – rys. 19. Następnie wybrano punkty maksymalnych wartości d_7 w różnych przedziałach H_p . Do tak utworzonego zbioru punktów maksymalnych tygodniowych wzniosów zwierciadła wody podziemnej dopasowano funkcję matematyczną najlepiej go aproksymującą i nazwano ją funkcją obwiedni wzniosu (F_{ow}). Doboru funkcji dokonano na podstawie wielkości współczynnika determinacji (R^2).

W załączniku 6 zamieszczono zestawienie funkcji wzniosu uzyskanych dla wszystkich poziomów wodonośnych, a na rysunku 19 zaprezentowano przykłady czterech typów dopasowywanych funkcji. Warto podkreślić, że stosunkowo często zależność tę aproksymował wielomian drugiego stopnia (63 % przypadków). W większości piezometrów tygodniowy wznios zwierciadła wody podziemnej był największy przy minimalnym wypełnieniu poziomu wodonośnego i malał wraz z jego wzrostem. Sugerowa-

wać to może, że w dolnych partiach większości zbiorników łączna objętość wolnych przestrzeni, które może wypełnić woda jest mniejsza niż w górnych.

Na podstawie funkcji obwiedni wzniosu obliczano kolejne położenia zwierciadła wody podziemnej poczynając od stanu minimalnego. Rzędne te określano z odstępem siedmiu dni, aż do osiągnięcia lub przekroczenia maksymalnego położenia zwierciadła wody podziemnej. Użytkany układ punktów aproksymowano różnymi funkcjami wybierając najlepiej opisującą. Krzywą tę nazwano funkcją maksymalnego wzniosu (f_{mw}).

Rodzaje funkcji aproksymujących krzywe maksymalnego wzniosu, dla poszczególnych poziomów wodonośnych, przedstawiono w załączniku 6. Rysunek 20 pokazuje natomiast wybrane krzywe wzniosu dla czterech piezometrów. W największej liczbie przypadków (27 z 41) dobrą aproksymację zapewniała funkcja potęgowa (rys. 20A). Krzywa ta najlepiej oddaje dość typowy dla badanych poziomów, wspomniany już wyżej, szybki wzrost wypełnienia zbiornika przy niskich stanach i coraz wolniejszy wzrost zasobów w miarę przyrostu stanu wody.



Rys. 19. Przykłady aproksymowanych typów funkcji obwiedni wzniosu

A – funkcja liniowa; B – funkcja wielomianowa; C – funkcja potęgowa; D – funkcja wykładnicza

Hp – głębokość zwierciadła wody podziemnej przy której rozpoczął się wznios; d7 – tygodniowy wzrost głębokości zwierciadła wody podziemnej

Examples of fitted types of envelop functions of increase

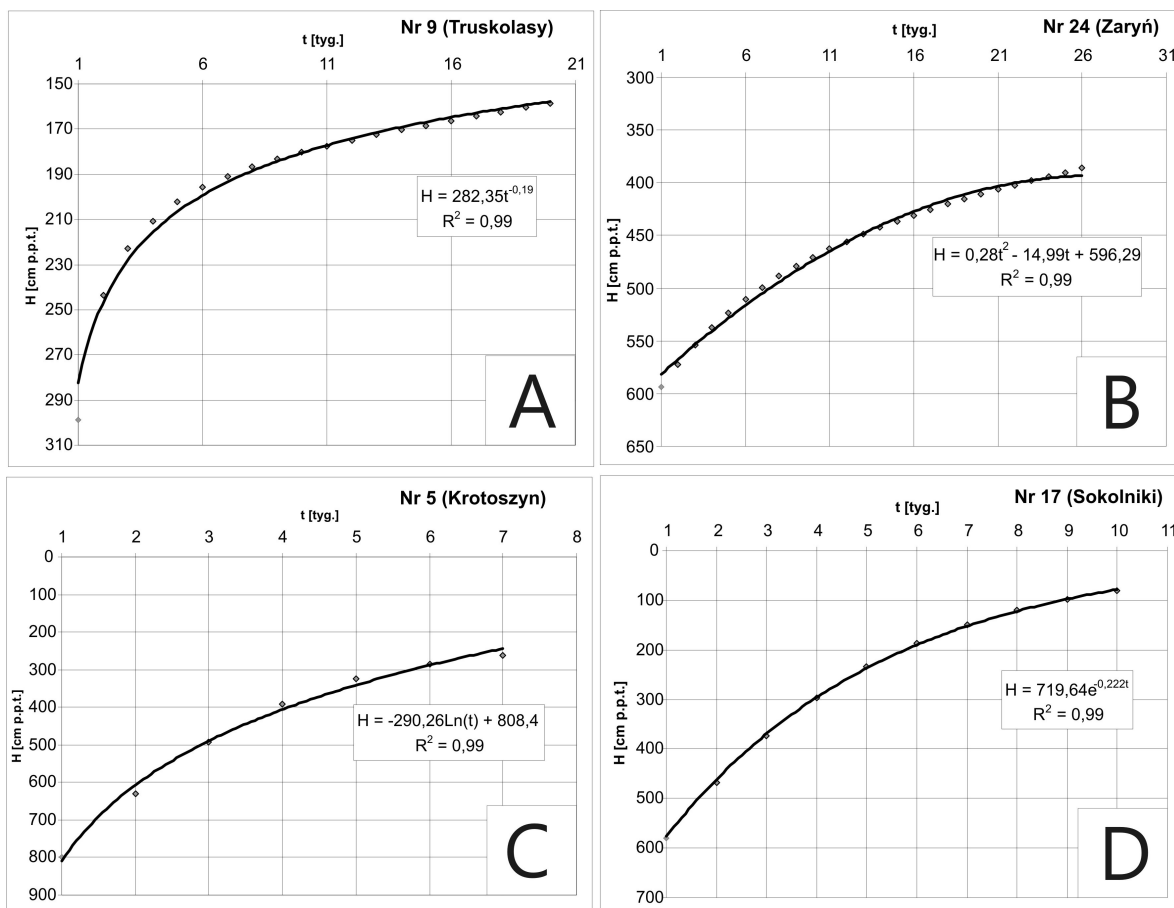
A – linear function B – quadratic function; C – power function; D – exponential function

Hp – depth to groundwater table at the moment of beginning of increase; d7 – weekly increase of groundwater table

Kolejną interesującą charakterystyką dynamiki krótkookresowej zwierciadła, określoną na podstawie funkcji maksymalnego wzniosu jest czas wznoszenia zwierciadła wody od stanu minimalnego do stanu maksymalnego (T_w). Jest to potencjalna liczba tygodni potrzebna do zmiany położenia zwierciadła wody podziemnej od stanu najniższego do najwyższego. Czas T_w określony jest na podstawie funkcji f_{mw} .

Przeciętny czas wzniosu obliczony dla badanych poziomów wodonośnych w środkowej Polsce wynosi 9 tygodni (rys. 21). Zawiera się on w przedziale od 1 tygodnia dla płytkiego, izolowanego od powierzchni poziomu wodonośnego wytworzonego w piaskach wodnołodowcowych ujmowanego we Wrześni do 36 tygodni – dla głębokiego zbiornika wód w soczewce piasków otoczonych glinami ujmowanego

w Radoni. Jego rozkład w próbie jest lekko skośny dodatnio, a połowa badanych poziomów T_w mieści się w przedziale od 4 do 13 tygodni. Krótkimi czasami cechują się prawie wyłącznie (9 z 10 przypadków) płytkie zbiorniki wodonośne ($H_{sr} < 300$ cm) w utworach piaszczystych różnego pochodzenia (głównie wodnołodowcowych). Wyjątkiem jest tu głęboki poziom gromadzący wodę w marglach jurajskich, ujmowany w Królowej Woli. Na relatywnie krótki czas jego napełniania mają zapewne wpływ: krasowy charakter tego zbiornika, pozwalający na względnie szybkie przemieszczanie się wód oraz bardzo prawdopodobny dopływ z innych warstw wodonośnych. Brak jest natomiast jakichkolwiek prawidłowości w grupie zbiorników o najdłuższym możliwym czasie uzupełniania zasobów ($T_w > 13$ tygodni).

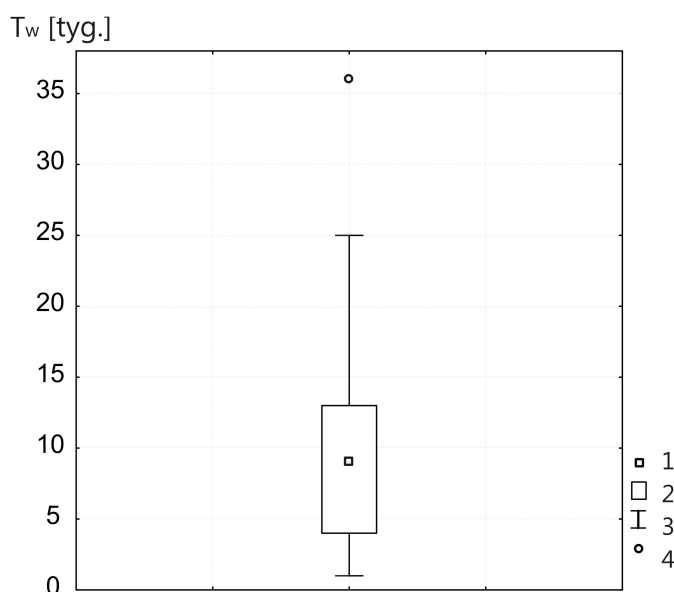


Rys. 20. Przykłady aproksymowanych typów funkcji maksymalnego wzniosu

A – funkcja potęgowa; B – funkcja wielomianowa; C – funkcja logarytmiczna; D – funkcja wykładnicza
H – głębokość zwierciadła wody podziemnej; t – tygodnie wzniosu

Examples of fitted types of maximum increase functions

A – power function; B – quadratic function; C – logarithmic function; D – exponential function
H – depth to groundwater table; t – weeks of increase



Rys. 21. Zróżnicowanie czasu wznoszenia zwierciadła wody od stanu minimalnego do stanu maksymalnego

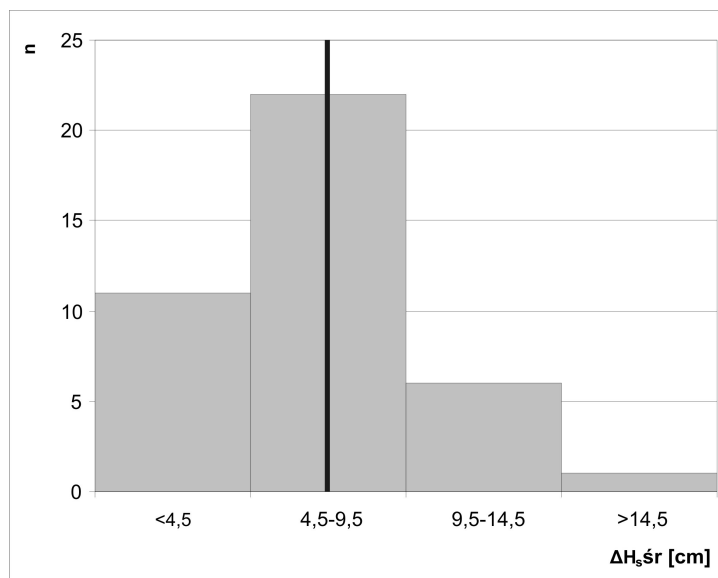
1 – mediana; 2 – przedział połowy liczebności; 3 – zakres wartości nieodstających; 4 – wartości odstające

T_w – czas wznoszenia zwierciadła wody podziemnej od stanu minimalnego do stanu maksymalnego (na podstawie funkcji maksymalnego wzniosu)

Differentiation of time of increase between minimum and maximum level of groundwater table

1 – median; 2 – bracket from 1st to 3rd quartiles; 3 – range of non disjunctive values; 4 – disjunctive values

T_w – time of increase between minimum and maximum level of groundwater table (basis on maximum increase functions)



Rys. 22. Struktura badanych poziomów wodonośnych w świetle średniego tygodniowego spadku zwierciadła wody podziemnej

$\Delta H_{s.\acute{s}r}$ – średni tygodniowy spadek zwierciadła wody podziemnej;

n – liczba poziomów wodonośnych (piezometrów); pionową linią oznaczono wielkość średnią

Structure of analyzed aquifers according to weekly average decrease of groundwater table

$\Delta H_{s.\acute{s}r}$ – weekly average decrease of groundwater table;

n – number of examined aquifers (piezometers); vertical line shown arithmetic average

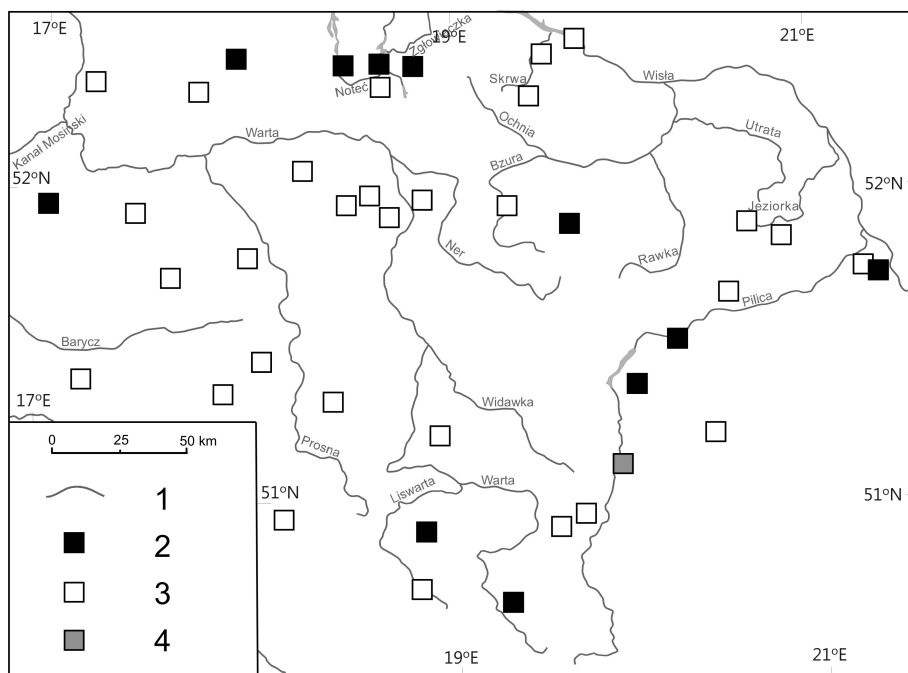
Według procedury podobnej do opisanej wyżej utworzono również szeregi siedmiodniowych spadków położenia zwierciadła wody podziemnej (d7). Dla każdego z nich określony został średni tygodniowy spadek zwierciadła ($\Delta H_{s.\acute{s}r}$). Wartości tego spadku dla poszczególnych poziomów wodonośnych podane zostały w załączniku 7, a rozkład częstości prezentuje rysunek 22. Rozkład ten jest lekko skośny, ale w badanej grupie poziomów dominują zdecydowanie wartości z przedziału przeciętnej.

Najwyższym średnim spadkiem ($\Delta H_{s.\acute{s}r} > 14,5$ cm) cechuje się poziom wodonośny ujmowany na stoku wysoczyzny w Przedborzu. Ponadprzeciętne średnie tygodniowe wzniosy (patrz wyżej) oraz spadki położenia zwierciadła wody podziemnej dla tego zbiornika gromadzącego wody w próżniach krasowych mogą świadczyć o występowaniu w utworach węglanowych tego obszaru dwu różnych poziomów wodonośnych. W obrębie krawędzi morfologicznych mogą się one okresowo „łączyć” i „rozdzielać” w zależności od wielkości ich alimentacji. To zaś skutkuje dużymi zmianami położenia zwierciadła wody podziemnej w studniach je ujmujących. Zwracali już na to uwagę inni autorzy (Szalkiewiczówna 1963; Janiec 1984; Wilgat *et al.* 1984).

Bardzo małym tempem spadku ($\Delta H_{s.\acute{s}r} < 4,5$ cm) charakteryzuje się zaś 11 poziomów wodonośnych. Zwraca uwagę fakt, że są to zawsze warstwy wodonośne odznaczające się także niskim $\Delta H_{w.\acute{s}r}$. Wskazywać to może na istnienie silnego związku między tymi charakterystykami (por. rozdz. „Wzajemne relacje pomiędzy wzniosami i spadkami zwierciadła wody podziemnej”).

W rozmieszczeniu przestrzennym średnich tygodniowych spadków zwierciadła wody podziemnej nie można doszukać się żadnych prawidłowości (rys. 23). Brak tu, zaznaczającej się w przypadku wzniosów, przewagi poziomów o małych zmianach jego położenia. Wynika to z faktu, że cztery warstwy wodonośne, które posiadają niskie wartości $\Delta H_{w.\acute{s}r}$, a nie posiadają równocześnie niskich $\Delta H_{s.\acute{s}r}$ zlokalizowane są głównie w północnej części regionu.

W kolejnym etapie dla każdego zbioru d7 i H_p określono typ funkcji obwiedni spadku – F_{os} (patrz wyżej), a na podstawie jej równania wyznaczono funkcję maksymalnego spadku (f_{ms}) – zał. 7. Podobnie jak wcześniej, doboru obu funkcji (F_{os} i f_{ms}) dokonano na podstawie wielkości współczynnika determinacji (R^2). Rysunek 24 prezentuje dwa przykłady najczęściej wybieranych funkcji F_{os} . W 27 z 41 poziomów wodonośnych najlepszą aproksymację zapewniała

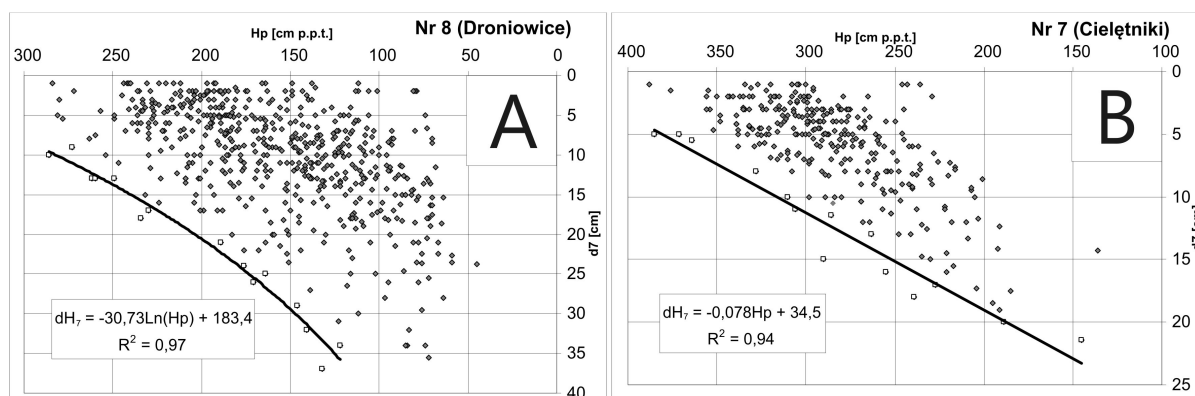


Rys. 23. Rozmieszczenie przestrzenne średnich tygodniowych spadków zwierciadła wody podziemnej ($\Delta H_{s,\text{śr}}$) w środkowej Polsce

1 – rzeki; 2 – poziomy wodonośne o $\Delta H_{s,\text{śr}} < 4,5$ cm; 3 – poziomy wodonośne o $\Delta H_{s,\text{śr}}$ (4,5 cm–14,5 cm); 4 – poziomy wodonośne o $\Delta H_{s,\text{śr}} > 14,5$ cm

Spatial location of weekly average decrease of groundwater table ($\Delta H_{s,\text{śr}}$) in central Poland

1 – rivers; 2 – aquifers with $\Delta H_{s,\text{śr}} < 4,5$ cm; 3 – aquifers with $\Delta H_{s,\text{śr}}$ (4,5 cm–14,5 cm); 4 – aquifers with $\Delta H_{s,\text{śr}} > 14,5$ cm



Rys. 24. Przykłady aproksymowanych typów funkcji obwiedni spadku

A – funkcja logarytmiczna; B – funkcja liniowa

H_p – głębokość zwierciadła wody podziemnej przy której rozpoczął się spadek;
 d_7 – tygodniowy spadek głębokości zwierciadła wody podziemnej

Examples of fitted types of envelop functions of decrease

A – logarithmic function; B – linear function

H_p – depth to groundwater table at the moment of beginning of decrease;
 d_7 – weekly decrease of groundwater table

funkcja liniowa co oznacza, że w różnych przedziałach H_p maksymalne możliwe tygodniowe spadki były podobne. W zestawieniu z faktem „mniejszej pojemności” zbiorników wodonośnych w ich dolnych częściach (patrz wyżej) skutkowało to musi obniżoną wydajnością procesu drenażu przy niskim stanie zasobów.

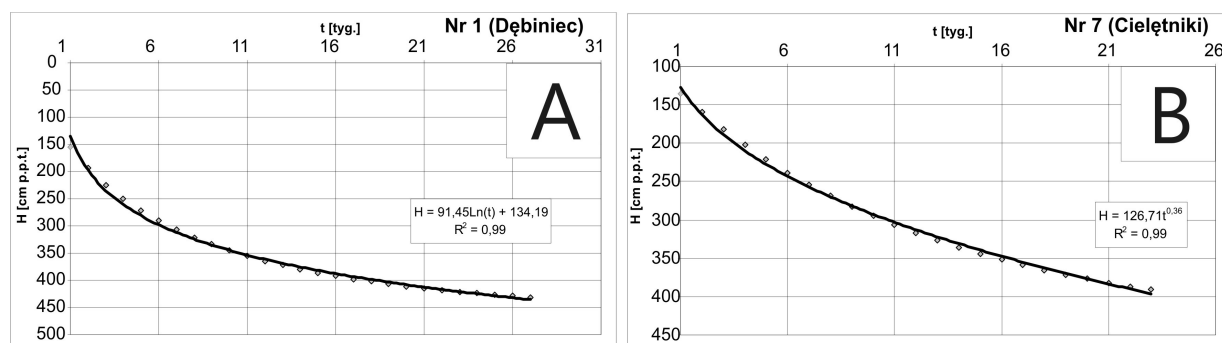
Równania krzywych maksymalnego spadku uzyskane dla poszczególnych poziomów wodonośnych zamieszczono w załączniku 7, natomiast przykłady równań najczęściej aproksymujących maksymalne spadki na rysunku 25. W większości przypadków (> 70 %) najlepsze dopasowanie zapewniała funkcja logarytmiczna (rys. 25A).

Określono również potencjalnie najkrótszy czas spadku zwierciadła wody: od stanu maksymalnego do stanu minimalnego (T_s) (patrz wyżej). W badanej próbie wynosi on przeciętnie 17 tygodni (rys. 26). Jego ekstrema zanotowano dla poziomów ujmowanych przez studnie we Wrzesni (najkrótszy czas: 6 tygodni) oraz Królowej Woli (najdłuższy czas: 44 tygodnie). Zbiorniki, które mogą być stosunkowo szybko opróżnione cechują się przeważnie mniejszą głębokością przeciętnego występowania zwierciadła wody podziemnej ($H_{sr} < 300$ cm w 7 z 9 przypadków). Brak tu jednak związków z innymi cechami poziomów wodonośnych.

Również wśród zbiorników wód podziemnych odpornych na szybki drenaż trudno doszukać się związków z ich cechami hydrogeolo-

gicznymi. Warto jednak zauważyć, że ujmowany przez studnię w Królowej Woli i gromadzący wody w marglach jurajskich poziom wodonośny posiada długi czas T_s przy bardzo krótkim czasie potrzebnym do odbudowy zgromadzonych w nich zasobów. Potwierdza to wysuwana już wcześniej tezę o możliwym dopływie do tego zbiornika wód z innych warstw wodonośnych.

Dłuższe szczyptywanie zgromadzonych w zbiornikach wodonośnych zasobów wynika z charakteru drenażu (liniowego i punktowego). Powierzchnia na jakiej się on odbywa jest zdecydowanie mniejsza od powierzchni na której zachodzi zasilanie (przeważnie obszarowe). W wyniku tego zmiany głębokości zwierciadła wody podziemnej odbywają się wzdłuż linii „histerezy”. Różnice w tempie zmian położenia zwierciadła wody podziemnej przy wzniosach i spadkach, a co za tym idzie „pola” zakreślone przez linie histerezy, są tym większe, im większa jest różnica między możliwościami alimentacji i drenażu danego poziomu wodonośnego. Na zjawisko to zwracali już uwagę Sawicki (1986a) oraz Tomaszewski J.T. (1990). Do większego zróżnicowania tempa spadków w regionie przyczynia się zaś fakt, iż są one uzależnione od większej liczby czynników. W odróżnieniu od wzniosów zwierciadła, oprócz intensywności zasilania i parametrów filtracyjnych zbiornika, zależne są one jeszcze od sposobu i intensywności drenażu.

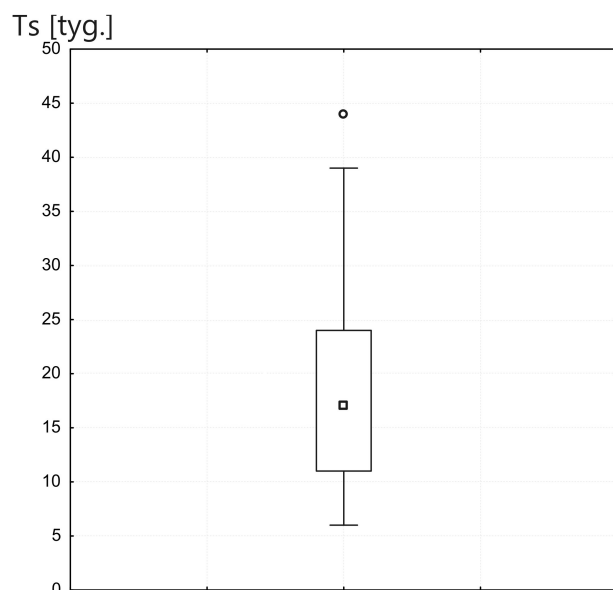


Rys. 25. Przykłady aproksymowanych typów funkcji maksymalnego spadku

A – funkcja logarytmiczna; B – funkcja potęgowa
H – głębokość zwierciadła wody podziemnej; t – tygodnie spadku

Examples of fitted types of maximum decrease functions

A – logarithmic function; B – power function
H – depth to groundwater table; t – weeks of decrease



Rys. 26. Zróżnicowanie czasu spadku zwierciadła wody od stanu maksymalnego do stanu minimalnego

1 – mediana; 2 – przedział połowy liczebności; 3 – zakres wartości nieodstających; 4 – wartości odstające

T_s – czas spadku zwierciadła wody podziemnej od stanu maksymalnego do stanu minimalnego na podstawie funkcji maksymalnego spadku

Differentiation of time of decrease between maximum and minimum level of groundwater table

- 1 – median; 2 – bracket from 1st to 3rd quartiles;
- 3 – range of non disjunctive values; 4 – disjunctive values
- T_s – time of decrease between maximum and minimum level of groundwater table (basis on maximum decrease functions)

Związek dynamiki krótkookresowej zwierciadła wody podziemnej z cechami poziomów wodonośnych

Uzyskane zmienne opisujące wzniosy zwierciadła wody podziemnej zestawione zostały z podstawowymi cechami poziomów wodonośnych. Procedura wnioskowania o istnieniu lub nie związku między tymi zmiennymi została już przedstawiona w rozdziale „Powiązania podstawowych charakterystyk statystycznych dynamiki zwierciadła wody podziemnej z cechami poziomów wodonośnych”. Wyniki testu zawiera tabela 2.

Analiza ta dowiodła, że istnieje związek między średnim tygodniowym wzniosem zwierciadła wody podziemnej i stopniem izolacji poziomu wodonośnego od powierzchni. Jest ciekawe, że relatywnie szybsze wzniosy zwierciadła występują w poziomach zakrytych. Średnia dla tej grupy wynosi 10,8 cm przy 7,5 cm dla zbiorników ograniczonych od powierzchni tylko strefą aeracji. Wyjaśnić to można faktem, iż w poziomach izolowanych od powierzchni osadami słabiej przepuszczalnymi występują często wody pod ciśnieniem hydrostatycznym. Jednocześnie zwierciadło napięte przez nadległe osady silniej reaguje na zmiany zasilania. Zwracali już na to uwagę inni autorzy (Sawicki 1986b; Tomaszewski J.T. 1990; Chełmicki 1991).

Istotna zależność występuje również między czasem wznoszenia zwierciadła wody podziemnej (od stanu minimalnego do maksymalnego – T_w) i rodzajem wodonośca. Czas najkrótszy do-

tyczy poziomów występujących w osadach piaszczystych i żwirowych. Najdłuższy stwierdzono dla wód w soczewkach piasków otoczonych glinami. Zwrócić należy też uwagę, iż pomimo lepszych parametrów filtracyjnych jakie posiadają zwykle uszczelinione wodonośce węglanowe w stosunku do zawodnionych osadów czwartorzędowych, tempo wzniosu zwierciadła jest w nich zwykle wolniejsze. Na tej podstawie można więc sądzić, że te pierwsze mają większą rozciągłość, a co za tym idzie, charakteryzuje je relatywnie duża zasobność. Stosunkowo długi czas wznoszenia wód występujących w soczewkach piasków otoczonych glinami może być natomiast wynikiem słabych parametrów filtracyjnych otoczenia poziomu wodonośnego, co może skutkować niewielką wydajnością procesu jego zasilania.

Podobnie jak wyżej, zbadano też powiązania zmiennych opisujących spadki zwierciadła wody podziemnej i podstawowe cechy poziomów wodonośnych. Wyniki testowania statystycznego zostały przedstawione w tabeli 3.

Istotną statystycznie zależność zanotowano tu jedynie między czasem spadku zwierciadła wody podziemnej (od stanu maksymalnego do minimalnego – T_s) a głębokością występowania zwierciadła (rys. 27). Z zależności wynika, że im głębiej znajduje się poziom wodonośny tym dłuższy jest czas spadku. Dowodzi to mniejszej wrażliwości głębokich zbiorników wód podziemnych na długotrwałe okresy bezopadowe, a więc wskazuje na ich dużą zasobność, rozciągłość i możliwy dopływ wód z innych warstw

Tabela 2

Istotność statystyczna związków między wybranymi charakterystykami wzniosu zwierciadła wody podziemnej i cechami poziomów wodonośnych (test χ^2)

Statistical significance of relations between the chosen characteristics of groundwater level increase and the geographical and hydrogeological features of aquifers (χ^2 test)

	T_w	$\Delta H_{w\text{śr.}}$
$H_{\text{śr}}$	X	X
GOD	X	X
S	0,05	X
I	X	0,05
P	X	X

źródło: opracowanie własne
source: own work

T_w – czas wznoszenia zwierciadła wody podziemnej od stanu minimalnego do stanu maksymalnego; $\Delta H_{w\text{śr.}}$ – średni tygodniowy wznios zwierciadła wody podziemnej; 0,05 – związek istotny na wskazanym poziomie α ; X – związek nieistotny; pozostałe oznaczenia jak w tab. 1

T_w – time of increase between the minimum and the maximum level of groundwater table; $\Delta H_{w\text{śr.}}$ – average weekly increase of groundwater level; 0,05 – statistically significant relation on level α ; X – statistically insignificant relation; other symbols as in Tab. 1

Tabela 3

Istotność statystyczna związków między charakterystykami spadku zwierciadła wody podziemnej i cechami poziomu wodonośnego (test χ^2)

Statistical significance of relations between the chosen characteristics of groundwater level decrease and the geographical and hydrogeological features of aquifers (χ^2 test)

	T_s	$\Delta H_{s\text{śr.}}$
$H_{\text{śr}}$	0,05	X
GOD	X	X
S	X	X
I	X	X
P	X	X

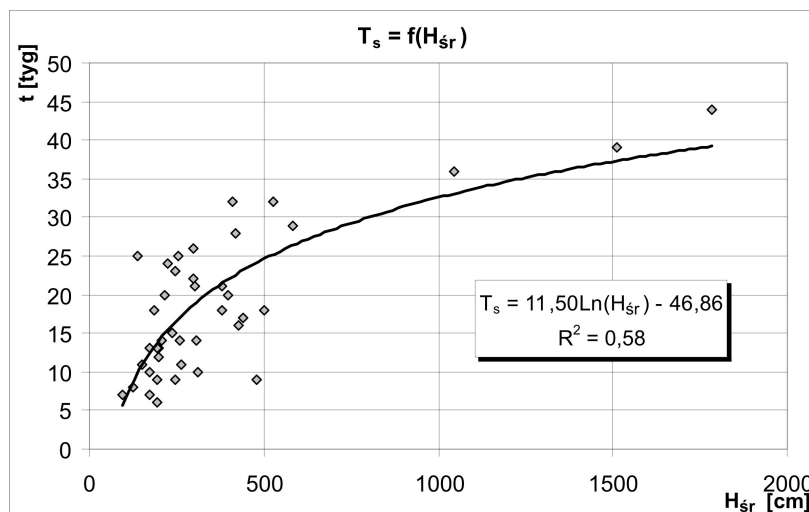
źródło: opracowanie własne
source: own work

T_s – czas spadku zwierciadła wody podziemnej od stanu maksymalnego do stanu minimalnego; $\Delta H_{s\text{śr.}}$ – średni tygodniowy spadek zwierciadła wody podziemnej; 0,05 – związek istotny na wskazanym poziomie α ; X – związek nieistotny; pozostałe oznaczenia jak w tab. 1

T_s – time of decrease between the maximum and the minimum level of groundwater table; $\Delta H_{s\text{śr.}}$ – average weekly decrease of groundwater level; 0,05 – statistically significant relation on level α ; X – statistically insignificant relation; other symbols as in Tab. 1

wodonośnych. Dla badanych poziomów istotną statystycznie zależność można tutaj opisać funkcją logarytmiczną o wysokim współczynniku determinacji: $R^2 = 0,58$ (rys. 27). Zwrócić należy uwagę na względnie duże zróżnicowanie T_s w poziomach o średniej głębokości do wody bliskiej 500 cm. Być może jest to związane

z faktem, iż na tej głębokości występują zarówno wody gruntowe (odkryte) jak i wgłębne (zakryte). Płycej najczęstsze są natomiast wody gruntowe, a głębiej występują już tylko poziomy wód wgłębnych często o napiętym zwierciadle. Niewielka liczebność analizowanej próby każe jednak ostrożnie traktować ten wniosek.



Rys. 27. Zależność czasu spadku zwierciadła wody podziemnej od jego średniej głębokości w badanych poziomach wodonośnych

T_s – czas spadku zwierciadła wody podziemnej od stanu maksymalnego do stanu minimalnego według funkcji maksymalnego spadku; H_{sr} – średnia głębokość zwierciadła wody podziemnej w studni ujmującej dany poziom wody podziemnej

Relation between time of decrease of groundwater table and average depth
to groundwater level in examined aquifers

T_s – time of decrease between maximum and minimum level of groundwater table; H_{sr} – average depth to groundwater table in piezometer drained the aquifer

Wzajemne relacje pomiędzy wzniosami i spadkami zwierciadła wody podziemnej

Do oceny dynamiki zwierciadła wody podziemnej w krótkich okresach interesujące może być również porównanie obliczonych charakterystyk wzniosów i spadków. W badanej grupie poziomów wodonośnych występuje silna korelacja między średnim tygodniowym wzniosem zwierciadła wody podziemnej ($\Delta H_{w, \text{sr}}$) i jego średnim tygodniowym spadkiem ($\Delta H_{s, \text{sr}}$). Zależność tę (rys. 28) dobrze aproksymuje funkcja liniowa. Z ustalonej relacji wynika, że średnie tygodniowe wzniosy są, w badanych poziomach wodonośnych, nieco większe od średnich spadków.

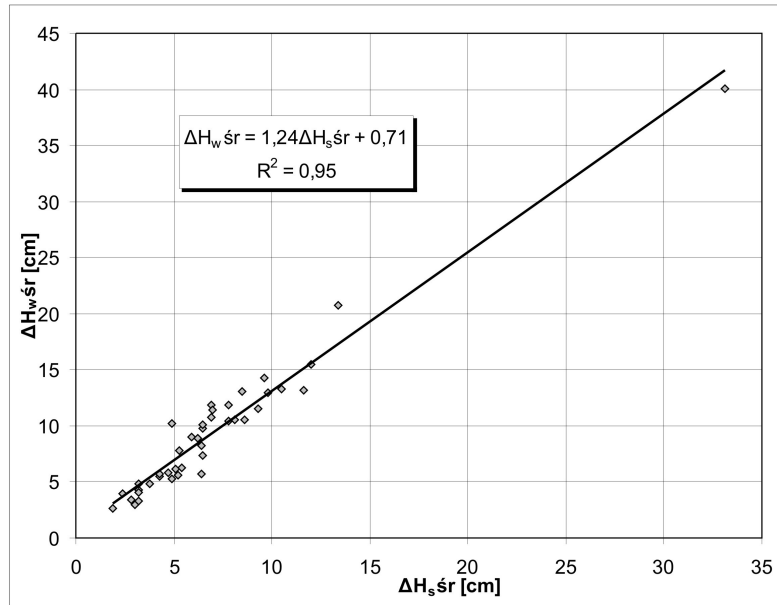
Zupełnie inaczej przedstawia się relacja między maksymalnymi czasami wznoszenia i opadania (T_w i T_s ; rys. 29). Z uwagi na brak wyraźnej zależności, podjęto tu próbę wyróżnienia typów poziomów wodonośnych cechujących się podobnym tempem wznoszenia lub opadania zwierciadła. Obszar zmienności T_w i T_s podzielono na 4 pola elementarne (cztery typy zwierciadła) wykorzystując do tego celu średnie arytmetyczne analizowanych charakterystyk (linia przerywana na rys. 29). Przestrzenne zróżnicowanie prezentuje rysunek 30.

Typ I cechuje się relatywnie długim czasem wznoszenia i opadania zwierciadła wody podziemnej, a więc grupuje poziomy wodonośne o niewielkiej dynamice krótkookresowej. Występuje głównie na północy obszaru oraz dotyczy niektórych głębokich zbiorników (6 przypadków; piezometry numer: 11, 12, 23, 24, 28, 29).

Typ II charakteryzuje się wolnym tempem wysychania, ale względnie szybko dochodzi tu do uzupełnienia zasobów. Skupiska takich zbiorników wód podziemnych występują w zlewni Pilicy oraz w północno-zachodniej części obszaru (11 przypadków; piezometry numer: 1, 7, 15, 22, 25, 26, 30, 31, 32, 33, 36).

Typ III skupia najwięcej poziomów, które szybko się wypełniają i równie szybko są opróżniane. Są to więc zbiorniki wód podziemnych o niewielkiej rozciągłości i pojemności. Charakterystyczne są tu poziomy płytkie ($H_{sr} < 500$ cm). Typ ten dominuje wyraźnie na badanym obszarze (17 przypadków; piezometry numer: 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 13, 14, 16, 17, 19, 34, 35, 37, 38, 39; rys. 30).

Typ IV odznacza się relatywnie krótkim czasem opadania zwierciadła wody podziemnej oraz długim czasem jego wznoszenia. Sugeruje to, iż poziomy są dobrze zdrenowane między innymi przez ciek. Częściej występuje w północnej części obszaru (7 przypadków; piezometry numer: 9, 18, 20, 21, 27, 40, 41).



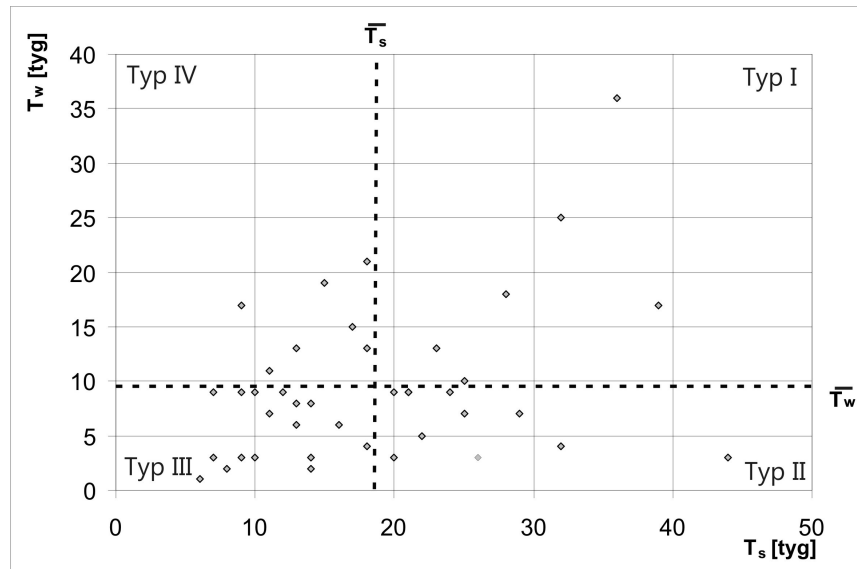
Rys. 28. Związek średniego tygodniowego wzniosu zwierciadła wody podziemnej i średniego tygodniowego spadku zwierciadła wody podziemnej w badanych poziomach wodonośnych

$\Delta H_w\text{śr}$ – średni tygodniowy wznios zwierciadła wody podziemnej;

$\Delta H_s\text{śr}$ – średni tygodniowy spadek zwierciadła wody podziemnej

Relation between average increase of groundwater table and weekly average decrease of groundwater table in examined aquifers

$\Delta H_w\text{śr}$ – weekly average increase of groundwater table; $\Delta H_s\text{śr}$ – weekly average decrease of groundwater table



Rys. 29. Związek między czasem wznoszenia zwierciadła wody podziemnej (T_w), a czasem jego opadania (T_s) w badanych poziomach wodonośnych

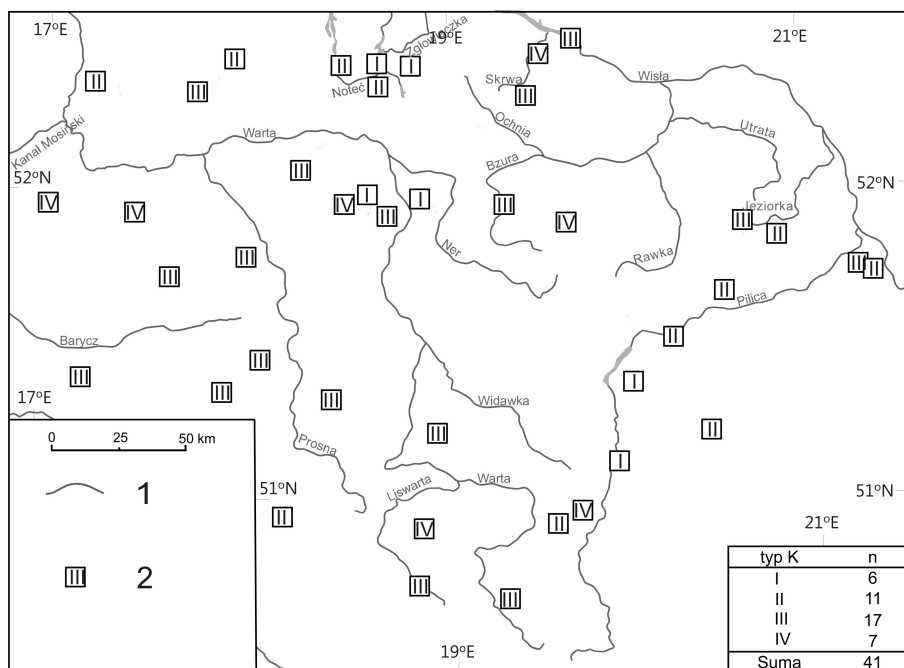
$$\text{Typ I} - T_s > \overline{T_s} \quad T_w > \overline{T_w};$$

$$\text{Typ II} - T_s > \overline{T_s} \quad T_w < \overline{T_w};$$

$$\text{Typ III} - T_s < \overline{T_s} \quad T_w < \overline{T_w};$$

$$\text{Typ IV} - T_s < \overline{T_s} \quad T_w > \overline{T_w}$$

Relation between time of increase of groundwater level (T_w) and time of decrease of groundwater level (T_s)



Rys. 30. Rozmieszczenie i liczebność (n) wyróżnionych typów krótkookresowej dynamiki (typ K) zwierciadła wody podziemnej

1 – rzeki; 2 – położenie piezometrów ujmujących badane poziomy wodonośne; liczba oznacza kolejny typ

Location and number (n) of derived types of short-term dynamics (typ K) of groundwater table

1 – rivers; 2 – location of piezometers drained examined aquifers; number shows the alternate type

Ciekawe wnioski płyną z porównania wykresów typu *box & whisker* wykonanych dla czasów trwania wzniosów (T_w) i spadków (T_s ; rys. 21 i 26). W badanej próbie można znaleźć poziomy wodonośne o bardzo szybkim tempie wzniosu i spadku (poniżej kwantyli 25 %). Oznacza to, że są one mało zasobne i charakteryzują się dużą dynamiką zmian położenia zwierciadła wody podziemnej. Zbadano pięć takich poziomów wodonośnych reprezentowanych przez studnie: 4, 8, 10, 16, 35. Znajdują się one relatywnie płytko (głębokość średnia do zwierciadła wody podziemnej nie przekracza 200 cm), a wodonoścem są różnorodne piaski

nieizolowane od powierzchni osadami słabiej przepuszczalnymi.

Powyżej kwantyla 75 % na obu wykresach (rys. 21, 26) znajdują się natomiast wartości T_w i T_s czterech poziomów wodonośnych (studnie: 11, 24, 28, 29). Charakteryzuje je mała dynamika zwierciadła wody podziemnej i słaba reakcja na zmiany zasilania. Są to więc poziomy bardzo zasobne w wodę o cechach wód wgłębnych i występujące na głębokościach większych od 500 cm. Jest ciekawe, że reprezentują one też wszystkie wyróżnione w opracowaniu rodzaje utworów wodonośnych.

WAHANIA SEZONOWE

Wybrane metody szacowania zmienności sezonowej

Sezonowym wahaniom, których rytm wynika z ruchu obiegowego Ziemi wokół Słońca podlega wiele charakterystyk hydrometeorologicznych. Roczne wahania położenia zwierciadła wody podziemnej są pochodną sezonowego źród-

nicowania alimentacji poziomów wodonośnych oraz możliwości ich drenażu przez cieki. Miarami jakie stosowano do określania zmienności rocznej były: odchylenie standardowe średnich z wielolecia miesięcznych głębokości do wody podziemnej (Paszczyk 1973; Dynowska, Pietrygowa 1979; Pietrygowa 1989), średnia z odchyleń standardowych miesięcznych głębokości do wo-

dy podziemnej (Chełmicki 1991), amplituda średnich z wielolecia głębokości do wody podziemnej (Chełmicki 1991; Tomalski 2002). Stosowano również analizę periodogramów w celu wykrycia istnienia rytmów rocznych zmian położenia zwierciadła w poziomach wodonośnych (Buczyński *et al.* 2005; Yakimova 2005). W literaturze rosyjskiej (Konoplancew, Siemionow 1979) spotkać można również miary pośrednio odnoszące się do sezonowości wahań wypełnienia zbiorników, takie jak amplituda wiosennego wzniosu zwierciadła czy amplituda letniego spadku zwierciadła.

Do zbadania wahań sezonowych, jakim podlegają stany wód podziemnych w środkowej Polsce posłużono się dwoma charakterystykami. Pierwszą z nich są dwie miary sezonowości (indeks sezonowości i pora koncentracji), zaproponowane przez Markhama (1970) i stosowane już w Polsce do analiz sezonowego rozłożenia opadów (Kozuchowski, Wibig 1988), odpływu (Jokiel, Bartnik 2001; Tomaszewski 2001; Bartnik 2005) czy podstawowych właściwości fizykochemicznych wód (Stolarska 2008). Aby je obliczyć w pierwszej kolejności przeliczono głębokości do zwierciadła wody podziemnej na jego bezwzględne wysokości nad poziomem morza (rzędne). W ten sposób wartości największe odpowiadać będą najwyższemu położeniu zwierciadła wody podziemnej. Na ich podstawie obliczono średnie miesięczne z wielolecia.

Procedura Markhama składa się z dwóch części. Średnie miesięczne (dla jednoimiennych miesięcy) wyrażane są w postaci wektorowej. Długość wektora jest proporcjonalna do każdej ze średnich ($\bar{r}$), zaś kąt jego nachylenia (α) odzwierciedla (w mierze kątowej) położenie środka danego miesiąca od początku roku hydrologicznego. Obliczono go z formuły:

$$\alpha_i = \frac{360 \cdot L}{365} \quad [^\circ] \quad (8)$$

gdzie: α_i – kąt nachylenia wektora $\vec{r}$;

L – liczba dni między początkiem roku hydrologicznego, a środkiem danego miesiąca.

Posiadając dwanaście wektorów $\vec{r}$ o znanym kącie nachylenia α policzono ich wypadkową, czyli wektor $\vec{R}$ o module $|\vec{R}|$ i kierunku (ω). Indeks sezonowości (IS) Markhama obliczono z wzoru:

$$IS = \frac{|\vec{R}|}{\sum_{i=1}^{12} |\vec{r}_i|} \cdot 100\% \quad (9)$$

gdzie: IS – indeks sezonowości;

$\vec{R}$ – długość wektora wypadkowego z wektorów $\vec{r}$;

$\vec{r}_i$ – wektor odpowiadający średniemu położeniu rzędnej zwierciadła wody podziemnej w i-tym miesiącu roku hydrologicznego.

Indeks zawiera się w przedziale od 0 do 100 %. Przy interpretacji wyników należy zwrócić uwagę na fakt, że wartość 0 pojawić się może w dwóch przypadkach: kiedy występuje równomierne rozłożenie badanej cechy we wszystkich miesiącach (długość wektorów jest taka sama) lub wówczas, gdy zjawisko koncentruje się w dwu przeciwstawnych miesiącach (przesuniętych względem siebie o pół roku).

Drugą miarą Markhama jest wskaźnik pory koncentracji (PK). Został on zdefiniowany jako kąt (ω) obliczany z formuły:

$$PK = \arctg \left(\frac{\sum_{i=1}^{12} |\vec{r}_i| \cos \alpha_i}{\sum_{i=1}^{12} |\vec{r}_i| \sin \alpha_i} \right) \quad (10)$$

gdzie: PK – pora koncentracji;
pozostałe oznaczenia jw.

Jest on wyrażany w dobach względem początku roku (też hydrologicznego). Przy interpretacji wyników należy zwrócić uwagę na fakt, że wskazuje on tylko na termin koncentracji zjawiska i nie należy go utożsamiać z okresem występowania najwyższych stanów zwierciadła wody podziemnej.

Nieco innym sposobem liczbowego wyrażenia zmienności sezonowej zjawiska jest ocena wkładu harmoniki o okresie równym rok (WRH) w całkowitą dyspersję szeregu czasowego (tu rzędnych zwierciadła wody podziemnej). Proponowana jest ona do badania zmienności okresowej (w tym również rocznej) zjawisk hydroklimatologicznych (Pruchnicki 1978). Stosowana była w analizie rocznego przebiegu cyrkulacji strefowej (Kozuchowski 2000) czy temperatury powietrza (Ewert 1979; Fortuniak 1996).

Aby go obliczyć określono najpierw współczynniki rozłożenia Fouriera (A_i oraz B_i) posługując się formułami:

$$A_i = \frac{2}{n} \cdot \sum_{i=1}^n H' \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{T} it\right) \quad (11)$$

$$B_i = \frac{2}{n} \cdot \sum_{i=1}^n H' \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{T} it\right) \quad (12)$$

gdzie: A_i, B_i – współczynniki rozłożenia Fouriera;

H' – wysokość zwierciadła wody podziemnej nad poziomem morza;

T – okres wyrażony w jednostkach czasu;

i – numer kolejnej harmoniki;

t – czas.

Kolejnym krokiem było wyznaczenie amplitudy harmoniki ze wzoru:

$$C_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2} \quad (13)$$

gdzie: C_i – amplituda rocznej harmoniki;

pozostałe oznaczenia jw.

Na podstawie równania 13 można już obliczyć wkład rocznej harmoniki w całkowitą dyspersję szeregu (WRH), posługując się formułą:

$$WRH = \frac{C_i^2}{2\sigma} \cdot 100\% \quad (14)$$

gdzie: WRH – wkład rocznej harmoniki w całkowitą dyspersję szeregu;

σ – wariancja szeregu wysokości zwierciadła wody podziemnej nad poziomem morza;

pozostałe oznaczenia jw.

Zmiany sezonowe położenia zwierciadła wody podziemnej

Charakterystyki opisujące sezonowe zmiany rzędnej zwierciadła wody podziemnej dla poszczególnych poziomów wodonośnych zostały przedstawione w załączniku 8. Indeks sezonowości (IS), w badanej grupie poziomów, charakteryzuje się bardzo skośnym ujemnie rozkładem empirycznym (rys. 31A). Oznacza to, że w badanej próbie dominują poziomy o bardzo słabo zaznaczonym rocznym rytmie wahań. Ekstrema zanotowano dla poziomów wodonośnych ujmowanych przez studnie w Królowej Woli (minimum: 1,3 %) oraz w Osuchowie (maksimum: 15,6 %). Przeciętna dla całej próby wynosi 7,1 %. Wnioskować więc można, że zbiorniki wody podziemnej w środkowej Polsce cechują się słabo bądź bardzo słabo zaznaczonym rocznym rytmem zmian rzędnej zwiercia-

dła. Analiza porównawcza wskazuje, że sezonowość ta jest zdecydowanie niższa od sezonowości sum opadów, dla których wartości IS wahały się w granicach 12–33 % (Kozuchowski, Wibig 1988), odpływu całkowitego (IS na poziomie nieco ponad 20 %; Jokiel, Bartnik 2001), czy podziemnego – IS z zakresu 10–20 % (Tomaszewski E. 2001). Oznacza to, że zasoby wód podziemnych stanowią najbardziej równomiernie rozłożony w czasie składnik bilansu wodnego, stabilizujący warunki wilgotnościowe na badanym obszarze (retencja wód podziemnych).

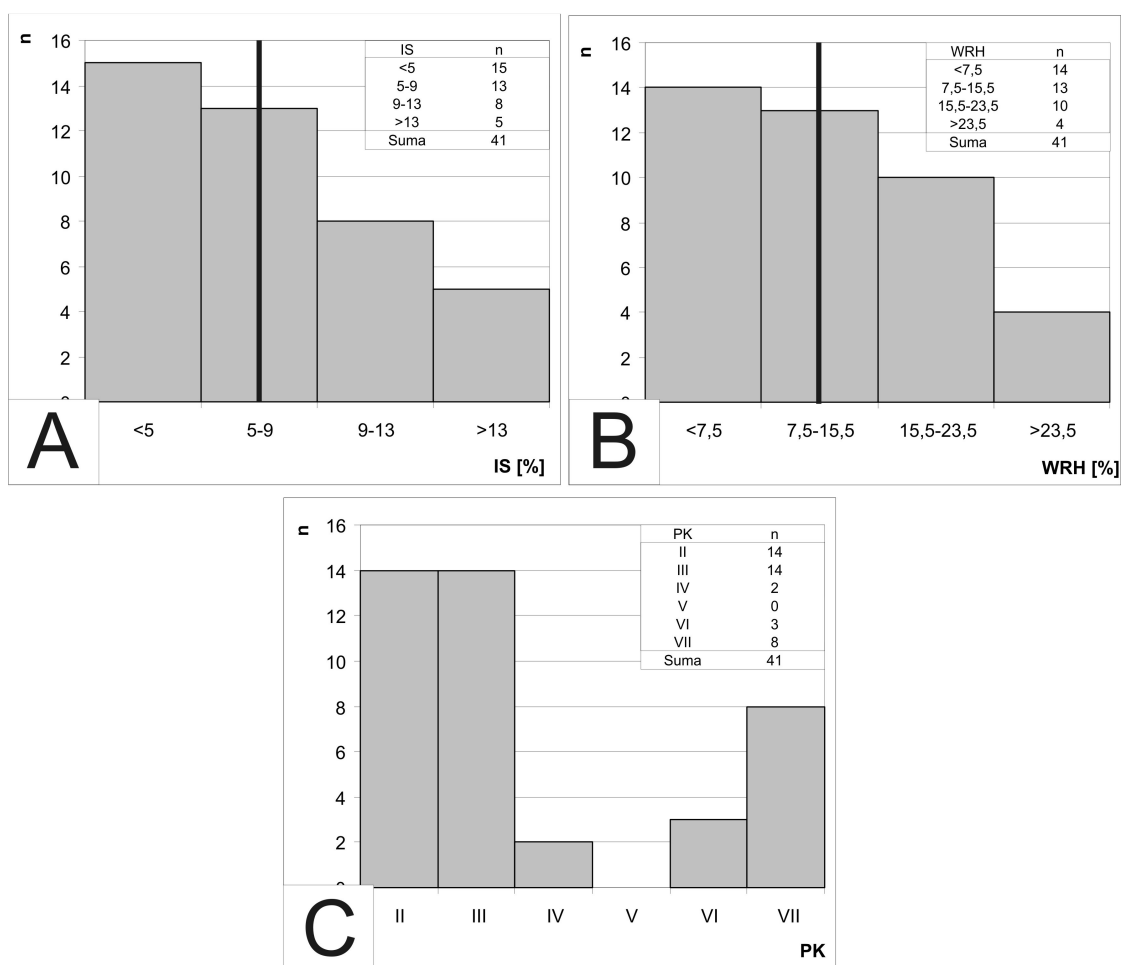
Zwraca uwagę również fakt, że poziomy posiadające najwyższe indeksy sezonowości (studnie nr 2 i 35) posiadają jednocześnie bardzo niskie współczynniki autokorelacji średniej rocznej głębokości do zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$ (por. rozdz. „Podstawowe właściwości badanych szeregów czasowych”). Relatywnie wyższa sezonowość i jednocześnie „słaba pamięć” o wcześniejszym stanie wypełnienia zbiorników wskazuje na ich małą pojemność, zasobność i szybkie tempo odnawiania. Wydaje się także, że odwrotna zależność (niska sezonowość i wysoka inercja wartości rocznych) również występuje w badanej próbce (studnie nr 9 i 30). Jest jednak słabiej zaznaczona, gdyż najniższe dwa indeksy sezonowości występują przy 2 i 13 z rzędu wielkości R_{alr} . Można więc stwierdzić, że poziomy o relatywnie niskiej sezonowości wahań i jednocześnie „dobrej pamięci” o stanie zasobów w poprzednim roku charakteryzują się zwykle dużą pojemnością i długim okresem wymiany wody w zbiorniku.

Wkład rocznej harmoniki w całkowitą dyspersję szeregu rzędnej zwierciadła wody podziemnej cechuje się, w badanej grupie poziomów wodonośnych, skośnym ujemnie rozkładem (rys. 31B). Poziomy wodonośne charakteryzują się zatem słabo zaznaczonymi sezonowymi wahaniami. Ekstremalne wartości otrzymano dla zbiorników ujmowanych przez studnie w Królowej Woli (minimum 0,1 %) oraz w Osuchowie (maksimum 30,3 %). Zauważmy, że są to te same poziomy, które wymieniono analizując ekstrema indeksu sezonowości (IS). Porównanie wkładu rocznej harmoniki w szeregi rzędnych zwierciadła wody podziemnej z analogicznymi harmonikami wyznaczonymi dla innych charakterystyk bilansowych stanowi pewien problem, gdyż w znanej autorowi literaturze, bardzo mało jest wyników takich badań. Dla obszaru Polski WRH w szeregach sum opadów przekracza 30 %, a więc jest zdecydowanie wyższy niż w ciągach rzędnych zwierciadła wody podziemnej (Kozuchowski 2000). Nie-

znane są natomiast autorowi wyniki badań dotyczących wkładu rocznej harmoniki w obserwowane zmiany pozostałych składowych bilansu wodnego.

Analizując relacje między indeksem sezonowości i WRH łatwo dostrzec pewne podobieństwa w charakterze ich zmienności. Potwierdza je relatywnie wysoki współczynnik korelacji między tymi zmiennymi (0,78) oraz dosyć dobrze dopasowana funkcja regresji ($R^2 = 0,59$ – rys. 32). Równanie to wskazuje, iż wzrost obu miar ma ten sam kierunek i jest proporcjonalny. Wydaje się więc, że oba te wskaźniki, mimo odmiennego sposobu oszacowania, pokazują podobne aspekty sezonowości zjawiska.

Diagram częstości w odniesieniu do pory koncentracji (PK) rzędnej zwierciadła wody podziemnej w badanej grupie poziomów wodonośnych przedstawiono w nieco innej konwencji niż pozostałe wykresy (por. rozdz. „Podstawowe właściwości badanych szeregów czasowych”). Z oczywistych powodów zastosowano szerokość przedziału klasowego równą 1 miesiąc (rys. 31C). Pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej dla większości badanych poziomów wodonośnych przypada w chłodnej połowie roku. Szczególnie uprzywilejowane są tu luty i marzec (zał. 8). Potwierdza to ważny udział półroczia zimowego w procesie formowania się zasobów wód podziemnych w tej części Polski.

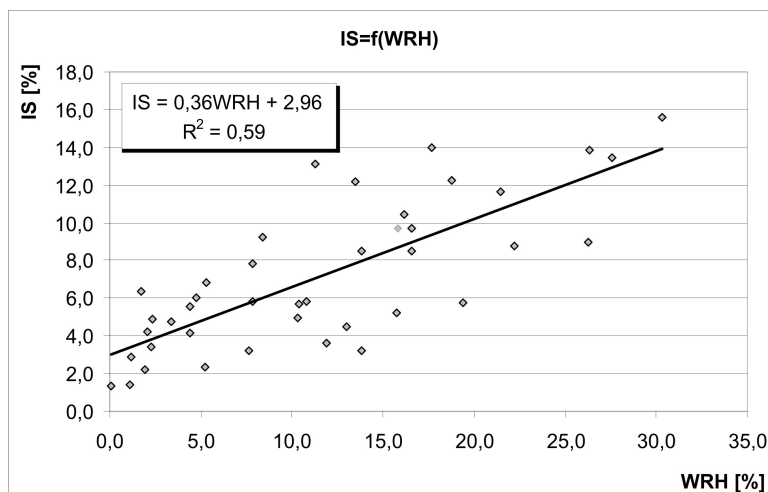


Rys. 31. Struktura badanych poziomów wodonośnych w świetle charakterystyk zmienności sezonowej rzędnej zwierciadła wody podziemnej

A – indeks sezonowości rzędnej zwierciadła wody podziemnej (IS); B – wkład rocznej harmoniki w całkowitą dyspersję szeregu określony na podstawie rozwinięcia Fouriera (WRH); C – pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej (PK)
n – liczba poziomów wodonośnych (piezometrów); pionową linią oznaczono wielkość średnią

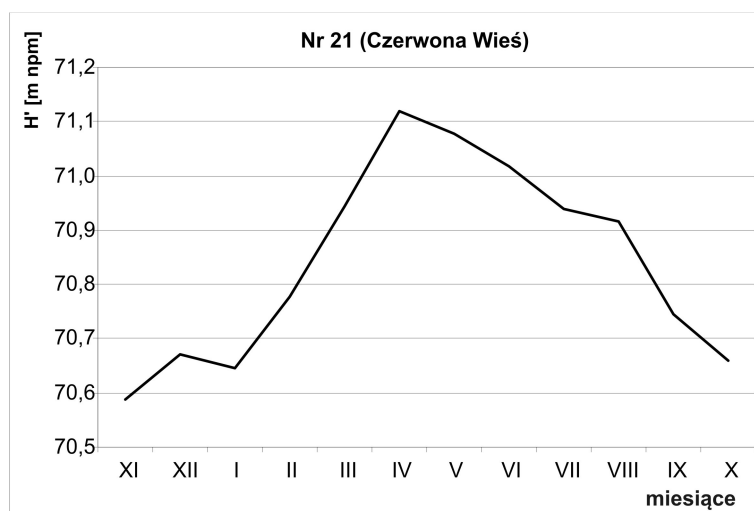
Structure of analyzed aquifers according to characteristics of seasonal variability of groundwater level

A – index of seasonality of groundwater table ordinate (IS); B – input of annual harmonics in total dispersion of time series basis of Fourier expansion (WRH); C – time of concentration of groundwater table ordinate (PK)
n – number of examined aquifers (piezometers); vertical line shown arithmetic average



Rys. 32. Związek między indeksem sezonowości Markhama (IS), a wkładem rocznej harmoniki w całkowitą dyspersję w szeregach rzędnych zwierciadła wody podziemnej (WRH)

Relation between Markham's index of seasonality (IS) and input of annual harmonics in total dispersion of time series of groundwater table ordinate basis of Fourier expansion (WRH)



Rys. 33. Średnie miesięczne rzędne zwierciadła wody podziemnej (H') w poziomie wodonośnym ujmowanym przez studnię w Czerwonej Wsi

Monthly averages of groundwater table ordinate (H') in aquifer drained by well located in Czerwona Wieś

Dla ponad 25 % poziomów wodonośnych pora koncentracji wypada jednak w okresie wczesnego lata (VI, VII). Analiza przebiegu średnich miesięcznych z wielolecia wysokości zwierciadła wody podziemnej wskazuje, że są to w większości poziomy, w których po wiosennym wezbraniu spowodowanym roztopami śniegu zaznacza się dodatkowo spowolnienie wiosenno-lętnej fazy opadania zwierciadła wywoływane wzmożonym zasilaniem opadowym w okresie letnim (rys. 33).

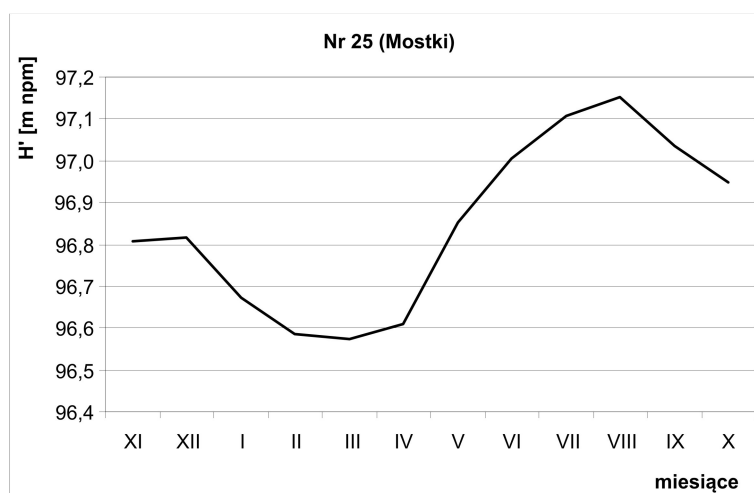
Dwa okresy względnie liczego występowania pory koncentracji rozdzielone są miesiącami

wiosennymi (IV, V), w których PK zdarza się sporadycznie (jedynie dwa przypadki). Mała liczba poziomów wodonośnych cechujących się taką własnością wynika z nietypowego, dla obszaru środkowej Polski, przebiegu średnich z wielolecia miesięcznych stanów zwierciadła wody podziemnej. W obu przypadkach jego najwyższe położenia przypadają na sierpień. Występuje także drugorzędne maksimum w okresie zimowym (rys. 34).

Pora koncentracji stanów zwierciadła wody podziemnej różni się nieco od wartości PK szacowanych dla innych charakterystyk hydroklimatycznych. Dla opadów przypada ona na lipiec

(Kożuchowski, Wibig 1988). Odpływy całkowite z obszaru środkowej Polski koncentrują się natomiast w początkach marca (Jokiel, Bartnik 2001). W przypadku odpływu podziemnego PK na tym obszarze występuje od stycznia do marca, jednak najczęściej w lutym (Tomaszewski E. 2001). Zauważyć jednak można, że większość poziomów posiada porę koncentracji rzędnych zwierciadła wody podziemnej w analogicznym okresie co odpływy (całkowity i podziemny). Wynika to zapewne z faktu istnienia związków hydraulicznych między wodami podziemnymi i rzecznyymi. W opinii autora, można ostrożnie postawić tezę, że poziomy wodonośne o porze koncentracji w lutym i marcu pozostają w równowadze drenowania, natomiast te o PK z okresu lata – w równowadze infiltracyjnej bądź przesączania (zgodność pór

koncentracji rzędnych zwierciadła wody podziemnej i sum opadów). Taka interpretacja stoi jednak w sprzeczności z zaproponowanym przez Więckowską (1960) rozkładem przestrzennym tej cechy poziomów wodonośnych (por. rozdz. „Zagadnienie dynamiki płytkich wód podziemnych”). Przedstawiony przez autorkę podział sugeruje dominację na badanym obszarze wód podziemnych w równowadze infiltracyjnej i w równowadze przesączania, podczas gdy w badanej próbie typy te stanowią tylko nieco ponad 25 %. Różnicę tę należy zapewne tłumaczyć istotnym wpływem warunków lokalnych na kształtowanie się zasobów w skali pojedynczych zbiorników wód podziemnych. Jest on nie do uchwycenia przy generalizacji warunków występowania wód podziemnych na obszarze całego kraju.



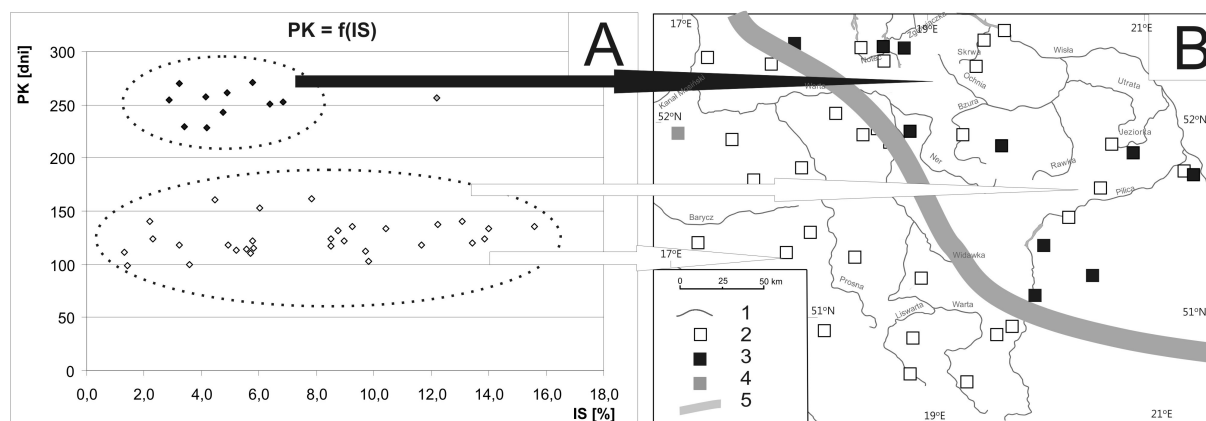
Rys. 34. Średnie miesięczne rzędne zwierciadła wody podziemnej (H') w poziomie wodonośnym ujmowanym przez studnię w Mostkach

Monthly averages of groundwater table ordinate (H') in aquifer drained by well located in Mostki

Analizując wykres przedstawiający indeksy sezonowości w funkcji pór koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej (rys. 35A) łatwo zauważyć ciekawą prawidłowość. W zbiornikach wodonośnych, w których pora koncentracji przypada na wiosnę występuje zdecydowanie większa zmienność możliwych indeksów sezonowości. Gdy pora koncentracji w poziomie wodonośnym przypada w okresie letnim, wówczas ma on stosunkowo niski indeks sezonowości. Wyjątkiem od tej reguły jest zbiornik wody podziemnej ujmowany przez studnię w Czerwonej Wsi (nr 21), który posiada wysoki indeks

sezonowości przy porze koncentracji przypadającej na lipiec.

Analizując rozmieszczenie w przestrzeni piezometrów o pewnym podobieństwie w zakresie pory koncentracji i indeksu sezonowości można zauważyć dwa dość wyraźnie zaznaczone obszary (rys. 35B). W części południowo-zachodniej występują tylko poziomy o wczesnej porze koncentracji, ale o bardzo zróżnicowanym IS. Część północno-wschodnia jest pod tym względem zdecydowanie bardziej różnorodna. Występują tu zarówno poziomy o niskim indeksie sezonowości, jak i spora grupa poziomów o wczesnowiosennej



Rys. 35. Pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce

A – Pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej (PK) w funkcji indeksu sezonowości Markhama (IS) w badanych poziomach wodonośnych; B – Zróżnicowanie przestrzenne pory koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce: 1 – rzeki, 2 – poziomy wodonośne o porze koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej w okresie II–IV i zróżnicowanym indeksie Markhama, 3 – poziomy wodonośne o porze koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej w okresie VI–VIII i niskim indeksie sezonowości Markhama, 4 – poziom wodonośny w Czerwonej Wsi (pora koncentracji w okresie letnim i relatywnie wysoki IS), 5 – granica między wyróżnionymi obszarami

Time of concentration of groundwater table ordinate in central Poland

A – Time of concentration of groundwater table ordinate (PK) in association with Markham's index of seasonality (IS) in examined aquifers; B – Spatial variability of time of concentration of groundwater table ordinate in central Poland: 1 – rivers, 2 – aquifers with time of concentration of groundwater table ordinate in II–IV and different Markham's index of seasonality, 3 – aquifers with time of concentration of groundwater table ordinate in VI–VIII and low Markham's index of seasonality, 4 – aquifer in Czerwona Wieś (time of concentration of groundwater table ordinate in summer and relatively high value of IS), 5 – border line between specified areas

porze koncentracji i dość zróżnicowanym indeksem sezonowości. Należy tu zaznaczyć, że podział ten jest bardzo podobny do wydzieleni zaprezentowanych wcześniej przez autora (Tomalski 2002), a dotyczących wieloletnich fluktuacji położenia zwierciadła wody podziemnej i Jeża (1986), który wyróżnił dziedziny synchronicznych zmian położenia zwierciadła wody podziemnej. Wydaje się więc, że obszary te różnią się nie tylko pod względem zmienności sezonowej, ale także rytmów o dłuższych okresach.

Związek sezonowych zmian położenia zwierciadła wody podziemnej z cechami poziomów wodonośnych

Estymatory zmienności sezonowej zwierciadła wody podziemnej porównano z wybranymi cechami poziomów wodonośnych. Dokonano tego przy pomocy tablicy wielodziedzicznej. Procedura pozwalająca ustalić istnienie ewentualnych powiązań między zmiennymi została opisana w rozdziale „Podstawowe właściwości badanych szeregów czasowych”. Wyniki testowania hipotezy zerowej przedstawiono w tabeli 4.

Ciekawe powiązania stwierdzono pomiędzy indeksem sezonowości a rodzajem wodonośca.

Roczny rytm zmian położenia zwierciadła wody podziemnej relatywnie najslabiej zaznacza się w poziomach wodonośnych występujących w skałach węglanowych. W środkowej Polsce są to z reguły rozległe i bardzo zasobne zbiorniki wód podziemnych reagujące przede wszystkim na wieloletnie zmiany zasilania. Ich duża bezwładność sprawia, że słabo zaznacza się w nich dynamika sezonowa. Niskim IS cechują się również wody występujące w warstwach piasków otoczonych glinami, co jest skutkiem niewielkiej dynamiki zmian położenia zwierciadła wody podziemnej, wynikającej z utrudnionych warunków infiltracyjnych. Powoduje to rozłożenie w czasie zasilania i wyrównanie wahań sezonowych.

Istotna statystycznie zależność występuje również między indeksem sezonowości i średnią głębokością do zwierciadła wody podziemnej. Głęboko położone poziomy wodonośne cechują się stosunkowo małą zmiennością sezonową, zaś poziomy najpłytsze – relatywnie dużą. Podobna zależność pojawia się także w przypadku wkładu rocznej harmoniki (WRH). Wszystkie trzy wspomniane zmienne mają charakter ilościowy, zatem prawidłowości te można zobrazować na wykresach (rys. 36).

Tabela 4

Istotność statystyczna związków między charakterystykami zmienności sezonowej położenia zwierciadła wody podziemnej i cechami poziomu wodonośnego (test χ^2)

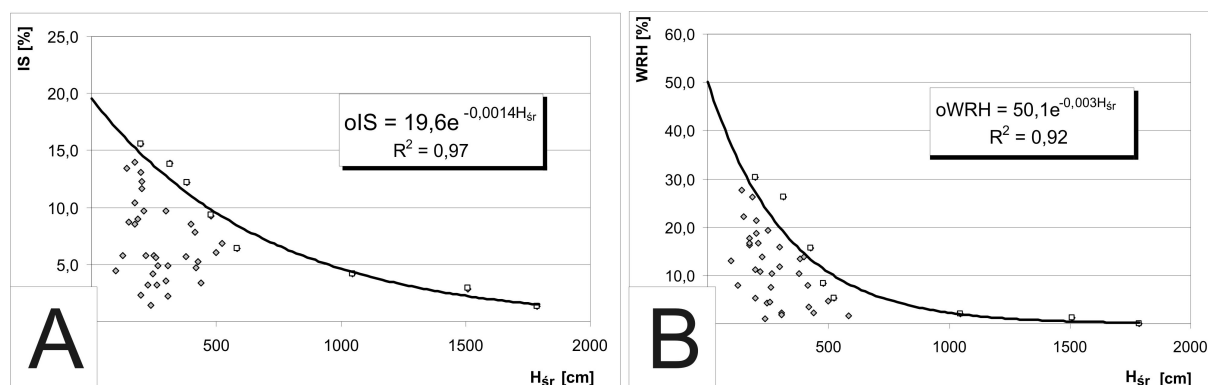
Statistical significance of relations between the chosen characteristics of seasonal fluctuations of groundwater level and the geographical and hydrogeological features of aquifers (χ^2 test)

	IS	PK	WRH
H_{sr}	0,05	0,05	0,05
GOD	X	X	X
S	0,05	X	X
I	X	X	X
P	X	X	X

źródło: opracowanie własne
source: own work

IS – indeks sezonowości rzędnej zwierciadła wody podziemnej; PK – pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej; WRH – wkład rocznej harmoniki w całkowitą dyspersję szeregu określony na podstawie rozwinięcia Fouriera; 0,05 – związek istotny na wskazanym poziomie α ; X – związek nieistotny; pozostałe oznaczenia jak w tab. 1

IS – index of seasonality of groundwater level ordinate; PK – time of concentration of groundwater table ordinate; WRH – input of annual harmonics in total dispersion of time series based on Fourier expansion; 0,05 – statistically significant relation on level α ; X – statistically insignificant relation; other symbols as in Tab. 1



Rys. 36. Miary sezonowości rzędnych zwierciadła wody podziemnej w funkcji jego średniej głębokości (H_{sr})

A – indeks sezonowości (IS) Markhama w funkcji średniej głębokości zwierciadła wody podziemnej (H_{sr}): oIS – funkcja „obwiedni” indeksu sezonowości określona na podstawie wybranych maksymalnych IS w różnych przedziałach głębokościowych; B – wkład rocznej harmoniki (WRH) w funkcji średniej głębokości zwierciadła wody podziemnej: oWRH – funkcja „obwiedni” wkładu rocznej harmoniki określona na podstawie wybranych maksymalnych WRH w różnych przedziałach głębokościowych

Characteristics of seasonality of groundwater in association with average depth to groundwater table (H_{sr})

A – Markham's index of seasonality (IS) in association with average depth to groundwater table (H_{sr}): oIS – „envelop” function of Markham's index of seasonality basis on chosen maximum IS in various brackets of depth to groundwater table; B – input of annual harmonics in total dispersion of time series (WRH) in association with average depth to groundwater table: oWRH – „envelop” function of input of annual harmonics basis on chosen maximum WRH in various brackets of depth to groundwater table

Oba estymatory zmienności sezonowej w podobny sposób oddają jej powiązania z głębokością zwierciadła wody podziemnej. Warto też dostrzec, że w badanej grupie poziomów wodonośnych zarówno IS jak WRH przyjmują

dla danego H_{sr} wartości nie przekraczające pewnej rzędnej, którą można by uznać za graniczny poziom sezonowości w danej klasie głębokości do zwierciadła. W obu przypadkach obwiednie te można opisać funkcją wykładniczą (rys. 36).

Z równań tych wynika, że indeksy sezonowości Markhama nawet w przypadku bardzo płytkich poziomów wodonośnych nie powinny przekraczać 15–20 %, natomiast wkłady rocznych harmonik w całkowitą dyspersję szeregu nie będą większe niż 30–50 %. Warto tu zwrócić uwagę na zbieżność otrzymanych wyników z wnioskami Tomaszewskiego E. (2001). Uzyskane przez tego autora indeksy sezonowości odpływu podziemnego małych rzek autochtonicznych w Polsce rzadko przekraczały 20 %. Zauważmy także, że odpływ podziemny w małych zlewniach powstaje głównie wskutek drenażu płytkich poziomów wodonośnych (Jokiel 1994).

Istotne powiązania odnotowano również między terminem pory koncentracji rzędnej

zwierciadła wody a średnią głębokością zwierciadła. Im płytszy poziom wodonośny tym wcześniejsza pora koncentracji. Przeciętnie różnica między najpłytszymi ($H_{sr} < 200$ cm) i najgłębszymi ($H_{sr} > 1000$ cm) poziomami wynosi około 3 miesiące (PK odpowiednio: w marcu i w czerwcu). Warto tu zwrócić uwagę, że odnotowane tu „przesuwanie się do przodu” pory koncentracji wraz ze wzrostem głębokości zwierciadła koresponduje z opisanym przez Chełmickiego (1991) przesuwaniem się terminów występowania ekstremów rocznych o 3 do 6 miesięcy w miarę wzrostu głębokości poziomów wodonośnych.

ZMIANY WIELOLETNIE

Metoda analizy

Wieloletnie wahania położenia zwierciadła wody podziemnej w poziomach wodonośnych wynikają głównie ze zróżnicowanej wielkości ich zasilania w poszczególnych latach. Ta zaś jest wypadkową zmian opadów i temperatury, których kierunki i rytmy przeważnie nie są zbieżne i synchroniczne. Analizy zmienności wieloletniej stopnia wypełnienia zbiorników wody podziemnej koncentrowały się zwykle na wykrywaniu istotnych trendów lub/i rytmów oraz identyfikacji ich trwałości lub okresów (Dynowska, Pietrygowa 1978; Konoplancew, Siemionow 1979). Badano też odchylenia od zidentyfikowanych trendów wieloletnich (Chełmicki 1991). Niewiele natomiast jest prac poświęconych wieloletnim zmianom w obrębie rytmu rocznego (Imaizumi *et al.* 2006).

Analizę wieloletnich zmian położenia zwierciadła wody podziemnej w badanych poziomach wodonośnych podjęto poprzez identyfikację współczynników kierunkowych trendów liniowych ustalonych dla poszczególnych miesięcy roku hydrologicznego. W analizie tej wykorzystano, obliczone wcześniej dla każdego piezometru, średnie miesięczne stany zwierciadła wyrażone jego rzędną. Podejście takie pozwala opisać wieloletnią dynamikę wypełnienia zbiorników wody podziemnej poprzez ocenę skali zmian sezonowych lub inaczej, zmian w reżimie wód podziemnych. Pamiętać należy, że brak istotnego trendu w wieloletniej serii średnich rocznych czy miesięcznych stanów wód

podziemnych nie przesądza o trwałości w czasie ich reżimu. Zmianie mogła bowiem ulec struktura sezonowa zjawiska. Równocześnie, istotny trend w szeregu wartości rocznych może być również efektem zmian w rozkładzie sezonowym, na przykład wynikiem wzrostu stanów wody podziemnej tylko w jednym półroczu lub sezonie.

Przyjęto, że trendy w jednoimiennych miesiącach opisane zostaną funkcjami liniowymi postaci:

$$H' = a + bt \quad (15)$$

gdzie: H' – rzędna zwierciadła wody podziemnej;

a, b – parametry równania trendu;

t – czas.

Dopasowania parametrów równań dokonano metodą najmniejszych kwadratów.

Weryfikacji hipotezy o istnieniu istotnych trendów w analizowanych 41x12 ciągach średnich miesięcznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej dokonano przy pomocy odmiany „medianowej” nieparametrycznego testu serii. Przyjęto poziom istotności $\alpha = 0,05$. Zaletą tego testu jest możliwość stosowania go przy relatywnie małych próbach. Nie ma on również wymagań jeśli idzie o normalność rozkładu zmiennej. W związku z tym test ten jest polecany do wykrywania istotności trendów (Pruchnicki 1987; Mitosek 2003).

Procedura testowania polega na oznaczeniu w szeregu czasowym kolejnych realizacji odpó-

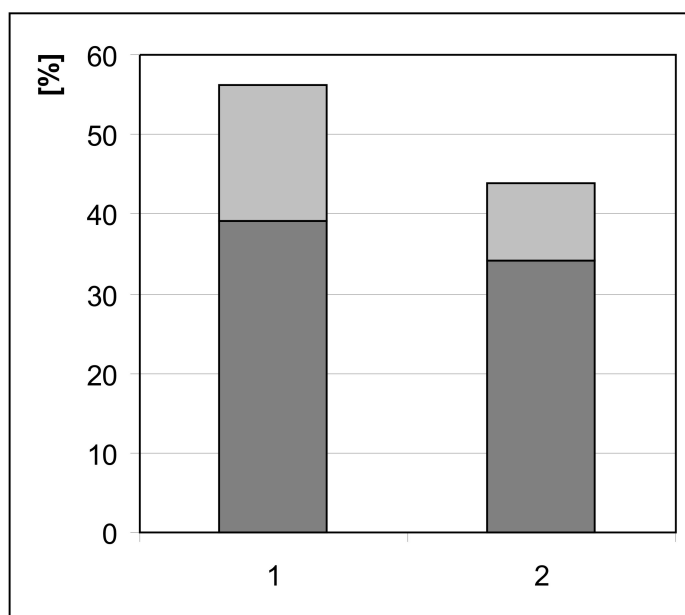
wiednim znakiem (na przykład „+” dla wartości wyższych od mediany, „-” dla wartości niższych). Tak utworzony ciąg składa się z odcinków elementarnych (serii) o tym samym znaku. Statystyką służącą do weryfikacji hipotezy zerowej jest liczba serii występujących w szeregu czasowym. Jeżeli jest ona mniejsza od wartości krytycznej dla danego poziomu istotności, przyjmujemy że w badanym ciągu występuje istotny trend.

Wieloletnie tendencje zmian położenia zwierciadła wody podziemnej

Obliczone dla poszczególnych miesięcy i roku współczynniki kierunkowe trendów liniowych zmian zwierciadła wody podziemnej w poziomach wodonośnych zawiera załącznik 9. W badanym okresie i w odniesieniu do średnich rocznych większość poziomów cechowała się względnym spadkiem położenia zwierciadła wody podziemnej (23 przypadki – 56 %). Spadek istotny statystycznie wystąpił natomiast w 7 przypadkach – 17 % (rys. 37). Odwrotny kierunek trendu zanotowano zaś w 18 przypadkach – 44 % analizowanych zbiorników wód podziem-

nych, przy czym tylko w 4 (10 %) był on istotny statystycznie. Otrzymane wyniki wskazują, że w większości poziomów wodonośnych środkowej Polski w analizowanym wieloleciu wystąpiła niezbyt wyraźna tendencja do zmniejszania się zgromadzonych w nich zasobów. Warto zauważyć, że wyniki te korelują z odnotowanym wcześniej spadkiem stanu retencji podziemnej w środkowej Polsce (Jokiel 2004). Należy jednak podkreślić, iż nawet istotne współczynniki kierunkowe w większości nieznacznie odbiegają od zera, a zidentyfikowane trendy są zapewne częściami dłuższych cykli lub fluktuacji (por. rozdz. „Materiał badawczy”).

W analizowanej grupie poziomów współczynniki kierunkowe trendów liniowych średniego rocznego położenia zwierciadła wody podziemnej mają skośny dodatnio rozkład (rys. 38). Najszybszym spadkiem w wieloleciu charakteryzowało się zwierciadło umiarkowanie głębokie (H_{sr} nieco powyżej 400 cm) poziomu wodonośnego ujmowanego przez położoną na stoku studnię w Mostkach (-3,2 cm na rok). Wodonoścem jest tutaj piasek wodnolodowcowy. Najszybszy wzrost odnotowano zaś w przypadku

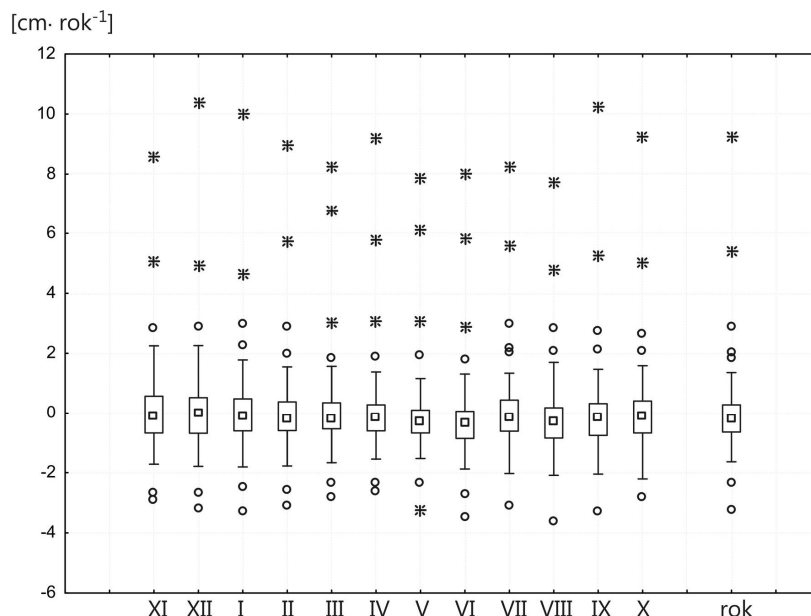


Rys. 37. Częstość kierunków trendów w szeregach średnich rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej poziomów wodonośnych środkowej Polski

1 – trendy o ujemnym współczynniku kierunkowym; 2 – trendy o dodatnim współczynniku kierunkowym; jaśniejszym kolorem zaznaczono przypadki istotne statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$

Frequency of directions of linear trends in time series of annual ordinates of groundwater table in aquifers in central Poland

1 – linear trends with negative direction; 2 – linear trends with positive direction; clearer color shown statistically significant cases on level $\alpha = 0,05$



Rys. 38. Zróżnicowanie współczynników kierunkowych trendów liniowych rzędnej zwierciadła wody podziemnej w poszczególnych miesiącach i w roku (wielolecie 1951–2000)

oznaczenia jak na rys. 21

Differentiation of linear trend directions of groundwater table ordinate in the particular months and in the year (period 1951–2000)

for explanation see Fig. 21

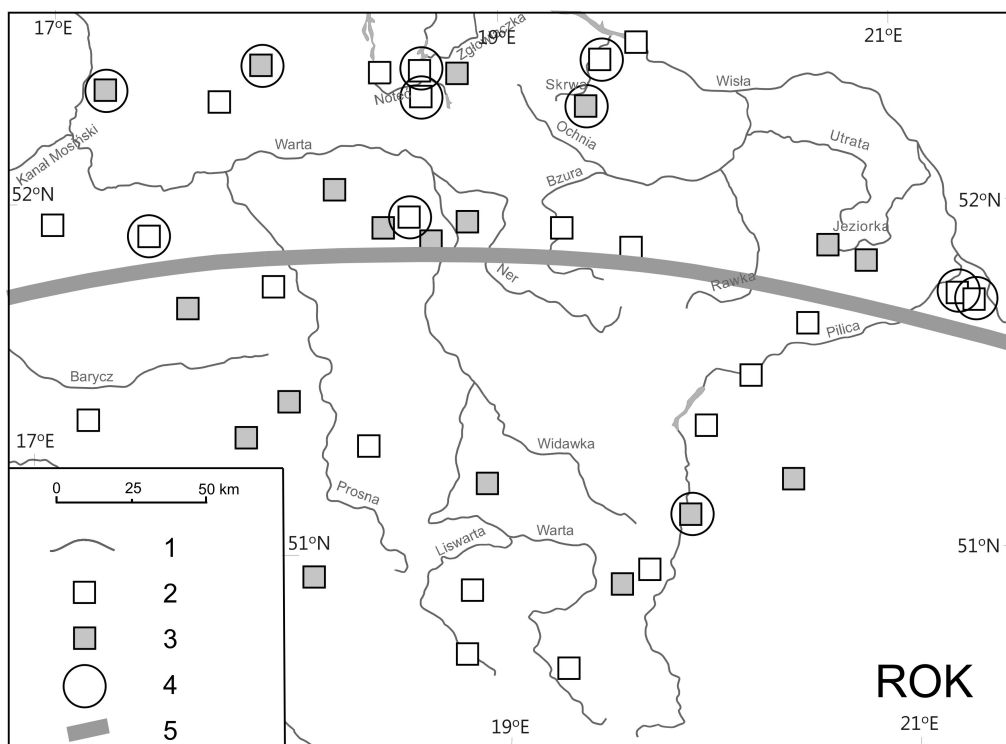
zwierciadła głębokiego poziomu ujętego w Przedborzu (9,3 cm na rok). Woda występuje w nim w wapieniach i marglach górnej jury. W większości przypadków współczynniki kierunkowe trendów były jednak niskie i zmiana rzadko przekraczała 1 cm na rok.

Wśród warstw wodonośnych cechujących się istotnymi statystycznie dodatnimi współczynnikami trendów liniowych dominują (3 przypadki z 4) płytkie zbiorniki ($H_{sr} < 300$ cm). Wyjątkiem jest tu tylko głęboki poziom wodonośny ujmowany przez piezometr w Przedborzu. Wszystkie te poziomy są natomiast izolowane od powierzchni warstwą osadów słabiej przepuszczalnych. Warstwy wodonośne, dla których zidentyfikowano istotne, ale ujemne współczynniki trendów, są również położone raczej płytko ($H_{sr} < 300$ cm w 5 z 7 przypadków), jednak relatywnie częściej zdarzają się tu odkryte wody gruntowe (brak izolującego nadkładu w 5 z 7 przypadków). Można więc postawić tezę, iż w środkowej Polsce istotne statystycznie trendy w badanym okresie występują przeważnie w płytko położonych poziomach wodonośnych, przy czym wzrostem zasobów częściej cechują się wody wgłębne, natomiast spadkiem – gruntowe. Nie zaznacza się tu natomiast wpływ rodzaju utworów w jakich wody podziemne występują.

W rozmieszczeniu przestrzennym współczynników kierunkowych trendów średnich

rocznych rzędnych zwierciadła nie zaznaczają się wyraźne prawidłowości (rys. 39). Zwrócić jednak należy uwagę na fakt, iż współczynniki istotne statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$ są charakterystyczne dla poziomów wodonośnych występujących głównie w północnej części obszaru. Może to świadczyć o większej podatności tych zbiorników wód podziemnych na długookresowe zmiany zasilania.

Rozkłady empiryczne współczynników kierunkowych trendów liniowych obliczonych dla jednoimiennych miesięcy są podobne do siebie i do rozkładu opisanego wyżej (rys. 38). We wszystkich przypadkach są one skośne dodatnio. Ewentualne różnice dotyczą przeważnie dyspersji. Najmniej zróżnicowane są kierunki i siła trendów występujących w maju. Dotyczy to nie tylko rozrzutu wartości skrajnych, ale także szerokości przedziału 50 % liczebności. Największą rozpiętością wartości współczynników kierunkowych trendów cechują się natomiast grudzień i wrzesień. Warto też zwrócić uwagę na fakt, że przedział dodatnich wartości odstających (trendy rosnące) jest w każdym miesiącu cztery do pięciu razy szerszy od przedziału wartości ujemnych (trendy malejące). Zatem w każdym miesiącu, w badanych poziomach wodonośnych, trendy rosnące są wyraźniej zaznaczone niż malejące.



Rys. 39. Kierunki i istotność trendów liniowych średnich rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce

1 – rzeki; 2 – trend malejący; 3 – trend rosnący; 4 – przypadki istotne statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$; 5 – linia oddzielająca obszar o relatywnie licznych występowaniu poziomów wodonośnych cechujących się istotnymi statystycznie współczynnikami kierunkowymi trendu rzędnej zwierciadła wody podziemnej

Directions and statistically significant of linear trends of annual groundwater table ordinate in central Poland

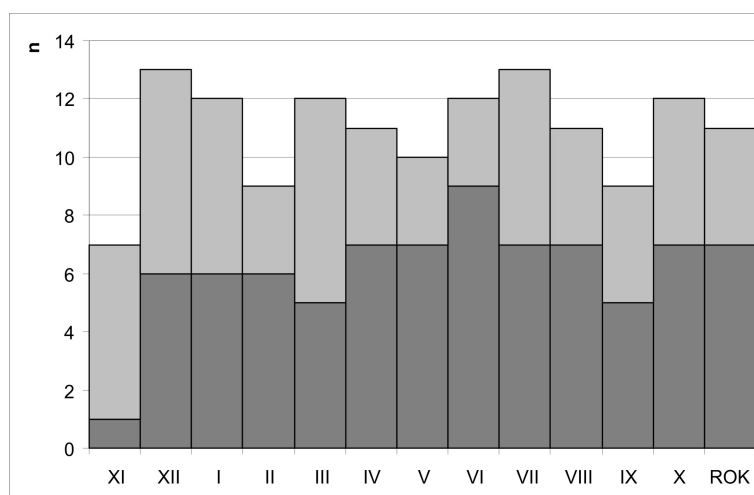
1 – rivers; 2 – linear trend with negative direction; 3 – linear trend with positive direction; 4 – statistically significant cases on level $\alpha = 0,05$; 5 – line dividing area where aquifers with statistically significant linear trends of groundwater table ordinate occurs relatively numerous

Wśród 492 obliczonych współczynników kierunkowych trendów dla 12 miesięcy i 41 posterunków, tylko niespełna 27 % wskazywało na tendencje statystycznie istotne (na poziomie $\alpha = 0,05$). Również kierunki tendencji były zróżnicowane: 12 % wskazywało na wzrost stanu zwierciadła w danym miesiącu, a 15 % na spadek. Najmniej istotnych zmian zanotowano w listopadzie, przy czym wynikało to głównie z niewielkiej liczby trendów malejących przy relatywnie licznych tendencjach wzrostowych (rys. 40). Najwięcej istotnych trendów w miesięcznych stanach zwierciadła wody podziemnej wystąpiło w grudniu i lipcu. Warto też dostrzec, że trendy spadkowe zwierciadła wody podziemnej dominowały w czerwcu, natomiast wzrost poziomu zwierciadła w wieloletnim występowaniu najczęściej w grudniu i w marcu.

W półroczu chłodnym liczba istotnych trendów rosnących (33 przypadki) jest niemal równa liczbie istotnych trendów malejących (31 przypadków). Trudno więc doszukać się tu wyraźnych prawidłowości. Warto jednak zauważyć, że

dla marca liczba trendów rosnących jest największa. To zaś koresponduje ze stwierdzonym w tym miesiącu systematycznym wzrostem opadów (Degirmendzić *et al.* 2004).

W miesiącach półroczu ciepłego dominują zaś wyraźnie istotne trendy malejące (42 przypadki obniżania się rzędnej zwierciadła wód podziemnych przy 25 przeciwnych). Świadczy to o zaznaczonej tendencji do obniżania się, w tym półroczu, zwierciadła wód podziemnych w skali regionu. Faktu tego nie sposób nie powiązać ze wzrostem średniej temperatury powietrza na badanym obszarze (Lorenc 1994; Kożuchowski 2004b), a co za tym idzie, ze wzrostem parowania terenowego (Jokiel 2007) i zmniejszeniem się ilości infiltrującej wody. Na zakończenie warto też dodać, że w badanej grupie poziomów wodonośnych nie stwierdzono istotnego powiązania między siłą i kierunkami trendów średnich rocznych rzędnych zwierciadła, a pięcioma branymi pod uwagę cechami poziomu wodonośnego (por. tab. 4.).



Rys. 40. Liczba poziomów wodonośnych (n) o istotnych statystycznie ($\alpha = 0,05$) współczynnikach kierunkowych trendu liniowego w poszczególnych miesiącach i w roku (wielolecie 1951–2000)

jaśniejszym kolorem zaznaczono istotne statystycznie współczynniki kierunkowe trendu o znaku dodatnim

Number of aquifers (n) with statistically significant ($\alpha = 0,05$) linear trend directions in the particular months and in the year (period 1951–2000)

clearer color shown statistically significant linear trends with positive direction

EKSTREMALNE STANY ZWIERCIADŁA WODY PODZIEMNEJ

Metoda analizy

Analizy ekstremalnych rzędnych zwierciadła wody podziemnej prowadzone były dotąd najczęściej pod kątem określania terminów ich występowania (Głazik 1970; Wilgat *et al.* 1984; Chełmicki 1991). Nie poruszano natomiast problemu prognozowania teoretycznie możliwych stanów wypełnienia zbiorników wody podziemnej w sytuacjach jeszcze bardziej skrajnych od zanotowanych w okresie obserwacji instrumentalnych. Prognozy takie mogą być postawione na drodze aproksymacji empirycznych rozkładów serii stanów zwierciadła wody podziemnej funkcjami teoretycznymi. Wyniki trzeba tu jednak bardzo ostrożnie interpretować, gdyż wyżej wymienione szeregi czasowe nawet w przypadku wartości średnich czy ekstremów rocznych cechują się istotną inercją (zmiany nie są w pełni losowe). Z drugiej jednak strony analiza taka może wnieść nowe informacje o funkcjonowaniu poziomów wodonośnych w sytuacjach szczególnie niekorzystnych dla gospodarki człowieka (podtopienia i susze hydrologiczne).

Z wykorzystywanych już wcześniej szeregów cotygodniowych pomiarów rzędnej zwierciadła

wody podziemnej dla każdego roku hydrologicznego wybrano stany: najwyższy i najniższy. W ten sposób dla każdego badanego piezometru reprezentującego poziomy wodonośny z obszaru środkowej Polski powstały dwa nowe szeregi opisujące jego stany ekstremalne (maksima i minima).

Aproksymacji odpowiednimi funkcjami teoretycznymi rozkładów empirycznych obu szeregów dokonano metodą momentów (Kaczmarek 1970; Byczkowski 1996). Parametry funkcji rozkładów teoretycznych obliczano na podstawie oszacowanych momentów z próby. W procesie tym posłużono się algorytmami zaproponowanymi przez Kite'a (1988) pozwalającymi obliczyć momenty centralne i początkowe. Zostały one zmodyfikowane przez Mitoska i w takiej formie (udostępnionej przez prof. Mitoska autorowi niniejszej pracy) zostały wykorzystane. Do aproksymacji wykorzystano cztery najczęściej stosowane w hydrologii funkcje rozkładów. W tabeli 5 przedstawiono funkcje gęstości prawdopodobieństwa oraz podstawowe cechy tych rozkładów. Ich szczegółowy opis znaleźć można w szeregu opracowań (np. Kite 1988; Byczkowski 1996; Mitosek 2003).

Tabela 5

Funkcje gęstości prawdopodobieństwa oraz cechy wybranych teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa

Density functions of probability and features of the chosen theoretical probability distribution

Rozkład (używany skrót) Distribution (abbreviation)	Funkcja gęstości prawdopodobieństwa Density functions of probability	Cechy rozkładu	Distribution features
Fishera-Tipetta typu III (E3)	$p_{\min}(H') = \frac{\beta}{\alpha - \varepsilon} \cdot \left(\frac{H' - \varepsilon}{\alpha - \varepsilon} \right)^{\beta-1} \cdot e^{-\left(\frac{H' - \varepsilon}{\alpha - \varepsilon} \right)^{\beta}}$ $p_{\max}(H') = 1 - \frac{\beta}{\alpha - \varepsilon} \cdot \left(\frac{H' - \varepsilon}{\alpha - \varepsilon} \right)^{\beta-1} \cdot e^{-\left(\frac{H' - \varepsilon}{\alpha - \varepsilon} \right)^{\beta}}$	– asymetryczny – ograniczony od dołu w punkcie ε – jedno maksimum w punkcie $H' = H'_{\text{sr}}$	– asymmetric – bottom limitation in ε point – one maximum in point $H' = H'_{\text{sr}}$
Gumbela (E1)	$p_{\min}(H') = \alpha \cdot e^{-\alpha(H' - \beta)} - e^{-\alpha(H' - \beta)}$ $p_{\max}(H') = 1 - \alpha \cdot e^{-\alpha(H' - \beta)} - e^{-\alpha(H' - \beta)}$	– asymetryczny – jedno maksimum w punkcie $H' = H'_{\text{sr}}$	– asymmetric – one maximum in point $H' = H'_{\text{sr}}$
Pearsona typu III (P3)	$p(H') = \frac{1}{\alpha \cdot \Gamma(\beta)} \cdot \left(\frac{H' - \varepsilon}{\alpha} \right)^{\beta-1} \cdot e^{-\left(\frac{H' - \varepsilon}{\alpha} \right)^{\beta}}$	– asymetryczny dodatnio – ograniczony od dołu w punkcie $H' = \varepsilon$ – jedno maksimum w wartości modalnej rozkładu	– positively asymmetric – bottom limitation in point $H' = \varepsilon$ – one maximum in modal value
Logarytmiczno- normalny dwuparametryczny (LN2)	$p(H') = \frac{1}{H' \sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{[\ln H' - \varepsilon - \mu]^2}{2\sigma^2}}$	– asymetryczny dodatnio – jedno maksimum	– positively asymmetric – one maximum
Logarytmiczno- normalny trójparametryczny (LN3)	$p(H') = \frac{1}{(H' - \varepsilon) \sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{[\ln(H' - \varepsilon) - \mu]^2}{2\sigma^2}}$	– asymetryczny dodatnio - jedno maksimum – ograniczony od dołu w punkcie ε	– positively asymmetric – one maximum – bottom limitation in ε point

$p(H')$ – funkcja gęstości prawdopodobieństwa ekstremalnych rzędnych zwierciadła wody podziemnej (w rozkładach E1 oraz E3 różna dla wartości minimalnych – $p_{\min}(H')$ i maksymalnych – $p_{\max}(H')$; α – parametr skali; β – parametr kształtu; ε – dolne ograniczenie rozkładu; e – podstawa logarytmu naturalnego; H' – ekstremalne rzędne zwierciadła wody podziemnej (maksymalne lub minimalne)

$p(H')$ – density functions of probability of extreme ordinates of groundwater level (in distributions E1 and E3 different for minimum values – $p_{\min}(H')$ and maximum values – $p_{\max}(H')$; α – scale parameter; β – shape parameter; ε – bottom limitation of distribution; e – base of the normal logarithm; H' – extreme ordinates of groundwater level (maximum or minimum)

Jakość dopasowania sprawdzono testem Kołmogorowa na poziomie istotności $\alpha = 0,05$. Polega on na sprawdzeniu hipotezy zerowej o zgodności rozkładu teoretycznego z empirycznym. Jego podstawą jest obliczenie statystyki testowej:

$$\lambda = \sup_{H'} |p(H'_m) - p_m| \cdot \sqrt{n} \quad (16)$$

gdzie: λ – statystyka testowa testu Kołmogorowa;

$p(H'_m)$ – teoretyczne prawdopodobieństwo przewyższenia (nieosiągnięcia) m -go elementu w uporządkowanej próbie losowej;

p_m – empiryczne prawdopodobieństwo przewyższenia (nieosiągnięcia) m -go elementu w uporządkowanej próbie losowej;
pozostałe oznaczenia jw.

Jeżeli $\lambda < \lambda_{kr}(\alpha)$ to nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy zerowej. Zaletą tego testu jest

jego prostota (Pruchnicki 1987; Zieliński, Zieliński 1990; Mitosek 2003). Wyboru rozkładu teoretycznego najlepiej dopasowanego, do wartości empirycznych, dokonano biorąc pod uwagę najmniejszą wartość λ , mając na uwadze wszelkie ograniczenia wiążące się z zastosowaniem takiego rozwiązania. Nadmienić należy, iż nie można było wykorzystać kryterium informacyjnego H. Akaike w celu rozstrzygnięcia problemu najlepszego dopasowania. Powodem tego było zastosowanie metody momentów do szacowania parametrów rozkładów teoretycznych.

Dla każdego piezometru ustalono zatem dwie funkcje najlepiej aproksymujące empiryczne rozkłady maksimów i minimów rocznych rzędnej zwierciadła wody podziemnej. Na ich podstawie obliczono kwantyle 50 % i 10 %: przekroczenia (dla wartości maksymalnych) oraz nieosiągnięcia (dla wartości minimalnych). Na podstawie kwantyli 10 % (nieosiągnięcia i przekroczenia) obliczono ich amplitudę (AMP) korzystając z formuły:

$$AMP = H'_{10\%p} - H'_{10\%n} \quad (17)$$

gdzie: *AMP* – amplituda zadanych kwantyli prawdopodobieństwa przekroczenia i nieosiągnięcia;

$H'_{10\%p}$ – rzędna zwierciadła wody podziemnej o zadanim prawdopodobieństwa przekroczenia;

$H'_{10\%n}$ – rzędna zwierciadła wody podziemnej o zadanim prawdopodobieństwa nieosiągnięcia.

Rozkłady ekstremów rocznych

Dopasowane teoretyczne funkcje rozkładów ekstremów rocznych rzędnej zwierciadła wody podziemnej dla poszczególnych poziomów wodonośnych zestawiono w załącznikach 10 oraz 11.

Szeregi minimów rocznych wystarczająco dobrze aproksymował najczęściej rozkład Fishera–Tippeta typu III (rys. 41A). Jego przykładową dystrybucję przedstawia rysunek 41B. Zwraca uwagę fakt, że wśród dopasowanych funkcji rozkładu dominują dystrybucje z dolnym ograniczeniem (E3, LN3). Oznacza to, że większość z badanych poziomów wodonośnych środkowej Polski posiada pewien stan zasobów wodnych poniżej którego ich drenaż jest już bardzo ograniczony (granica strefy aktywnej wymiany?). Zauważmy również, że poziomy wodonośny o danym typie funkcji rozkładu nie

tworzą żadnego porządku przestrzennego. Jedyne w zlewni Pilicy dostrzec można relatywnie mniejszą niż gdzie indziej częstość występowania dystrybucji opisanych rozkładem Fishera–Tippeta III (rys. 41C).

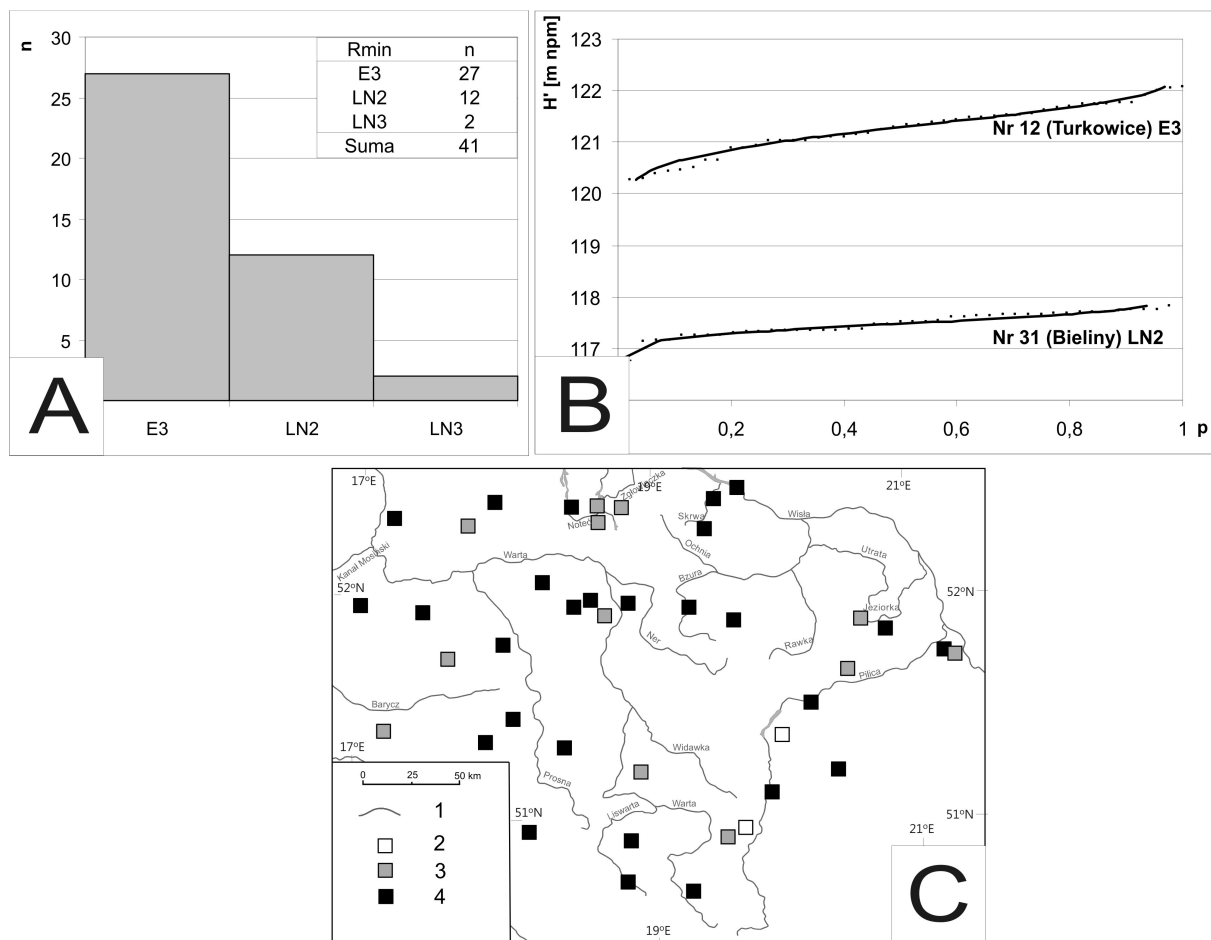
Na rysunku 42 przedstawiono częstości, przykłady i przestrzenne rozmieszczenie funkcji aproksymujących rozkłady maksymalnych rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej w badanych poziomach wodonośnych. W tym przypadku najczęściej wybierane były rozkłady logarytmiczno-normalne: dwuparametryczny oraz trójparametryczny (rys. 42A). Inne wskazywane były jako najlepsze tylko w nielicznych przypadkach. Dystrybucje najczęstszych funkcji teoretycznych przedstawia rysunek 42B. Interesujące jest to, że stosunkowo słabo reprezentowane są tu rozkłady specjalnie stworzone do aproksymacji wartości ekstremalnych (tylko jedno dopasowanie rozkładu Gumbela w wersji dla maksimów). W układzie przestrzennym zwraca uwagę duże zróżnicowanie typów rozkładów występujących w części północno-wschodniej (Wielkopolska) i swoista homogeniczność na pozostałym obszarze (dominacja funkcji logarytmiczno-normalnej dwuparametrycznej).

Typy rozkładów prawdopodobieństwa, które wybrano do aproksymacji poszczególnych szeregów maksymalnych i minimalnych stanów zwierciadła, porównano z własnościami stosownych poziomów wodonośnych. Procedura wykrywania powiązań została już opisana wcześniej (por. rozdz. „Podstawowe właściwości badanych szeregów czasowych”). Uzyskane wyniki zestawiono w tabeli 6.

Rodzaj funkcji teoretycznej dopasowanej do empirycznych rozkładów maksimów rocznych jest istotnie związany jedynie z głębokością na jakiej występuje dany poziom wodonośny. Dla płytkich zbiorników ($H_{sr} < 500\text{cm}$) lepsze dopasowanie uzyskamy stosując funkcje: logarytmiczno-normalną dwuparametryczną i Pearsona typu III, dla głębszych – rozkład Gumbela i logarytmiczno-normalną trójparametryczną.

Kwantyle prawdopodobieństwa ekstremów rocznych

Obliczone na podstawie teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa ekstremów rocznych kwantyle o zadanim prawdopodobieństwie przekroczenia (dla wartości najwyższych) lub nieosiągnięcia (dla wartości najniższych) przedstawiono w załącznikach 10 i 11.

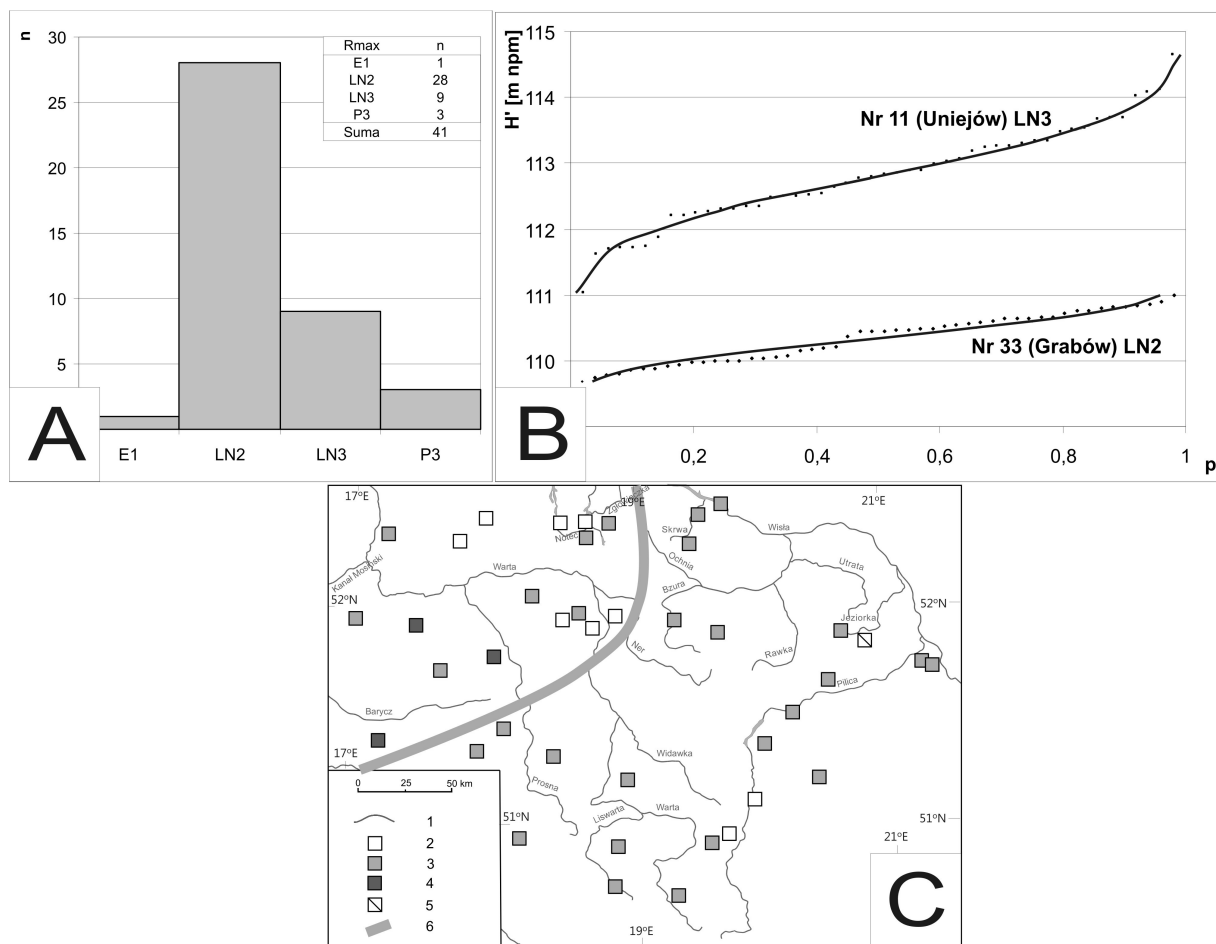


Rys. 41. Rozkłady prawdopodobieństwa minimów rocznych

A – struktura badanej próbki poziomów wodonośnych w świetle dopasowanych rozkładów (Rmin) do ciągów minimalnych rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej; B – przykłady dystrybuant najczęściej aproksymujących rozkłady teoretyczne (linia) na tle rozkładów empirycznych (punkty); C – rozmieszczenie przestrzenne wyaproksymowanych funkcji rozkładu: 1 – rzeki, 2 – LN3 – rozkład logarytmiczno-normalny trójparametryczny, 3 – LN2 – rozkład logarytmiczno-normalny dwuparametryczny, 4 – E3 – rozkład Fishera-Tippeta typu III
n – liczba poziomów wodonośnych (piezometrów); H' – rzędna zwierciadła wody podziemnej; p – prawdopodobieństwo

Probability distributions of yearly minima

A – structure of examined aquifers in association with fitted distributions (Rmin) to time series of yearly minimum groundwater table ordinates; B – examples of distribution function the most often fitted to theoretical distribution (lines) against the background of the empirical distribution (points); C – location of fitted distribution functions: 1 – rivers, 2 – LN3 – log-normal three-parametric distribution, 3 – LN2 – log-normal two-parametric distribution, 4 – E3 – Fisher-Tippet type III distribution
n – number of aquifers (piezometers); H' – groundwater table ordinate; p – probability level



Rys. 42. Rozkłady prawdopodobieństwa maksimów rocznych

A – struktura badanej próbki poziomów wodonośnych w świetle dopasowanych rozkładów (Rmax) do ciągów maksymalnych rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej; B – przykłady dystrybuant najczęściej aproksymujących rozkłady teoretyczne (linia) na tle rozkładów empirycznych (punkty); C – rozmieszczenie przestrzenne wyaproksymowanych funkcji rozkładu: 1 – rzeki, 2 – LN3 – rozkład logarytmiczno-normalny trójparametryczny, 3 – LN2 – rozkład logarytmiczno-normalny dwuparametryczny, 4 – P3 – rozkład Pearsona typu III, 5 – E1 – rozkład Gumbela, 6 – linia oddzielająca obszar o dużym zróżnicowaniu rozkładów
n – liczba poziomów wodonośnych (piezometrów); H' – rzędna zwierciadła wody podziemnej; p – prawdopodobieństwo

Probability distributions of yearly maxima

A – structure of examined aquifers in association with fitted distributions (Rmax) to time series of yearly maximum groundwater table ordinates; B – examples of distribution function the most often fitted to theoretical distribution (lines) against the background of the empirical distribution (points); C – location of fitted distribution functions: 1 – rivers, 2 – LN3 – log-normal three-parametric distribution, 3 – LN2 – log-normal two-parametric distribution, 4 – Pearson type III distribution, 5 – E1 – Gumbel distribution, 6 – line separating area with high diversifications of fitted distributions
n – number of aquifers (piezometers); H' – groundwater table ordinate; p – probability level

Tabela 6

Istotność statystyczna związków między typem funkcji aproksymującej rozkłady minimów (Rmin) i maksimum (Rmax) rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej oraz cechami poziomu wodonośnego (test χ^2)

Statistical significance of relations between the types of function approximating distributions of minimum (Rmin) and maximum (Rmax) yearly location of groundwater level ordinate and the geographical and hydrogeological features of aquifers (χ^2 test)

	Rmin	Rmax
H _{sr}	X	0,05
GOD	X	X
S	X	X
I	X	X
P	X	X

źródło: opracowanie własne

source: own work

oznaczenia jak w tab. 1

symbols as in Tab. 1

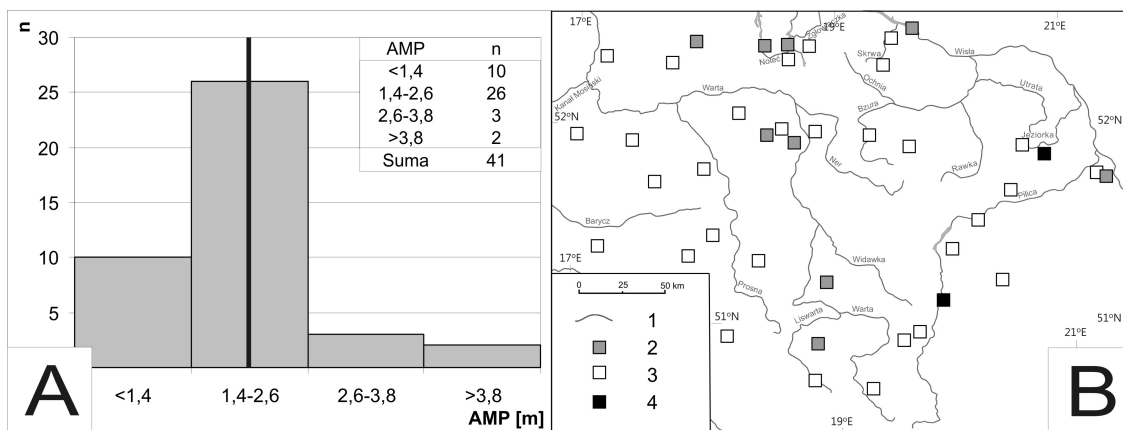
Średnia amplituda stanów wód podziemnych o zadanym, dziesięcioprocentowym prawdopodobieństwie (AMP; obliczona według formuły 17) była równa 2,05 m (rys. 43A). Wahała się ona od 0,97 m w przypadku płytkiego piezometru zlokalizowanego w Siemkowicach reprezentującego odkryty, wysoczyznowy poziom wodonośny w piaskach i żwirach wodnolodowcowych, do 8,11 m uzyskanej dla głębokiego, izolowanego zbiornika w wapieniach i marglach jury górnej, ujmowanego przez leżącą na stoku studnię w Przedborzu. Poziomy wodonośne cechujące się najwyższymi wartościami AMP (studnie nr 28 i 36) charakteryzują się bardzo zmiennym poziomem wypełnienia, wynikającym głównie z okresowo występujących wysokich stanów zasobów. Różnice między 10 % kwantylem przekroczenia, a medianą wynoszą tu znacznie ponad 2 m, podczas gdy dla pozostałych poziomów nie przekraczają 1 m (por. zał. 11). Analogiczne różnice w przypadku 10 % prawdopodobieństwa nieosiągnięcia nigdy nie przekraczają 1 m (por. zał. 10).

W rozmieszczeniu przestrzennym zauważyć można, że warstwy wodonośne cechujące się małą amplitudą występują częściej na północy obszaru, podczas gdy duże wielkości AMP cechują niektóre poziomy wodonośne zlokalizowane w jego wschodniej części. (rys. 43B).

Amplitudę kwantyli 10 % prawdopodobieństwa przekroczenia i nieosiągnięcia, obliczoną dla poszczególnych poziomów wodonośnych,

zestawiono z prezentowanym już wcześniej zespołem ich cech fizjograficznych. Wykorzystano tu opisywaną już wcześniej procedurę testu χ^2 . Istotne statystycznie powiązania zanotowano między AMP, a średnią głębokością występowania zwierciadła wody podziemnej. Im głębiej położony jest poziom wodonośny, tym relatywnie częściej cechuje się on wyższą amplitudą. Oznacza to, że w głębszych zbiornikach możliwe są dużo większe wahania stanu zasobów, niż w poziomach zlokalizowanych blisko powierzchni Ziemi. Istotny statystycznie jest również związek między AMP i izolacją warstw wodonośnych od powierzchni osadami słabiej przepuszczalnymi. Poziomy izolowane cechują się większymi amplitudami.

Zebrane powyżej fakty (duży zakres zmian w poziomach wodonośnych, ich znaczna głębokość i izolacja od powierzchni) sugerować mogą, iż istnieje swoista dwudzielnność niektórych zbiorników ujmowanych przez głębokie piezometry. Nad stale zawodnioną dolną ich częścią może okresowo funkcjonować druga strefa, której istnienie zależne jest od aktualnego zawodnienia struktur geologicznych (por. z uwagami w rozdz. „Dynamika zmian krótkookresowych” na temat poziomu wodonośnego ujmowanego przez studnię w Przedborzu). W tej sytuacji wahania zwierciadła obserwowane w piezometrze są wypadkową stanów zasobów zgromadzonych w obu częściach zbiornika wód podziemnych.



Rys. 43. Amplituda 10 % kwantyli rozkładu prawdopodobieństwa (przekroczenia i nieosiągnięcia) rzędnych zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce

A – struktura badanej próbki poziomów wodonośnych w świetle amplitudy kwantyli 10 % przekroczenia i nieosiągnięcia (AMP); pionową linią oznaczono wielkość średnią; B – rozmieszczenie przestrzenne amplitudy kwantyli 10 % przekroczenia i nieosiągnięcia: 1 – rzeki, 2 – AMP $\leq 1,4$ m, 3 – AMP (1,4 m–3,8 m), 4 – AMP $> 3,8$ m

Amplitude of 10 % quantiles of probability distribution (excess and non achieve) groundwater table ordinate in central Poland

A – structure of examined aquifers in association with amplitude of 10 % quantiles excess and non achieve (AMP); vertical line shown arithmetic average; B – location of amplitude of 10 % quantiles excess and non achieve: 1 – rivers, 2 – AMP $\leq 1,4$ m, 3 – AMP (1,4 m–3,8 m), 4 – AMP $> 3,8$ m

Autokorelacja w szeregach ekstremów rocznych

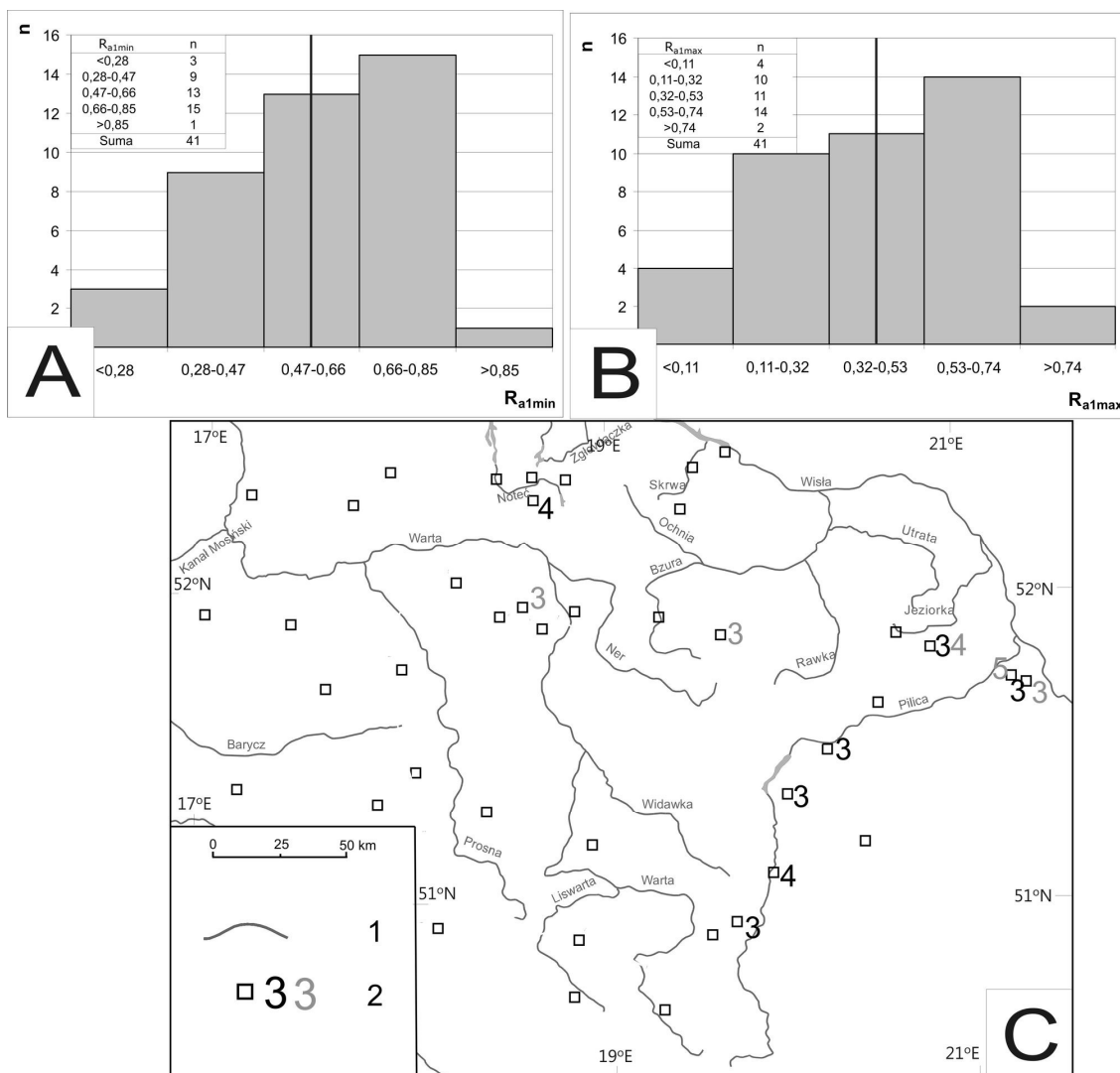
Obliczone w toku analiz współczynniki autokorelacji ($k = 1$) dla najwyższych i najniższych rocznych stanów zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce zestawiono w załączniku 12. Zamieszczono tam również liczbę kolejnych istotnych współczynników przy przesunięciach k od 1 do 15.

Pierwsze współczynniki autokorelacji obliczone dla szeregów minimów rocznych są w środkowej Polsce silnie zróżnicowane i w większości przypadków istotne statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$ (37 z 41). Przeciętny R_{a1min} dla badanej próby wynosi 0,565 (rys. 44A). Oznacza to, że minimalne roczne rzędne zwierciadła płytkich wód podziemnych na tym obszarze cechują się relatywnie dużą inercją. Warto jednak zauważyć, że „pamięć” ta rzadko przekracza dwa kolejne lata. Natomiast poziomy wodonośne o istotnych 3 lub więcej kolejnych R_{a1min} występują, poza jednym przypadkiem, wyłącznie w zlewni Pilicy (rys. 44C).

Dużo „krótszą pamięcią” o stanach poprzednich charakteryzują się szeregi najwyższych rocznych poziomów wypełnienia zbiorników wody podziemnej. Współczynniki autokorelacji są dla nich w większości przypadków niższe niż w ciągach wartości minimalnych (rys.

44B). Przeciętna dla całej próby wynosi 0,425. Występuje też więcej wartości nieistotnych na poziomie $\alpha = 0,05$ (10 poziomów wodonośnych). Poziomy „długo pamiętające” maksima występują w dolnej części zlewni Pilicy, choć ich liczba nie jest już tak duża jak w przypadku stanów minimalnych (rys. 44C).

Interesujący obraz wieloletniej inercji w odniesieniu do ekstremalnych stanów wypełnienia zbiorników wody podziemnej w środkowej Polsce wyłania się z rozkładu przestrzennego wielkości R_{a1min} i R_{a1max} (rys. 44C). Poziomy o stosunkowo niskich lub statystycznie nieistotnych współczynnikach autokorelacji w przypadku obydwu szeregów grupują się w zasadzie w zlewni Warty. Wody podziemne dolnej części dorzecza Pilicy charakteryzują się natomiast relatywnie wysoką inercją, gdyż tylko tam występują poziomy wodonośne o R_{a1min} i R_{a1max} wyższych od przeciętnych o półtora odchylenia standardowego (najwyższe przedziały na rys. 44A i 44B). Wydaje się więc, że poziomy wodonośne tego obszaru „długo pamiętają” niżówki i wezbrania (nawet do 4 lat), są zatem zasobne, ale jednocześnie zasoby te należą do trudno odnawialnych. W świetle tych wyników zlewnia środkowej Warty jest dużo bardziej narażona na szybkie (zwykle roczne) zmiany zasobów wody podziemnej, a występujące tam poziomy wodonośne są niezbyt rozległe i mało zasobne.



Rys. 44. Współczynniki autokorelacji ekstremalnych rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce

A – współczynniki autokorelacji najniższych rocznych rzędnych zwierciadła (R_{a1min}); B – współczynniki autokorelacji najwyższych rocznych rzędnych zwierciadła (R_{a1max}); linią ciągłą zaznaczono wartość średnią; C – rozmieszczenie przestrzenne poziomów o ekstremalnych wielkościach R_{a1min} i R_{a1max} : 1 – rzeki, 2 – studnie ujmujące badane poziomy wodonośne; czarną cyfrą oznaczono poziomy wodonośne w których liczba kolejnych istotnych R_a dla stanów najwyższych jest większa lub równa 3, cyfrą szarą – poziomy wodonośne w których liczba kolejnych istotnych R_a dla stanów najniższych jest większa lub równa 3

n – liczba poziomów wodonośnych (piezometrów)

Autocorrelation coefficients of annual extreme groundwater table ordinate in central Poland

A – autocorrelation coefficients of yearly minimum groundwater table ordinate (R_{a1min}); B – autocorrelation coefficients of yearly maximum groundwater table ordinate (R_{a1max}); vertical line shown arithmetic average; C – location of aquifers with extreme values of R_{a1min} i R_{a1max} : 1 – rivers, 2 – wells drained examined aquifers; black digit shown aquifers with number of successive statistically significant R_a for maximum level more or equal three, gray digit – aquifers with number of successive statistically significant R_a for minimum level more or equal three

n – number of aquifers (piezometers)

Obliczone współczynniki autokorelacji ekstremalnych rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej porównano z cechami poziomów wodonośnych. Wykorzystano tu opisywaną już wcześniej procedurę testu χ^2 . Zarówno w przypadku maksimów jak i minimów bezwładność

stanu zawodnienia warstw rośnie wraz z głębokością. Im głębiej znajduje się poziom wodonośny tym dłużej „pamięta” niżówki i wezbrania z poprzedniego roku. Przykładem są tu poziomy w Królowej Woli i Małej Wsi mające wieloletni cykl wymiany wody. W przypadku płytkich

poziomów pamięć ta jest przeważnie krótka i słaba. Jako przykład mogą tu służyć poziomy w Dobrej i Siemkowicach, których zasoby zdają się być wymieniane w cyklu rocznym.

Współczynnik autokorelacji minimów rocznych związany jest też ze wskaźnikiem GOD, odzwierciedlającym możliwości zasilania poziomu. Związek ten ma tu jednak ciekawy charakter, gdyż wielkości najwyższe i najniższe R_{almin} występują przy umiarkowanych możliwościach infiltracyjnych poziomów, podczas gdy współczynniki autokorelacji bliskie średniej są charakterystyczne dla poziomów wodonośnych o słabych i dobrych możliwościach alimentacji. Wydaje się, że układ taki wynika z konstrukcji

wskaźnika GOD. Przeciętną podatność na alimentację mogą bowiem wykazywać zarówno płytko położone wody podziemne odizolowane od powierzchni warstwą skał słabiej przepuszczalnych, jak i leżące głębiej odkryte warstwy wód gruntowych. Przykładem mogą tu być dwa poziomy o umiarkowanym wskaźniku GOD ujmowane przez studnie w Osuchowie i Zaryniu (GOD odpowiednio 0,42 i 0,38). Pierwszy z nich leży przeciętnie na głębokości poniżej 200 cm i reprezentuje wody wgłębne, drugi zaś cechuje się większym H_{sr} (ponad 500 cm), ale nie posiada izolacji w postaci nadkładu osadów słabiej przepuszczalnych.

PRÓBA TYPOLOGII PŁYTKICH WÓD PODZIEMNYCH W ŚRODKOWEJ POLSCE

OPIS METODY

W celu wydzielenia w badanej próbie poziomów wodonośnych typów dynamiki zwierciadła wody podziemnej konieczne było, w pierwszym etapie, przekształcenie danych wejściowych. Wstępna analiza statystyczna dowiodła, że zmienne oryginalne, jakimi opisane zostały poszczególne rodzaje wahań stopnia wypełnienia zbiorników wody podziemnej są ze sobą skorelowane. Z tego względu do przeprowadzenia typologii wybrano metodę ortogonalnej transformacji zmiennych (zwaną inaczej analizą składowych głównych). Jest to metoda często i szeroko stosowana w badaniach geograficznych szczególnie w antropogeografii, choć znalazła zastosowanie także w hydrologii (Gutry-Korycka 1984; Rotnicka 1988; Jokiel 1994). Swą popularność zawdzięcza głównie kilku właściwościom, które za Paryskiem (1982) ująć można następująco:

- jest poprawna z punktu widzenia geometrii analitycznej i teorii statystyki;
- składowe główne są zmiennymi niezależnymi (ortogonalność);
- cechuje ją stosunkowo mała strata informacji przy przejściu z p-wymiarowej macierzy zmiennych oryginalnych do tablicy nowych zmiennych (składowych) o mniejszej liczbie wymiarów;
- daje możliwość sprowadzenia otrzymanych wyników do przestrzeni trój-, dwu-, a na-

wet jednowymiarowej co zdecydowanie ułatwia interpretację wyników.

W ogólności analiza składowych głównych polega na przekształceniu oryginalnych danych w nowe, nieskorelowane zmienne (składowe główne), będące liniowymi kombinacjami danych wejściowych. Pierwsza składowa w najwyższym stopniu tłumaczy wariancję w szeregach zmiennych wejściowych, a kolejne tworzą szereg malejący z punktu widzenia ilości informacji o zmienności w ciągach przez nie wnoszonych (Parysek 1982).

Punktem wyjścia przeprowadzonych niżej analiz była macierz danych oryginalnych o wymiarach $m \times p$, gdzie: m – poszczególne poziomy wodonośne (piezometry), p – charakterystyki dynamiki zwierciadła wody podziemnej wybrane do analizy. Na wstępie macierz tę należało przekształcić w macierz kowariancji S lub korelacji R o wymiarach $p \times p$. W świetle badań autorów zajmujących się tą problematyką (m.in. Parysek, Ratajczak 1978; Gutry-Korycka 1984) lepsze wyniki daje stosowanie tablicy kowariancji, przy czym należy zwrócić wtedy szczególną uwagę na dobór danych oryginalnych, gdyż „...analiza głównych składowych nie jest niezależna od skali danych” (Chojnicki, Czyż 1978).

Posiadając macierz kowariancji rozwiązując się równania wyznacznikowe:

$$|S - \lambda I| = 0 \quad (18)$$

gdzie: S – macierz kowariancji;

I – macierz jednostkowa;

λ – pierwiastek charakterystyczny równania wyznacznikowego.

Macierz kowariancji S posiada p pierwiastków charakterystycznych. Należy uporządkować je w szereg malejący i rozwiązać układ równań:

$$(S - \lambda_j \cdot I)w_j = 0 \quad (19)$$

gdzie: w_j – wektory charakterystyczne;

pozostałe oznaczenia jw.

Wektory te pozwalają liniowo przetransformować zmienne wejściowe w składowe główne:

$$v_i = w_{i1} \cdot y_{i1} + w_{i2} \cdot y_{i2} + \dots + w_{ip} \cdot y_{ip} \quad (20)$$

gdzie: v_i – i -ta składowa główna;

y – dane oryginalne;

pozostałe oznaczenia jw.

Ładunek informacji zawarty w uzyskanych w ten sposób nowych zmiennych w stosunku do całkowitej wariancji zbioru cech oryginalnych zmierzyć można za pomocą ilorazu:

$$\inf = \frac{\lambda_j}{\sum_{j=1}^p \lambda_j} \quad (21)$$

gdzie: $\inf$ – ładunek informacji zawarty w j -tej składowej głównej;

pozostałe oznaczenia jw.

Aby prawidłowo zinterpretować uzyskane wyniki należy poznać strukturę składowych głównych, czyli określić udziały procentowe danych oryginalnych w wariancji wyrażanej przez zmienne po transformacji. Przyjmuje się też założenie, że:

$$w_{i1}^2 + w_{i2}^2 + \dots + w_{ip}^2 = 1 \quad (22),$$

a wtedy udziały te można obliczyć z formuły:

$$u = w_{ij}^2 \cdot 100\% \quad (23)$$

Do dalszej analizy przyjmuje się najczęściej pierwsze dwie lub trzy składowe główne, które dostarczają „...oszczędniejszego, ale jeszcze dość adekwatnego opisu systemu” (Chojnicki, Czyż 1978). W praktyce poziom „adekwatnego opisu” określa się zwykle arbitralnie na pozio-

mie 75 % lub więcej wyjaśnionej wariancji danych oryginalnych przez składowe główne.

Zidentyfikowane składowe można odwzorować w przestrzeni, a w celu wydzielenia typów dynamiki zwierciadła wody podziemnej zastosować jedną z metod analizy skupień. W badaniach geograficznych szczególnie przydatne są metody grupowania hierarchicznego. Stosowali je także hydrologi (Gutry-Korycka 1984; Rotnicka 1988; Pociask-Karteczka 1995). Każdy element badanej populacji wpisany w przestrzeń dwuwymiarową stanowi odrębną klasę (tak zwane skupienie jednoelementowe). W związku z tym w celu zmniejszenia liczby klas elementy te należy łączyć w większe grupy stosując odpowiednie kryterium odległości taksonomicznej między zbiorami ich cech. Wśród wielu wykorzystywanych metod grupowania najczęściej wybierana jest metoda Warda. Łączenie dwóch skupień zachodzi w niej wtedy, gdy zapewniają one jako całość minimum sumy kwadratów odchyleń od środka ciężkości nowego skupienia (Parysek 1982). Formuła grupowania wygląda następująco:

$$ESS = \sum_{i=1}^m ds_i^2 - \frac{1}{m} \left(\sum_{i=1}^m ds_i \right)^2 \quad (24)$$

gdzie: ESS – kryterium Warda;

ds_i – odchylenie i -tego obiektu od środka ciężkości s ;

m – liczba poziomów wodonośnych (piezometry) w danym skupieniu.

Po każdym kroku grupowania, w związku ze zmniejszaniem się wymiaru macierzy, należy przekształcić tablicę funkcji podobieństwa według formuły zaproponowanej przez Wisharta (1969):

$$d_{ir} = \frac{k_i + k_p}{k_i + k_r} \cdot d_{ip} + \frac{k_i + k_q}{k_i + k_r} \cdot d_{iq} - \frac{k_i}{k_i + k_r} \cdot d_{pq} \quad (25)$$

gdzie: d_{ir} , d_{ip} , d_{iq} , d_{pq} – odległości pomiędzy skupieniami i -tym, p -tym, q -tym, r -tym;

k_i , k_p , k_q , k_r – liczba elementów w skupieniach i -tym, p -tym, q -tym, r -tym;
 $k_r = k_p + k_q$.

Grupowanie prowadzi się tak długo, aż uzyska się tylko jedno skupienie obejmujące wszystkie elementy badanego zbioru.

Kolejnym krokiem jest określenie najlepszej liczby klas wydzielonych w procedurze grupo-

wania hierarchicznego. Problem ten można rozwiązać na wiele sposobów, jednak jak podaje Parysek (1982) największe zaufanie budzą metody wykorzystujące wielozmienną analizę wariancji. Autor ten, opierając się na własnych doświadczeniach podaje, iż w badaniach geograficznych dobrze sprawdza się kryterium zaproponowane przez Calińskiego i Harabasa (1974) w postaci:

$$VRC = \frac{trB}{(g-1)} \frac{trW}{(m-g)} = \max \quad (26)$$

gdzie: VRC – kryterium najlepszej liczby klas;

trB – ślad macierzy zmienności międzyklasowej;

trW – ślad macierzy zmienności wewnątrzklasowej;

g – liczba wydzielonych w danym kroku klas;

pozostałe oznaczenia jw.

Wartości otrzymane według formuły 26 wprowadza się w układ współrzędnych, gdzie na osi odciętych odkładamy liczbę wydzielonych klas, a na osi rzędnych wielkości VRC . Najlepszą liczbę wydzielonych klas określa miejsce, w którym następuje zakłócenie monotoniczności spadku VRC .

SKŁADOWE GŁÓWNE I TYPY DYNAMIKI ZWIERCIADŁA WODY PODZIEMNEJ

Stosując macierz kowariancji do transformacji ortogonalnej danych wejściowych szczególnie istotny jest odpowiedni ich dobór. Muszą to być zmienne o podobnej wariancji, gdyż jej wielkość wpływa na późniejszy wkład danej cechy w otrzymane po przekształceniu składowe główne (Chojnicki, Czyż 1978; Parysek, Ratajczak 1978; Parysek 1982; Rotnicka 1988). Mając ten fakt na uwadze spośród zmiennych opisujących różne aspekty funkcjonowania poziomów wodonośnych i charakteryzujących ich dynamikę, do dalszej analizy wybrano następujące zmienne:

- podatność poziomu wodonośnego na zanieczyszczenie (GOD) – zał. 4;

- współczynnik zmienności (c_v) tygodniowych głębokości do zwierciadła wody podziemnej – zał. 5;

- współczynnik autokorelacji cotygodniowych głębokości do zwierciadła wody podziemnej (R_{alt}) – zał. 5;

- porę koncentracji rzędnych zwierciadła wody podziemnej (PK) – zał. 8. Przeliczono ją na wartości z zakresu od 0 do 1 za pomocą proporcji. 365 dzień odpowiada porze koncentracji równej 1. Zatem, aby otrzymać szukaną wartość, należy PK (w dniach) podzielić przez 365;

- wkład rocznej harmoniki w całkowitą dyspersję szeregu czasowego (WRH) – zał. 8

- współczynniki autokorelacji najwyższych i najniższych rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$ (R_{almax} i R_{almin}) – zał. 12.

Zakres zmienności wszystkich wybranych charakterystyk zamyka się w przedziale od 0 do

1, a ich wariancje są podobne. Na podstawie macierzy kowariancji utworzonej z tych zmiennych wejściowych obliczono składowe główne zgodnie z formułą 20. Warto w tym miejscu również podkreślić, że ciągi danych oryginalnych są ze sobą przeważnie słabo skorelowane.

Uwzględniając wielkości pierwiastków charakterystycznych oszacowano (formuła 21) ładunek informacji pierwotnej wnoszony przez poszczególne składowe główne. Pierwsza z nich wyjaśnia 47,18 % zmienności wszystkich cech oryginalnych, natomiast druga – 21,20 %. Obie wyjaśniają zaś ponad 68 % zmienności uwzględnionych cech oryginalnych. Mając na uwadze sugestie zamieszczone w poprzednim rozdziale, nie można uznać, że pierwsze dwie składowe główne są wystarczające do opisu dynamiki zwierciadła wody podziemnej. Dopiero trzecia składowa, wyjaśniająca 14,62 % zmienności cech oryginalnych, w połączeniu z dwoma pierwszymi daje prawie 83 % zmienności.

Analiza czynnikowa przeprowadzona według formuły 23 wskazuje, że na pierwszą z nich składają się przede wszystkim informacje wnoszone przez współczynniki autokorelacji ekstremów rocznych (tab. 7). Drugą zaś „buduje” głównie wskaźnik GOD oraz pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej. Trzecia składowa główna (na którą złożyły się: wskaźnik GOD, PK, oraz R_{almin}) w zasadzie powieliła informacje wnoszone przez dwie pierwsze.

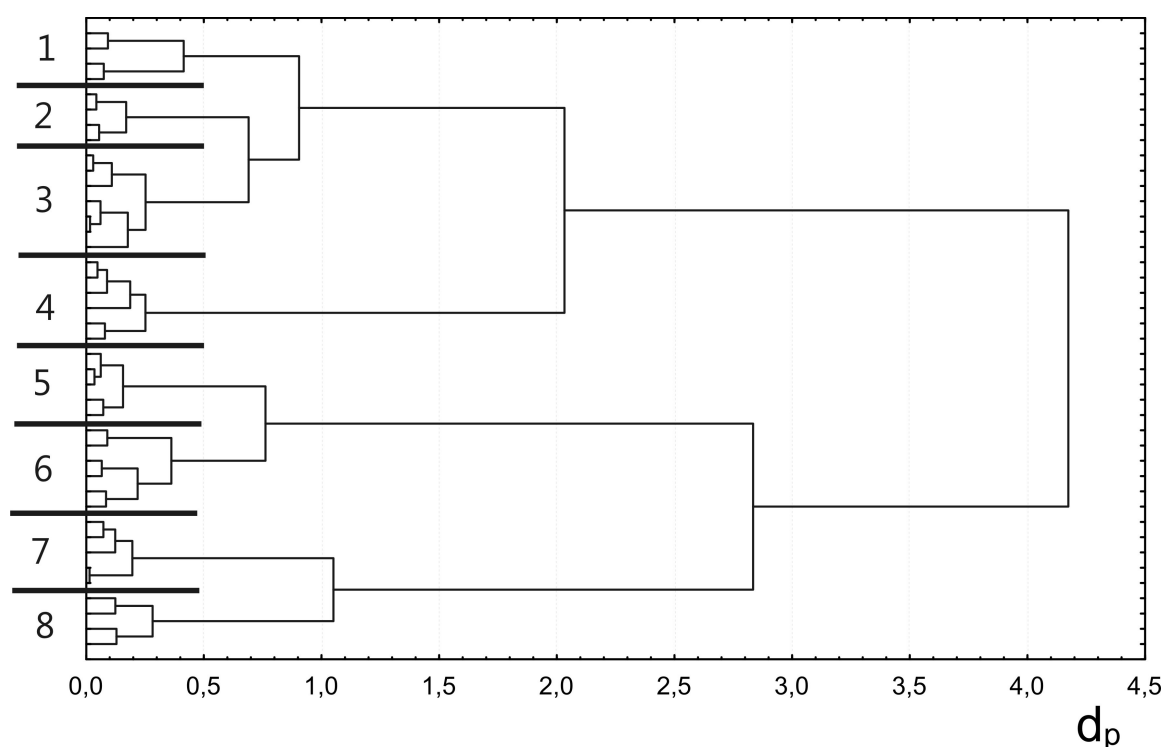
Analiza prowadzona w trzech wymiarach sprawiać może pewne trudności interpretacyjne. Dlatego też, mając na uwadze strukturę informacji niesionej przez trzecią składową główną, zde-

cydowano się wykluczyć ją ze zbioru analizowanych zmiennych ortogonalnych. W opinii autora strata informacji jest relatywnie mała, natomiast uzyskuje się w ten sposób łatwiejszą do interpretacji dwuwymiarową przestrzeń zmienności. Uznać można w pewnym uproszczeniu, że pierwsza ze składowych, opisuje charakter reżimu wód podziemnych danego poziomu, druga zaś jest wypadkową stacjonarnych i niestacjonarnych cech „środowiska hydrogeologicznego” w jakim dany poziom wodonośny funkcjonuje.

W następnym etapie składowe główne przedstawiono w przestrzeni dwuwymiarowej i rozpoczęto grupowanie hierarchiczną metodą Warda. Dendrogram podobieństwa badanych poziomów wodonośnych przedstawia rysunek 45. Ważnym krokiem analizy było określenie najlepszej (optymalnej) liczby wydzielonych klas zgodnie z kryterium VRC. Jego wielkość dla rosnącej liczby klas zobrażowana została na wykresie (rys. 46). Zakłócenie monotoniczności spadku VRC

występuje w przypadku wariantu dziewięcioklasowego, co oznacza że za najlepszy należy tutaj uznać podział zbiorowości na osiem typów dynamiki zwierciadła wody podziemnej. Ten właśnie podział został zobrażowany na wyżej wymienionym dendrogramie podobieństwa (rys. 45). Warto tu podkreślić, że monotoniczny spadek wartości kryterium VRC jasno wskazuje na wyraźną hierarchię w strukturze podobieństwa badanych obiektów.

Przeprowadzona procedura pozwoliła wydzielić wśród wszystkich poziomów wodonośnych środkowej Polski osiem typów dynamiki wahań zwierciadła wody podziemnej. Każdy z nich charakteryzuje się odrębnymi własnościami, które można uogólnić w jego obrębie charakteryzując w ten sposób wielowymiarowy i empiryczny typ wahań (Rotnicka 1988). Podstawowe charakterystyki poszczególnych zmiennych w obrębie wyróżnionych typów przedstawiono w załączniku 13.



Rys. 45. Dendrogram podobieństwa dynamiki zwierciadła wody podziemnej – grupowanie metodą Warda

d_p – odległość grupowania; 1,2,... – wyróżnione typy dynamiki zwierciadła wody podziemnej

Similarity dendrogram of groundwater table dynamic – clustering by Ward method

d_p – distance clustering; 1,2,... – distinguished types of groundwater table dynamics

Tabela 7

Udziały procentowe zmiennych oryginalnych w pierwszych trzech składowych głównych

Percentages of original variables in the first three principal components

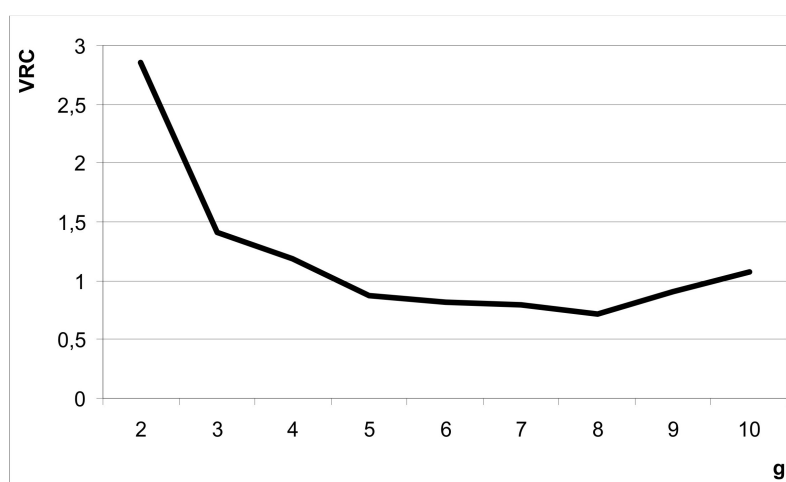
	v_1 [%]	v_2 [%]	V_3 [%]
GOD	6,7	52,0	35,9
C_v	0,7	0,0	5,4
R_{alt}	0,1	0,1	0,2
PK	2,2	44,6	35,0
WRH	4,9	0,8	1,3
R_{almin}	32,8	0,4	22,1
R_{almax}	52,6	2,1	0,1

źródło: opracowanie własne

source: own work

v_1 – pierwsza składowa główna; v_2 – druga składowa główna; v_3 – trzecia składowa główna; pozostałe oznaczenia jak na rys. 6, 11, 31, 44

v_1 – first principal component; v_2 – second principal component; v_3 – third principal component; for other symbols see Figs 6, 11, 31, 44



Rys. 46. Wartości kryterium VRC

VRC – wartość kryterium Calińskiego i Harabasz (1974); g – wydzielona liczba klas

Values of VRC benchmark

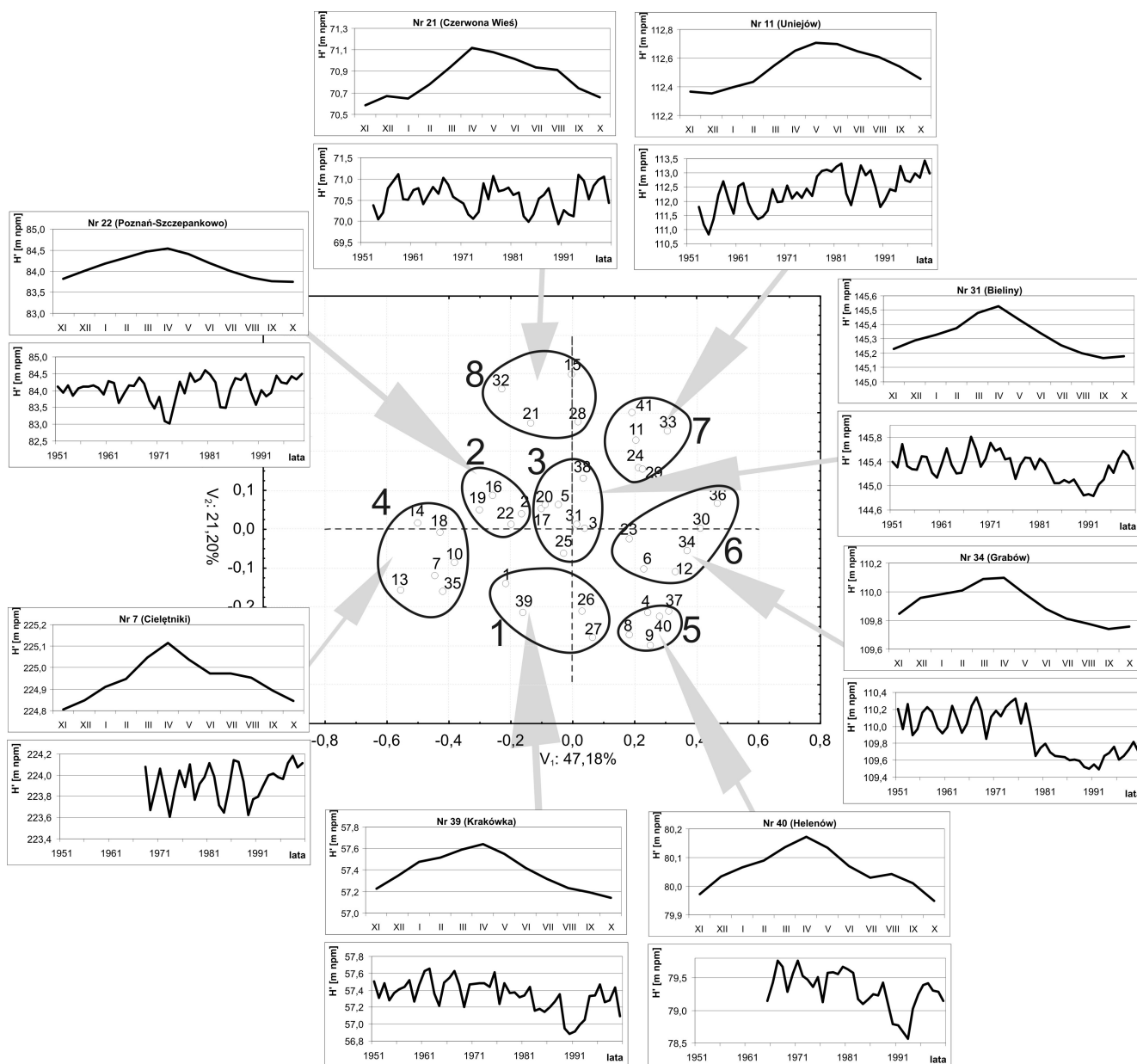
VRC – values of Caliński, Harabasz (1974) benchmark; g – separated number of classes

CHARAKTERYSTYKA WYDZIELONYCH TYPÓW DYNAMIKI ZWIERCIADŁA WODY PODZIEMNEJ

W przestrzeni dwuwymiarowej wyróżnione typy dynamiki zwierciadła wody podziemnej pokazano poprzez odpowiednie oznaczenie skupień na wykresie (rys. 47). Aby nadać tym grupom określone i adekwatne nazwy wykorzystano

miejsce położenia skupienia względem osi układu współrzędnych wyznaczonych przez wartości przeciętne obu składowych głównych (v_1 i v_2).

Nazwy typów winny zawierać w sobie informacje wnoszone przez składowe główne na



Rys. 47. Wyróżnione typy dynamiki zwierciadła wody podziemnej w układzie dwu pierwszych składowych oraz przebiegu wahań rocznych i wieloletnich

V_1 – pierwsza składowa główna; v_2 – druga składowa główna; H' – rzędna zwierciadła wody podziemnej

Distinguished types of groundwater table dynamic in first two main components system and yearly and many-year course of fluctuations

V_1 – first main component; v_2 – second main component; H' – groundwater table ordinate

podstawie których zostały wydzielone. Pierwszy jej człon powinien odnosić się oczywiście do pierwszej zmiennej syntetycznej w największym stopniu objaśniającej zmienność danych oryginalnych. W danym przypadku pierwszą składową budują przede wszystkim współczynniki autokorelacji najniższych i najwyższych rocznych stanów zwierciadła wody podziemnej. Zmienna ta objaśnia charakter reżimu wahań w danym poziomie wodonośnym. Wysokie wartości R_{almax} i R_{almin} świadczą z jednej strony o dużej „powtarzalności” stanów wypełnienia poziomu wodonośnego z roku na rok, ale niosą w sobie także informacje o ewentualnym istnieniu wieloletniej tendencji jego zmian. Warto też dodać, że współczynniki autokorelacji ekstremów rocznych są istotnie ujemnie skorelowane ($R = -0,686$ dla maksimów i $R = -0,498$ dla minimów) ze zmienną opisującą sezonowy rytm zmian położenia zwierciadła wody podziemnej czyli z wkładem harmoniki rocznej (WRH). Mały współczynnik R_{almax} lub R_{almin} towarzyszy zatem występowaniu relatywnie silnie zaznaczonej sezonowości wahań. Mając na uwadze powyższe spostrzeżenia prezentowane typy dynamiki zwierciadła wody podziemnej można nazwać w następujący sposób:

- typ o wyraźnej zmienności wieloletniej – gdy skupienie leży w całości w ćwiartce pierwszej i drugiej układu współrzędnych (typy 5, 6 i 7);
- typ zmienności wieloletniej i sezonowej – gdy elementy budujące skupienie leżą po obu stronach osi wyznaczonej przez składową v_1 (typy 1, 3 oraz 8);
- typ istotnej zmienności sezonowej – gdy skupienie leży w całości w trzeciej i czwartej ćwiartce układu współrzędnych (typy 2 i 4 na rys. 47).

Drugi człon nazwy typu winien odnosić się do drugiej składowej głównej, a więc tej która wnosi mniejszy ładunek informacji o zmienności danych oryginalnych. W przypadku badanych poziomów wodonośnych budują ją dwie zmienne: ujemnie skorelowany wskaźnik GOD – estymator względnie stałych (stacjonarnych) warunków hydrogeologicznych w jakich funkcjonuje dany poziom wodonośny (por. rozdz. „Materiał badawczy”) oraz dodatnio skorelowana pora koncentracji (PK) rzędnej zwierciadła wody podziemnej, czyli zmienna opisująca niestacjonarne warunki kształtowania się reżimu wód podziemnych. Na tej podstawie nazwy typów przedstawiają się następująco:

– typ korzystnych warunków zasilania i późnozimowej porze koncentracji – gdy skupienia znajdują się w całości bądź w zdecydowanej przewadze w drugiej lub trzeciej ćwiartce układu współrzędnych (typy 1, 4 i 5);

– typ zróżnicowanych warunków zasilania i późnozimowej porze koncentracji – gdy poziomy budujące dane skupienie znajdują się po oby stronach osi wyznaczonej przez składową v_2 lub są od niej nieznacznie oddalone (typy 2, 3 oraz 6);

– typ niekorzystnych warunków zasilania i porze koncentracji w okresie lata – gdy skupienia w całości znajdują się w pierwszej i czwartej ćwiartce układu współrzędnych na rysunku 47 (typy 7 i 8).

Nazwy zidentyfikowanych typów dynamiki płytkich wód podziemnych w środkowej Polsce przedstawiają się zatem następująco:

Typ 1. Zmienności wieloletniej i sezonowej oraz korzystnych warunków zasilania i późnozimowej porze koncentracji.

Typ 2. Istotnej zmienności sezonowej oraz zróżnicowanych warunków zasilania i późnozimowej porze koncentracji.

Typ 3. Zmienności wieloletniej i sezonowej oraz zróżnicowanych warunków zasilania i późnozimowej porze koncentracji.

Typ 4. Istotnej zmienności sezonowej oraz korzystnych warunków zasilania i późnozimowej porze koncentracji.

Typ 5. Wyraźnej zmienności wieloletniej oraz korzystnych warunków zasilania i późnozimowej porze koncentracji.

Typ 6. Wyraźnej zmienności wieloletniej oraz zróżnicowanych warunków zasilania i późnozimowej porze koncentracji.

Typ 7. Wyraźnej zmienności wieloletniej oraz niekorzystnych warunków zasilania i porze koncentracji w okresie lata.

Typ 8. Zmienności wieloletniej i sezonowej oraz niekorzystnych warunków zasilania i porze koncentracji w okresie lata.

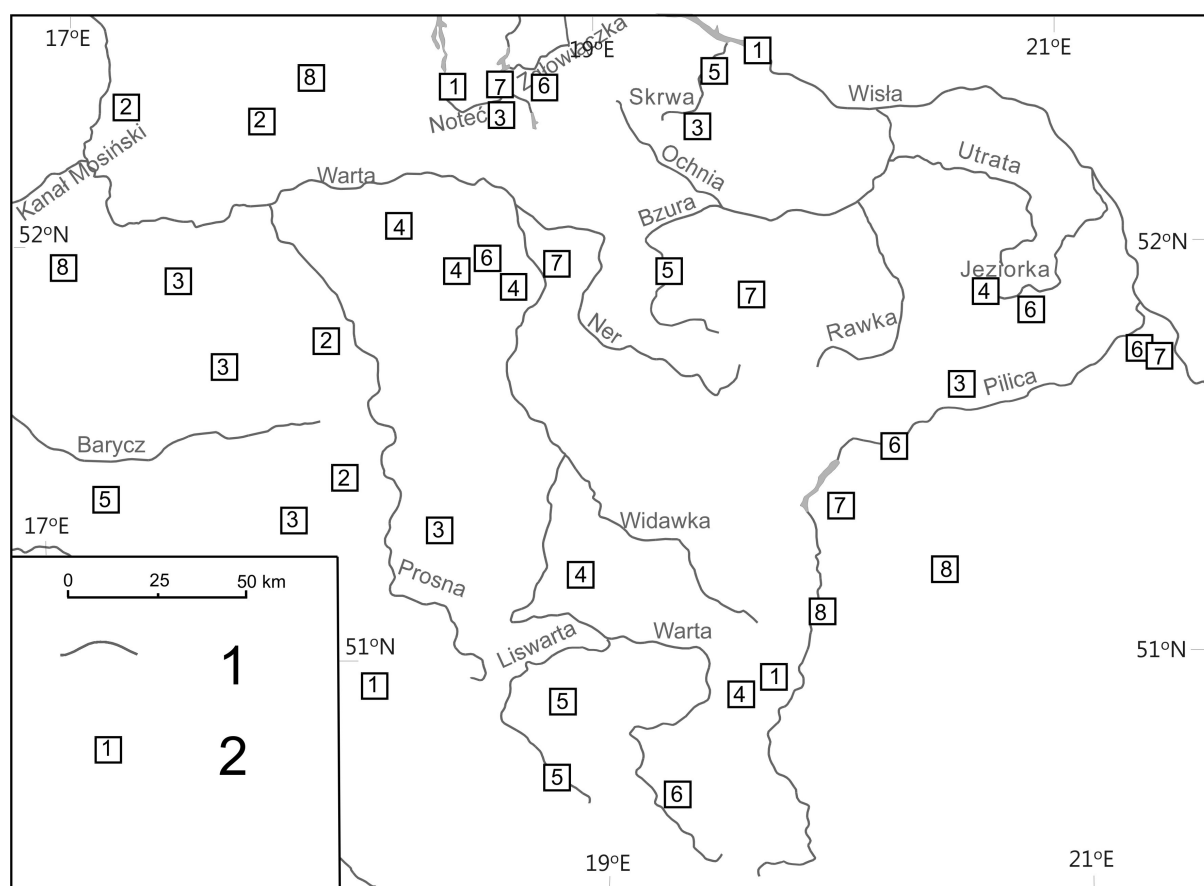
Rozmieszczenie typów dynamiki zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce nie wskazuje na ich wyraźne przestrzenne uporządkowanie (rys. 48). Można zatem stwierdzić, że główne czynniki wpływające na kształtowanie się reżimu poszczególnych poziomów wodonośnych są raczej astrefowe. Zdarza się, że kilka relatywnie blisko siebie położonych poziomów cechuje się zupełnie inną dynamiką zgromadzonych w nich zasobów (choćby grupa czterech poziomów wodonośnych z północnej części badanego obszaru).

Otrzymany obraz typów dynamiki zwierciadła płytkich wód podziemnych należy również odnieść do istniejących podziałów regionalnych wód podziemnych. Zwrócić należy uwagę, iż mimo braku wyraźnego porządku przestrzennego grupy płytkich poziomów wodonośnych o tym samym typie często układają się wzdłuż linii NW–SE. Nawiązują w ten sposób do układu regionów hydrogeologicznych wyróżnionych na podstawie kryterium hydrogeostrukturalnego (por. rys. 2). Obraz ich przestrzennego rozmieszczenia jest jednak zdecydowanie bardziej skomplikowany.

Wyróżnione typy dynamiki zwierciadła wody podziemnej charakteryzują się powiązaniem z większością cech poziomów wodonośnych. Analizę istotności statystycznej tych związków przeprowadzono przy pomocy tablicy wielodziennej (por. rozdz. „Podstawowe właściwości badanych szeregów czasowych”). Istotne staty-

stycznie związki wykryto między zidentyfikowanymi typami dynamiki wahań, a głębokością średnią zwierciadła wody podziemnej (rys. 49A). Typ wahań okazał się być również zależny od położenia piezometru ujmującego poziom (rys. 49B) oraz od faktu występowania, bądź nie, warstwy osadów słabiej przepuszczalnych ponad warstwą wodonośną (rys. 49D). Nie udało się natomiast potwierdzić istotnej statystycznie (na założonym poziomie $\alpha = 0,05$) zależności między wyróżnionymi typami dynamiki zwierciadła wody podziemnej, a rodzajem utworów wodonośnych poziomu (rys. 49C).

Analizując udział danego typu dynamiki zwierciadła wody podziemnej w przedziałach klasowych branej pod uwagę cechy można określić gdzie występuje on najczęściej. Na tej podstawie można wskazać cechy najlepiej charakteryzujące dany typ (tab. 8).

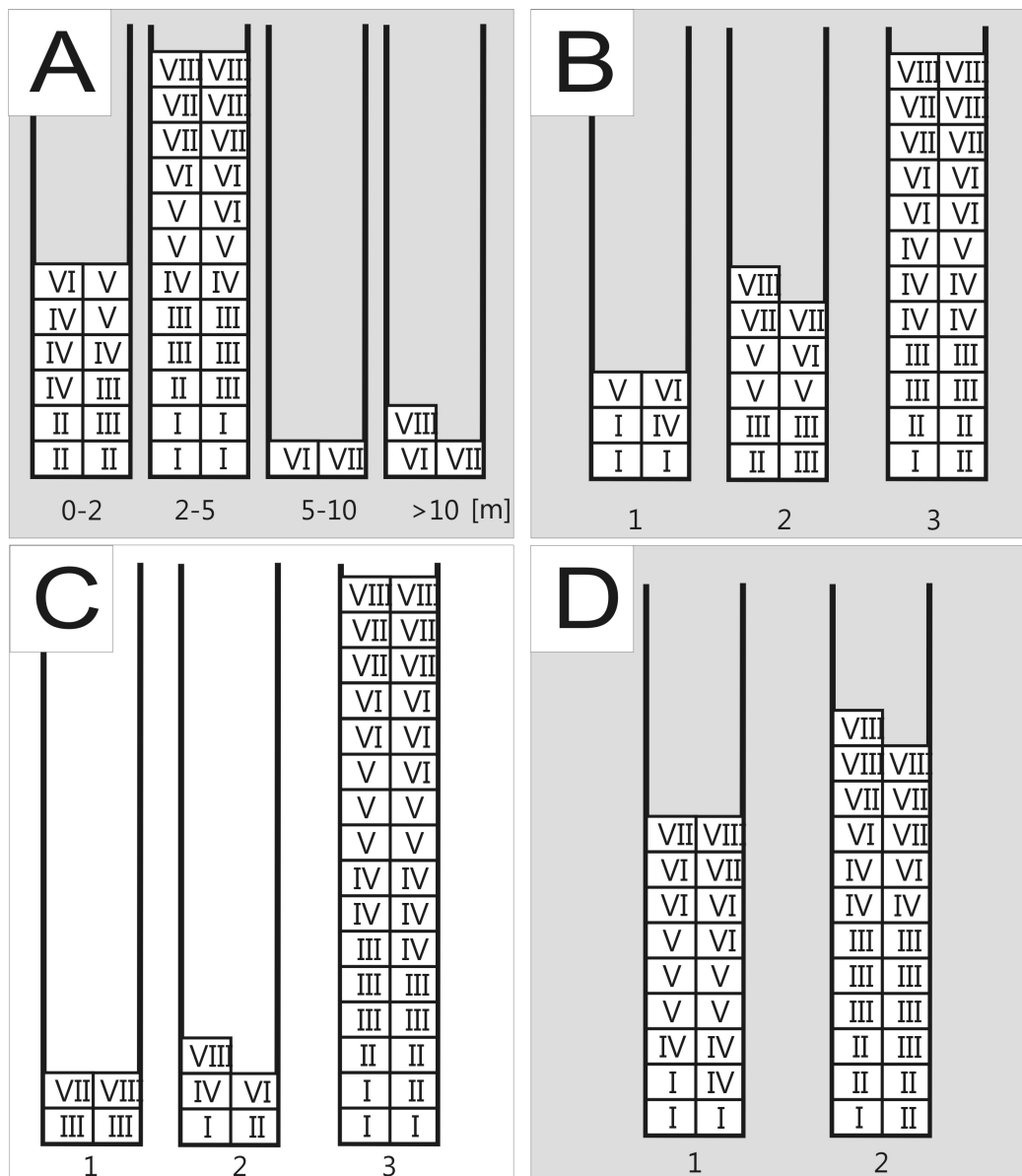


Rys. 48. Rozmieszczenie przestrzenne typów dynamiki zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce

1 – rzeki; 2 – badane poziomy wodonośne (piezometry); cyfra określa typ dynamiki zwierciadła wody podziemnej

Location of the types of groundwater table dynamic in central Poland

1 – rivers; 2 – examined aquifers (piezometers); digit shown type of groundwater table dynamic



Rys. 49. Związek wyróżnionych typów dynamiki zwierciadła wody podziemnej z cechami poziomów wodonośnych

A – głębokość średnia do wody (H_{sr}); B – położenie morfologiczne piezometru ujmującego poziom wodonośny: 1 – terasowe, 2 – stokowe, 3 – wysoczyznowe; C – rodzaj wodonośca: 1 – soczewki piasków, 2 – utwory węglanowe, 3 – piaski; D – izolacja poziomu wodonośnego: 1 – nieizolowany, 2 – izolowany; szare tło oznacza istotność statystyczną zależności na poziomie $\alpha = 0,05$; liczby rzymskie oznaczają typy dynamiki zwierciadła wody podziemnej

Relation between distinguished types of groundwater table dynamic and characteristics of aquifers

A – depth to groundwater table (H_{sr}); B – morphologic locations of piezometr drained the aquifer: 1 – terrace, 2 – slope, 3 – high plain; C – type of aquifer: 1 – lenses of sand, 2 – carbonate rocks, 3 – sands; D – isolation of the aquifers from the surface: 1 – unisolated, 2 – isolated; grey background means statistically significant relation on level $\alpha = 0,05$; roman digits shown the types of groundwater table dynamic

Tabela 8

Typy dynamiki zwierciadła wody podziemnej w świetle charakteryzujących je cech poziomów wodonośnych

Types of the dynamics of groundwater level according to features characterizing aquifers

Typ dynamiki Type of dynamic	H _{sr} [cm]	I	P
Typ 1	200–500	odkryty unconfined	terasowe terrace
Typ 2	<200	zakryty confined	wysoczyznowe high plain
Typ 3	200–500	zakryty confined	wysoczyznowe i stokowe high plain and slope
Typ 4	<200	odkryty i zakryty unconfined and confined	wysoczyznowe high plain
Typ 5	<500	odkryty unconfined	stokowe slope
Typ 6	200–500	odkryty unconfined	wysoczyznowe high plain
Typ 7	>500	odkryty i zakryty unconfined and confined	wysoczyznowe i stokowe high plain and slope
Typ 8	>200	zakryty confined	wysoczyznowe high plain

źródło: opracowanie własne

source: own work

oznaczenia jak w tab. 1

for symbols see Tab. 1

PODSUMOWANIE

Zagadnienie dynamiki płytkich wód podziemnych w przekroju wieloletnim nie było zbyt często w sposób kompleksowy poruszane przez autorów publikacji z zakresu hydrogeologii. Należy też podkreślić, że będzie to trudne także w najbliższych latach, a to ze względu na gruntowną reorganizację sieci posterunków pomiarowych wód podziemnych. Od początku obecnego stulecia Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej zaprzestał pomiarów w wielu piezometrach mających wieloletnie serie przekazując ciężar ich moni-

toringu do Państwowego Instytutu Geologicznego. Posterunki te, działające od roku 2006 w ramach sieci obserwacyjno-badawczej wód podziemnych PiG, tworzone były od początku lat 70. w związku z tym długość obserwacji rzadko przekracza 30 lat. W związku z przedstawioną sytuacją niniejszą pracę potraktować można jako swoiste podsumowanie półwiecza pomiarów wód podziemnych symbolicznie pieczętujące nie tylko wiek XX, ale także sieć pomiarową IMGW na badanym obszarze.

W pracy podjęto próbę kompleksowego opisu dynamiki zwierciadła płytkich wód podziemnych w środkowej Polsce. Zastosowano do tego techniki statystyczne znane z innych dziedzin, ale rzadko dotąd wykorzystywane w badaniach hydrogeologicznych. Szczegółowe wyniki analiz przedstawione zostały w poszczególnych rozdziałach monografii. Poniżej wypunktowane zostały najważniejsze, zdaniem autora, spostrzeżenia, które dotyczą problemów badawczych wymienionych we wprowadzeniu jako cele pracy.

1. Na większość cech dynamiki zwierciadła wody podziemnej najczęściej i najmocniej wpływa głębokość jego występowania. W największym stopniu różnicuje ona zachowanie poziomów wodonośnych w obrębie wahań sezonowych (wszystkie analizowane zmienne są od niej zależne), najmniejszy natomiast wpływ ma ona na skalę, kierunek i charakter wieloletnich tendencji stanu wypełnienia zbiorników wody podziemnej.

2. W świetle przeprowadzonych badań wydaje się, że przeceniany był dotąd wpływ rodzaju wodonośca na charakter wahań zwierciadła. W badanej próbie nie jest on większy niż innych charakterystyk opisujących warunki funkcjonowania zbiorników wód podziemnych. Przyczyny tego stanu rzeczy są dwojakie, a ich oddziaływanie sumuje się. Zauważmy bowiem, że zaznacza się on tylko przy wahaniami o dużej częstotliwości (zmienność krótkookresowa i sezonowa). Jednocześnie to właśnie tego rodzaju zmienność była analizowana we wcześniejszych latach głównie ze względu na relatywnie małą długość dostępnych wówczas ciągów pomiarowych. Wniosek ten należy jednak traktować ostrożnie ze względu na relatywnie niską liczebność analizowanych w pracy poziomów wodonośnych gromadzących wody utworach innych niż piaszczysto-żwirowe.

3. Rozkłady przestrzenne analizowanych charakterystyk nie wykazują wyraźnego uporządkowania. Zauważyć jednak można słabo zarysowaną tendencję do nieco innego kształtu i rytmu wahań występującą na obszarze odpowiadającym w dużej części zlewni Pilicy. Dotyczy to szczególnie wahań o większej częstotliwości. Może to być wynikiem specyfiki tego obszaru przejawiającej się niezbyt głęboko zalegającymi utworami starszego podłoża i występowaniem licznych kontaktów wód, które w nich krążą z płytkimi poziomami wodonośnymi (w osadach czwartorzędowych). Na odmienność tego terenu odnośnie dynamiki płytkich wód podziemnych zwracano już uwagę

(Jeż 1986; Jokiel 2004; Tomalski 2002, 2007).

4. Czas opadania zwierciadła wody podziemnej wzdłuż funkcji maksymalnego spadku od stanu maksymalnego do stanu minimalnego jest przeciętnie prawie dwukrotnie dłuższy od analogicznego czasu wznoszenia. Wpływ na to ma fakt, iż zasilanie odbywa się w sposób ciągły w przestrzeni (obszarowo), a drenaż – dyskretnie (liniowo i punktowo). W badanej próbie poziomów wodonośnych czas opadania jest również bardziej zróżnicowany, niż czas wznoszenia. Na dyspersję w tym szeregu mogą mieć wpływ zróżnicowane spadki i warunki zasilania (osady nieprzepuszczalne, głębokość występowania zwierciadła wody podziemnej, itp.).

5. Poziomy wodonośne badanego obszaru charakteryzują się słabo bądź bardzo słabo zaznaczoną sezonowością zmian ich wypełnienia. Wydaje się także, że w badanej próbie większa zmienność roczna wiąże się, ze stosunkowo małą zasobnością zbiorników wód podziemnych. Te bardziej zasobne posiadają zdecydowanie dłuższe rytmy wahań.

6. W środkowej Polsce, w przekroju wieloletnim, zaobserwowano względną trwałość wypełnienia poziomów wodonośnych. Ponad 70 % z nich nie wykazuje istotnych statystycznie tendencji do zmian położenia zwierciadła wody podziemnej. W pozostałych zbiornikach wód podziemnych prawie dwukrotnie liczniejsza była grupa, w której zanotowano istotne trendy do zmniejszania się zasobów wodnych. Wydaje się także, iż w skali wielolecia zwierciadło wody podziemnej jest najbardziej stabilne w listopadzie (najmniejsza liczba istotnych statystycznie tendencji), a najmniej – w grudniu i w lipcu.

7. Rozkłady empiryczne minimalnych rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej najlepiej aproksymują funkcje teoretyczne z dolnym ograniczeniem, podczas gdy dla maksimum lepsze są funkcje dwuparametryczne.

8. Amplituda 10 % kwantyli (przekroczenia i nieosiągnięcia) z reguły rośnie wraz z głębokością występowania poziomu wodonośnego. Niżej położone zbiorniki wód podziemnych mają zatem większą miąższość i zasobność. Niektóre z nich mogą być także „dwudzielne”. Dolna część funkcjonuje stale, podczas gdy górna zawodniona jest tylko w okresach wzmożonej alimentacji.

9. Ze względu na dynamikę zwierciadła płytkie wody podziemne w środkowej Polsce można podzielić na osiem typów. Zastosowane kryterium wydzielenia najlepszej liczby klas

potwierdziło jednocześnie istnienie wyraźnie hierarchicznej struktury podobieństwa badanych warstw wodonośnych. Poziomy wyróżnionych typów nie grupują się w przestrzeni, a charakter dynamiki zależy głównie od cech fizjograficz-

nych zbiorników wody podziemnej. Warto też podkreślić, że pewne zbiory cech poziomów wodonośnych są charakterystyczne dla określonego typu dynamiki.

LITERATURA

- Almedeij J., Al-Ruwaih F., 2006 – Periodic Behavior of Groundwater Level Fluctuations in Residential Areas. *J. Hydr.*, 328: 677-684.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1996 – Hydrologia ogólna. PWN, Warszawa: 298 ss.
- Bartnik A., 2005 – Odpływ niski w Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 91: 121 ss.
- Bartnik A., Jokiel P., 1997 – Zmiany odpływu na obszarze Polski w latach 1971-1990 w świetle analiz jednorodności szeregów przepływu rzek. *Wiad. IMGW*, XX, 4: 67-86.
- Bartnik A., Jokiel P., 2005 – Niektóre problemy zmian i zmienności rocznego hydrogramu przepływu rzecznego na podstawie Pilicy w Przedborzu. *Wiad. IMGW*, XXVIII, 2: 5-31.
- Bates B.C., Kundzewicz Z.W., Wu S., Palutikof J.P. (red.), 2008 – Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat, Geneva: 210 ss.
- Buczyński S., Staśko S., 2004 – Zmiany i tendencje zachodzące w gospodarce wodami podziemnymi na terenie Dolnego Śląska na przykładzie zlewni Bystrzycy. Mat. Konf. „Geologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry”. Wrocław: 165-176.
- Buczyński S., Staśko S., Tarka R., 2005 – Dynamika stanów wód podziemnych na przedpołu Sudetów na przykładzie stacji w Zebrzydowie. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, XII: 71-76.
- Byczkowski A., 1996 – Hydrologia, t. I. Wyd. SGGW, Warszawa: 375 ss.
- Caliński T., Harabasz J., 1974 – A Dendrite Method for Cluster Analysis. *Communications in Statistics – Simulation and Computation*, 3, iss. 1: 1-27.
- Cieśliński R., 2007 – Dynamika wód gruntowych. W: J. Fac-Beneda, R. Cieśliński (red.), Wody słownawych podmokłości delty Redy i Zagórskiej Strugi. GTN, Gdańsk: 107-120.
- Chełmicki W., 1991 – Reżim płytkich wód podziemnych w Polsce. *Rozpr. Habilit. UJ*, 218: 136 ss.
- Chia Y., Chiu J.J., Chiang Y., Lee T., Liu C., 2008 – Spatial and Temporal Changes of Groundwater Level Induced by Thrust Faulting. *Pure App. Geophys.*, 165: 5-16.
- Choiński A., 1988 – Zróżnicowanie i uwarunkowania zmienności przepływów rzek polskich. Wyd. UAM, Poznań: 99 ss.
- Chojnicki Z., Czyż T., 1978 – Analiza zmienności zróżnicowania przestrzeni społeczno-ekonomicznej Polski. W: Z. Chojnicki, T. Czyż, J. Parysek, W. Ratajczak (red.), Badania przestrzennej struktury społeczno-ekonomicznej Polski metodami czynnikowymi. PAN, Ser. Geogr., 1: 21-50.
- Chow V.T., Maidment D.R., Mays L.W., 1988 – Applied Hydrology. McGraw-Hill Book Company: 573 ss.
- Cleveland R.B., Cleveland W.S., McRae J.E., Terpenning I., 1990 – A Seasonal Trend Decomposition Procedure Based on LOESS. *J. Official Stat.*, 6: 3-33.
- Dąbrowski S., 1997 – Odnawialność trzeciorzędownego zbiornika wód podziemnych Wielkopolski. *Współ. Probl. Hydrogeol.*, VIII: 33-39.
- Degirmendżić J., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2004 – Changes of Air Temperature and Precipitation in Poland in the Period 1951-2000 and Their Relationship to Atmospheric Circulation. *Int. J. Climat.*, 24: 291-310.
- Drwal J., 1967 – O pierwszym poziomie wód gruntowych w strefie brzegowej południowego Bałtyku (na odcinku jezioro Gardno – jezioro Bukowo). *Zesz. Geogr. WSP w Gdańsku*, 9: 245-255.
- Drwal J., 1984 – Związki powierzchniowych i podziemnych wód lądowych oraz wód morskich. W: B. Augustowki (red.), Półwysep Pomorski. GTN, Ossolineum, Wrocław: 215-227.
- Dubicka M., 1991 – Opady atmosferyczne we Wrocławiu i ich związek z cyrkulacją atmosferyczną. *Pr. Inst. Geogr. UW, Ser. Fiz.*, VI: 55-84.
- Dynowska I., Pietrygowa Z., 1978 – Wieloletnie fluktuacje zwierciadła wód gruntowych w dorzeczu górnej Wisły. *Czas. Geogr.*, 49, 2: 169-175.
- Dynowska I., Pietrygowa Z., 1979 – Wahania stanów wód gruntowych w dorzeczu górnej Wisły. *Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys.*, XII: 103-120.
- Dynowska I., Tłałka A., 1978 – Hydrografia, cz. I. Skrypty Uczelniane UJ, 281, Kraków: 298 ss.

- Dyrektywa 2000/60/UE z dnia 23. 10. 2000 roku w sprawie ustanowienia ram dla działalności wspólnoty w dziedzinie polityki wodnej. Dz. Urz. UE L 327/1 z dn. 22. 12. 2000 r. Bruksela: 275-346.
- Engineer Manual 1110-2-1421, 1999 – Groundwater Hydrology. Engineering and Design. US Army Corps of Engineers, Washington DC: 122 ss.
- Ewert A., 1979 – Roczny przebieg temperatury powietrza w Polsce. *Prz. Geogr.*, LI, 4: 717-728.
- Fal B., 1993 – Zmienność odpływu z obszaru Polski w bieżącym stuleciu. *Wiad. IMGW*, XVI, 3: 3-19.
- Fortuniak K., 1996 – Roczny cykl klimatyczny. W: K. Kożuchowski (red.) *Klimat Szczecina i współczesne zmiany klimatyczne w rejonie Morza Bałtyckiego. Rozpr. i Stud. USz.*, 224: 32-44.
- Foster S.S.D., 1987 – Fundamental Concepts in Aquifer Vulnerability, Pollution Risk and Protection Strategy. W: W. van Duijvenbooden, H.G. van Waegeningh (red.), *Vulnerability of Soils and Groundwater to Pollution*. TNO Committee on Hydrological Research, The Hague, Proceedings and Information, 38: 69-86.
- Gilliand J.A., 1969 – A Rigid Plate Model of the Barometric Effect. *J. Hydr.*, 7: 233-245.
- Glazik R., 1970 – Stosunki wodne powiatu wrocławskiego. *Prz. Geogr.*, XLII, 4: 661-684.
- Gupta H.K., 2001 – Short-term Earthquake Forecasting May be Feasible at Koyna, India. *Tectonophysics*, 338: 353-357.
- Gutry-Korycka M., 1978 – Zasilanie podziemne rzek polskich. *Prz. Geofiz.*, XXIII, 2: 79-98.
- Gutry-Korycka M., 1984 – Analiza i modele struktury hydrologicznej Polski. *Rozpr. UW*, 246: 218 ss.
- Gutry-Korycka M. (red.), 1996 – *Studia nad wpływem globalnych zmian klimatu na obieg wody w zlewni*. Uniwersytet Warszawski, WGi-SR, Warszawa: 184 ss.
- Guzik M., Liszka P., Pacholewski A., 1999 – Interpretacja wieloletnich wyników pomiarów zwierciadła wód podziemnych wybranych poziomów wodonośnych regionu Śląsko-Krakowskiego. *Współ. Probl. Hydrogeol.*, IX: 89-104.
- Imaizumi M., Ishida S., Tuchiara T., 2006 – Long-term Evaluation of the Groundwater Recharge Function of Paddy Fields Accompanying Urbanization in The Nobi Plain, Japan. *Paddy Water Environ.*, 4: 251-263.
- Itaba S., Koizumi N., 2007 – Earthquake-related Changes in Groundwater Levels at Dogo Hot Spring, Japan. *Pure App. Geophys.*, 164: 2397-2410.
- Janiec B., 1984 – Wody podziemne w strefie południowo-zachodniej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. Wyd. Geol., Warszawa: 137 ss.
- Jaworski J., 1963 – Transpiracja i parowanie młodych drzew topolowych na tle innych czynników bilansu wodnego. *Pr. PIHM*, 83: 30 ss.
- Jaworski J., 1993 – Potencjalne zmiany klimatu a obieg wody w zlewni Utraty. *Wiad. IMGW*, XVI, 2: 51-73.
- Jeż G., 1986 – Próba oceny wieloletniej zmienności zwierciadła wód podziemnych w regionie łódzkim. W: A. Kaniecki (red.), *Mat. Ogólnopolskiej Konf. Hydrograficznej*, UAM Poznań 15-17 IX 1986: 131-136.
- Jeż G., 1992 – Przestrzenna struktura zmian odpływu w Polsce w latach 1951-1980. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 16: 85-104.
- Jokiel P., 1994 – Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 66-67: 236 s.
- Jokiel P., 2002 – Woda na zapleczu wielkiego miasta. IMGW, Warszawa: 148 ss.
- Jokiel P., 2004 – Zasoby wodne środkowej Polski na progu XX wieku. Wyd. UŁ, Łódź: 114 ss.
- Jokiel P., 2007 – Zmiany, zmienność i ekstremalne sumy parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej w Łodzi w drugiej połowie XX wieku. W: P. Jokiel (red.), *Zjawiska ekstremalne i zdarzenia nadzwyczajne w środkowej Polsce*. Wyd. UŁ, Łódź: 63-87.
- Jokiel P., Bartnik A., 2001 – Zmiany w sezonowym rozkładzie odpływu w środkowej Polsce w wieloleciu 1951-1998. *Wiad. IMGW*, XXIV, 2: 3-17.
- Jokiel P., Moniewski P., 2000 – Warunki gromadzenia i drenażu oraz kierunki ochrony zasobów wód podziemnych w strefie podmiejskiej Łodzi na przykładzie zlewni Dzierżaznej. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 5: 29-48.
- Jokiel P., Tomalski P., 2009 – Krzywe maksymalnego spadku i wzrostu stanów wód podziemnych i wydajności źródeł. W: R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*. FRUG, Gdańsk: 361-372.
- Kachnic M., 2007 – Profil geologiczny i zmiany położenia zwierciadła wody w piezometrze Stacji Bazowej w Koniczynie k. Torunia. Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego. Biblioteka Monitoringu Środowiska. PIOŚ, Warszawa: 143-150.
- Kaczmarek Z., 1970 – Metody statystyczne w hydrologii i meteorologii. WKiŁ, Warszawa: 312 ss.

- Kaczmarek Z., 1996 – Wpływ niestacjonarności globalnych procesów geofizycznych na zasoby wodne Polski. *Monogr. KGW PAN*, 12: 96 ss.
- Kaniecki A., 1982 – Pojemność retencyjna i zmienność zasobów wodnych małej zlewni nizinnej na przykładzie dorzecza Wrześnicy. Wyd. UAM, Poznań: 142 ss.
- Kazimierski B., 1999 – Dynamika stanów wód pięt trzeciorzędowego centralnej części Niekie Mazowieckiej. *Współ. Probl. Hydrogeol.*, IX: 431-434.
- Kite G.W., 1988 – Frequency and Risk Analyses in Hydrology. Water Resources Publications. Littleton, Colorado: 257 ss.
- Kleczkowski A.S. (red.), 1990a – Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) w Polsce – własności hydrogeologiczne, jakość wód, badania modelowe i poligonowe. Wyd. AGH, Kraków: 120 ss.
- Kleczkowski A.S. (red.), 1990b – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony. Wyd. AGH, Kraków: 1 mapa, 37 ss.
- Koehne W., 1948 – Grundwasserkunde. Stuttgart: 314 ss.
- Kolago C., 1970 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Kondracki J., 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa: 441 ss.
- Konieczny S., Kudlaszyk M., Żurawski M., 1970 – Niektóre elementy stosunków wodnych zlewni Strumienia Junikowskiego. UAM, Zakład Hydrografii IG, Poznań: 57 ss.
- Konoplancew A.A., 1970 – Wiekowyje i wieloletnie kolebania urownia gruntowych wód na terytorii SSSR. *Waprosy izuczenia i prognoza reżima podziemnych wód*, 25: 34-59.
- Konoplancew A.A., Siemionow S.M., 1979 – Prognozowanie i kartograficzne odwzorowanie reżimu wód gruntowych. Wyd. Geol., Warszawa: 235 ss.
- Kowalczak P., 2001 – Hierarchia potrzeb obszarowych małej retencji w dorzeczu Warty. IMGW, Warszawa: 124 ss.
- Kowalewski S.W., 1983 – Mnogoletniaja izmienčiwost riesursow podziemnych wod. Nauka, Moskwa: 206 ss.
- Kowska A., 1962 – Wahania zwierciadła górnego horyzontu wody podziemnej. *Prz. Geogr.*, 34, 2: 281-295.
- Kowalski J., 1987 – Hydrogeologia z podstawami geologii. PWN, Warszawa: 350 ss.
- Kozieł S.R., 2000 – Zagadnienie analizy trendu w opracowaniach klimatologicznych. *Wiad. IMGW*, XXIII, 4: 19-29.
- Kożuchowski K. (red.), 2000 – Pory roku w Polsce. Wyd. UŁ, Łódź: 147 ss.
- 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: 47-57.
- 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: 25-45.
- Kożuchowski K., 2004c – Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską i jej wpływ na warunki klimatyczne. W: K. Kożuchowski (red.), Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce. Wyd. Biblioteka, Łódź: 69-88.
- Kożuchowski K., Wibig J., 1988 – Kontynentalizm pluwiálny w Polsce: zróżnicowanie geograficzne i zmiany wieloletnie. *Acta Geogr. Lodz.*, 55: 106 ss.
- Krogulec E., 2003 – Dynamics of Groundwater Table Changes in the Area of The Kampinoski National Park and its Protection Zone. *Int. J. Ecohydr. & Hydrobiol.*, 3, 3: 273-278.
- Krogulec E., 2004 – Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia. Wyd. UW, Warszawa: 178 ss.
- Lenartowicz M., 2007 – Zmienność stanów wód podziemnych i odpływu w zlewni ZMŚP „Pożary”. *Pr. i St. Geogr.*, 38: 117-128.
- Leszkiewicz J., Rózkowski J., Tyc A., 1991 – Dynamika zmian zwierciadła wód podziemnych poziomu górnopolskiego i jej związek z opadami atmosferycznymi na przykładzie wybranych studni położonych na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej (wyniki wstępne). W: Mat. Konf. Hydrograf. „Przeobrażenia stosunków wodnych na obszarach silnej antropopresji 16-18 IX 1991, Sosnowiec: 26-43.
- Lorenc H., 1994 – Ocena zmienności temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w okresie 1901-1993 na podstawie obserwacji z wybranych stacji meteorologicznych w Polsce. *Wiad. IMGW*, XVII, 4: 43-60.
- Macioszczyk T., Szestakow W.M., 1983 – Dynamika wód podziemnych – metody obliczeń. Wyd. Geol., Warszawa: 165 ss.
- Majewski J., 1966 – Hydrogeologia. Wyd. Geol., Warszawa: 356 ss.

- Maksymiuk Z., 1970 – Hydrografia dorzecza Grabii. *Acta Geogr. Lodz.*, 25: 102 ss.
- Maksymiuk Z., 1971 – Dynamika wód w dolinie Pilicy na odcinku Sulejów–Smardzewice. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 29: 51-58.
- Maksymiuk Z., 1977 – Wody gruntowe i strefy ich wpływu na powierzchnie w regionie łódzkim. *Zesz. Nauk. UŁ.*, II, 5: 39-52.
- Maksymiuk Z., 1979 – Warunki występowania wód podziemnych i strefy ich kontaktu z wodami powierzchniowymi w regionie łódzkim. *Zesz. Nauk. UŁ.*, II, 21: 123-129.
- Maksymiuk Z., 1998 – Wody. W: J.K. Kurowski (red.), *Park Krajobrazowy Wzniesień Łódzkich*. Wyd. EKO-WYNIK, Łódź: 23-30.
- Małecka D., Małecki J.J., 1998 – Warunki hydrogeologiczne i hydrochemiczne oraz określenie działań mających na celu ochronę rezerwatu „Niebieskie Źródła”. *Monogr. KGW PAN*, 14: 67 ss.
- Małecka D., Witkowski A., 1981 – Czynniki warunkujące reżim wód gruntowych w utworach aluwialnych doliny Białego Dunajca. *Biul. Geol.*, 24: 277-299.
- Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:200 000, 1984-1990 – Wyd. Geol., Warszawa.
- Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, 1996-2004 – PIG, Warszawa.
- Markham Ch.G., 1970 – Seasonality in the Precipitation in The United States. *Ann. Ass. Amer. Geogr.*, 3: 593-597.
- Matthess G., Ubell K., 1983 – Allgemeine Hydrogeologie Grundwasserhaushalt. Gebrüder Borntraeger, Berlin: 438 ss.
- Mikulski Z., 1963 – Zarys hydrografii Polski. PWN, Warszawa: 288 ss.
- Milo W., 1990 – Szeregi czasowe. PWE, Warszawa: 230 ss.
- Mitosek H.T., 2003 – Problemy hydrologii stochastycznej. Procesy stochastyczne, pola losowe i momenty liniowe. Wyd. Akad. Świętokrzyskiej, Kielce: 183 ss.
- Moniewski P., 2004 – Źródła okolic Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 87: 140 ss.
- Montgomery D.R., Manga M., 2003 – Streamflow and Water Well Responses to Earthquakes. *Science*, 300: 2047-2049.
- Moszczyńska J., 1986 – Hydrologia dorzecza Wolbórki. *Acta Geogr. Lodz.*, 46: 146 ss.
- Nielsen P., 1990 – Tidal Dynamics of The Water Table in Beaches. *Water Res.*, 26: 2127-2134.
- Norcliffe G.B., 1986 – Statystyka dla geografów. PWN, Warszawa: 258 ss.
- Nowak A., 2007 – Wpływ opadów atmosferycznych i temperatury powietrza na wahania stanów wód gruntowych w profilu Buk–Skórzewo–Poznań–Szczepankowo w latach 1961-1983. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 58: 159-168.
- Nowicki Z. (red.), 2007 – Wody podziemne miast wojewódzkich Polski. PIG, Warszawa: 280 ss.
- Objaśnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:200 000, 1984-1990 – Wyd. Geol., Warszawa.
- Orsztynowicz J., 1987a – Rodzaje wód podziemnych i ich regionalizacja. Mapa w skali 1:1 500 000. W: J. Stachy (red.), *Atlas hydrologiczny Polski*. Tom I. Wyd. Geol., Warszawa: 79 ss.
- Orsztynowicz J., 1987b – Wody podziemne. W: J. Stachy (red.), *Atlas hydrologiczny Polski*. Tom II. Wyd. Geol., Warszawa: 131 ss.
- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1994 – Hydrologia stosowana. Wyd. PWN, Warszawa: 324 ss.
- Paczyński B., 1977 – Regionalizacja ogólna wód podziemnych Polski. *Kwart., Geol.*, 21, 4: 831-852.
- Paczyński B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski, 1:500 000, cz. II. Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Wyd. PAE SA, Warszawa: 12 map, 29 ss.
- Paczyński B., Jarząbek H., Łodziński S., Między J., 1976 – Zasoby zwykłych wód podziemnych. W: J. Malinowski (red.), *Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystanie w Polsce*, 1:500 000, cz. 1. Inst. Geol., Warszawa.
- Paczyński B., Sadurski A., 2007 – Hydrogeologia regionalna Polski, t I. Wody słodkie. PIG, Warszawa: 542 ss.
- Parysek J.J., 1982 – Modele klasyfikacji w geografii. *Wyd. UAM, Ser. Geogr.*, 31: 224 ss.
- Parysek J.J., Ratajczak W., 1978 – Analiza głównych składowych cech charakteryzujących właściwości społeczno-ekonomiczne i środowisko geograficzne Polski w 1970 roku. W: Z. Chojnicki, T. Czyż, J. Parysek, W. Ratajczak (red.), *Badania przestrzennej struktury społeczno-ekonomicznej Polski metodami czynnikowymi*. PAN, Ser. Geogr., 11: 83-106.
- Paślawski Z., 1994 – Zasoby wodne dorzecza Warty i możliwość zmiany ich wielkości w następstwie ocieplenia klimatu. *Gosp. Wodna*, 12: 275-277.
- Paszczyk J., 1973 – Analiza wahań zwierciadła wód podziemnych w obszarze wschodnim Polski. *Prz. Geogr.*, XLV, 3: 599-610.
- Pazdro Z., 1983 – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa: 575 ss.

- Pietrucień C., 1969 – Dynamika wód gruntowych w strefie brzegowej morza na przykładzie wybranych odcinków polskiego wybrzeża. *St. Soc. Sci. Torun.*, C, VII, 1: 82 ss.
- Pietrygowa Z., 1989 – Wody gruntowe doliny Wisły między Oświęcimiem, a Sandomierzem (wahania stanów). *St. Ośr. Dok. Fizjogr.*, XVII: 101-134.
- Pleczyński J., 1981 – Odnawialność zasobów wód podziemnych. Wyd. Geol., Warszawa: 252 ss.
- Pociask-Karteczka J., 1995 – Założenia metodyczne regionalizacji hydrologicznej na przykładzie dorzecza górnej Wisły. *Rozpr. Habilit. UJ*, 291: 95 ss.
- Pociask-Karteczka J. 2003 (red.), – Zlewnia. Właściwości i procesy. IGiGP UJ, Kraków: 288 ss.
- Podstawczyńska A., 2007 – Okresy suche i wilgotne w Łodzi w XX wieku. W: P. Jokiel (red.), Zjawiska ekstremalne i zdarzenia nadzwyczajne w środkowej Polsce. Wyd. UŁ, Łódź: 9-26.
- Pruchnicki J., 1987 – Metody opracowań klimatologicznych. PWN, Warszawa: 203 ss.
- Roeloffs E.A., 1998 – Persistent Water Level Changes in Well Near Parkfield, California Due to Local and Distant Earthquakes. *J. Geoph. Res.*, 103: 869-889.
- Rogoż M., 2007 – Dynamika wód podziemnych. GIG, Katowice: 706 ss.
- Rotnicka J., 1988 – Taksonomiczne podstawy klasyfikacji reżimu rzecznego. Wyd. UAM, Ser. Geogr., 40: 130 ss.
- Sawicki J., 1986a – Hydrogeologiczne i geomorfologiczne uwarunkowania wahań zwierciadła wód podziemnych. *Czas. Geogr.*, LVII, 4: 493-508.
- Sawicki J., 1986b – Wpływ warunków środowiska naturalnego na elementy bilansu wód podziemnych Polski południowo-zachodniej (bez terenów górskich). *Pr. Nauk. Inst. Geotechn. Polit. Wrocł.*, 49: 159-165.
- Sawicki J., 1987 – Charakterystyczne typy bilansu wodnego najpłytszych horyzontów wodonośnych w południowo-zachodniej Polsce. *Czas. Geogr.*, LVIII, 4: 425-438.
- Shamsudduha M., Chandler R.E., Taylor R.G., Ahmet K.M., 2009 – Recent Trends in Groundwater Levels in a Highly Seasonal Hydrological System: The Ganges–Brahmaputra–Meghna Delta. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 6: 4125-4154.
- Siemionow S.M., Iskandarow N., Miecznicki I., Pich I., 1978 – Badania i metodyka prognozowania stanów wód gruntowych. *Kwart. Geol.*, 23, 4: 861-878.
- Skibniewski L., 1957 – Wahania stanów wód gruntowych w okresie 1947-1954. W: L. Skibniewski (red.), Wody gruntowe w Polsce w okresie 1947-1954. *Prace PIHM*, 45: 33-42.
- Słownik współczesnego języka polskiego, 1996 – Wyd. Wilga, Warszawa: 1393 ss.
- Somorowska U., 2001 – Wieloletni rytm zmian opadów, stanów wód podziemnych i przepływów w małej zlewni nizinnej. *Prz. Geofiz.*, 46: 23-36.
- Somorowska U., 2003 – Risk Assessment of Occurrence of Extreme Groundwater Levels, Discharge and Soil Moisture Strategies. *Int. J. Ecohydrol. & Hydrobiol.*, 3, 3: 311-321.
- Somorowska U., 2006 – Wpływ stanu retencji podziemnej na proces odpływu w zlewni nizinnej. Wyd. UW., Warszawa: 152 ss.
- Stachý J. (red.), 1987 – Atlas hydrologiczny Polski. Tom I. Wyd. Geol., Warszawa: 79 ss.
- Stachý J., Biernat B., Dobrzyńska I., 1979 – Odpływ rzek polskich w latach 1951-1970. *Mat. Bad. IMGW, Ser. Spec.*, 6: 71 ss.
- Stolarska M., 2008 – Sezonowe zmiany zasobów i podstawowych właściwości fizykochemicznych wód małej zlewni nizinnej. *Acta Geogr. Lodz.*, 94: 97 ss.
- Szalkiewiczówna B., 1963 – Zmiany równowagi hydrodynamicznej zwierciadła wód podziemnych w strefie krawędzi morfologicznej (przykład z Wyżyny Lubelskiej). *Ann. UMCS, B, XVIII*, 13: 265-273.
- Szczepański A., 1977 – Dynamika wód podziemnych. Wyd. Geol., Warszawa: 151 ss.
- Tarka R., 1997 – Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych na wybranych przykładach z obszaru Sudetów i na ich przedpolu na tle warunków opadowych. *Współ. Probl. Hydrogeol.*, VIII: 393-396.
- Theuss T., 2009 – Monitoring stanu wód podziemnych. (http://geoinfo.amu.edu.pl/wngig/ig/UAM_Hydro/Theuss/Menu01.htm)
- Tomalski P., 2002 – Dynamika stanów wód podziemnych w środkowej Polsce w wieloleciu 1951-1998. Maszynopis pracy magisterskiej, UŁ: 92 ss.
- Tomalski P., 2007 – Ekstremalne stany wód podziemnych w środkowej Polsce w wieloleciu 1951-2000. W: P. Jokiel (red.), Zjawiska ekstremalne i zdarzenia nadzwyczajne w środkowej Polsce. Wyd. UŁ, Łódź: 131-150.
- Tomaszewski E., 2001 – Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971-1990. *Acta Geogr. Lodz.*, 79: 149 ss.

- Tomaszewski J.T., 1990 – Charakter wahań zwierciadła górnego poziomu wód podziemnych. Na przykładach z południowo-zachodniej i środkowej Polski. *St. Geogr. Univ. Wrocł.*, XLIX: 227 ss.
- Turner I.L., 1998 – Monitoring Groundwater Dynamic in the Littoral Zone at Seasonal, Storm, Tide and Swash Frequencies. *Costal Engin.*, 35: 1-16.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 238 ss.
- Twardosz R., Niedźwiedź T., 2001 – Influence of Synoptic Situations on the Precipitation in Krakow (Poland). *Int. J. Climat.*, 21: 467-481.
- Ubell K., 1958 – Measurement of Evaporation Losses From Larger Water-Surface by the Aid of Evaporationpans. *Időjaras*, 62: 26-38.
- Wakita H., 1975 – Water Wells as Possible Indicators of Tectonic Strain. *Science*, 189: 553-555.
- Węglarczyk S., 1998 – Wybrane problemy hydrologii stochastycznej. Polit. Krak. Ser. Inż. Sanit. i Wod., Monogr., 235: 214 ss.
- Wibig J., 1990 – Metody analiz klimatologicznych. W: K. Kożuchowski (red.), Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych. Wyd. UŁ, Łódź: 98-202.
- Wibig J., 2001 – Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie. Wyd. UŁ, Łódź: 208 ss.
- Wieczysty A., 1982 – Hydrogeologia inżynierska. PWN, Warszawa: 1070 ss.
- Więckowska H., 1960 – Strefowość geograficzna pierwszego horyzontu wód podziemnych. *Prz. Geogr.*, XXXII, 1-2: 35-61.
- Więckowska H., 1961 – O diagnozie charakteru działów wód podziemnych. *Prz. Geofiz.*, VI, 4: 225-241.
- Wilgat T., Michalczyk Z., Paszczyk J., 1984 – Płytkie wody podziemne w obszarze związanym z centralnym rejonem Lubelskiego Zagłębia Węglowego. UMCS Inst. Nauk o Ziemi, Lublin: 71 ss.
- Wishart D., 1969 – An Algorithm for Hierarchical Classifications. *Biometrics*, 22, 1: 165-170.
- Wróbel J., 1974 – Wahania pierwszego poziomu wód podziemnych na obszarze Wysoczyzny Zielonogórskiej i przyległych dolinach. Zesz. Nauk. WSI w Zielonej Górze, 27, Budownictwo, 4: 207-232.
- Yakimova S.V., 2005 – Regularities in the Formation of Groundwater Level Regime in Moscow Region. *Water Res.*, 32, 4: 359-364.
- Yule G.U., Kendall M.G., 1966 – Wstęp do teorii statystyki. PWN, Warszawa: 683 ss.
- Zieliński R., Zieliński W., 1990 – Tablice statystyczne. PWN, Warszawa: 456 ss.
- Żurawski M. (red.), 1982a – Przyrodnicza analiza zasobności wodnej obszaru gminy Września. Wyd. UAM, Poznań: 96 ss.
- Żurawski M., 1982b – Rów Poznania w gospodarce wodnej regionu. Wyd. UAM, Poznań: 44 ss.

SPIS ILUSTRACJI

Rysunki

1. Ideogram elementów składowych dynamiki wód podziemnych
2. Regionalizacja hydrogeologiczna słodkich wód podziemnych wg Paczyńskiego (1995)
3. Regionalizacja słodkich wód podziemnych w Polsce wg Paczyńskiego i Sadurskiego (2007)
4. Lokalizacja studni ujmujących badane poziomy wodonośne
5. Struktura badanej grupy poziomów wodonośnych w świetle regionalizacji fizycznogeograficznej i hydrogeologicznej
6. Struktura badanej grupy poziomów wodonośnych w świetle ich podstawowych cech hydrogeologicznych
7. Przedział czasowy badanych szeregów w wieloleciu 1951–2000
8. Jednorodność badanych ciągów pomiarowych stanu wody podziemnej
9. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w wieloleciu 1951–2000 w przykładowych studniach mających niejednorodne ciągi obserwacji
10. Roczne współczynniki zmienności głębokości do zwierciadła wody (c_{vr}) w poziomie wodonośnym ujmowanym przez studnię w Witkowie
11. Struktura próbek badanych poziomów wodonośnych w świetle podstawowych charakterystyk głębokości do zwierciadła wody podziemnej
12. Rozmieszczenie przestrzenne współczynnika zmienności głębokości do zwierciadła wody podziemnej
13. Rozmieszczenie przestrzenne współczynnika autokorelacji cotygodniowych głębokości do zwierciadła wody podziemnej
14. Rozmieszczenie przestrzenne współczynnika autokorelacji średnich rocznych głębokości do zwierciadła wody podziemnej
15. Współczynnik autokorelacji średnich rocznych głębokości zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$ (R_{alr}) w funkcji współczynnika autokorelacji przy przesunięciu $k = 1$ (R_{alt})
16. Współczynnik zmienności (c_v) głębokości do zwierciadła wody podziemnej w funkcji głębokości średniej (H_{sr})
17. Struktura badanych poziomów wodonośnych w świetle średniego tygodniowego wzniosu zwierciadła wody podziemnej
18. Rozmieszczenie przestrzenne średnich tygodniowych wzniosów zwierciadła wody podziemnej ($\Delta H_{w, sr}$) w środkowej Polsce
19. Przykłady aproksymowanych typów funkcji obwiedni wzniosu
20. Przykłady aproksymowanych typów funkcji maksymalnego wzniosu
21. Zróżnicowanie czasu wznoszenia zwierciadła wody od stanu minimalnego do stanu maksymalnego
22. Struktura badanych poziomów wodonośnych w świetle średniego tygodniowego spadku zwierciadła wody podziemnej
23. Rozmieszczenie przestrzenne średnich tygodniowych spadków zwierciadła wody podziemnej ($\Delta H_{s, sr}$) w środkowej Polsce
24. Przykłady aproksymowanych typów funkcji obwiedni spadku
25. Przykłady aproksymowanych typów funkcji maksymalnego spadku
26. Zróżnicowanie czasu spadku zwierciadła wody od stanu maksymalnego do stanu minimalnego
27. Zależność czasu spadku zwierciadła wody podziemnej od jego średniej głębokości w badanych poziomach wodonośnych
28. Związek średniego tygodniowego wzniosu zwierciadła wody podziemnej i średniego tygodniowego spadku zwierciadła wody podziemnej w badanych poziomach wodonośnych
29. Związek między czasem wznoszenia zwierciadła wody podziemnej (T_w), a czasem jego opadania (T_s) w badanych poziomach wodonośnych
30. Rozmieszczenie i liczebność (n) wyróżnionych typów krótkookresowej dynamiki (typ K) zwierciadła wody podziemnej
31. Struktura badanych poziomów wodonośnych w świetle charakterystyk zmienności sezonowej rzędnej zwierciadła wody podziemnej
32. Związek między indeksem sezonowości Markhama (IS), a wkładem rocznej harmoniki w całkowitą dyspersję w szeregach rzędnych zwierciadła wody podziemnej (WRH)
33. Średnie miesięczne rzędne zwierciadła wody podziemnej (H') w poziomie wodonośnym ujmowanym przez studnię w Czerwonej Wsi
34. Średnie miesięczne rzędne zwierciadła wody podziemnej (H') w poziomie wodonośnym ujmowanym przez studnię w Mostkach
35. Pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce
36. Miary sezonowości rzędnych zwierciadła wody podziemnej w funkcji jego średniej głębokości (H_{sr})
37. Częstość kierunków trendów w szeregach średnich rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej poziomów wodonośnych środkowej Polski
38. Zróżnicowanie współczynników kierunkowych trendów liniowych rzędnej zwierciadła wody pod-

- ziemnej w poszczególnych miesiącach i w roku (wielolecie 1951–2000)
39. Kierunki i istotność trendów liniowych średnich rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce
 40. Liczba poziomów wodonośnych (n) o istotnych statystycznie ($\alpha = 0,05$) współczynnikach kierunkowych trendu liniowego w poszczególnych miesiącach i w roku (wielolecie 1951–2000)
 41. Rozkłady prawdopodobieństwa minimów rocznych
 42. Rozkłady prawdopodobieństwa maksimów rocznych
 43. Amplituda 10 % kwantyli rozkładu prawdopodobieństwa (przekroczenia i nieosiągnięcia) rzędnych zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce
 44. Współczynniki autokorelacji ekstremalnych rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce
 45. Dendrogram podobieństwa dynamiki zwierciadła wody podziemnej – grupowanie metodą Warda
 46. Wartości kryterium VRC
 47. Wyróżnione typy dynamiki zwierciadła wody podziemnej w układzie dwu pierwszych składowych oraz przebiegu wahań rocznych i wieloletnich
 48. Rozmieszczenie przestrzenne typów dynamiki zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce
 49. Związek wyróżnionych typów dynamiki zwierciadła wody podziemnej z cechami poziomów wodonośnych

Tabele

1. Istotność statystyczna związków między wybranymi charakterystykami dynamiki zwierciadła wody podziemnej i cechami poziomów wodonośnych (test χ^2)
2. Istotność statystyczna związków między wybranymi charakterystykami wzniosu zwierciadła wody podziemnej i cechami poziomów wodonośnych (test χ^2)
3. Istotność statystyczna związków między charakterystykami spadku zwierciadła wody podziemnej i cechami poziomu wodonośnego (test χ^2)
4. Istotność statystyczna związków między charakterystykami zmienności sezonowej położenia zwierciadła wody podziemnej i cechami poziomu wodonośnego (test χ^2)

5. Funkcje gęstości prawdopodobieństwa oraz cechy wybranych teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa
6. Istotność statystyczna związków między typem funkcji aproksymującej rozkłady minimów (Rmin) i maksimów (Rmax) rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej oraz cechami poziomu wodonośnego (test χ^2)
7. Udziały procentowe zmiennych oryginalnych w pierwszych trzech składowych głównych
8. Typy dynamiki zwierciadła wody podziemnej w świetle charakteryzujących je cech poziomów wodonośnych

Załączniki

1. Regionalizacja hydrogeologiczna słodkich wód podziemnych wg Paczyńskiego (1995)
2. Położenie piezometrów (studni) w świetle regionalizacji fizycznogeograficznej Kondrackiego (1998)
3. Badane poziomy wodonośne w świetle regionalizacji hydrogeologicznych
4. Podstawowe charakterystyki hydrogeologiczne badanych poziomów wodonośnych
5. Podstawowe charakterystyki statystyczne głębokości do zwierciadła wody podziemnej
6. Charakterystyki wzniosu zwierciadła wody podziemnej w badanych poziomach wodonośnych
7. Charakterystyki spadku zwierciadła wody podziemnej w badanych poziomach wodonośnych
8. Charakterystyki zmienności sezonowej położenia zwierciadła wody podziemnej w badanych poziomach wodonośnych
9. Współczynniki kierunkowe trendu liniowego wysokości zwierciadła wody podziemnej nad poziomem morza dla roku i poszczególnych miesięcy w badanych poziomach wodonośnych
10. Parametry rozkładów i kwantyle prawdopodobieństwa najniższych rzędnych zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce
11. Parametry rozkładów i kwantyle prawdopodobieństwa najwyższych rzędnych zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce
12. Autokorelacje najniższych i najwyższych rocznych stanów zwierciadła wody podziemnej w poziomach wodonośnych środkowej Polski
13. Wybrane statystyki zmiennych w ramach poszczególnych typów dynamiki zwierciadła płytkich wód podziemnych w środkowej Polsce

THE DYNAMICS OF SHALLOW GROUNDWATER RESOURCES IN THE ŁÓDŹ REGION AND NEIGHBOURING AREAS

SUMMARY

LIST OF ILLUSTRATIONS

- | Figures | |
|--|--|
| 1. Ideograph of the components of dynamics of groundwater | 20. Examples of fitted types of maximum increase functions |
| 2. Hydrogeologic regionalization of fresh groundwater by Paczyński (1995) | 21. Differentiation of time of increase between minimum and maximum level of groundwater table |
| 3. Regionalization of fresh groundwater in Poland by Paczyński and Sadurski (2007) | 22. Structure of analyzed aquifers according to weekly average decrease of groundwater table |
| 4. Location of piezometers draining examined aquifers | 23. Spatial location of weekly average decrease of groundwater table ($\Delta H_{\text{śr}}$) in central Poland |
| 5. Structure of analyzed aquifers according to the geographical and hydrogeological regionalization | 24. Examples of fitted types of envelop functions of decrease |
| 6. Structure of analyzed aquifers according to basic hydrogeological characteristics | 25. Examples of fitted types of maximum decrease functions |
| 7. Time brackets of measurements in examined time series in period 1951–2000 | 26. Differentiation of time of decrease between maximum and minimum level of groundwater table |
| 8. Homogeneity of examined time series of groundwater level | 27. Relation between time of decrease of groundwater table and average depth to groundwater level in examined aquifers |
| 9. Groundwater table changes in exampld piezometers with non homogeneous time series in period 1951–2000 | 28. Relation between average increase of groundwater table and weekly average decrease of groundwater table in examined aquifers |
| 10. Yearly variability coefficients of groundwater level (c_{vr}) in aquifer drained by well located in Witkowo | 29. Relation between time of increase of groundwater level (T_{w}) and time of decrease of groundwater level (T_{s}) |
| 11. Structure of analyzed aquifers according to basic characteristics of depth to groundwater table | 30. Location and number (n) of derived types of short-term dynamics (typ K) of groundwater table |
| 12. Spatial location of variability coefficient of depth to groundwater table | 31. Structure of analyzed aquifers according to characteristics of seasonal variability of groundwater level |
| 13. Spatial location of autocorrelation coefficient of weekly depth to groundwater table | 32. Relation between Markham's index of seasonality (IS) and input of annual harmonics in total dispersion of time series of groundwater table ordinate basis of Fourier expansion (WRH) |
| 14. Spatial location of autocorrelation coefficient of yearly average depth to groundwater table | 33. Monthly averages of groundwater table ordinate (H') in aquifer drained by well located in Czerwona Wieś |
| 15. Autocorrelation coefficient of yearly averages of depth to groundwater table (step $k = 1$; R_{alr}) in relation to autocorrelation coefficient of weekly depth to groundwater table (step $k = 1$; R_{alr}) | 34. Monthly averages of groundwater table ordinate (H') in aquifer drained by well located in Mostki |
| 16. Variability coefficient (c_{v}) of depth to groundwater table in relation to averages depth ($H_{\text{śr}}$) | 35. Time of concentration of groundwater table ordinate in central Poland |
| 17. Structure of analyzed aquifers according to weekly average increase of groundwater table | 36. Characteristics of seasonality of groundwater in association with average depth to groundwater table ($H_{\text{śr}}$) |
| 18. Spatial location of weekly average increase of groundwater table ($\Delta H_{\text{wśr}}$) in central Poland | |
| 19. Examples of fitted types of envelop functions of increase | |

37. Frequency of directions of linear trends in time series of annual ordinates of groundwater table in aquifers in central Poland
38. Differentiation of linear trend directions of groundwater table ordinate in the particular months and in the year (period 1951–2000)
39. Directions and statistically significant of linear trends of annual groundwater table ordinate in central Poland
40. Number of aquifers (n) with statistically significant ($\alpha = 0,05$) linear trend directions in the particular months and in the year (period 1951–2000)
41. Probability distributions of yearly minima
42. Probability distributions of yearly maxima
43. Amplitude of 10 % quantiles of probability distribution (excess and non achieve) groundwater table ordinate in central Poland
44. Autocorrelation coefficients of annual extreme groundwater table ordinate in central Poland
45. Similarity dendrogram of groundwater table dynamic – clustering by Ward method
46. Values of VRC benchmark
47. Distinguished types of groundwater table dynamic in first two main components system and yearly and many-year course of fluctuations
48. Location of the types of groundwater table dynamic in central Poland
49. Relation between distinguished types of groundwater table dynamic and characteristics of aquifers

Tables

1. Statistical significance of relations between the chosen characteristics of groundwater level dynamics and the geographical and hydrogeological features of aquifers (χ^2 test)
2. Statistical significance of relations between the chosen characteristics of groundwater level increase and the geographical and hydrogeological features of aquifers (χ^2 test)
3. Statistical significance of relations between the chosen characteristics of groundwater level decrease and the geographical and hydrogeological features of aquifers (χ^2 test)
4. Statistical significance of relations between the chosen characteristics of seasonal fluctuations of

- groundwater level and the geographical and hydrogeological features of aquifers (χ^2 test)
5. Density functions of probability and features of the chosen theoretical probability distribution
6. Statistical significance of relations between the types of function approximating distributions of minimum (Rmin) and maximum (Rmax) yearly location of groundwater level ordinate and the geographical and hydrogeological features of aquifers (χ^2 test)
7. Percentages of original variables in the first three principal components
8. Types of the dynamics of groundwater level according to features characterizing aquifers

Appendixes

1. Hydrogeological regionalization of fresh groundwaters by Paczyński (1995)
2. Location of piezometers (wells) according to geographical regionalization by Kondracki (1998)
3. Examined aquifers according to hydrogeological regionalizations
4. Basic hydrogeological characteristics of examined aquifers
5. Basic statistical characteristics of depth to the groundwater level
6. Characteristics of groundwater level increase in examined aquifers
7. Characteristics of groundwater level decrease in examined aquifers
8. Characteristics of seasonal fluctuation of groundwater level in examined aquifers
9. Linear trend direction factors of groundwater level ordinate for the whole year and subsequent months in examined aquifers
10. Distribution parameters and quantiles of probability of minimum ordinates of groundwater level in central Poland
11. Distribution parameters and quantiles of probability of maximum ordinates of groundwater level in central Poland
12. Autocorrelations of minimum and maximum yearly ordinates of groundwater level of aquifers in central Poland
13. Chosen statistics of variables in particular types of the dynamics of shallow groundwater level in central Poland

ABSTRACT

There are shown the results of the research about variability of groundwater resources gathered in shallow aquifers located in the province of Łódź and nearby areas. In the hydrological meaning, that territory includes the second row catchments: Bzura, Skrwa (Lewa), Jeziorka, Pilica, Warta up to Poznań and some areas of the surrounding catchments. The research included 41 aquifers with continuous data from at least 30 years, gathered in years 1951–2000. Those aquifers represented a whole spectrum of geographical and hydrogeological conditions of the research area. Homogeneity of the time series was checked by using two statistical tests: non parametric (series test) and parametric (F–Snedecor test) ones.

Afterwards, the dynamics of groundwater resources was described. That variability consists of short-time fluctuations (characterized by the weekly changes of groundwater level), seasonality and multiannual changeability. The analysis of yearly extreme location of groundwater level was conducted too. The aquifers of that region characterize with poor seasonality of groundwater level fluctuations. It seems that higher yearly variability is connected to small wealth of the aquifers. In the richer aquifers rhythms of changeability of groundwater level were longer. In multiannual period there was a relative stability of aquifers fullness observed in central Poland. Over 70 % of them did not show statistically significant tendencies for groundwater level decrease or increase. There was not any spatial order of examined characteristics. Only in large part of Pilica river catchment there were some individual features of the observed rhythms concerning especially higher frequency variability.

Estimators of groundwater dynamics were confronted with basic geographical and hydrogeological characteristics of aquifers (average depth to groundwater level, isolation from the surface, type of aquifer and vulnerability to pollution). The presence of any relations between the estimators and these characteristics was checked by the χ^2 test. Co-variableness of examined estimators and average depth to groundwater level was detected most frequently. That characteristic strongly differentiated the aquifers at the seasonal variability (all the estimators depend on it). Multiannual fluctuations of groundwater level were definitely less differentiated.

At the end the attempt of typology of groundwater resources dynamic was done. The principal component analysis was used to that procedure (based on the covariance matrix from specially selected data: all of them had to have similar variances). Next the first two principal components were grouped by Ward's hierarchical clustering method. The optimal number of classes was established by using the VRC criterion. Finally the eight classes of groundwater dynamic were created. There was not any spatial order in the aquifers with similar types of groundwater dynamics. These types rather depended on geographical and hydrogeological conditions of aquifers. It is worth noting that some sets of features were characteristic for particular type of groundwater dynamics.

Key words: hydrogeology, shallow groundwater, dynamic, typology

INTRODUCTION

Water below the surface occurs under very different forms. Apart from the chemically combined water, we distinguish bound water and gravitational water (Pazdro 1983). Only the last one has the ability to move freely in the rocks, and take an effective part in the circulation of energy and matter in the nature. This water accumulates in the rocks with good parameters of filtration formed aquifers bounded from below by aquifuge. Rocks in which the empty spaces are filled with gravitational water, are called the saturation zone. Upper part of this water is called

“shallow groundwaters”. They will be the subject of research of this study.

The hydrologists interested in hydrogeology, identify groundwater dynamics as the character of fluctuations of the groundwater table (Dynowska, Tlałka 1978; Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1996; Pociask-Karteczka 2003) and it will be used in the study in this context. To fully describe the dynamics of the fillings of aquifers, as mentioned earlier, main components should be recognized and described: short-term, seasonal and long-term fluctuations and oscillations.

RESEARCH AREA AND THE DATA

Research area includes the second row catchments: Bzura, Skrwa (Lewa), Jeziorka, Pilica, Warta up to Poznań and some areas of neighboring catchments. That region represents the whole spectrum of geographical and hydrogeological conditions of aquifers in central Poland. Aquifers with continuous data from at least 30 years, gathered in years 1951–2000, were chosen to the next research. If the data had a few

failures (up to 15 measurements), the lack of data was supplemented by the analogy method (similar well method). Only 41 piezometers in central Poland had at least 30 years long, continuous or possible to supplement, data. Homogeneity of the time series was checked by using two statistical test: non parametric (series test) and parametric (F–Snedecor test). The tests showed that 73 % of the time series were homo-

geneous (by series test) or 53 % of them (by F-Snedecor test). 46 % of time series were homogeneous according to both tests, and 19 % weren't. Because of the small number of pie-

zometers all of them were classified to the next research. However, the causes of inhomogeneity were recognized in these time series.

BASIC PROPERTIES OF THE EXAMINED TIME SERIES

An average depth to the groundwater table in examined aquifers varies. Mostly these depths are less than 500 cm. Variability coefficient (c_v) of groundwater level has positively skewed distribution. It means that aquifers with relatively small variability of groundwater ordinate are dominant. Spatial location of variability coefficient shows that there is some concentration of aquifers with $c_v > 32$ % in the north-west part of the research area. In this region most of them are also characterized by small groundwater storage. The aquifers with lower c_v occur in all parts of central Poland.

The first autocorrelation coefficients calculated for weekly depth to groundwater level (R_{alt}) are relatively high. In every aquifer these coefficients (R_{alt}) are statistically significant on level $\alpha = 0,05$. There are low autocorrelation coefficients in aquifers located in the south part of the region, and relatively high – in aquifers in the north. It means that there are some differences between aquifers in the dynamics of groundwater level (especially in short periods) caused by different characters of them.

Autocorrelation coefficients of yearly depth to groundwater level in the shift $k = 1$ (year) have negatively skewed distribution. It means that most of the aquifers have relatively "good memory" of previous (last year) groundwater

level. Only in 4 cases R_{alr} are not statistically significant on level $\alpha = 0,05$. In spatial location there is some concentration of aquifers with small or average inertia of resources variability in the west part of central Poland. In turn, the highest autocorrelation coefficients ($R_{alr} > 0,8$) are characteristic for relatively deep aquifers. In these reservoirs the rhythm of groundwater level changes is longer than one year.

In examined aquifers variability coefficient of groundwater level significantly decreases with the average depth to groundwater level. Lower aquifers are extensive and have bigger resources. There is higher inertia (in one-year cycle) and lower multiannual variability too. Autocorrelation in time series of yearly average depth to groundwater level is significantly correlated to GOD parameter (characteristic of vulnerability to pollution). Aquifers with low GOD parameter (confined and deeper unconfined aquifers) have low R_{alr} . It means that their rhythms of recharge and discharge are longer than one year. Morphologic location has influence on inertia of time series of groundwater level. Aquifers in river valleys (alluvial waters) relatively often have "good memory". It declines as the distance to the river increases, and it is relatively low in the upland aquifers.

DYNAMICS OF SHORT-TERM CHANGES

In every time series the groundwater level in measurement period (date)(i) was compared to one in previous term (i-7 days). If in previous term groundwater level was lower – the change was called an increase, if it was higher – a decrease. Both characteristics were analyzed separately.

Groundwater increases have positively skewed distribution. It means that in the examined aquifers small (a few centimeters) average weekly increases of groundwater level dominate. There is no regularity in spatial location of aquifers with different average weekly increases of groundwater level. Only aquifers with low

$\Delta H_{w\acute{s}r}$ occur relatively more often in the north. Next step was to describe every aquifer by the envelope function of increase. This relationship was relatively often approximated by the quadratic function (63 % of cases). In the majority of aquifers, weekly increase of groundwater level was the highest on the minimal resources and it decreased along with their increase.

On the basis of the envelope function of increase the next, weekly, groundwater level ordinates were calculated (the starting point was minimum groundwater level). The curve created in that way was called maximum increase function (f_{mw}). This relation was relatively often approx-

imated by the power function (27 of 41 cases). This curve gives the best picture of the groundwater level changes in examined aquifers (fast increase if the groundwater level is low and successively slower increase in the higher levels).

Average time of increase (calculated on the basis of f_{mw}) in examined aquifers lasts 9 weeks. It has positively skewed distribution, and in the half of the aquifers time of increase takes from 4 to 13 weeks.

Groundwater decreases have slightly skewed distribution but the aquifers with average decreases dominate in the sample group. There is no regularity in spatial location in the average weekly decreases of groundwater level. Analogically to the increases, the weekly decreases were described by the envelope function of decreases. Relations were relatively often approximated by the linear function (27 of 41 cases). It means that in different range of fullness of the aquifers maximum weekly decreases were similar.

The maximum decrease function f_{ms} was also calculated. The relation was relatively often (70 %) approximated by the logarithmic function. Average time of decrease, calculated on the base of that function, amounts 17 weeks. Aquifers with shorter time of decrease are also characterized by smaller average depth to groundwater level ($H_{sr} < 300$ cm in 7 of 9 cases). There also exists no relation between aquifers more resistant to drainage and their hydrogeological characteristics.

In relation to time of increase of groundwater level, the time of decrease is longer almost twice and more diverse in the examined aquifers (wider bracket from 1st to 3rd quartiles means from 11 to 24 weeks). Longer exhausting of resources is caused by drainage character (spot

and linear). The drainage area is smaller than the groundwater recharge area (it is usually areal).

Variables obtained earlier were compared with basic geographical and hydrogeological characteristics of aquifers. The analysis showed that there is a statistically significant relation between the average weekly increase of groundwater level and the isolation of the aquifers from the surface. It is interesting that the increases of groundwater level are relatively faster in confined aquifers. A statistically significant correlation exists also between the time of increase of groundwater level (between minimum and maximum ordinates) and the type of aquifers. The shortest time concerns sandy and gravel aquifers, the longest – aquifers in lenses of sand in a clay.

In the same way decreases of groundwater level were analyzed. There is a statistically significant relation between the time of decrease of groundwater level (between maximum and minimum ordinates – T_s) and the average depth to groundwater level. If the aquifer is located deeper, the time of decrease of groundwater level is longer. It proves that deeper aquifers are less sensitive to long period without precipitations. It suggests that they are also big, abundant and possibly supplied from other aquifers (mostly confined).

To evaluate the dynamics of groundwater level in short periods, the characteristics of increases and decreases were compared. In examined aquifers there is a strong correlation between the average weekly increase of groundwater level (ΔH_{wsr}) and the average weekly decrease (ΔH_{sdr}). Linear function approximates this relation well. It shows that average weekly increases are a little bit bigger than average weekly decreases of groundwater level.

SEASONAL FLUCTUATIONS

Index of seasonality of groundwater level ordinate (IS) has strongly negative skewed distribution. It means that examined aquifers usually have very poor yearly rhythm of fluctuations. Comparative analysis shows that the seasonality of groundwater level ordinate is smaller than seasonality of precipitation (Kozuchowski, Wibig 1988), total outflow (IS on the level under 20 %; Jokiel, Bartnik 2001) or groundwater outflow.

Input of annual harmonic in total dispersion of time series based on Fourier expansion

(WRH) has negative skewed distribution. It means that aquifers have poor seasonal fluctuations. Comparative analysis between IS and WRH shows that there are some similarities in their variability. This relation is confirmed by strong correlation coefficient between them (0,78) and well approximated regression function ($R^2 = 0,59$). This equation shows that the increase of both characteristics has the same direction and it is proportional. It seems that both characteristics calculated earlier despite

different method of calculation show similar aspects of seasonality.

Time of concentration of groundwater level ordinate (PK) falls in cold half of the year, especially in February and March. It shows the importance of this period in the process of collecting groundwater resources in this part of Poland. In over 25 % of aquifers PK falls in early summer (VI, VII). Two periods of relatively numerous appearance of the time of concentration are separated by spring months (IV, V) with occasional (only 2 cases) representation of times of concentrations of groundwater level ordinate. Small number of aquifers characterized in that way is caused by non typical course of monthly average of groundwater level ordinate in that part of Poland.

Analysis of piezometers with some similarity between the time of concentration of groundwater level ordinate and the index of seasonality shows that there are two clearly marked parts. Only aquifers of early PK but very differentiated

IS exist in the south-west part of research area. North-east part of the research area is much more diversified in that aspect.

Interesting relations were discovered between the seasonality index of groundwater level ordinate and the type of aquifer. There is a relatively poor yearly rhythm of changes of groundwater level in carbonate rocks. A statistically significant correlation also exists between the IS and the average yearly depth to groundwater level. There are small seasonal fluctuations in deep aquifers, but in the shallowest ones the seasonality is relatively bigger. Similar relation exists between the WRH and the type of aquifer. There are also statistically significant relations between the time of concentration of groundwater level ordinate and the average depth to groundwater level. The shallower the aquifer, the earlier PK is. An average difference between the shallowest ($H_{sr} < 200$ cm) and the deepest ($H_{sr} > 1000$ cm) aquifers is about 3 months (PK in March or June).

LONG-TERM FLUCTUATIONS

Multiannual fluctuations of groundwater table were described by the identification of linear trend directions in the months of hydrological year. In the research period the aquifers often had a tendency towards the decrease of groundwater level (in the case of yearly average depth; 56 %). There were statistically significant decreases of groundwater level in 7 cases – 17 %. The reverse direction of the trend was noticed in case of 18 aquifers – 44 % (only 4 were statistically significant). In the examined aquifers factors of direction of linear trend of average depth to groundwater level have positively skewed distribution. Shallower aquifers were dominant among the groundwater reservoirs with positive direction of linear trend (3 of 4 cases). The same relation exists in group of aquifers with negative direction of linear trend (5 of 7 cases). However unconfined aquifers are relatively frequent there. It means that there were statistically significant tendencies towards changes of groundwater levels in the shallow aquifers in central Poland. Positive direction of these changes was typical for confined aquifers, negative – for unconfined ones. There were not any regularities in spatial location of the factors of direction of linear trend in examined aquifers.

Empirical distributions of factors of direction of linear trend (in case of particular months) are similar to each other and to distribution described previously. In all cases they are positively skewed but there are some differences in dispersion of time series. The smallest differences are in May.

Among 492 calculated factors of direction of linear trend, for 12 month of hydrological year and 41 aquifers, only not altogether 27 % had statistically significant tendencies of groundwater level changes (on the level $\alpha = 0,05$). There were also differences in direction between them (12 % of the cases showed increase of groundwater level, and 15 % – decrease). In November there was the smallest number of statistically significant changes (especially decreases). The opposite situation (most statistically significant changes) was in December and July. It is worth noticing that the decreases of groundwater level dominated in June, increases – in December and March. In the examined aquifers there were no relations between calculated estimators of long-term fluctuations and geographical and hydrogeological characteristics of the aquifers.

EXTREME LOCATION OF GROUNDWATER LEVEL

The minimum and maximum level for each year was chosen from the series of weekly groundwater level ordinate. In that way two new time series were created for all the piezometers representing aquifers in central Poland. In most cases the Fisher-Tippet type III distribution approximated the time series of minimum groundwater level ordinate well enough. It can be easily noticed that the functions with bottom limitation (E3, LN3) dominate among the fitted distributions. It means that most of aquifers have some limiting groundwater resources level. Under this level the drainage of groundwater reservoirs is very difficult (border of active changing zone?). There is no spatial location order in the aquifers with a specific type of distribution.

Mostly, the log-normal distribution (with two or three parameters) approximated the time series of maximum groundwater level ordinate well. Other distributions were chosen rarely. It is interesting that functions which were created specially to describe empirical extreme distribution were not often chosen (only one fit of Gumbel distribution for maximum level). There were aquifers of strongly diversified types of distribution in north-east part of the region and aquifers with almost homogeneous types of fitted distribution in the rest of research area (mostly log-normal distribution).

There was a statistically significant relation between the fitted distribution to maximum groundwater level ordinate and the average depth to groundwater level. The log-normal two parametric function and Pearson type III function fitted shallower aquifers better. Deeper aquifers were better approximated by Gumbel function and log-normal three parametric function.

An average amplitude of 10 % quantiles of probability distribution (excess and non achieve; AMP) equals 2,05 cm. The highest AMP in examined aquifers results from high dispersion of groundwater level and, in turn, this is caused by periodically occurring high level of resources. There are large differences between the 10 % excess quantile and the median, equaling over 2 m. In other aquifers they do not exceed 1 m. Analogical differences between the median and

the 10 % of non achieve quantile are always lower than 1m. The aquifers with small AMP relatively often occur in the north part of the research area. High amplitudes of 10 % quantiles of probability distribution are rather characteristic for aquifers in the east part of the region.

There is a statistically significant relation between the amplitude of 10 % quantiles of probability distribution and the depth to groundwater level. If the aquifer is deeper, the AMP is relatively higher. It means that variability of groundwater level is higher in deeper aquifers. There is also a statistically significant relation between AMP and isolation of the aquifer. Confined aquifers have higher amplitudes.

First autocorrelation coefficients calculated for yearly minimum groundwater level are strongly differentiated. They are usually statistically significant on the level $\alpha = 0,05$ (37 of 41 cases). It means that yearly minimum groundwater level ordinates have relatively high inertia. It is worth noticing that "memory" is rarely longer than two years. Aquifers with 3 or more statistically significant R_{a1min} are located, excluding one case, in Pilica drainage basin. "Shorter memory" is characteristic for time series of maximum groundwater level ordinate. In that case autocorrelation coefficients are rarely smaller than analogical coefficients of minimum groundwater level ordinate. Aquifers with "good memory" are concentrated in the lower part of Pilica drainage basin, however, there are fewer aquifers than in the case of minimum levels.

The inertia of fullness of the aquifers grows with the average depth to the groundwater level in both time series (maximum and minimum). The deeper the aquifer, the better the "memory" of the highest and the lowest groundwater level ordinate is. Autocorrelation coefficient of minimum groundwater level ordinate is also in a statistically significant relation with GOD parameter which shows capacity of aquifers recharge. This relation is very interesting. Maximum and minimum R_{a1min} values are characteristic for medium capacity of the aquifers recharge. If the autocorrelation coefficients reach average values, the capacity of the aquifers recharge is poor or good.

AN ATTEMPT OF THE TYPOLOGY OF SHALLOW GROUNDWATER IN CENTRAL POLAND

The principal component analysis was chosen to create the typology of shallow groundwater in central Poland. This method is well known and often used in geographical researches, especially in anthropogeography. Principal component analysis was also used in hydrology. The base for calculation was the covariance matrix of chosen characteristics of the aquifers. In this group there were: vulnerability of the aquifers to pollution (GOD), variability coefficient of weekly depth to groundwater level (c_v), autocorrelation coefficient of weekly depth to groundwater level (R_{alt}), time of concentration of groundwater level ordinate (PK – recalculated to values in the range from 0 to 1), input of annual harmonic in total dispersion of time series (WRH) and autocorrelation coefficients of minimum and maximum yearly groundwater level ordinates with a shift $k = 1$ (R_{almax} i R_{almin}).

For created principal components the load of initial information was calculated. First two principal components describe 68% of variability of original data. Factor analysis shows that the first principal component is collected from information about autocorrelation of yearly extreme groundwater level ordinates. The second principal component consists of information about vulnerability of the aquifers to pollution (GOD) and the time of concentration of groundwater level ordinate. As the third principal component replicates information given by first two components, it wasn't included in further considerations.

In the next step the principal components were shown in two-dimensional space and they were clustered by Ward method. The optimal number of classes was established by using the criterion VRC (the division into 8 classes of the dynamics of shallow groundwater level occurred to be the best in examined case). In two-dimensional space created types were shown as

the sets of points representing aquifers. The location in coordinate system was used to name the created types. The names of identified types of dynamics of shallow groundwater level in central Poland are as follow:

Type 1. Annual and seasonal variability, favourable conditions of recharge and time of concentration in late winter.

Type 2. Significant seasonal variability, diverse conditions of recharge and time of concentration in late winter.

Type 3. Annual and seasonal variability, diverse conditions of recharge and time of concentration in late winter.

Type 4. Significant seasonal variability, favourable conditions of recharge and time of concentration in late winter.

Type 5. Explicit annual variability, favourable conditions of recharge and time of concentration in late winter.

Type 6. Explicit annual variability, diverse conditions of recharge and time of concentration in late winter.

Type 7. Explicit annual variability, unfavourable conditions of recharge and time of concentration in summer.

Type 8. Annual and seasonal variability, unfavourable conditions of recharge and time of concentration in summer.

There is no spatial location order of the types of the dynamics of shallow groundwater level in central Poland. The main components creating the regime of the aquifers are not dependent on the area of groundwater location. Created types of the dynamics are connected with the majority of geographical and hydrogeological characteristics of the aquifers. Only the statistically significant relation between created types of dynamics and the type of aquifers was not confirmed.

WYKAZ SKRÓTÓW

GOD – podatność wód podziemnych na zanieczyszczenia według metody Foster’a (w nawiasie podano wartość charakterystyki) <i>groundwater vulnerability to pollutions by the Foster method (in brackets showed values of the characteristic)</i>	$\Delta H_{w, \text{śr.}}$ – średni tygodniowy wznios zwierciadła wody podziemnej <i>weekly average increase of groundwater level</i>
S – rodzaj skały wodonośnej <i>type of aquifer</i>	F_{ow} – typ funkcji obwiedni wzniosu <i>type of envelope increase function</i>
I – izolacja poziomu wodonośnego od powierzchni <i>isolation of the aquifers from the surface</i>	f_{mw} – funkcja maksymalnego wzniosu <i>type of maximum increase function</i>
P – położenie morfologiczne studni ujmującej poziom wodonośny <i>morphological location of the piezometer</i>	R^2 – współczynnik determinacji <i>determination coefficient</i>
W – rodzaj wód podziemnych <i>type of groundwater</i>	T_w – czas wznoszenia zwierciadła wody podziemnej od stanu minimalnego do stanu maksymalnego według f_{mw} <i>time of increase between the minimum and the maximum level of groundwater level (based on maximum increase function f_{mw})</i>
$H_{\text{śr.}}$ – średnia głębokość do zwierciadła wody podziemnej <i>average depth to the groundwater level</i>	$\Delta H_{s, \text{śr.}}$ – średni tygodniowy spadek zwierciadła wody podziemnej <i>weekly average decrease of groundwater level</i>
c_v – współczynnik zmienności <i>variability coefficient</i>	F_{os} – typ funkcji obwiedni spadku <i>type of envelope decrease function</i>
R_{alt} – współczynnik autokorelacji głębokości zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$ (wartości tygodniowe) <i>autocorrelation coefficient of depth to groundwater table, shift $k = 1$ (weekly values)</i>	f_{ms} – funkcja maksymalnego spadku <i>type of maximum decrease function</i>
R_{alr} – współczynnik autokorelacji średnich rocznych głębokości zwierciadła wody podziemnej przy przesunięciu $k = 1$ <i>autocorrelation coefficient of average yearly depth to groundwater table, shift $k = 1$</i>	T_s – czas opadania zwierciadła wody podziemnej od stanu maksymalnego do stanu minimalnego według f_{ms} <i>time of decrease between the maximum and the minimum level of groundwater level (based on maximum decrease function f_{ms})</i>
$n_{r(0,05)}$ – liczba kolejnych istotnych współczynników autokorelacji średnich rocznych głębokości zwierciadła wody podziemnej istotnych na poziomie $\alpha = 0,05$ <i>number of following autocorrelation coefficients of yearly depth to groundwater table statistically significant on level $\alpha = 0,05$</i>	IS – indeks sezonowości Markham’a rzędnej zwierciadła wody podziemnej <i>Markham index of seasonality of groundwater level ordinate</i>
$l_{r(0,05)}$ – pozostałe istotne współczynniki autokorelacji średnich rocznych głębokości zwierciadła wody podziemnej na poziomie $\alpha = 0,05$ <i>others autocorrelation coefficients of yearly depth to groundwater table statistically significant on level $\alpha = 0,05$</i>	PK – pora koncentracji rzędnej zwierciadła wody podziemnej <i>time of concentration of groundwater level ordinate</i>
	WRH – wkład rocznej harmoniki z rozwinięcia Fourier’a w całkowitą dyspersję szeregu głębokości do zwierciadła wody podziemnej <i>input of annual harmonics in total dispersion of time series of groundwater level ordinate based on Fourier expansion</i>

α – parametr skali <i>scale parameter</i>	LN3 – rozkład logarytmiczno-normalny trójparametryczny <i>log-normal three-parametric distribution</i>
β – parametr kształtu <i>shape parameter</i>	
ε – dolne ograniczenie rozkładu <i>bottom limitation of distribution</i>	R_{a1min} – współczynnik autokorelacji najniższych rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej <i>autocorrelation coefficients of yearly minimum groundwater level ordinates</i>
H'_{Pmin} – rzędna zwierciadła wody podziemnej o zadanym prawdopodobieństwie nieosiągnięcia <i>groundwater level ordinate in assumed probability of non achieve</i>	$n_{r,min(0,05)}$ – liczba kolejnych istotnych na poziomie 0,05 współczynników autokorelacji <i>number of following autocorrelation coefficients of yearly minimum groundwater level ordinates statistically significant on level $\alpha = 0,05$</i>
H'_{Pmax} – rzędna zwierciadła wody podziemnej nad poziomem morza o zadanym prawdopodobieństwie przekroczenia <i>groundwater level ordinate in assumed probability of excess</i>	R_{a1max} – współczynnik autokorelacji najwyższych rocznych rzędnych zwierciadła wody podziemnej <i>autocorrelation coefficients of yearly maximum groundwater level ordinates</i>
E1 – rozkład Gumbela <i>Gumbel distribution</i>	$n_{r,max(0,05)}$ – liczba kolejnych istotnych na poziomie $\alpha = 0,05$ współczynników autokorelacji <i>number of following autocorrelation coefficients of yearly maximum groundwater level ordinates statistically significant on level $\alpha = 0,05$</i>
P3 – rozkład Pearsona typu III <i>Pearson type III distribution</i>	
E3 – rozkład Fishera-Tippeta typu III <i>Fisher-Tippet type III distribution</i>	H'_{min} – najniższe roczne rzędne zwierciadła wody podziemnej <i>minimum yearly groundwater level ordinates</i>
LN2 – rozkład logarytmiczno-normalny dwuparametryczny <i>log-normal two-parametric distribution</i>	H'_{max} – najwyższe roczne rzędne zwierciadła wody podziemnej <i>maximum yearly groundwater level ordinates</i>

Regionalizacja hydrogeologiczna słodkich wód podziemnych według Paczyńskiego (1995)

Hydrogeological regionalization of fresh groundwaters by Paczyński (1995)

Makroregion Macroregion	Region Region	Subregion Subregion	Rejon District
a – północno-wschodni	I mazowiecki	I ₁ centralny	I _{1A} kotliny warszawskiej
			I _A mazowiecko-podlaski
			I _B mazowiecko-kujawski
			I _C chełmińsko-dobrzyński
	II mazursko-podlaski		II _A białostocki
	III mazurski		III _A iławsko-warمیński
	IV gdański	IV ₁ żuławski	
			IV _A pradoliny Redy-Łeby (cz. wschodnia)
b – północno-zachodni	V pomorski	V ₁ przymorski	V _{1A} pradoliny Redy-Łeby (cz. zachodnia)
			V _{1B} gryficko-drawski
			V _{1C} wyspy Wolin
			V _{1D} wyspy Uznam
			V _A piłski
	VI wielkopolski	VI ₁ pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej	
		VI ₂ lubusko-poznański	VI _{2A} lubusko-poznańska część wielkopolskiej doliny kopalnej
		VI ₃ gnieźnieńsko-kujawski	VI _{3A} gnieźnieńsko-kujawska część wielkopolskiej doliny kopalnej
		VI ₄ pradoliny warszawsko-berlińskiej	
		VI ₅ zielonogórsko-leszczyński	VI _{5A} jarocińsko-pleszewski
		VI ₆ pradoliny barycko-głogowskiej	
		VI ₇ trzebnicki	
	VII łódzki	VII ₁ łódzko-piotrkowski	
		VII ₂ bełchatowski	
	VIII kutnowski		
	IX lubelsko-podlaski	IX ₁ podlaski	IX _{1A} bialski
		IX ₂ poleski	
			IX _A roztocki
	X środkowomałopolski	X ₁ świętokrzyski	IX _B kozienicki
			X _A tomaszowski
	XI nidziański		
	XII śląsko-krakowski	XII ₁ triasu śląskiego	XII _{1A} opolski
			XII _{1B} gliwicki
			XII _{1C} bytomski
			XII _{1D} chrzanowski
d – południowy	XIII przedkarpacki	XIII ₁ kędzierzyński	
		XIII ₂ rybnicko-oświęcimski	
			XIII _A bogucki
			XIII _B chmielnicko-staszowski
			XIII _C frampolski
			XIII _D proszowicko-połaniecki
			XIII _E godowsko-wojnicki
			XIII _F tarnowski
			XIII _G kolbuszowski
			XIII _H kańczucki
			XIII _I tarnogrodzki
	XIV karpacki	XIV ₁ śródkarpacki	XIV _{1A} podhalański
			XIV _{1B} tatrzański
	XV wrocławski	XV ₁ przedsudecki	
		XV ₂ kluczborski	
		XVI ₁ żytawsko-węgliniecki	
		XVI ₂ bolesławski	
		XVI ₃ śródsudecki	
		XVI ₄ wschodniosudecki	

Położenie piezometrów (studni) w świetle regionalizacji fizycznogeograficznej Kondrackiego (1998)

Location of piezometers (wells) according to geographical regionalization by Kondracki (1998)

Nr	Studnia Well	Regiony fizycznogeograficzne Geographical regions	
		Makroregion Macroregion	Mezoregion Mesoregion
1	Dębiniec	Nizina Śląska	Równina Opolska
2	Ostrzeszów	Wał Trzebnicki	Wzgórza Ostrzeszowskie
3	Syców	Wał Trzebnicki	Wzgórza Ostrzeszowskie
4	Prusice	Obniżenie Milicko-Głogowskie	Kotlina Żmigrodzka
5	Krotoszyn	Nizina Południow Wielkopolska	Wysoczyzna Kaliska
6	Żarki	Wyżyna Woźnicko-Wieluńska	Obniżenie Górnej Warty
7	Cielętniki	Wyżyna Przedborska	Niecka Włoszczowska
8	Droniowice	Wyżyna Woźnicko-Wieluńska	Próg Woźnicki
9	Truskolasy	Wyżyna Woźnicko-Wieluńska	Próg Herbski
10	Siemkowice	Nizina Południow Wielkopolska	Kotlina Szczercowska
11	Uniejów	Nizina Południow Wielkopolska	Kotlina Kolska
12	Turkowice	Nizina Południow Wielkopolska	Wysoczyzna Turecka
13	Dobra	Nizina Południow Wielkopolska	Wysoczyzna Turecka
14	Rychwał	Nizina Południow Wielkopolska	Równina Rychwalska
15	Witkowo	Pojezierze Wielkopolskie	Równina Wrzesińska
16	Września	Pojezierze Wielkopolskie	Równina Wrzesińska
17	Sokolniki	Nizina Południow Wielkopolska	Kotlina Grabowska
18	Malanów	Nizina Południow Wielkopolska	Wysoczyzna Turecka
19	Sobótka	Nizina Południow Wielkopolska	Wysoczyzna Kaliska
20	Borek	Nizina Południow Wielkopolska	Wysoczyzna Kaliska
21	Czerwona Wieś	Pojezierze Leszczyńskie	Pojezierze Krzywińskie
22	Poznań-Szczepankowo	Pojezierze Wielkopolskie	Równina Wrzesińska
23	Izbica Kujawska	Pojezierze Wielkopolskie	Pojezierze Kujawskie
24	Zaryń	Pojezierze Wielkopolskie	Pojezierze Kujawskie
25	Mostki	Pojezierze Wielkopolskie	Pojezierze Kujawskie
26	Kalina	Pojezierze Wielkopolskie	Pojezierze Kujawskie
27	Silnica	Wyżyna Przedborska	Niecka Włoszczowska
28	Przedbórz	Wyżyna Przedborska	Niecka Włoszczowska
29	Radonia	Wyżyna Przedborska	Wzgórza Opoczyńskie
30	Królowa Wola	Wzniesienia Południowomazowieckie	Dolina Białobrzeska
31	Bieliny	Wzniesienia Południowomazowieckie	Wysoczyzna Rawska
32	Końskie-Bawaria	Wyżyna Przedborska	Wzgórza Opoczyńskie
33	Łękawica	Nizina Środkowomazowiecka	Równina Kozienicka
34	Grabów	Nizina Środkowomazowiecka	Równina Kozienicka
35	Osuchów	Wzniesienia Południowomazowieckie	Wysoczyzna Rawska
36	Mała Wieś	Wzniesienia Południowomazowieckie	Wysoczyzna Rawska
37	Bibianów	Nizina Południow Wielkopolska	Wysoczyzna Łaska
38	Strzelce	Nizina Środkowomazowiecka	Równina Kutnowska
39	Krakówka	Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka	Kotlina Płocka
40	Helenów	Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka	Kotlina Płocka
41	Stryków	Wzniesienia Południowomazowieckie	Wzniesienia Łódzkie

źródło: opracowanie własne
source: own work

Badane poziomy wodonośne w świetle regionalizacji hydrogeologicznych
Examined aquifers according to hydrogeological regionalizations

Nr	Studnia Well	Regiony środowiska wód podziemnych według Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (Orsztynowicz 1987a) Regions of habitat of groundwaters by Institute of Meteorology and Water Management (Orsztynowicz 1987a)	Regiony hydrogeologiczne według Państwowego Instytutu Geologicznego (Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:200 000) Hydrogeological regions by Geological National Institute (Hydrogeologic Map of Poland 1:200 000)		
			Region Region	Podregion Subregion	Rejon District
1	Dębniec	Śródkowopolski	Wielkopolski	Wielkopolsko-Śląski	-
2	Ostrzeszów	Śródkowopolski	Wielkopolski	Wielkopolsko-Śląski	Obornik Śląskich-Trzebnicy-Ostrzeszowa
3	Syców	Śródkowopolski	Wielkopolski	Wielkopolsko-Śląski	Obornik Śląskich-Trzebnicy-Ostrzeszowa
4	Prusice	Śródkowopolski	Wielkopolski	Wielkopolsko-Śląski	Obornik Śląskich-Wińska
5	Krotoszyn	Śródkowopolski	Wielkopolski	Wielkopolsko-Śląski	-
6	Żarki	Częstochowsko-Nidziański	Wieluńsko-Krakowski	Wieluński	-
7	Cieletniki	Częstochowsko-Nidziański	Nidziański	-	-
8	Droniowice	Śląski	Kluczborsko-Lubliniecki	-	-
9	Truskolasy	Częstochowsko-Nidziański	Wieluńsko-Krakowski	Wieluński	-
10	Siemkowice	Częstochowsko-Nidziański	Wieluńsko-Krakowski	Krakowsko-Częstochowski	-
11	Uniejów	Śródkowopolski	Łódzki	-	-
12	Turkowiec	Śródkowopolski	Łódzki	-	-
13	Dobra	Śródkowopolski	Łódzki	-	-
14	Rychwał	Śródkowopolski	Łódzki	-	-
15	Witkowo	Śródkowopolski	Mogileński	-	-
16	Września	Śródkowopolski	Mogileński	-	Wielkopolskiej doliny kopanej
17	Sokolniki	Śródkowopolski	Mogileński	-	-
18	Malanów	Śródkowopolski	Wielkopolski	Poznański	-
19	Sobótka	Śródkowopolski	Łódzki	-	-
20	Borek	Śródkowopolski	Wielkopolski	-	-
21	Czerwona Wieś	Śródkowopolski	Wielkopolski	Kaliski	-
22	Poznań-Szczepankowo	Śródkowopolski	Wielkopolski	Poznański	-
23	Izbica Kujawska	Śródkowopolski	Wielkopolski	Wielkopolsko-Śląski	-
24	Zaryń	Śródkowopolski	Mogileński	-	-
25	Mostki	Śródkowopolski	Pomorsko-Kujawski	Kujawski	-
26	Kalina	Śródkowopolski	Mogileński	-	-
27	Silnica	Śródkowopolski	Mogileński	-	-
28	Przedbórz	Częstochowsko-Nidziański	Nidziański	-	-
29	Radonia	Świętokrzyski	Łódzki	Piotrkowski	-
30	Królowa Wola	Świętokrzyski	Wokółświętokrzyski	Małogosko-Sulejowski	-
31	Bieliny	Świętokrzyski	Wokółświętokrzyski	Małogosko-Sulejowski	-
32	Końskie-Bawaria	Świętokrzyski	Mazowiecki	Poludniowomazowiecki	-
33	Łękawica	Świętokrzyski	Wokółświętokrzyski	Konecko-Ostrowiecki	-
34	Grabów	Śródkowopolski	Mazowiecki	Środkowomazowiecki	-
35	Osuchów	Śródkowopolski	Mazowiecki	Środkowomazowiecki	-
36	Mała Wieś	Śródkowopolski	Mazowiecki	Środkowomazowiecki	-
37	Bibianów	Śródkowopolski	Mazowiecki	Środkowomazowiecki	-
38	Strzelce	Śródkowopolski	Łódzki	Ozorkowa	-
39	Krakówka	Śródkowopolski	Pomorsko-Kujawski	Kujawski	-
40	Helenów	Śródkowopolski	Mazowiecki	Zachodniomazowiecki	Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej
41	Stryków	Śródkowopolski	Mazowiecki	Zachodniomazowiecki	Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej
		Śródkowopolski	Kutnowsko-Tomaszowski	-	-

źródło: opracowanie własne; source: own work

- jednostki nie wydzielono; - unit not isolated

Podstawowe charakterystyki hydrogeologiczne badanych poziomów wodonośnych
Basic hydrogeological characteristics of examined aquifers

Nr	Studnia / Well	GOD	S	I	P	W
1	Dębniec	umiarkowana (0,32)	piaski i żwiry wodnolodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
2	Ostrzeszów	niska (0,16)	skały węglanowe i piaski	zakryty	stokowe	wgłębne
3	Syców	niska (0,20)	piaski lodowcowe	zakryty	stokowe	wgłębne
4	Prusice	wysoka (0,54)	piaski i żwiry wodnolodowcowe	odkryty	stokowe	wierzchówkowe
5	Krotoszyn	niska (0,11)	piaski lodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
6	Żarki	umiarkowana (0,50)	piaski rzeczne	odkryty	terasowe	gruntowe
7	Cielętniki	umiarkowana (0,32)	wapienie kredy górnej	zakryty	terasowe	wgłębne
8	Droniowice	wysoka (0,63)	piaski i żwiry wodnolodowcowe	odkryty	wysoczyznowe	gruntowe
9	Truskolasy	wysoka (0,63)	piaski i żwiry wodnolodowcowe	odkryty	stokowe	gruntowe
10	Siemkowice	umiarkowana (0,42)	piaski i żwiry wodnolodowcowe	odkryty	wysoczyznowe	gruntowe
11	Uniejów	niska (0,25)	piaski lodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
12	Turkowice	umiarkowana (0,42)	piaski lodowcowe	odkryty	wysoczyznowe	gruntowe
13	Dobra	umiarkowana (0,42)	piaski lodowcowe	odkryty	wysoczyznowe	gruntowe
14	Rychwał	niska (0,16)	piaski wodnolodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
15	Witkowo	niska (0,11)	soczewka piasków lodowcowych	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
16	Września	niska (0,16)	piaski wodnolodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
17	Sokolniki	niska (0,12)	soczewka piasków lodowcowych	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
18	Malanów	niska (0,16)	piaski lodowcowe	odkryty	wysoczyznowe	gruntowe
19	Sobótka	niska (0,12)	piaski wodnolodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
20	Borek	niska (0,12)	piaski lodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
21	Czerwona Wieś	niska (0,18)	piaski lodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
22	Poznań-Szczepankowo	niska (0,16)	piaski lodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	gruntowe
23	Izbica Kujawska	wysoka (0,63)	piaski lodowcowe	odkryty	wysoczyznowe	wgłębne
24	Zaryń	umiarkowana (0,38)	piaski i żwiry wodnolodowcowe	odkryty	wysoczyznowe	gruntowe
25	Mostki	umiarkowana (0,38)	piaski wodnolodowcowe	zakryty	stokowe	wgłębne
26	Kalina	umiarkowana (0,50)	piaski rzeczne	odkryty	terasowe	gruntowe
27	Silnica	wysoka (0,61)	wapienie kredy górnej	odkryty	terasowe	gruntowe
28	Przedbórz	niska (0,19)	wapienie i margle jury górnej	zakryty	stokowe	wgłębne
29	Radonia	umiarkowana (0,32)	soczewka piasków lodowcowych	zakryty	stokowe	wgłębne
30	Królowa Wola	niska (0,25)	marle jurajskie	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
31	Bieliny	niska (0,19)	piaski wodnolodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
32	Końskie-Bawaria	niska (0,12)	piaski wodnolodowcowe	odkryty	wysoczyznowe	gruntowe
33	Lękawica	niska (0,25)	piaski rzeczne	odkryty	stokowe	gruntowe
34	Grabów	umiarkowana (0,42)	piaski rzeczne	odkryty	stokowe	gruntowe
35	Osuchów	umiarkowana (0,42)	piaski lodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
36	Mała Wieś	umiarkowana (0,50)	piaski wodnolodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne
37	Bibianów	wysoka (0,56)	piaski wodnolodowcowe	odkryty	stokowe	gruntowe
38	Strzelce	niska (0,16)	soczewka piasków lodowcowych	zakryty	stokowe	wgłębne
39	Krakówka	umiarkowana (0,49)	piaski rzeczne	zakryty	stokowe	gruntowe
40	Helenów	wysoka (0,57)	piaski rzeczne	odkryty	terasowe	gruntowe
41	Stryków	niska (0,14)	piaski lodowcowe	zakryty	wysoczyznowe	wgłębne

źródło: opracowanie własne / source: own work

Podstawowe charakterystyki statystyczne głębokości do zwierciadła wody podziemnej

Basic statistical characteristics of depth to the groundwater level

Nr	Studnia Well	H _{sr} [cm p.p.t.]	c _v [%]	R _{alt}	R _{alr}	n _{r(0,05)}	l _{r(0,05)}
1	Dębiniec	297	14,6	0,965*	0,383*	5	-
2	Ostrzeszów	174	16,5	0,926*	0,266	0	2,3
3	Syców	210	28,7	0,966*	0,631*	25	-
4	Prusice	124	31,3	0,934*	0,757*	25	-
5	Krotoszyn	426	15,3	0,970*	0,586*	25	-
6	Żarki	499	8,9	0,958*	0,713*	25	-
7	Cielętniki	298	12,0	0,983*	0,321	0	-
8	Droniowice	172	25,9	0,934*	0,749*	25	-
9	Truskolasy	237	10,1	0,989*	0,732*	25	-
10	Siemkowice	98	25,7	0,829*	0,547*	12	-
11	Uniejów	417	16,4	0,993*	0,648*	25	-
12	Turkowice	265	19,1	0,993*	0,781*	25	-
13	Dobra	248	11,2	0,972*	0,307*	1	-
14	Rychwał	150	22,3	0,941*	0,379*	3	6,12,13
15	Witkowo	224	11,3	0,984*	0,397*	3	8,12,16
16	Września	201	33,3	0,945*	0,419*	4	-
17	Sokolniki	197	25,9	0,977*	0,400*	5	-
18	Malanów	186	14,6	0,949*	0,263	0	2
19	Sobótka	201	21,4	0,968*	0,373*	2	-
20	Borek	173	36,7	0,959*	0,541*	25	-
21	Czerwona Wieś	383	11,3	0,985*	0,471*	11	14-25
22	Poznań-Szczepankowo	139	39,4	0,974*	0,530*	25	-
23	Izbica Kujawska	245	19,6	0,996*	0,529*	7	-
24	Zaryń	525	5,5	0,918*	0,620*	25	-
25	Mostki	414	16,7	0,987*	0,747*	25	-
26	Kalina	379	6,1	0,992*	0,565*	25	-
27	Silnica	480	5,9	0,853*	0,787*	25	-
28	Przedbórz	1511	10,2	0,966*	0,840*	25	-
29	Radonia	1047	4,2	0,854*	0,665*	25	-
30	Królowa Wola	1785	2,7	0,677*	0,833*	25	-
31	Bieliny	399	7,4	0,934*	0,674*	25	-
32	Końskie-Bawaria	219	26,8	0,976*	0,430*	9	12-25
33	Łękawica	304	8,6	0,959*	0,745*	25	-
34	Grabów	196	17,6	0,956*	0,797*	25	-
35	Osuchów	196	21,6	0,946*	0,012	0	-
36	Mała Wieś	585	18,5	0,986*	0,805*	25	-
37	Bibianów	257	20,2	0,981*	0,743*	25	-
38	Strzelce	307	37,4	0,979*	0,791*	25	-
39	Krakówka	312	9,3	0,948*	0,548*	25	-
40	Helenów	263	13,3	0,992*	0,722*	25	-
41	Stryków	440	9,4	0,966*	0,693*	25	-

źródło: opracowanie własne

source: own work

* – istotny statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$ * – statistically significant on level $\alpha = 0,05$

Charakterystyki wzniosu zwierciadła wody podziemnej w badanych poziomach wodonośnych

Characteristics of groundwater level increase in examined aquifers

Nr	Studnia Well	$\Delta H_{w.sr.}$ [cm]	F_{ow}	f_{mw} / R^2	T_w [tyg]
1	Dębiniec	7,8	liniowa	potęgowa / 0,98	3
2	Ostrzeszów	5,7	liniowa	potęgowa / 0,80	9
3	Syców	14,3	wielomianowa	wielomianowa / 0,99	2
4	Prusice	11,5	logarytmiczna	wielomianowa / 0,99	2
5	Krotoszyn	10,5	wielomianowa	logarytmiczna / 0,99	6
6	Żarki	4,8	wielomianowa	potęgowa / 0,99	4
7	Cieletniki	11,9	liniowa	potęgowa / 0,74	5
8	Droniowice	13,3	liniowa	potęgowa / 0,82	3
9	Truskolasy	3,0	wielomianowa	potęgowa / 0,99	19
10	Siemkowice	13,2	wielomianowa	wielomianowa / 0,99	3
11	Uniejów	5,3	wielomianowa	potęgowa / 0,98	18
12	Turkowice	6,3	wielomianowa	potęgowa / 0,96	10
13	Dobra	7,3	wielomianowa	potęgowa / 0,88	9
14	Rychwał	10,5	liniowa	potęgowa / 0,78	7
15	Witkowo	5,5	wielomianowa	wielomianowa / 0,97	9
16	Września	12,9	logarytmiczna	potęgowa / 0,99	1
17	Sokolniki	10,8	wielomianowa	wykładnicza / 0,99	9
18	Malanów	9,0	wielomianowa	potęgowa / 0,86	21
19	Sobótka	9,8	wielomianowa	potęgowa / 0,97	6
20	Borek	15,5	wielomianowa	potęgowa / 0,91	13
21	Czerwona Wieś	5,7	wielomianowa	potęgowa / 0,94	13
22	Poznań-Szczepankowo	11,4	wielomianowa	potęgowa / 0,92	7
23	Izbica Kujawska	4,3	wielomianowa	potęgowa / 0,99	13
24	Zaryń	2,6	wielomianowa	wielomianowa / 0,99	25
25	Mostki	10,1	wielomianowa	potęgowa / 0,94	4
26	Kalina	3,4	wielomianowa	wielomianowa / 0,99	9
27	Silnica	10,4	wielomianowa	potęgowa / 0,82	17
28	Przedbórz	40,1	potęgowa	potęgowa / 0,99	17
29	Radonia	4,1	logarytmiczna	potęgowa / 0,86	36
30	Królowa Wola	3,3	wielomianowa	wielomianowa / 0,99	3
31	Bieliny	6,1	liniowa	potęgowa / 0,98	9
32	Końskie-Bawaria	13,1	liniowa	potęgowa / 0,99	3
33	Łękawica	4,8	wykładnicza	logarytmiczna / 0,99	9
34	Grabów	8,9	wielomianowa	potęgowa / 0,92	8
35	Osuchów	11,9	liniowa	potęgowa / 0,82	3
36	Mała Wieś	10,2	liniowa	wielomianowa / 0,99	7
37	Bibianów	8,2	wielomianowa	potęgowa / 0,85	8
38	Strzelce	20,7	logarytmiczna	wielomianowa / 0,99	3
39	Krakówka	5,8	wielomianowa	potęgowa / 0,97	9
40	Helenów	5,6	wielomianowa	wielomianowa / 0,99	11
41	Stryków	3,9	wielomianowa	logarytmiczna / 0,99	15

źródło: opracowanie własne
source: own work

Charakterystyki spadku zwierciadła wody podziemnej w badanych poziomach wodonośnych

Characteristics of groundwater level decrease in examined aquifers

Nr	Studnia Well	$\Delta H_{s\acute{r}}$. [cm]	F_{os}	f_{ms} / R^2	T_s [tyg]
1	Dębiniec	5,3	logarytmiczna	logarytmiczna / 0,99	26
2	Ostrzeszów	6,4	liniowa	potęgowa / 0,99	7
3	Syców	9,6	liniowa	potęgowa / 0,93	14
4	Prusice	9,3	liniowa	logarytmiczna / 0,99	8
5	Krotoszyn	8,1	liniowa	logarytmiczna / 0,94	16
6	Żarki	3,8	liniowa	logarytmiczna / 0,99	18
7	Cieletniki	6,9	liniowa	potęgowa / 0,99	22
8	Droniowice	10,5	logarytmiczna	logarytmiczna / 0,99	10
9	Truskolasy	3,0	liniowa	logarytmiczna / 0,99	15
10	Siemkowice	11,6	liniowa	logarytmiczna / 0,99	7
11	Uniejów	4,9	liniowa	logarytmiczna / 0,98	28
12	Turkowice	5,4	logarytmiczna	potęgowa / 0,99	25
13	Dobra	6,5	logarytmiczna	logarytmiczna / 0,92	9
14	Rychwał	8,6	liniowa	logarytmiczna / 0,99	11
15	Witkowo	4,3	liniowa	potęgowa / 0,99	24
16	Września	9,8	liniowa	logarytmiczna / 0,99	6
17	Sokolniki	6,9	logarytmiczna	logarytmiczna / 0,93	12
18	Malanów	5,9	liniowa	logarytmiczna / 0,99	18
19	Sobótka	6,5	liniowa	logarytmiczna / 0,99	13
20	Borek	12,0	liniowa	logarytmiczna / 0,99	13
21	Czerwona Wieś	4,3	liniowa	logarytmiczna / 0,99	18
22	Poznań-Szczepankowo	7,0	logarytmiczna	logarytmiczna / 0,99	25
23	Izbica Kujawska	3,2	liniowa	potęgowa / 0,99	23
24	Zaryń	1,9	logarytmiczna	logarytmiczna / 0,99	32
25	Mostki	6,5	liniowa	logarytmiczna / 0,97	32
26	Kalina	2,8	logarytmiczna	logarytmiczna / 0,98	21
27	Silnica	7,8	liniowa	logarytmiczna / 0,91	9
28	Przedbórz	33,1	liniowa	logarytmiczna / 0,99	39
29	Radonia	3,2	logarytmiczna	potęgowa / 0,99	36
30	Królowa Wola	3,2	logarytmiczna	potęgowa / 0,99	44
31	Bieliny	5,1	liniowa	potęgowa / 0,99	20
32	Końskie-Bawaria	8,5	logarytmiczna	potęgowa / 0,99	20
33	Łękawica	3,2	liniowa	logarytmiczna / 0,99	21
34	Grabów	6,2	liniowa	logarytmiczna / 0,94	13
35	Osuchów	7,8	liniowa	potęgowa / 0,99	9
36	Mała Wieś	4,9	liniowa	logarytmiczna / 0,98	29
37	Bibianów	6,4	logarytmiczna	logarytmiczna / 0,99	14
38	Strzelce	13,4	logarytmiczna	logarytmiczna / 0,98	14
39	Krakówka	4,7	liniowa	logarytmiczna / 0,99	10
40	Helenów	5,2	logarytmiczna	logarytmiczna / 0,97	11
41	Stryków	2,4	liniowa	potęgowa / 0,99	17

źródło: opracowanie własne
source: own work

Charakterystyki zmienności sezonowej położenia zwierciadła wody podziemnej w badanych poziomach wodonośnych

Characteristics of seasonal fluctuation of groundwater level in examined aquifers

Nr	Studnia Well	IS [%]	PK [dni / days]	PK [miesiąc / month]	WRH [%]
1	Dębiniec	9,7	102	II	15,8
2	Ostrzeszów	14,0	134	III	17,7
3	Syców	9,7	113	II	16,6
4	Prusice	5,8	115	II	7,9
5	Krotoszyn	5,2	113	II	15,7
6	Żarki	6,0	153	III	4,7
7	Cielętniki	3,6	100	II	11,9
8	Droniowice	10,4	134	III	16,2
9	Truskolasy	1,4	99	II	1,1
10	Siemkowice	4,5	161	IV	13,0
11	Uniejów	4,7	243	VI	3,4
12	Turkowice	4,9	118	II	10,3
13	Dobra	5,8	122	III	19,4
14	Rychwał	8,7	132	III	22,2
15	Witkowo	3,2	270	VII	13,8
16	Września	12,2	138	III	18,8
17	Sokolniki	2,3	124	III	5,3
18	Malanów	9,0	122	III	26,3
19	Sobótka	11,7	118	II	21,4
20	Borek	8,5	117	II	16,6
21	Czerwona Wieś	12,2	256	VII	13,5
22	Poznań-Szczepankowo	13,4	120	II	27,6
23	Izbica Kujawska	4,1	257	VII	4,4
24	Zaryń	6,8	253	VII	5,3
25	Mostki	7,8	162	IV	7,8
26	Kalina	5,7	110	II	10,4
27	Silnica	9,3	136	III	8,4
28	Przedbórz	2,9	255	VII	1,2
29	Radonia	4,2	228	VI	2,1
30	Królowa Wola	1,3	111	II	0,1
31	Bieliny	8,5	124	III	13,8
32	Końskie-Bawaria	5,8	271	VII	10,8
33	Łękawica	4,9	261	VII	2,3
34	Grabów	13,1	140	III	11,3
35	Osuchów	15,6	136	III	30,3
36	Mała Wieś	6,4	251	VII	1,7
37	Bibianów	5,6	114	II	4,4
38	Strzelce	2,2	141	III	1,9
39	Krakówka	13,8	124	III	26,3
40	Helenów	3,2	118	II	7,6
41	Stryków	3,4	230	VI	2,2

źródło: opracowanie własne

source: own work

Współczynniki kierunkowe trendu liniowego wysokości zwierciadła wody podziemnej nad poziomem morza dla roku

i poszczególnych miesięcy w badanych poziomach wodonośnych

Linear trend direction factors of groundwater level ordinate for the whole year and subsequent months in examined aquifers

Nr	Studnia / Well	Rok / year	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1	Dębniec	0,20	0,23	0,26	0,47*	0,38	0,32	0,06	0,07	-0,07	0,29*	0,06	0,08	0,08
2	Ostrzeszów	0,17	0,20	0,35	0,41	0,32	0,35*	0,41*	0,10*	-0,17*	0,00	-0,06	0,00	0,10
3	Syców	1,82	2,00	1,90	1,78	1,52	1,29	0,90	0,89	1,31	2,17	1,70	1,47	1,59
4	Prusice	-0,49	-0,68	-0,55	-0,33	-0,43	-0,22	-0,37	-0,42	-0,63*	-0,54*	-0,85*	-0,51	-0,67
5	Krotoszyn	0,19	0,39	-0,13	0,00	-0,42	-0,22	0,28	0,97	1,19	-0,20	-0,54	0,10	0,40
6	Żarki	-1,26	-1,33	-1,40	-1,21*	-1,05	-0,94	-1,42*	-1,22	-0,98	-1,34	-1,27	-1,44	-1,36
7	Cielmiki	0,51	0,52	0,67	0,34	-0,06	0,34	0,28	0,33	1,07	1,02	0,74	0,82	0,58
8	Droniowice	-0,21	-0,31	-0,32	-0,14	-0,17	-0,21	-0,09	-0,10	-0,15	-0,06	-0,33	-0,48	-0,38
9	Truskolasy	-0,48	-0,49	-0,50	-0,57	-0,59*	-0,54*	-0,61*	-0,54	-0,35	-0,36*	-0,48	-0,48	-0,51
10	Siemkowice	0,26	0,13*	0,11*	0,11*	-0,23*	0,15	0,54*	0,54*	0,63	0,92*	0,37*	0,18	-0,12*
11	Uniejów	2,90	2,82*	2,88*	2,98*	2,89*	3,04*	3,08	3,08*	2,87*	2,98*	2,83*	2,75*	2,63*
12	Turkowiec	-2,34*	-2,66*	-2,69*	-2,49*	-2,57*	-2,36	-2,35*	-2,32*	-2,70*	-2,03*	-2,09	-2,05	-2,21*
13	Dobra	0,02	-0,22	0,11	0,20	0,16	0,09	0,12	0,05	-0,07	0,16	-0,16	-0,10	-0,06
14	Rychwał	0,27	0,73	0,48	0,51	0,63	0,46*	-0,04	-0,23	-0,23	-0,06	-0,22	0,26	0,52
15	Witkowo	0,24*	0,57	0,48	0,41	0,43	0,39*	-0,16	-0,29	-0,44	-0,13	-0,19	0,17	0,22
16	Września	-0,21	0,46	0,52	0,55	0,28*	0,21	-0,05	0,07	0,06	0,67	0,34	0,67	0,41
17	Sokolniki	-0,55	-0,10	0,00*	-0,11*	-0,28*	-0,21	-0,54*	-0,76	-1,40	-1,17	-1,56*	-1,31*	-0,41
18	Malanów	0,31	0,59	0,59	0,48*	0,28	0,11	0,05	-0,03*	0,12*	0,49	0,14	0,44	0,41*
19	Sobótka	-0,26	-0,26	-0,31	-0,09*	-0,26	-0,30	-0,24	-0,40	-0,58	-0,13	-0,24	-0,16	-0,26
20	Borek	-0,05*	0,15	0,09	-0,30	-0,21	0,16	-0,07	-0,47	-0,41	-0,17	-0,28	0,32	0,33
21	Czerwona Wieś	-0,02	0,17	0,09	0,01	-0,17	-0,17	-0,12	-0,27	-0,41	-0,05	-0,18	0,23	0,21
22	Poznań-Szczepankowo	0,45*	0,86*	0,80	0,50	0,38	0,36	0,30	0,14	-0,17	0,44	0,18	0,59	0,65
23	Izbica Kujawska	1,36	1,41	1,47	1,59	1,55	1,57	1,38	1,16	1,09	1,34	1,21	1,31	1,35
24	Zaryń	-0,65*	-0,65	-0,65*	-0,64	-0,63	-0,59	-0,61*	-0,60	-0,74	-0,62*	-0,69*	-0,73	-0,68
25	Mostki	-3,24*	-2,89	-3,20*	-3,27*	-3,11	-2,84*	-2,61	-3,23	-3,50*	-3,08*	-3,63*	-3,29*	-2,82*
26	Kalina	-0,25	-0,22	-0,23	-0,22	-0,17	-0,24	-0,32	-0,22	-0,40	-0,14	-0,34	-0,38	-0,33*
27	Silnica	-0,84	-0,77	-0,70	-0,80	-0,78	-0,80	-0,81*	-1,04*	-0,89*	-0,86	-0,98	-0,87	-0,74
28	Przedbórz	9,27*	8,57*	10,39*	10,01*	8,96	8,23*	9,20*	7,85	8,00	8,23*	7,73*	10,24*	9,23*
29	Radonia	-1,64	-1,72	-1,79*	-1,81	-1,78	-1,67	-1,55	-1,53	-1,58	-1,56	-1,52	-1,57*	-1,52
30	Królowa Wola	-0,26	-0,19	-0,24	-0,16	-0,25	-0,28	-0,20	-0,42	-0,26	-0,23	0,20	-0,23*	-0,25*
31	Bieliny	-0,60	-0,56	-0,54	-0,54	-0,60	-0,53	-0,62	-0,68	-0,86	-0,54*	-0,67	-0,61	-0,58
32	Końskie-Bawaria	0,28	0,79	0,75*	0,30	0,20	0,13*	-0,32	-0,62	-0,34	-0,27	-0,49	-0,19	0,17
33	Łękawica	-0,84*	-0,92	-0,83	-0,85	-0,94*	-0,87*	-0,86	-0,80*	-0,88*	-0,81	-0,80	-0,77	-0,84*
34	Grabów	-1,30*	-1,36	-1,42*	-1,44*	-1,55*	-1,59*	-1,54*	-1,35*	-1,32*	-1,02*	-1,09*	-1,01	-1,05
35	Osuchów	0,29	0,44	0,38	0,80	0,55	0,39	0,24	-0,02	-0,25	0,04	-0,04	0,18	0,40
36	Mała Wieś	2,03	2,25*	2,26*	2,28*	1,99	1,86	1,89	1,93	1,77	2,05*	2,09	2,10*	2,07*
37	Bibianów	-0,45	-0,44	-0,69	-0,55	-0,51	-0,48	-0,55	-0,45	-0,56*	-0,23	-0,50	-0,35	-0,23
38	Strzelce	5,42*	5,09*	4,94*	4,64*	5,74*	6,76*	5,80*	6,09	5,81*	5,61*	4,79*	5,26*	5,00*
39	Krakówka	-0,65	-0,77	-0,80	-0,61	-0,50	-0,49	-0,49	-0,62*	-0,95*	-0,62	-0,86*	-0,76*	-0,75
40	Helenów	-1,50*	-1,56	-1,56	-1,30	-1,30	-1,26	-1,36	-1,44	-1,88	-1,68	-1,81*	-1,67	-1,67*
41	Stryków	-0,90	-0,95	-0,96*	-0,74	-0,60	-0,66	-0,73	-0,73*	-0,71	-0,65	-0,89	-0,88	-0,82

źródło: opracowanie własne / source: own work

* – wskaźnik kierunkowy trendu istotny na poziomie $\alpha = 0,05$; * – linear trend direction factor statistically significant on level $\alpha = 0,05$

Parametry rozkładów i kwantyle prawdopodobieństwa najniższych rzędnych zwierciadła wody podziemnej
w środkowej Polsce

Distribution parameters and quantiles of probability of minimum ordinates of groundwater level
in central Poland

Nr	Studnia Well	Rozkład Distribution	Parametry rozkładu Distribution parameters			H' _{pmin}	
			α	β	ε	50 %	10 %
1	Dębiniec	E3	8,680	185,02	182,40	184,91	184,42
2	Ostrzeszów	E3	11,946	200,33	199,39	200,30	200,17
3	Syców	E3	7,897	166,55	163,49	166,41	165,79
4	Prusice	LN2	4,712	0,004	-	111,23	110,64
5	Krotoszyn	LN2	4,902	0,003	-	134,55	134,09
6	Żarki	E3	7,464	284,19	281,72	284,08	283,55
7	Cielętniki	LN2	5,409	0,001	-	223,45	223,18
8	Droniowice	E3	8,993	268,02	265,91	267,94	267,55
9	Truskolasy	E3	4,410	285,22	284,33	285,15	284,87
10	Siemkowice	LN2	5,203	0,001	-	181,90	181,60
11	Uniejów	E3	5,259	112,20	109,33	112,00	111,20
12	Turkowice	E3	5,854	121,45	118,82	121,29	120,61
13	Dobra	LN2	4,766	0,002	-	117,48	117,19
14	Rychwał	E3	4,245	104,79	103,47	104,68	104,25
15	Witkowo	E3	88,107	111,71	91,42	111,63	111,20
16	Września	LN2	4,640	0,004	-	103,56	103,08
17	Sokolniki	E3	11,116	184,31	180,95	184,20	183,70
18	Małańów	E3	5,961	171,10	169,93	171,04	170,74
19	Sobótka	E3	3,729	139,88	139,17	139,81	139,56
20	Borek	E3	11,567	119,38	114,54	119,23	118,53
21	Czerwona Wieś	E3	2,899	70,249	69,59	70,17	69,89
22	Poznań-Szczepankowo	E3	5,954	83,533	81,52	83,41	82,90
23	Izbica Kujawska	LN2	4,776	0,004	-	118,69	118,14
24	Zaryń	LN2	4,578	0,002	-	97,33	97,05
25	Mostki	LN2	4,561	0,005	-	95,65	95,04
26	Kalina	E3	4,148	79,407	78,73	79,35	79,12
27	Silnica	LN3	0,144	0,182	215,62	216,77	216,53
28	Przedbórz	E3	1,686	195,65	194,05	195,34	194,47
29	Radonia	LN3	2,315	0,039	186,88	197,00	196,51
30	Królowa Wola	E3	4,502	163,78	161,61	163,61	162,93
31	Bieliny	LN2	4,977	0,001	-	145,00	144,73
32	Końskie-Bawaria	E3	9,209	253,73	249,41	253,56	252,79
33	Łękawica	LN2	4,669	0,002	-	106,55	106,25
34	Grabów	E3	2,014	109,57	109,19	109,51	109,32
35	Osuchów	LN2	5,244	0,001	-	189,37	189,15
36	Mała Wieś	E3	1,671	174,25	172,64	173,93	173,06
37	Bibianów	E3	4,914	144,51	142,38	144,36	143,73
38	Strzelce	E3	6,734	129,44	127,81	129,36	128,98
39	Krakówka	E3	3,845	57,026	56,32	56,92	56,71
40	Helenów	E3	12,057	79,089	76,15	79,00	78,59
41	Stryków	E3	3,541	156,84	155,62	156,72	156,27

źródło: opracowanie własne
source: own work

Parametry rozkładów i kwantyle prawdopodobieństwa najwyższych rzędnych zwierciadła wody podziemnej
w środkowej Polsce

Distribution parameters and quantiles of probability of maximum ordinates of groundwater level
in central Poland

Nr	Studnia Well	Rozkład Distribution	Parametry rozkładu Distribution parameters			H [*] _{Pmax}	
			α	β	ε	50%	10%
1	Dębiniec	LN2	5,433	0,003	-	185,96	186,43
2	Ostrzeszów	LN2	5,303	0,002	-	201,01	201,45
3	Syców	LN2	5,123	0,002	-	167,83	168,25
4	Prusice	P3	0,133	2,355	111,89	112,22	112,38
5	Krotoszyn	LN2	4,912	0,005	-	135,93	136,73
6	Żarki	LN2	5,652	0,002	-	284,71	285,29
7	Cielętniki	LN2	5,415	0,002	-	224,65	225,16
8	Droniowice	LN2	5,596	0,001	-	269,21	269,62
9	Truskolasy	LN2	5,654	0,001	-	285,52	285,84
10	Siemkowice	LN2	5,208	0,0003	-	182,73	182,81
11	Uniejów	LN3	3,567	0,021	77,38	112,80	113,78
12	Turkowice	LN2	4,805	0,004	-	122,14	122,71
13	Dobra	LN3	1,458	0,054	113,97	118,27	118,57
14	Rychwał	LN2	4,661	0,001	-	105,71	105,85
15	Witkowo	LN3	1,316	0,418	111,92	112,19	112,38
16	Września	LN3	0,707	0,096	102,93	104,96	105,22
17	Sokolniki	LN2	5,221	0,001	-	185,15	185,46
18	Malanów	LN3	1,395	0,052	167,82	171,86	172,14
19	Sobótka	P3	0,349	1,267	140,51	141,13	141,38
20	Borek	P3	0,247	2,204	120,32	120,95	121,26
21	Czerwona Wieś	LN2	4,263	0,008	-	71,03	71,75
22	Poznań-Szczepankowo	LN2	4,440	0,005	-	84,80	85,30
23	Izbica Kujawska	LN2	4,782	0,004	-	119,36	119,95
24	Zaryń	LN3	0,204	0,263	96,50	97,73	98,22
25	Mostki	LN2	4,575	0,008	-	97,01	98,05
26	Kalina	LN3	0,463	0,166	78,20	79,79	80,17
27	Silnica	LN3	0,539	0,191	215,92	217,63	218,11
28	Przedbórz	LN3	2,259	0,252	189,36	198,94	202,58
29	Radonia	LN2	5,286	0,002	-	197,60	198,19
30	Królowa Wola	LN2	5,100	0,003	-	163,97	164,61
31	Bieliny	LN2	4,982	0,002	-	145,71	146,15
32	Końskie-Bawaria	LN2	5,541	0,001	-	254,95	255,38
33	Łękawica	LN2	4,672	0,003	-	106,96	107,33
34	Grabów	LN2	4,704	0,003	-	110,34	110,82
35	Osuchów	LN2	5,251	0,001	-	190,75	191,10
36	Mała Wieś	E1	0,903	-	174,47	174,88	177,19
37	Bibianów	LN2	4,978	0,004	-	145,23	145,91
38	Strzelce	LN2	4,870	0,006	-	130,34	131,38
39	Krakówka	LN2	4,056	0,005	-	57,72	58,06
40	Helenów	LN2	4,377	0,004	-	79,63	80,08
41	Stryków	LN2	5,058	0,003	-	157,20	157,79

źródło: opracowanie własne
source: own work

Autokorelacje najniższych i najwyższych rocznych stanów zwierciadła wody podziemnej
w poziomach wodonośnych środkowej Polski

Autocorrelations of minimum and maximum yearly ordinates of groundwater level
of aquifers in central Poland

Nr	Studnia Well	H' _{min}		H' _{max}	
		R _{a1min}	n _{r,min(0,05)}	R _{a1max}	n _{r,max(0,05)}
1	Dębiniec	0,535*	1	0,197	0
2	Ostrzeszów	0,599*	2	0,260	0
3	Syców	0,695*	2	0,478*	2
4	Prusice	0,704*	2	0,601*	2
5	Krotoszyn	0,641*	1	0,419*	1
6	Żarki	0,576*	2	0,644*	2
7	Cielętniki	0,201	0	0,135	0
8	Droniowice	0,722*	2	0,486*	1
9	Truskolasy	0,640*	1	0,599*	2
10	Siemkowice	0,216	0	0,154	0
11	Uniejów	0,682*	2	0,573*	1
12	Turkowice	0,747*	2	0,728*	3
13	Dobra	0,027	0	0,090	0
14	Rychwał	0,336*	1	0,028	0
15	Witkowo	0,362*	1	0,596*	1
16	Września	0,296*	1	0,394*	1
17	Sokolniki	0,733*	2	0,240	0
18	Malanów	0,454*	1	0,047	0
19	Sobótka	0,418*	1	0,260	0
20	Borek	0,613*	1	0,404*	1
21	Czerwona Wieś	0,459*	1	0,323*	1
22	Poznań-Szczepankowo	0,597*	1	0,282*	1
23	Izbica Kujawska	0,587*	1	0,481*	1
24	Zaryń	0,605*	1	0,580*	2
25	Mostki	0,689*	4	0,256*	2
26	Kalina	0,539*	1	0,436*	1
27	Silnica	0,713*	3	0,283*	2
28	Przedbórz	0,593*	4	0,384*	2
29	Radonia	0,677*	3	0,565*	2
30	Królowa Wola	0,829*	3	0,777*	2
31	Bieliny	0,731*	2	0,376*	1
32	Końskie-Bawaria	0,293	0	0,346*	1
33	Łękawica	0,822*	3	0,574*	3
34	Grabów	0,697*	2	0,807*	5
35	Osuchów	0,320*	1	0,082	0
36	Mała Wieś	0,882*	4	0,678*	4
37	Bibianów	0,675*	1	0,693*	2
38	Strzelce	0,464*	1	0,615*	2
39	Krakówka	0,506*	1	0,247*	1
40	Helenów	0,697*	2	0,627*	2
41	Stryków	0,591*	1	0,661*	3

źródło: opracowanie własne
source: own work

* – istotny statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$

* – statistically significant on level $\alpha = 0,05$

Wybrane statystyki zmiennych w ramach poszczególnych typów dynamiki zwierciadła płytkich wód podziemnych w środkowej Polsce

Chosen statistics of variables in particular types of the dynamics of shallow groundwater level in central Poland

Typ Studnie Wells	Typ 1	Typ 2	Typ 3	Typ 4	Typ 5	Typ 6	Typ 7	Typ 8
	Nr 1 (Dębiniac) Nr 26 (Kalina) Nr 27 (Siłnica) Nr 39 (Krakówka)	Nr 2 (Ostrzeszów) Nr 16 (Września) Nr 19 (Sobótka) Nr 22 (Poznań- Szczepankowo)	Nr 3 (Syców) Nr 5 (Krotoszyn) Nr 17 (Sokolniki) Nr 20 (Borek) Nr 25 (Mostki) Nr 31 (Bieliny) Nr 38 (Strzelce)	Nr 7 (Cielmiki) Nr 13 (Dobra) Nr 14 (Rychwał) Nr 18 (Małanów) Nr 35 (Osuchów)	Nr 4 (Prusice) Nr 8 (Droniowice) Nr 9 (Truskolasy) Nr 37 (Bibianów) Nr 40 (Helenów)	Nr 6 (Żarki) Nr 12 (Turkowiec) Nr 23 (Izbica Kujawska) Nr 30 (Królowska Wola) Nr 34 (Grabów) Nr 36 (Mała Wieś)	Nr 11 (Uniejów) Nr 24 (Zaryń) Nr 29 (Radonia) Nr 33 (Łękawica)	Nr 15 (Witkowo) Nr 21 (Czerwona Wieś) Nr 28 (Przedbórz) Nr 32 (Końskie- Bawaria)
średnia average	GOD	0,48	0,15	0,32	0,59	0,46	0,27	0,15
	c_v	0,09	0,28	0,18	0,20	0,14	0,09	0,15
	R_{alt}	0,94	0,95	0,94	0,97	0,93	0,94	0,98
	PK	0,32	0,35	0,35	0,32	0,47	0,67	0,72
	WRH	0,15	0,21	0,21	0,07	0,05	0,03	0,10
	R_{almin}	0,57	0,48	0,26	0,69	0,72	0,68	0,43
odchylenie standardowe standard deviation	R_{almax}	0,29	0,30	0,09	0,60	0,69	0,59	0,41
	GOD	0,12	0,02	0,09	0,04	0,13	0,09	0,04
	c_v	0,04	0,11	0,06	0,09	0,07	0,05	0,08
	R_{alt}	0,06	0,02	0,06	0,03	0,12	0,05	0,01
	PK	0,04	0,03	0,06	0,03	0,18	0,04	0,02
	WRH	0,08	0,04	0,07	0,06	0,05	0,01	0,06
współczynnik zmienności variability coefficient	R_{almin}	0,09	0,15	0,15	0,03	0,12	0,09	0,13
	R_{almax}	0,10	0,06	0,05	0,07	0,12	0,04	0,12
	GOD	0,25	0,13	0,40	0,07	0,28	0,32	0,28
	c_v	0,45	0,38	0,34	0,43	0,48	0,54	0,53
	R_{alt}	0,06	0,02	0,06	0,03	0,13	0,06	0,01
	PK	0,13	0,08	0,16	0,11	0,38	0,06	0,03
źródło: opracowanie własne source: own work	WRH	0,53	0,21	0,35	0,76	0,83	0,44	0,60
	R_{almin}	0,16	0,31	0,56	0,05	0,17	0,14	0,30
	R_{almax}	0,35	0,22	0,54	0,12	0,17	0,07	0,30