

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 87

Piotr Moniewski

Źródła
okolic Łodzi



Łódzkie Towarzystwo Naukowe

Łódź - 2004

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
tel. (042) 66 55 459, fax (042) 66 55 464
sprzedaż wydawnictw tel. 66 55 448
<http://www.ltn.lodz.pl>

REDAKTOR
Krystyna Turkowska

RECENZENT TOMU
Zygmunt Maksymiuk

Kolegium redakcyjne
*Zbigniew Klajnert, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Kozuchowski,
Tadeusz Krzemiński, Zygmunt Maksymiuk, Barbara Manikowska*

Sekretarz: Danuta Dzieduszyńska

**Wydano z pomocą finansową Komitetu Badań Naukowych
i Uniwersytetu Łódzkiego**

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2004

ISSN 0065-1249

Skład: Karolina Ławska
Projekt okładki: Agnieszka Roman
Druk: Triada, Łódź, ul. Limanowskiego 147/149
Nakład: 200 egz.

*Jeśli chcesz znaleźć źródło,
musisz iść do góry, pod prąd.
Przedzieraj się, szukaj, nie ustępuj,
wiesz, że ono musi tu gdzieś być.
Gdzie jesteś, źródło...
Gdzie jesteś, źródło?!*

*Jan Paweł II
„Tryptyk Rzymski”*

TREŚĆ

Od Autora.....	12
Rola źródeł w środowisku i gospodarce wodnej.....	13
Znaczenie badań krenologicznych.....	13
Ekosystemy źródlane.....	14
Źródła a człowiek.....	15
Ochrona źródeł.....	19
Podstawowe pojęcia i klasyfikacje źródeł.....	22
Występowanie źródeł w Polsce.....	31
Przegląd regionów krenologicznych.....	31
Dotychczasowy stan wiedzy o stosunkach krenologicznych okolic Łodzi.....	37
Źródła na tle wybranych elementów fizycznogeograficznych badanego obszaru.....	40
Charakterystyka fizycznogeograficzna.....	40
Warunki morfologiczne.....	40
Zarys budowy geologicznej.....	41
Hydrografia i warunki hydrogeologiczne.....	42
Badanie źródeł.....	44
Rozpoznanie krenologiczne.....	44
Rozmieszczenie źródeł.....	46
Jakość wód źródłanych.....	49
Źródła obserwowane i ich charakterystyka.....	51
Materiał badawczy.....	51
Źródła w zlewni Dzierżąznej.....	52
Źródła w zlewni górnej Moszczenicy.....	56
Źródła w zlewni górnej Mrogi.....	58
Uwagi o rozwoju nisz źródłiskowych.....	62
Warunki hydrometeorologiczne w okresie badań.....	64
Warunki pogodowe.....	64
Dynamika stanów wód podziemnych.....	69
Podstawowe cechy reżimu źródeł.....	75
Informacje ogólne.....	75
Zmienność wydatku.....	78
Krzywe wysychania i potencjały zasobności źródeł.....	81
Sezonowość wydatku.....	82
Inercja wydajności.....	86
Temperatura wody podziemnej.....	89
Odczyn wód źródłanych.....	92
Erozyjna działalność wód źródłanych.....	93

Korelacje przestrzenne.....	96
Problem synchroniczności wydatku źródeł.....	96
Synchroniczne i niesynchroniczne wahania stanów wód podziemnych i wydajności źródeł.....	101
Rola źródlisk w odpływie rzeczonym.....	106
Źródła okolic Łodzi na tle źródeł Polski.....	111
Źródła czy źródliska?.....	111
Uźródłowienie.....	113
Wpływ warunków morfologicznych na rozmieszczenie i wydajność wypływów.....	114
Reżim źródeł.....	116
Cechy fizykochemiczne wód źródlanych.....	119
Związki przestrzenne.....	121
Znaczenie źródeł w odpływie.....	122
Bibliografia.....	125

SPIS ILUSTRACJI

Rysunki

1. Źródła Polski na tle regionalizacji krenologicznej
2. Źródła województwa łódzkiego
3. Ukształtowanie powierzchni i hydrografia Wzniesień Łódzkich
4. Przekrój geologiczny środkowej części obszaru badań
5. Litologia utworów powierzchniowych Wzniesień Łódzkich
6. Położenie i suma wydajności źródeł na obszarze badań
7. Źródliko w Rudunkach
8. Źródliko w Głowie
9. Źródlika w Rosanowie I i II
10. Źródliko w Ciosnach
11. Źródliko w Skoszewach Nowych
12. Źródlika w Imielniku Starym i w Borkach
13. Źródliko w Rochnie
14. Źródliko w Mrodze Dolnej
15. Źródliko w Grzmiącej
16. Źródliko w Dąbrówce Dużej
17. Dobowe sumy opadów i grubość pokrywy śnieżnej na posterunku w Ciosnach oraz średnia dobowa temperatura na stacji Łódź-Lublinek
18. Miesięczne wartości elementów bilansowych w zlewni Dzierżąznej
19. Zmiany położenia zwierciadła wody w kontrolowanych studniach
20. Średnie i ekstremalne stany wód podziemnych w studniach Ciosnach i w Mrodze Dolnej
21. Współczynniki korelacji średnich miesięcznych stanów wód podziemnych w badanych studniach
22. Wydajność źródeł względem średniej w okresie marzec 1998 – luty 2001
23. Związek współczynników zmienności: Mailleto'a – R i c_v ze średnią wydajnością źródeł
24. Odpływ źródeł źródeł półroczach.
25. Indeks sezonowości i pora koncentracji wydatku źródeł
26. Związek średniej temperatury wody z przeciętną wysokością zlewni źródeł
27. Temperatura wody wybranych źródeł
28. Miesięczne masy transportu rumowiska unoszonego w źródłach R I i C I oraz ich porównanie z transportem unosin w Ciosence
29. Krzywe zasilania źródeł – związki średnich miesięcznych stanów wód podziemnych i wydajności źródeł
30. Skumulowana wydajność badanych źródeł
31. Zmienność przepływów rzecznych na tle zmienności wydajności źródeł i wskaźnika KBW

Tabele

1. Wydajność źródeł według klasyfikacji Meinzera
2. Wpływy wód podziemnych w przedziałach wysokości

3. Wymiary nisz i zlewni źródeł
4. Miesięczne poprawki opadów – ω [%], wg Kowalczyka i Ujdy
5. Średnie miesięczne, półroczne i roczne sumy bilansowe w okresie marzec 1998 – luty 2001
6. Średnie roczne i ekstremalne stany wód podziemnych w latach 1961–1985 (studnie IMGW)
7. Charakterystyki wydajności źródeł
8. Zasoby i wydajność zbiorników drenowanych przez źródła
9. Średnie miesięczne wydajności źródeł z okresu marzec 1998 – luty 2001
10. Współczynniki autokorelacji terminowych wydatków źródeł
11. Temperatura i odczyn wód źródłanych oraz ich powiązania
12. Współczynniki korelacji średnich miesięcznych wydajności źródeł
13. Współczynniki korelacji średnich miesięcznych wydajności źródła w Dąbrówce z innymi źródłami
14. Współczynniki korelacji średnich miesięcznych stanów wód podziemnych, wydajności źródeł i wskaźnika KBW
15. Współczynniki korelacji średnich miesięcznych stanów wód podziemnych, wydajności źródeł i wskaźnika KBW
16. Udział wód źródłanych w odpływie rzeczonym

ZARYS TREŚCI

Źródła północnej części Wzniesień Łódzkich są jednym z najważniejszych ogniw systemu hydrologicznego tego regionu. Podczas kartowania hydrologicznego zlokalizowano 178 miejsc wypływu wody podziemnej na powierzchnię. Niniejsza praca prezentuje wyniki badań różnych aspektów ich reżimu, badanego w oparciu o 3-letnie (marzec 1998 r. – luty 2001 r.) pomiary wydajności 12 wybranych wypływów, skupionych w zlewniach Dzierżąskiej, górnej Moszczenicy, Mrożycy i górnej Mrogi. Obiekty te są typowe dla badanego obszaru i dość równomiernie rozmieszczone wzdłuż całej krawędzi morfologicznej regionu. Pomiary hydrometryczne zostały uzupełnione danymi meteorologicznymi z tego samego okresu. Bogaty materiał kartograficzny i pomiarowy umożliwił gruntowną analizę wpływu warunków meteorologicznych, hydrologicznych i morfologicznych na zasilanie źródeł. Przeanalizowano kilka wskaźników: uźródłowienia, średniego wydatku i jego zmienności, przeciętnego wydatku jednostkowego, wskaźnika sezonowości i pory koncentracji. Na podstawie analizy korelacji pomiędzy wydajnością źródeł a czasowymi zmianami innych elementów środowiska, stwierdzono związki synchroniczne w obrębie poziomów wodonośnych. Pozwoliło to wyjaśnić mechanizmy krążenia wody w zlewniach źródeł w aspekcie czasowym i przestrzennym. W pracy dokonano również oceny zasobności drenowanych przez źródła zbiorników wód podziemnych, ich wzajemnych powiązań hydraulicznych oraz odnawialności zasobów wodnych. Analizowano też cechy fizykochemiczne wód źródłanych, ich temperaturę i odczyn, ponieważ zlewnie podziemne wszystkich źródełisk są poddawane permanentnej antropopresji. Podkreślono również istotną rolę źródeł w regulacji odpływu rzecznoego, ich wpływ na rozwój procesów erozyjnych w początkowych odcinkach rzek oraz znaczenie w środowisku geograficznym regionu. W niektórych zlewniach udział wód źródłanych w odpływie rzecznoym może przekraczać 50 %.

OD AUTORA

Celem pracy jest zaprezentowanie wyników kilkuletnich badań naturalnych wypływów wód podziemnych, położonych w północnej części Wzniesień Łódzkich. Obszar ten rozciąga się na północ i północny wschód od Łodzi na długości kilkudziesięciu kilometrów. Zróżnicowane warunki fizycznogeograficzne powodują, iż obfituje on w liczne i wydajne wypływy wód podziemnych o dużych walorach poznawczych.

Źródła były dotąd niedocenianym i słabo poznanym elementem bogatego środowiska geograficznego tego regionu. Na podstawie gruntownego rozpoznania krenologicznego i badania różnych aspektów reżimu wybranych źródeł, podjąłem próbę wyjaśnienia mechanizmów krążenia wody w ich zlewniach. W tym celu przeprowadzono analizę wpływu warunków meteorologicznych, hydrologicznych i morfologicznych na ich zasilanie w aspekcie czasowym i przestrzennym. Podstawą rozważań była 3-letnia seria pomiarów (marzec 1998 r. – luty 2001 r.) wydajności 12 źródeł. Dokonano również oceny zasobności drenowanych przez nie zbiorników wód podziemnych i ich wzajemnych powiązań hydraulicznych. Poruszono też zagadnienie odnawialności zasobów wodnych i roli źródeł w zasilaniu rzek.

Sporo miejsca poświęcono także problemom terminologicznym i poznawczym, zwłaszcza w kontekście dotychczasowych badań krenologicznych w Polsce. Nie oznacza to wszakże, że skupiono się wyłącznie na aspektach hydrologicznych problemu. Praca zawiera liczne uwagi i wnioski dotyczące walorów przyrodniczych źródeł, ich roli w środowisku oraz istniejących zagrożeń i kierunków ochrony.

Piotr Moniewski

ROLA ŹRÓDEŁ W ŚRODOWISKU I GOSPODARCE WODNEJ

ZNACZENIE BADAŃ KRENOLOGICZNYCH

Źródła są bardzo interesującym przejawem i jednocześnie dowodem krążenia wody w przyrodzie. Stanowią jedno z ważnych ogniw obiegu wody, które w znacznym stopniu decyduje o wielu innych elementach tego procesu. Wody podziemne są łącznikiem pomiędzy atmosferą i wodami powierzchniowymi, ale jednocześnie działają jako bufor, swoisty „akumulator”, umożliwiający sprawne funkcjonowanie cyklu hydrologicznego. Zjawiska hydrologiczne zachodzące w przyrodzie z pominięciem jego podziemnej fazy, stają się gwałtowne i nieprzewidywalne w skutkach.

Zasoby wód podziemnych na Świecie są bardzo duże. Mimo, iż stanowią one zaledwie 0,75 % ogółu wód kuli ziemskiej, to gromadzą około 25 % zasobów wód słodkich – blisko sto razy więcej niż rzeki i jeziora (Chorley w: Soczyńska 1997). Z gospodarczego punktu widzenia, wody podziemne stanowią nagromadzone przez wieki bogactwo naturalne, z którego człowiek stosunkowo niedawno nauczył się korzystać w sposób racjonalny. Wiele szkody, w świadomości społecznej, przynosi traktowanie wód podziemnych wyłącznie jako surowca, z naciskiem na ich wykorzystanie, a z pominięciem często wielowymiarowego aspektu środowiskowego. Przymiotnik „odnawialne”, stosowany zwłaszcza w odniesieniu do płytkich wód podziemnych, stwarza też złudzenie nieograniczonych możliwości eksploatacyjnych ich zasobów i bagatelizuje potrzebę szczególnej troski o nie. Tymczasem, rzeczywista wartość tego „skarbu” jest niemożliwa do oszacowania, bo praktycznie jest on bezcenny. Może Natura celowo ukryła go pod powierzchnią Ziemi dbając o to, by – jak na prawdziwy skarb przystało – wody podziemne były chronione przed nadmierną ingerencją człowieka.

Jedynym miejscem, gdzie można jednocześnie: zobaczyć, dotknąć i zbadać wodę podziemną są źródła. Tu spotykają się różne światy: wewnętrzny i zewnętrzny; nieożywiony i ożywiony; litosfera, hydrosfera i biosfera. Źródła są swobodną „dziurką od klucza”, pozwalającą zajrzeć w głąb systemu podziemnego krążenia i jednocześnie „czarną skrzynką” rejestrującą jego działanie. Dlatego badania wypływów wód podziemnych skupiają uwagę specjalistów wielu przyrodniczych dyscyplin naukowych. Dla hydrogeologa, źródła są indykatorem przewodności hydraulicznej skał, dostarczają danych o wodonośności terenu oraz warunkach drenażu i dynamice ruchu wody podziemnej. Dla hydrologa, są one wyznacznikiem

zasobności zbiorników wód podziemnych i receptorem stopnia oddziaływania środowiska geologicznego na podziemną fazę obiegu wody w sensie ilościowym, a dla hydrochemika – jakościowym. Informacje krenologiczne są wykorzystywane przy budowie ujęć wody dla potrzeb przemysłu, rolnictwa i celów komunalnych, w tym także przy ujmowaniu wypływów wód podziemnych. Geomorfologów interesują z kolei procesy denudacyjne: erozja wsteczna, wglębna, a nawet ruchy masowe w obrębie nisz źródłanych. Specyficzne środowisko geograficzne powoduje także wykształcenie w nich biocenoz o unikalnych cechach, będących przedmiotem studiów biologicznych i ekologicznych.

Badania źródeł mają więc, lub przynajmniej powinny mieć, charakter interdyscyplinarny, wpisując się przez to doskonale w zadania stosunkowo młodej dziedziny nauki, nazywanej hydrologią środowiska (*environmental hydrology*). Zajmuje się ona jakościowym i ilościowym aspektem czasowej i przestrzennej dynamiki zasobów wodnych, badaniem zmian środowiska przyrodniczego oraz płynącymi stąd konsekwencjami hydrologicznymi (K u p c z y k 2002). Zadania tej dyscypliny mają szczególną rangę w regionach pod pewnymi względami słabo jeszcze rozpoznanych, na terenach silnej presji wywieranej na środowisko przez człowieka oraz w obszarach o cennych walorach naukowych, przyrodniczych czy edukacyjnych. Wybrany obszar badań – północna część Wzniesień Łódzkich, na pewno do takich należy.

EKOSYSTEMY ŹRÓDLANE

Źródła są jednymi z najcenniejszych przyrodniczo i krajobrazowo obiektów. W obliczu względnej jednorodności szaty roślinnej ich otoczenia, na szczególną uwagę zasługuje różnorodność biologiczna siedlisk źródłanych. Specyficzny mikroklimat nisz wpływa bowiem na odrębność flory i fauny źródeł, a spotykane w nich często rzadkie i zagrożone gatunki roślin i zwierząt (niekiedy reliktowe bądź endemiczne), podnoszą ich wartość przyrodniczą.

Przykładem bioróżnorodności środowiska są omawiane źródła północnej części Wzniesień Łódzkich. Lesistość tego regionu nie przekracza 30 %, a obszary zalesione są rozczłonkowane przez grunty rolne, zajmujące większą część jego powierzchni. Zbiorowiska roślinne źródeł tkwią więc w monotonnym, rolniczym krajobrazie niczym oazy. Flora źródlisk, w całym regionie łódzkim, liczy około 400 gatunków roślin naczyniowych i 40 gatunków mszaków (K u c h a r s k i , F i l i p i a k 1999). Typowymi fitocenozami, występującymi w niszach, są bagniste olszyny, zbiorowiska szuwarowe oraz błotne.

W otoczeniu wypływów, doskonale warunki siedliskowe znajdują też gatunki o specyficznych wymaganiach mikrosiedliskowych – mszaki, a zwłaszcza wątrobowce (np. rzadka rzęsienica kuternowata). Wokół wypływów spotykane są zielone łany przetacznika bobowniczka, a w nurcie odpływającej ze źródła wody –

potocznika wąskolistnego. Spośród innych roślin zielnych, należy wymienić gatunki powszechnie występujące w obszarach podmokłych: kaczeniec błotny, skrzyp polny, mięta wodna, pokrzywa zwyczajna i turzyca pospolita. Na szczególną uwagę zasługują rośliny ważne dla flory regionalnej: wełnianka wąskolistna i bobrek trójlistkowy oraz gatunki zagrożone w skali Polski środkowej: trędownik oskrzydłony i bniec czerwony. Warto podkreślić, że występują tu cztery gatunki podlegające ochronie całkowitej na obszarze Polski: barwinek pospolity, storczyki – listera jajowata i kukulka szerokolistna oraz pnącze – bluszcz pospolity. Spośród krzewów należy wymienić takie gatunki, jak: czeremcha zwyczajna, bez czarny, kruszyna pospolita i porzeczka czarna. Wśród drzew zdecydowanie dominuje olsza czarna, rzadziej jarząb pospolity, a na obrzeżu nisz – jawor, grab zwyczajny, brzoza brodawkowata oraz lipa drobnolistna i dąb szypułkowy (A n d r z e j e w s k i , M i c h a l s k a - H e j d u k 1998; J a k u b o w s k a - G a b a r a , K u c h a r s k i 1999; J a n i a k , M o n i e w s k i 2001).

W wodach źródłanych żyje również wiele gatunków bezkręgowców. Dzięki czystym wodom, o stałej w ciągu roku temperaturze, bogaty jest zwłaszcza świat owadów i skorupiaków, a spośród gatunków wodnych, najliczniej reprezentowanych, należy wymienić kielże oraz muchówki z rodziny kreślowatych i komarnicowatych (K o w a l c z y k i in. 1998). Źródła, szczególnie te rzadziej odwiedzane przez człowieka, są także ostoją zwierzyny, służąc jej jako wodopoje.

Jak każdy ekosystem, źródła są wrażliwe na zmiany warunków środowiskowych. Jego specyficzną cechą są biocenozy wykształcone w oparciu o względną stałość mikroklimatu: uwilgotnienia, temperatury, stopnia nasłonecznienia oraz izolację od czynników zewnętrznych. Spotykana w nich bujna, wielogatunkowa flora powstała na drodze naturalnej sukcesji roślinnej. Tworzą je ciekawe, piętrowo zorganizowane zespoły roślin higro- i hydrofilnych. Fauna źródeł także wykazuje duże zróżnicowanie. Spotykane są tu zarówno gatunki typowo rzeczne, jak i lądowe. Zespoły organizmów przystosowane do dużej dynamiki warunków siedliskowych są znacznie mniej wrażliwe na ich zmiany niż biocenozy preferujące biotopy statyczne. W przypadku źródeł, bardzo łatwo można tę stabilność naruszyć.

ŹRÓDŁA A CZŁOWIEK

Współczesna rola źródeł w środowisku rzadko bywa postrzegana z należytym zrozumieniem przez szerszy ogół społeczeństwa. Dla przeciętnego mieszkańca wsi, ważny jest przede wszystkim ich walor użytkowy. Oprócz zaopatrywania w wodę pitną, źródła były i są wykorzystywane do hodowli ryb oraz do napędu kół i turbin wodnych. Jeżeli źródła nie są użytkowane, najczęściej traktuje się je jako nieużytki, co dla wypływów położonych w pobliżu zabudowy wiejskiej, stwarza poważne zagrożenia.

Czyste i stosunkowo łatwo dostępne wody źródlane od dawna były wykorzystywane przez człowieka. Zasilane nimi były ateńskie wodociągi i rzymskie akwedukty. Źródła pojawiały się w wątkach starożytnych mitologii, w wielu motywach biblijnych, dawnych podaniach i legendach. Oprócz walorów praktycznych, źródła nabierały często znaczenia kultowego, a ich woda zyskiwała moc uzdrawiającą. Na ziemiach polskich działo się tak zarówno w czasach pogańskich (np. „Święte Źródło” pod szczytem Ślęży), jak i w okresie chrześcijaństwa (źródło św. Wolfganga nieopodal „Pogańskiej Kaplicy” w Górach Izerskich). Nazwy wielu źródeł są związane z imionami świętych lub z innymi motywami religijnymi. Z terenu Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej należy tu wymienić źródła: św. Józefa (Ojców), św. Elia-sza i św. Elizeusza w Czatkowicach, św. Jana (Węgrzynowice) oraz „Jordan” w Ściborzycach, „Objawienie” w Dietrznikach i źródło św. Floriana w Kochlewie. Na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu są to np. źródło pw. Matki Bożej Kębelskiej (Wąwolnica), św. Antoniego (Radecznicza), św. Mikołaja (Siedliska) i kilka mniejszych. Z pozostałych obszarów można tu przytoczyć np.: „Dobre Źródło” przy kaplicy św. Anny w Sosnowce (Przedgórze Karkonoskie), źródło św. Franciszka na stoku Łysicy czy źródło św. Huberta nad jez. Ostrowieckim (B a ś c i k , C h e ł m i c k i 2000; C i ę ż k o w s k i 2001; M i c h a ł c z y k 2001).

„Cudowne” właściwości źródeł, będących początkowo celami licznych pielgrzymek, potwierdzały niekiedy badania balneologiczne, dając podstawy do rozwoju uzdrowisk. W kilkudziesięciu polskich uzdrowiskach, wykorzystywane są lecznicze właściwości źródeł mineralnych: szczaw, solanek i wód siarczkowych, albo zawierających składniki swoiste (żelazistych, arsenowych, bromkowych, jodkowych, radoczynnych i in.). Ich występowanie jest jednak zawężone do Sudetów, Beskidów Zachodnich, Niecki Nidziańskiej, Kujaw i Pobrzeża Zachodniopomorskiego, przy czym większość z tych wypływów, wskutek eksploatacji, dawno znikła, a woda mineralna dobywana jest spod ziemi za pomocą odwiertów.

Ujmowanie naturalnych wypływów zwykłych wód podziemnych jest powszechne na terenie całej Polski. Szczególne znaczenie ma ono w osiedlach wiejskich, pozbawionych sieci wodociągowej. Tam, gdzie zwierciadło wody podziemnej znajduje się na dużej głębokości, a twarde podłoże utrudnia wykopanie studni, ujęcia wód źródłanych zaopatrują nieraz kilka wsi. Woda bywa czerpana wiadrem, żurawiem (rzadko) lub systemem rur – grawitacyjnie albo za pomocą hydroforu. Każdy z tych sposobów wymaga przekształcenia naturalnych warunków wypływu wody, przy czym ingerencja ta nierazkiedy prowadzi do nieodwracalnej dewastacji źródła. W regionie łódzkim około 20 % wypływów jest stale użytkowanych, a dalszych 17 % nosi ślady użytkowania w niedalekiej przeszłości (M o n i e w s k i 1997). Bardzo liczne przykłady można tu przytoczyć z obszarów gór i wyżyn, gdzie często ponad połowa wypływów bywa wykorzystywana na potrzeby gospodarze, w tym również do celów przemysłowych (D y n o w s k a 1983; M i c h a ł c z y k 1996, 2001; C h e ł m i c k i 2001).

Głęboko sięgające odwodnienie niektórych obszarów, związane z wydobywaniem surowców mineralnych, spowodowało trwałe zanik wielu źródeł i wyraźne obniżenie wydajności pozostałych. Dotyczy to całego niemal obszaru Wyżyny Ślą-

skiej, Płaskowyżu Olkuskiego i otoczenia KWB „Bełchatów”. Podobny efekt wywołała eksploatacja dużych zespołów studni głębinowych, ujmujących wody podziemne dla wodociągów miejskich Lublina, Łodzi czy Tomaszowa Mazowieckiego.

Lokalne ujęcia wód wglębnych dla pojedynczych gospodarstw, czy nawet dla wodociągów wiejskich, nie wpływają w znaczącym stopniu na obniżenie zwierciadła wody podziemnej. Powstające zagrożenia mają tu natomiast zwykle wymiar jakościowy. Rozbudowa sieci wodociągowych na obszarach wiejskich powoduje jednostkowy wzrost zużycia wody w gospodarstwach, a więc i zwiększenie ilości produkowanych ścieków. Ze względu na brak sieci kanalizacyjnej, nieczystości gromadzone są w szambach (zwykle nieszczelnych), a nierzadko – w zamienianych na szamba studniach. Efekty ich oddziaływania są potęgowane przez skutki postępującej chemizacji rolnictwa oraz składowanie w miejscach wypływu różnego rodzaju odpadów. Na terenach, gdzie istnieją wodociągi, źródła stają się niepotrzebne, zaniedbane i zaśmiecone. Wzrost zanieczyszczenia wód źródłanych jest sygnalizowany w wielu regionach Polski. Na przykład, w 80 % źródeł Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej stwierdzono, w ciągu ostatniego ćwierćwiecza ubiegłego wieku, wzrost mineralizacji ogólnej (azotany i fosforany) oraz przewodnictwa właściwego wody – średnio o 20–30 % (Chęłmicki 2001).

Równie duże zagrożenie dla funkcjonowania źródeł w stanie naturalnym stanowią obiekty małej retencji. Rzeki Wzniesień Łódzkich były od wieków wykorzystywane jako źródło energii do napędu: kół młyńskich, tartaków, hodowli ryb, a później również dla potrzeb przemysłu. Pogarszający się po II wojnie światowej stan urządzeń hydrotechnicznych (grobli, zapór), prowadzący nawet do katastrof budowlanych (Bronowice) oraz zła jakość wód rzecznych, spowodowały likwidację wielu zbiorników. W ostatnich latach, tendencja uległa odwróceniu – mała retencja jest odtwarzana, a nawet buduje się nowe zbiorniki. Piętrzenie wody powoduje jednak zalanie dolin rzecznych, wraz z istniejącymi tam wypływami wód podziemnych, na długości setek metrów.

Proces ten nasila się wskutek wzrostu zainteresowania hodowlą ryb na obszarze podmiejskim. Tam gdzie wody spiętrzyć nie można, pojawiają się stawy wykopane na terasie zalewowej, tworzące często całe kompleksy (Byszewy, Cesarka, Niesułków Kolonia). Są one budowane tym chętniej, że dna dolin są terenami mało przydatnymi dla rolnictwa, ale atrakcyjnymi dla rozwijającej się rekreacji. W miejscach naturalnych wypływów wód podziemnych, stawy powstają w pierwszej kolejności, często jako łowiska komercyjne (Rosanów, Zgierz-Krzywie). Sprzyja temu stabilny, nie wymagający regulacji przepływ wody o stałej temperaturze i dobrych cechach jakościowych. Jest to jeden ze sposobów, aby źródła uznane za nieużytki przynosiły stały dochód ich właścicielowi. Prowadzi to jednak do bezpowrotnego zniszczenia wypływu i unicestwienia jego biocenozy. Odptyw wód zużytych także nie jest już neutralny dla środowiska, bowiem hodowla ryb znacznie pogarsza ich parametry hydrochemiczne. Przykłady niszczenia źródeł można znaleźć w wielu regionach Polski. W ten właśnie sposób zniknęło, w wodach zalewu rekreacyjnego w Siamoszycach, największe źródło polskich wyżyn, mające cha-

rakter wylewu krasowego o wydajności $350 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Jeszcze w latach siedemdziesiątych ubiegłego wieku posiadało ono unikalne walory przyrodnicze.

Bardzo rzadko wypływ wody jest tak obfity, że umożliwia lokalizację obiektu hydrotechnicznego w bezpośredniej bliskości źródeł. Wybudowanie młyna wodnego nad Ciosenką, w odległości ok. 1 km od jej źródeł, świadczy o historycznie dużej i mało zmiennej wydajności tego wypływu. Młyn w Rosanowie, dziś o napędzie elektrycznym, lecz z zachowaną turbiną wodną i stawem hodowlanym, stanowi przykład harmonijnego współistnienia przyrody i gospodarki człowieka. Cofka stawu nie sięga do samego źródła, pozostawiając jego ekosystem w stanie nie zmienionym.

Informacje o źródłach w dnach stawów i oczek wodnych pochodzą najczęściej od miejscowej ludności. Można się także domyślać ich istnienia obserwując intensywny odpływ wody np. ze zbiorników bezdopływowych. Wypływy wody w ich dnach można łatwo zlokalizować w miejscach wolnych od pokrywy lodowej lub częściej, w momencie braku wody, np. podczas okresowego usuwania osadów dennych (bagrowania). Ustalenie liczby i wydajności takich wypływów w skali regionu jest niezwykle trudne.

Źródła mogą też „znikać” w inny sposób. Nieodłącznym efektem procesów erozyjnych, zachodzących w naturalnym otoczeniu źródła, a przy udziale wypływającej zeń wody, są formy wklęsłe – nisze źródłowe. Zdarzają się w nich obrywy lub osunięcia krawędzi i stromych ścian, wywołane np. erozją wsteczną. Najczęściej występują one nagle i przykrywają miejsce wypływu materiałem skalnym w sposób uniemożliwiający dalsze wydostawanie się wody (np. gliną, mułkami). Podobne skutki przynoszą działania podejmowane często przez człowieka w celu wyrównania terenu, budowy drogi lub regulacji koryta rzeki. Wiadomości o zasypanych źródłach w Ługach nad Młynówką czy w dolinie Mrogi są tylko sygnałem, iż problem ten istnieje. A przecież, jeśli nie można zrezygnować z zamierzonej inwestycji, to warto zadbać choćby o umożliwienie odpływu wody, np. poprzez sztucznie wykonane drenaż i ujęcie wypływu w estetyczną obudowę.

Najprostszym sposobem na wykorzystanie „nieużytku” jest pozyskiwanie z niego drewna. W różnogatunkowym drzewostanie otaczającym miejsca wypływów przeważa olcha czarna. Zastosowanie drewna olchowego jest mocno ograniczone z uwagi na jego niską jakość. Jest więc ono powszechnie używane jako surowiec opałowy. Wycinanie drzew powoduje gruntowną przebudowę biocenozy. Prowadzi do natychmiastowej zmiany warunków mikroklimatycznych, zwłaszcza świetlnych i wilgotnościowych, choćby przez wzrost dynamiki cyrkulacji powietrza. W krótkim czasie wywołuje to zachwianie równowagi i ekspansję gatunków światłolubnych kosztem cienio- i wilgociolubnych – typowych dla źródeł.

Oprócz licznych przypadków zanikania źródeł można przytoczyć również przykłady powstawania nowych wypływów o bardzo młodej genezie. Wspomniane zasypianie źródła może prowadzić do pojawienia się wypływu wody w innym miejscu, bowiem słaboprzepuszczalna lub nieprzepuszczalna bariera (np. betonowa), wymusza wzrost poziomu wody podziemnej w zbiorniku i poszukiwanie nowych dróg jej wydostawania się. Budowa małych zbiorników zaporowych na

podlódzkich rzekach, powoduje podniesienie poziomu wód podziemnych w dolinie nawet o kilka metrów. W efekcie obserwuje się często wzrost liczby źródeł poniżej grobli takich stawów, zwłaszcza w strefach dużych gradientów hydraulicznych (Bogdanka nad Mrogą). Część z nich może być zasilana wtórnie wodami zbiornika. Innym przykładem antropogenicznych wypływów jest małe źródółko, które powstało przy okazji wydeptywania ścieżki wiodącej do kładki na cieku w Rosanowie.

OCHRONA ŹRÓDEŁ

Przepisy prawne nie regulują w odpowiedni sposób kwestii ochrony źródeł. W odróżnieniu od rzek mogą one stanowić (i najczęściej stanowią) własność prywatną. Wypływy wód podziemnych często nie są nanoszone na mapy topograficzne, nie ma ich też na planach geodezyjnych, ani w ewidencji gruntów. W tej ostatniej, nawet rozległe strefy wypływów, o powierzchni przekraczającej 1 ha, figurują często jako „grunty rolne z prawem zabudowy” (sic!). Dlatego bardzo ważne są wszelkie inicjatywy zmierzające do objęcia najcenniejszych obiektów ochroną prawną.

Mimo iż odsetek obszarów chronionych w Polsce systematycznie wzrasta, niektóre formy ochrony przyrody nie zapewniają odpowiedniego przeciwdziałania degradacji źródeł. Są one najlepiej chronione na terenach wyłączonych z osadnictwa, gospodarki rolnej, działalności przemysłowej i z ograniczoną możliwością penetracji przez człowieka. Łatwo zauważyć, że warunek ten spełniają tylko obszary o najwyższym statusie ochrony prawnej – parki narodowe. Położenie w parku narodowym, obejmującym strefę wododziałową (grupa górską), zabezpiecza nie tylko samo źródło, ale i jego zlewnię podziemną. Mimo to, jak wskazują odosobnione na szczęście przypadki, nawet tam może dochodzić do aktów wandalizmu. Położenie na obszarze Tatrzańskiego Parku Narodowego nie zapobiegło na przykład dwukrotnemu zniszczeniu Wywierzyska Olczyskiego (B a r c z y k 2001).

Stosowana często, poza terenami górskimi, ochrona rezerwatowa i pomnikowa, nie jest jednak w stanie przeciwdziałać zanieczyszczeniom przenikającym do wód źródłanych. Na 22 00 zinwentaryzowanych obecnie pomników przyrody tylko około 80 to źródła. Występują one głównie w pasie wyżyn, w Karpatach i Sudetach. Dalszych kilkadziesiąt obiektów czeka na przyznanie tego statusu (B a ś c i k , P o c i a s k - K a r t e c z k a 2002).

Parki krajobrazowe, które są najpopularniejszą formą ochrony przyrody w Polsce, w kwestii źródeł nie sprawdzają się zupełnie. Przepisy w zakresie ochrony wód przed zanieczyszczeniem pozostają nadal w sferze pobożnych życzeń. Świadczą o tym chociażby rozmiary degradacji źródeł na wspomnianych już obszarach: Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej (Parki Krajobrazowe: Załęczański, Orlich Gniazd, Dłubniański, Dolinek Krakowskich, Tenczyński, Rudniański, Bielańsko-Tyniecki), Roztocza (Szczepreszyński, Krasnobrodzki i Południoworoztoczański) czy w Parku Krajobrazowym Wzniesień Łódzkich.

Ostatni z wymienionych parków, o powierzchni 13 767 ha (w tym 3 020 ha otuliny), został powołany 31 XII 1996 r. Obejmuje on górne fragmenty zlewni Moszczenicy i Mroźnicy, choć w pierwotnych założeniach, jeszcze w latach siedemdziesiątych ubiegłego wieku, planowano objęcie obszarem projektowanego wówczas „rezerwatu krajobrazowego” także przełomowego odcinka doliny Mrogi poniżej Bronowic (O l a c z e k 1971). Koncepcja ta nie doczekała się jednak realizacji, ale fragment ten ma zostać włączony do Parku przy planowanym jego poszerzeniu.

Do najcenniejszych walorów przyrodniczych w Parku Krajobrazowym Wzniesień Łódzkich należą:

- krajobraz polodowcowy o niezwykle urozmaiconej rzeźbie i bogactwie form morfologicznych, unikalny w skali Polski środkowej,
- głęboko wcięte doliny rzek o dużym spadku, prowadzące czyste wody, zasilane z licznych i różnorodnych źródeł,
- bogactwo zbiorowisk roślinnych, w tym fragmenty naturalnych drzewostanów z cennymi zespołami florystycznymi i ciekawą fauną.

W skład Parku wchodzi trzy rezerwaty i Zespół Przyrodniczo-Krajobrazowy „Góra Mroźnica”. Projektowane jest także utworzenie czwartego rezerwatu – „Torfowisko Żabieniec”. Jedynie w rezerwacie „Struga Dobieszkowska”, obejmującym fragment lasu na prawym zboczu doliny Młynówki (37,65 ha), pod ochroną znalazły się również źródła z pięknie wykształconymi niszczami i gładzowiskami. Należy ubolewać, że zachodnia granica rezerwatu biegnie nurtem strugi, stąd źródła położone na lewym brzegu Młynówki nie są już chronione. Także wspomniany wyżej Zespół został powołany celem ochrony krajobrazu fragmentu doliny Mroźnicy z licznymi wypływami wód podziemnych. Oba tereny chronione niemal w całości leżą na terenach należących do Lasów Państwowych, więc źródła nie są tu zagrożone. Natomiast te, które znajdują się pośród zabudowy wiejskiej, użytków zielonych czy rolnych nie są chronione w należyty sposób i podlegają dewastacji.

W środkowej Polsce istnieje 88 rezerwatów przyrody, z których większość to rezerwaty leśne lub krajobrazowe. Źródła znajdują się na terenie 10 z nich, ale rzadko są głównym obiektem ochrony. Najbardziej znanym jest tu rezerwat „Niebieskie Źródła” w Tomaszowie Mazowieckim. W północnej części Wzniesień Łódzkich źródła są chronione na terenie pięciu rezerwatów. Wspomniany już rezerwat „Struga Dobieszkowska” chroni tylko ok. 8 % źródeł badanego obszaru. Pozostałe to: „Grądy nad Lindą”, „Grądy nad Moszczenicą”, „Źródła Borówki” oraz „Rawka” (K u - c h a r s k i , F i l i p i a k 1999). Są one jednak położone poza obszarem badań, obejmującym środkowe, najpiękniejsze partie regionu. Z pewnością wiele innych, położonych w tym regionie źródeł zasługuje na ochronę. O tym, jak trudne jest to zadanie, świadczą trwające już 10 lat starania o powołanie rezerwatu chroniącego źródła Ciosenki w Rosanowie, nie uwieńczone, jak dotąd, sukcesem.

Źródła, które w regionie łódzkim wypływają z utworów czwartorzędowych, są unikatami w Polsce środkowej. Podobne wypływy można znaleźć jedynie w pasie pojezierzy. Źródła północnej części Wzniesień Łódzkich, poza cennymi walorami przyrodniczymi, odgrywają również ważną rolę w kształtowaniu stosunków wod-

nych tego obszaru. Drenując zasobne zbiorniki wód podziemnych stabilizują odpływ rzeczny, zapobiegają powstawaniu podmokłości, a tym samym ułatwiają normalną gospodarkę człowieka zarówno na użytkach zielonych, jak i na gruntach ornych. Duża różnorodność typów i rodzajów wypływów podnosi dodatkowo ich wartość naukową i poznawczą, a także umożliwia wykorzystanie ich jako obiektów dydaktycznych.

PODSTAWOWE POJĘCIA I KLASYFIKACJE ŹRÓDEŁ

Scharakteryzowanie wypływów wód podziemnych wymaga zdefiniowania wielu pokrewnych pojęć, głównie z dziedziny hydrogeologii. Za autorami Słownika hydrogeologicznego (1997) należy więc przytoczyć podstawowe określenia:

- zwierciadło wody podziemnej – powierzchnia oddzielająca strefę saturacji od strefy aeracji; może być swobodne lub napięte;
- warstwa wodonośna – warstwa skalna o znacznym rozprzestrzenieniu i określonej miąższości; wypełniona wodą wolną i ograniczona od dołu spągciem zbudowanym z utworów słaboprzepuszczalnych, a od góry zwierciadłem wody podziemnej lub słaboprzepuszczalnym stropem;
- poziom wodonośny (wodonosiec) – geologiczne środowisko wód podziemnych zdolne do gromadzenia, przewodzenia i oddawania wody wolnej; może nim być: warstwa wodonośna, zespół warstw lub spękana, bądź skrasowiała strefa masywu skalnego (strefa wodonośna);
- piętro wodonośne – poziom lub zespół poziomów wodonośnych należących do określonej stratygraficznie jednostki, epoki (np. piętro kredowe, czwartorzędowe);
- zbiornik wód podziemnych – zespół utworów o różnej przepuszczalności, pozostających we wzajemnej łączności hydraulicznej;
- zlewnia podziemna – obszar (bryła – Jokiel 1999), z którego wody podziemne odpływają do tego samego systemu drenażowego.

Badaniem wypływów wód podziemnych oraz ich klasyfikowaniem zajmuje się dział hydrologii zwany krenologią (z gr. *krene* – źródło, krynica, źródło). Należy jednak zaznaczyć, iż liczni hydrologowie i hydrogeolodzy, np.: Owczinnikow (1949), a później: Dynowska i Tlałka (1982) oraz Pazdro (1983) uważają, że nie istnieje jedna, ogólnie przyjęta, klasyfikacja źródeł. Stwierdzenie to można przy tym odnieść zarówno do współczesnej polskiej literatury hydrologicznej, jak i do prezentowanej w niej terminologii obcojęzycznej.

Źródło definiowane jest najczęściej jako „...naturalny, skoncentrowany wypływ wody podziemnej na powierzchnię terenu” (Instrukcja ... 1964; Czebota-riew 1970; Dynowska, Tlałka 1982; Wieczysty 1982; Pazdro 1983; Tomaszewski J. T. 1971, 1996; Słownik hydrogeologiczny 1997). Dla odróżnienia od innych wypływów, Pietkiewicz (1958) i Golańb (1968), obok pojęcia źródło dodają słowo „właściwe”. Już w samym sposobie definiowania pojawiają się więc drobne rozbieżności. Niektóre definicje dodają bowiem określenie „samoczynny”, zdaniem autora niepotrzebnie, gdyż z określenia

„naturalny” wynika jego powstanie i funkcjonowanie bez udziału człowieka. Nie mogą być więc uznane za źródła: samoczynne wypływy z odwiertów, studni czy sztolni odwadniających. Również nie wszystkie publikacje podkreślają punktowy wypływ wody jako wyróżnik źródeł (O w c z i n n i k o w 1949; M i ę d z y n a r o d o w y s ł o w n i k h y d r o g e o l o g i c z n y 2001). Większość wskazuje natomiast na możliwość ukrytego wypływu wody w dnie zbiornika wodnego (źródła: basenowe, podwodne, podpiętrzone, podjeziome, podmorskie, katawotry – K l i m a s z e w s k i 1978) lub w korycie rzeczonym, wyróżniając jednocześnie źródła zatopione i niezatopione (W i e c z y s t y 1982).

Pierwszy, zasadniczy podział wypływów wynika z ogólnie przyjętej typologii wód podziemnych. Jeśli woda podziemna dąży grawitacyjnie do jednego punktu, w którym wydostaje się na powierzchnię, to wypływ taki określamy jako źródło descensyjne, grawitacyjne, zstępujące lub spływowe. Wypływ wody może następować również pod ciśnieniem, np. w wyniku punkowego przebiccia warstwy utworów słaboprzepuszczalnych; mówimy wówczas o źródle ascensyjnym, artezyjskim, wstępującym lub podpiętrowym. Do tej ostatniej kategorii można również zaliczyć źródła gazujące, np. pieniawy (B a ż y ń s k i , T u r e k 1969; P a z d r o 1983) i gejzery, choć te ostatnie są przejawami czynnego wulkanizmu.

Skoncentrowany sposób wypływu odróżnia źródła od innych, nie skoncentrowanych form wydostawania się wody na powierzchnię. D a w y d o w i n . (1979) nazywają je źródłami warstwowymi, a W i e c z y s t y (1982) określa wspólnym mianem źródełisk, czyli miejsc, gdzie woda wysącza się, ale nie tworzy wyraźnego ciek. Tymczasem autorzy S ł o w n i k a h y d r o g e o l o g i c z n e g o (1997), podobnie jak P a z d r o (1983), źródłiskiem nazywają zespół źródeł występujących blisko siebie. Z kolei W i e c z y s t y (1982) formę taką nazywa źródłem rozproszonym, a T o m a s z e w s k i J. T. (1996) oraz autorzy I n s t r u k c j i ... (1964) – linią źródeł.

W literaturze pojęcie źródła używane jest często jako synonim ogółu wypływów. Ustalenie, czy wypływ ma charakter skoncentrowany bywa niełatwe, stąd T o m a s z e w s k i J. T. (1971) proponuje podział na wypływy punktowe i źródła o wypływie skupionym na pewnej przestrzeni, odróżniając je jednak od form nieskoncentrowanych. Granica między tymi ostatnimi, zwłaszcza w konfrontacji z warunkami terenowymi jest niezbyt wyraźna. Niektóre klasyfikacje wręcz nie zauważają form rozproszonych i nie uwzględniają podziału wypływów na punktowe i powierzchniowe. Tymczasem, jak wskazuje T o m a s z e w s k i J. T. (1977): „przy wykonywaniu regionalnych opracowań krenologicznych należy brać pod uwagę wszystkie rodzaje wypływów i traktować je równorzędnie”.

Tylko w szczególnych warunkach hydrogeologicznych i morfologicznych woda podziemna wypływa na powierzchnię w postaci skoncentrowanej. Rozproszenie wypływu częściej dotyczy źródeł warstwowch, dlatego na obszarach zbudowanych z utworów porowych, obok źródeł bardzo licznie pojawiają się wycieki i młaki. Charakteryzują się one niejednokrotnie dużymi rozmiarami i znaczną wydajnością (źródlińska). Nie powinny więc być pomijane w rozważaniach krenologicznych. Wydaje się nawet, że wypływy nieskoncentrowane powinny być traktowane z taką samą

uwagą jak źródła. Uzasadniają to choćby wyniki badań przeprowadzanych ponownie na tym samym obszarze po upływie kilkunastu lat (Tlałka, Waksmundzki 1968; Chełmicki 2001; Michalczyk 2001). W niektórych obiektach, z upływem czasu, doszło do zmiany formy wypływu wskutek zamulenia lub zarosnięcia nisy, albo w wyniku zmiany położenia zwierciadła wody podziemnej.

Rozproszonymi formami wypływu są wycieki i wysięki. W wycieku woda podziemna wysącza się na pewnej przestrzeni (wyciek powierzchniowy) lub wzdłuż linii (wyciek liniowy). Odpływ koncentruje się najczęściej w formie wyraźnej strugi, pojawiającej się w niewielkiej odległości od strefy wypływu (Instrukcja... 1964; Pazdro 1983; Tomaszewski J. T. 1996; Słownik hydrogeologiczny 1997). Rodzajem wycieku jest również wykap (wypływ kroplisty), związany z wysączeniem się wody ze stromej ściany skalnej. Formy te, zdaniem niektórych autorów, mają zazwyczaj niewielką wydajność i funkcjonują okresowo.

Określenia „wysięk” zamiast pojęcia wycieku używają Pietkiewicz (1958) i Wieczysty (1982), ale wiążą występowanie wysięków ze źródłiskami. W podobnym znaczeniu autorzy Międzynarodowego słownika hydrologicznego (2001) wyróżniają wysięk oraz źródło wysiękowe, zaś wyciek definiują jako wypływ ze zbiornika lub instalacji. Tymczasem w Instrukcji... (1964) oraz w pracach Pazdry (1983) i Tomaszewskiego J. T. (1971, 1996), jako czytelne kryterium, odróżniające wycieki od wysięków, podawane jest istnienie odpływu wody. W wysiękach wysącza się ona na tyle słabo, że powoduje zawilgocenie terenu, ale nie daje widocznego odpływu na zewnątrz. Ewapotranspiracja z terenu wysięku, bądź ponowna infiltracja wody uniemożliwiają odpływ, stąd wyróżniane są wysięki ewaporacyjne, infiltracyjne i ewaporacyjno-infiltracyjne.

Często warunki panujące w strefach wypływu wód podziemnych sprzyjają pojawianiu się młak. Są to powierzchniowe, rozlewne wypływy, zabagnione lub zatorfione. Tworzą się w miejscach, gdzie słabe nachylenie terenu powoduje powolny odpływ wody sprzyjający osiedlaniu się roślinności wodo- i wilgociolubnej oraz gromadzeniu się jej szczątków. Według Wieczystego (1982), młaki stanowią podtyp źródli-ska, na równi z wysiękami; zarówno Słownik hydrogeologiczny (1997) i Międzynarodowy słownik hydrologiczny (2001), jak też Ciętak i Pietkiewicz (1974) nie przytaczają tego pojęcia. Sugeruje to, że ten typ wypływu jest wyróżniany wyłącznie przez polskich hydrogeologów i geografów.

Najpełniejszej charakterystyki młak dokonał Tomaszewski J. T. (1970, 1971, 1974, 1996). Według niego młaki (ang. *bog-springs*) można podzielić ze względu na charakter wypływu inicjalnego (pierwotnego) na: źródlane, wyciekowe i wysiękowe. Inny podział oparty jest na kryterium odpływu; młaki mogą posiadać odpływ stały (młaki wypływowe), okresowy (młaki ewapotranspiracyjno-wypływowe) lub być pozbawione odpływu (młaki ewapotranspiracyjne i infiltracyjne). Duże skupiska młak, nazywane są polem młacznym lub torfowiskiem źródliskowym. Występują one w położeniu zboczowym lub przyterasowym (podzboczowym).

W procesie torfotwórczym tworzy się w nich torf niski (olesowy) lub szuwarowy (Żurek, Tomaszewicz 1996).

Zasadniczy podział wypływów ze względu na genezę wód źródłanych, oparty jest zarówno na wydzieleniu zbiorników wód podziemnych (źródła wód zaskórných, gruntowych i artezyjskich – Owczinnikow 1949; Wieczysty 1982), jak również na pochodzeniu wody (źródła meteoryczne i juvenilne – Bażyński, Turek 1969; Wieczysty 1982; Pazdro 1983).

Istotnym, choć nie zawsze podkreślanym kryterium podziału, jest ciągłość funkcjonowania źródeł. Autorzy Słownika hydrogeologicznego (1997) dzielą pod tym względem źródła na stałe (trwałe) i okresowe (efemeryczne), a Keller (1962) dodaje obok okresowych, także źródła epizodyczne, a nadto rozszerza podział o *intermittierende Quellen* (łac. *intermitto* – przerwać, ustać), czyli źródła chwilowo (*zeitweilig*) płynące. Tymczasem Tomaszewski J. T. (1996) pisze, że zanik wypływu w źródłach intermitujących (lewarowych) ma charakter okresowy i następuje w regularnych odstępach czasu. Co innego podają Pietkiewicz i Żmuda (1973), dokładniej wyjaśniając działanie źródła okresowego (lewarowego). Według nich, wypływ lewarowy funkcjonuje w ciągu określonego, zawsze jednakowego czasu (np. przez kilka godzin), natomiast przerwy w wypływie wody mają różny czas trwania, w zależności od aktualnego stanu zasobów wód podziemnych. Pulina (1999) wypływ taki nazywa rytmicznym, przytaczając przykład źródła Fontestorbe w Pirenejach. Wypływy tego typu występują jednak bardzo rzadko. W Europie znanych jest zaledwie 7, a w USA – 8 źródeł intermitujących (Matthess, Ubell 1983).

Wypływy okresowe Wieczysty (1982), dzieli na okresowo zanikające i pulsujące (tętniące). Co ciekawe, większość badaczy wyróżniających tę ostatnią kategorię, tłumaczy zjawisko zanikania wypływu w regularnych, liczonych w sekundach lub minutach, odstępach czasu, zatykaniem szczelin przez piasek. Z kolei w Słowniku hydrogeologicznym (1997), jako odpowiednik źródła pulsującego przytoczono francuskie *source jaillissante intermittente* oraz niemieckie *intermittierende Springquelle*, dobrze oddające charakter wypływu. Zgoła inną, bardzo dyskusyjną interpretację pulsowania wypływu podano w Międzynarodowym słowniku hydrologicznym (2001). Jako wyjaśnienie zmian wydatku autorzy przyjmują zmiany ciśnienia wody przy podniesieniu jej poziomu w pobliskiej rzece lub zmiany obciążenia gruntu wskutek prowadzenia robót ziemnych. Termin źródło pulsujące bywa zresztą nadużywany przez różnych autorów dość powszechnie. Rozszerza się go bowiem na wszystkie źródła ascensyjne, w których dnie widać ruch drobnego materiału mineralnego (piasek, mułek) porywanego strumieniem wypływającej wody, niezależnie od tego, czy zatyka on szczeliny czy nie.

Powszechnie przyjętą w hydrogeologii polskiej jest klasyfikacja wypływów biorąca pod uwagę rodzaj przewodów hydraulicznych wyprowadzających wodę. Zgodnie z nią wyróżniane są źródła:

– warstwowe – wypływające z utworów porowych w miejscach rozcięcia warstwy wodonośnej (warstwowo-erozyjne), na kontakcie z warstwą słaboprzepuszczalną (warstwowo-kontaktowe) lub w wyniku spiętrzenia wód wskutek zmniejsze-

nia miąższości warstwy wodonośnej lub przepuszczalności jej utworów (warstwowo-zaporowe);

- szczelinowe – będące wypływami wody krążącej w skałach litych, w sieci przecinających się szczelin, z których jedna zbiera wodę z pozostałych i wyprowadza ją na powierzchnię; jeżeli woda pochodzi ze szczeliny (diaklazy), wzdłuż której nie nastąpiło przesunięcie (uskok) a jedynie odspojenie skał, wypływ nazywany jest niekiedy źródłem diaklazowym;

- uskokowe (dyslokacyjne) – wypływające szczeliną przecinającą warstwy słaboprzepuszczalne lub wzdłuż płaszczyzny uskoku rozgraniczającej warstwy wodonośne i słaboprzepuszczalne;

- krasowe – zasilane wodami skrasowiałych masywów skalnych (źródła szczelinowo-krasowe), w których szczeliny przyjmują rozmiary kanałów (źródło kanałowe) i próżni krasowych (źródło jaskiniowe).

Z hydrogeologią krasu związane są źródła lejowe (*sinkhole springs*), wypływające w lejach krasowych (Fetter 1994). Na ogół jednak wszystkie formy wypływu w obszarach krasowych określane są wspólnym terminem – wywierzyisko. Nazywany jest tak wypływ wód płynących w kanałach krasowych. Zdaniem Tomaszewskiego J. T. (1996) wywierzyisko nie należy zaliczać do źródeł, gdyż są one punktami wypływu podziemnych rzek i strumieni. Mimo to, bardzo często określenia wywierzyisko i źródło krasowe stosowane są zamiennie. Wielu autorów (Instrukcja... 1964; Pazdro 1983; Słownik hydrogeologiczny 1997) wywierzyiskami nazywa tylko wydajne źródła krasowe. Z kolei, wg Bajkiewicz-Grabowskiej i Mikulskiego (1993) oraz autorów Międzynarodowego słownika hydrologicznego (2001), wywierzyiska to źródła krasowe, które dają początek ciekom. Jednocześnie Pietkiewicz (1958) i Pazdro (1983), za hydrogeologami francuskimi, wyróżniają dwa typy źródeł krasowych: eksurgenty (łac. *ex* – z, ze środka na zewnątrz; *exsurgo* – powstawać, podnieść się), czyli wypływy wód infiltracyjnych i resurgenty (łac. *re* – z powrotem, znowu; *resurgo* – powstawać, podnosić się), tj. wtórne wypływy cieków pochłoniętych przez ponory. Podobnie Pulina (1999) dzieli źródła krasowe na: wywierzyiska (franc. *emergence*), wypływy krasowe (franc. *resurgence*) oraz estawełe. Te ostatnie są raz źródłami (przy wysokich stanach wód), a raz ponorami (przy stanach niskich).

W Słowniku hydrogeologicznym (1997) resurgentem jest wypływ krasowy, a angielskie *exsurgent* i francuskie *exurgence* tłumaczy się jako wywierzyisko, „wyprowadzające (...) wody podziemne na drodze dalekiej i głębokiej cyrkulacji wód.” Natomiast w Międzynarodowym słowniku hydrologicznym (2001) do źródła krasowego przypisano angielskie *exurgence*, oraz francuskie *resurgence*, gdy tymczasem wypływy krasowe tłumaczy się na oba języki jako *resurgence*. Wyróżnienie powyższych typów oparte jest na uznanym podziale wypływów na pierwotne i wtórne. Zgodnie z nim, za pierwotne należy uznać te, które są rezultatem drenażu wód podziemnych. Wypływy wtórne są natomiast konsekwencją zaniku wód powierzchniowych w ponorach (lub w ponikach –

na obszarach zbudowanych ze skał niekrasowiejących). Wyplywy krasowe, jako wyloty rzek tranzytowych nie mogą więc być zaliczane do źródeł.

Dość zawile są również inne podziały źródeł krasowych. Dla przykładu: W i e c z y s t y (1982) dzieli je na lewarowe i zwykłe, D a w y d o w i n. (1979) na przelewowe i okresowe (lewarowe), a B o g o m o ł o w (1955), do źródeł okresowo czynnych zalicza źródła syfonowe i przelewowe, określając te ostatnie mianem wokluzijskich (od miejscowości Vacluse we Francji). Autorzy S ł o w n i k a h y d r o g e o l o g i c z n e g o (1997) przypisują francuskie znaczenie *source vaclusienne* do wywierzyisk, podczas gdy w M i ę d z y n a r o d o w y m s ł o w n i k u h y d r o l o g i c z n y m (2001) utożsamia się je ze źródłem lewarowym, nie zamieszczając wcale hasła „wywierzysko”. Jednocześnie P a z d r o (1983) rozszerza nazwę *les vacluses* na ogół źródeł krasowych, a zasilaniem lewarowym tłumaczy jedynie działanie intermitentów, które uznaje za rodzaj eksurgentów. Również C z e b o t a r i e w (1970) wyraźnie stwierdza, że „*боктозы*” odznaczają się wysoką wydajnością i nieustającym wypływem w okresie niskich stanów wód.

W dniu basenu Fontaine de Vacluse w 1985 r., za pomocą niewielkiego robota osiągnięto głębokość 315 m, nie docierając jednak do dna. Wypływ odbywa się więc niewątpliwie kanałem krasowym poprzez syfon, ale nie lewarowo, bowiem wypływ funkcjonuje stale. Słusznie więc P u l i n a (1999) wyróżnia wśród wywierzyisk typ syfonalny (typ *vacluse*), porównując do niego niektóre wywierzyska tatrzańskie (Łodowe i Bystrej). Wydaje się jednak, że częste odwoływanie się w literaturze do wypływu w Vacluse, ma miejsce nie tyle ze względu na aspekty hydrauliczne, co na jego rozmiary i wielkość wydatku zawierającego się w przedziale $4,5\text{--}200\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (C a s t a n y 1972; M a t t h e s s , U b e l l 1983).

Wspomniane już źródła przelewowe, niekoniecznie muszą być związane z krasem. Równie często pojawiają się w strukturach z warstwowym układem hydrogeologicznym. Wypływ odbywa się wówczas wskutek nadmiernego (powyżej rzędnej rygla) wypełnienia wodą zbiornika wód podziemnych o nieckowatym kształcie i swobodnym zwierciadle. Klasyfikowane są one wówczas w grupie źródeł zaporowych, powstających w wyniku spiętrzenia wody podziemnej na naturalnej, nieprzepuszczalnej zaporze. Gdy rygiel ten występuje na jednym ze skrzydeł uskoku, źródła takie nazywamy zaporowo-uskokowymi.

Kolejnym jest kryterium litologiczne, uwzględniające rodzaj utworów warstwy wodonośnej. Pozwala ono wydzielić między innymi źródła:

- skalne – bijące bezpośrednio z litych skał;
- pokrywowe – wypływające z pokryw zwietrzelinowych; wśród nich można wyróżnić źródła rumoszkowe (gdy pokrywa składa się z dużych okruchów skalnych), rumoszkowo-zwietrzelinowe i zwietrzelinowe (gdy składa się z okruchów drobniejszych);
- morenowe – wypływające z utworów moren czołowych i bocznych, pozostawionych przez lodowce górskie i lądolody;
- sandrowe – powstające w wyniku drenażu punktowego poziomów sandrowych;
- osuwiskowe – wypływające z czoła jezora osuwiskowego;
- lawowe – zasilane wodami spękanych pokryw lawowych;

– deluwialne – drenujące deluwia.

Wyływ może następować w sposób widoczny (źródło odkryte), albo poprzez mniej lub bardziej miąższą pokrywę zwietrzelinową (źródło zakryte, filtracyjne – Tomaszewski J. T. 1971). Warto zwrócić uwagę na częste występowanie wyływów mieszanych, np. szczelinowo-zwietrzelinowych, szczelinowo-aluwialnych, aluwialno-morenowych itp. Są one zasilane wodami z kilku (najczęściej z dwóch) wodonośców. Dodatkowym kryterium dla wyływów drenujących utwory luźne może być także skład granulometryczny i powiązana z nim wodonośność utworów. Wyróżniane są wówczas źródła: żwirowe, piaszczyste, piaszczysto-pylaste, piaszczysto-gliniaste i pylaste (Tomaszewski J. T. 1996).

Można również wiązać położenie źródła z tektonicznym układem warstw wodonośnych, dzieląc je na:

- antyklinalne – znajdujące się na skrzydłach lub na grzbiecie antykliny;
- synklinalne – położone na skrzydle lub w dnie synkliny;
- monoklinalne – wypływające z warstw wodonośnych ułożonych monoklinalnie;
- upadowe – do których woda dopływa po upadzie warstw;
- przeciwapadowe – do których woda dąży w kierunku przeciwnym niż upad (Bażyński, Turek 1969; Wieczysty 1982).

Powszechnie stosowane jest również kryterium uwzględniające położenie wyływu w stosunku do morfologii terenu. Główną rolę odgrywają tu doliny rzeczne, wyróżniane są więc wyływy: zboczowe (stokowe), krawędziowe (podzboczowe, podnóżowe, podstokowe), terasowe oraz dolinne (zakolowe, rzeczne, przykorytowe, korytowe). Z innych rodzajów źródeł w tej klasyfikacji wymienić należy wyływy grzbietowe i klifowe.

Interesujące, że tylko nieliczni autorzy próbują usystematyzować formy morfologiczne bezpośrednio związane z wyływami wód podziemnych. Jedynie Pietkiewicz (1958), Bażyński i Turek (1969), Pietkiewicz i Żmuda (1973) oraz Matthessi Ubell (1983) wyróżniają niszę źródłową (źródlaną). Ci ostatni, definiują ją jako zakłębłość na stoku lub u jego podnóża, przybierającą niekiedy formę leja lub małej pieczary. Jej powstawanie wiąże z erozyjnym i sufozyjnym działaniem wód źródłanych. Podobnie definiują oni lej źródłowy, rozszerzając to pojęcie także na wylot kanału wprowadzającego wodę podziemną do niszy źródłowej, jak również na zbiornik strumienny (źródłowy). Często używany bywa również termin misa źródłowa.

Jako początkowy odcinek doliny Klimaszewski (1978) wymienia obszar źródłowy, odwadniany, jego zdaniem, przez cieki epizodyczne. Autor wspomina też o niszach źródłowych (nie definiując ich jednak) i wyróżnia kotły źródłowe – powstające z połączenia żlebów oraz leje źródłowe – powstające z połączenia debrzy. Formy te są typowe dla obszarów górskich i wyżynnych, ale niezbyt dobrze charakteryzują morfologię otoczenia wyływów, tryskających na nizinach.

Wydaźność (wydatek) źródła, czyli ilość wody wypływająca z niego w jednostkach objętości na jednostkę czasu (Słownik hydrogeologiczny 1997),

może być również kryterium podziału wyptywów. Na tej podstawie można różnicować źródła ze względu na wielkość jak i na zmienność wydatku. Najpopularniejsza, uwzględniająca wielkość średniego wydatku, jest ośmiostopniowa klasyfikacja zaproponowana w 1923 r. przez O. E. M e i n z e r a . W oryginalnej rozpiętości przedziałów (po przeliczeniu ze $\text{ft}^3\cdot\text{s}^{-1}$ na $\text{dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$), podają ją: W i e c z y s t y (1982) oraz M a t t h e s s i U b e l l (1983). Ze względów praktycznych przyjęł się jednak podział, w którym granice przedziałów są wprawdzie o 1,2 do 3,6 razy zawyżone w stosunku do oryginalnych, ale dostosowane do europejskiego metrycznego systemu jednostek: klasa I – wydajność powyżej $10000 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$; II – $1000\div 10000 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$; III – $100\div 1000 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$; IV – $10\div 100 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$; V – $1\div 10 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$; VI – $0,1\div 1 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$; VII – $0,01\div 0,1 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$; VIII – poniżej $0,01 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (D y n o w s k a , T l a ł k a 1982; P a z d r o 1983).

Skłasyfikowanie źródła pod względem zmienności wydatku wymaga systematycznych pomiarów jego wydajności. Istniejące klasyfikacje oparte są na wskaźniku zmienności Maillete'a (R), obliczanym jako stosunek maksymalnej (Q_{max}) i minimalnej (Q_{min}) wydajności. Spośród nich najbardziej rozbudowana jest klasyfikacja W i e c z y s t e g o (1982), w której na podstawie Q_{max} i Q_{min} określonych z co najmniej 3-letniego okresu obserwacji codziennych i 7-letniego okresu obserwacji cotygodniowych, wyróżniono źródła: stałe – $R = 1$; bardzo regularne – $R = 1\div 2$; bardzo mało zmienne – $R = 2\div 3$; mało zmienne – $R = 3\div 5$; średnio zmienne – $R = 5\div 15$; zmienne – $R = 15\div 30$; bardzo zmienne – $R = 30\div 50$; wyjątkowo zmienne – $R > 50$.

Dokładnych pomiarów wymaga również klasyfikowanie źródeł pod względem reżimu termicznego. Temperatura i amplituda jej zmian w ciągu roku zależą przede wszystkim od głębokości z jakiej pochodzą wody zasilające wyptyw. W ogólności źródła można podzielić na stałotermiczne (homotermiczne) i zmiennotermiczne (heterotermiczne) (P i e t k i e w i c z 1958; W i e c z y s t y 1982; T o m a s z e w s k i J. T. 1996, S ł o w n i k h y d r o g e o l o g i c z n y 1997). Niestety żaden z autorów nie podaje ścisłych kryteriów homotermii. Jedynie D y n o w s k a i T l a ł k a (1982) podają, że roczna amplituda temperatury wody jest wówczas rzędu dziesiątych części $^{\circ}\text{C}$.

Źródła stałotermiczne P a z d r o (1983) i T o m a s z e w s k i J. T. (1996) dzielą na: zimne, chłodne, zwykłe i termalne (cieplice). W i e c z y s t y (1982) wyróżnia aż 7 klas termicznych: I – wyjątkowo chłodne ($< 0^{\circ}\text{C}$), II – bardzo chłodne ($0\div 4^{\circ}\text{C}$), III – chłodne ($4\div 20^{\circ}\text{C}$), IV – ciepłe ($20\div 37^{\circ}\text{C}$), V – gorące ($37\div 42^{\circ}\text{C}$), VI – bardzo gorące ($42\div 100^{\circ}\text{C}$), VII – wyjątkowo gorące ($> 100^{\circ}\text{C}$). W przypadku źródeł heterotermicznych, do ich klasyfikowania autor ten zaleca przyjęcie średniej rocznej temperatury wyptywu. P i e t k i e w i c z (1958) zauważa, że temperaturę wyptywu należy odnosić do średniej rocznej temperatury powietrza w okolicy źródła, przy czym za cieplice uważa te źródła, których temperatura wody przekracza tę wartość o $10\div 12^{\circ}\text{C}$. Podaje również, że w kategoriach balneologicznych źródłami ciepłymi nazywane są te, które mają temperaturę przekraczającą 20°C , a gorącymi – 32°C . Natomiast D y n o w s k a i T l a ł k a (1982) definiują cieplice jako źródła, których temperatura jest wyższa od średniej temperatury powietrza najcieplejszego miesiąca. Autorki wskazują, że w Polsce za takie źródła należy uważać wyptywy

o temperaturze powyżej 20 °C. Tymczasem autorzy Międzynarodowego słownika hydrologicznego (2001) za źródło termalne uznają takie, którego wody mają temperaturę zaledwie wyższą od średniej rocznej temperatury powietrza otoczenia. Natomiast autorzy Słownika hydrogeologicznego (1997) podają, że średnia ta musi być przekroczona o ok. 5 °C, a wartość progowa dla źródeł termalnych (cieplic) wynosi 20 °C.

Dalsze podziały źródeł oparte są na pozostałych parametrach fizykochemicznych wody, która z nich wypływa. Dość wymienić mineralizację (źródła ultrastodkie < 0,1 g·dm⁻³, słodkie 0,1÷0,5 g·dm⁻³, akrotęgi 0,5÷1 g·dm⁻³, mineralne > 1 g·dm⁻³), czy skład chemiczny (o ile spełnia ona kryteria balneologiczne) – szczawy, źródła żelaziste, siarczanowe, siarkowodorowe, solankowe, radocenne itp.

Na tle rozbudowanych i nie zawsze jednoznacznych klasyfikacji hydrologicznych, skromnie, lecz czytelnie przedstawia się podział źródeł stosowany przez hydrobiologów, ustalony przez Thiennemanna już w 1926 r. (Starmach i in. 1976). Zgodnie z tym podziałem wyróżniane są:

- reokreny – w których woda wypływa strumieniem i odpływa wzdłuż nachylenia terenu porwijąc ze sobą drobne zawiesiny, odsłaniając piasek i kamienie w dnie;
- helokreny (źródła bagienne) – gdzie woda nasączając od dołu warstwę osadów organicznych, tworzy podmokłe, zarośnięte bagnisko;
- limnokreny – wypływy w basenach, w dnach których występuje piasek lub muł, a ich otoczenie może być zabagnione i zarośnięte roślinnością zielną.

Podział ten uwzględnia te właściwości wypływu, które decydują o wykształceniu specyficznych cech zbiorniska biotycznego. Wody z helo- i limnokrenów odpływają powoli, więc spotyka się w nich wiele gatunków charakterystycznych dla wód stojących, gdy tymczasem fauna reokrenów zbliżona jest do fauny strumieni. Z powodu cienkiej warstewki wody, niektóre zwierzęta wodne żyjące w helokrenach, wykazują uwstecznienie cech morfologicznych. Z kolei w limnokrenach zarówno rośliny, jak i zwierzęta, które tam żyją, znajdują najkorzystniejsze warunki pokarmowe.

Istnieje ogromna różnorodność klasyfikacji wypływów oraz obfitość typów i rodzajów źródeł. Liczbę terminów i synonimów, występujących w polskiej literaturze Pazdro (1983) ocenia na około 90, a np. w niemieckiej – na blisko 200. Wielu autorów stosuje podobne kryteria, wynikające ze zróżnicowania warunków środowiska geograficznego, determinujących występowanie źródeł. Przedstawiane przez nich klasyfikacje mają jednak różny stopień uszczegółowienia. Rozbieżności ujawniają się także w definiowaniu pojęć, a kryteria podziału nie zawsze są konsekwentnie stosowane. Trudno niestety spodziewać się w najbliższym czasie przyjęcia jednolitej klasyfikacji, gdyż nawet autorzy najnowszych publikacji (Słownik hydrogeologiczny 1997; Międzynarodowy słownik hydrologiczny 2001) różnią się znacznie w kwestii terminologii krenologicznej.

WYSTĘPOWANIE ŹRÓDEŁ W POLSCE

PRZEGLĄD REGIONÓW KRENOLOGICZNYCH

Mimo znacznego postępu, jaki się dokonał w ostatnich latach, wciąż trudno uznać stan rozpoznania źródeł Polski za wystarczający. Badania podejmowane w poszczególnych ośrodkach naukowych mają zwykle zasięg lokalny, a ich zakres jest bardzo zróżnicowany. Oprócz prac z dziedziny hydrologii i hydrogeologii źródeł (przeгляд przedstawiono poniżej oraz w poprzednim rozdziale), opublikowano także wiele opracowań o charakterze hydrochemicznym, balneologicznym, hydrobiologicznym, ekologicznym. Odczuwalny jest natomiast brak kompleksowej inwentaryzacji i wnikliwej syntezy źródeł na całym obszarze Polski, a w szczególności w strefie Niżu Polskiego.

Miarę gęstości występowania źródeł przyjęto nazywać wskaźnikiem gęstości źródeł lub wskaźnikiem krenologicznym. Zwykle jest on obliczany jako przeciętna liczba źródeł przypadających na jednostkę powierzchni terenu (1 km^2), choć bywa również wyrażany jako odwrotność, czyli liczba km^2 powierzchni terenu przypadająca na jedno źródło. Ta druga postać wskaźnika sugeruje, że obliczana wartość jest średnią powierzchnią piezometryczną poziomu wodonośnego drenowanego przez źródło, co jest oczywistym uproszczeniem. Nie tylko bowiem źródła pełnią rolę drenującą w stosunku do wód podziemnych, ale spotykane są również wypływy drenujące dwa, a nawet więcej poziomów wodonośnych.

Wskaźnik krenologiczny przyjmuje na obszarze Polski bardzo różne wartości. Wynika to zarówno ze zróżnicowanych warunków geologicznych, hydrogeologicznych i hydrograficznych, jak i ze stanu rozpoznania źródeł w poszczególnych regionach. Regionalizacja krenologiczna Polski, przedstawiona przez D y n o w s k ą (1986, 1991), do regionów obfitujących w źródła zalicza jedynie obszar Wyżyn Polskich, Sudetów i Karpat, z wyjątkiem Podkarpacia (rys. 1). W tych regionach znajdują się liczne wypływy wód podziemnych, choć ich wydajność bywa zróżnicowana: od dużych źródeł krasowych Tatr Zachodnich i Wyżyny Małopolskiej po mało wydajne, zwietrzelinowe źródła fliszu karpackiego. Wydatki większości wypływów w Tatrach nie przekraczają jednak $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, w Beskidach – $0,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (rzadko $0,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), a na obszarze Wyżyn Polskich mieszczą się w przedziale $1\text{--}4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (T l a ł k a , W a k s m u n d z k i 1968).

W Tatrach wskaźnik krenologiczny obliczany jest na $4,8\text{--}5,5 \text{ źr}/\text{km}^2$, ale jego wartości są silnie zróżnicowane w zależności od lokalnych warunków hydrogeolo-

gicznych. Najstabiliej uźródłowione są skały krystaliczne Tatr Wysokich, w których występują źródła szczelinowe ($1,1 \text{ źr/km}^2$). Dużo liczniejsze są tu wypływy, bijące z pokryw rumoszowych na skałach krystalinnika ($9,4 \text{ źr/km}^2$), a w Tatrach Bielskich na skałach osadowych ($9,6 \text{ źr/km}^2$). Przeciętny wydatek wypływu nie przekracza jednak $2,4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Wydajniejsze są źródła ze skał eocenu węglanowego Tatr Zachodnich; średnia wydajność wywierzyska Koziarczysk wynosi $90 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a źródła „Pod Capkami” – około $20 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Największe wydajności osiągają wywierzyska ze skał węglanowych środkowego triasu ($4,7 \text{ źr/km}^2$). Należą one do III klasy Meinzera, bowiem średnia wydajność wywierzysk Chocholowskiego i Bystrej zawiera się w przedziale $300\text{--}400 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a Lodowego, Goryczkowego i Olczyńskiego osiąga $500\text{--}700 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Małeck a 1997b; B arczy k i in. 2001). Po południowej stronie głównej grani Tatr Zachodnich, na kontakcie serii osadowej z utworami fliszu, występują źródła zaporowe ($1\text{--}78 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), a na kontakcie z krystalinnikiem – źródła krasowo-rumoszowe ($5\text{--}110 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ – B ö h m 1983).

Źródła szczelinowe i pokrywowe licznie występują na obszarze całych Karpat fliszowych, jednak ich wydajność na ogół nie przekracza $5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a na obszarze Beskidów Zachodnich mieści się zwykle w przedziale $0,06\text{--}0,9 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (J o k i e l 1997). Niewielkie, ale liczne (ok. 500 wypływów) źródła szczelinowe, zaliczane do VI–VIII klasy Meinzera, spotyka się na kontakcie skał węglanowych Pienińskiego Pasa Skalkowego z fliszem (Ż u r a w s k a 1999). Mała zdolność infiltracyjna wapiennych skalic powoduje, że wydatki źródeł mieszczą się najczęściej w granicach $0,5\text{--}1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. W szczególnych warunkach hydrogeologicznych mogą one przekroczyć $30 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (B ö h m 1983). Dla Pienin K o s t r a k i e w i c z (1965) podaje wskaźnik uźródłowienia równy $4,7 \text{ źr/km}^2$, a P a w l i k - D o b r o w o l s k i (1965) dla Beskidów – $5,5 \text{ źr/km}^2$. Identyczną wartość stwierdzono w zlewni Wierzbanówki (średnio $5,5 \text{ źr/km}^2$), przy czym obserwowano jej wahania sezonowe: jesienią $4,5 \text{ źr/km}^2$, a wiosną nawet $11\text{--}14 \text{ źr/km}^2$ (D r u ż k o w s k i 1999). Równie liczne występowanie źródeł stwierdził W a k s m u n d z k i (1968) w zlewni górnej Wisły. Wskaźnik krenologiczny osiąga tam $5,3 \text{ źr/km}^2$. Jednak największą gęstość występowania źródeł stwierdzono na północnym stoku masywu Babiej Góry (Ł a j - c z a k 1981). Wśród wypływów przeważają tam źródła skalno-rumoszowe o średniej wydajności do $8 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ i dużej nieregularności wydatku. Gęstość uźródłowienia w tym regionie wynosi 27 źr/km^2 . Zdecydowanie niższą wartość ($9,3 \text{ źr/km}^2$), wskaźnik ten przyjmuje w Beskidzie Sądeckim (zlewnia Kryniczanki), choć w obrębie poszczególnych formacji geologicznych zmienia się on w granicach $4,8\text{--}50,0 \text{ źr/km}^2$. Ponad 90 % beskidzkich wypływów stanowią źródła szczelinowo-warstwowe i przelewowe o wydajnościach nie przekraczających $0,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (C i ę ż - k o w s k i i in. 2001), wyjątkowo $1\text{--}5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (B ö h m 1983). Zauważono również, że uźródłowienie Beskidów zmniejsza się wyraźnie w kierunku wschodnim i w obrębie warstw krośnieńskich (Bieszczady) wynosi zaledwie $1,4 \text{ źr/km}^2$ (P a w l i k - D o b r o w o l s k i 1965).

Na obszarze Sudetów charakter wypływów jest bardzo zróżnicowany. W skałach krystalicznych i metamorficznych przeważają źródła szczelinowe, którym towarzyszą wypływy drenujące pokrywy zwietrzelinowe o miąższości do kilku metrów

(T o m a s z e w s k i J. T. 1977, 1989). Jednak źródła stanowią tu tylko 20 % wypływów; liczniej występują wycieki – 45 % i młaki – 35 % (T o m a s z e w s k i J. T. 1974). Taki charakter mają np. wypływy w zlewni Kamiennej, rzeki która odwadnia północno-zachodnie stoki Karkonoszy i południowe stoki Gór Izerskich. Dla fragmentu zamkniętego wodowskazem w P i e c h o w i c a c h (98 km²), M a r s z a ł e k (1989) podaje wskaźnik krenologiczny równy 1,73 źr/km². Wydaje się on znacznie zaniżony, skoro K r y z a H. i K r y z a J. (1988) w tylko jej niewielkim wycinku (po Jakuszyce – 6 km²) lokalizują aż 43 wypływy wód podziemnych. Przeważają wśród nich źródła o wydajności 0,1–1 dm³·s⁻¹, a tylko nieliczne osiągają 16 dm³·s⁻¹.

Wśród 184 wypływów położonych w Górach Stołowych przeważają źródła descensyjne, szczelinowo-warstwowe i szczelinowo-kontaktowe, lokalnie szczelinowo-krasowe lub rumoszowe, w położeniu zboczym i podzboczym. Blisko 70 % stanowią źródła, których wydajność nie przekracza 0,6 dm³·s⁻¹, a zaledwie 4 % to źródła o wydajności ponad 6 dm³·s⁻¹ (K o w a ł s k i 1980).

Liczne źródła występują również w zlewni Bystrzycy Dusznickiej. Wskaźnik krenologiczny wynosi tam 7,1 źr/km², lokalnie do 57,9 źr/km² (B a r t n i k , W a l i s c h 1997; B a r t n i k , T o m a s z e w s k i E. 1998). Na uwagę zasługuje źródłisko koło Zieleńca, dające początek Bystrzycy Dusznickiej, o wydajności ok. 60 dm³·s⁻¹. Również wschodnia część Kotliny Kłodzkiej obfituje w wypływy wód podziemnych, zaliczane do V–VII klasy wydajności w skali Meinzera. Wskaźniki uźródłowienia obliczone dla małych zlewni tego regionu wynoszą od 4,5 źr/km² w północno-zachodniej części Masywu Śnieżnika (M a k s y m i u k , T o m a s z e w s k i E. 1997), przez 6,1 źr/km² w zlewni Morawki i 6,8 źr/km² w zlewni Kamienicy, do 10,6 źr/km² w zlewni Kleśnicy (K r y z a 1988).

Na tle mało wydajnych wypływów, zwykle szczelinowych i porowych, wyraźnie większy wydatek cechuje źródła związane z krasem, występującym w Sudetach wypowo. Szczelinowo-krasowy charakter mają źródła w zlewniach Białego i Wapienniczego Potoku (C i ę ż k o w s k i 1989; B a r t n i k , T o m a s z e w s k i E. 1998) oraz w zlewni Kleśnicy, gdzie wydajność wywierzyisk okresowych przekracza nawet 100 dm³·s⁻¹ (B i e r o Ń s k i 1989). Z innych, bardziej znanych obiektów wymienić należy krasowe Romanowskie Źródło koło Żelazna, odwadniające znaczną część pasma Krowiarek. Żyje w nim ślimak źródłarka, mający tu jedyne stanowisko w Polsce (C i ę ż k o w s k i 2001).

Obszar Wyżyn Polskich jest jednym z lepiej rozpoznanych krenologicznie regionów. Gęstość występowania źródeł (poniżej 2 źr/km² – wg P a w ł i k a - D o b r o w o ł s k i e g o 1965) nie osiąga tu takich wartości jak w górach, ale ich wydajność jest zazwyczaj duża. W zachodniej części pasa wyżyn biją obfite źródła zasilane ze skał węglanowych triasu opolskiego. Dużych wywierzyisk jest tu kilka: w Błotnicy Strzeleckiej (średnio 53,9 dm³·s⁻¹), w Odrowążu (80,5 dm³·s⁻¹), w Rożniątowie (93,6 dm³·s⁻¹) oraz w Sucheju (102,7 dm³·s⁻¹, a maksymalnie nawet 336 dm³·s⁻¹). Charakteryzuje je duża, sezonowa i dobowo zmienność wydatku, a dwa ostatnie z wymienionych wypływów okresowo zanikają (S t a ś k o 1984; N o w a c k i F. 1989). W nieco dalej na południowy wschód położonej zlewni Rudy

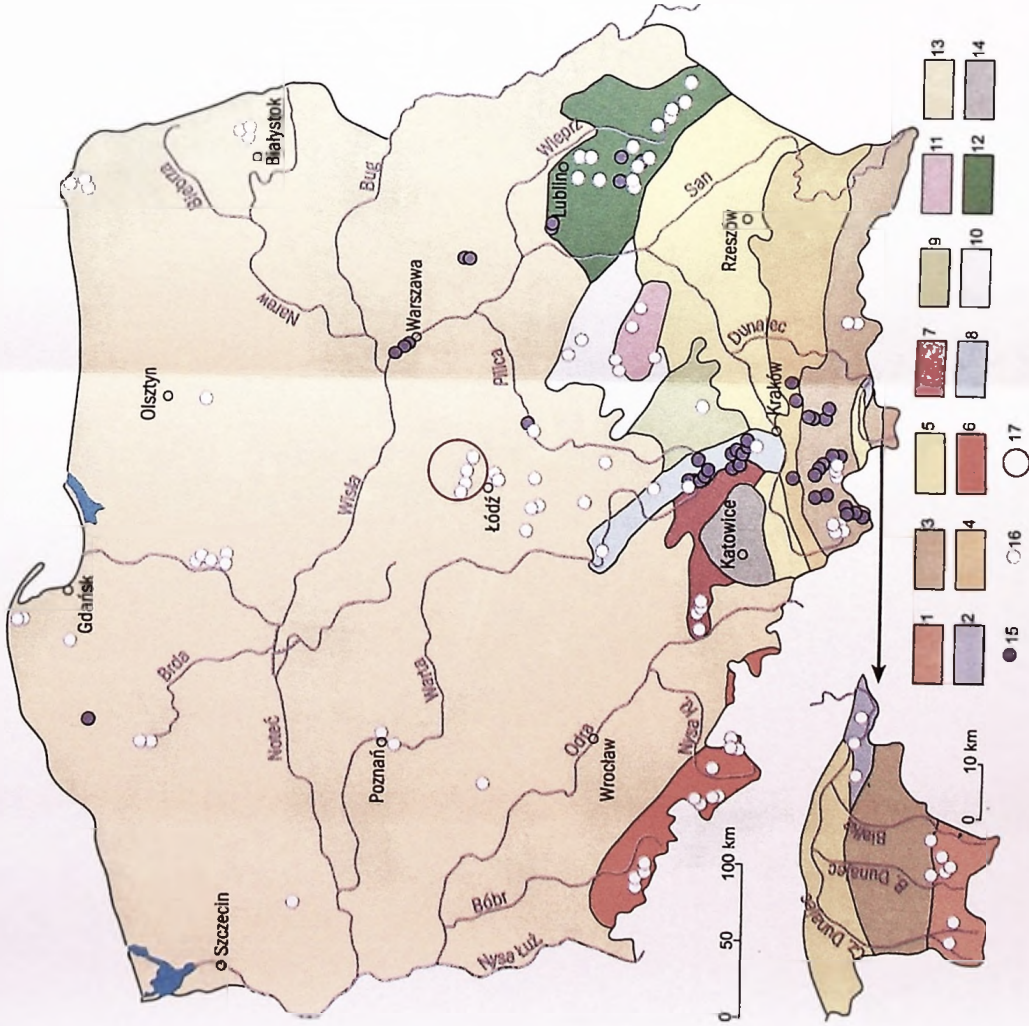
zinwentaryzowano 46 wypływów wód podziemnych (A b s a l o n i in. 1997). W strefie całej Wyżyny Śląskiej, silna antropopresja spowodowała drastyczne zmiany warunków krenologicznych, głównie za sprawą odwodnienia górotworu przy eksploatacji węgla kamiennego. Wiele wypływów, położonych w zasięgu leja depresyjnego, zanikło lub wyraźnie zmniejszyło swoją wydajność.

Podobna sytuacja ma miejsce w zachodniej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. Odwodnienie, towarzyszące wydobywaniu rud cynku i ołowiu w rejonie Olkusza, spowodowało zmniejszenie wydatku bądź zanik źródeł na znacznym obszarze (źródła w Pazurku, Bzowie, Ryczówku I – T y c 1997), a lej depresyjny sięgnął na wschód aż po dolinę Prądnika (S o j a 1997). Według K l e c z k o w s k i e g o (1972) na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej znajduje się około 200 źródeł zasilanych z wapieni gómojurajskich oraz około 50 źródeł, drenujących wody w marglach i wapieniach kredowych. W tej liczbie blisko 60 % stanowią źródła o wydajności do $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a tylko 15 % to wypływy, których wydatek przekracza $7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ich dokładną inwentaryzację przedstawiła D y n o w s k a (1983). Naliczono i opisano wówczas 246 źródeł z obszaru Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej. Zostały one powtórnie przebadane przez zespół pracujący pod kierunkiem C h e ł m i c k i e g o (2001). Źródła tego regionu mają charakter szczelinowy i krasowy, a spośród najwydajniejszych warto wymienić źródło Będkówki ($153 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) oraz źródła: w Rzędowicach ($168 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) i w Blanowicach ($150 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Stabiej uźródłowiony jest północny fragment Wyżyny Wieluńskiej. Wypływy skupione są tu przede wszystkim w dolinie Warty, ale ich wydajność nie przekracza $15 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Patrzyków, „Granatowe Źródła” w Starej Wsi). Dokładniejsze kartowanie, przeprowadzone w południowej części Załęczańskiego Parku Krajobrazowego, ujawniło 42 wypływy wód podziemnych. W tej liczbie znaczącą grupę stanowią źródła zasilane wodami z utworów czwartorzędowych, przykrywających cienką warstwą mezozoiczne podłoże. Najbardziej znane jest tu źródło „Objawienie” w Dietrznikach o wydajności $1,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (S z t y l e r 1999).

Mozaikowa budowa geologiczna Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej wpływa na wyraźne zróżnicowanie występowania źródeł. W krystalicznym trzonie Łysogór przeważają wypływy związane z występowaniem dyslokacji i zaburzeń tektonicznych. Cechuje je wydajność nie przekraczająca $0,1\text{--}0,2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Nieznacznie większym wydatkiem (średnio $0,2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) charakteryzują się źródła rumoszowe (B i e r n a t i in. 2000). Wskaźnik krenologiczny tej części Gór Świętokrzyskich jest jednak wysoki i wynosi $1,9 \text{  r/km}^2$ (R o g a l i ń s k a , R o g a l i ń s k i 1985).

Szczelinowe i krasowe źródła wypływające z utworów dewonu mają w regionie świętokrzyskim znacznie większą wydajność ($1\text{--}10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), a ujęte źródła w Białogonie nawet $80 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (P a z d r o 1983). Liczne źródła występują też w utworach mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Dość tu wymienić źródła: Lubrzanki o wydajności $20 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (B i e r n a t i in. 2000), źródło „Biały Stok” w źródliskowej części zlewni Kamiennej – wydajność $2,5\text{--}50,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (G a j o s 1990) czy źródła górnej Bobrzy, o wydajności od poniżej $0,5$ do $8,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (B u r c h a r d 1978). W opracowaniu z 1973 r. S z p a k i e w i c z określa wydajność warstwowych i warstwowo-uskokowych źródeł tego obszaru na $0,3\text{--}1,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a wskaźnik

Rys. 1. Źródła Polski na tle regionalizacji krenologicznej (wg Dynowska 1986, 1991, zmieniłem)



Polish springs on a background of division of a territory into crenological regions (alter Dynowska 1986, 1991, modified)

1 – liczne, najczęściej wysokie wydajne źródła szczelinowe i krasowe w wapieniach i dolomitach oraz mało wydajne źródła szczelinowe w slabach kryształicznych; 2 – liczne, mało wydajne źródła szczelinowe w wapieniach, marglach i piaskowcach; 3 – bardzo liczne i mało wydajne źródła szczelinowe we flisaku oraz porowate w pokrywie zwietrzaliny; 4 – mniej liczne i bardzo mało wydajne źródła szczelinowe we fliszu oraz porowate w pokrywie zwietrzaliny; 5 – bardzo nieliczne, wyjątkowo mało wydajne wypływy porowe w piaskach i w pokrywie zwietrzaliny; 6 – na ogół mało wydajne źródła szczelinowe w slabach kryształicznych, a także w wapieniach, dolomitach i piaskowcach oraz porowate w pokrywie zwietrzaliny; 7 – bardzo wydajne źródła szczelinowe, częściowo podpiływowe w wapieniach i dolomitach oraz porowate w piaskach; 8 – bardzo wydajne źródła szczelinowe i krasowe, częściowo podpiływowe w wapieniach; 9 – bardzo wydajne źródła szczelinowe i krasowe, częściowo podpiływowe w marglach; 10 – wydajne źródła szczelinowe i krasowe częściowo podpiływowe w wapieniach i piaskowcach; 11 – bardzo mało wydajne wypływy porowate w pokrywie zwietrzaliny; 12 – bardzo wydajne źródła szczelinowe i szczelinowo-warszawskie, częściowo podpiływowe w marglach i wapieniach; 13 – na ogół nieliczne, mało wydajne wypływy porowate w piaskach i żwirach; 14 – brak źródeł wskutek gospodarczej ingerencji człowieka; 15 – źródła obserwowane przez IMGW w różnych okresach w latach 1946–1983; 16 – wybrane źródła obszarów omawianych w tekście; 17 – obszar badań autora

1 – numerous, exceptionally high yielding fissure and karst springs in limestones and dolomitic limestones and low yielding fissure springs in crystalline rocks; 2 – numerous, low yielding fissure springs in limestones, marls and sandstones; 3 – numerous, low yielding fissure springs in sediments of great thickness and porous springs in waste cover; 4 – few and very low yielding fissure springs in sediments of great thickness and porous springs in waste cover; 5 – very few, extremely low yielding porous springs in waste cover; 6 – usually, low yielding fissure springs in crystalline rocks, limestones, dolomites and sandstones and porous in waste cover; 7 – very high yielding fissure springs, partially ascending in limestones; 8 – extremely high yielding fissure and karst springs, partially ascending in limestones and dolomites and porous springs in sands; 9 – very high yielding fissure and karst springs, partially ascending in limestones; 10 – high yielding fissure and karst springs, partially ascending in marls; 11 – very low yielding porous outflows in waste cover; 12 – high yielding fissure multi-layered springs, partially ascending in marls and dolomites; 13 – usually few, low yielding porous springs in sands and gravels; 14 – area of spring absence being the result of human pressure; 15 – springs observed by IMGW in different periods of 1946–1983; 16 – selected springs of the area described in the text; 17 – study area

krenologiczny szacuje na poziomie $0,37 \text{ \textit{zr}/km}^2$. W zlewni górnej Radomki wskaźnik ten jest nieco wyższy i wynosi $0,76 \text{ \textit{zr}/km}^2$, a źródło „Kaśki Stok” osiąga wydajność $7,3\text{--}19,8 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (K u c 1999). Oba wymienione wskaźniki krenologiczne mieszczą się w przedziale, obliczonym przez C z a r n e c k ą (1973) dla całego regionu świętokrzyskiego ($0,3\text{--}0,8 \text{ \textit{zr}/km}^2$).

Bardzo dobrze rozpoznane są źródła znajdujące się na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Rostocza (M i c h a l c z y k 1986, 1993, 1996, 2001). Zakres badań krenologicznych, prowadzonych tu od blisko pół wieku, a rozszerzonych w ostatnim dziesięcioleciu, można uznać za wzorcowy. Oprócz szczegółowego kartowania hydrologicznego i inwentaryzacji wszystkich wypływów, w punktach reprezentatywnych wykonywane są pomiary wydajności (w 2000 r. comiesięczne lub kwartalne w 63 obiektach), analizy chemiczne, oznaczanie metali ciężkich oraz pomiary przepływów rzek regionu. Na całym międzyrzeczu Wisły i Bugu zarejestrowano 1620 źródeł, z czego stale funkcjonuje około 1300 (M i c h a l c z y k 1997). Daje to jednak stosunkowo niski wskaźnik krenologiczny równy $0,13 \text{ \textit{zr}/km}^2$. Spośród nich 65 % stanowią źródła szczelinowe, z czego 59 % wypływa z gómkredowych utworów węglanowych, a 6 % z wapieni trzyczęściowych. Zanik wypływu wody, zmniejszenie jej ilości czy pogorszenie parametrów jakościowych, spowodowane są wpływem gospodarki człowieka na stosunki wodne, głównie za sprawą skupionej eksploatacji wód podziemnych. Mimo iż znajduje się tu wiele dużych źródeł, wydajność 59 % wypływów jest niższa od $1 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Ponad 190 źródeł ma wydatek przekraczający $10 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$, a 21 z nich, w 2000 r., miało wydajność przekraczającą $100 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Za największe uważane jest źródło w Zaporzu o przeciętnej wydajności $302 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Maksymalne wydatki źródeł mogą przekraczać nawet $500 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$, a w przypadku wypływów w Krasnobrodzie nawet $750 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Współczynniki zmienności wydatku zawierają się w przedziale 2–8 (źródła mało i średnio zmienne), większą regularność mają wypływy znajdujące się pod obszarami lessowymi (zmienność 1,3–3,5).

Warto w tym miejscu wspomnieć, że stacjonarne pomiary wydajności źródeł rzadko wykonywane są przez okres dłuższy niż kilka lat. W standardowej sieci hydrologicznej IMGW prowadzono je w kilkudziesięciu punktach, głównie na obszarze Karpat i Wyżyn Polskich (rys. 1). Niestety pomiary te były wykonywane w różnych okresach i z różną częstotliwością, a publikowane serie pomiarowe są często nieciągłe. Zaledwie 6 obiektów reprezentowało wypływy z utworów czwartorzędowych, a tylko 10 źródeł posiada serię dłuższą niż 20 lat. Spośród nich, względnie jednorodne są jedynie serie średnich miesięcznych wydajności źródeł w Stróży, Sławkowie, Kromołowie I, Bzowie, Wąwolnicy i Wysokim (J o k i e l 1994). Najwięcej, bo blisko 40 źródeł obserwowano w latach 1981–1983, lecz wydajność większości z nich nie przekraczała $1 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$.

Niż Polski „...charakteryzuje sporadyczne występowanie źródeł, (...) o niewielkiej wydajności i minimalnym znaczeniu hydrologicznym” (M i k u l s k i 1963). Obszar ten „...charakteryzuje się ubóstwem źródeł tak pod względem ich liczby, jak i wydajności. Wskaźnik gęstości źródeł jest tu niski, rzędu $n\cdot 10^{-2}$...” (P a z d r o 1983). Znajdują się tu jedynie „na ogół nieliczne, mało wydajne wypływy porowe w piaskach i żwirach” (D y n o w s k a 1991). Wydajność źródeł zasilanych z po-

ziomu wierzchówkowego nie przekracza $0,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a z poziomu międzymorenowego od poniżej $0,5$ do $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, wyjątkowo do $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ i więcej (Pietkiewicz 1958; Dynowska 1986).

Mimo pewnego postępu, rozpoznanie krenologiczne Polski niżowej nadal można uznać za słabe. Publikowane prace mają charakter przeważnie lokalny lub dotyczą pojedynczych obiektów, zwykle o dużej wydajności. Przykładem mogą być położone na granicy Niziu, znane i wielokrotnie opisywane Niebieskie Źródła w Tomaszowie Mazowieckim (Mela 1992; Małeczka 1997a; Małeczka, Małeckie 1998). Wyjątkowo dużą wydajność (średnio $81 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a pierwotnie nawet $220 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) zawdzięczają one zasilaniu z warstw bonońskich podłoża podczwartorzędowego. Warto też zauważyć, że w dolinie Pilicy występują też inne, niezbyt liczne i mniej wydajne (do $7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) wypływy wody podziemnej (Słabosz 1996).

Z punktu widzenia krenologicznego, w północno-wschodniej części Niziu Polskiego na uwagę zasługuje kilka jednostek fizycznogeograficznych. Liczne wypływy, głównie o charakterze nieskoncentrowanym, istnieją na obszarze Wysoczyzny Białostockiej. Tylko w obrębie Białegostoku funkcjonuje 41 wypływów o wydajności dochodzącej do $2,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Łoszewski 1995). Daje to dość wysoki wskaźnik krenologiczny na poziomie $1 \text{ źr}/\text{km}^2$. W dorzeczu odwadniającej ten obszar Supraśli, średnie wydajności 18 zbadanych źródeł wynoszą od $0,5$ do $97 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Uźródłowienie dorzecza Supraśli można oszacować na $0,28 \text{ źr}/\text{km}^2$, bowiem zarejestrowano tu ponad 500 wypływów (Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1997; Jekatierynczuk-Rudczyk 1997, 1998). Drugim, względnie dobrze przebadanym regionem jest Pojezierze Suwalskie. Zinventaryzowano tam 416 źródeł o wydajnościach do $15 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Daje to wskaźnik krenologiczny równy $0,21 \text{ źr}/\text{km}^2$ (Nowakowski 1976). Za rezerwat przyrody uznano źródła Łyny na Pojezierzu Olsztyńskim, bijące we wciętej na blisko 20 m niszy (Biesiadka, Lewandowski 1986).

Średnie wydatki wypływów, położonych w środkowej części pasa pojezierzy, są dużo niższe. Na obszarze Basenu Grudziądzkiego zarejestrowano ponad 250 wypływów, których wydajność z reguły nie przekracza $2,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, ale kilkuletnie pomiary wykazały, iż są to źródła stałe lub bardzo mało zmienne (Kopczyński 1982). Wartość wskaźnika krenologicznego można tu oszacować na $1 \text{ źr}/\text{km}^2$.

W niewielkim stopniu zbadany pod względem krenologicznym jest obszar północnej i zachodniej Polski. Najczęściej autorzy opracowań wskazują na dominującą rolę czynnika glacialnego w kształtowaniu warunków występowania źródeł na pojezierzach. Na uwagę zasługują tu badania, które przeprowadziła Michalska (1980) w okolicach Miastka (Pojezierze Bytowskie). Źródła grupują się tam głównie w głębokich rynnach jeziomych i rozcięciach dolinnych. Zwraca też uwagę znaczący udział wypływów nieskoncentrowanych. Wskaźnik krenologiczny podany przez autorkę dla badanego terenu wynosi $0,23 \text{ źr}/\text{km}^2$ (w strefie wysoczyzny morenowej $0,25 \text{ źr}/\text{km}^2$). Wydajność wypływów nie jest jednak duża i tylko w niewielu przypadkach przekracza $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Podobne obserwacje prowadził wcześniej Błaskowski (1969) w rynnie Jeziora Żarnowieckiego. Zlokalizował on 70 wypływów wód podziemnych w położeniu zboczowym, podzboczowym i terasowym. Te ostat-

nie cechuje największa wydajność, przekraczająca w dwóch przypadkach $5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Wydajność źródeł na obszarach młodoglacjalnych może być jednak znacznie większa. Przykładem są „Staniszewskie Źdroje” koło Kartuz o średniej wydajności $80 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (H e r b i c h 1997) i źródło Płoni w okolicach Barlinka – $20 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (J o k i e l inf. ustna).

Badania prowadzone w dolinie Warty pod Poznaniem (na obszarze 280 km^2) pozwoliły na identyfikację 41 wypływów o wydajności nie przekraczającej z reguły $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (T o m a l a k 1968). Szacowany wskaźnik uźródłowienia w tym odcinku rzeki wynosi więc $0,15 \text{ źr}/\text{km}^2$. Jednak na całym obszarze Wielkopolski (ponad 25 tys. km^2) naliczono dotąd zaledwie 135 źródeł, głównie małych (do $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Wydajność jednego z zespołów źródeł, bijącego na krawędzi jeziora Zapowiednik wynosi $100 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (C h o i ń s k i 1995). Zatem rzeczywista wartość wskaźnika krenologicznego w Wielkopolsce wydaje się więc zdecydowanie niższa od przytoczonej wyżej, gdyż nie sięga nawet $0,01 \text{ źr}/\text{km}^2$. Wątpliwości budzi tu jednak zastosowanie do analizy rozmieszczenia źródeł mapy hydrograficznej w skali 1:50 000. Na mapach poznańskiego odcinka doliny Warty jedynie 9 źródeł występuje w lokalizacji podanej przez T o m a l a k a (1968). Pozostałe nie zostały na nich zaznaczone. Podobną krytykę publikowanych materiałów kartograficznych wyraził wspomniany wyżej Ł o s z e w s k i (1995). Braki dotyczą tu obu arkuszy mapy w skali 1:50 000 obejmujących obszar Białegostoku. Na jednym z nich zaznaczono tylko 8 źródeł z 19 istniejących, a na drugim zaledwie 3 z 27, przy czym ich wydajności bądź nie podano w ogóle, bądź zawyżono 15 do 50 razy w stosunku do rzeczywistości.

DOTYCHCZASOWY STAN WIEDZY O STOSUNKACH KRENOLOGICZNYCH OKOLIC ŁODZI

Występowanie źródeł w regionie łódzkim wzmiankowane było już w raporcie z podróży lustracyjnej odbytej przez S. Staszica w 1825 r. (K o n a r s k i 1928). Autor opisuje położenie Łodzi jako „...szczególniejsze z wielu względów; znajduje się z całą swoją rozległą okolicą pod obszernym i wyniosłym wzgórzem, z którego niezliczone tryszcą źródła” (J o k i e l, M a k s y m i u k 1996). Jeszcze pod koniec XIX w., z powodu braku wodociągów, źródła stanowiły liczące się miejsca zaopatrzenia w wodę ludności miasta i strefy podmiejskiej. Nadmierna eksploatacja wód podziemnych, zabudowa miasta i prowadzone odwodnienia, doprowadziły nie tylko do obniżenia zwierciadła wody w piętze górnokredowym z rzędnej 195 m n.p.m. w 1890 r. do 93 m n.p.m. w 1973 r., ale także zanik lub obniżenie poziomu wód, występujących w utworach czwartorzędowych. Te zaś stanowiły podstawę alimentacji źródeł, dających początek wielu łódzkim rzeczkom. Dziś, po wypływach tych pozostały jedynie nazwy: ulica Źródłowa czy park Źródlika (J o k i e l, M a k s y m i u k 1999).

Paradoksalnie, problemy zaopatrzenia Łodzi w wodę zwróciły jednocześnie uwagę na możliwość wykorzystania do tego celu wspomnianych już wcześniej Niebieskich Źródeł. Przewidywał to jeden z wariantów projektu W. H. Lindleya z 1923 r. (Małecką 1997a; Małecką, Małeckie 1998). Badania krenologiczne w regionie prowadzone są na szerszą skalę dopiero od kilkadziesiątu lat. Rozpoznanie źródeł zostało zapoczątkowane przez Maksymuk (1970) badaniami prowadzonymi w dorzeczu Grabi. Zarejestrowano tam 77 miejsc wypływu wody podziemnej na powierzchnię, w tym 18 źródeł i 59 wycieków. Jedno ze źródeł przykorytowych w Ldzaniu, o wydajności $0,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, ma charakter szczelinowy i jest zasilane z margli kredowych, których wychodnie rozcina koryto Grabi (Rogala 1996). Gęstość występowania wypływów w dorzeczu Grabi można oszacować na poziomie $0,1 \text{ źr}/\text{km}^2$. Biją tam wyłącznie źródła descensyjne, warstwowe, w położeniu zboczym, podnóżowym i dennym. Wydajność większych wypływów, położonych na wysokości 160–180 m n.p.m. i zasilanych z poziomu międzymorenowego, wynosi $3\text{--}5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, przy niewielkiej zmienności.

Szczegółowe kartowanie hydrograficzne w skali 1:25 000, prowadzone w latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych, pozwoliło na wyróżnienie stref wypływu wód podziemnych na powierzchnię na terenie środkowej części ówczesnego województwa łódzkiego (rys. 2). Zinventaryzowano wówczas 316 miejsc wypływu wody podziemnej, z których ponad 80 % położonych jest na poziomie 180–220 m n.p.m. Strefa dużego uźródłowienia ciągnie się wzdłuż działu wodnego Warty i Pilicy aż po Wielgomłyny (Maksymuk 1977, 1979). Biorą tu początek prawe dopływy Grabi, a po wschodniej stronie działu wodnego – lewe dopływy Luciąży. Tu, w okolicach Monikowa, wydajność niektórych wypływów przekracza $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Dubaniewicz i in. 1971).

Badania źródeł w południowo-zachodniej części regionu rozszerzono później na dorzecze Widawki i środkowej Warty. To tutaj, obok wydajnych źródeł zasilanych z poziomu międzymorenowego (Wierzchowiec – $17 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, Wierchy Strzyżewskie – $23 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), znajdują się także obfite wypływy z utworów starszego podłoża. Należą do nich źródła Niecieczy w Kurznie ($6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) i Widawki w Kodrąbiu ($15 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Pas ten ciągnie się wzdłuż południowego obrzeżenia Kotliny Szczercowskiej od Pajęczna po Rzejowice i jest jedyną w Polsce środkowej, obok Niebieskich Źródeł, strefą gdzie źródła zasilane są wodami z podłoża mezozoicznego (rys. 2). Ogółem w dorzeczu Widawki zarejestrowano 196 miejsc wypływu wody. Wśród nich naliczono 50 źródeł położonych na wysokości 160–220 m n.p.m. (Maksymuk 1980). W wyniku oddziaływania leja depresyjnego, związanego z prowadzonym odwodnieniem Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów”, wiele z nich zanikło lub wyraźnie zmniejszyło swoją wydajność. Nadal znajduje się tu jednak 175 wypływów, w tym 44 źródła (Burchard, Maksymuk 1997). Źródła zasilane z poziomu międzymorenowego, charakterystyczne dla głębokich rozcięć erozyjnych, zarejestrowano także w dolinie Warty (Strobin, Niechmirów), ale ich wydajność nie przekracza $3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Kremiński 1984).

Blżej Łodzi położony jest obszar źródliskowy Wolbórki. Rzeka ta bierze początek ze śródwymiowych wycieków, wypływających w lasach tuszyńskich na wy-

sokości około 200 m n.p.m. Inny charakter ma źródłisko położone w okolicy Wardzyna, składające się z wielu ascensyjnych wypływów o wydajności $0,5\text{--}5\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (R o g a l a 1996). Ich łączny wydatek wynosi $51,6\text{--}82,4\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (M o s z c z y Ń - s k a 1986).

Na istnienie rozległej i zasobnej w wodę strefy wypływów w północnej części Wzniesień Łódzkich wskazało już wspomniane kartowanie hydrograficzne, wykonane w latach siedemdziesiątych. Zinventaryzowano wówczas jedynie wypływy położone na północ od Zgierza oraz nad górnymi odcinkami prawych dopływów Bzury. Materiały te zaginęły wraz z likwidacją w latach dziewięćdziesiątych Biura Planów Regionalnych w Łodzi. Wiadomo jednak, że strefa wypływów wody biegnie równoległe do krawędzi Wzniesień Łódzkich, od okolic Zgierza przez Łagiewniki, Skoszewy, Brzeziny aż do Jeżowa (M a k s y m i u k 1977, 1979).

ŹRÓDŁA NA TLE WYBRANYCH ELEMENTÓW FIZYCZNOGEOGRAFICZNYCH BADANEGO OBSZARU

CHARAKTERYSTYKA FIZYCZNOGEOGRAFICZNA

Warunki morfologiczne

Spośród stref występowania źródeł w województwie łódzkim (rys. 2), wyróżnionych przez M a k s y m i u k a (1977, 1979), na szczególną uwagę zasługuje północna część Wzniesień Łódzkich – obszar dużych kontrastów zarówno morfologicznych, jak i hydrogeologicznych. Został on wyróżniony przez K o n d r a c k i e g o (1993) jako fragment Wzniesień Południowomazowieckich. Zajmuje powierzchnię 1684 km² i rozciąga się równoleżnikowo: od działu wodnego Neru i Bzury na zachodzie, po dolinę Rawki na wschodzie.

Linia najwyższych pagórków Wzniesień Łódzkich (250–270 m n.p.m.) ciągnie się na znacznym odcinku od Zgierza w kierunku Brzeziny i osiąga kulminację w pobliżu Dąbrowy, na NW od Nowosolnej – 284,11 m n.p.m. (rys. 3). Obszar ten charakteryzuje się wyjątkowym w środkowej Polsce urozmaiceniem powierzchni, szczególnie widocznym w jego północnej części, wyraźnie nachylonej ku Równinie Łowicko-Błońskiej. Spadki terenu w obrębie dolin rzecznych sięgają nawet 10° (T u r k o w s k a 1988), deniwelacje często przekraczają 100 m, a licząc od strefy najwyższych wzniesień do osi Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej – osiągają nawet 200 m. Obniżanie się terenu w kierunku północnym nie następuje jednostajnie, ale poprzez szereg stopni rozdzielonych krótkimi strefami dużych nachyleń. Na tym obszarze, nazywanym strefą krawędziową Wyżyny Łódzkiej, K l a t k o w a (1965), w oparciu o różnice morfometryczne wyróżniła pięć poziomów morfologicznych:

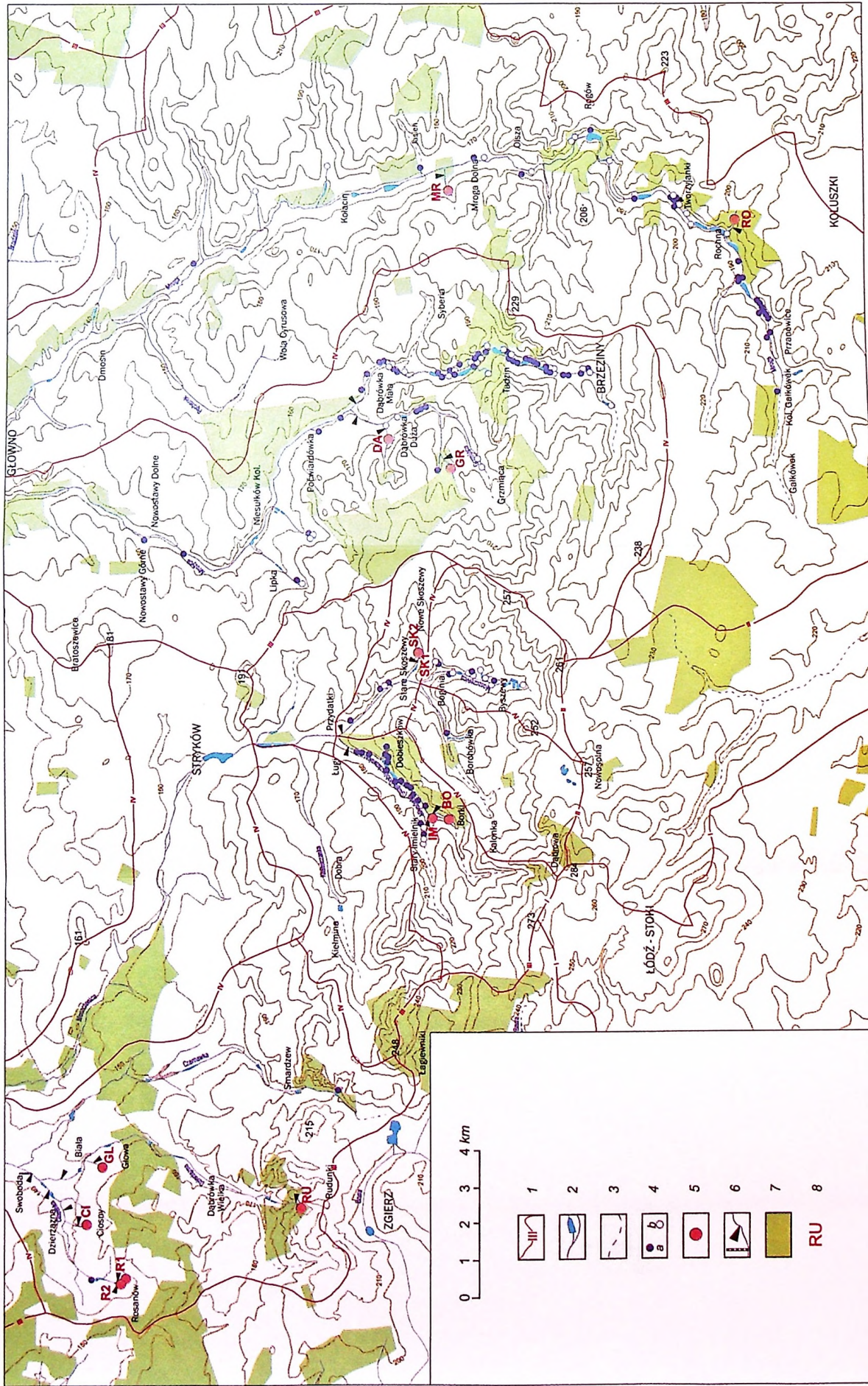
poziom I – powierzchnia Wyżyny Łódzkiej – 280–220 m n.p.m. z kulminacją 284 m n.p.m.;

poziom II – smardzewski, o wysokościach 210–185 m n.p.m.;

poziom III – strykowski, o wysokościach 180–165 m n.p.m.;

poziom IV – katarzynowski, o wysokościach 160–140 m n.p.m.;

poziom V – równina Woli Mąkolskiej, wznosząca się do rzędnych 137–117 m n.p.m.

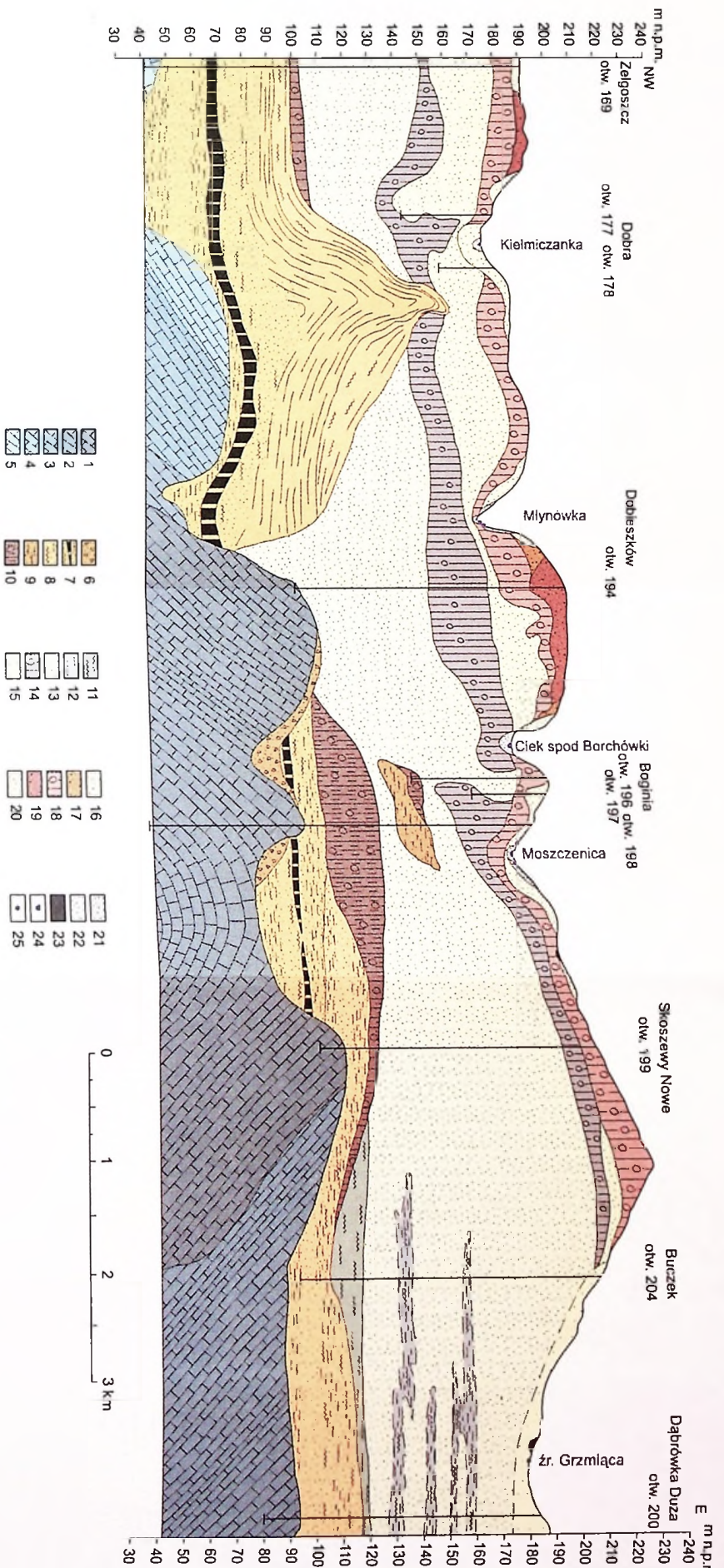


Rys. 3. Ukształtowanie powierzchni i hydrografia Wzniesień Łódzkich.

1 – działy wodne; 2 – ciężki sejk, sawy; 3 – ciężki sejk, sawy; 4 – źródła (c), wywoki i riatki (c); 5 – źródła (c), wywoki i riatki (c); 6 – wodowszluz i punkty pomiaru przepływu; 7 – Łuż; 8 – żółdliki; obserwowane

Morphology and hydrography of Łódź Hills

1 – watersheds; 2 – perennial seeps; 3 – epitemeral seeps; 4 – springs (c), kalkalugs and seeps (b); 5 – large springs observed; 6 – water groups and flow observation points; 7 – forest; 8 – observed springs



Rys. 4. Przekrój geologiczny środkowej części obszaru badań (na podstawie: Brzeziński 1988, 1992)

Jan górn. oksyd górn. 1 – wapień, wapień murgilist, wapień oolity, wapień dolomity, kinyryd dolny. 2 – wapień i wapień murgilist, kinyryd dolny. 3 – wapień murgilist, murgil. il., mallowce i wapień; portland dolny i środkowy. 4 – murgil, murgil mallowcow. i wapień; portland dolny. 5 – murgil i murgil mallowcowe; zacement. 6 – piaski, il. i gliny z walcami i łamami brunatnego. 7 – piaski, il. i maki z walcami węgla brunatnego. 8 – il. i maki i piaski; czwartorzęd plejstocen. 9 – il. i maki i piaski trzeciorzędowe jako by w utworach czwartorzędowych. 10 – gliny zwalowe i rozkładane. 11 – piaski i maki; gliny; murgilist i mallowce. 12 – il. i maki; zasadowe; zlodowocenne; zlodowocenne smółkowopolskie; zlodowocenne odry. 13 – piaski; piaski ze zwałami; męjszani maki; wodolodowcowe. 14 – gliny zwalowe; zlodowocenne wady. 15 – piaski wodolodowcowe dolne i górne; nie rozdzielone. 16 – piaski wodolodowcowe dolne. 17 – piaski i żwiry lodowcowe; 18 – gliny zwalowe. 19 – piaski i żwiry; męjszani gliny zwalowe moren czwartocnych. 20 – piaski wodolodowcowe górne; holocen. 21 – maki i piaski deluwialne. 22 – piaski rzeczne. 23 – ramy; den doliny; żwir i żwir; wady. 24 – ciska. 25 – żwir.

linia przekroju utworzona na Rys. 5

Geological cross-section of the central part of study area (based on Brzeziński 1988, 1992)

Upper Jurassic: Upper Oxfordian: 1 – limestones, marly limestones, oolite limestones, dolomite limestones and dolomites; Lower Kimmeridgian: 2 – limestones and marly limestones; Upper Kimmeridgian: 3 – marly limestones, marls, clays, silts and limestones; Lower and Middle Portland: 4 – marls, marly marls and limestones; Lower and Middle Portland: 5 – marls, marly marls and limestones; Tertiary: 6 – sands, clays, silt and debris; 7 – sands, clays and silts with brown coal inerts; 8 – clays, sands and silts; Quaternary: Pleistocene: 9 – clays, silts and Terrary sands; 10 – clays, silts and Terrary sands; 11 – lacustrine sands and silts; Masovian interglacial: 12 – ice-dammed clays and silts; Middle Polish glaciation: 13 – sands, sands and gravels, locally fluvio-glacial silts; 14 – silts; Warm glaciation: 15 lower and upper fluvio-glacial sands; not separated: 16 – lower fluvio-glacial sands; 17 – glacial sands and gravels; 18 – silts; 19 – sands and gravels, locally tills of terraced moraines; 20 – upper fluvio-glacial sands; Holocene: 21 – deluvial sands and silts; 22 – fluvial sands; 23 – silts of valley bottoms and cross-section line in Fig. 5

Zarys budowy geologicznej

W budowie geologicznej północnej części Wzniesień Łódzkich udział mają przede wszystkim utwory czwartorzędowe. Na przeważającym obszarze zalegają one niemal bezpośrednio na górnourajskich wapieniach, marglach i marglach mułowcowych, budujących lokalne wypiętrzenie wału kujawsko-pomorskiego zwane antyklina Justynowa. W południowo-zachodniej części omawianego obszaru, na zachód od linii Zgierz–Łódź–Andrespol, utwory jury przykryte są dolnokredowymi osadami niecki łódzkiej (wapienie, opoki, margle, piaskowce i piaski). Na nich spoczywają zaś osady trzeciorzędu (głównie miocenu) o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do kilkudziesięciu metrów. Są to głównie piaski, mułki i ropy z wkładkami węgla brunatnego (rys. 4).

Na badanym terenie skały podłoża starszego od czwartorzędu nie zaznaczają się nigdzie na powierzchni, ale miały zasadniczy wpływ na sposób uformowania północnego skłonu Wzniesień Łódzkich. Jego kształt jest prawdopodobnie efektem etapowego nasuwania się łańdżu warciańskiego na wyraźny garb, powstały ostatecznie w trzeciorzędzie. Garb ten był przyczyną rozdzielenia się łańdżu na dwa wyraźne loby „opływające” Wzniesienia Łódzkie: łob Warty-Widawki na zachodzie i łob Wisły-Rawki na wschodzie. Był on też powodem trudności w transgresywnym ruchu łańdżu i determinował czasowy postój jego czoła. Doprowadziło to między innymi do powstania poziomów: strykowskiego i smardzewskiego. Rezultatem zmiennego w czasie nacisku łańdżu są również licznie występujące w strefie krawędzi spiętrzenia glaciektoniczne. Mają one charakter struktur monoklinalnych, łuskowych i fałdowych, zaburzających utwory starszego czwartorzędu, a miejscami również skały przedczwartorzędowe. Wartości kątów upadu sięgają w wielu miejscach $70\text{--}90^\circ$ (K l a t k o w a 1972).

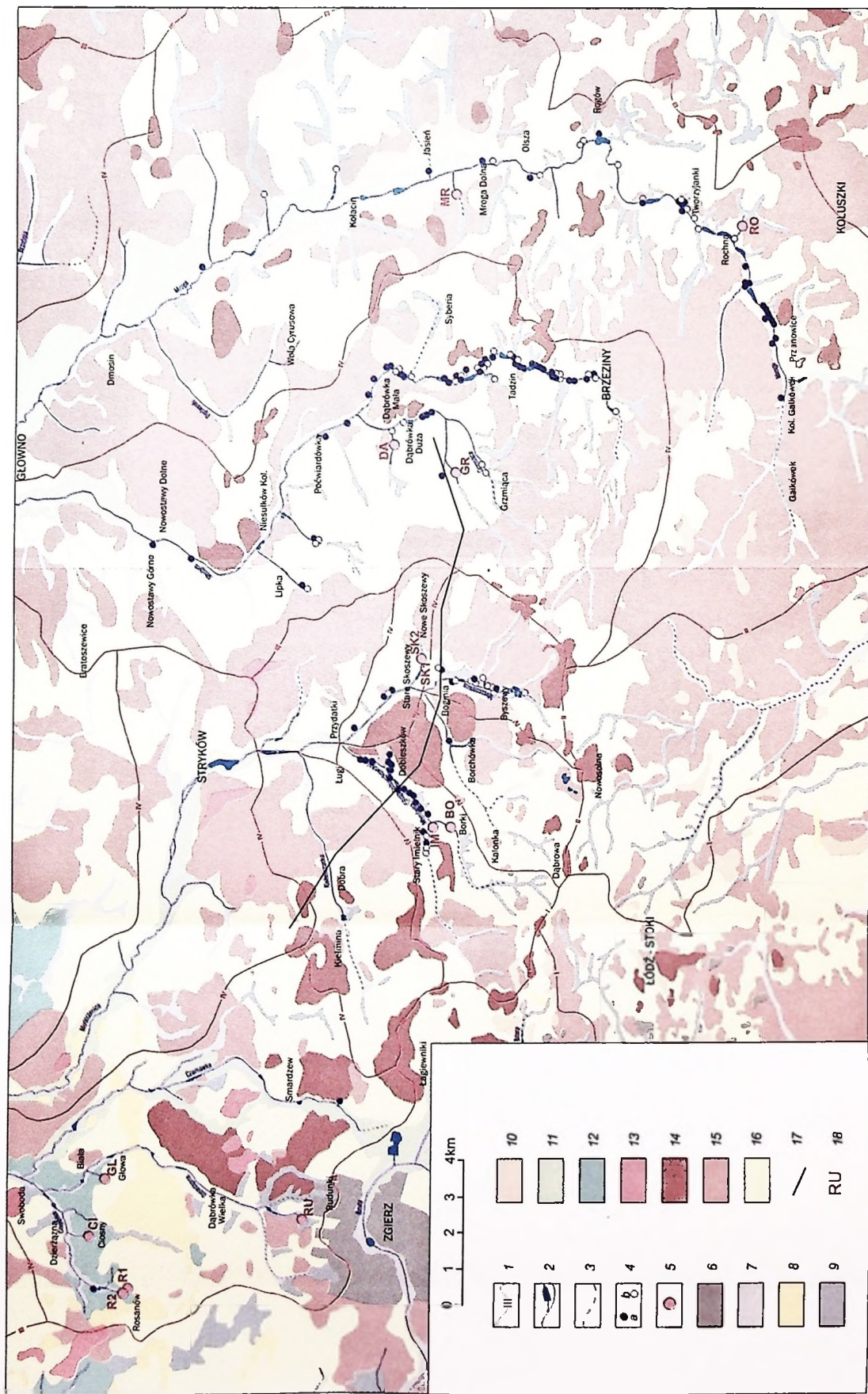
Grubość pokrywy osadów czwartorzędowych jest bardzo zróżnicowana i wynosi od poniżej 1 m w odkrywce cegielni w Dąbrówce-Strumianach do około 140–150 m w linii kulminacji w okolicach Zgierza i Nowosolnej (T r z m i e l , N o w a c k i K. 1987; K l a t k o w a 1993). W spągowej warstwie znajdują się miejscami utwory preglacjalne: piaski, mułki oraz ropy jeziorne i rzeczne, pozbawione materiału skandynawskiego. Ciągły charakter mają dopiero osady zlodowaceń południowopolskich. Są one jednak znacznie zredukowane w południowej części krawędzi Wzniesień Łódzkich i w strefie antykliny Justynowa. Występują tu głównie jako piaski i żwiry rzeczne i wodnolodowcowe, gliny zwałowe oraz ropy i mułki zastoisowe. Okres interglacjalny mazowieckiego (wielkiego) zaznaczył się intensywną denudacją w obrębie wysoczyzn i silną działalnością erozyjną rzek (do 40–60 m w dolinie Mrogi). Osady interglacjalne stwierdzono tu więc jedynie w kopalnych dolinach wyciętych w glinach południowopolskich. Powszechnie natomiast występowanie piasków i piasków ze żwirami, miejscami mułków wodnolodowcowych, ropy i mułków zastoisowych oraz glin zwałowych zlodowacenia odry. Zwraca uwagę generalny brak utworów interglacjalnych lubelskiego (pilicy), do których jedynie T r z m i e l (1993) zaliczył piaski rzeczne występujące w odsłonięciach w okolicach Brzezin i Kuluszek.

Zasadnicze znaczenie dla warunków hydrogeologicznych Wzniesień Łódzkich mają osady zlodowacenia warty (rys. 4, 5). Są to przede wszystkim średnio- i gruboziamiste piaski wodnolodowcowe dolne, źle wysortowane, z dużą zawartością żwirów o średnicy do 8 cm. Mimo niewielkiej miąższości (5–10 m, sporadycznie do 40 m), stanowią ciągłą serię osadową i występują powszechnie na powierzchni. Wyspowo pojawiają się tu również piaski, żwiry i glazy moren czołowych, piaski i żwiry lodowcowe oraz piaski, żwiry i mulki kemów. Zwarte pokrywy glin zwałowych tego okresu odsłaniają się na powierzchni w rejonie Brzeziny i Koluszek, a płatami utwory te zalegają również w północnej i zachodniej części omawianego obszaru. Ich miąższość sięga od kilku metrów na zachodzie do kilkunastu na wschodzie regionu. Gliny zwałowe niemal nie występują w strefie krawędzi i w dolinach większych rzek. Wyżej wymienione serie nakryte są grubymi płatami piasków ze żwirami i piasków wodnolodowcowych górnych, osiagających największe miąższości (ponad 20 m) w strefie kulminacji (Nowosolna, Stoki). Gruba warstwa piasków pokrywa również północny skłon Wzniesień Łódzkich (Wola Cyrusowa), a w jego zachodniej części tworzy jednostkę zwaną sandrem grotnicko-luźmierskim. Liczne zagłębienia wypełniają mulki i namuły torfiaste z okresu interglacjału eemskiego.

W okresie zlodowaceń północnopolskich, choć nie obejmowały one swym zasięgiem Wzniesień Łódzkich, osadzały się na ich obszarze przede wszystkim utwory ekstraglacjałne. Są to głównie piaski rzeczne, budujące obecne terasy nadzalewowe, wzniesione 1–2 m nad poziomem rzek (2–3 m w dolinie Mrogi, a 4–8 m w okolicach Zgierza). Z tego okresu pochodzą również, sporadycznie występujące, „lessopodobne” mulki, piaski eoliczne w wydmach, a także piaski z domieszką żwirów i mulki jeziorne, wyścielające dolinę Ciosenki (Klatkowska 1993). Charakterystyczna jest również obecność piasków i mulków deluwialnych w dnach niecek denudacyjnych i suchych dolin. W warunkach klimatu peryglacjałnego złożone wcześniej osady zostały poprzecinane powszechnie napotykanymi klinami zmarzlinowymi (Klatkowska 1965). Stratygrafię utworów czwartorzędowych uzupełniają, powszechnie występujące, holocenijskie piaski rzeczne teras zalewowych, piaski humusowe oraz torfy i namuły organiczne (Brzeziński 1992; Nowacki K. 1993).

HYDROGRAFIA I WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Nachylenie powierzchni Wzniesień Łódzkich w kierunku północnym warunkuje południkowy spływ wód rzecznych w stronę pradoliny (rys. 3). Działy wodne zlewni powierzchniowych rzek są na ogół wyraźne. W południowo-zachodniej części obszaru, wzdłuż linii najwyższych wzniesień, przebiega dział wodny I rzędu między dorzecziami Wisły i Odry. Obszar badań jest w całości położony w dorzeczu Bzury i obejmuje zlewnie jej prawych dopływów: Moszczenicy i Mrogi. Moszczenica i jej lewy dopływ Młynówka (Struga Dobieszowska) biorą początek w środkowej części obszaru badań. Jego zachodnią część odwadnia lewy dopływ Moszczenicy – Czar-



Rys. 5. Litologia utworów powierzchniowych Wzniesień Łódzkich (na podstawie: Trzmiel, Nowacki 1990; Trzmiel 1990; Nowacki 1988; Nowacki 1990; Trzmiel 1990; Klatkowska *in. 1993*)

1 – działy wodne; 2 – perennial streams; 3 – ephemeral streams; 4 – springs (n); 5 – outlets (n); 6 – areas of observation; 7 – fluvial sands and silts; 8 – icolian sands; 9 – icolian sands and silts; 10 – eluvial-colian sands and silts; 11 – fluvial sands of terraces; 12 – lustrine sands and silts; 13 – sands, gravels and boulders of moraines; 14 – sands and gravels of moraines; 15 – tills and sands overlying tills; 16 – fluvio-glacial sands and gravels; 17 – cross-section line (Fig. 4)

1 – działy wodne; 2 – ciekłysta; 3 – ciekłysta; 4 – źródła (n); 5 – wyloty (n); 6 – obszary obserwacji; 7 – piaski i mulki; 8 – piaski i mulki; 9 – piaski i mulki; 10 – mulki i piaski eluwialno-coliczne; 11 – piaski i mulki; 12 – piaski i mulki; 13 – piaski i mulki; 14 – piaski i mulki; 15 – piaski i mulki; 16 – piaski i mulki; 17 – linia przekroju (rys. 4)

Surficial lithology of Łódź Hills (based on: Trzmiel, Nowacki 1990; Trzmiel 1990; Nowacki 1988; Nowacki 1990; Trzmiel 1990; Klatkowska *et al.* 1993)

1 – walersteds; 2 – perennial streams; 3 – ephemeral streams; 4 – springs (n); 5 – outlets (n); 6 – areas of observation; 7 – fluvial sands and silts; 8 – icolian sands; 9 – icolian sands and silts; 10 – eluvial-colian sands and silts; 11 – fluvial sands of terraces; 12 – lustrine sands and silts; 13 – sands, gravels and boulders of moraines; 14 – sands and gravels of moraines; 15 – tills and sands overlying tills; 16 – fluvio-glacial sands and gravels; 17 – cross-section line (Fig. 4)

nawka, tworząca wraz z Dzierżazną i Ciosenką węzeł wodny, a na wschodzie płyną Mroga z Mrożycą. Równoleżnikowy przebieg mają natomiast górne fragmenty dolin tych rzek; są one przeważnie suche i prowadzą jedynie epizodycznie wody roztopowe lub opadowe. Odcinki te nawiązują do kierunku przebiegu monoklinalnych zaburzeń glaciektonicznych ($110\text{--}130^\circ$) i mogą być efektem, wcześniejszych niż współczesny, kierunków odpływu. W dalszym biegu rzeki skręcają ku północy, rozcinają poprzecznie układ stopni terenowych i tworzą wąskie, głęboko wcięte doliny. Mają one charakter przełomowy o niewyrównanych profilach podłużnych i dużym spadku (2 ‰ w dolnych, a 4–5 ‰ w górnych odcinkach). Świadczy to o młodości morfologicznej obszaru.

Powierzchnia badanego obszaru jest zróżnicowana zarówno pod względem morfologicznym, jak i litologicznym. Osady czwartorzędowe ułożone są mozaikowo – pokrywy piasków fluwioglacjalnych przedzielone są płatami glin zwałowych i przemieszanego materiału morenowego (rys. 5). W efekcie przepuszczalność utworów powierzchniowych jest zróżnicowana przestrzennie. Liczne okna erozyjne, obecność deformacji glaciektonicznych w strukturach starszego czwartorzędu i klinów mrozowych w osadach młodszych, komplikują jeszcze bardziej drogi infiltracji i krążenia wód podziemnych. Ponadto, stwierdzono tu występowanie kilku użytkowych poziomów wodonośnych, związanych z piętrami: jurajskim, kredowym, trzeciorzędowym i czwartorzędowym.

Wody piętra górnej jury mają charakter szczelinowy i ujmowane są w wielu miejscach (Stryków, Byszewy, Wiączyń, Dmosin, Brzeziny, Koluszki, Rogów), głównie na potrzeby gospodarki komunalnej. Zwierciadło wody nawiercone na głębokościach od 60 m do 120 m p.p.t. ma charakter subartezyjski i stabilizuje się na głębokości 8–27 m p.p.t. Wydajność typowego otworu studziennego wynosi 30–120 m³/h, a wydatki jednostkowe studni, zależne od szczelinowatości skał malejącej wraz z głębokością, wynoszą od 1,0 do 18,9 m³/h·1mS.

W zachodniej części regionu (Zgierz, Łódź), eksploatowane są intensywnie szczelinowe wody piętra gómkredowego. Wydajności jednostkowe studni są tu wyższe (2,8–52,2 m³/h·1mS), a lustro wody, nawiercone na 90–120 m p.p.t., stabilizuje się na poziomie 40–77 m p.p.t.

Wody w utworach trzeciorzędu (piaski mioceńskie) ujęte są w niewielu otworach (Głowno, Wągry). Wodonośność tego poziomu jest na ogół mała, a wydatek jednostkowy studni zwykle nie przekracza 1,2 m³/h·1mS. Zwierciadło wody występuje na głębokości 26–51 m p.p.t. i ma charakter swobodny lub wykazuje ciśnienie do 500 kPa.

Zasadnicze znaczenie użytkowe na omawianym obszarze ma piętro czwartorzędowe. Wody podziemne ujmowane są tu największą liczbą studni z trzech podstawowych poziomów wodonośnych. Najgłębszy z nich występuje w utworach fluwioglacjalnych i rzecznych przykrytych gliną zwałową zlodowacenia odry (rys. 4). Stąd nazywany jest poziomem podmorenowym. Strop warstwy wodonośnej położony jest na głębokości 30–90 m p.p.t., a zwierciadło wody jest zwykle napięte i jego wznios wynosi od 25 do 40 m. Poziom środkowy – międzymorenowy, stanowią piaski fluwioglacjalne (dolne), leżące na glinie odrzańskiej i przykryte płatami gliny warciań-

skiej, lokalnie powodującej napięcie zwierciadła i wznios do 30 m (J o k i e l, M a k s y m i u k 1993b). Wodonośność obu poziomów jest zbliżona, a wydatki jednostkowe otworów studziennych zawierają się w przedziale 2–8 m³/h·1mS. Trzeci poziom – naglinowy, jest nieciągły, bowiem w wielu miejscach glina warciańska odsłania się na powierzchni. Lokalnie pojawia się on jako poziom wód wierzchówkowych. Tam, gdzie miąższość piasków wodnolodowcowych (górných) jest większa, horyzont ten jest głównym poziomem użytkowym. Sandrowy charakter osadów gwarantuje dobrą wodoprzewodność, sięgającą w eksploatowanych otworach od 9,8 m³/h·1mS (Rosanów) do 14,3 m³/h·1mS (Nowostawy Górne). Lokalne znaczenie mają również poziomy wodonośne w aluwjach rzecznych.

Zwierciadło pierwszego poziomu wód podziemnych występuje w badanej części Wzniesień Łódzkich na ogół na znacznej głębokości. Miąższość strefy aeracji w obszarach wododziałowych wynosi przeciętnie 20–30 m, a w strefie powierzchni szczytowej sięga nawet 40 m. Głębokość do zwierciadła maleje wraz ze zmniejszaniem się deniwelacji terenu. W zlewni Dzierżanej, położonej w obrębie poziomów morfologicznych III i IV, obszary, gdzie pierwszy poziom znajduje się głębiej niż 20 m p.p.t., zajmują tylko 10 % jej terenu, a na 53 % powierzchni występuje on na głębokości 5–20 m (J o k i e l, M o n i e w s k i 2000).

Zarówno drugi, jak i trzeci poziom użytkowy piętra czwartorzędowego ujmują liczne studnie kopane. Nadmienić należy, że w wielu miejscach stwierdzono kontakty hydrauliczne pomiędzy sąsiadującymi z sobą: piętrzem czwartorzędowym a wodonościami jury, kredy i miocenu. W efekcie, w otworach eksploatacyjnych ujmujących poziom gómojurajski lub gómokredowy, w których stwierdzono kontakt hydrauliczny z wodami czwartorzędu, wydatki jednostkowe są znacznie wyższe i sięgają nawet 57,8 m³/h·1mS (B i e r k o w s k a, B ł a s z c z y k 1989).

BADANIE ŹRÓDEŁ

Rozpoznanie krenologiczne

Podstawą do analizy warunków naturalnych terenu są zwykle mapy. Obszar Wzniesień Łódzkich był dotąd przedmiotem wielu opracowań kartograficznych, począwszy od map topograficznych w różnych skalach, po mapy tematyczne: geomorfologiczne, geologiczne, hydrograficzne, sozologiczne itd. Natomiast stosunki krenologiczne nie budziły dotąd szerszego zainteresowania badaczy, a na wyżej wymienionych mapach traktowano je raczej marginalnie.

Rzetelne kartowanie hydrograficzne w dużej skali jest niezbędne przy określaniu uźródłowienia obszaru. Przykładowo, podstawą krenologicznego kartowania północnych stoków Karkonoszy była mapa topograficzna w skali 1:25 000 powiększona do 1:12 500 (T o m a s z e w s k i J. T. 1977). W źródłowym odcinku Wisły użyto do tego celu map w skali 1:10 000 i 1:2 500, co pozwoliło na zarejestrowanie nawet 300

$\text{żr}/\text{km}^2$ (W a k s m u n d z k i 1971). Uźródłowienie Karpat i zachodniej części Wyżyn Polskich określono na podstawie map w skali 1:25 000 i 1:50 000 (P a w l i k - D o b r o w o l s k i 1965). Niewielu autorów zamieszcza jednak informacje o skali opracowania i wielkości badanego obszaru. Podawane przez nich wartości wskaźnika krenologicznego mają więc niekiedy charakter orientacyjny, gdyż trudno jest ocenić, czy liczba odnalezionych wypływów jest rzeczywiście pełna. Dodatkowo, badania takie prowadzone są zwykle w małych zlewniach, często w ich górnych fragmentach, o dużym zagęszczeniu wypływów. Stąd ekstrapolacja wyników na większe jednostki fizycznogeograficzne budzi wątpliwości.

Obszar badań autora, niemal w całości mieści się na 9 arkuszach map topograficznych w skali 1:25 000 (Ozorków 112.41, Głowno 112.42, Zgierz 112.43, Stryków Pd. 112.44, Pszczonów 113.31, Lipce Reymontowskie 113.33, Łódź 122.21, Łódź Widzew 122.22, Koluszki 123.11), wydanych w układzie współrzędnych „1965”, w latach 1984–86, a opracowanych na podstawie map topograficznych w skali 1:10 000. Mimo iż w legendzie tych map nie umieszczono nawet sygnatury źródła, to na arkuszu Ozorków zaznaczono 4 wypływy, na arkuszu Stryków Pd. – 2, a na arkuszu Łódź Widzew również 2 – choć w niewłaściwym miejscu. Świadczy to pośrednio o znaczeniu tych źródeł w hydrografii terenu, choć według oceny autora, mapy te jedynie powielają skąpe informacje zawarte w opracowaniu w skali 1:10 000, wykonanym w latach 1974–75 i 1981–82.

Kwestia źródeł została też całkowicie pominięta przy opracowaniu arkusza Łódź, Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:200 000 (B i e r k o w s k a , B ł a s z c z y k 1984, 1989). W objaśnieniach nie zamieszczono nawet, wzorem innych arkuszy (np. Skierniewice, Częstochowa, Kielce, Kraków, Bielsko-Biała), zestawienia źródeł o wydajności większej niż $0,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lub $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Również szkice hydrogeologiczne w skali 1:100 000, załączone do arkuszy Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 (T r z m i e l , N o w a c k i 1987; B r z e z i ń s k i 1992; K l a t k o w a 1993; N o w a c k i K. 1993; T r z m i e l 1993) są pod tym względem niepełne. Naniesiono tu tylko 20 źródeł (z podaniem rzędnej wypływu) oraz 18 wycieków i wysięków, których lokalizacja odpowiada rzeczywistości jedynie na arkuszach Zgierz i Głowno; na pozostałych oznaczono je błędnie lub pominięto.

Całkowicie nowym jakościowo opracowaniem są mapy hydrograficzne i sozologiczne okolic Łodzi w skali 1:50 000, wydane w 1993 r. w układzie współrzędnych „1942”. Treści hydrograficzne pięciu wydanych arkuszy (Zgierz M-34-3-B, Głowno M-34-4-A, Łódź M-34-3-D, Andrzejów M-34-4-C, Pabianice M-34-15-B) są niestety niewystarczające dla szczegółowych rozważań krenologicznych. Mimo bogactwa sygnatur dotyczących wypływów wód podziemnych, jedynie na trzech arkuszach zaznaczono miejsca wypływu w postaci 25 źródeł (w tym 3 ujętych i 6 okresowych) o sumarycznej wydajności $123,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ i 19 wycieków (wydajności nie podano). Obliczone na tej podstawie wskaźniki krenologiczne dla poszczególnych arkuszy wynosiłyby od $0,0 \text{ żr}/\text{km}^2$ na arkuszu Łódź do $0,06 \text{ żr}/\text{km}^2$ na arkuszu Zgierz – gdzie jego wartość można by nawet uznać za wiarygodną. Równocześnie na najbardziej obfitującym w wypływy arkuszu Głowno, zaznaczono jedynie 4 największe źródlika i 5 mało znaczących wycieków, czyli niespełna 5 % rzeczywistej liczby

wypływów. Także wyróżnienie stałych i okresowo funkcjonujących odcinków cieków nie odpowiada strefom zwiększonego zasilania podziemnego.

W przypadku źródeł o prawidłowo podanej lokalizacji niejednokrotnie zwraca uwagę ich zbyt duża wydajność. Pomiar nie został tu zapewne wykonany bezpośrednio w miejscu wypływu, lecz znacznie niżej i jest to najczęściej łączny wydatek kilku wypływów. Czy zatem określenie „źródło” zostało tam użyte poprawnie? Wydawałoby się, że szczegółowość definicji hydrologicznych odnoszących się do źródeł oraz bogactwo terminologiczne (por. rozdz. „Podstawowe pojęcia...”) nie powinny narządzać trudności w klasyfikowaniu wypływów występujących na obszarze Wzniesień Łódzkich. Jednak specyfika lokalnych warunków krenologicznych i założonego poziomu precyzji odwzorowania wymaga nieraz odmiennego podejścia do pewnych pojęć i szeregu kompromisów.

W przypadku niewielkich, pojedynczych obiektów sprawa typologii przedstawia się dość jednoznacznie. Jednak większość wypływów położona jest w strefach intensywnego drenażu wód podziemnych, przy czym najwydajniejsze z nich występują zwykle w dużych zespołach. Problemem jest więc wyodrębnienie obszaru źródłowego w obrębie doliny rzecznej. Można to zrobić poprzez ustalenie miejsca, w którym ciek przestaje być tylko strugą odprowadzającą wodę z wypływu. Nałożenie kryteriów hydrologicznych i morfologicznych wskazuje na potrzebę nowego zdefiniowania pojęcia źródłisko i traktowania go jako zespołu wypływów (źródeł, wycieków, wysięków i młak), istniejących we wspólnej niszy.

Tak skorygowana definicja najbardziej trafnie oddaje rzeczywisty charakter, występującej często na Niżu, wydłużonej niszy źródłiskowej. Jej osią jest zwykle stały ciek początkowy (I rzędu w klasyfikacji Strahlera), odbierający wodę z wypływów ułożonych wzdłuż obu krawędzi i w dnie. Forma ta w dolnej części zanika, co związane jest z opuszczeniem przez ciek strefy, poniżej której drenaż punktowy występuje sporadycznie. Deniwelacje terenu maleją, a więc i rozwój niszy w dół cieków nie jest możliwy. Kilkometrowe dotąd wcięcie niszy przechodzi w niewielkie wcięcie koryta cieków, zwykle po wpłynięciu na obszar płaskodennej doliny recypienta.

Warto w tym miejscu przytoczyć nazwy regionalne, używane przez miejscową ludność na określenie dwóch podstawowych typów źródlisk. Nisze, w których wpływ wody, sączącej się spośród licznych głazów i kamieni, jest wyraźnie widoczny nazywane są kamieńcami, zaś nisze zabagnione – chrapami.

Rozmieszczenie źródeł

Kartowanie wypływów przeprowadzono w dwóch etapach. We wstępnej fazie zweryfikowano posiadane już informacje o rozmieszczeniu większych źródeł na badanym terenie (M o n i e w s k i 1995, 1997). Zasadnicze kartowanie źródeł miało zaś miejsce w półroczach zimowych 1998 i 1999 r. Zlokalizowano wówczas 178 miejsc wypływu wody podziemnej na powierzchnię. Blisko 50 % z nich stanowią wypływy o małej wydajności $0,1-1 \text{ dm}^{3\text{s}^{-1}}$, z których wiele ma charakter wycieków (tab. 1). Jedyne wydajność większych źródlisk przekracza $10 \text{ dm}^{3\text{s}^{-1}}$. We wschodniej części Wzniesień Łódzkich są one zasilane z rozległego i zasobnego poziomu podmorenowego.

Najbardziej interesujące z nich położone są nieopodal miejscowości: Grzmiąca, Mroga Dolna i Rochna. Jeszcze korzystniejsze warunki drenażu stwarzają piaszczysto-żwirowe osady sandru grotnicko-lućmierskiego. Tu, w jego północnej części, znajdują się dwa najwydajniejsze źródła: w Rosanowie I i w Ciosnach (rys. 5).

Tabela 1

Wydajność źródeł według klasyfikacji Meinzera
Spring discharge after Meinzer classification

Klasa wydajności Class	Wydajność źródła ($\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) Spring discharge	Liczba źródeł Spring number
IV	10–100	7
V	1–10	36
VI	0,1–1	81
VII	0,01–0,1	54
Liczba źródeł ogółem Total number		178

Źródło: opracowanie własne.
Source: own materials.

Większe skupienia pojedynczych wypływów znajdują się w przelomowych odcińkach dolin, w miejscach gdzie rozcinają one krawędzie poziomów morfologicznych. Ponad 90 % wypływów skupiają dwa poziomy morfologiczne położone na wysokości 210–160 m n.p.m.: smardzewski i strykowski (tab. 2). Najwięcej wypływów (37 %), położonych jest na wysokości 170–180 m n.p.m., czyli u podnóża poziomu smardzewskiego (rys. 3). W obrębie najwyższych kumulacji Wzniesień Łódzkich (powyżej 210 m n.p.m.) źródła nie występują. Rzadko można je spotkać także na wysokości poniżej 160 m n.p.m. Wyjątek stanowi tu wspomniany wyżej, sandrowy fragment poziomu katarzynowskiego, zasilający źródła Ciosenki. Zwykle jednak poziomy wodonośne zdrenowane są przez wyżej położone krawędzie morfologiczne, przez co warunki zasilania są tu niekorzystne.

Przeważają źródła podzboczowe (60 %), gdyż drenaż wód podziemnych odbywa się zwykle już na obrzeżach płaskich den dolinnych, u podnóża zboczy. W tym położeniu znajdują się najczęściej źródła warstwowo-spływowe (descensyjne), zasilane z poziomu międzymorenowego. W strefach intensywnego drenażu układają się one w linie źródeł. W położeniu zboczym lub stokowym mogą znajdować się wypływy drenujące poziom wodonośny nie związany z rzeką, stąd występują znacznie rzadziej (10 %). Wypływy dolinne (24 %) mają głównie charakter wycieków. Dna dolin wypełnia gruba warstwa aluwii, uniemożliwiająca wyraźny wypływ wody. Jednak w strefach, gdzie doliny rzeczne rozcinają do spągu warstwę gliny warciańskiej lub odrzańskiej, można napotkać ascensyjne źródła dolinne, zwykle przykorytowe lub korytowe, zasilane wodami głębszego poziomu w warunkach ciśnienia hydrostatycznego.

Strefy liczniejszego występowania źródeł charakteryzuje również intensywny wypływ wody. Najwydajniejsze są wypływy podzboczowe (rys. 6A), wśród których znajdują się wszystkie największe źródła. Średni wydatek pojedynczego obiektu w

tej grupie przekracza $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Najslabiej biją źródła przykorytowe i korytowe, a ich wydajność, trudna zazwyczaj do pomierzenia, nie przekracza średnio $0,4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Tabela 2

Wypływy wód podziemnych w przedziałach wysokości (m n.p.m.)

Groundwater outflows in the height range (m a.s.l.)

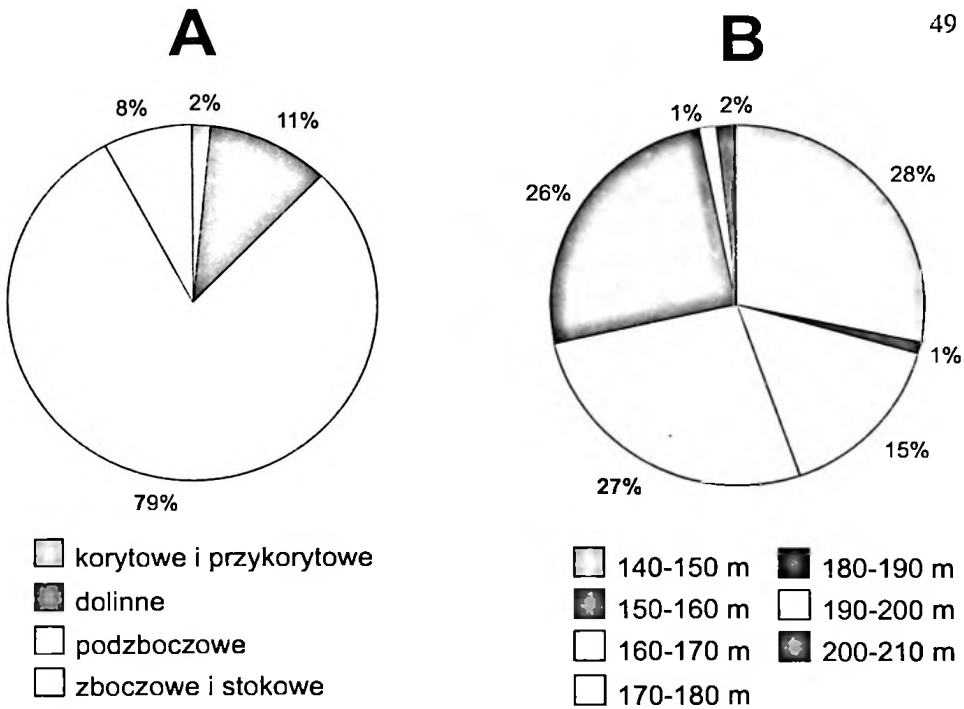
Polożenie wypływu (m n.p.m.) Outflow location (m a.s.l.)		140,1– 150,0	150,1– 160,0	160,1– 170,0	170,1– 180,0	180,1– 190,0	190,1– 200,0	200,1– 210,0	Razem Total	
Liczba wypływów Outflow number	korytowe i przykorytowe channel	-	-	2	3	7	-	-	12	
	dolinne valley bottom	1	1	14	12	8	6	1	43	
	podzboczowe under the slope	7	1	28	45	21	4	-	106	
	zboczowe i stokowe slope	-	1	2	5	6	1	2	17	
Ogółem Total		8	3	46	65	42	11	3	178	
Wydajność wypływów ($\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) Outflow discharge	korytowe i przykorytowe channel	ΣQ	-	-	0,3	0,3	4,0	-	-	4,6
		Q_{g}	-	-	0,15	0,10	0,57	-	-	0,38
	dolinne valley bottom	ΣQ	0,2	0,1	7,7	11,7	5,3	1,7	4,3	31,0
		Q_{g}	0,20	0,10	0,55	0,97	0,66	0,42	4,30	0,72
	podzboczowe under the slope	ΣQ	80,7	0,1	29,6	61,0	55,4	1,2	-	228,0
		Q_{g}	11,50	0,10	1,06	1,36	2,64	0,30	-	2,15
	zboczowe i stokowe slope	ΣQ	-	3,4	5,4	3,6	8,7	1,0	0,2	22,3
		Q_{g}	-	3,40	2,60	0,72	1,45	1,00	0,20	1,31
Ogółem Total		ΣQ	80,9	3,6	43,0	76,6	73,4	3,9	4,5	285,9
		Q_{g}	10,10	1,20	0,93	1,18	1,75	0,35	1,50	1,61

Zródło: opracowanie własne.

Source: own materials.

Ponad połowę liczebności i wydatku wypływów skupia strefa 170–190 m n.p.m., związana z II i III poziomem morfologicznym (rys. 6B). Warto jednak zwrócić uwagę na duży (28 %) udział źródeł sandrowych, których średnia wydajność przekracza $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Wynika to przede wszystkim z dużej miąższości i bardzo dobrej wodoprzepuszczalności osadów sandru grotnicko-luźmierskiego, pozbawionego stałej sieci rzecznej i odwadnianego przez źródła dopiero u swego podnóża.

Łączna powierzchnia czterech zlewni (Dzierżanej, Moszczenicy, Mroźnicy i Mrogi), na której przeprowadzono rozpoznanie gęstości występowania wypływów, mierzonej ich liczbą na 1 km^2 , wynosi $502,6 \text{ km}^2$. Na obszarze północnej części Wzniesień Łódzkich, wskaźnik krenologiczny oszacować na poziomie $0,35 \text{ źr}/\text{km}^2$. Obliczona wartość nie tylko przekracza o rząd wielkości wskaźnik krenologiczny dla Nizy Polskiego, szacowany na $n \cdot 10^{-2}$ (P a z d r o 1983), ale dorównuje gęstości wypływów na niektórych obszarach Wyżyn Polskich czy nawet gór.



Rys. 6. Położenie i suma wydajności źródeł na obszarze badań

A – wg kryterium morfologicznego; B – w przedziałach wysokości

Location and total discharge of springs in study area

A – in the range of morphological criteria; B – in the height range

Jakość wód źródlanych

Źródła w północnej części Wzniesień Łódzkich, ze względu na swoje położenie w sąsiedztwie ponad milionowej aglomeracji, znajdują się pod coraz silniejszą presją działalności człowieka. Paradoksalnie, utworzenie w grudniu 1996 r. Parku Krajobrazowego Wzniesień Łódzkich spowodowało wyraźny wzrost zainteresowania tym obszarem, głównie pod kątem jego atrakcyjności dla rekreacji i budownictwa, przy czym kwestia objęcia źródeł szczególną ochroną nie znalazła dotąd odpowiedniego rozwiązania. Jedynie w rezerwacie „Struga Dobieszkowska” (utworzonym dla ochrony zbiorowisk leśnych) źródła są lepiej chronione, ale tylko po południowo-wschodniej stronie cieku.

Wody źródeł północnej części Wzniesień Łódzkich cechuje niska mineralizacja ogólna (do $0,4 \text{ g} \cdot \text{dm}^{-3}$), a ich odczyn jest zbliżony do obojętnego. Są to wody miękkie i średnio twarde, przy czym wyraźna przewaga twardości węglanowej (stanowiącej nawet do 76,0 % twardości ogólnej) świadczy o ich prawie naturalnym charakterze. Są więc klasyfikowane jako wody wysokiej jakości (klasa Ib). Dominują tu dwa główne typy hydrochemiczne: $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$. W niektórych wypływach stwierdza się jednak przewagę anionu siarczanowego, powodującą zmianę typu hy-

drochemicznego wód źródlanych na $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$. W innych natomiast jakość wody bywa obniżona (klasa II) ze względu na nieco podwyższoną zawartość fosforanów i azotanów, co jest sygnałem zauważalnego, aczkolwiek niezbyt jeszcze nasilonego wpływu antropopresji (Burchard, Mela 1995b; Hereźniak-Ciotowa, Ziulkiewicz 1997b).

Pogorszenie czystości wód źródlanych jest oczywistym efektem zmiany jakości płytkich wód gruntowych. Są one eksploatowane w licznych studniach gospodarskich, których stan techniczny pozostawia często wiele do życzenia. Również stan sanitarny posesji (np. przyzmy obornika, doły chłonne, nieszczelne szamba itp.) ujemnie wpływa na jakość ujmowanej wody podziemnej. Oprócz tego typu punktowych ognisk zanieczyszczeń, duże znaczenie ma rodzaj prowadzonej gospodarki rolnej. Woda z wypływów, w zlewni których znajdują się grunty orne i użytki zielone, odznacza się często niższą jakością niż pochodząca z drenażu obszarów leśnych (Hereźniak-Ciotowa, Ziulkiewicz 1997a).

Największe zagrożenie dla jakości wód źródlanych występuje w obszarach, gdzie poziom wodonośny jest odkryty, np. na sandrze grotnicko-luźmierskim. Obszar ten nie jest objęty jakąkolwiek formą ochrony prawnej, a bardzo dobra przepuszczalność utworów, w połączeniu z intensywną rekreacją (działki letniskowe w Rosanowie) i przy braku sieci kanalizacyjnej gwarantują w zasadzie efekt w postaci zanieczyszczenia wody. Już dziś wody pochodzące z wypływów descensyjnych mają szereg nienaturalnych cech. W źródle Rosanów I stwierdzono na przykład typ $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$, a w Ciosnach $\text{SO}_4\text{-NO}_3\text{-Ca-K}$! (Maksymiuk, Moniewski 2000).

Wypływy wód podziemnych nigdy nie stanowią dominanty w krajobrazie, ale odgrywają ogromną rolę w systemie hydrologicznym, stanowiąc ogniwo łączące wody podziemne i powierzchniowe. Bardzo istotną rolę dla właściwej ochrony samego źródła spełnia dbałość o jego zlewnię podziemną. Zbiorniki drenowane przez źródła mają duże znaczenie gospodarcze. Rangę zbiornika międzymorenowego (nazwanego Brzeziny – Lipce Reymontowskie, nr 403) podkreśla umieszczenie go wśród Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) i zakwalifikowanie do obszarów wysokiej ochrony wód podziemnych przed zanieczyszczeniem (OWO) (Kleczkowski 1990). Pełni on również funkcję ochronną w stosunku do głębiej położonych zbiorników wód w utworach dolnokredowych i górnokredowych, mających ogromne znaczenie dla zaopatrzenia w wodę aglomeracji łódzkiej.

ŹRÓDŁA OBSERWOWANE I ICH CHARAKTERYSTYKA

MATERIAŁ BADAWCZY

Zróznicowane warunki morfologiczne i hydrogeologiczne Wzniesień Łódzkich skłoniły autora do bliższego przyjrzenia się istniejącym tu wypływowi wód podziemnych. Próby zsyntetyzowania i poszerzenia wiadomości o źródłach tego obszaru podjęte zostały już nieco wcześniej (N a z d r o w i c z 1987; J o k i e l, M a k s y m i u k 1995, M a k s y m i u k, M e l a 1995; M o n i e w s k i 1995, 1997). Prace te opierały się na jednorocznych seriach pomiarów wydajności, przez co ich wyniki należało traktować jako orientacyjne. Zasadniczym brakiem był więc niedostatek pomiarów hydrometrycznych, pozwalających na ocenę źródeł w aspekcie czasowym i przestrzennym. Istniała również potrzeba weryfikacji i syntezy informacji zawartych w źródłowych materiałach kartograficznych. W ramach realizowanego przez autora programu badawczego źródeł północnej części Wzniesień Łódzkich, powstało także kilka innych opracowań (M i c h a ł u s 1999; P a b i c h 2000; P o r a ń s k i 2000; W a r z y n i a k 2000), a jego swoistym podsumowaniem jest prezentowana tu praca.

Szczegółowemu badaniu poddano 12 źródeł, które dają początek stałym ciekom (por. rys. 3, 5). Obiekty te są typowe dla badanego obszaru i dość równomiernie rozmieszczone wzdłuż całej krawędzi morfologicznej regionu. Wybór największych źródeł gwarantował ciągłość pomiarów i możliwość ujednoczenia metody pomiaru wydatku. Regularne pomiary wydajności 5 z nich zapoczątkowało zorganizowanie z dniem 1 XII 1997 r. zlewni badawczej Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej UŁ (zlewnia Dzierżącej). W lutym 1998 r. rozpoczęto także pomiary wydatku źródeł położonych w pozostałych zlewniach. Odstęp czasowy pomiędzy kolejnymi pomiarami wynosił 2 tygodnie, przy czym wykonywane były na przemian: w jednym tygodniu – w 5 źródłach w zlewni Dzierżącej, a w następnym – w 7 pozostałych. Wydajność była mierzona metodą pośrednią, w tych samych utrwalonych przekrojach, przy użyciu młynka hydrometrycznego HEGA 1 (łącznie wykonanych zostało ok. 1000 pomiarów). Badania były prowadzone przez 3 lata (do marca 2001 r.), a w zlewni badawczej (dwa największe źródła) pomiary kontynuowane są do dziś.

Równoległe z pomiarami wydatku kontrolowano stan zwierciadła wody podziemnej w kilku studniach, z których każda ujmowała główny poziom wodonośny zasilający źródło. Obserwacje te miały posłużyć ocenie stopnia synchronizacji wahań oraz zmierzały do uchwycenia związku między stanem retencji w warstwie

wodonośnej a wydajnością wypływu. Kompletne (trzyletnie) dane o wahaniami zwierciadła dostarczyły tylko trzy z nich, w pozostałych trzech materiał pomiarowy posiada pewne luki, wynikające bądź z zasypania studni, bądź z ograniczenia dostępu do niej. Na przełomie 1998 i 1999 r. zakres badań wzbogacono pomiarami temperatury wody (termometr czerpakowy – seria dwuletnia), a od października 2000 r. także jej odczynu (pH-metr CP-104 firmy Elmetron – seria półroczna). W krótszym czasie (przez 1 rok), mierzone było także natężenie przepływu głównych rzek badanego obszaru (HEGA 1), by ocenić rolę źródeł w ich zasilaniu (ok. 400 pomiarów).

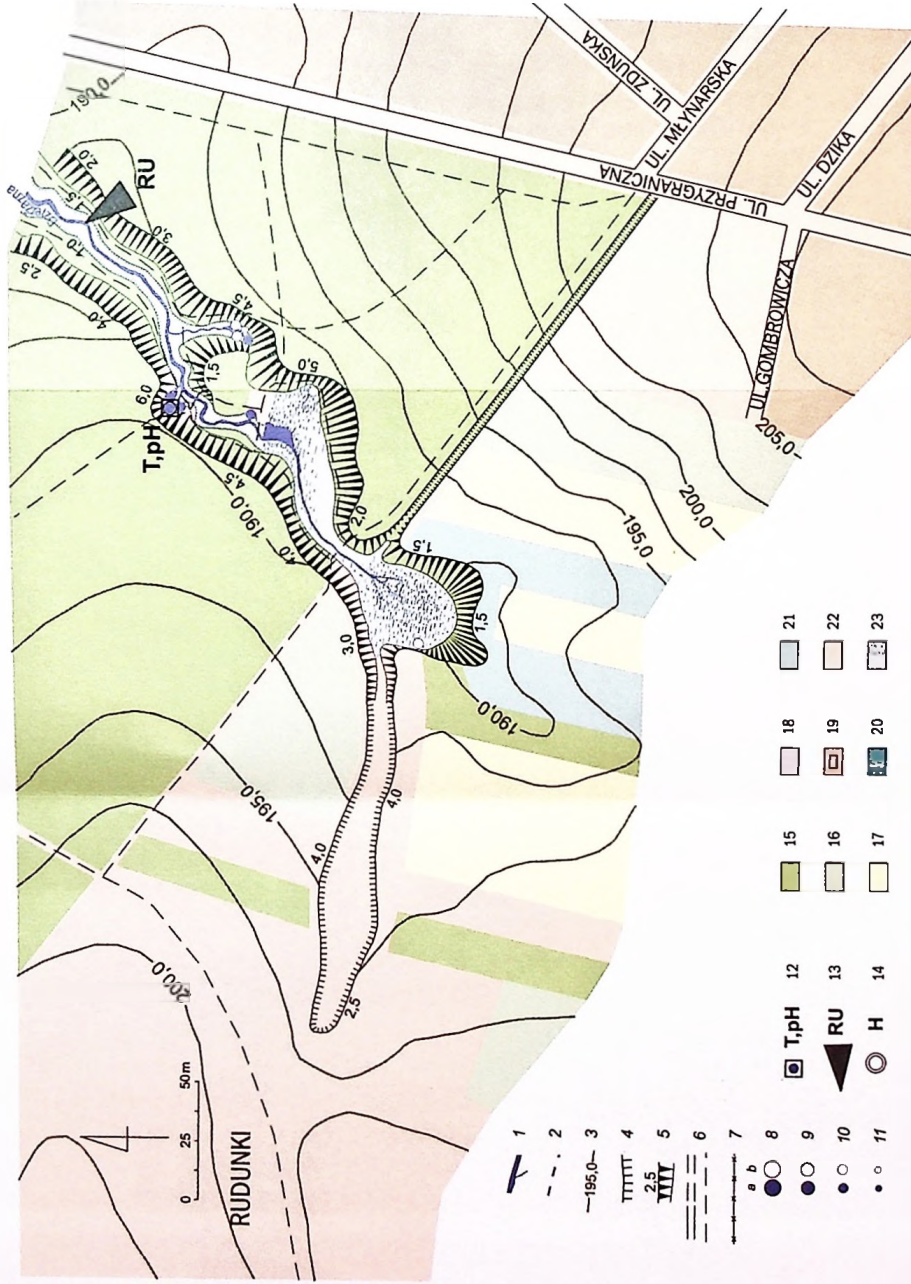
Materiał hydrometryczny został uzupełniony danymi meteorologicznymi z okresu 1998–2001. Obejmuje on serie sum dobowych opadów atmosferycznych na posterunkach Ciosny i Bratoszewice oraz ciąg średnich dobowych temperatur powietrza ze stacji Łódź-Lublinek i posterunku Bratoszewice, a także prężności pary wodnej (Łódź-Lublinek).

Sukcesywnie kartowano również nisze źródłiskowe, rejestrując ich kształt i wymiary (ciągi busolowe), rozmieszczenie i wydajność pojedynczych wypływów oraz sposób użytkowania terenu wokół nich. Na tej podstawie sporządzono plany źródeł w wyjściowej skali 1:1000. Inne charakterystyki zlewni powierzchniowych źródeł obliczono na podstawie map topograficznych w skali 1:10 000.

ŹRÓDŁA W ZLEWNI DZIERŻĄZNEJ

Zlewnia Dzierżąznej obejmuje zasięgiem zachodnie krańce Wzniesień Łódzkich. Rzeka bierze początek na północnych krańcach Zgierza ze źródłiska w Rudunkach (rys. 7). Jego nisza, o przebiegu SW–NE, rozpoczyna się rozległym, kotlinowatym zagłębieniem. Stoki są niezbyt strome i tylko miejscami rozcięte erozyjnie. Dno zagłębienia zajmuje rozległa młaka wypływowa z bardzo dużą ilością nagromadzonej materii organicznej. Osady mineralne wodonośca ujawniają się tu tylko przy krawędzi niszy, gdzie widocznych jest kilka wypływów wody podziemnej (do $0,35 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Większość miejsc wypływu jest jednak trudna do ustalenia. Kilkadziesiąt metrów poniżej młaki, struga przegrodzona jest niewysoką, betonową zaporą. Wskutek zamulenia jazu i rozmycia jego przyczółków nie nadaje się on obecnie do piętrzenia wody. Nagromadzenie osadów organicznych w obrębie młaki nastąpiło zapewne w okresie istnienia piętrzenia, a porastająca ją dziś obfita roślinność jest efektem dobrego nasłonecznienia tej części źródłiska.

Poniżej zapory nisza przybiera kształt krętego, wciętego na kilka metrów wąwozu. Źródłowy odcinek Dzierżąznej ma duży, ale bardzo nieregularny spadek z uwagi na liczne pnie i konary, tworzące małe katarakty. W tej części źródłiska są trzy wyraźne skupiska wypływów. Jedno z nich znajduje się tuż poniżej zapory, drugie natomiast położone jest pod wschodnią krawędzią niszy. Wypływy mają charakter spływowy, a ich wydajność nie przekracza $0,22 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Trzecia grupa źródeł znajduje się po zachodniej stronie niszy, pod niemal pionowym podcięciem o wysokości

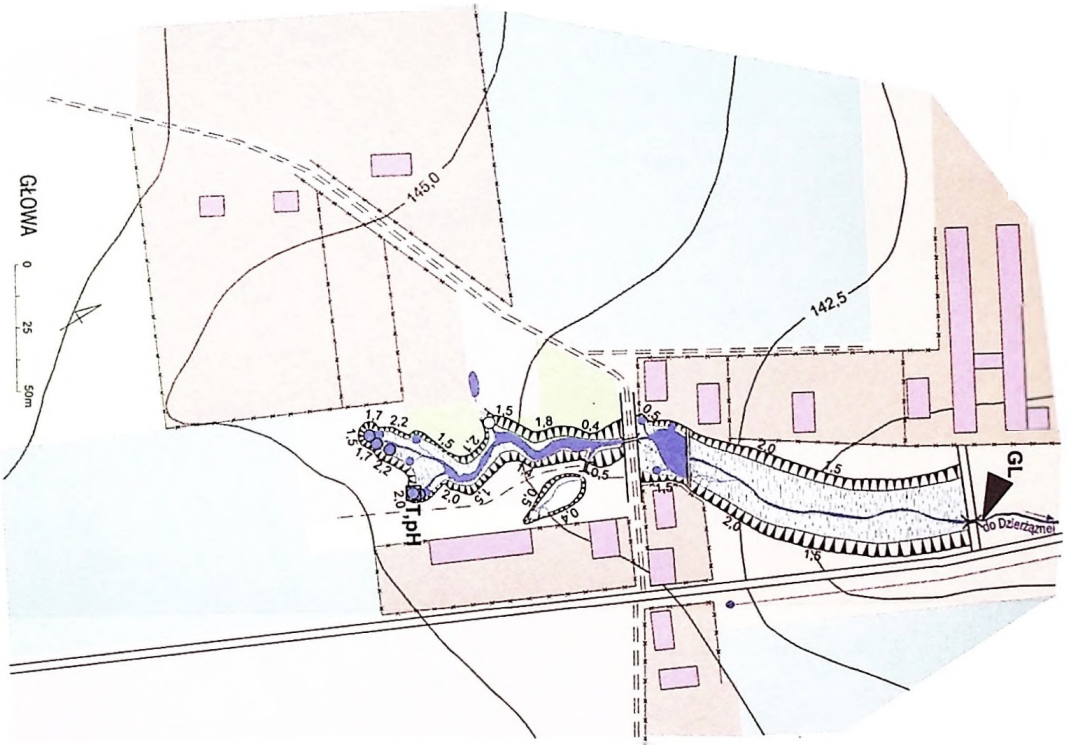


Rys. 7. Źródliisko w Rudunkach (RU)

1 - ciek; 2 - cieki epizodyczne; 3 - poziomice; 4 - pruwki; 5 - abocza nisz (wysokość brzoży w m); 6 - rowy; 7 - ogrobinie; źródła (a) i wycieki (b) w klasach wydajności; Meizern: 8 - V, 9 - VI, 10 - VII, 11 - VIII; state punktu pomiaru: 12 - temperatura i odczyn wody, 13 - wydajność, 14 - stanów wód podziemnych; formy użytkowania terenu: 15 - lasy, 16 - łąki, 17 - łąki, 18 - łąki, 19 - zabudowa rekreacyjna i mieszkalna, 20 - sady, 21 - łąki i pastwiska, 22 - nieużytki, 23 - podmokłości, bagniska

Large spring in Rudunki (RU)

1 - perennial streams; 2 - temporal streams; 3 - contour lines; 4 - gullies; 5 - niche slopes (height of the edge in metres); 6 - rows and paths; 7 - fences; springs (a) and leakages (b) after Meizner classification: 8 - V, 9 - VI, 10 - VII, 11 - VIII; state punktu pomiaru: 12 - water temperature and acidity, 13 - discharge; 14 - ground-water levels; land use forms: 15 - forest, 16 - young forest, 17 - meadow lands, 18 - fallow lands, 19 - recreational and urban area, 20 - orchards, 21 - meadows and pasture lands, 22 - wetlands, marshes

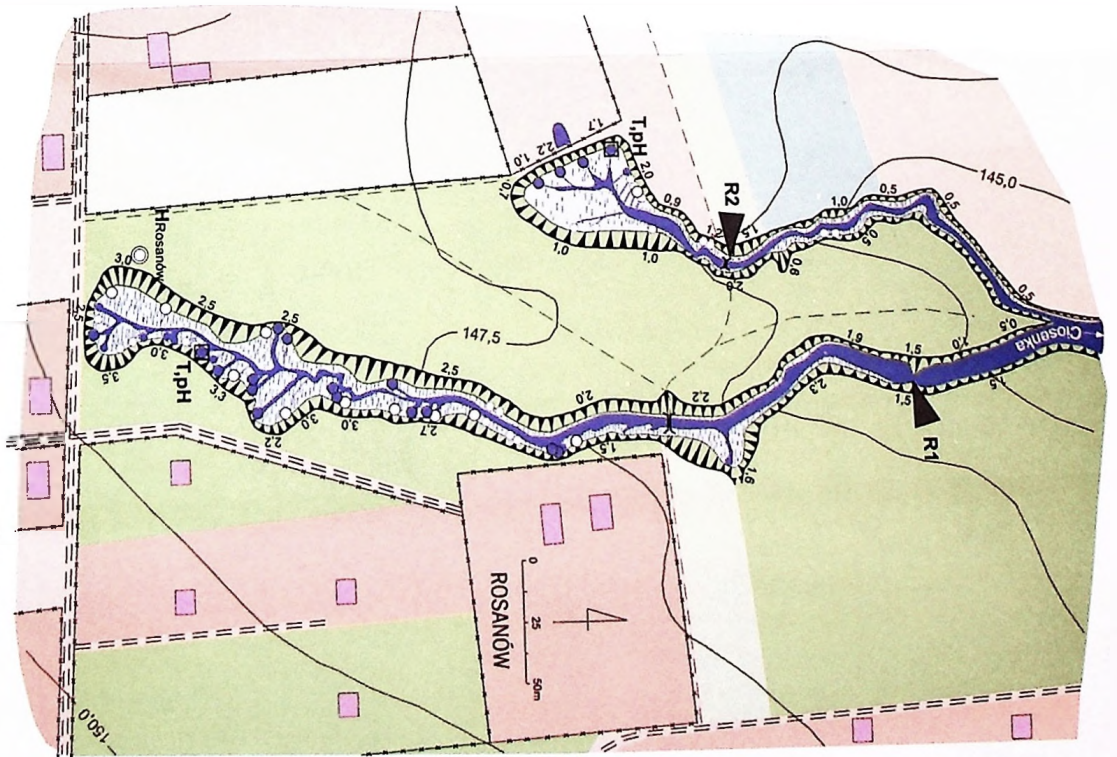


Rys. 8. Źródliśko w Głowie (GL)

objaśnienia jak na rys. 7

Large spring in Głowa (GL)

for explanation see Fig. 7



Rys. 9. Źródliśka w Rosanowie I (R1) i II (R2)

objaśnienia jak na rys. 7

Large springs in Rosanów I (R1) and II (R2)

for explanation see Fig. 7

6 m. Woda wydostaje się tu na powierzchnię ascensyjnie, kilkoma małymi otworami wypreparowanymi w słaboprzepuszczalnych mułkach. Ich otoczenie ulega częstym zmianom wskutek obrywów ścian. Liczba i wydajność (do $0,24 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) tych wypływów nie jest stała, gdyż wyżej położone są zasypywane. W jednym z nich mierzone temperaturę i odczyn wody. W dolnej części niszy, kilkadziesiąt metrów poniżej ostatniego, wyraźnego miejsca wypływu, zlokalizowany był przekrój pomiarowy (RU – oznaczenia zgodne z tab. 7). Jeszcze niżej, koryto ciekła ujęto w betonowy żłób, doprowadzający wodę do stawów rekreacyjnych w Ośrodku Wypoczynkowym „Malinka”.

Zlewnię podziemną źródłiska w Rudunkach budują wodnolodowcowe utwory piaszczysto-żwirowe, zalegające na glinach zwałowych zlodowacenia warty (por. rys. 5). Miejscami gliny te wychodzą na powierzchnię lub są przykryte cienką warstwą piasków i mułków deluwialnych. Jest to jednocześnie strefa moren wyciśnięcia, którym towarzyszą silne zaburzenia glaciektoniczne osadów (K l a t k o w a i in. 1995). Otoczenie niszy jest zalesione. Powierzchnia lasu jest jednak niewielka i bezpośrednio przylega do strefy zurbanizowanej (Zgierz). Nisza narażona jest więc na penetrację, przez co deformowane są jej krawędzie, tamowany odpływ i zanieczyszczone koryto.

W dalszym biegu dolina Dzierżąskiej rozszerza się, choć nadal jest wyraźnie zarysowana w krajobrazie. Zróżnicowane warunki morfologiczne pozwalają oczekiwać, że rzecze towarzyszyć będą liczne wypływy wód podziemnych. Równolegle do rzeki biegnie zabudowa dwóch wsi: po zachodniej stronie – Dąbrówki Wielkiej, a po wschodniej – Dąbrówki Strumiany. Dno doliny zostało na tym odcinku zmeliorowane, a na terasie zalewowej powstało wiele stawów. Trudno dziś wskazać, czy są one zasilane wodami aluwialnymi, czy też gruntowymi. Większość z nich posiada jednak niewielki odpływ skierowany do rzeki, co pozwala przypuszczać, że powstały na bazie mało wydajnych wypływów przykorytowych i terasowych, podobnych do tych, jakie napotkać można wzdłuż naturalnych odcinków Dzierżąskiej. Odcinki te są zresztą stosunkowo krótkie, bowiem rozdziela je kilka zbiorników zaporowych, które powodują zalanie dna doliny na znacznej długości.

Bardziej wydajne źródła w dorzeczu Dzierżąskiej, a szczególnie w zlewni jej dopływu – Ciosenki, pojawiają się dopiero pomiędzy Białą i Rosanowem. Wypływają one u podnóża dużej jednostki morfologicznej zwanej sandrem grotnicko-luźmierskim. Charakterystyczny dla tego obszaru jest południkowy układ nisz źródłiskowych, rzadko spotykany we wschodniej części Wzniesień Łódzkich (por. rys. 5). Są one wycięte w rozlewiskowo-jeziomych osadach piaszczysto-mułkowych, pochodzących z okresu zlodowacenia wisły. Utwory te są nałożone na piaski i żwiry północnej części sandru, zdeponowane w okresie recesji zlodowacenia warty (K l a t k o w a 1993).

Głównym wodonoścem, zasilającym źródłiska, są osady sandru. Swobodne zwierciadło wody, wykazuje nachylenie w kierunku północnym (ok. 6 ‰) i występuje na głębokości od kilku do ponad 20 m. Stosunkowo niewielki spadek hydrauliczny zwierciadła wskazuje na bardzo dobre parametry geofiltracyjne osadów sandrowych i znaczną zasobność wykształconego w nich poziomego wodonośnego (J o k i e l, M o n i e w s k i 2000).

6 m. Woda wydostaje się tu na powierzchnię ascensyjnie, kilkoma małymi otworami wypreparowanymi w słaboprzepuszczalnych mułkach. Ich otoczenie ulega częstym zmianom wskutek obrywów ścian. Liczba i wydajność (do $0,24 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) tych wypływów nie jest stała, gdyż wyżej położone są zasypywane. W jednym z nich mierzono temperaturę i odczyn wody. W dolnej części niszy, kilkadziesiąt metrów poniżej ostatniego, wyraźnego miejsca wypływu, zlokalizowany był przekrój pomiarowy (RU – oznaczenia zgodne z tab. 7). Jeszcze niżej, koryto ciek ujęto w betonowy żłób, doprowadzający wodę do stawów rekreacyjnych w Ośrodku Wypoczynkowym „Malinka”.

Zlewnię podziemną źródlika w Rudunkach budują wodnolodowcowe utwory piaszczysto-żwirowe, zalegające na glinach zwałowych zlodowacenia warty (por. rys. 5). Miejscami gliny te wychodzą na powierzchnię lub są przykryte cienką warstwą piasków i mułków deluwialnych. Jest to jednocześnie strefa moren wyciśnięcia, którym towarzyszą silne zaburzenia glacitektoniczne osadów (K l a t k o w a i in. 1995). Otoczenie niszy jest zalesione. Powierzchnia lasu jest jednak niewielka i bezpośrednio przylega do strefy zurbanizowanej (Zgierz). Nisza narażona jest więc na penetrację, przez co deformowane są jej krawędzie, tamowany odpływ i zanieczyszczane koryto.

W dalszym biegu dolina Dzierżąnej rozszerza się, choć nadal jest wyraźnie zarysowana w krajobrazie. Zróznicowane warunki morfologiczne pozwalają oczekiwać, że rzece towarzyszyć będą liczne wypływy wód podziemnych. Równoległe do rzeki biegnie zabudowa dwóch wsi: po zachodniej stronie – Dąbrówki Wielkiej, a po wschodniej – Dąbrówki Strumiany. Dno doliny zostało na tym odcinku zmeliorowane, a na terasie zalewowej powstało wiele stawów. Trudno dziś wskazać, czy są one zasilane wodami aluwialnymi, czy też gruntowymi. Większość z nich posiada jednak niewielki odpływ skierowany do rzeki, co pozwala przypuszczać, że powstały na bazie mało wydajnych wypływów przykorytowych i terasowych, podobnych do tych, jakie napotkać można wzdłuż naturalnych odcinków Dzierżąnej. Odcinki te są zresztą stosunkowo krótkie, bowiem rozdziela je kilka zbiorników zaporowych, które powodują zalanie dna doliny na znacznej długości.

Bardziej wydajne źródła w dorzeczu Dzierżąnej, a szczególnie w zlewni jej dopływu – Ciosenki, pojawiają się dopiero pomiędzy Białą i Rosanowem. Wypływają one u podnóża dużej jednostki morfologicznej zwanej sandrem grotnicko-luźmierskim. Charakterystyczny dla tego obszaru jest południkowy układ nisz źródliskowych, rzadko spotykany we wschodniej części Wzniesień Łódzkich (por. rys. 5). Są one wycięte w rozlewiskowo-jeziornych osadach piaszczysto-mułkowych, pochodzących z okresu zlodowacenia wisły. Utwory te są nałożone na piaski i żwiry północnej części sandru, zdeponowane w okresie recesji zlodowacenia warty (K l a t k o w a 1993).

Głównym wodonoścem, zasilającym źródlika, są osady sandru. Swobodne zwierciadło wody, wykazuje nachylenie w kierunku północnym (ok. 6 ‰) i występuje na głębokości od kilku do ponad 20 m. Stosunkowo niewielki spadek hydrauliczny zwierciadła wskazuje na bardzo dobre parametry geofiltrycyjne osadów sandrowych i znaczną zasobność wykształconego w nich poziomemu wodonośnego (J o k i e l, M o n i e w s k i 2000).

Wschodnia część sandru drenowana jest między innymi przez źródłisko położone we wsi Głowa (rys. 8). Odbywa się to pośrednio poprzez wąską strefę rozlewi-skowo-jeziomych osadów piaszczysto-mułkowych. W efekcie jest to najmniej wydajne ze źródeł odwadniających sandr. Rozmiary niszy również nie są duże i jest ona słabiej zarysowana w terenie niż pozostałe (wcięcie rzadko osiąga 2 m). Główne wypływy zlokalizowane są pod stokiem SE. W największym z nich ($0,77 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), ocembrowanym niegdyś betonową dreną, mierzono temperaturę i odczyn wody. Dno niszy jest przeważnie piaszczysto-żwirowe z drobnymi glazikami. Materiału organicznego jest tam niewiele. Mniej więcej w połowie długości, niszę przecina nasyp drogi gruntowej. Pomiaru wykonywane sporadycznie u wylotu umieszczonego w nim przepustu wskazują, iż przeciętna wydajność górnej części niszy wynosi $3,6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Poniżej nasypu znajduje się prymitywna grobla, piętrząca wodę w niewielkim rozlewisku. Na jego brzegach widoczne są niewielkie wypływy, zalewane przy wyższym poziomie piętrzenia. Jeden z nich, zaopatrujący w wodę pobliskie gospodarstwo, jest ocembrowany. Poniżej wspomnianej grobli, nisza staje się silnie zabagniona, a koryto ciekłu niezbyt wyraźne. Nachylenie dna niszy jest tu bardzo małe, prawdopodobnie za sprawą zbyt wysokiego usytuowania kolejnego przepustu, który tamuje swobodny odpływ. Poniżej niego zlokalizowany był stały przekrój pomiarowy (GL).

Większą część zlewni topograficznej źródłiska w Głowie zajmują bory sosnowe rosnące na sandrze. W jego bezpośrednim otoczeniu znajduje się także kilka gospodarstw rolnych, działki letniskowe oraz obiekty usługowe (motel) i produkcyjne (ferma). Wraz z przebiegającą w pobliżu szosą mogą one powodować zanieczyszczanie wody i samej niszy.

Największe i najwydajniejsze z badanych źródeł położone są w zlewni Ciosenki. Dolina tej rzeki rozcina równoleżnikowo powierzchnię sandru. Ciosenka bierze początek z dwóch sąsiadujących ze sobą źródeł: Rosanów I i II (rys. 9). Ich zlewnia podziemna sięga daleko w głąb sandru. Na jej obszarze ujawniają się wyraźnie dwa poziomy wodonośne, rozdzielone wkładkami gliny warciańskiej. Zwierciadło pierwszego położone jest na głębokości 2–6 m, a głębszego – 15–30 m (oś sandru). Oba horyzonty drenowane są przez źródłiska w Rosanowie. Zasilanie z zasobnego poziomu sandrowego gwarantuje trwałość i dużą wydajność obu wypływów.

Najbardziej imponujące rozmiary posiada źródłisko Rosanów I. Długość jego niszy przekracza 900 m, przy przeciętnej szerokości 25 m. Morfologia dna jest zróżnicowana. Jego spore fragmenty pokrywa warstwa namulów organicznych, a w miejscach intensywnego wypływu wody odsłaniają się gruboziarniste piaski i żwiry. Charakterystyczne dla tego źródłiska jest występowanie kęp, nadających ciekowi charakter roztokowy. Tam, gdzie przepływ wody jest słaby, gromadzą się szczątki roślin, niesione wodą lub nawiewane z obrzeża niszy. Gdy ilość materii organicznej jest już wystarczająca, w miejscach tych osiedlają się gatunki hydro- lub higrofilne, a w sprzyjających warunkach pojawiają się również siewki drzew. Kępy zostają wówczas utrwalone, a postępująca erozja dna niszy powoduje, że ich powierzchnia znajduje się nawet do 1 m ponad zwierciadłem wody (J a n i a k , M o n i e w s k i 2001).

Najwyżej położone są wypływy spod wysokiej na 2–3 m południowo-wschodniej krawędzi niszy (rzędna 145,5 m n.p.m.). Tu, w jednym ze źródeł, mierzono temperaturę i odczyn wody. Niżej pojawiają się kolejne wypływy, przy czym większość z nich układa się po stronie wschodniej. Niemal wszystkie mają charakter descensyjny. Tylko jeden z niżej położonych wypływów prawostronnych jest podpływowy. Został on ocembrowany i jest użytkowany na potrzeby pobliskiego lotniska. Nadmiar wody odprowadza otwór w dolnej części cembrowiny. Nieco poniżej, obok kładki, znajduje się źródło odsłonięte wskutek erozji zainicjowanej wydeptaniem ścieżki. Przekrój pomiarowy zlokalizowany jest w naturalnym przewężeniu koryta (R1). Kilka metrów na zachód od górnej części niszy znajduje się studnia, w której wykonywano regularne pomiary położenia zwierciadła wody podziemnej.

W odległości ok. 100 m na zachód leży źródło Rosanów II (rys. 9). Ma ono nieco inny charakter, niż sąsiednie – Rosanów I. Górne, descensyjne wypływy wody podziemnej (145 m n.p.m.) ułożone są wachlarzowato w płytkiej niecce. Jeden z nich został opomiarowany (temperatura, pH). Nie występują tu kępy, a na przeważającej powierzchni odsłania się piaszczysto-żwirowe dno. Szeroka początkowo struga, zwęża się w miejscu lokalizacji przekroju kontrolnego do 1 m (R2). Nisza staje się tu płytka, a ok. 100 m poniżej przekroju, strugi Rosanów II i I łączą się, tworząc charakterystyczne „widły”, zasilające zbiornik zaporowy w Ciosnach. Poniżej niego znajduje się jeszcze jedno, niewielkie źródło.

Obszar położony w bezpośrednim sąsiedztwie źródeł w Rosanowie, jak również większa część ich zlewni, od lat są terenem intensywnej zabudowy rekreacyjnej. Postępująca urbanizacja doprowadziła w konsekwencji do powstania licznych zagrożeń (por. rozdz. „Rola źródeł...”). Działki przylegające do źródeł mają charakter leśny, co harmonizuje z zadrzewieniem nisz. Tereny bezleśne to głównie dawne odłogi, przekształcone obecnie w nieużytki. Warto podkreślić, że nisze tych źródeł są ostoją dla cennych i rzadkich gatunków flory (J a n i a k , M o n i e w s k i 2001). Stwierdzono tu występowanie trzech gatunków podlegających ochronie całkowitej (listera jajowata, bluszcz pospolity, barwinek pospolity) oraz dwóch (trędownik oskrzydłony i bniec czerwony), zagrożonych w skali Polski środkowej (J a k u b o w s k a - G a b a r a , K u c h a r s k i 1999). W ocenie autora źródło Rosanów I, z uwagi na szczególne walory przyrodnicze, zasługuje na ochronę prawną.

We wsi Ciosny-Sady, ok. 2 km na północny wschód od Rosanowa, znajduje się kolejne duże źródło (rys. 10). Uwagę zwraca wyraźna asymetria jego niszy. Rozpoczyna się ona owalną niecką z koncentrycznym układem strug odprowadzających wodę z licznych wypływów podzboczowych. U podnóża zachodniego stoku niszy, napotykamy linię źródeł descensyjnych, tuż obok których występują wypływy wstępujące. Ten fragment dna pokrywa średnioziarnisty piasek, wynoszony do góry przez wodę. Wydajność pojedynczych wypływów wynosi od 0,06 do 0,19 dm³s⁻¹. W jednym z wypływów ascensyjnych mierzono temperaturę i odczyn wody.

Wschodnią część niecki zajmuje rozległa mlaka z gęstą siecią strużek wody. Wydajność nielicznych, widocznych wypływów jest tu nieco mniejsza, gdyż leżą one ok. 1 m wyżej (142 m n.p.m.). Niecka kończy się przewężeniem, za którym następuje ponowne rozszerzenie dna, porośnięte obficie roślinnością hydrofilną. Główna struga

płynie nadal pod zachodnią krawędzią, a mało wydajne wypływy zasilają ją od strony wschodniej. Więcej wody (ok. $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) wprowadza dopiero boczna nisza, rozpoczynająca się słabymi wyciekami. Przekrój pomiarowy zlokalizowany był w dolnej części niszy, w zwężeniu znajdującym się przy starej grobli (CI). Po dalszych kilkuset metrach struga uchodzi do Ciosenki.

Około 50 m na południe od niszy, na terenie sąsiadującym ze starą szkołą, położona jest druga z kontrolowanych studni. Warto nadmienić, że znajduje się ona w osi suchej doliny, wyraźnie zaznaczonej w powierzchni sandru (por. rys. 3). Dolina ta, wysłana piaskami i mulkami deluwialnymi, ukierunkowuje podziemny przepływ wody do górnej części niszy źródła w Ciosnach (M a k s y m i u k , M o n i e w - s k i 2000). Głębokość do zwierciadła wody podziemnej, w pobliżu niszy, wynosi 3–4 m p.p.t. i rośnie ku południowi. Również to źródłisko zasilane jest z sandru grotnicko-luźmierskiego. Sąsiadujące z niszą słaboprzepuszczalne utwory rozlewiskowo-jeziorne, powodują lokalne napięcie zwierciadła i wymuszają ascensyjny wypływ wody podziemnej z jej wnętrza.

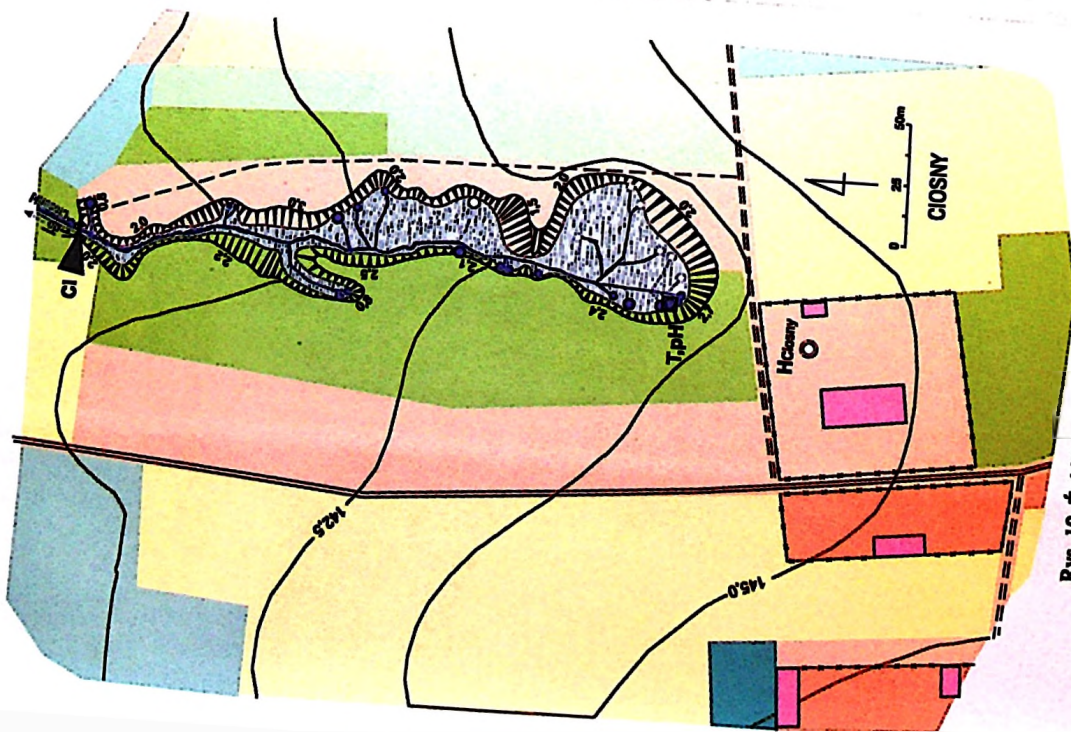
Otoczenie źródłiska w Ciosnach mogło mieć wpływ na obecny kształt niszy. W zasięgu jego zlewni podziemnej dominują użytki rolne. Od zachodu do obniżenia przylega jednak bór mieszany, zaś od wschodu bezleśny pas nieużytków, od niedawna dopiero zalesiany. Układ taki umożliwiał intensywną erozję wsteczną i powierzchniową na wschodnim stoku niszy, podczas gdy strona zachodnia, zalesiona, nie poddawała się tym procesom.

ŹRÓDŁA W ZLEWNI GÓRNEJ MOSZCZENICY

Zlewnię górnej Moszczenicy cechują największe w regionie deniwelacje, lokalnie osiągające ponad 100 m. Duży udział w budowie jej powierzchni mają gliny zwałowe oraz żwiry i piaski morenowe. Moszczenica, prawy dopływ Bzury, rozpoczyna się pod wsią Byszewy, w niewielkim źródłisku o wydajności $4,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Strefa występowania wypływów jest tu dość szeroka, lecz nikną one w toni zespołu stawów hodowlanych (rys. 3). Poniżej, dolinie towarzyszy linia mało wydajnych wycieków terasowych i podstokowych. Na uwagę zasługuje tu jedynie, położone na lewym stoku doliny, źródło w Boginii ($3,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Duża, równoleżnikowo zorientowana, nisza źródłiskowa znajduje się w Skoszewach Nowych (rys. 11). Jest ona przedłużeniem suchej doliny, prowadzącej wody epizodyczne. Z tego też względu, jej górny odcinek, poddawany częstej erozji, jest wąski i pozbawiony osadów organicznych. Spadek dna jest tu niewyrównany, z licznymi progami, utworzonymi przez zaklinowane fragmenty drzew oraz przegłębień. Wypływów, przede wszystkim przykorytowych, jest tu mało – być może wskutek częstego zasypywania przez nanosy.

W zlewni tego źródłiska dominują gliny zwałowe zlodowacenia warty, zalegające bezpośrednio na glinie odrzańskiej i przykryte cienką warstwą piasków wodno-

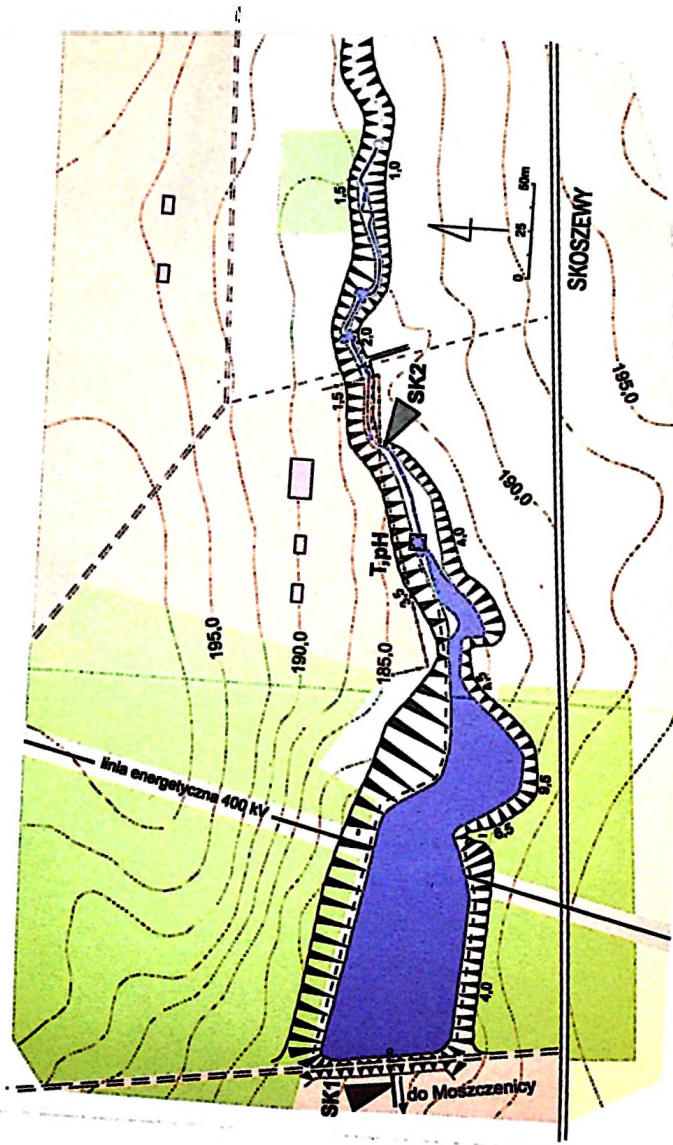


Rys. 10. Źródliko w Ciosnach (CI)

objaśnienia jak na rys. 7

Large spring in Ciosny (CI)

for explanation see Fig. 7

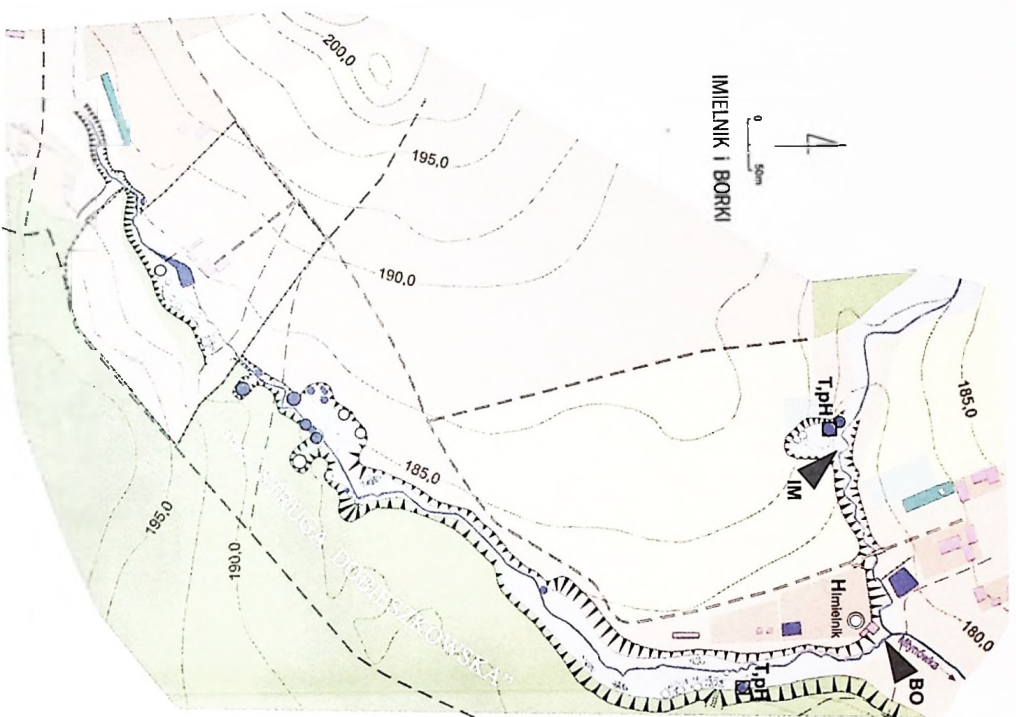


Rys. 11. Źródliko w Skoszewach Nowych (SK1 i SK2)

objaśnienia jak na rys. 7

Large spring in Skoszewy Nowe (SK1 and SK2)

for explanation see Fig. 7

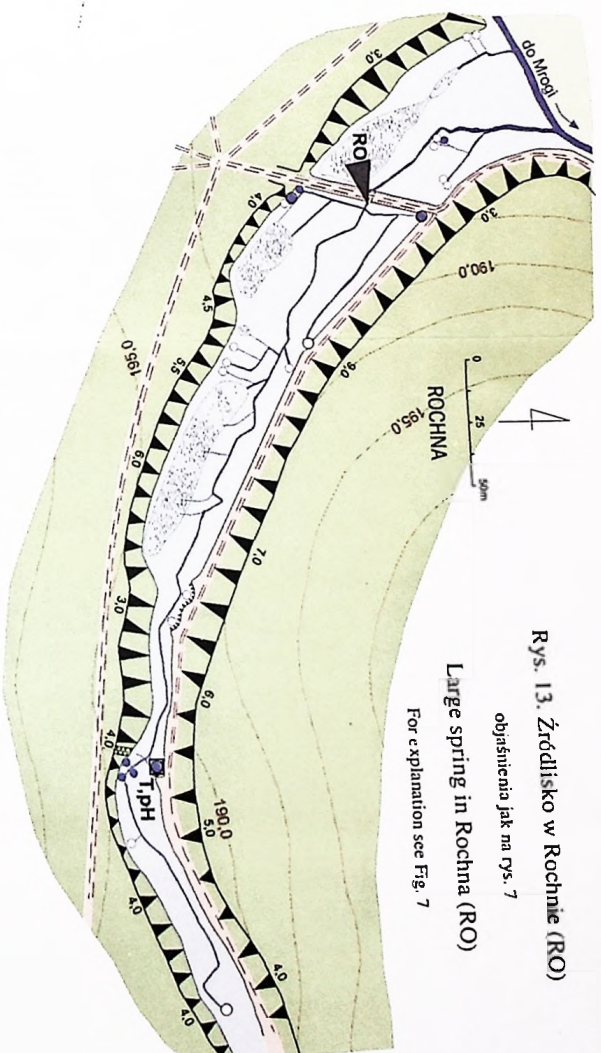


Rys. 12. Źródlińska w Imielniku Starym (IM) i w Borkach (BO)

objaśnienia jak na rys. 7

Large springs in Imielnik Stary (IM) and in Borki (BO) catchments

for explanation see Fig. 7

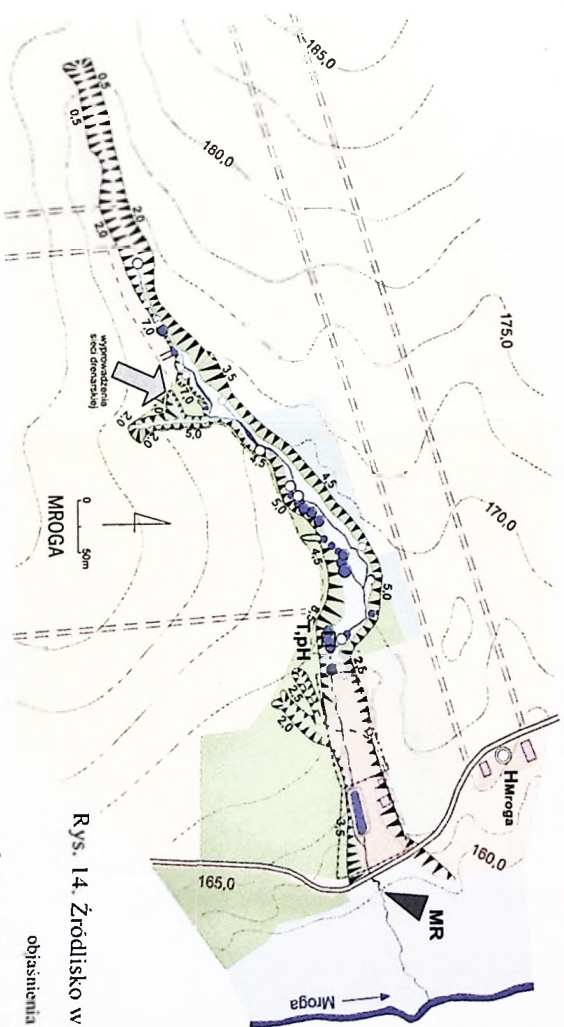


Rys. 13. Źródliśko w Rochnie (RO)

objaśnienia jak na rys. 7

Large spring in Rochna (RO)

For explanation see Fig. 7



Rys. 14. Źródliśko w Mrodze Dolnej (MR)

objaśnienia jak na rys. 7

Large spring in Mroga Dolna (MR)

for explanation see Fig. 7

lodowcowych górnych (B r z e z i ń s k i 1988, 1992). Powoduje to napięcie zwierciadła wody podziemnej poziomu podmorenowego. Główna struga wysusza się spomiędzy rumoszu i żwirów na wysokości 187 m n.p.m. Jeden ze wstępujących wypływów przykorytowych został obudowany i ujęty na potrzeby gospodarstwa. Średnia wydajność tej części niszy, mierzona poniżej ogrodzenia, wynosi $3,6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Niżej, wcięcie wzrasta do 3–4 m, a pod prawym stokiem pojawiają się dwa wydajne źródła. Jedno z nich (podpływowe) jest ujęte oryginalną, prostokątną studzienką, której dno jest co roku zimowiskiem płazów (badano tu temperaturę i odczyn wody). Dolna część niszy przegrodzona jest groblą ziemną. Przez ostatnich kilka lat powstały w ten sposób zbiornik był suchy. Dopiero wiosną 1998 r. wykonano w jego czaszy prace ziemne i ponownie zalano. Do czasu utworzenia stawu, główne źródło znajdowało się pod południowym stokiem, w miejscu gdzie wcięcie rośnie do blisko 10 m. Pojedyncze wycieki wody można było jednak obserwować na całej niemal powierzchni dna ówczesnej niszy. Do momentu, gdy cofka kolejnego stawu nie sięgnęła owej grobli (sierpień 2000 r.), u jej podnóża wykonywano systematyczne pomiary wydatku całego źródła (SK1). Przez cały okres badań prowadzone były natomiast pomiary wydajności górnej części źródła, znajdującej się powyżej stawu (SK2).

Największym lewobrzeżnym dopływem górnej Moszczenicy jest Młynówka, zwana także Strugą Dobieszkowską (por. rys. 3). W krajobrazie zaznacza się wyraźna asymetria jej doliny. Południowo-wschodnie zbocza są strome i pocięte parowami – w przeciwieństwie do łagodnie nachylonych zboczy północnych i północno-zachodnich. Młynówka rozpoczyna się dwoma odcinkami źródłowymi, mającymi swe przedłużenia w silnie rozczłonkowanych systemach suchych dolin. U ich wylotu pojawiają się pierwsze wypływy. Dolina północnej strugi jest słabiej zarysowana, a od rzędnej 187 m n.p.m. napotkać można mało wydajne wycieki oraz interesujące korytowe źródło ascensyjne. Większe źródło znajduje się dopiero w dolnej części wsi Imielnik Stary, ok. 150 m powyżej połączenia cieków (rys. 12). Owalną niszę, otwartą ku północy, zajmuje młaka wyciekowa porośnięta trzciną pospolitą. Zbocza niszy są tu strome, a wcięcie osiąga nawet 4 m. Nieco na północ znajduje się główny wypływ w postaci limnokrenu o wymiarach 1,5 na 0,8 m, z doskonale widocznym ruchem piasku w dnie. Jest to najlepszy, klasyczny przykład źródła ascensyjnego na obszarze Wzniesień Łódzkich. Uzasadniona jest zatem jego nazwa, zdobywająca sobie powoli uznanie – „Piękne Źródło”. Tu regularnie mierzono temperaturę i odczyn wody. Tuż obok znajduje się podobny wypływ, ale dno limnokrenu jest muliste, a jego wydajność stosunkowo mała. Wydatek całego źródła był mierzony tuż przed ujściem głównej strugi do rzeki (IM).

Południowy odcinek Młynówki, wypływającej spod przysiółka Borki, odwadnia potężne źródło o długości niszy sięgającej 1 km (rys. 12). Południowo-wschodnia, silnie rozczłonkowana, krawędź niszy wznosi się miejscami na 6–8 m ponad jej dno, podczas gdy przeciwnie – nie więcej niż na 2 m. W dnie odstaniają się gruboziarniste piaski i żwiry, a w prawostronnych wypływach również glazy. Pomiędzy 188 a 180 m n.p.m. występuje kilkadziesiąt źródełek, wycieków i młak o wydajnościach: $0,1\text{--}1,9 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. W pobliżu zabudowań wypływy te są mocno zmienione, a ich nisze przekształcone. Dopiero na terenie należącym do Lasów Państwowych nisza ma

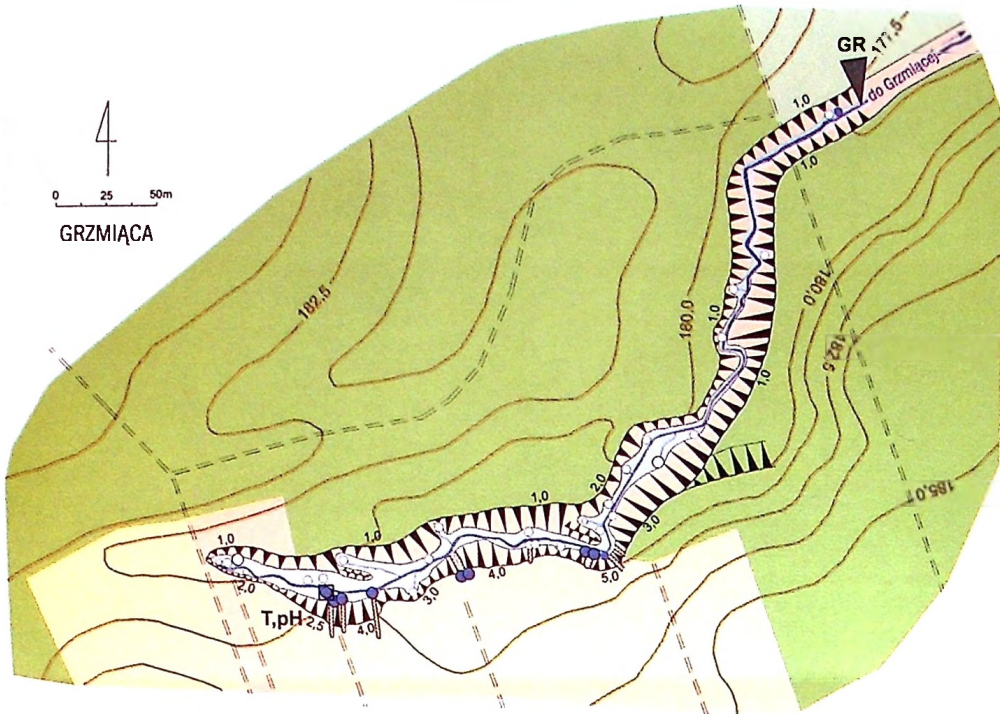
charakter naturalny. Rezerwat „Struga Dobieszkowska” chroni wschodnie zbocze doliny wraz z wypływami u jego podnóża. Na szczególną uwagę zasługują boczne nisze w położeniu stokowym z pięknymi glazowiskami. Ciekawe są również wydajne, korytowe źródła ascensyjne, położone w centrum strefy największego zagęszczenia wypływów. Jeden z prawostronnych wypływów descensyjnych został opomiarowany (temperatura, pH). Przekrój kontrolny tego źródłiska znajdował się nieco powyżej połączenia obu strug, tworzących Młynówkę (BO).

Górną część zlewni Młynówki wyścielają piaski wodnolodowcowe górne, spod których wystają piaszczysto-żwirowe pagóry moreny czołowej (B r z e z i ń s k i 1988, 1992). Wykształcony w nich poziomy naglinowy drenowany jest przez najwyższe położone źródła stokowe. Większość wypływów zasilana jest jednak z poziomu międzymorenowego, którego zwierciadło znajduje się w strefie wododziałowej na głębokości 22–24 m p.p.t. (Dobieszków). Miąższość osadów tego poziomu wynosi tu wprawdzie tylko 2–3 m, ale ich nachylenie ku dolinie Młynówki stwarza korzystne warunki napływu wód podziemnych z kierunku SE (por. rys. 4). Inny sposób zasilania mają źródła ascensyjne, występujące najczęściej w położeniu korytowym. Ich wody wypływają pod ciśnieniem z poziomu podmorenowego, w miejscach rozluźnienia i przebicia szarej gliny odrzańskiej (jej strop nawiercił autor na głębokości 1,9 m – obok głównego wypływu w Imielniku). Do kontrolowania stanu zwierciadła wybrano jedyną na międzyrzeczu, stosunkowo płytką, studnię we wsi Imielnik Stary.

O wpływie użytkowania ziemi na jakość wód źródłanych w tej zlewni pisali H e r e ź n i a k - C i o t o w a i Z i u ł k i e w i c z (1997a). W wypływach lewostronnych obserwowano pogorszenie parametrów jakościowych wody za sprawą intensywnego nawożenia pól uprawnych. Obecnie w strukturze użytkowania występuje typowe dla obszarów podmiejskich odłogowanie gruntów ornich. Zagrożenia pojawiają się zaś z innej strony. Położenie przy granicy administracyjnej Łodzi powoduje, że otoczenie źródłiska staje się nie tylko terenem zabudowy lotniskowej, ale również rozwoju stałego osadnictwa (Imielnik Stary, Kalonka, Dobieszków). Skutkiem tego, na zanieczyszczenie narażony jest cały odkryty poziom wodonośny, zasilający wiele z opisanych wypływów (Z i u ł k i e w i c z 2001).

ŹRÓDŁA W ZLEWNI GÓRNEJ MROGI

Początek Mrogi, kolejnego prawego dopływu Bzury, znajduje się w rzeczywistości ok. 2 km dalej na wschód, niż wskazują to materiały kartograficzne. Góry odcinek doliny jest silnie rozczłonkowany, a jej dnem biegnie suchy zazwyczaj rów melioracyjny. Dopiero w pobliżu Gałkówka-Kolonii znajdują się pierwsze wypływy wód podziemnych, w tym ciekawe, choć mało wydajne, źródło podpiywowe (por. rys. 3). Strefa największego zagęszczenia źródeł rozpościera się między Przanowicami a Rochną. Spod obu zboczy doliny biją tu ładne źródła descensyjne ($0,8\text{--}3,2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) z kamieńcami, w niewielkich, ale wyraźnie zarysowanych niszach. Są tu

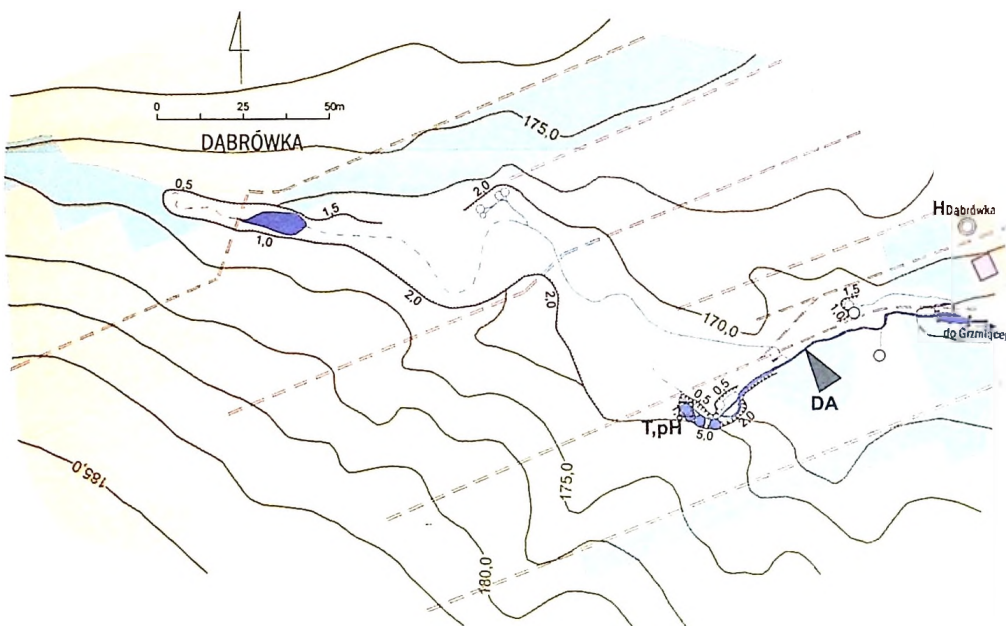


Rys. 15. Źródliko w Grzmiącej (GR)

objaśnienia jak na rys. 7

Large spring in Grzmiąca (GR)

for explanation see Fig. 7



Rys. 16. Źródliko w Dąbrówce Dużej (DA)

objaśnienia jak na rys. 7

Large spring in Dąbrówka Duża (DA)

for explanation see Fig. 7

również dwa przykłady źródeł basenowych (limnokrenów). Znajdują się one na terasie Mrogi i mają odpowiednio 20 i 80 m² powierzchni oraz 1–2 m głębokości. Pomiar wydajności tych wypływów jest utrudniony z uwagi na bliskość koryta rzeki (większe z nich zalewa cofka stawu w Rochnie). Ich wydatek można tylko oszacować na 1,5 i ok. 4 dm³·s⁻¹.

W Rochnie, w pobliżu ośrodka wypoczynkowego, wcina się głęboko w prawe zbocze doliny Mrogi duża nisza źródłiskowa (rys. 13). Jej górną część przechodzi w położoną wyżej suchą nieckę wyslaną piaskami i mułkami deluwialnymi. Powierzchnię zlewni tego źródłiska pokrywa glina warciańska, leżąca bezpośrednio na glinie odrzańskej, przy czym ich łączna miąższość nie przekracza 10–12 m (T r z m i e l 1993). Duże deniwelacje zaznaczają się jedynie w sąsiedztwie doliny rzecznej. Zbocza niszy są stromo nachylone, a dno położone jest 2–7 m poniżej jej górnej krawędzi. Głębokość wcięcia pozwala sądzić, że źródłisko to zasilane jest z poziomu podmorenowego. Mimo obecności gliny na powierzchni, zwierciadło wody podziemnej jest swobodne (nie stwierdzono wypływów wstępujących), bowiem jej spąg leży powyżej poziomu Mrogi. Najwyżej położone, stałe miejsce wypływu wody zaobserwowano na wysokości 185 m n.p.m. Sączy się ona spomiędzy dużego usypiska głazów, wyerodowanego w zboczu niszy przez wody epizodyczne. W miejscu gdzie nisza zmienia kierunek z SW na W, u stóp pionowego podcięcia o wysokości 4 m, znajduje się także kilka małych źródeł. W tej części źródłiska, w płytkim limnokrenie, mierzono temperaturę i odczyn wody. Jeszcze niżej, nisza zwiększa szerokość, dno staje się płaskie, zabagnione, zadrzewione i silnie zakrzewione. Wypływy, przybierające często postać pól młacznych porośniętych trzcina pospolitą, są słabo widoczne.

Dolną część źródłiska przecina droga gruntowa poprowadzona wzdłuż usypanej grobli. Ta sztucznie wzniesiona przegroda zatamowała odpływ z niszy i wymusiła nienaturalny układ koryt odprowadzających wodę. Można przypuszczać, że przyczyniła się także do wzrostu sedymentacji organicznej w środkowej części niszy, a przez to do znacznego jej zabagnienia. W najniższym i zarazem najszerszym fragmencie źródłiska funkcjonuje jeszcze kilka wycieków, jednak odpływ wody jest tu już bardzo powolny. Struga uchodzi do kanału opaskowego przy zbiorniku wodnym w Rochnie. Ze względów technicznych, przekrój kontrolny umieszczono tuż powyżej przepustu, znajdującego się we wspomnianej grobli (RO). Niestety, w szeregu danych uzyskanych w tym przekroju powstała luka, obejmująca kilka miesięcy roku hydrologicznego 1999. Przyczyną niejednorodności pomiarów była tu najprawdopodobniej zmiana urządzenia pomiarowego w czasie prowadzenia badań.

Interesującą linię wydajnych (0,5–4,0 dm³·s⁻¹), spływowych i podpływowych źródeł można obserwować w Tworzyjankach (por. rys. 3). Kilka z nich zasiedlają kolonie chemosyntetyzujących bakterii żelazistych. Świadczą o tym charakterystyczne, rdzawobrunatne kłaczkki wodorotlenku żelazowego (P a z d r o 1983).

Poniżej Tworzyjanek, dolinę Mrogi cechują duże wysokości względne i rozgałęziony system bocznych rozcięć erozyjnych, wąwozów i parowów (T u r k o w - s k a 1988). Najciekawsza tego typu forma znajduje się nieopodal wsi Mroga Dolna (rys. 14). Potężna nisza źródłiskowa ma tu charakter wąwozu o długości 900 m

i głębokości do 10 m. Rozpoczyna ją słabo zarysowana sucha dolina, przechodząca stopniowo w pogłębiającą się nieckę. Na wysokości 166 m n.p.m. pojawiają się pierwsze wycieki. Niemal wszystkie wypływy znajdują się po południowej stronie niszy. Także zarys południowej krawędzi jest nieregularny, a zbocza porożcinane są licznymi parowami. W środkowej części, dno niszy rozszerza się, a gruba warstwa namulów organicznych upodabnia mlakę do trzęsawiska. Liczne źródła descensyjne zajmują położenie podzboczowe. Mierzono tu temperaturę i odczyn wody. W jednym z wyżej położonych wypływów znaleziono dobrze wypreparowaną brekcję słodkowodnej fauny plejstocenijskiej (drobne skorupiaki) spojona węglanem wapnia. Łagodniejsze, północne zbocze dolnej części niszy zajmuje prywatne lotnisko. Na jego terenie znajduje się niewielki staw, zasilany ciekim źródłiskowym. Stronę południową pokrywa w tym miejscu las mieszany. Pozostały obszar sąsiedztwa niszy zajmują grunty orne. Za groblą, dno źródłiska łączy się z podmokłą terasą Mrogi. W tym miejscu, poniżej przepustu, usytuowany był przekrój kontrolny (MR).

Silne rozczłonkowanie południowej krawędzi niszy omawianego źródłiska jest wynikiem spływu wód opadowych i roztopowych po powierzchni warciańskich glin zwałowych, dominujących w jego otoczeniu (por. rys. 5). Wskazują na to liczne bruzdy erozyjne, dochodzące do górnej krawędzi niszy (w miejscach tworzenia się parowów) i stożki napływowe na jej zboczach. Procesom tym sprzyja nachylenie terenu ku północy, równoleżnikowy układ gruntów orných i orka wzdłuż stoku (M i k l a s , M o n i e w s k i 2002). Podobny kierunek ma również napływ wód podziemnych do niszy. Dowodem na to jest między innymi asymetryczne rozmieszczenie wypływów.

Kartowanie hydrogeologiczne ujawniło tu istnienie dwóch poziomów wodonośnych, rozdzielonych płatem gliny (M o n i e w s k i 1995). Lustro wody poziomu naglinowego we wsi Mroga Dolna stwierdzono na głębokości 2–4 m p.p.t. Na obszarze zmeliorowanych użytków rolnych poziom ten jest częściowo zdrenowany, a wody odprowadzone do niszy (rys. 14 – strzałka). Swobodne zwierciadło głębszego poziomu zasilającego źródłisko (międzymorenowego), w studni położonej w osi suchej doliny, znajduje się na głębokości 19,8 m p.p.t., a w pobliżu działu wodnego na blisko 30 m p.p.t. Jego wahania obserwowano w studni zlokalizowanej na północ od niszy.

Najwięcej wypływów wód podziemnych występuje w dolinie Mroźnicy (lewego dopływu Mrogi). Poniżej Brzezina, po obu stronach dna jej doliny, pojawiają się liczne wycieki i mlaki, źródła zstępujące i wstępujące, podzboczowe, terasowe i przykorytowe (por. rys. 3). Stosunkowo wydajny wypływ (średnio $3,4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), znajduje się w Poćwiardówce (M o n i e w s k i 1997). Wydajność pozostałych nie przekracza zwykle $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Największe obiekty położone są w zlewni lewego dopływu Mroźnicy – Grzmiącej. Początek tej rzeki daje zespół mlak i wycieków, leżących w pobliżu wsi o tej samej nazwie. Dolina jest tu jednak stosunkowo płytka, a wypływy mało wyraźne.

Ładnie wykształcona nisza źródłiskowa położona jest ok. 1,5 km na północ od wsi Grzmiąca. Zwraca uwagę duże nagromadzenie glazów w dnie, pomiędzy których wysącza się woda. Wyjątkowo duża średnica niektórych kamieni (do 1 m) na-

suwa jednak wątpliwości, czy znalazły się tu one w sposób naturalny. Nisza ta przypomina nieco wyglądem opisywane wyżej źródłisko w Mrodze Dolnej. Powyżej niej także znajduje się wyraźna sucha dolina o długości ponad 3 km. Tu również południowa krawędź jest wyższa niż północna i porożcinana krótkimi parowami (rys. 15). Wyplywy po tej stronie niszy są także wydajniejsze i bardziej skupione niż po przeciwnej. Na rolę użytkowania terenu w inicjacji procesów erozyjnych wskazuje fakt, iż rozczłonkowanie górnej krawędzi nie występuje po jej stronie zalesionej. W połowie długości nisza skręca na północ, a wypływy stają się rzadsze i mniej wydajne. Przekrój pomiarowy znajdował się w dolnym, prostoliniowym odcinku strugi (GR), a cechy wody (temperatura, pH) mierzono w jednym z wypływów spod południowej krawędzi niszy.

Na północ od opisanego źródłiska występuje kolejna nisza (por. rys. 3). Jest ona dość nietypowa, ma bowiem kształt płaskodennej, płytkiej niecki o wymiarach 60 na 10 m. Wcięcie na całym jej obwodzie nie przekracza 0,5 m. Piaszczysto-zwirowe dno pozbawione jest jakiegokolwiek roślinności i organicznych nanosów. Wypływ wody odbywa się w zasadzie całą jego powierzchnią ($3,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Oba źródłiska odwadnia struga niesłusznie nazywana w literaturze „Ciekim Mineralnym”, a wypływy „źródłami mineralnymi”. Błąd ten, powielany później przez niektórych badaczy (np. Andrzejewski, Kurowski 1998), ma najprawdopodobniej swoje korzenie w nazwie umieszczonej na mapie topograficznej w skali 1:50 000. W rzeczywistości są to wody zwykłe i pod względem stopnia mineralizacji nie różnią się istotnie od wód innych wypływów w tej części regionu (Ziulkiwicz 1999).

Ostatnie większe źródłisko położone jest na zachód od wsi Dąbrówka Duża. W górnej części dno niszy jest zabagnione, wcięcie nie przekracza 1–2 m, a zarys krawędzi widoczny jest tylko fragmentarycznie (rys. 16). W miejscu, gdzie znajduje się najwyżej położony wypływ wody, utworzono sadzawkę. Nieco poniżej, widoczna jest strefa wycieków. Nacięcie warstwy wodonośnej jest tu jednak bardzo płytkie, bowiem odpływ z górnej części niszy okresowo zanika. Stałe źródła descensyjne biją dopiero spod wyraźnego podcięcia, którego południowa krawędź wznosi się do 5 m wysokości względnej. Przekrój pomiarowy znajdował się poniżej połączenia strug, odwadniających obie części niszy (DA). W dalszym biegu, zasilają one niewielki staw. Kontrola stanu zwierciadła wody podziemnej prowadzona była w różnym czasie w dwóch sąsiednich studniach, położonych na wschód od tego stawu.

Pas zadrzewień związany jest z samą niszą, wokół niej przeważają natomiast grunty ome, przedzielone pastwiskami i nieużytkami. Zlewnię Grzmiącej budują piaski i żwiry wodnolodowcowe o rzadko spotykanej w tej części Polski miąższości – 90 m (por. rys. 4). Osady te, tylko w strefie wododziałowej, przestonięte są od powierzchni cienkim płatem gliny warciańskiej (Brzeziński 1992). Źródłiska w Grzmiącej i Dąbrówce Dużej zasilane są więc z poziomego podmorenowego, który ma tu charakter odkryty. Znaczne deniwelacje terenu i duża miąższość wodonośca powodują, że lustro wody podziemnej położone jest głęboko. W studni (obecnie zasypanej), położonej obok dawnej leśniczówki, głębokość do wody wynosiła 21,4 m.

UWAGI O ROZWOJU NISZ ŹRÓDLISKOWYCH

Występowanie źródeł jest jedną z cech charakterystycznych północnej części Wzniesień Łódzkich. Nisze mają tu najczęściej wydłużony kształt i nieregularne zarysy. Różne są oczywiście ich wymiary, symetria, głębokość wcięcia oraz liczba i wydajność wypływów. Przez to każde ze źródeł jest na swój sposób niepowtarzalne. Niektóre można zaliczyć do reokrenów, inne do helokrenów. Reokreny mają tu zwykle charakter warstwowo-erozyjny. Wśród nich znajdują się zarówno źródła, jak i wycieki. Dna nisz są płaskie lub słabo nachylone w kierunku cieku. Pokrywają je najczęściej gruboziarniste piaski i żwiry, a miejscami nawet głazy o znacznej średnicy. Ta cecha wynika z selektywnie przebiegającego procesu erozji. Woda wypłukuje bowiem i wynosi poza obręb nisz cząstki splawialne, natomiast materiał grubszy pozostaje na miejscu, tworząc na powierzchni den nisz źródłowych kamienny bruk. Uzasadniona jest więc regionalna nazwa takich głązowisk – „kamieńce”. Bezpośrednie odsłonięcie warstwy wodonośnej powoduje zwykle przesylenie wodą całego dna nisz. Stwarza to doskonałe warunki dla roślin hydro- i higrofilnych, zatem dużą część powierzchni helokrenów pokrywają pola młaczne i wysięki. W niszach dominują wypływy podzboczowe i przykorytowe o wydajności mieszczącej się w VI lub VII klasie Meinzera.

Badane i opisane w pracy źródłiska znajdują się w obrębie dwóch zasadniczych poziomów morfologicznych: smardzewskiego i strykowskiego, a w przypadku źródeł drenujących sandr – także katarzynowskiego (tab. 3). Spadki podłużne cieków źródłanych przekraczają, na ogół znacznie, spadki rzek regionu. Decydującą rolę może tu odgrywać wielkość nachylenia stropu warstwy słaboprzepuszczalnej, ograniczającej erozję wgłębną. Ważnym czynnikiem jest również zdolność erozyjna recypienta, szczególnie silna w odcinkach przełomowych. Świadczy o tym orientacja osi nisz, zwykle prostopadłych do przebiegu dolin rzecznych (Ciosny, Skoszewy, Dąbrówka, Mroga, Rochna). Erozja wgłębną w dolinach recypientów powoduje obniżenie bazy erozyjnej cieków źródłiskowych, a w konsekwencji – intensyfikację erozji nisz i zwiększenie ich spadków. Naturalne procesy erozyjne mogą być jednak hamowane przez budowę grobli i stawów lokalizowanych u wylotu nisz źródłowych. Utrwalenie w ten sposób sztucznej bazy erozyjnej powoduje zakłócenie naturalnego transportu rumowiska w niszy, a w konsekwencji prowadzi do zmniejszenia spadku jej dna (Rosanów, Dąbrówka, Rochna).

Osiami zlewni są suche doliny, ciągnące się ponad źródłiskami na długości nawet kilku kilometrów. Ich dnem biegnie często suche koryto bądź parów, którym płyną wody epizodyczne w ilości wielokrotnie przekraczającej przeciętną wydajność źródeł. Mniejsze parowy rozcinają także zbocza nisz. Również one dostarczają znaczną ilość наносów, o czym świadczy występowanie stożków napływowych pod ich dolnymi krawędziami. Przede wszystkim jednak, wody powierzchniowe usuwają nagromadzony w niszy materiał, pochodzący z jej erozji.

Tabela 3

Wymiary nisz i zlewni źródlisk
Dimensions of niches and spring catchments

Zlewnia Catchment	Nazwa Name	F [ha]	L_c [km]	H_z [m n.p.m.] [m a.s.l.]	H_{im} [m n.p.m.] [m a.s.l.]	l_c [%o]	A [km ²]	p [%]
Dzierżązna	Rosanów II	0,34	0,27	146,0	145,0	4	1,15	0,30
	Rosanów I	0,98	0,46	147,0	145,0	4	3,37	0,29
	Ciosny	0,81	0,22	142,0	140,0	9	3,70	0,22
	Głowa	0,58	0,26	143,5	141,0	10	1,52	0,38
	Rudunki	1,12	0,26	189,0	183,0	23	0,66	1,70
Moszczec- nica	Imielnik	0,16	0,04	180,5	179,5	-	-	-
	Borki	3,72	1,04	187,0	178,0	9	5,56	0,67
	Skoszewy Nowe	2,50	0,54	186,5	177,5	17	2,91	0,86
Mrozyca	Dąbrówka Duża	1,25	0,41	171,0	168,0	7	1,71	0,73
	Grzmiąca	1,14	0,50	179,5	176,0	7	4,58	0,25
Mroga	Mroga Dolna	3,44	0,71	172,0	160,0	17	1,00	3,44
	Rochna	2,36	0,45	183,0	178,5	10	5,43	0,43

F – powierzchnia źródłiska, L_c – długość głównego ciek, H_z – rzędna najwyższych położonych wypływów, H_{im} – rzędna ciek u wylotu nisy, l_c – średni spadek głównego ciek: $l_c = (H_z - H_{im}) / L_c$, A – powierzchnia zlewni topograficznej, p – wskaźnik powierzchni źródłiska: $p = FA^{-1}$. Źródło: opracowanie własne.

F – spring area, L_c – main stream length, H_z – ordinate of the outflows on the highest level, H_{im} – stream ordinate in the outlet of the niche, l_c – average downfall of the main stream: $l_c = (H_z - H_{im}) / L_c$, A – topographic catchment area, p – spring area index: $p = FA^{-1}$. Source: own materials.

Zjawisko erozji wód powierzchniowych obserwowano najczęściej w okresie roztopów, w niszach w Rudunkach, Borkach, Skoszewach, Grzmiącej i Mrodze. To, że podczas badań nie zanotowano ich w pozostałych źródłiskach nie oznacza, że nie mogły one zachodzić w okresie historycznym czy przedhistorycznym. Suche doliny są skutkiem procesów denudacyjnych, zapoczątkowanych ok. 45–50 tys. lat temu (dolny plenivistulian) w górnych partiach ówczesnych dolin rzecznych (M a n i k o w s k a 1992). Powstawanie parowów należy natomiast wiązać ze zmianami kulturowymi, zachodzącymi w krajobrazie Wzniesień Łódzkich od wczesnego średniowiecza. Sukcesywne wylesianie terenu i wprowadzanie gospodarki rolnej, spowodowało erozję powierzchni holocenijskiej. Gęstość parowów dochodzi nawet do 5 km/km² (K a - m i ń s k i, T w a r d y 1998). Pewne jest więc, że do ostatecznego ukształtowania nisz źródłiskowych doprowadziło nałożenie się różnych procesów, wynikających z warunków klimatycznych, morfologicznych, hydrogeologicznych i antropogenicznych. Nisze mają więc charakter poligenetyczny.

WARUNKI HYDROMETEOROLOGICZNE W OKRESIE BADAŃ

WARUNKI POGODOWE

Warunki klimatyczne Wzniesień Łódzkich wykazują duże podobieństwo do klimatu pozostałych krain Nizin Środkowopolskich. Wynika to ze znacznej jednorodności uwarunkowań radiacyjnych i cyrkulacyjnych. Obszar ten charakteryzuje się ponadto małym zróżnicowaniem przestrzennym i dużą zmiennością elementów meteorologicznych w czasie. Tylko w przypadku opadów zaznacza się wyraźna zmienność przestrzenna, w tym zależność od ukształtowania terenu.

Średnia wieloletnia temperatura powietrza w regionie łódzkim, w okresie 1881–1930, a także w latach 1951–1960, wyniosła od 7,5 do 7,7 °C (D u b a n i e w i c z 1974). Podobne wartości (7,6–8,0 °C) podaje K ł y s i k (1993), dla wielolecia 1931–1989. Zaznacza przy tym, że w poszczególnych latach, średnia temperatura powietrza może przyjmować wartości od 5,4 °C (1940 r.) do 9,4 °C (1989 r.). Decydujący wpływ ma na to temperatura półroczna zimowego. Najchłodniejszym miesiącem jest luty (-3,1 °C), a najcieplejszym – lipiec (18,1 °C). Za reprezentatywną dla regionu można uznać stację Łódź-Lublinek, ponieważ różnice termiczne między nią a pozostałymi stacjami nie przekraczają 0,1–0,2 °C. Najwyższe średnie roczne temperatury występują na zachód od Wzniesień Łódzkich oraz na Równinie Łowicko-Błońskiej, najniższe zaś w okolicach Łodzi i w południowo-wschodniej części województwa łódzkiego.

Zróżnicowanie rozkładu przestrzennego opadów atmosferycznych na obszarze badań jest rezultatem dużych deniwelacji terenu. W Polsce środkowej, średnia wieloletnia roczna suma opadów wynosi 567 mm (K ł y s i k 1993). Zdarzają się jednak lata wyjątkowo suche (1959 r. – 386 mm), jak i bardzo wilgotne (1974 r. – 744 mm). Na obszarze Wzniesień Łódzkich, stanowiących barierę orograficzną, sumy roczne zmierzonych opadów atmosferycznych są wyraźnie wyższe od średniej dla tej części Polski. Zarówno w okresie 1891–1930 (D u b a n i e w i c z 1974), jak i w latach 1951–1989 (K ł y s i k 1993) wartości te osiągały, w centralnej części regionu, 600–650 mm.

Prócz czynników orograficznych, dużą rolę opadotwórczą odgrywa również sąsiedztwo aglomeracji miejskiej Łodzi (prądy wstępujące, jądra kondensacji). Oddziałuje ono nawet do 40 km w kierunku wschodnim. W związku z tymi cechami, D u b a n i e w i c z (1974) wyróżnił obszar Wzniesień Łódzkich jako odrębny region opadowy. Średni roczny pionowy gradient opadowy obliczono tu na ok. 70 mm/100 m wysokości n.p.m. Najniższe sumy miesięczne, w tej części Wzniesień, notowane są w lutym, a najobfitsze opady występują w lipcu. W okresie letnim, sumy

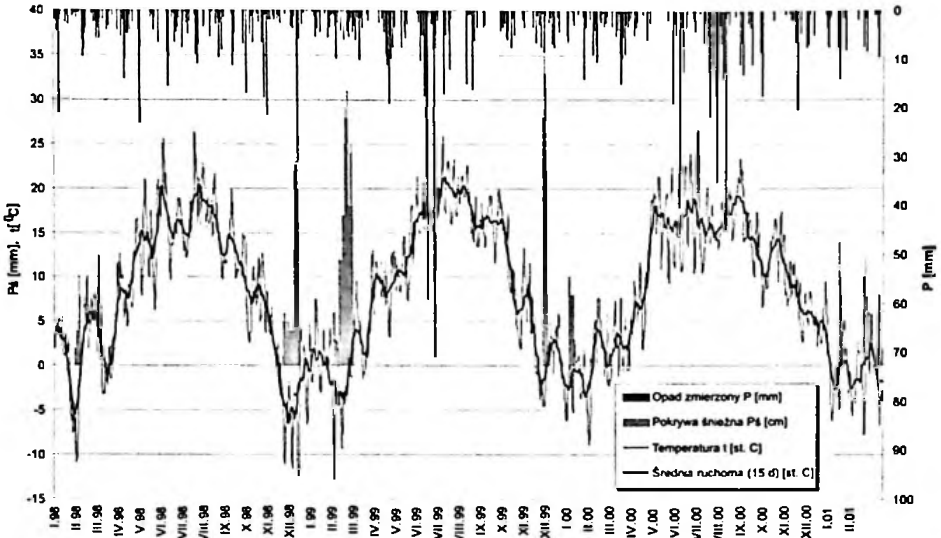
miesięczne mogą przekroczyć nawet 200 mm, a dobowe ponad 65 mm – prawdopodobieństwo 10 % (K ł y s i k 2001).

Istniejąca na obszarze Wzniesień Łódzkich sieć posterunków i zakres rejestrowanych elementów meteorologicznych nie odpowiadają ich zróżnicowaniu przestrzennemu. Podstawowe pomiary prowadzone są właściwie wyłącznie na posterunku w Bratoszowicach. Przeciętna temperatura powietrza, w okresie badań (marzec 1998–luty 2001), wyniosła tam aż 10,1 °C. Trzeba jednak podkreślić, że średnie temperatury dobowe są na tym posterunku obliczane w inny sposób ($t_{\bar{t}} = 0,25 \cdot [t_{07} + t_{13} + t_{19} + t_{19}]$), niż w stacjach podstawowej sieci IMGW. Z uwagi na to oraz ze względu na fakt, że w Bratoszowicach nie są wykonywane pomiary prężności pary wodnej, do analizy warunków termiczno-wilgotnościowych posłużyły pełniejsze i bardziej wiarygodne obserwacje ze stacji Łódź-Lublinek.

Skalę zmienności warunków meteorologicznych prezentuje rys. 17. Na tle średnich wieloletnich, okres badań rysuje się jako wyraźnie cieplejszy i nieco bardziej wilgotny. Średnia temperatura powietrza na stacji Łódź-Lublinek ($t_{\bar{t}} = 0,25 \cdot [t_{\max} + t_{\min} + t_{07} + t_{19}]$), wyniosła 8,7 °C, czyli była o blisko 1 °C wyższa od przeciętnej z wielolecia. Przeciętna temperatura miesięcy zimowych (-0,3 °C) była jednocześnie znacznie wyższa od średniej wieloletniej (-2,2 °C). Natomiast przeciętna temperatura lata (17,3 °C) nie odbiegała istotnie od normy (17,2 °C). Potwierdza to, obserwowaną w ostatnich latach, tendencję do wzrostu średniej temperatury okresu zimowego (K ł y s i k 1993). Najchłodniejszym miesiącem był grudzień 1998 r. (-2,2 °C), a najcieplejszym lipiec 1999 r. (20,2 °C). Prężność pary wodnej osiągnęła w tym okresie wartości nieco wyższe (9,8 hPa) od średniej wieloletniej (średnia z lat 1981–1990 – 9,4 hPa).

Średnie roczne sumy opadów atmosferycznych utrzymywały się w okresie badań na przeciętnym poziomie. Na posterunku opadowym w Ciosnach wyniosły one średnio 630 mm opadu zmierzzonego, zaś w Bratoszowicach – 590 mm. Sumy miesięczne wykazały jednak dużą zmienność sezonową. W trzyletnim okresie, w Ciosnach, dwukrotnie zanotowano miesięczne sumy opadów o prawdopodobieństwie wystąpienia 10 % – w czerwcu 1999 r. (242,8 mm) i w lipcu 2000 r. (197,4 mm). W czerwcu (22 VI 1999 r.) suma dobowa przekroczyła także 10 % próg prawdopodobieństwa – 70,9 mm. Różnice miesięcznych opadów, rejestrowanych na obu posterunkach, nie są duże i wynikają z lokalnego zróżnicowania opadów konwekcyjnych w cieplej połowie roku. W Bratoszowicach, suma przeciętna i sumy dobowe były zwykle nieco niższe, ale w każdym roku opady najbardziej deszczowego miesiąca przekraczały także 110 mm. Warto też dodać, że w okresie badań wystąpiły też dwa bardzo suche miesiące, w których sumy opadów zmierzonych na obu posterunkach nie sięgnęły 10 mm (kwiecień i październik 2000 r.).

W okresie badań, na obu posterunkach notowano średnio w roku 44 dni z pokrywą śnieżną. Pojawiała się ona kilkakrotnie, lecz za każdym razem czas jej występowania nie przekraczał kilkunastu dni. Najdłużej utrzymywała się na przełomie listopada i grudnia 1998 r. (27 dni), ale jej grubość nie przekroczyła wówczas 25 cm. Największą miąższość pokrywa śnieżna osiągnęła w końcu listopada 1999 r. (35 cm), lecz zanikła w ciągu 7 dni.



Rys. 17. Dobowe sumy opadów i grubość pokrywy śnieżnej na posterunku w Ciosnach oraz średnia dobową temperaturę na stacji IMGW Łódź-Lublinek (marzec 1998 – luty 2001)

temperatury wyrównano średnią ruchomą 15-dniową

Daily precipitation sums and snow cover thickness in Ciosny catchment and average daily temperature on Łódź-Lublinek meteorological station (March 1998 – February 2001)

temperatures are leveled by 15-days moving average

Na podstawie danych meteorologicznych dokonano analizy czasowej warunków zasilania wód podziemnych w okresie badań, posługując się uproszczonym równaniem średniego bilansu wodnego:

$$P = H + S \quad (1)$$

gdzie:

- P – opad,
- H – odpływ,
- S – deficyt.

Pominięto przy tym świadomie różnicę retencji, wiedząc, że dla okresu krótszego niż 10 lat winna ona być uwzględniona. W tym przypadku chodziło jednak nie o bezwzględne wartości wskaźnika odpływu, a jedynie o wyznaczenie okresów nadwyżek i niedoborów opadów. By je odnaleźć, konieczne było także skorygowanie miesięcznych sum opadu zmierzonego na posterunkach Ciosny i Bratoszewice. Wykorzystano w tym celu formułę K o w a l c z y k a i U j d y :

$$P_s = P \left(1 + \frac{\omega}{100} \right) \quad (2)$$

gdzie:

- P_s – miesięczny opad skorygowany,
- P – miesięczny opad zmierzony,
- ω – poprawka dla danego miesiąca (tab. 4).

Tabela 4

Miesięczne poprawki opadów – ω [%], wg Kowalczyka i Ujdy
 Monthly precipitation corrections – ω [%], after Kowalczyk and Ujda

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
20	20	15	15	9	8	6	7	8	10	15	20	13

Źródło: Byczkowski 1996.

W wyniku przyjętego założenia, że na wielkość deficytu odpływu składa się głównie parowanie terenowe, równanie (1) można zapisać w postaci:

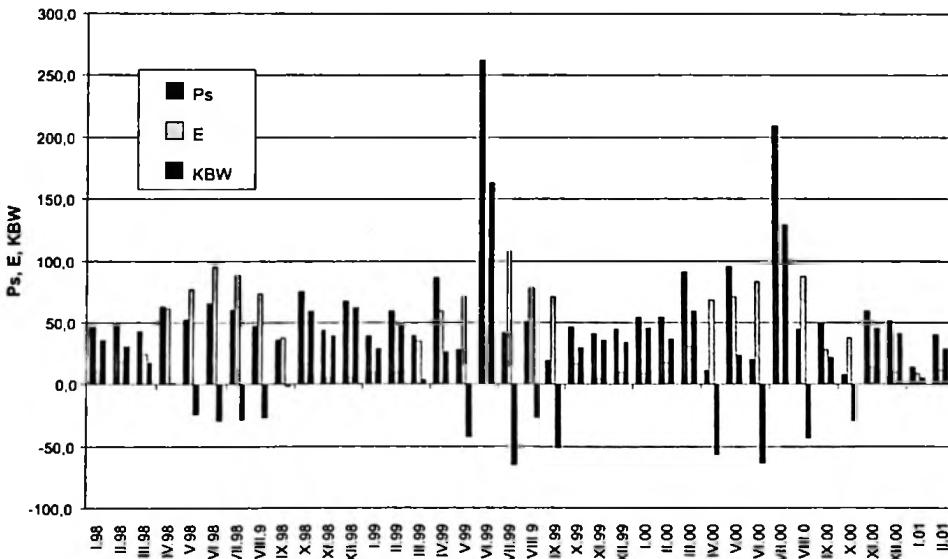
$$KBW = P_s - E \quad (3)$$

gdzie:

KBW – miesięczna nadwyżka opadu nad parowaniem (klimatyczny bilans wodny)

E – miesięczna suma parowania terenowego.

Miesięczne sumy parowania terenowego obliczono metodą Konstantinowa (B y c z k o w s k i 1979) na podstawie średnich miesięcznych temperatur powietrza i prężności pary wodnej na stacji Łódź-Lublinek. Przebieg wartości bilansowych w zlewni Dzierżąskiej prezentuje rys. 18. Jak już wspomniano, najważniejsze elementy meteorologiczne cechuje w regionie synchroniczność zmian i małe zróżnicowanie przestrzenne. Można więc przyjąć, że charakterystyki te będą wystarczająco reprezentatywne dla całego obszaru.



Rys. 18. Miesięczne wartości elementów bilansowych (P_s , E, KBW) w zlewni Dzierżąskiej (1998–2001)

Monthly values of balance elements (P_s , E, KBW) in Dzierżązna catchment (1998–2001)

W okresie badań najniższe opady skorygowane zanotowano w roku 1998 (650 mm). W tym czasie, przez większą część półrocza letniego (V–VIII), parowanie przeważało nad opadami. W kolejnych dwóch latach, sumy roczne opadu były o ok. 100 mm wyższe, przede wszystkim za sprawą intensywnych deszczów letnich. W czerwcu 1999 r., opady skorygowane były najwyższe (262,2 mm). Wskaźnik KBW przekroczył wówczas 160 mm. Podobna, choć nieco niższa, nadwyżka opadów nad parowaniem wystąpiła rok później, w lipcu 2000 r. (blisko 130 mm). Anomalne były natomiast ujemne wartości wskaźnika KBW w kwietniu i w październiku 2000 r. Było to bezpośrednim skutkiem cztero- i sześciotygodniowych susz atmosferycznych wywołanych bardzo niskimi opadami w wymienionych miesiącach.

Uśrednione dla całego badanego okresu wartości bilansowe zestawiono w tab. 5. Warto w tym miejscu zaznaczyć, że obliczona przeciętna suma roczna parowania terenowego (537,6 mm) jest bliska wartości średniej dla Polski środkowej (550 mm) z okresu 1931–1960 (G u t r y - K o r y c k a 1978).

Tabela 5

Średnie miesięczne, półroczne i roczne sumy bilansowe [mm]
w okresie marzec 1998 – luty 2001

Average monthly, half-year and year balance sums [mm]
between March 1998 – February 2001

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Zima Winter	Lato Summer	Rok Year
P_p	48,0	54,3	35,8	51,5	57,7	53,3	58,5	116,0	103,9	47,4	35,2	43,1	300,7	404,2	704,9
E	7,7	8,5	9,4	13,0	30,4	62,9	72,9	92,7	92,0	79,7	45,4	23,2	131,8	405,8	537,6
KBW	40,3	45,8	26,4	38,5	27,3	-9,6	-14,4	23,3	11,9	-32,2	-10,2	19,9	168,9	-1,6	167,3

Wartości ekstremalne podkreślono. Źródło: opracowanie własne
Extreme values underlined. Source: own materials.

Rozkłady czasowe miesięcznych sum opadów skorygowanych i parowania terenowego, wykazują typową zmienność sezonową. W okresie badań, najniższe sumy opadów notowano we wrześniu i styczniu, najwyższe zaś w czerwcu i lipcu. Parowanie terenowe uzależnione jest przede wszystkim od temperatury powietrza, stąd największe wartości pojawiły się w czerwcu i lipcu, a najmniejsze – w listopadzie. Widoczna jest także wyraźna przewaga opadów i parowania w cieplej połowie roku. Jednak tylko w dwóch, wyjątkowo deszczowych miesiącach (VI i VII), zaznacza się niewielka przewaga opadów nad parowaniem. Średnio w półroczu letnim opady z trudem równoważyły straty na parowanie (KBW = -1,6 mm). Uwzględniając dodatkowo fakt, że znaczna część opadów miała wówczas charakter ulew, warunki zasilania wód podziemnych w okresie letnim należy uznać za niekorzystne. Można zatem przyjąć, że głównymi okresami alimentacji wód podziemnych, na badanym obszarze i w badanym okresie, były półrocza chłodne, a zwłaszcza fazy tajania pokrywy śnieżnej utworzonej wczesną zimą (XI–XII).

DYNAMIKA STANÓW WÓD PODZIEMNYCH W POZIOMACH DRENOWANYCH PRZEZ ŹRÓDŁA

Na omawianym obszarze, w różnych okresach działało 6 posterunków pomiaru stanów wody podziemnej. Posiadają one wieloletnie serie pomiarowe. Były to posterunki działające w sieci IMGW, zlokalizowane w: Skotnikach Kolonii (zlewnia Czarnawki), w Wilanowie, Strykowie i Sierzni (zlewnia Moszczenicy) oraz w Nowosolnej (zlewnia Miazgi) i w Brzezinach (zlewnia Mrozycy). Charakterystykę zarejestrowanych tam wahań zwierciadła wody podziemnej przedstawia tabela 6.

Tabela 6

Średnie roczne i ekstremalne stany wód podziemnych (w cm)
w latach 1961–1985 (studnie IMGW)

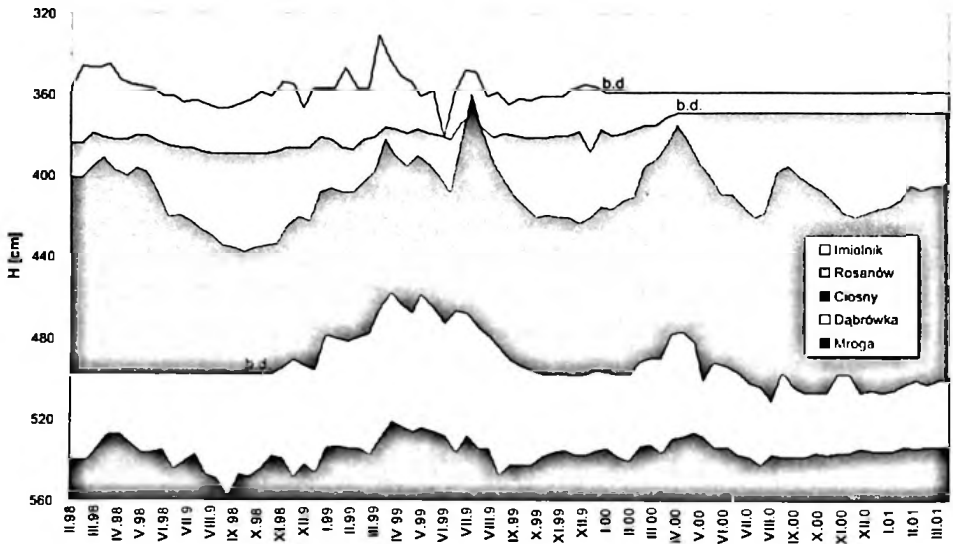
Average year and extreme groundwater levels (in cm) in 1961–1985 (IMGW wells)

Posterunek Station	Wysokość znaku mier- niczego [cm n.p.t.] Height of the measuring sign [cm a.s.l.]	Rzędna powierzchni terenu [m n.p.m.] Ordinate of the area surface [m a.s.l.]	Stany Level		Amplituda Amplitude		Średni stan roczny Average year value
			Maks. abs.	Min. abs.	Absolutna z ekstremów Absolute from extreme	Średnia roczna Average year value	
Skotniki	53	198.99	1050	1152	102	78	1107
Wilanów	81	242.62	107	385	278	130	252
Stryków	80	160.55	335	505	170	103	420
Sierznia	52	187.65	135	344	209	73	280
Nowosolna	85	242.24	458	737	279	135	640
Brzeziny	71	193.14	260	399	139	71	344

Źródło: Jokiel, Maksymiuk 1993a, b, c, Roczniki hydrologiczne wód podziemnych 1961–1983.

Wymienione wyżej posterunki reprezentują poziomy: naglinowy (Wilanów, Sierznia, Nowosolna, Brzeziny) oraz międzymorenowy (Skotniki, Stryków) i mają typowy dla nich charakter wahań zwierciadła. Przeciętna głębokość położenia zwierciadła wody wynosi od 1,7 do 5,5 m p.p.t., a w Skotnikach sięga nawet 10,5 m p.p.t. Lustro wody poziomego naglinowego charakteryzuje się sezonowym rytmem wahań, uzależnionym od zasilania z powierzchni. Maksymalne stany wody notowane były w porze roztopów (kwiecień), a minimalne w październiku lub nawet w grudniu (Nowosolna). W studniach w Skotnikach i w Strykowie (poziom międzymorenowy) obserwowano przesunięcie maksimów, w stosunku do zasilania, o 2–3 miesiące. Najwyższe stany wody podziemnej pojawiają się tu więc w czerwcu (obie studnie), a najniższe – w grudniu (Stryków) lub nawet w lutym (Skotniki). W nich też notowano najmniejsze amplitudy wartości ekstremalnych, nie przekraczające w wieloleciu 1,0–1,7 m (J o k i e l, M a k s y m i u k 1993a, b, c).

Zgodnie z prawami Maillete'a, wydajność źródła odzwierciedla stan retencji jego zlewni podziemnej. Analiza wahań zwierciadła, drenowanego przez źródło poziomu wodonośnego, pozwala na ocenę jego reakcji na zasilanie. Jak już wspomniano wcześniej, tam, gdzie było to możliwe, równoległe z pomiarami wydajności wypływów kontrolowane były stany wód podziemnych w pobliskich studniach. Pięć z nich posiada wiarygodne i ciągłe serie pomiarów położenia lustra wody (rys. 19).



Rys. 19. Zmiany położenia zwierciadła wody w kontrolowanych studniach

linie poziome oznaczają zerwanie serii

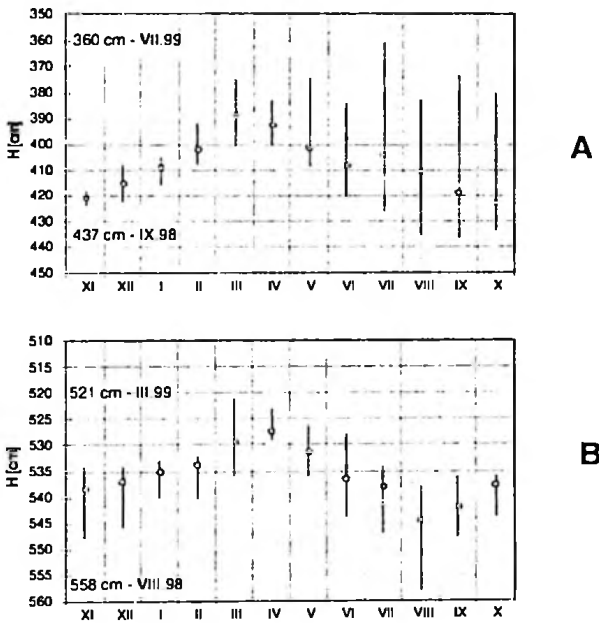
Water table changes in controlled wells

horizontal lines represent gaps in the series

Lokalizacja studni była podyktowana rozmieszczeniem jednostek osadniczych oraz założeniem, że punkty pomiarowe powinny się znajdować w pobliżu nisz źródłkowych. Z tego powodu, przeciętne głębokości do zwierciadła wody podziemnej, we wszystkich studniach są zbliżone i zawierają się w przedziale od 2,6 do 4,6 m p.p.t. Sąsiedztwo miejsc drenażu spowodowało, iż amplituda wahań zwierciadła była niewielka i wyniosła od 18 do 62 cm. Pewną rolę odgrywało również położenie studni w stosunku do nisz źródłkowych. Zauważmy też, że posterunki w Imielniku Starym, Dąbrówce Dużej i Mrodze Dolnej znajdowały się nie na linii dopływu wody podziemnej do nisz, ale w pobliżu ich dolnych części (por. rys. 12, 14, 16). Należy dodać, że zwierciadło wody podziemnej, w poziomach reprezentowanych przez badane otwory, jest odkryte.

Rys. 20 przedstawia sezonowe zmiany położenia lustra wody podziemnej w dwóch posterunkach, posiadających pełną 3-letnią serię pomiarów. W studni zlokalizowanej w Ciosnach (rys. 20A), reprezentującej zbiornik sandrowy, maksymalne

stany zwierciadła wody notowane były w marcu (alimentacja wód roztopowych). Zaznaczyły się również intensywne opady letnie. Ich efektem jest drugie maksimum – w lipcu. Retencja podziemna osiągnęła wówczas stan maksymalny (lipiec 1999 r.). Najniższe położenie zwierciadła wody podziemnej obserwowano zwykle w październiku. Mimo niezbyt długiej serii pomiarowej, warto zwrócić uwagę na różne amplitudy wahań stanów zwierciadła wody w poziomie sandrowym w poszczególnych sezonach. O ile w miesiącach półroczu chłodnego była ona niewielka (do 25 cm), to w półroczu ciepłym jej rozpiętość wyraźnie wzrosła (ponad 50 cm). Mała zmienność retencji podziemnej w badanych półroczach zimowych potwierdza decydującą rolę tych okresów w kształtowaniu zasobów i odpływu podziemnego. W półroczach ciepłych, w których retencja była silnie uzależniona od wpływów atmosferycznych, zmiany były większe i przebiegały szybciej (rys. 19).



Rys. 20. Średnie i ekstremalne stany wód podziemnych w studniach Ciosnach (A) i w Mrodze Dolnej (B) (marzec 1998 – luty 2001)

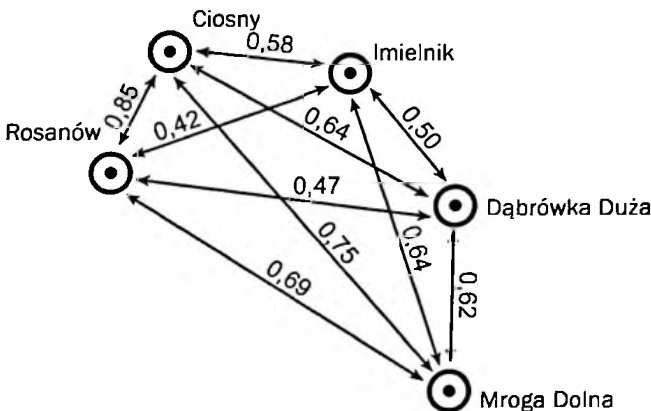
Average and extreme groundwater levels in the wells in Ciosny (A) and w Mroga Dolna (B) (March 1998 – February 2001)

Druga z przedstawionych studni, położona w Mrodze Dolnej (rys. 20B), reprezentuje podmorenowy zbiornik wód podziemnych. Rytm wahań sezonowych jest tu podobny jak w Ciosnach, ale najwyższe stany występują dopiero w kwietniu (spora-dycznie w marcu – 1999 r.). Opady letnie, nawet intensywne, wywołują tu jedynie lekkie spowolnienie tendencji obniżania się lustra wody. Wynika to prawdopodobnie z intensywnej ewapotranspiracji oraz dużych spadków terenu w dolinie Mrogi (por. rozdz. „Źródła obserwowane...”). Zjawiska te nie sprzyjają infiltracji opadów ulew-

nych. Amplituda wahań stanów wody jest tu mniejsza niż w zbiorniku sandrowym, a najniższe stany obserwowano w sierpniu. Opóźnienie maksymalnych stanów w Mrodzie wynika z niejednakowej długości drogi infiltracji (różna głębokość położenia zwierciadła), a być może także z różnic w wodoprzepuszczalności osadów strefy aeracji. Warto też dostrzec, że w Ciosnach amplituda wahań półrocza letniego jest większa niż półrocza zimowego, zaś w Mrodzie amplitudy obu sezonów mają podobną wielkość. Wynika stąd, że w Mrodzie, w półroczu letnim, infiltracja efektywna jest znacznie mniejsza niż w Ciosnach.

Amplitudy wahań stanów wody w badanych otworach, ze względu na krótki okres pomiarów, nie odzwierciedlają zapewne pełnego zakresu możliwych zmian. Jednakże, wahania poziomów zwierciadła wody podziemnej, we wszystkich badanych studniach, już na pierwszy rzut oka wykazują dużą synchroniczność (rys. 19). Potwierdzają to także, względnie wysokie, współczynniki korelacji średnich stanów miesięcznych. We wszystkich przypadkach są one istotne na poziomie 0,05 (rys. 21).

Najsilniej skorelowane ze sobą są zmiany poziomu wody, rejestrowane w terminach pomiarów w dwóch studniach, zlokalizowanych w Rosanowie i w Ciosnach ($r = 0,89$). Synchroniczne wahania wykazuje też studnia w Mrodzie Dolnej i postęrnki w: Rosanowie, Imielniku Starym i w Ciosnach ($r = 0,71-0,77$). Zmiany poziomu wody w tej ostatniej, są nieco słabiej skorelowane z wahaniami poziomu wody w studniach w: Imielniku Starym i w Dąbrówce Dużej ($r = 0,62-0,64$). Pozostałe związki korelacyjne są jeszcze słabsze (różniczasowy = 0,-520,42). Należy także podkreślić, że dynamika stanu zwierciadła wody we wszystkich studniach ma wyłącznie charakter równoczesowy. Badając bowiem poziom korelacji krzyżowej stwierdzono, iż siła korelacji wzajemnych maleje przy wzrastającym kroku czasowym (w obu kierunkach).



Rys. 21. Współczynniki korelacji średnich miesięcznych stanów wód podziemnych w badanych studniach (marzec 1998 – luty 2001)

Correlation indices of monthly average groundwater levels in the wells observed (March 1998 – February 2001)

Zbieżność wahań nie wynika oczywiście z powiązań hydraulicznych między studniami, gdyż reprezentują one różne, zwykle odległe od siebie zbiorniki wód podziemnych. Wyjątek stanowią studnie w Rosanowie i w Ciosnach, gdzie silna korelacja jest uzasadniona lokalizacją obu w obrębie sandru grotnicko-luźmierskiego. Na powiązania hydrauliczne w granicach tego zbiornika, zwrócono uwagę w poprzednim rozdziale. W pozostałych przypadkach, synchroniczność wahań można wytłumaczyć jedynie podobną reakcją zwierciadła na zasilanie.

Wszystkie badane otwory charakteryzują się rytmem wahań typowym dla odkrytych poziomów wodonośnych. Infiltracyjne zasilanie poziomów wodonośnych pozwala oczekiwać również związków korelacyjnych pomiędzy sumami opadów a poziomem zwierciadła wód podziemnych. Ze względu na opisane różnice regionalne w rozkładzie opadów, analizę powiązań stanów wody podziemnej w Rosanowie i Ciosnach z opadami atmosferycznymi oparto na danych z posterunku Ciosny. Dla pozostałych studni punktem odniesienia były dane z posterunku w Bratoszewicach. Warto tu podkreślić niezbyt wysoką korelację opadów dobowych, zarejestrowanych na obu posterunkach ($r = 0,55$). Dużo wyższy jest natomiast współczynnik korelacji uzyskany w odniesieniu do sum miesięcznych ($r = 0,81$). Należy również pamiętać, że infiltracja jest możliwa wówczas, gdy istnieje nadwyżka opadu nad parowaniem. Skłania to do porównania średnich miesięcznych stanów wód podziemnych nie tylko z sumami opadów, ale również z miesięcznymi wskaźnikami klimatycznego bilansu wodnego (KBW) – tab. 5. Dodajmy, że wartości KBW, obliczone dla posterunków Ciosny i Bratoszewice na podstawie skorygowanych opadów atmosferycznych i miesięcznych sum parowania terenowego (Łódź-Lublinek), cechuje dość wysoka korelacja ($r = 0,82$). We wskaźnikach KBW dokonano korekty wartości w miesiącach zimowych. Uwzględniono przez to retencję opadów w pokrywie śnieżnej, uzyskując nieco wyższe sumy miesięczne nadwyżek wody w okresach roztopów.

Mimo niewątpliwego wpływu warunków pogodowych na stan płytkich wód podziemnych, obliczone współczynniki korelacji i krosskorelacji osiągają dość niskie wartości. Najbardziej wyraźne związki krosskorelacyjne ze wskaźnikiem (KBW) wykazują tylko studnie w Ciosnach ($r_{(1)} = 0,44$) i Dąbrówce Dużej ($r_{(3)} = 0,42$). Dla pozostałych posterunków zależności są tu słabe ($r_{(k)} = 0,35-0,28$) i statystycznie nieistotne. Może to oznaczać, że wahania zwierciadła tylko po części mogą być wyjaśniane przez infiltrację mierzoną wartością KBW. Należy też pamiętać, że proces infiltracji jest zbyt złożony, by utożsamiać jego wzrost wyłącznie z okresami występowania nadwyżek wodnych (KBW). Przecież związek stanu wody podziemnej z zasilaniem jest zmienny w czasie, a różnice w tempie „wędrówki” poszczególnych impulsów od powierzchni do zwierciadła wody zależą od wielkości intercepcji, stanu powierzchni gruntu (przesuszenie, przemarznięcie), poziomu uwilgotnienia profilu glebowego i skały macierzystej, jak również od sezonowo zmieniającej się lepkości wody i intensywności parowania z wód podziemnych. Warto zaznaczyć, że wymienione wyżej, maksymalne wartości współczynników krosskorelacji uzyskano dla przesunięć stanów, w stosunku do zasilania, równych jeden (Rosanów, Ciosny), dwa (Imielnik Stary) lub trzy miesiące (Dąbrówka Duża, Mroga Dolna). Przy pewnym podobieństwie warunków hydrogeologicznych (ten sam rodzaj wodonośca), można więc stwierdzić, że opóźnienie to odpo-

wiada różnicom w długości drogi infiltracji. Studnie, w których reakcja zwierciadła wody na zasilanie jest dłuższa niż 1 miesiąc, są bowiem głębsze od pozostałych.

Infiltracja jest procesem złożonym. Upraszczając jej mechanizm, można jednak stwierdzić, że jest ona uzależniona od średniego współczynnika przewodności hydraulicznej skał. Współczynnik ten, w stanie maksymalnego uwilgotnienia, jest bliski współczynnikowi filtracji. Zatem intensywność infiltracji efektywnej nie powinna przekraczać współczynnika filtracji.

Utworami wodonośnymi na obszarze Wzniesień Łódzkich są przede wszystkim średnioziarniste piaski i żwiry fluwioglacjalne. Typowe wartości współczynnika filtracji tego rodzaju wodonośców wynoszą 10^{-2} - 10^{-3} $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (P a z d r o 1983; S o c z y ń s k a 1997). W obrębie zlewni podziemnych źródeł pobrano próbki utworów powierzchniowych. Oznaczone laboratoryjnie ich współczynniki filtracji (metoda Kamieńskiego) zawierały się w granicach $9,4\cdot 10^{-4}$ do $6,3\cdot 10^{-5}$ $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (M o n i e w s k i 1997). Wskazują więc one na średnią i niską przepuszczalność gleb, wg klasyfikacji Slatyera (S o c z y ń s k a 1997).

Biorąc pod uwagę warunki infiltracji oraz uwzględniając przeciętne położenie zwierciadła wody w kontrolowanych studniach (2,6–4,6 m p.p.t.), minimalny czas wędrowki opadu przez strefę aeracji może zawierać się w przedziale od 3 do 85 dni. W rzeczywistości zróżnicowanie to nie jest aż tak duże. Świadczy o tym synchroniczność wahań zwierciadła wody we wszystkich studniach. Przykładowo – rzeczywisty czas reakcji zbiornika sandrowego na zasilanie wynosi ok. 2–3 tygodni. Szacunkowa ocena czasu infiltracji nie podważa zatem wyników otrzymanych na drodze analizy korelacyjnej.

PODSTAWOWE CECHY REŻIMU ŹRÓDEŁ

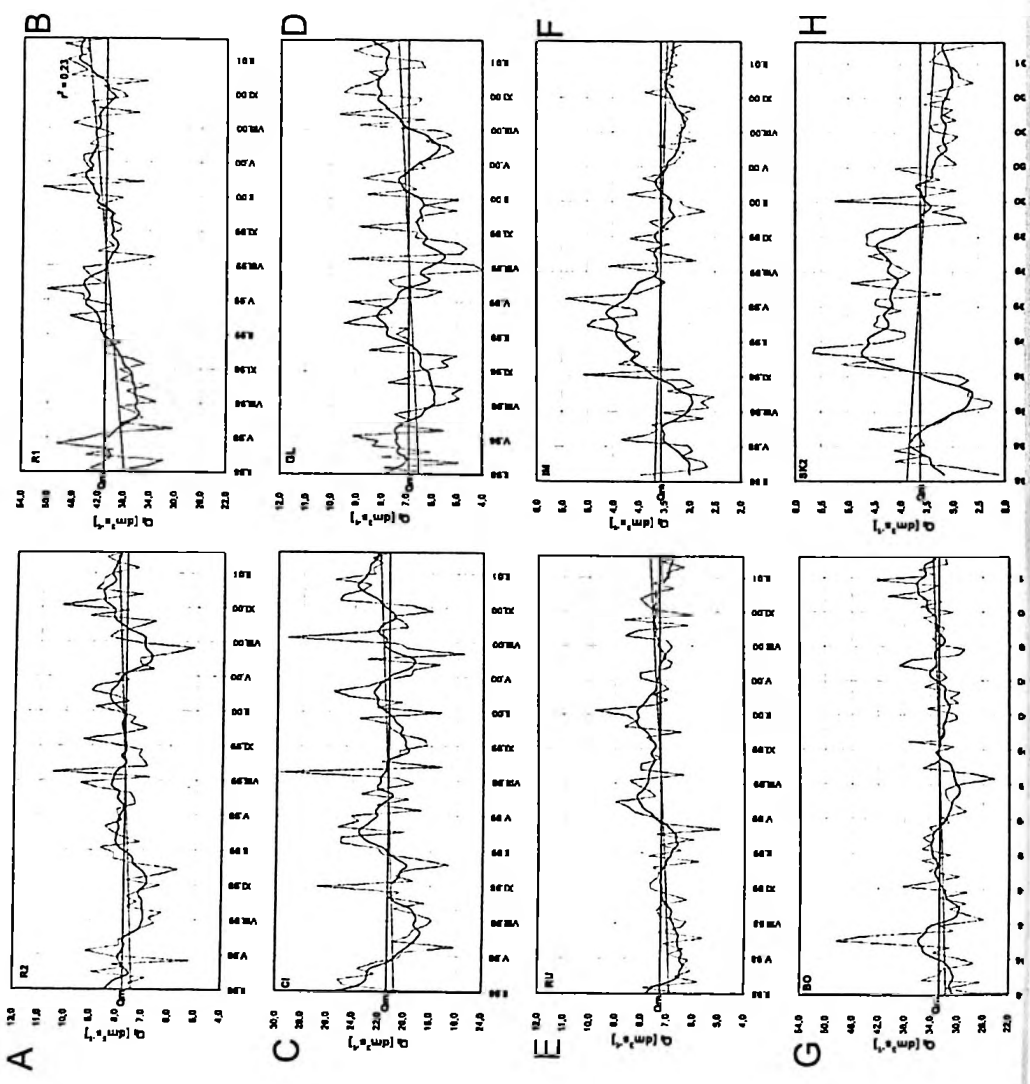
INFORMACJE OGÓLNE

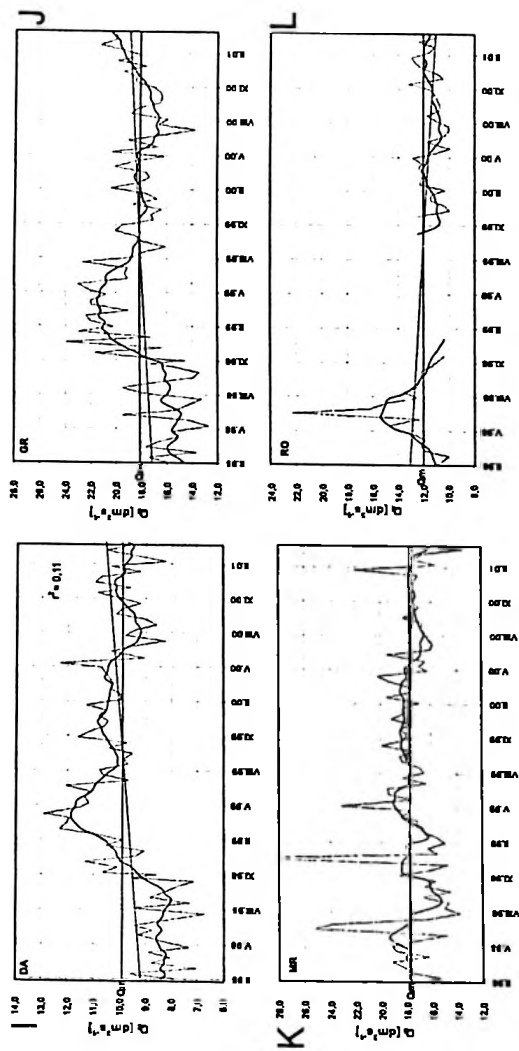
Wydajność źródeł jest najważniejszym i najbardziej syntetycznym wskaźnikiem służącym hydrogeologicznej ocenie zbiorników wód podziemnych. Systematyczne pomiary ich wydatku pozwalają też na analizę wpływu warunków hydrogeologicznych na dynamikę stanu retencji podziemnej. Objętość wody nagromadzonej w zbiorniku w wyniku równomiernej alimentacji (V), jest bowiem funkcją wydajności źródła (Q), które ten zbiornik drenuje (J o k i e l 1987 za Maillete'em):

$$V = f(Q) \quad (4)$$

Zmiany wydajności badanych źródeł prezentuje rys. 22 (A–L), zaś podstawowe charakterystyki ich wydatku przedstawiono w tab. 7. Pod względem średniej wydajności, badane źródła mieszczą się w IV (7 obiektów) i V (6) klasie Meinzera. Najbardziej wydajne są te, których nisze zajmują duże powierzchnie, a zlewnie podziemne mają bardzo dobre warunki zasilania. Największym spośród badanych źródeł jest sandrowe źródło Rosanów I (blisko $41 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Jest to, bez wątpienia, najbardziej wydajne źródło w środkowej Polsce, wypływające z utworów niewęglanowych. Większą wydajnością cechują się tylko „Niebieskie Źródła” pod Tomaszowem Mazowieckim (por. rozdz. „Występowanie źródeł w Polsce”). Dużo wody wypływa także w źródłowym odcinku Młynówki – wypływ Borki (ponad $32 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Najmniejszą wydajnością średnią, spośród badanych, charakteryzuje się nisza małego, podpiwowego źródła w Imielniku ($3,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Z uwagi na fakt, że przedział zmienności wydatku poszczególnych źródeł jest niezbyt szeroki, wydatki ekstremalne zanotowano również w wymienionych wyżej źródłach. Maksymalna wydajność w Rosanowie I przekroczyła $50 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a w Borkach $48 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Wydatki te należy jednak traktować ostrożnie. Pewna część wody mogła bowiem pochodzić ze spływu powierzchniowego lub podpowierzchniowego do niszy (okres roztopów lub ulewnych opadów) i powodować zawyżenie wyniku pomiaru. Najniższe wydajności notowano zwykle w tej samej porze roku, choć w różnych terminach i nie we wszystkich źródłach jednocześnie (rys. 22).





Rys. 22. Wydajność źródełk (Q) względem średniej (Q) w okresie marzec 1998 – July 2001

ciagi pomiarowe wyrównano centrowaną średnią ruchomą 13-elementową i funkcją trendu liniowego; dla trendów istotnych na poziomie 0,05 podano współczynnik dopasowania (r^2). R1, B0, ... – symbole źródeł (por. tab. 7)

Large springs discharge (Q) compared with average discharge (Q) in March 1998 – February 2001

measurements series are leveled by centered moving average with 13 elements and linear trend function; for significant trends on the 0,05 level correlation coefficient is shown (r^2). R1, B0, ... – springs symbols (compare Tab. 7)

Charakterystyki wydajności źródełisk
Spring discharges characteristics

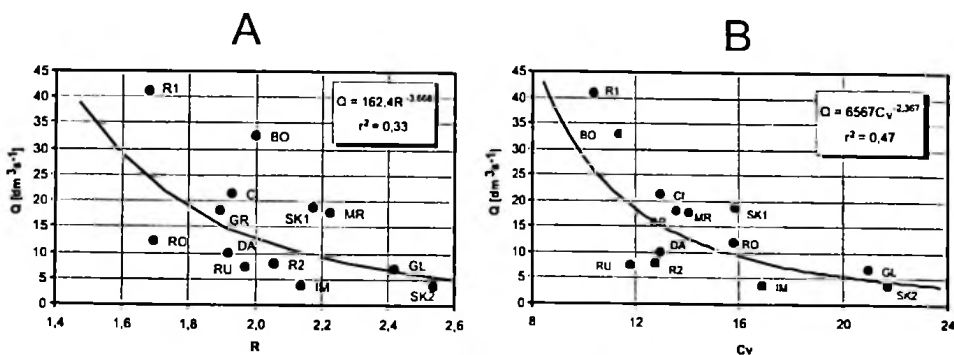
Zlewnia Catchment	Nazwa Name	Ozn. Sign	Q	Kl.	Q _{max}	Q _{min}	R	c _v	q	IS	PK
Dzierżazna	Rosanów II	R2	7,7	V	10,5	5,1	2,1	12,8	6,7	2,6	105 _(II)
	Rosanów I	R1	41,0	IV	50,9	30,2	1,7	10,4	12,2	3,8	135 _(III)
	Ciosny	CI	21,3	IV	29,8	15,4	1,9	13,0	5,8	2,9	111 _(II)
	Głowa	GL	6,9	V	9,6	4,0	2,4	21,0	4,5	5,0	109 _(II)
	Rudunki	RU	7,3	V	9,8	5,0	2,0	11,8	11,0	0,9	189 _(VI)
Moszczenica	Imielnik	IM	3,6	V	5,4	2,5	2,1	16,9	-	4,0	123 _(III)
	Borki	BO	32,7	IV	48,3	24,1	2,0	11,4	5,9	1,8	108 _(II)
	Skoszewy Nowe	SK1	18,8	IV	27,5	12,6	2,2	15,9	6,4	1,2	255 _(VII)
		SK2	3,6	V	5,7	2,2	2,5	21,7	-	3,6	122 _(III)
Mrożyca	Dąbrówka Duża	DA	9,9	V	12,9	6,7	1,9	13,0	5,8	3,7	108 _(II)
	Grzmiąca	GR	18,1	IV	24,0	12,6	1,9	13,6	4,0	4,3	105 _(II)
Mroga	Mroga Dolna	MR	17,7	IV	30,8	13,8	2,2	14,1	17,7	2,1	135 _(III)
	Rochna	RO	12,0	IV	17,9	10,5	1,7	15,8	2,2	3,8	201 _(VI)

Wydajność źródła [dm³s⁻¹]: Q – średnia, Q_{ma} – maksymalna, Q_{mi} – minimalna, Kl. – klasa wydajności wg Meinera, R – współczynnik zmienności Mailliet'a: $R = \frac{Q_{ma} - Q_{mi}}{Q}$, c_v – współczynnik zmienności: $c_v = \frac{SD_0}{Q}$, (SD₀ – odchylenie standardowe wydatku), q – średni odpływ jednostkowy [dm³s⁻¹km²]: $q = Q \cdot A^{-1}$, IS – indeks sezonowości Markhama, PK – pora koncentracji wydatku (w dniach od początku roku hydrologicznego; podano miesiąc). Źródło: opracowanie własne.

Spring discharge [dm³s⁻¹]: Q – average, Q_{ma} – maximum, Q_{mi} – minimum, Kl. – Meinert class, R – Mailliet's variability index: $R = \frac{Q_{ma} - Q_{mi}}{Q}$, c_v – variability index: $c_v = \frac{SD_0}{Q}$, (SD₀ – discharge standard deviation), q – average specific runoff [dm³s⁻¹km²]: $q = Q \cdot A^{-1}$, IS – Markham's seasonality index [%], PK – discharge concentration time (in days, from the beginning of hydrological year, month is shown). Source: own materials.

ZMIENNOŚĆ WYDATKU

Z analizy przebiegu czasowego wydajności poszczególnych źródełisk wynika, że ich odchylenia względem średnich są niezbyt duże (rys. 22). Niskie wartości przyjmują także oba współczynniki zmienności (tab. 7). Na podstawie obliczonych współczynników Mailliet'a, badane obiekty należy zakwalifikować do wypływów bardzo regularnych ($R = 1 \div 2$) lub bardzo mało zmiennych ($R = 2 \div 3$). Najbardziej stabilny wydatek mają źródła w Rochnie i w Rosanowie I, a w największym stopniu zmieniała się wydajność źródeł w Głowie i w Skoszewach (SK2). Stabilność wypływu zdaje się zatem zależeć od wielkości jego wydatku – zmienność dużych źródeł jest niewielka (rys. 23A). Korelacja obu tych charakterystyk jest co prawda niezbyt silna, ale istotna na poziomie 0,05 ($r^2 = 0,33$).



Rys. 23. Związek współczynników zmienności: Maillete'a – R (A) i c_v (B) ze średnią wydajnością źródeł (Q)

R1, BO, ... – symbole źródeł (por. tab. 7)

Relationship between variability indices: Maillete index – R (A) and c_v index (B) and mean spring discharge (Q)

R1, BO, ... – springs symbols (compare tab. 7)

Drugi współczynnik (c_v) lepiej charakteryzuje dyspersję wydajności. Jego konstrukcja nie jest bowiem oparta na ekstremach, ale na odchyleniach wydatku od wartości średniej. Dzięki temu jest on mniej wrażliwy na maksima (Q_{max}), w których, jak już wspomniano, udział mogą mieć powierzchniowe formy zasilania nisz. Jednocześnie współczynnik ten jest czuły na krótkoterminowe oscylacje wydajności, wynikające z reakcji zbiornika wód podziemnych na zasilanie. W badanych wypływach, współczynnik c_v przyjmuje wartości z wąskiego przedziału: 10,4–21,7 %. Zatem krótkoterminowa zmienność wydatku źródeł jest niewielka (tab. 7). Podobnie jak w przypadku współczynnika Maillete'a, także tutaj istotna jest jego współzmiennność ($r^2 = 0,47$) ze średnim wydatkiem (rys. 23B). Oba związki zdają się więc potwierdzać tezę, że objętość zbiornika i stopień jego zdrenowania decydują zarówno o średnim poziomie wydatku, jak i o jego zmienności.

W większości źródeł, wydajności wyraźnie przekraczające średnią występowały w półroczach chłodnych. Okresem, w którym wydatki były najwyższe był rok hydrologiczny 1999. Suma skorygowanych opadów atmosferycznych wyniosła wówczas aż 785 mm, a zasilanie w chłodnym półroczu spowodowało wyraźny wzrost wydatku źródeł (rys. 22F, H, I, J). Można też zaobserwować słabą tendencję wzrostową wydajności źródeł, utrzymującą się przez cały okres badań (rys. 22A, B, C, D, E, G, I, J). Jednak tylko w przypadku dwóch wypływów była ona statystycznie istotna. W ciągu trzech lat badań, średnia wydajność źródła Rosanów I wzrosła o ok. 5 $dm^3 \cdot s^{-1}$ (rys. 22B). Podobny, choć nieco słabszy trend wykazywało także źródło w Dąbrówce Dużej (rys. 22I). Jest ciekawe, że tendencje wzrostowe dotyczą źródeł drenujących odkryte poziomy wodonośne. Fakt ten wskazuje na wzrost stanu retencji w ich zlewniach, wynikający ze zwiększonego zasilania atmosferycznego w okresie badań.

Średnie wydajności niektórych źródeł warto też porównać z danymi pomiarowymi, uzyskanymi kilka lat wcześniej w tych samych przekrojach kontrolnych (Moniewski 1995, 1997). W stosunku do wartości przeciętnych z 1994 r., zmiana wydajności wypływów była niewielka. Wyniosła ona: w Borkach – +13 %, w Skoszewach Nowych – +12 %, w Dąbrówce Dużej – -17 %, a w Mrodze Dolnej – -2 %. W Dąbrówce Dużej dostrzeżona różnica mogła być spowodowana zmianami antropogenicznymi zaistniałymi w obrębie niszy (staw, sztuczne odcinki koryta). W odniesieniu do Mrogi Dolnej i Dąbrówki, wzbogacenie danych o pomiary archiwalne powoduje także wzrost współczynnika zmienności (R) Maillete'a (Dąbrówka Duża – 2,17, Mroga Dolna – 2,64). Uzyskane liczby nie wykraczają jednak poza granice przyjęte dla wypływów bardzo mało zmiennych. Ostatni wzrost wydatków źródeł w Borkach i Skoszewach Nowych, w stosunku do średnich z 1994 r., można wiązać z odbudową zasobów wód podziemnych po serii suchych lat z pierwszej połowy ostatniej dekady ubiegłego wieku.

Stabilność wydatku źródła zależy w dużym stopniu od zasobności drenowanego przez nie zbiornika wód podziemnych. Duża pojemność zbiornika związana jest zazwyczaj ze znacznym rozprzestrzenieniem zlewni podziemnej – często poza obszar zlewni topograficznej. Odptyw jednostkowy przyjmuje wówczas wartości wyższe, niż wynikałoby to z zasięgu zlewni powierzchniowej. Przeciętny wydatek jednostkowy badanych źródeł mieści się przeważnie w granicach $4,0\text{--}6,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (tab. 7). Przedział ten jest jednak typowy tylko dla źródeł, których nisze stosunkowo płytko nacinają warstwę wodonośną (Rosanów II, Ciosny, Głowa, Dąbrówka Duża, Grzmiąca). Porównanie przeciętnych wydatków jednostkowych tych wypływów ze średnimi odpływami podziemnymi rzek całego regionu (Dzierżazna – $4,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Moszczenica – $4,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Mroga – $3,6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Rawka – $3,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ – J o k i e l 1992, 1994, 2002), wskazuje równocześnie na ich dużą rolę w drenażu pierwszego horyzontu wodonośnego.

W zlewniach źródeł, w których występuje zasilanie „dwuzbiornikowe”, wydatki jednostkowe są mniej więcej dwukrotnie wyższe od przeciętnej i osiągają $11\text{--}12 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Rosanów I, Rudunki) (tab. 7). Trzykrotnie wyższą wartość uzyskałem także dla źródła Mroga Dolna. W tym przypadku, głębokie wcięcie niszy wymusza duży gradient hydrauliczny i intensywny napływ wody podziemnej spoza zlewni topograficznej. Przemawia za tym także brak stałych cieków w sąsiednich suchych dolinach oraz wyłącznie okresowe zasilanie jednego z dopływów Mroźnicy (ciek spod Syberii) – por. rys. 5. Niezgodność działów wodnych może wynikać również z przeprowadzonych tu prac melioracyjnych (por. rozdz. „Źródła obserwowane...”). Bardzo niski wydatek jednostkowy, otrzymany dla źródła Rochna ($2,2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$), sugeruje z kolei, że powierzchnia jego zlewni została przeszacowana. Zaledwie jej połowa jest rzeczywiście drenowana przez to źródło, zaś wody podziemne z jej górnej, niemal zupełnie płaskiej części, są najprawdopodobniej kierowane do sąsiedniej zlewni Rawki. Także w przypadku źródła w Borkach, niezgodności działów wodnych są niemal pewne. Jest ono bowiem zasilane aż z trzech

poziomów wodonośnych. Dwa z nich są izolowane od powierzchni i prowadzą wody pochodzące spoza jego zlewni topograficznej.

KRZYWE WYSYCHANIA I POTENCJAŁY ZASOBNOŚCI ŹRÓDEŁ.

Zgodnie z pierwszym prawem Maillete'a, objętość wody nagromadzonej w zbiorniku wody podziemnej jest funkcją wydajności źródła, które ten zbiornik drenuje (por. równ. 4) Gdy poziom wodonośny drenowany przez źródło nie jest zasilany, znajduje się ono w fazie reżimu własnego. W tym okresie wydajność źródła maleje, zgodnie z formułą Maillete'a (P a z d r o 1983, J o k i e l 2002):

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (5)$$

gdzie:

Q_t – wydajność źródła po czasie t ,

Q_0 – wydajność początkowa,

e – podstawa logarytmów naturalnych,

α – współczynnik wysychania,

t – czas odpowiadający zmniejszeniu się wydajności źródła z Q_0 do Q_t .

Logarytmując równanie (5) otrzymujemy:

$$\alpha = \frac{\ln Q_0 - \ln Q_t}{t} \quad (6)$$

W oparciu o charakterystykę wysychania, dla dowolnej wartości wydatku źródła, można obliczyć ilość wody zgromadzonej w zbiorniku podziemnym. Przy przeciętnym wydatku źródła (Q), średni potencjał zasobności jego zlewni podziemnej (W) wyniesie wówczas:

$$W = \frac{86400 \cdot Q}{\alpha} \quad (7)$$

Stosunek przeciętnego rocznego odpływu ze źródła (ΣQ) do średniej zasobności drenowanego przez nie zbiornika (W), nazywany jest współczynnikiem odnawialności (η):

$$\eta = \frac{\sum_1^{365} Q \cdot 86400}{W} \quad (8)$$

Informacje na temat kształtu krzywych wysychania i potencjałów zasobności kilku badanych źródeł północnej części Wzniesień Łódzkich zawiera tabela 8. Charakterystyki te pochodzą z wcześniejszych prac autora oraz kilku innych publikacji, powstałych w ośrodku łódzkim (J o k i e l, M a k s y m i u k 1995; M o n i e w s k i 1997; J o k i e l 2002).

Zasoby i wydajność zbiorników drenowanych przez źródła
Discharge and resources of reservoirs drained by the springs

Zródło Spring	Q [dm ³ ·s ⁻¹]	α	W [m ³]	η
R1	41,6	1,52·10 ⁻³	22,7·10 ⁵	0,55
CI	21,7	5,18·10 ⁻³	3,50·10 ⁵	1,90
GL	7,2	4,37·10 ⁻³	1,40·10 ⁵	1,50
BO	28,9	4,94·10 ⁻³	5,52·10 ⁵	1,65
SK1	16,7	3,44·10 ⁻³	4,71·10 ⁵	1,12
DA	12,0	6,80·10 ⁻³	1,80·10 ⁵	2,10
MR	18,1	10,63·10 ⁻³	1,83·10 ⁵	3,12

Zródło: Jokiel, Maksymiuk 1995; Moniewski 1997; Jokiel 2002. Objasnienia w tekście.

Wartości współczynnika „α” zawierają się w dość szerokim przedziale od 1,52·10⁻³ do 1,06·10⁻². Wynika stąd, że źródła różnie reagują na brak zasilania. Najsilniejszą recesją wydatku charakteryzuje się zbiornik podglinowy, zasilający źródłisko w Mrodze Dolnej. Szczerpywanie niewielkich zasobów istniejącego tu zbiornika naglinowego odbywa się jeszcze szybciej. Obliczony dla niego współczynnik wysychania wynosi aż 2,06·10⁻² (M o n i e w s k i 1995). W przeciwieństwie do wypływu w Mrodze Dolnej, bardzo powoli maleje wydajność największego z badanych źródeł – Rosanów I. Objętość fragmentu drenowanego zbiornika musi być bardzo duża, bowiem współczynnik wysychania jest tu znacznie niższy (1,52·10⁻³) niż w pozostałych zlewniach, w tym również względem współczynników sąsiadujących z nim źródeł w Ciosnach i Głowie.

O znacznych rozmiarach poziomu wodonośnego, drenowanego przez źródłisko w Rosanowie (R1), świadczą również duże zasoby wodne jego zlewni. Potencjał zasobności tego zbiornika, odpowiadający średniemu wydatkowi źródła (W = 22,7·10⁵ m³), jest ok. 4–16 razy większy niż pozostałych źródeł. Również znacznie rzadziej, bo co ok. 2 lata, odbywa się w nim pełna wymiana wody. Zasoby poziomów drenowanych przez pozostałe źródła wymieniane są częściej – przynajmniej raz w roku. Bardzo wolnym tempem odnawiania mogą się również charakteryzować zbiorniki mało wydajnych źródeł ascensyjnych. Jako przykład można tu przytoczyć, opisane w pracach autora (M o n i e w s k i 1995, 1997), źródło w Jasieniu (α = 3,70·10⁻³, W = 1,15·10⁵ m³). Wskutek powolnego wypływu (Q = 0,41 dm³·s⁻¹), wody drenowanego przez nie zbiornika są wymieniane zaledwie raz na 10 lat (η = 0,11).

SEZONOWOŚĆ WYDATKU

Na podstawie pomiarów terminowych, obliczono także średnie miesięczne wydajności źródeł. Wykorzystano tu procedurę opartą na średnich ważonych, dla któ-

rych wagami były liczby dni, dzielących terminy poszczególnych pomiarów. Uśrednione wartości miesięcznych wydatków źródeł, w całym okresie obserwacji, przedstawia tab. 9.

Tabela 9

Średnie miesięczne wydajności źródeł z okresu marzec 1998 – luty 2001 [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

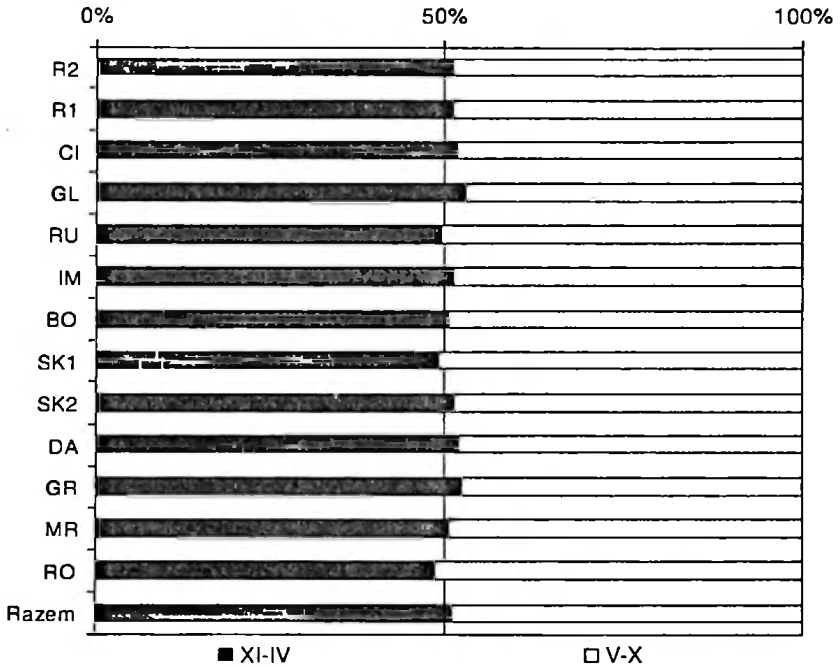
Average monthly discharges of springs between March 1998 – February 2001 [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

Q_m	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Zima Winter	Lato Summer	Rok Year
R2	7,8	7,6	8,1	7,9	<u>8,3</u>	7,7	7,7	<u>7,2</u>	7,5	7,7	7,4	7,8	7,9	7,5	7,7
R1	38,3	42,1	42,3	<u>43,6</u>	42,2	43,6	42,0	40,4	40,8	<u>38,0</u>	39,5	38,7	42,0	39,9	41,0
CI	21,5	21,2	21,4	22,8	<u>23,5</u>	22,2	<u>19,4</u>	20,1	20,6	22,1	20,2	20,6	22,1	20,5	21,3
GL	7,2	6,8	6,7	<u>7,8</u>	7,7	7,5	6,4	6,7	6,1	6,6	<u>6,0</u>	7,1	7,3	6,5	6,9
RU	<u>7,6</u>	7,4	7,5	7,1	<u>6,6</u>	6,9	7,5	7,2	7,2	7,5	7,3	7,2	7,2	7,3	7,2
IM	3,7	3,6	3,6	3,8	3,7	3,6	<u>3,9</u>	3,5	3,3	<u>3,2</u>	3,2	3,6	3,7	3,5	3,6
BO	34,1	33,4	33,6	33,1	32,5	31,7	32,0	<u>36,0</u>	31,6	<u>29,3</u>	32,3	32,3	33,1	32,3	32,7
SK1	19,8	19,5	17,8	<u>17,4</u>	17,6	18,4	18,2	<u>21,5</u>	18,9	19,1	18,0	18,3	18,4	19,0	18,7
SK2	3,7	3,6	<u>4,0</u>	3,5	3,8	3,9	3,6	3,8	3,4	<u>3,2</u>	3,4	3,6	3,7	3,5	3,6
DA	10,5	10,2	10,0	<u>10,5</u>	10,2	10,4	10,0	9,8	9,2	<u>9,0</u>	9,3	9,7	10,3	9,5	9,9
GR	18,2	18,8	19,6	<u>20,1</u>	18,7	18,3	18,0	17,2	17,0	17,9	<u>16,4</u>	17,3	18,9	17,3	18,1
MR	17,3	<u>19,4</u>	17,3	16,9	18,2	18,2	18,1	19,0	16,7	<u>16,4</u>	17,1	17,5	17,9	17,5	17,7
RO	<u>11,0</u>	11,5	11,6	11,9	12,0	12,4	12,4	<u>14,2</u>	12,4	12,1	11,6	11,7	11,7	12,4	13,4

Wartości ekstremalne podkreślono. Źródło: opracowanie własne.
Extreme values are underlined. Source: own materials.

Niewielka zmienność wydatku źródeł wpływa także na jego małe zróżnicowanie sezonowe. Większość źródeł cechuje niewielka przewaga odpływu w półroczu chłodnym nad wydajnością półroczu ciepłego (rys. 24). Przeciętnie w półroczu zimowym odpływa ze źródeł 51,0 % wody, podczas gdy w letnim – 49,0 %. Tylko źródła: w Rudunkach, Skoszewach – w dolnym przekroju i w Rochnie, charakteryzują się minimalną przewagą odpływu w sezonie letnim (50,3–51,5 %). Mimo to, np. w Rudunkach, maksymalne wydajności zanotowano w listopadzie, a w pozostałych źródłach tej grupy (jak również w Borkach) – w czerwcu. Zaznaczył się tu więc wpływ bardzo wysokich opadów atmosferycznych, które wywołały gwałtowny przyrost retencji płytkich zbiorników wód podziemnych (por. tab. 5). Wydaje się, że z uwagi na ich intensywność mogły one, w tym okresie, docierać do niszy także w postaci splotu podpowierzchniowego, a nawet powierzchniowego.

W pozostałych wypływach, maksymalne średnie miesięczne wydajności pojawiały się w chłodnej połowie roku, jednak w różnych miesiącach. Natomiast niskie wydatki miesięczne notowano najczęściej w sierpniu i we wrześniu. Warto zauważyć, że w miesiącach tych wskaźnik KBW osiągał ujemne wartości (por. rys. 18). Oznacza to, że mimo znaczącego wpływu warunków hydrogeologicznych, wydajność wielu badanych źródeł jest w dużym stopniu uzależniona od sezonowych zmian uwilgotnienia.



Rys. 24. Odplyw źródeł w półroczach

Outflow of springs in half-year periods

Zróźnicowanie sezonowe wydajności źródeł można również wyrazić za pomocą dwóch syntetycznych wskaźników – indeksu sezonowości i pory koncentracji wydatku. Pierwotnie były one używane, przez Ch. G. Markhama, jako miary nierównomierności opadów (K o ż u c h o w s k i , W i b i g 1988). Z powodzeniem stosowano je również do analiz odpływu rzecznoego (B a r t n i k , J o k i e l 2001; T o m a s z e w s k i E. 2001).

Indeks sezonowości (IS) przyjmuje wartości z zakresu od 0 do 100 %. Niskie wartości wskazują na równomierne rozłożenie wydatku na 12 miesięcy, bądź jego skupienie w przeciwstawnych miesiącach, np. w styczniu i w lipcu. Wartości bliskie 100 % dowodzą zaś koncentracji odpływu w jednym tylko miesiącu. Pora koncentracji (PK) jest natomiast miarą wskazującą termin, w którym wydatek jest teoretycznie największy (skoncentrowany). Szczegółowe informacje na temat konstrukcji tych wskaźników znaleźć można w cytowanych wyżej pracach.

Indeks sezonowości badanych źródeł osiąga niskie wartości, co potwierdza bardzo niewielką zmienność ich wydatku i wskazuje na jego równomierne rozłożenie w ciągu roku (tab. 7). Największą sezonowość wykazuje źródło w Głowie (IS = 5,0 %), najmniejszą zaś (a właściwie jej brak) – źródłisko Rudunki (IS = 0,9 %). Warto zauważyć, że uzyskany stopień koncentracji wydajności źródeł jest znacznie niższy niż poziom koncentracji opadów atmosferycznych (IS = 24–30 %), czy odpływu całkowitego (IS = 22 %) w Polsce (B a r t n i k , J o k i e l 2001). Jego war-

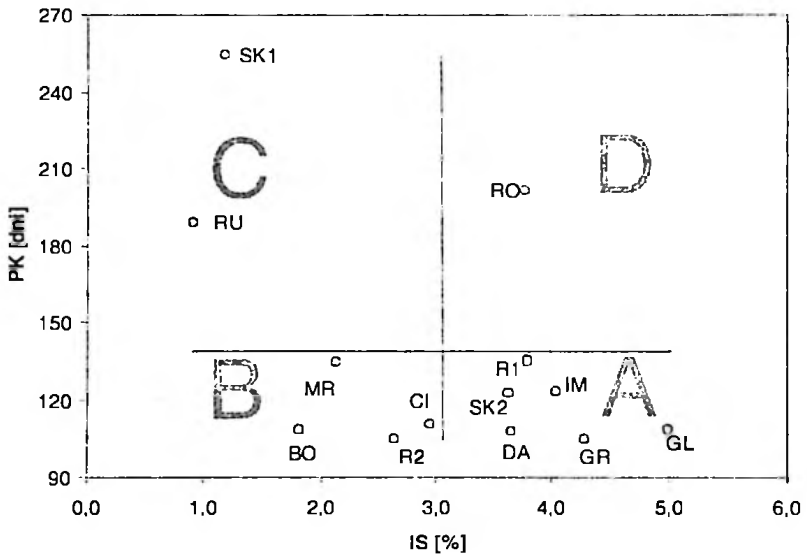
tości są również dużo niższe od przeciętnej wartości indeksu sezonowości odpływu podziemnego rzek Polski (14,7 %), ale co ciekawe, kształtują się na poziomie charakterystycznym dla zlewni węglanowych Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Lubelskiej (T o m a s z e w s k i E. 2001). Zbieżność ta nie jest przypadkowa. Potwierdza bowiem pośrednio duże znaczenie wód źródłanych w kształtowaniu odpływu podziemnego w tych regionach, jak też wskazuje na istotną rolę, jaką pełnią zbiorniki wód podziemnych w procesie „wyglądania” (rozkładania w czasie) odpływu rzecznego.

Z uwagi na niskie wskaźniki sezonowości wydatku źródeł, wnioski odnoszące się do pory jego koncentracji należy traktować ostrożnie. Koncentracja wydajności większości źródeł następuje w drugiej połowie lutego (Rosanów II, Ciosny, Głowa, Borki, Dąbrówka, Grzmiąca) lub w pierwszej połowie marca (Rosanów I, Imielnik, Skoszewy – w górnym przekroju, Mroga). Odpowiada to porze koncentracji odpływu rzeczego w Polsce środkowej, która także przypada na przełom lutego i marca (B a r t n i k , J o k i e l 2001). Wskazuje to oczywiście na najważniejszą rolę, jaką pełni półrocze zimowe w zasilaniu zbiorników wód podziemnych. Przecież w tym okresie, sumy opadów przewyższają straty na parowanie (por. tab. 5), a rosnąca retencja gruntowa, wywołuje wzrost wydatku źródeł. Nie wszystkie jednak reagują w ten sam sposób. W przypadku niektórych, koncentracja odpływu następuje dopiero w maju (Rudunki, Rochna) lub nawet w lipcu (Skoszewy – w dolnym przekroju). Zauważmy jednak, że o ile większość źródeł cechuje podobieństwo „położenia” pory koncentracji (II–III), to przewaga wydatku w tych miesiącach nad pozostałymi sezonami jest mocno zróżnicowana.

Analiza obu wymienionych wyżej wskaźników równocześnie, pozwala wskazać na pewne podobieństwa i różnice w charakterze sezonowego rozkładu wydatku źródeł. Wydaje się, że relatywnie dużą sezonowością ($IS > 3,1 \%$), charakteryzują się wypływy drenujące pojedyncze zbiorniki wód podziemnych. Źródła zasilane z co najmniej dwóch horyzontów wodonośnych mają wskaźniki niższe. Zastosowanym kryterium delimitacji były średnie arytmetyczne obu cech. Ten trochę sztuczny podział pozwala jednak wyróżnić 4 grupy źródeł różniące się porą koncentracji i indeksem sezonowości (rys. 25).

Do pierwszej, najliczniejszej grupy (6) zaliczyć można następujące źródła: Skoszewy (SK2), Imielnik, Dąbrówka, Grzmiąca, Rosanów I i Głowa – A. Są to głównie źródła drenujące jeden duży zbiornik wód podziemnych. Wśród wymienionych wypływów „jednozbiornikowych”, najbardziej podobne indeksy sezonowości mają źródła w: Skoszewach (SK2), Imielniku, Dąbrówce i Grzmiącej. Drenują one bowiem wspólny horyzont wodonośny. Duże podobieństwo do wskazanej grupy wykazują także źródła Rosanów I i Głowa. W grupie tej zaznaczają się jednak niewielkie różnice w odniesieniu do terminu pory koncentracji wydatków. Dotyczą one źródeł zlewni Moszczenicy (IM, SK2) i Grzmiącej (DA, GR). Są one najprawdopodobniej uwarunkowane hydrogeologicznie i wynikają z różnej reakcji źródeł na zasilanie. Podobne różnice, występujące pomiędzy wypływami w Rosanowie i w Głowie, są zapewne rezultatem olbrzymiej dysproporcji w objętości obu drenowanych zbiorników. W drugiej grupie – B (4) znalazły się źródła o podobnej porze koncentracji, ale znacznie niższym wskaźniku IS (Rosanów II, Ciosny, Borki, Mroga). Koncentracja

wydatku następuje tu również wczesną wiosną, ale nie jest ona tak wyraźna. W większości przypadków, wynika to z niesynchronicznego zasilania wypływów z co najmniej dwóch zbiorników podziemnych. Trzecią stanowią dwa wypływy: źródło w Rudunkach i wypływ w Skoszewach (SK1) – C. Mają one najniższe i niemal identyczne wskaźniki IS, ale stosunkowo późną porę koncentracji. Brak wyraźnej sezonowości wydatku źródeł tej grupy, jak również części wypływów grupy poprzedniej, wynika z asynchronicznego zasilania nisz przez wypływy ascensyjne i descensyjne. W Skoszewach (SK1), ważną, jeśli nie dominującą, funkcję dodatkowego „zbiornika”, pełni ponadto staw, przechwytyjący wodę opadową w każdej porze roku (por. rozdz. „Źródła obserwowane...”). Stąd brak sezonowości i koncentracja odpływu w porze występowania intensywnych opadów (lipiec).



Rys. 25. Indeks sezonowości (IS) i pora koncentracji wydatku źródeł (PK).

Seasonal index (IS) and spring yield time concentration (PK)

Ostatnią grupę (D) tworzy wypływ w Rochnie, wyróżniający się względnie dużą sezonowością, ale koncentracja wydatku następuje tu co najmniej dwa miesiące później, niż w innych źródłach, zasilanych z poziomu podmorenowego. Opóźnienie pory koncentracji, także i w tym wypadku, wynika z izolacji poziomu wodonośnego od powierzchni.

INERCJA WYDAJNOŚCI

Wspomniano, że rozmiary zbiornika wód podziemnych zasilającego źródłisko decydują o poziomie stałości wydatku. Przeciętna wydajność wypływu nie zawsze

musi jednak w pełni odzwierciedlać parametry zbiornika, bowiem źródła drenują niekiedy tylko fragment poziomu wodonośnego. Przykładem może być tu, wspomniane już, bardzo regularne ($R = 1,40$), ascensyjne źródło w Jasieniu o średniej wydajności zaledwie $0,41 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (M o n i e w s k i 1995, 1997). Wyptyw ten jest obudowany, nie posiada niszy i jest zasilany tylko z poziomu podmorenowego.

Obiektywną miarą bezwładności wydatku źródeł jest współczynnik autokorelacji. Pokazuje on także wpływ wielkości zbiornika na dynamikę zasilania wyptywu. Od zasobności poziomu wodonośnego zależy bowiem bezwładność wydatku, który z kolei jest funkcją jego napełnienia. Wartości kolejnych współczynników autokorelacji, obliczonych dla serii terminowych danych pomiarowych (Q_i), przedstawia tab. 10. Szeregi liczyły 80 lub 81 pomiarów. Tylko w przypadku Skoszew – w dolnym przekroju i Rochny ciągi były krótsze – 64 i 55 pomiarów (przyczynę podano wyżej – por. rozdz. „Źródła obserwowane...”).

Tabela 10

Współczynniki autokorelacji terminowych wydatków źródeł ($k = 1, 2, \dots, 15$)

Autocorrelation coefficients of spring periodical discharges ($k = 1, 2, \dots, 15$)

k =	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
dni days	14	28	42	56	70	84	98	112	126	140	154	168	182	196	210
R2	0,20	0,05	0,13	0,00	0,10	0,07	-0,10	-0,05	0,04	-0,04	-0,10	-0,13	-0,12	0,06	-0,01
R1	<u>0,28</u>	<u>0,24</u>	<u>0,27</u>	0,16	0,12	<u>0,25</u>	0,05	0,06	0,10	0,03	0,01	0,05	-0,06	-0,06	-0,05
CI	0,16	0,17	-0,04	0,05	-0,18	-0,09	-0,10	0,08	0,02	0,07	-0,03	0,02	-0,03	-0,20	0,03
GL	<u>0,24</u>	0,16	0,03	0,18	0,00	0,15	-0,06	0,01	-0,12	-0,11	-0,13	0,05	-0,13	-0,17	-0,17
RU	0,14	<u>0,33</u>	0,14	0,14	-0,02	0,16	0,13	0,12	-0,07	0,05	0,01	-0,04	0,06	0,22	0,07
IM	<u>0,45</u>	<u>0,44</u>	<u>0,36</u>	<u>0,27</u>	<u>0,26</u>	0,20	0,11	0,12	0,22	0,15	0,11	0,11	0,01	0,05	-0,11
BO	<u>0,22</u>	0,06	-0,03	-0,14	0,02	-0,16	0,02	-0,02	-0,09	0,04	-0,08	0,03	0,04	-0,04	0,08
SK1	<u>0,47</u>	<u>0,27</u>	<u>0,33</u>	0,18	0,05	0,00	0,02	-0,08	-0,08	-0,04	0,01	-0,01	-0,02	0,03	-0,01
SK2	<u>0,60</u>	<u>0,44</u>	<u>0,38</u>	<u>0,26</u>	<u>0,22</u>	0,20	0,09	0,10	0,00	0,01	0,05	0,17	0,16	0,13	0,17
DA	<u>0,58</u>	<u>0,57</u>	<u>0,53</u>	<u>0,36</u>	<u>0,39</u>	<u>0,35</u>	<u>0,29</u>	<u>0,24</u>	<u>0,21</u>	0,20	0,10	0,12	0,04	0,01	-0,01
GR	<u>0,44</u>	<u>0,46</u>	<u>0,29</u>	<u>0,37</u>	<u>0,45</u>	<u>0,30</u>	<u>0,24</u>	0,14	0,09	0,11	0,00	-0,01	-0,08	-0,10	-0,12
MR	<u>0,38</u>	<u>0,39</u>	<u>0,33</u>	<u>0,34</u>	0,19	0,05	-0,01	0,14	0,06	-0,02	0,09	0,13	0,17	0,05	0,05
RO	<u>0,51</u>	<u>0,45</u>	<u>0,37</u>	<u>0,32</u>	0,15	0,09	0,05	-0,05	-0,10	-0,10	-0,09	-0,14	-0,15	-0,12	-0,13

Podkreślono wartości współczynników autokorelacji istotne na poziomie 0,05. Źródło: opracowanie własne.

Values of correlation coefficients significant on the level 0,05 are underlined. Source: own materials.

Najwyższa wartość pierwszego oraz największa liczba istotnych, kolejnych współczynników autokorelacji wyróżnia źródlika w Skoszewach Nowych, Dąbrówce i w Grzmiącej. Ich zlewnie podziemne, położone w strefie wododziałowej Moszczenicy i Mroźcy, reprezentują podobne warunki hydrogeologiczne. Źródła te drenują wspólny zbiornik wód podziemnych o swobodnym, głęboko położonym zwierciadle. Z tego samego poziomu podmorenowego, zasilane jest także źródlika w Rochnie i główny wyptyw w Imielniku Starym. Na podstawie względnie dużej siły

autokorelacji można wnioskować, że dzięki znacznym rozmiarom, zbiomiki podmienowe charakteryzuje stosunkowo długa „pamięć” wydatku, sięgająca nawet 2–4 miesięcy.

Zwraca też uwagę mniejsza liczba istotnych współczynników autokorelacji wydajności źródła Skoszewy (SK1), w relacji do tego samego wypływu mierzonego w przekroju górnym (SK2). Zaznacza się tu wpływ dużego stawu rozdzielającego oba przekroje. Zmiany jego stanu retencji zdają się być dużo większe niż zmiany w warstwie wodonośnej. To zaś wpływa na wzrost dynamiki wydatku mierzonego poniżej stawu (SK1). Opisana relacja może również wynikać z różnicy w długości obu ciągów (SK1 krótszy o 16 elementów). Podobna luka w pomiarach sprawia prawdopodobnie, że współczynniki autokorelacji uzyskane dla źródła w Rochnie są stosunkowo niskie, a liczba istotnych – mała.

Umiarkowanie silną inercję wydatku mają źródła w Mrodze Dolnej i w Rochnie. Także i one zasilane są z poziomu podmienowego, ale współczynniki autokorelacji są tu niższe, a liczba istotnych – mniejsza. W przypadku źródła w Mrodze, ponad zbiomikiem podmienowym znajduje się płytszy zbiomik – naglinowy. Reaguje on na zasilanie bardzo szybko – krócej niż 14 dni. Powierzchnia zlewni źródła w Rochnie również jest zbudowana z glin (por. rys. 5). W obu zlewniach utwory słaboprzepuszczalne pełnią więc rolę „separatora” impulsu opadowego, reakcja głębszego poziomu (zwierciadło na 20–30 m p.p.t.) może być więc opóźniona.

Druga grupa źródeł drenujących wspólny, zasobny poziom wodonośny znajduje się w zlewni Ciosenki. Mimo znacznego rozprzestrzenienia tego zbiomika, wartości współczynników autokorelacji są tu stosunkowo niskie (Rosanów II, Ciosny). Jedynie w przypadku Głowy i Rosanowa I są one istotne statystycznie. Przyczyną są tu bardzo dobre parametry filtracyjne osadów sandru. Warunkują one krótki czas przemieszczania się „impulsu opadowego” w zbiomiku i większą dynamikę jego zasilania. W Ciosnach jest to dodatkowo spotęgowane ukierunkowaniem przepływu podziemnego przez utwory deluwialne, wyścielające dno suchej doliny. Tylko największe źródło (Rosanów I), posiadające rozległą strefę drenażu, charakteryzuje się bezwładnością wydatku sięgającą 1,5 miesiąca.

Niskie współczynniki autokorelacji cechują zaś wydajność pozostałych źródeł: w Rudunkach i w Borkach. Słaba „pamięć” tych wypływów wskazuje na asynchroniczne, co najmniej dwupoziomowe, zasilanie każdego z nich. Jak pamiętamy, jedno źródło może drenować nawet kilka poziomów wodonośnych. Odrębne reżimy izolowanych względem siebie horyzontów wynikają często z ich różnego charakteru. Przykładem może być wypływ w Borkach, zasilany z poziomów: naglinowego – odkrytego, międzymorienowego – zakrytego (o swobodnym zwierciadle) oraz z horyzontu podmienowego (o napiętym zwierciadle). Istotna wartość tylko pierwszego współczynnika autokorelacji pozwala przypuszczać, że czas reakcji zbiomika naglinowego (piaski i żwiry morenowe) nie przekracza 3 tygodni. Jednocześnie wydatki głębiej położonych poziomów nie są zsynchronizowane ani ze sobą, ani z wydajnością poziomu płytkiego.

Wydaje się zatem, że silna autokorelacja występuje wtedy, gdy źródło zasilane jest z jednego, rozległego poziomu wodonośnego, charakteryzującego się ponadto

powolnym ruchem wody. Jeśli istnieje więz hydrauliczna między zbiornikami, pojawia się różnica w czasie między dopływem „impulsów”, pochodzących z poszczególnych zbiorników. Przynosi to w efekcie relatywnie wysokie, kolejne współczynniki autokorelacji. „Echo” takie widoczne jest w źródłach Rudunki i Rosanów I, a słabsze w przypadku wypływów w Grzmiającej i Mrodze Dolnej.

TEMPERATURA WODY PODZIEMNEJ.

Względna jednorodność warunków termicznych panujących w regionie łódzkim powoduje, że średnie temperatury wód badanych źródeł mieszczą się w dość wąskim zakresie od 8,5 do 9,2 °C (tab. 11). Są to wartości bliskie średniej rocznej temperaturze powietrza na stacji Łódź-Lublinek – 8,7 °C. Mimo to, można dostrzec pewne zróżnicowanie termiczne wód pochodzących z poszczególnych wypływów. Różnice te wynikają, zdaniem autora, z położenia źródeł na obszarze o znacznych deniwelacjach terenu.

Tabela 11

Temperatura i odczyn wód źródłanych oraz ich powiązania
Temperature and acidity of spring waters and their relations

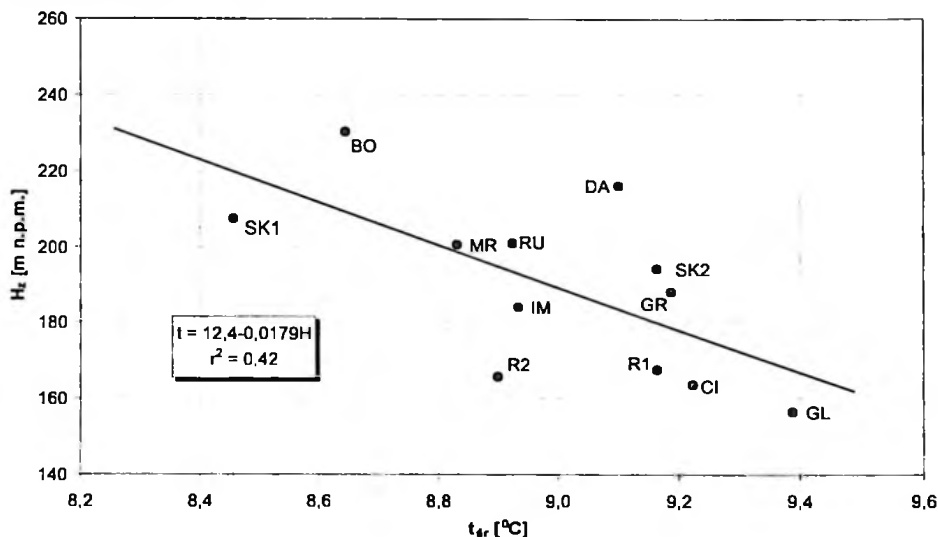
	t_w [°C]	A [°C]	pH _w	$r_0(t_p, t_w)$	$r_1(t_p, t_w)$	$r_0(Q_{11}, t_w)$	r_{pH} (pH, t_w)
R2	8,9	4,0	7,2	0,22	<u>0,53</u> (4)	0,18	-0,50
R1	9,2	2,6	7,3	<u>0,56</u>	<u>0,76</u> (4)	-0,20	0,26
CI	9,2	2,1	7,3	-0,33	0,06 (5)	-0,03	-0,29
GL	9,4	3,4	7,5	0,31	<u>0,68</u> (4)	-0,11	-0,25
RU	8,9	1,6	7,2	<u>0,66</u>	<u>0,59</u> (4)	<u>0,58</u>	-0,35
IM	8,9	1,6	7,3	0,18	0,21 (0)	-0,75	-0,27
BO	8,6	4,4	7,0	<u>0,53</u>	<u>0,67</u> (4)	0,01	-0,24
SK2	8,5	14,0	7,1	<u>0,65</u>	<u>0,47</u> (4)	<u>-0,44</u>	0,24
DA	9,2	2,6	6,9	0,21	<u>0,62</u> (4)	<u>-0,48</u>	-0,55
GR	9,1	2,6	6,4	0,23	<u>0,65</u> (4)	<u>-0,59</u>	-0,39
MR	9,2	1,0	7,3	-0,01	0,31 (4)	-0,01	-0,55
RO	8,8	8,5	7,0	<u>0,73</u>	<u>0,41</u> (4)	-0,07	<u>-0,67</u>

t_w – średnia temperatura wody, A – amplituda dwuletnia, pH_w – przeciętny odczyn wody (w okresie: październik 2000–luty 2001r.), współczynniki korelacji i krosskorelacji średnich wartości miesięcznych: $r_0(t_p, t_w)$ – korelacji (k=0), $r_1(t_p, t_w)$ – krosskorelacji (z krokiem k=1) temperatur powietrza (t_p) i wody (t_w) (w nawiasie podano liczbę istotnych), r_0 – wydajności (Q_{11}) i temperatury wody (t_w), r_{pH} – odczynu (pH) i temperatury wody (t_w). Podkreślono współczynniki korelacji istotne na poziomie 0,05. Źródło: opracowanie własne.

t_w – average water temperature, A – 2 – year amplitude, pH_w – average acidity (in the period: October 2000–February 2001), correlation and crosscorrelation coefficients of monthly mean values: $r_0(t_p, t_w)$ – correlation (k=0), $r_1(t_p, t_w)$ – crosscorrelation (step k=1) air temperature (t_p) water temperature (t_w) (number of significant values in the brackets), r_0 – discharges (Q_{11}) water temperature (t_w), r_{pH} – acidity (pH) and water temperature (t_w). correlation coefficients significant on the level 0,05 are underlined. Source: own materials

Dzięki urozmaiconej powierzchni, Wzniesienia Łódzkie charakteryzuje gradient termiczny, oceniany na 0,6 °C/100 m różnicy wzniesień (D u b a n i e w i c z 1974). Także duża rozpiętość średnich wysokości zlewni zerowego odpływu poszczególnych źródeł (74 m), powoduje, że temperatura wody podziemnej, która z nich wy-

plywa, maleje wraz ze wzrostem rzędnej ich zlewni. Potwierdzeniem jest między innymi fakt, że mimo stosunkowo niewielkiej próby (12 punktów pomiaru), korelacja obu charakterystyk ($r = -0,66$) jest istotna na poziomie 0,05 (rys. 26). Zatem wzrost średniej wysokości zlewni źródła o 10 m wywołuje spadek jego średniej temperatury wody o niespełna $0,2^{\circ}\text{C}$.



Rys. 26. Związek średniej temperatury wody (t_w) z przeciętną wysokością zlewni (H_z) źródeł

Average water temperature (t_w), and average height of the spring catchment (H_z)

Warto jednak zauważyć, że oprócz lokalizacji, na temperaturę wody źródlanej ma również wpływ sposób i charakter wypływu. Dlatego charakterystyk termicznych, stwierdzonych w wypływach określonego rodzaju, nie należy ekstrapolować na pozostałe. W rozdziale „Źródła obserwowane...” podano także, w których wypływach systematycznie mierzono temperaturę wody.

Zmiany temperatury wody są w tej grupie źródeł dość zróżnicowane. Najmniejszą amplitudą temperatur ($1,6-2,1^{\circ}\text{C}$), cechują się wypływy ascensyjne, których strefy zasilania są najbardziej izolowane od wpływów atmosferycznych (Ciosny, Rudunki, Imielnik). Jeszcze niższą amplitudę ($1,0^{\circ}\text{C}$) ma wypływ położony pod wysoką krawędzią niszy źródlika w Mrodze Dolnej. Jego zbiornik wód podziemnych zawdzięcza swą izolację przede wszystkim głębokiemu położeniu zwierciadła wody (do 30 m p.p.t.). Nie bez znaczenia jest tu również obecność płytszego, naglinowego poziomu wodonośnego. Pochłaniając duże ilości energii cieplnej, wpływa on łągodząco na termikę wód podglinowych.

Podobnego oddziaływania można się dopatrywać w przypadku innych wypływów descensyjnych, zasilanych z głębiej położonych zbiorników, ponad którymi znajdują się płyty utworów słaboprzepuszczalnych. Amplitudy temperatur są tam nieco niższe (Rosanów I, Dąbrówka, Grzmiąca) niż w przypadku źródeł, odwadniających poziomy odkryte (Rosanów II, Głowa). Największą zmienność temperatury

wody stwierdzono zaś w źródłach, z których odpływ wody jest spowolniony albo przez istniejący w niszy limnokren (Rochna) albo w efekcie ocembrowania wypływu (Skoszewy). Dłuższa ekspozycja wody na warunki zewnętrzne (np. nasłonecznienie, mróz) powoduje bowiem wzrost wahań jej temperatury.

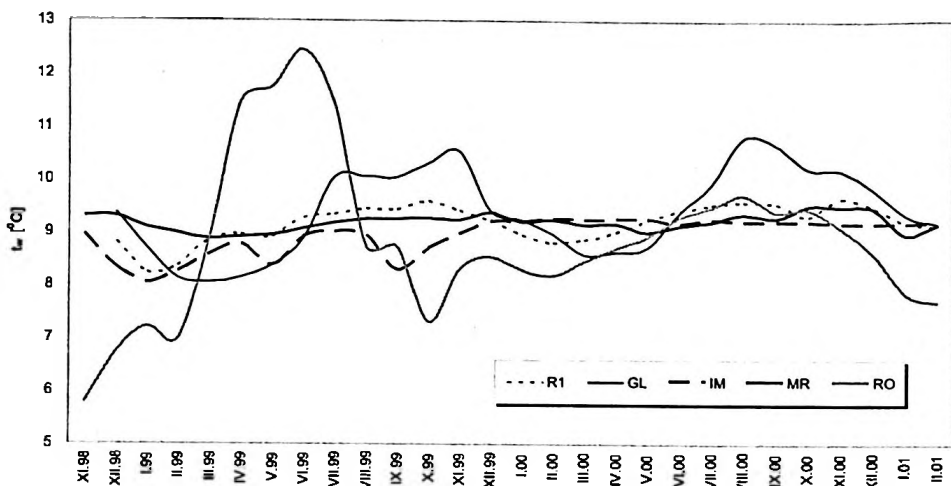
Miara stopnia oddziaływania temperatury powietrza na zmiany temperatury wody jest również współczynnik korelacji obu charakterystyk. W przypadku pięciu źródeł okazał się on istotny ($r_0(t_p, t_w)$ – tab. 11). Pełną synchroniczność zmian udało się jednak potwierdzić tylko w trzech z nich: Rudunki, Skoszewy i Rochna. Korelacja była tam najsilniejsza ($r_0 = 0,65-0,73$). Tu również o zbieżności decyduje sposób wypływu wody, choć w przypadku Rudunek nie jest to całkiem oczywiste.

W odniesieniu do źródeł: Rosanów I i Borki, jak również w przypadku większości pozostałych wypływów, obliczone współczynniki krosskorelacji z krokiem $k = 1$ ($r_1(t_p, t_w)$) są wyższe od współczynników korelacji ($k = 0$), przy czym maksymalne wartości osiągają przy $k = 1$ do $k = 4$. Co więcej, liczba istotnych współczynników wynosi zwykle 4. Zatem bezwładność termiczna wód źródłanych w stosunku do temperatury powietrza jest bardzo wyraźna. Ogromna pojemność cieplna strefy aeracji powoduje, iż zmiany temperatury wody podziemnej zachodzą z opóźnieniem wynoszącym od 1 do 4 miesięcy. Jego długość z pewnością jest wypadkową wielu czynników, m. in. miąższości strefy aeracji i głębokości wcięcia niszy w miejscu wypływu. Warto też wskazać, że związek temperatury wody źródła w Imielniku z temperaturą powietrza jest nieistotny. Również żaden z obliczonych współczynników krosskorelacji nie przekroczył progu istotności. Brak korelacji wskazuje zatem na głęboką izolację wód tego zbiornika od warunków zewnętrznych.

Na podstawie reżimu termicznego, wszystkie wypływy należy zaliczyć do zmiennotermicznych (heterotermicznych), chłodnych (W i e c z y s t y 1982; T o m a s z e w s k i J. T. 1996). Z przebiegu zmian sezonowych wynika także, że na temperaturę wody nie wpływa stopień geotermiczny ani, w większości przypadków, aktualne warunki termiczne panujące na powierzchni. Nietrudno też zauważyć, iż najwyższe temperatury wody podziemnej notowane są jesienią, a więc w okresie stosunkowo niskich wydatków. Z kolei, maksimum wydajności z przełomu lutego i marca zbiega się w czasie ze stosunkowo niską temperaturą wód źródłanych (rys. 27).

Podjęto również próbę zbadania wpływu temperatury powietrza na stopień regresji wydatku źródeł. Analizy takiej dokonał B e d n a r c z y k (1984), dowodząc znaczenia ewapotranspiracji w zasilaniu wód podziemnych w okresie wegetacyjnym. Zależności tej nie udało się jednak potwierdzić w oparciu o posiadane serie pomiarowe. Natomiast, w kilku przypadkach, istotna okazała się współzmiennność wydajności źródeł i temperatury ich wody ($r_Q(Q_m, t_w)$ – tab. 11). Jest ona najsilniejsza w grupie źródeł drenujących podmienowy zbiornik wód podziemnych: Imielnik, Skoszewy, Dąbrówka i Grzmiąca. Szczególnie wyraźny związek cechuje omawiane już źródłisko w Imielniku ($r = -0,75$). Warto podkreślić, że także w odniesieniu do pozostałych wypływów związki t_w i Q_m są nieistotne, choć przeważnie korelacja jest ujemna. Kierunek tej zależności wynika z faktu, iż w półroczu chłodnym spadkowi temperatury wody towarzyszy wzrost wydatku, zaś w półroczu ciepłym jej maksimum zbiega się z terminem niżówek jesiennych. Pomiędzy temperaturą wody a wy-

dajnością źródeł nie zachodzi więc związek przyczynowo-skutkowy, ale ujemna i istotna korelacja wynika z cyklicznej współzmienności obu charakterystyk.



Rys. 27. Temperatura wody wybranych źródeł.

Water temperature of selected springs

Całkiem przeciwny wniosek można wysnuć analizując przebieg wahań temperatury wody w źródle w Rudunkach i jej dodatniej korelacji ze zmianami wydatku ($r_Q = 0,58$). Tu jednak większość pojedynczych wypływów źródłiska ma charakter descensyjny, zatem nie ma pewności, czy uwzględnioną serię temperatur wody można uznać za reprezentatywną dla niego jako całości.

ODCZYN WÓD ŹRÓDLANYCH

Charakterystyka jakościowa wypływów wód podziemnych nie była objęta podstawowym programem badawczym, realizowanym w niniejszej pracy. Źródła północnej części Wzniesień Łódzkich zostały już bowiem dokładnie przebadane pod względem hydrochemicznym (Burchard, Mela 1995b; Hereźniak-Ciotowa, Ziulkiewicz 1997a, b; Ziulkiewicz 1999, 2001). Dopiero w ostatniej fazie prac terenowych przeprowadzono kontrolną serię pomiarów odczynu wody (X 2000–II 2001). Uzyskane dane wskazywały na odczyn zbliżony do obojętnego (6,3–7,6 pH). W poszczególnych wypływach przedziały zmienności pH były bardzo wąskie, wskazując na względną stałość zespołu czynników, oddziałujących na tę charakterystykę wody.

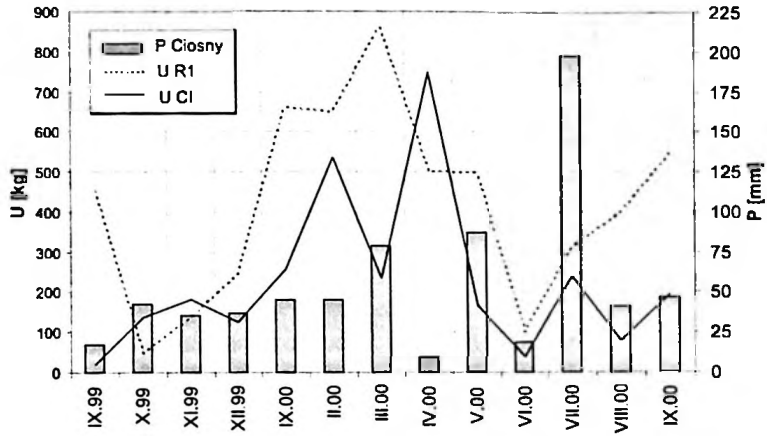
Najwyższe przeciętnie wartości otrzymano dla źródła w Głowie (7,5 pH), najniższe w przypadku źródła Grzmiąca (6,4 pH) – tab. 11. W ciągu całego okresu pomiarów, we wszystkich niemal wypływach, stwierdzono wzrost pH o 0,2–0,4 jednostki. Ten chwilowy proces „odkwaszania” wód źródłanych można tłumaczyć stopniowym zmniejszaniem się ilości kwasów humusowych, będących produktami jesiennego rozkładu materii organicznej. Przenikają one z powierzchni wraz z infiltrującą wodą, a zwiększone zasilanie źródeł w chłodnym półroczu powoduje rozcieńczenie kwaśnych roztworów. Stąd zaprezentowana w tabeli 11 korelacja odczynu i temperatury wody r_{pH} (pH, t_w), mimo że przeważnie nieistotna statystycznie, przyjmuje wartości ujemne (oprócz Rosanowa I i Skoszew). Najsilniejszy związek dotyczy źródła w Rochnie. Jego całkowicie zalesione otoczenie dostarcza bowiem jesienią dużo obumierających szczątków organicznych. Ocena powiązania odczynu wody i wydajności źródeł wymagałaby jednak znacznego wydłużenia okresu badań i zwiększenia liczby punktów pomiaru pH w ich niszach.

Trudno jest ocenić czy w wymienionych przypadkach odczyn wody jest wynikiem naturalnego oddziaływania środowiska czy również efektem działalności człowieka. Zlewnia podziemna każdego źródła, zwłaszcza tych położonych w pobliżu wielkich aglomeracji miejskich, jest bowiem w mniejszym lub większym stopniu poddawana permanentnej antropopresji. Za strefę wysokiej podatności na zanieczyszczenie wód podziemnych uznano np. obszar sandru grotnicko-lućmierskiego, będący jednocześnie terenem intensywnej zabudowy rekreacyjnej (J o k i e l 2002). Być może to wyjaśnia podwyższoną wartość pH we wszystkich źródłach drenujących ich zbiorniki wód podziemnych (7,2–7,5 pH).

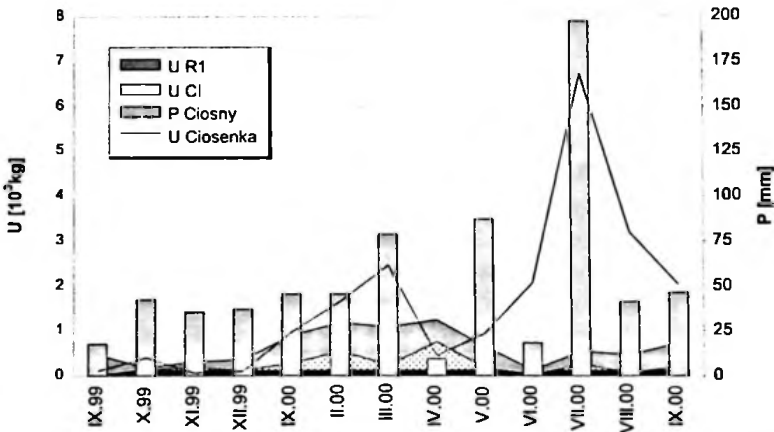
EROZYJNA DZIAŁALNOŚĆ WÓD ŹRÓDLANYCH

Warunki klimatyczne, modelujące w holocenie powierzchnię Wzniesień Łódzkich, przyczyniły się także do morfologicznego rozwoju nisz źródłkowych. Procesy te nasilały się niewątpliwie w okresach pluwialnych, ale również współcześnie nisze ulegają postępującej erozji wstecznej i powierzchniowej. Jej ślady w postaci bruzd, parowów, stożków napływowych i usypiskowych są często spotykane (por. rozdz. „Źródła obserwowane...”). Wody źródlane usuwają też nagromadzone w niszach osady, transportując je w formie unosin i wleczyn.

Badania rumowiska unoszonego w dwóch największych źródłach zlewni Ciosenki: Rosanowie I oraz w Ciosnach, prowadzone są od września 1999 r. W pracy oparto się wyłącznie na wstępnych pomiarach, przeprowadzonych w roku hydrologicznym 2000, których wyniki zostały już opublikowane (M i k l a s , M o n i e w s k i 2002).



A



B

Rys. 28. Miesięczne masy transportu rumowiska unoszonego w źródłach R1 i CI (A) oraz ich porównanie z transportem unosin w Ciosience (B)

P – opad w Ciosnach; U R1, U CI – ładunek unosin w przekrojach Rosanów I i Ciosny; U Ciosienka – ładunek unosin w przekroju Ciosienki w Dzierżynie (opracowano na podstawie: Miklas, Moniewski 2002)

Monthly suspended sediment load transport masses in R1 and CI springs (A) in comparison with sediment transport in Ciosienka river (B)

P – precipitation in Ciosny; U R1, U CI – sediment load masses in the cross-section of Rosanów I and Ciosny; U Ciosienka – sediments load masses in the cross-section of Ciosienka in Dzierżyna (based on: Miklas, Moniewski 2002)

Przeciętny miesięczny ładunek unosin wyprowadzanych przez wypływ w Rosanowie I wynosi 416 kg, a przez wodę źródła w Ciosnach – 228 kg (rys. 28A). Różnica masy transportowanej przez oba źródła jest więc proporcjonalna do wielkości ich wydatku. Podobny jest także sezonowy przebieg unoszenia. Współczynnik korelacji ładunków miesięcznych jest dość wysoki i istotny statystycznie ($r = 0,65$). W obu źródłach maksymalne ilości unosin, notowane były w kwietniu lub w kwietniu, a najniższe w czerwcu. Zgodność pór koncentracji unosin i odpływu, wskazuje na uzależnienie ilości wypłukiwanego materiału od wydatku źródeł, a w szczególności

od napływu do ich nisz wód podziemnych, podpowierzchniowych, a nawet powierzchniowych. Jak się jednak wydaje, decydujący wpływ na dość wyraźną zmienność sezonową procesów erozyjnych ma też rozwój roślinności. Wczesną wiosną powierzchnia terenu jest najbardziej podatna na splukiwanie osadów przez wody opadowe i roztopowe. Słabo jeszcze rozwinięta roślinność hydro- i higrofilna w niszy nie stanowi przeszkody w dopływie наносów i ich transporcie korytowym. Jej bujny rozwój w kolejnych miesiącach sprawia, że intensywność ruchu rumowiska maleje nawet kilkudziesięciokrotnie, głównie wskutek zmniejszenia prędkości przepływu. Nawet ulewne opady letnie nie wpływają wówczas na wyraźne zwiększenie transportu.

Warto także porównać masy unosin wynoszonych przez źródła i transportowanych zasilaną przez nie Ciosenką (rys. 28B). Zaznaczyły się tu wyraźnie dwa okresy, w których ilość transportowanego rzeką materiału była podwyższona: okres wiosennych roztopów i okres ulewnych opadów letnich. W sezonie zimowo-wiosennym, dla transportu korytem Ciosenki, podobnie jak w źródłach, pewne znaczenie ma splukiwanie unosin z użytkowanej rolniczo powierzchni jej zlewni. Warto jednak zaznaczyć, że zlewnia ta jest mało podatna na powstawanie spływu powierzchniowego. Dlatego intensyfikację transportu rzecznoego należy wiązać przede wszystkim ze wzrostem jej przepływów, prędkości wody, a więc z uruchamianiem materiału dennego i erozją boczną. W okresie niżówek masa unosin w Ciosence gwałtownie maleje. Mimo to, znaczna jej część pochodzi zapewne ze źródła w Ciosnach (kwiecień). Trudno natomiast ocenić wpływ materiału, wyprowadzanego ze źródeł w Rosanowie, na rumowisko Ciosenki. Źródła te zasilają bowiem staw, zatrzymujący oczywiście znaczną część unosin, ale równocześnie generujący powstawanie innych (hodowla ryb).

Rumowisko wlezione w ciekach źródłowych nie było poddawane systematycznym pomiarom, dlatego jego sezonowy rozkład nie jest znany. W maju 2001 r., we wspomnianych źródłach, wykonano po jednym kontrolnym pomiarze wleczenia miniaturową łapaczką PIHM. W przeliczeniu na sumy dobowe, przez przekrój zamkniętą niszę w Rosanowie I przemieszczało się wówczas 46 kg materiału wlezonego, a w Ciosnach 10,7 kg.

Na podstawie prezentowanych tu danych pomiarowych trudno ocenić wielkość denudacji nisz źródłkowych. Szacunkowe obliczenia wskazują jednak, że w ciągu roku łączna masa materiału unoszonego i wlezonego, wydostającego się z niszy Rosanów I, może sięgać ok. 22 t, zaś ze źródeł w Ciosnach – blisko 7 t. Ostrożna ekstrapolacja uzyskanych wyników pozwala sądzić, że masę materiału wynoszonego przez strugi źródłowe na obszarze Wzniesień Łódzkich, można współcześnie szacować na kilkaset ton rocznie.

KORELACJE PRZESTRZENNE

PROBLEM SYNCHRONICZNOŚCI WYDATKU ŹRÓDEŁ

Analiza poziomu synchroniczności wydatku źródeł pozwala na rozpoznanie i ocenę podobieństw i różnic ich zlewni podziemnych pod względem sposobu transformacji impulsu opadowego. Podobne warunki hydrogeologiczne, związane głównie z charakterem wodonośca, powinny znaleźć odzwierciedlenie w silnej korelacji wydatku wypływów. Porównując zaś reżimy źródeł zasilanych z różnych poziomów wodonośnych należy oczekiwać układów niesynchronicznych, a więc korelacji nieistotnej (czasem nawet ujemnej).

Użyty do tej analizy materiał pomiarowy wymagał jednak pewnej selekcji i odpowiedniego doboru. Mała współzmiennność serii pomiarów wykonanych w Skoszewach Nowych (SK1 i SK2 – $r^2 = 0,20$), skłoniła autora do pominięcia w dalszych rozważaniach szeregu SK1. Ponadto, jak już sygnalizowan wcześniej, tryb prowadzenia pomiarów spowodował różnice w terminach rejestracji wydajności źródeł w zlewni Dzierżącej i w pozostałych zlewniach (przesunięcie o 1 tydzień). Aby wyeliminować kwestię niezgodności terminów pomiarów, zbadano poziom synchroniczności zmian, porównując 36 elementowe szeregi obliczonych wcześniej średnich miesięcznych wydatków. Tylko w przypadku źródła w Rochnie szereg liczył 27 elementów. Macierz otrzymanych w ten sposób współczynników korelacji, przedstawia tab. 12.

W 70 % analizowanych przypadków nie stwierdzono istotnych wahań synchronicznych, a tam, gdzie związki takie istnieją, są one umiarkowane. Wartości współczynników korelacji osiągają wówczas maksymalny poziom – $r = 0,50-0,76$. Największą zbieżność wykazują miesięczne wydatki źródeł w Dąbrówce Dużej i Grzmiącej ($r = 0,76$). Korelacja ta jest uzasadniona zarówno przestrzennie, jak i hydrogeologicznie. Źródła te położone są bowiem w niewielkiej odległości od siebie oraz drenują ten sam fragment rozległego i głębokiego zbiornika wód podziemnych. Poziom ten zasila także źródło w Skoszewach Nowych. Korelacja jego wydajności z wydatkiem wymienionych wyżej źródeł jest jednak nieco mniejsza ($r = 0,51-0,52$) – choć również wysoka. Pewien wpływ na obniżenie jej siły może tu mieć obecność utworów słaboprzepuszczalnych, lokalnie napinających zwierciadło wody podziemnej (w niszy występują nieliczne, małe wypływy ascensyjne). Na wspólne cechy tej grupy źródeł uwagę zwrócono już wcześniej.

Tabela 12

Współczynniki korelacji średnich miesięcznych wydajności źródełisk
Correlation coefficients of monthly average spring discharges

	R2	R1	CI	GL	RU	IM	BO	SK2	DA	GR	MR	RO
R2	-											
R1	n	-										
CI	0,38	0,34	-									
GL	0,52	n	0,52	-								
RU	n	n	n	n	-							
IM	n	n	n	n	n	-						
BO	n	n	n	n	n	n	-					
SK2	n	n	n	n	n	0,72	n	-				
DA	0,35	0,41	n	n	0,40	0,67	n	0,52	-			
GR	n	0,44	n	n	n	0,64	n	0,51	0,76	-		
MR	n	0,50	n	n	0,35	n	n	n	0,42	n	-	
RO	n	n	n	n	-0,50	n	0,45	n	-0,42	n	n	-
r_m	0,24	0,27	0,23	0,24	0,22	0,32	0,12	0,25	<u>0,41</u>	<u>0,36</u>	0,27	0,27

W tabeli podano tylko istotne współczynniki korelacji, n – współczynniki korelacji nieistotne na poziomie 0,05, r_m – przeciętna z modułów wszystkich współczynników korelacji (wartości istotne podkreślono). Źródło: opracowanie własne.

In the table only significant correlation coefficients are shown, n – correlation coefficients insignificant on the level 0,05, r_m – mean of modules of all correlation indices (shown values are underlined). Source: own materials.

Zaskakuje natomiast synchroniczny i silny związek ich wydatków z wydajnością odległego o kilkanaście kilometrów wypływu w Imielniku Starym. Względnie wysokie wartości współczynników korelacji ($r = 0,64$ – $0,72$), wskazują, że wydajność tego źródła jest uzależniona od stopnia napełnienia zbiornika podmorenowego, zasilającego jego główny wypływ ascensyjny. Zmiany są synchroniczne, bowiem odbywają się w warunkach ciśnienia hydrostatycznego. Dowodzi to względnej ciągłości tego poziomu, mimo skomplikowanych warunków geologicznych i morfologicznych. Jest to szczególnie warte podkreślenia, bowiem oprócz odległości, źródło w Imielniku oddzielone jest od pozostałych głęboką doliną Moszczenicy. Co ciekawe, jego wydatek nie wykazuje żadnych powiązań synchronicznych z wydajnością jakiegokolwiek źródła spoza omawianej grupy. Wynika stąd, że zasilana z płytkiego zbiornika młaka wyciekowa, z którą ów wypływ „dzieli” niszę, nie ma istotnego wpływu na jego reżim.

Druga grupa źródeł, wykazujących istotną korelację zmian wydajności, położona jest w obrębie sandru grotnicko-luźmierskiego. Względnie wysoką zbieżnością wydatku charakteryzują się małe, płytko wcięte źródła Rosanów II i Głowa ($r = 0,52$). Najlepiej zsynchronizowany z wydajnościami wszystkich wypływów sandrowych jest zaś wydatek źródła w Ciosnach. Centralne położenie zlewni tego wypływu w obrębie sandru sprawia, że jego wydajność dobrze koreluje zarówno z wydatkiem niedalekiego źródła w Głowie ($r = 0,52$), jak również z wydatkami bardziej odległych wypływów: Rosanów II ($r = 0,38$) i Rosanów I ($r = 0,34$). Potwierdza to wnioski wysunięte już na podstawie analizy autokorelacji. Drenaż wspólnego poziomu wodo-

nośnego zapewnia zbieżność wydatku, a dobre parametry filtracyjne odkrytego wodonośca zapewniają jego małą bezwładność. Tylko reakcja zbiornika zasilającego źródłisko Rosanów I, ze względu na jego duże rozmiary, jest wydłużona w czasie. To pośrednio tłumaczy dlaczego wydatki źródeł Rosanów I i II, odległych od siebie o zaledwie 100 m, są bardzo słabo zsynchronizowane.

Pozostałe związki korelacyjne są raczej słabe. Istotne powiązania o charakterze równoczesnym rysują się tylko pomiędzy źródłem w Rosanowie I a wypływami w Dąbrówce, w Grzmiącej i w Mrodze Dolnej ($r = 0,41-0,50$). Może to wynikać z podobnych cech obu poziomów. Wodonoścem są tu przecież utwory fluwioglacjalne o dużej miąższości i głęboko położonym zwierciadle wody podziemnej. Podobnych zależności można się także spodziewać wśród źródeł, w mniejszym lub większym stopniu związanych z poziomem podmorenowym (Rudunki, Dąbrówka, Mroga Dolna, Rochna). Współczynniki korelacji, choć istotne, są jednak niezbyt wysokie ($r = 0,35-0,42$). Powodem może być fakt, iż warstwa wodonośna nie jest tu odkryta. Taka sytuacja hydrogeologiczna w sposób oczywisty zmienia warunki infiltracji w zlewni źródłiska, choć zwierciadło wody podziemnej pozostaje swobodne.

Inaczej przedstawiają się te związki w przypadku źródłiska w Rochnie. Istotne współczynniki korelacji jego wydatku z wydajnościami źródeł w podobnej sytuacji hydrogeologicznej (Borki) są dodatnie, z innymi (Rudunki, Dąbrówka Duża) – ujemne, a w pozostałych przypadkach – nieistotne. Ujemna korelacja wskazuje na znaczne opóźnienie zmian wydatku w stosunku do pozostałych źródeł. Pamiętajmy też, że źródłisko w Rochnie charakteryzuje się najmniejszym odpływem jednostkowym ($2,2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$), znaczną bezwładnością wydatku i jego niewielką zmiennością ($R = 1,7$). Jednocześnie, jego wydajność wykazuje stosunkowo dużą sezonowość i późną porę koncentracji. Wszystko to może wynikać ze zmniejszonej przewodności hydraulicznej wodonośca. Różnice w wodoprzepuszczalności i odsączalności utworów warstwy wodonośnej decydują o sile i kierunku powiązań wydatków wszystkich źródeł. Można zatem powiedzieć, że wypływy te różnią się między sobą istotnie nie tylko tempem wyczerpywania się rezerw, ale także rytmem zmian sezonowych oraz sposobem reakcji na zasilanie.

Podsumowując zagadnienie synchroniczności zmian wydatków źródeł, obliczono także średnią z bezwzględnych wartości wszystkich (również tych nie zamieszczonych w tab. 12) współczynników korelacji prostej. Celem była identyfikacja źródła, którego wydajność jest najlepiej zsynchronizowana z wydatkami pozostałych wypływów. Będzie można ją więc traktować jako estymator zmienności wydatku ogółu źródeł na tym obszarze.

Największą przeciętną i zarazem statystycznie istotną siłą korelacji wydatków miesięcznych charakteryzują się 2 źródłiska: w Dąbrówce Dużej ($r_m = 0,41$) i w Grzmiącej ($r_m = 0,36$). Wynika to z ich położenia w środkowej części obszaru badań oraz drenowania poziomu podmorenowego, z którego zasilana jest większość badanych wypływów. Słabo urozmaicona powierzchnia zlewni źródła w Dąbrówce odzwierciedla też warunki zasilania w obrębie poziomu sandrowego. Dynamikę wydajności tego wypływu można zatem uznać za najbardziej reprezentatywną dla źródeł północnej części Wzniesień Łódzkich. Nie da się tego natomiast powiedzieć o źródli-

sku w Borkach ($r_m = 0,12$). Jego wydatki nie wykazują żadnych powiązań z wydajnościami pozostałych wypływów lub też związek taki jest bardzo słaby. Wynika to z faktu, iż „trójzbiornikowy” system zasilania tego źródła jest zbyt skomplikowany, by odpowiadał znacznie prostszemu, jednozbiornikowemu systemom, związanym z odkrytymi poziomami wodonośnymi.

Analizie poddano również powiązania krosskorelacyjne (krzyżowe). Oceny tych związków dokonano także na podstawie wydatków miesięcznych, a obliczenia współczynników krosskorelacji przeprowadzono zarówno przy przesunięciu „do przodu”, jak i „do tyłu” (o maksimum 6 miesięcy). Za szereg reperowy przyjęto wydajności źródła w Dąbrówce Dużej. Są one przecież najlepiej skorelowane z wydatkami pozostałych wypływów. Zestawione wyniki prezentuje tabela 13. Kierunek przesunięcia informuje o opóźnieniu lub wyprzedzeniu reakcji wydatku. Dla przykładu – przesunięcie $k = -1$ oznacza tu, że reakcja wydajności porównywanego źródła następuje o miesiąc później niż źródła w Dąbrówce.

Tabela 13

Współczynniki krosskorelacji średnich miesięcznych wydajności źródła w Dąbrówce (DA) z innymi źródłami

Crosscorrelation coefficients of average monthly spring discharge in Dąbrówka (DA) with other springs

Z r ó d ł o Spring	k=-6	k=-5	k=-4	k=-3	k=-2	k=-1	k=0	k=+1	k=+2	k=+3	k=+4	k=+5	k=+6
R2	n	n	n	n	n	0,34	0,35	n	n	n	n	n	n
R1	n	n	0,40	0,56	0,64	0,54	0,41	0,35	n	n	n	n	n
CI	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n
GL	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n	n
RU	0,39	n	0,37	0,45	0,43	0,43	0,40	n	n	n	n	n	n
IM	n	n	n	n	n	0,48	0,67	0,62	0,49	0,35	n	n	n
BO	n	n	n	-0,35	n	n	n	n	n	n	n	n	n
SK2	n	n	n	n	n	0,42	0,52	0,49	0,50	0,40	n	n	n
GR	n	n	n	n	0,50	0,62	0,76	0,66	0,58	0,57	n	n	n
MR	0,43	0,57	0,59	0,59	0,61	0,61	0,42	n	n	n	n	n	n
RO	n	n	n	-0,36	-0,47	-0,46	-0,42	-0,58	-0,56	-0,58	-0,48	n	n

W tabeli podano tylko istotne współczynniki krosskorelacji, n – współczynniki korelacji nieistotne na poziomie 0,05, k – krok przesunięcia „wstecz” lub w „przód” (w miesiącach). Źródło: opracowanie własne.

In the table only significant crosscorrelation coefficients are shown, n – correlation coefficients insignificant on the level 0,05, k – step of displacement: „backward” or „forward” (in months). Source: own materials

Wyniki przeprowadzonej analizy krosskorelacyjnej potwierdziły pełną synchronizację tylko niektórych związków. Współczynniki krosskorelacji wydajności źródła w Dąbrówce oraz źródeł: Imielnik, Skoszewy i Grzmiąca ($k = 1, 2, \dots$), okazały się niższe od współczynników korelacji prostej ($k = 0$). Oznacza to, że ewentualne różnice w czasie reakcji ich zbiorników są krótsze niż 1 miesiąc. Zbieżność w czasie i podobna liczba istotnych współczynników wskazują na siłę powiązań hydraulicznych w obrębie zbiornika podmorenowego. Słabo zarysowana, lecz istotna synchroniczność wydatków źródeł w Dąbrówce i Rosanowie II, wynika natomiast z podobnej reakcji na zasilanie drenowanych przez nie zbiorników.

W innych przypadkach przesunięcie czasowe szeregów pozwoliło na wykrycie większej liczby powiązań o charakterze niesynchronicznym. Krosskorelacja wydatków źródła w Dąbrówce oraz wypływów w: Rosanowie I, Rudunkach i Mrodze Dolnej jest silniejsza od korelacji przy $k = 0$. Obliczone tu współczynniki krosskorelacji wskazują, że zmiany wydatku tych źródeł są o około 2 miesiące opóźnione w stosunku do reakcji źródła w Dąbrówce. W odniesieniu do źródeł w Rudunkach i w Mrodze Dolnej, różnicę łatwo wytłumaczyć wydłużeniem drogi infiltracji i obecnością utworów słaboprzepuszczalnych w ich zlewniach.

Dużo trudniej wskazać jednak przyczynę podwyższonych współczynników krosskorelacji ($k = -2$) wydajności źródła Rosanów I z wydatkami źródeł w Dąbrówce Dużej ($r_{(-2)} = 0,64$) i Grzmiącej – $r_{(-2)} = 0,51$ (nie zamieszczony w tab. 13). Dwa ostatnie zbiorniki wód podziemnych reagują więc o 2 miesiące szybciej niż ich odpowiedniki w obrębie sandru. Jest prawie niemożliwe, żeby różnica ta była spowodowana znacznie wolniejszą infiltracją impulsu opadowego w utwory sandru. Nie jest natomiast wykluczone, że zlewnia podziemna źródła Rosanów I jest jeszcze potężniejsza, niż to wynika z dokonanych obliczeń. Może ona bowiem sięgać daleko na południe i obejmować fragment poziomu podmorenowego. O istniejących tu niezgodnościach działów wodnych świadczą także, znacznie wyższe od przeciętnego, odpływy jednostkowe z jego zlewni ($12,2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$), jak i ze zlewni źródła w Rudunkach ($11,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Możliwe jest zatem istnienie jednego, wspólnego zbiornika podziemnego, drenowanego przez oba źródła. Wnioski te są hydrogeologicznie uzasadnione, bowiem duża deniwelacja zlewni Dzierżącej i nachylenie jej powierzchni ku północy wymuszają taki właśnie kierunek podziemnego przepływu wody. Hipoteza ta, być może dość śmiała, zasługuje z pewnością na weryfikację.

Źródła w Ciosnach i w Głowie nie wykazują żadnych związków z wydajnością źródła w Dąbrówce Dużej. Silniejsze natomiast okazały się powiązania wewnątrz grupy źródeł sandrowych. Największe podobieństwo wykazują tu zmiany wydatku dużych źródeł: Rosanów I i Ciosny ($r_{(1)} = 0,59$ – również poza tab. 13), przy czym Ciosny „wyprzedzają” Rosanów I o około 1 miesiąc. Nieistotny natomiast okazał się związek pomiędzy wydatkami Rosanowa I i Głowy. W tym przypadku, mimo niewątpliwych powiązań hydraulicznych, 16-krotna różnica pomiędzy średnimi objętościami drenowanych zbiorników w pełni decyduje o całkowitej odrębności reżimów ich wydatku.

Ujemne współczynniki krosskorelacji świadczą natomiast o asynchronicznym związku wydajności źródła w Dąbrówce z wydatkami źródeł w Borkach i w Rochnie (tab. 13). Izolacja głównego poziomu wodonośnego (podmorenowego), powoduje tu duże opóźnienie zmian wydatku i nietypowy kierunek związku. W przypadku źródła Borki, wyraźne osłabienie tej zależności wynika z jego niesynchronicznego zasilania z płytszych, szybciej reagujących zbiorników. Abstrahując zaś od kierunku krosskorelacji, dostrzeżone tu prawidłowości wskazują na istotną rolę sezonowego rytmu wydajności, wynikającego z powolnych zmian stanu retencji zbiornika wód podziemnych. Cykliczne zmiany retencji podziemnej mają zatem większe znaczenie w kształtowaniu wydajności źródeł niż zmiany chwilowe, bezpośrednio wywołane impulsem opadowym.

SYNCHRONICZNE I NIESYNCHRONICZNE WAHANIA STANÓW WÓD PODZIEMNYCH I WYDAJNOŚCI ŹRÓDEŁ

Przeprowadzone badania związków pomiędzy poziomami wody w studniach, wyrażającymi stany retencji w zbiorniku wody podziemnej a wydajnością źródeł wskazują, że w większości przypadków zależności takie istnieją. Różna jest natomiast ich siła i charakter zbieżności w czasie. Macierz wybranych współczynników korelacji wzajemnej zamieszczono w tab. 14. Zawiera ona nie tylko współczynniki uzyskane dla sąsiadujących ze sobą studni i źródeł, ale także charakterystyki otrzymane dla posterunków i wypływów odległych od siebie.

Tabela 14

Współczynniki korelacji średnich miesięcznych stanów wód podziemnych,
wydajności źródeł i wskaźnika KBW

Correlation coefficients of average monthly groundwater levels,
spring discharges and KBW index

	Studnie Wells					KBW
	Rosanów	Ciosny	Imielnik	Dąbrówka	Mroga	
R2	0,70	0,46	n	n	0,41	n
R1	0,74	0,60	n	n	0,73	n
CI	0,43	0,35	0,55	n	0,37	n
GL	n	n	0,52	n	0,46	n
RU	n	n	n	n	n	n
IM	n	0,42	n	0,79	0,49	n
BO	n	n	n	n	n	n
SK2	n	0,37	n	0,61	n	n
DA	0,59	0,41	n	0,70	0,55	n
GR	n	0,40	n	0,66	0,42	n
MR	0,75	0,50	n	n	0,64	n
RO	n	n	n	n	n	n
r_m	0,45	0,33	0,31	0,35	0,39	0,11

r_m – przeciętny współczynnik korelacji, n – współczynniki korelacji nieistotne na poziomie 0,05. Źródło: opracowanie własne.

r_m – average correlation coefficient, n – correlation coefficient insignificant on the level 0,05. Source: own materials.

Najbardziej czytelne zależności charakteryzują punkty leżące w zlewni Ciosenki i na międzyrzeczu Moszczenicy i Grzmiącej. Średnie miesięczne stany wody w studni w Rosanowie bardzo dobrze korelują z wydajnością położonego tuż obok źródłiska Rosanów I ($r = 0,74$), a tylko nieco słabiej z sąsiednim Rosanowem II ($r = 0,70$). Podobny związek występuje pomiędzy studnią w Ciosnach a źródłem Rosanów I ($r = 0,60$). Jest on nawet silniejszy niż w przypadku źródła w Ciosnach ($r = 0,35$). Jak pamiętamy, źródło to jest jednak zasilane przez dwa zbiorniki wód podziemnych, a studnia ujmuje tylko płytszy.

Źródłisko w Głowie, mimo drenowania tego samego poziomu co wypływy w Rosanowie i Ciosnach, nie jest wyraźnie powiązane z żadną ze studni ujmujących

poziom sandrowy. Może to wynikać z sąsiedztwa doliny Dzierżąznej, której stany wpływają zapewne na wielkość spadku hydraulicznego zwierciadła wody podziemnej w tej części sandru, a więc i na wydajność źródła. Względnie silna korelacja zachodzi natomiast między wydajnością wypływu w Rudunkach a położeniem zwierciadła wody w studni w Rosanowie. Na pewien typ związku hydraulicznego między źródłiskami: Rudunki i Rosanów I, zwrócono uwagę wcześniej (por. rozdz. „Warunki hydrometeorologiczne...”).

Silne związki z wahaniami poziomu wody w Dąbrówce Dużej wykazują wydajności źródeł w: Imielniku, Skoszewach, Dąbrówce i Grzmiącej ($r = 0,79-0,61$). Potwierdza to wcześniejszy wniosek wskazujący, że źródła te drenują wspólny zbiornik wód podziemnych. Ze stanem zawodnienia tego poziomu wodonośnego, w największym stopniu jest oczywiście związana wydajność źródła w Imielniku, które pozostaje z nim w łączności hydraulicznej. Świadczy to o decydującej roli ciśnienia hydrostatycznego w kształtowaniu dynamiki wydatku. Przekazywany impuls ma tutaj charakter „hydrauliczny”, stąd powiązania korelacyjne są silne i synchroniczne. Również wahania stanu wody w położonej na krawędzi doliny rzecznej studni w Mrodze Dolnej, są istotnie związane z wydatkiem znajdującego się tuż obok źródła ($r = 0,64$).

Powyższe zależności wynikają z uzasadnionych przestżernie powiązań hydraulicznych. Ale przecież, równie silną, a czasami nawet mocniejszą korelację, zaobserwowano także pomiędzy wieloma innymi studniami i źródłami, odległymi od siebie i nie pozostającymi w związku hydrologicznym, np. studnia w Rosanowie – źródło w Mrodze ($r = 0,75$), źródło Rosanów I – studnia w Mrodze ($r = 0,73$). Wynika ona najprawdopodobniej z synchroniczności zasilania (opady, roztopy) na całym obszarze Wzniesień Łódzkich. Dlatego, obliczając średnią ze wszystkich (także tych pominiętych w tabeli 14) współczynników korelacji (r_m), podjęto próbę identyfikacji studni, w której zmiany poziomu wody są najlepiej zsynchronizowane z wydajnościami wszystkich źródeł. Najwyższą wartość uzyskano dla posterunku w Rosanowie ($r_m = 0,45$).

Równie ciekawa jest jeszcze inna prawidłowość. Współczynniki korelacji dla związków synchronicznych ($k = 0$) są często niższe od powiązań niesynchronicznych ($k = 1, 2, \dots$). W jednej trzeciej przypadków, gdy korelacja danych synchronicznych była nieistotna (tab. 14), przesunięcie serii powodowało jej wzrost, zwykle do poziomu istotnego statystycznie (tab. 15). Spośród pozostałych współczynników, istotnych przy $k = 0$, aż 13 było także istotnych przy $k = 1$, a do tego przyjmowały wartości wyższe. Zjawisko to dotyczy nie tylko studni i źródeł odległych od siebie, ale, co szczególnie istotne, pojawia się w przypadku par punktów reprezentujących ten sam poziom wodonośny i nierzadko bardzo blisko siebie położonych, np. źr. Rosanów I – st. Rosanów, źr. Ciosny – st. Ciosny, źr. Imielnik – st. Imielnik.

Warto zwrócić również uwagę na kierunki przesunięć serii wydajności w stosunku do stanów wody w poziomach wodonośnych. Maksymalny poziom korelacji uzyskiwano zwykle przy przesunięciu od 1 do 2 miesięcy. W większości przypadków dynamika wydajności źródeł „wyprzedza” wahania stanów wód podziemnych w studniach. Można to próbować wyjaśnić krótkookresowym zasilaniem nisz przez

splyw podpowierzchniowy, wyprzedzający reakcję „głównego” zbiornika. Szybkie formy odpływu nakładają się na znacznie wolniej formujący się odpływ podziemny. Zatem ich wypadkowa (wydajność źródliska), nie musi być wcale synchroniczna z warunkami pogodowymi (KBW). Zdają się to potwierdzać niskie i w większości nieistotne współczynniki korelacji wskaźnika KBW i wydatku źródeł (tab. 14, 15).

Tabela 15

Współczynniki korelacji średnich miesięcznych stanów wód podziemnych, wydajności źródlisk i wskaźnika KBW (przy $k = 1$)

Crosscorrelation coefficients of average monthly groundwater levels, spring discharges and KBW index (with $k = 1$)

	Studnie Wells					KBW
	Rosanów	Ciosny	Imielnik	Dąbrówka	Mroga	
R2	0,38 (2)	0,29 (1)	n	n	<u>0,41 (2)</u>	0,35 (1)
R1	<u>0,79 (4)</u>	<u>0,66 (4)</u>	0,40 (1)	n	<u>0,59 (5)</u>	0,36 (1)
C1	0,39 (2)	<u>0,48 (3)</u>	<u>0,45 (2)</u>	n	<u>0,51 (3)</u>	n
GL	n	n	<u>0,48 (2)</u>	n	<u>0,49 (2)</u>	n
RU	<u>0,61 (4)</u>	n	n	n	0,02 (1)	n
IM	<u>0,46 (4)</u>	<u>0,49 (4)</u>	<u>0,44 (2)</u>	<u>0,81 (7)</u>	<u>0,55 (3)</u>	0,36 (1)
BO	n	n	n	n	n	n
SK2	0,39 (3)	<u>0,36 (2)</u>	n	<u>0,59 (9)</u>	<u>0,37 (1)</u>	n
DA	<u>0,83 (6)</u>	<u>0,53 (5)</u>	n	<u>0,53 (4)</u>	<u>0,66 (6)</u>	n
GR	<u>0,59 (6)</u>	<u>0,51 (5)</u>	n	<u>0,62 (5)</u>	<u>0,57 (4)</u>	n
MR	<u>0,75 (6)</u>	<u>0,45 (3)</u>	0,15 (2)	n	<u>0,48 (4)</u>	n
RO	n	n	-0,34 (2)	n	-0,21 (5)	n

Podkreślono współczynniki r_1 istotne na poziomie 0,05. W nawiasach podano liczbę istotnych współczynników korelacji. Źródło: opracowanie własne.

r_1 coefficients significant on the level 0,05 are underlined. Number of significant correlation coefficients is in the brackets. Source: own materials.

Czas „wędrowki” impulsu opadowego do źródła jest zatem krótszy niż podobny czas, potrzebny na dotarcie infiltracji efektywnej do poziomu wodonośnego. Miara bezwładności reakcji zbiornika wód podziemnych może być tu liczba istotnych współczynników korelacji. W większości przypadków istotne są tylko 2–4 współczynniki, ale w przypadku silnych związków może być ich więcej – nawet 9 (Imielnik, Skoszewy).

Wspomniane źródło w Imielniku jest jedynym wypływem, którego wydajność koresponduje ze zmianami stanu wody we wszystkich studniach, przy czym są to związki przeważnie niesynchroniczne. Z kolei, wydajności położonego tuż obok źródłiska w Borkach nie sposób powiązać z wahaniami lustra wody w którejkolwiek studni. Zastanawia też fakt, że poziom zwierciadła wody w Mrodze Dolnej koresponduje z wydajnościami prawie wszystkich źródeł, z wyjątkiem sąsiadującego z nią źródłiska w Mrodze i wypływu w Borkach. Brak związków zdaje się tu potwierdzać

przypuszczenia co do niezgodności lokalnych działów wodnych i wielopoziomowego zasilania dwu ostatnich wypływów. W odniesieniu do źródłiska w Rochnie ujemne współczynniki krosskorelacji wskazują na słaby związek asynchroniczny. Trzeba jednak zaznaczyć, iż wobec braku pomiarów stanu zwierciadła wody w obrębie jego zlewni i nieciągłości serii pomiarowej wydatku, powiązania te i wnioski należy traktować ostrożnie.

W poziomach „otwartych”, tam gdzie zwierciadło wody podziemnej jest swobodne, wahania wydajności źródeł są wypadkową gradientu hydraulicznego zwierciadła i dynamiki podziemnego przepływu wody. Podczas kształtowania się wezbrania podziemnego, przy wzroście retencji w zbiorniku, wzrasta gradient hydrauliczny zwierciadła (J). Wpływa on na zwiększenie średniej prędkości filtracji (v), mającej tu najczęściej charakter laminarny – zgodnie z prawem Darcy’ego:

$$v = k \cdot J \quad (9)$$

gdzie:

k – współczynnik filtracji ($k = \text{const}$).

Objęściowe natężenie przepływu podziemnego, które w przypadku źródeł jest równe ich wydatkowi (Q), jest wprost proporcjonalne do powierzchni czynnej przekroju wodonośca (F) i średniej prędkości zachodzącej w nim filtracji (v):

$$Q = v \cdot F \quad (10)$$

stąd:

$$Q = k \cdot J \cdot F \quad (11)$$

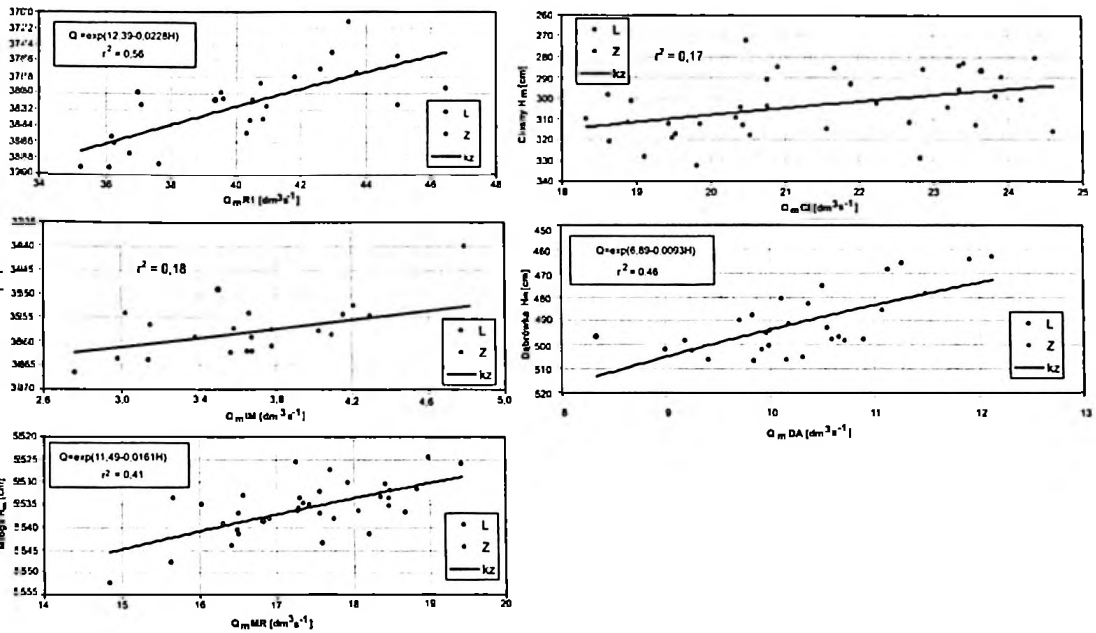
Wydajność źródła jest więc zależna od przyrostu retencji w drenowanym przez nie zbiorniku wód podziemnych, ale związek ten jest nieliniowy. Od stanu retencji zależy bowiem zarówno spadek zwierciadła, jak i powierzchnia czynna przekroju wodonośca. Wydajność źródeł ascensyjnych zależy natomiast od ciśnienia hydrostatycznego, wynikającego z różnicy rzędnej swobodnego zwierciadła wody i rzędnej wypływu. W obu przypadkach miarą napełnienia zbiorników jest niewątpliwie poziom zwierciadła wody (H) w reprezentatywnych dlań studniach:

$$Q = f(H) \quad (12)$$

Związki te znane są w literaturze pod nazwą krzywych zasilania podziemnego (S a w i c k i 1978). Kształty krzywych mogą być różne, w zależności od parametrów filtracyjnych warstwy wodonośnej (P a z d r o 1983). Dynamika zmian retencji podziemnej powoduje, że zależność (12) nie jest związkiem ściśle funkcyjnym. Ilustrują to krzywe zasilania podziemnego, przedstawiające powiązania pomiędzy stanami wód podziemnych i wydajnościami sąsiadujących ze sobą studni i źródeł (rys. 29). Mają one różną siłę korelacji – czasem na granicy istotności (tab. 14). W konsekwencji więc, poziom wody w najbliższej położonej studni nie zawsze jest miarodajny dla wydatku danego źródłiska.

Krzywe zasilania podziemnego, uzyskane dla kilku badanych źródeł, mają postać związków korelacyjnych o niezbyt wysokim współczynniku dopasowania – najlepszym przy zastosowaniu funkcji logarymicznej (dla związków istotnych – $r^2 = 0,41-0,56$). Jak już wspomniano, przyrost poziomu wody w zbiorniku wód podziem-

nych powoduje wzrost wydatku źródła. Silniejsze zależności uzyskano w zlewniach źródeł drenujących jeden (Rosanów, Dąbrówka – rys. 29A, D) lub dwa zbiorniki, ale z wyraźną dominacją jednego z nich (Mroga – rys. 29E). Tam, gdzie źródło drenuje dwa (lub więcej) poziomy o podobnej zasobności, studnia ujmująca tylko jeden z nich nie może być reprezentatywna (rys. 29B, C).



Rys. 29. Krzywe zasilania źródeł (kz) – związki średnich miesięcznych stanów wód podziemnych (H_m) i wydajności źródeł (Q_m) w półroczu: L – ciepłym, Z – chłodnym

A – studnia w Rosanowie i źródło Rosanów I (R1); B – studnia w Ciosnach i źródło Ciosny (CI); C – studnia w Imielniku i źródło Imielnik (IM); D – studnia w Dąbrówce i źródło Dąbrówka (DA); E – studnia w Mrodzie i źródło Mroga (MR)
podano współczynniki dopasowania (r^2); dla związków istotnych statystycznie podano równanie krzywych

Springs supplying curves (kz) – relationship between mean monthly groundwater levels (H_m) and spring discharges (Q_m) in: L – warm half-year, Z – cold half-year

A – in Rosanów well and Rosanów I spring (R1); B – well and spring in Ciosny (CI); C – well and spring in Imielnik (IM); D – well and spring in Dąbrówka (DA); E – well and spring in Mroga (MR)
correlation indices shown (r^2); for statistically significant relationships curves equation are presented

Rozrzut punktów na wykresie, zdaniem S a w i c k i e g o (1978), wynika z sezonowej zmienności parowania z wód podziemnych. Z tego powodu, zaleca on konstruowanie krzywych sezonowych, osobno dla okresu wegetacyjnego (wiosenno-letniego) i pozawegetacyjnego (jesiennie-zimowego). Ich wyznaczenie nie powiodło się w przypadku prezentowanych związków studni i źródeł. Słabe dopasowanie krzywych sezonowych i ich wzajemne przecinanie się, skłoniły autora do poprzestania na charakterystykach uśrednionych dla całego okresu badań.

Nie oznacza to wszakże, że parowanie z wód podziemnych nie odgrywa tu żadnej roli. Głębokie położenie lustra wody w zbiornikach podziemnych (od kilku do 30 m p.p.t.), nie sprzyja niewątpliwie parowaniu z powierzchni zwierciadła. Może ono natomiast zachodzić w strefie aeracji. Dzięki jej znacznej miąższości, a także wskutek transpiracji w okresie wegetacyjnym (1 V– 30 IX), infiltracja efektywna jest skutecznie ograniczona, jeśli nie całkowicie wyeliminowana. Jest to już widoczne w przebiegu stanów wody w niezbyt przecież głębokich obserwowanych studniach, które charakteryzują się tylko jednym maksimum w ciągu roku, a opady letnie niemal się nie zaznaczają (por. rys. 20B). Wyjaśnienie tych zależności jest trudne. Prawdopodobnie o sile i kierunku związku stanu wody podziemnej i wydajności źródeł, w niektórych przypadkach decydują tu, poza parowaniem, jeszcze inne czynniki, być może antropogeniczne, związane np. z sezonowym poborem dużych ilości wody w obszarze działek letniskowych (Rosanów).

Z równań krzywych zasilania (retencji) oraz na podstawie położenia zwierciadła wody podziemnej w drenowanym przez źródło zbiorniku, można szacować wydajność danego wypływu. Dla przykładu: przyrost stanu wody w studniach o 10 cm winien wywołać wzrost wydatku źródeł: w Rosanowie o $9,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, w Dąbrówce o $1,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a w Mrodzie $2,8 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Liczby te stanowią odpowiednio: 22,6 %, 10,2 % i 16,0 % ich wydatku średniego. Pomiary wydajności źródeł mogą z kolei służyć do obliczania stanu zawodnienia drenowanego poziomu. Przykładowo – wzrost średniego miesięcznego wydatku wymienionych źródeł o $5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ wynikałby ze wzrostu poziomu wody w odpowiadających studniach o 5 cm, 52 cm i 18 cm. Znając współczynnik odsączalności wodonośca można wówczas obliczyć wielkość infiltracji efektywnej. Dla źródeł okresowych, znajomość krzywych pozwala na obliczenie hipotetycznego położenia zwierciadła, przy którym nastąpiłoby zerwanie kontaktu hydraulicznego i zanik wypływu. W rozpatrywanych źródłach nastąpiłoby to przy stanie 425 cm w studni w Rosanowie, 602 cm w Dąbrówce i 598 cm w Mrodzie (zakładając oczywiście liniowy charakter związku). W przypadku badanych źródeł sytuacja taka nie jest możliwa, bowiem charakteryzują się one stałością wydatku. Natomiast zwiększenie liczby posturków pomiarowych w ich zlewniach korzystnie wpłynęłoby zapewne na dokładność obliczeń oraz uściślenie związków stanów wód podziemnych i wydajności wypływów.

ROLA ŹRÓDLISK W ODPLYWIE RZECZNYM

Na odpływ rzeczny ze zlewni składają się: spływ powierzchniowy i podpowierzchniowy oraz odpływ podziemny. Udział poszczególnych form w odpływie całkowitym jest oczywiście zmienny zarówno w aspekcie czasowym, jak i przestrzennym. Zróżnicowanie to jest zawsze wypadkową czynników niestacjonarnych, nakładających się na utrwalony obraz warunków hydrologicznych.

Zasilanie podziemne rzek odbywa się zwykle poprzez liniowy drenaż głównego poziomu (poziomów) wodonośnego. Tam, gdzie istnieją wypływy wód podziemnych na powierzchnię, drenaż ten przybiera charakter punktowy (źródła) lub powierzchniowy (wycieki, wysięki). W sprzyjających warunkach hydrogeologicznych tworzą się strefy szczególnie dużego nagromadzenia takich wypływów. Wówczas drenaż liniowy odgrywa rolę drugorzędą.

Z uwagi na brak jakichkolwiek, działających dziś, posterunków wodowskazowych, należących do sieci IMGW, obszar badań nie był objęty regularnymi pomiarami stanów wody i przepływów. Wodowskazy w Strykowie na Moszczenicy i w Głownie na Mrodzie już dawno zdemontowano, a istniejące nadal posterunki w Giecznie (Moszczenica) i w Bielawach (Mroga) nie są reprezentatywne dla terenu badań. Dlatego, we wskazanych na rys. 3 przekrojach kontrolnych, co dwa tygodnie wykonywane były pomiary natężenia przepływu. Wybrane przekroje zamykają górne fragmenty głównych zlewni badanego obszaru. Ich łączna powierzchnia stanowi 42 % jego terytorium. Przepływy Ciosenki i Dzierżanej były rejestrowane przez pełne 3 lata, w ramach funkcjonowania zlewni badawczej Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej UŁ. Serie pomiarowe przepływów pozostałych rzek były znacznie krótsze – kontrolowano je przez jeden rok. Podstawowe charakterystyki odpływu z tych zlewni przedstawia tabela 16.

Tabela 16

Udział wód źródłanych w odpływie rzeczny

Contribution of spring waters in river outflow

Zlewnia Catchment	Profil Profile	A	Q_c	Q_z	q_c	q_z	w_D
Ciosenka	Dzierżazna	15,1	126,7	70,0	8,4	4,6	55,2
Dzierżazna	Biała	23,8	73,6	14,1	3,1	0,6	19,2
Młynówka	Ługi	15,7	112,9	46,5	7,2	3,0	41,2
Moszczenica	Przydatki	24,6	119,9	71,4	4,9	2,9	59,5
Grzmiąca	Dąbrówka Mała	18,7	104,1	53,5	5,6	2,9	51,4
Mrożyca	Dąbrówka Mała	41,5	252,7	22,6	6,1	0,5	8,9
Mroga	Tworzyjanki	70,9	317,1	107,5	4,5	1,5	33,9
Razem Summary		210,3	1107,0	385,6	5,3	1,8	34,8

Objaśnienia: A – powierzchnia zlewni topograficznej danej rzeki [km²], Q_c – średni przepływ całkowity [dm³·s⁻¹], Q_z – łączna wydajność wypływów [dm³·s⁻¹], q_c – całkowity odpływ jednostkowy [dm³·s⁻¹·km⁻²], q_z – odpływ jednostkowy pochodzenia źródłanego [dm³·s⁻¹·km⁻²], w_D – współczynnik drenowania zlewni [%]. Źródło: opracowano na podstawie: Michaluk (1999), Pabich (2000), Poranski (2000), Wawrzyniak (2000) oraz materiałów własnych.

A – area of particular river topographic catchment [km²], Q_c – average total discharge [dm³·s⁻¹], Q_z – total springs discharge [dm³·s⁻¹], q_c – total specific discharge [dm³·s⁻¹·km⁻²], q_z – specific discharge from the spring [dm³·s⁻¹·km⁻²], w_D – draining index of the catchment [%].

Przeciętny sumaryczny przepływ całkowity obserwowanych rzek regionu wyniósł ok. 1,1 m³·s⁻¹. Ponad połowę tej wartości stanowiły przepływy dwóch największych rzek: Mrogi i jej dopływu – Mrożyca. Średnie przepływy pozostałych cieków wynoszą po około 100 dm³·s⁻¹. Średni odpływ jednostkowy dla wszystkich wymienionych zlewni

ni wyniósł $5,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$, co niemal dokładnie odpowiada wartości średniej wieloletniej dla tego obszaru (Atlas Hydrologiczny Polski 1987).

W poszczególnych zlewniach różnice są jednak znaczne. Odptyw jednostkowy ze zlewni Młynówki jest np. dużo wyższy od przeciętnego dla regionu ($7,2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$). Wynika to z niezgodności działów wodnych: topograficznego i hydrogeologicznego (o czym już wspomiano). Jeszcze wyższym odpływem jednostkowym charakteryzuje się zlewnia Ciosenki ($8,4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$), co z kolei kontrastuje z bardzo małym odpływem z sąsiedniej zlewni Dzierżanej ($3,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$). Fakt, iż obie rzeki odwadniają znaczne fragmenty sandru grotnicko-lućmierskiego, wpływa na bardzo wysoką korelację ich przepływów miesięcznych ($r = 0,94$). Różnice w odpływie jednostkowym wskazują jednak ponownie na niezgodność działów wodnych właśnie w obrębie sandru. Jest niemal pewne, iż Ciosenka, poprzez ogromne zlewnie podziemne swych źródeł, „przechwytuje” dużą część wód podziemnych ze zlewni górnej Dzierżanej. Swoisty „szlak”, po którym odbywa się ten „kaptaż”, wiedzie w poprzek suchej zwykle doliny, położonej na północ od źródła w Rudunkach (por. rys. 3). Dodatkowe uzasadnienie zyskuje więc wcześniejsza teza o powiązaniach między wydajnościami źródeł w Rudunkach i Rosanowie (por. rozdz. „Korelacje przestrzenne”).

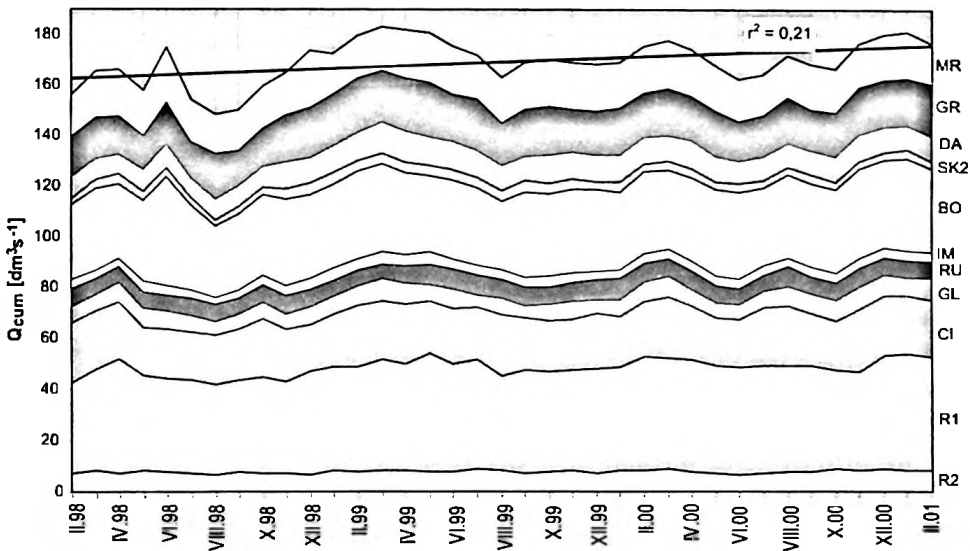
Analiza codziennych przepływów Dzierżanej w przekroju Swoboda (poniżej ujścia Ciosenki), wskazuje, iż rzeka ta charakteryzuje się bardzo wyrównanym przebiegiem odpływu. Współczynnik zmienności sum miesięcznych jest niski i wynosi zaledwie 32,5 %. Dość wysoki jest natomiast współczynnik odpływu z tej zlewni (31 %). Jest on wyraźnie wyższy od przeciętnego dla obszaru środkowej Polski (25 %). Zwraca uwagę także ogromna przewaga zasilania podziemnego. Jego udział w odpływie całkowitym wynosi przeciętnie aż 81,4 %. Wskaźniki te dowodzą bardzo dużej zdolności retencyjnej tej zlewni, porównywalnej z właściwościami retencyjnymi zlewni krasowych. W dużej mierze jest to zasługą bardzo wydajnych źródeł, bijących na obrzeżu sandru (J o k e l 2002).

Wydajność wszystkich pomierzonych źródeł, w 7 omawianych zlewniach, jest zróżnicowana i wynosi od $14,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ do $107,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (tab. 15). Łatwo dostrzec, że mimo iż w zlewniach tych bije tylko 80 % wszystkich źródeł północnej części Wzniesień Łódzkich, to podana ich wydajność sumaryczna o $100 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ przekracza, prezentowany wcześniej, łączny wydatek wypływów na całym obszarze badań (por. tab. 2). Wynika to oczywiście z różnych okresów kartowania i bardzo dużej zmienności wydatku źródeł małych (tych poniżej $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Należy podkreślić, że wydajnościom źródeł, podanym w tabeli 16, odpowiadają przepływy rzek, pochodzące z tego samego okresu.

Przeciętny odpływ jednostkowy pochodzenia źródłanego, obliczony dla całego badanego obszaru, wynosi $1,8 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. Jest on około 2–3 razy mniejszy od odpływu jednostkowego uzyskanego dla zlewni dużych źródeł (por. tab. 7). Najwyższą wartość przyjmuje on oczywiście w zlewni Ciosenki – $4,6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$, a w kilku pozostałych wynosi około $3,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. Odpływ bliski przeciętnej uzyskano dla zlewni Mrogi. Zwraca natomiast uwagę bardzo niski q_z w systemach Dzierżanej

i Mroźcy ($0,5\text{--}0,6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$). W pierwszym przypadku, poza źródłami w Rudunkach i w Głowie, w zlewni nie występują inne wypływy wody podziemnej (nie można jednak wykluczyć ich istnienia w dnach stawów). Z kolei, w zlewni Mroźcy, wypływy są liczne (ok. 60), ale bardzo mało wydajne (przeciętna $0,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

W przybliżeniu można przyjąć, że połowa odpływu źródłanego pochodzi ze źródeł objętych regularnymi pomiarami wydatku, wykonywanymi w ramach tego opracowania. Na rysunku 30 przedstawiono przebieg ich skumulowanej wydajności w badanym okresie (z pominięciem źródła w Rochnie). Już na pierwszy rzut oka widoczny jest wzrost wydatku niemal wszystkich źródeł, przy czym tendencja ta jest statystycznie istotna również dla ich łącznego wydatku ($Q_{\text{cum}} = 0,373t + 162,2$; $r^2 = 0,21$). W ciągu całego okresu obserwacji wydajność badanych wypływów zwiększyła się o $13,4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, rosnąc przeciętnie o $0,36 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ miesięcznie. Szczególnie silny wzrost nastąpił w chłodnym półroczu 1999 r. (ok. $4,6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ /miesiąc). Fakty te wynikają oczywiście ze zwiększonego uwilgotnienia okresu badań. Sumy roczne opadów były przecież wyższe niż przeciętne z wielolecia (por. rozdz. „Warunki pogodowe...”).



Rys. 30. Skumulowana wydajność badanych źródeł.

Cumulated discharge of the springs investigated

Na podstawie łącznego, średniego wydatku wypływów, można uzyskać charakterystykę pokazującą udział wód źródłanych w całkowitym odpływie rzeczonym – zwaną w literaturze współczynnikiem drenowania zlewni (K r y z a H. 1986). Ponad połowa odpływu pochodzi ze źródeł Ciosenki, Moszczenicy i Grzmiącej. W zlewniach Młynówki i Mrogi wskaźnik ten jest zbliżony do przeciętnego (ok. 35 %). Najmniejszy udział wody ze źródeł dotyczy zaś systemów Dzierżanej i Mroźcy (< 20 %).

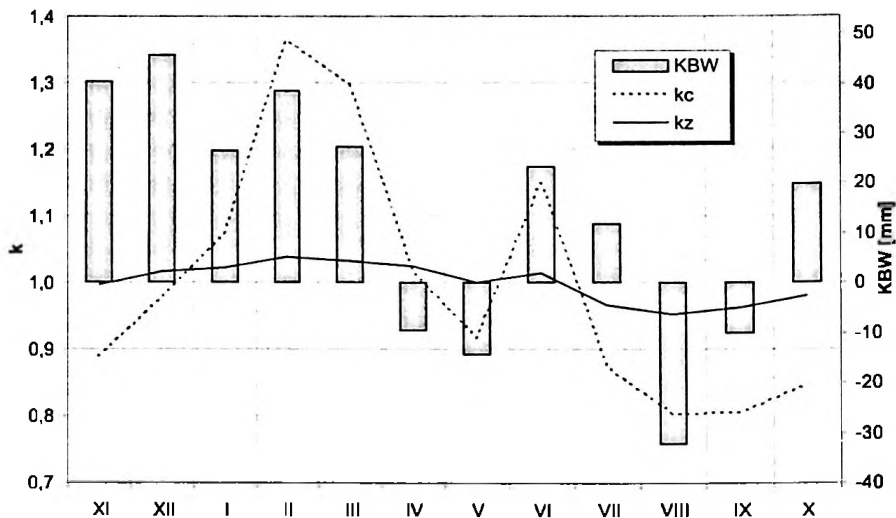
Sezonową zmienność sumarycznych przepływów rzek i wydajności badanych źródeł ilustruje rysunek 31. Dyspersję tę można przedstawić w oparciu o miesięczne współczynniki odpływu, obliczone według wzoru:

$$k = \frac{Q_m}{Q} \quad (13)$$

gdzie:

Q_m – średni przepływ lub wydatek w danym miesiącu,

Q – średni roczny przepływ lub wydatek.



Rys. 31. Zmienność przepływów rzecznych (k_c) na tle zmienności wydajności źródeł (k_z) i wskaźnika KBW

River flow variability (k_c) in the background of springs yields (k_z) and KBW index variability

Zmienność całkowitego odpływu rzeczego jest oczywiście wielokrotnie większa niż zróżnicowanie wydajności źródeł. Łatwo też dostrzec synchroniczność obu zjawisk, potwierdzoną wysokim poziomem korelacji ($r = 0,86$). Dowodzi ona ogromnej przewagi odpływu podziemnego nad innymi formami zasilania w zlewniach badanych rzek regionu. Zarówno źródła, jak i rzeki wyróżniają się reżimem śnieżno-deszczowym, z przewagą zasilania w półroczu chłodnym. Dyspersja sezonowa obu procesów wynika głównie z sezonowych zmian warunków zasilania (por. rozdz. „Warunki hydrometeorologiczne...”). Stąd w przebiegu rocznym maksimum odpływu podziemnego, jak i maksimum wydajności wszystkich źródeł, przypada na przełom lutego i marca. Infiltracji wód roztopowych i opadowych sprzyja wtedy oczywiście niskie parowanie, które w całym półroczu chłodnym nie przekracza 25 % sumy rocznej. Drugie maksimum (efemeryczne), wystąpiło wyjątkowo w czerwcu, a więc w miesiącu, gdy opady znacznie przewyższyły sumy parowania. Wydaje się jednak, że jego istnienie ogranicza się tylko do okresu badań.

ŹRÓDŁA OKOLIC ŁODZI NA TLE INNYCH ŹRÓDEŁ POLSKI

ŹRÓDŁA CZY ŹRÓDLISKA?

Mimo bogatego słownictwa krenologicznego, typologia wyływów wciąż przysparza badaczom nie lada problemów. Z pewnością wynika to z konieczności każdorazowego dopasowywania sztywnego zespołu pojęć i terminów oraz ścisłych kryteriów klasyfikacji do występującej w naturze olbrzymiej różnorodności form wyływu. Zdefiniowanie źródła jako naturalnego, skoncentrowanego wyływu wody podziemnej na powierzchnię terenu, nie wystarcza. Wskazują na to liczne próby uściślenia tego pojęcia (por. rozdz. „Podstawowe pojęcia...”), pozostawiające, mimo wszystko, sporo miejsca na własną interpretację badaczy.

Odróżnianie wyływów skoncentrowanych i nieskoncentrowanych wymaga postawienia wyraźnej granicy między nimi, podczas gdy, jak wiadomo, w przyrodzie nie ma ostrych granic. Żeby różnicować wyływy punktowe i powierzchniowe trzeba by ustalić maksymalne rozmiary „punktu”, bowiem wyływ bardzo rzadko następuje w określonym miejscu. Definicji mogłyby więc odpowiadać ściśle tylko źródła szczelinowe, niektóre uskokowe (jeśli wodę wyprowadza szczelina) i małe źródła krasowe. Wywierzska z reguły osiągają już znaczne rozmiary, a wyływy porowe tylko w wyjątkowych sytuacjach hydrogeologicznych są skupione w punkcie. Często więc, jeśli nie najczęściej, termin źródło bywa używany nie w pełni w zgodzie z definicją. W sposób zamierzony, lub nawet nieświadomie, staje się synonimem pojęcia wyływ, i jest rozszerzany na ogół wyływów wód podziemnych, bez względu na ich skupienie.

Większość „źródeł” Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej zajmuje powierzchnię od kilkudziesięciu metrów kwadratowych do kilku hektarów (D y n o w s k a 1983). Stały bieg Sanny rozpoczyna się w „źródle”, które w rzeczywistości składa się z 10 miejsc wyływu na odcinku 60 m, a w nich znajduje się 35 szczelin wyprowadzających wodę (J a n i e c , M i c h a l c z y k 1988). Podobny wygląd ma „źródło” w Wąwolnicy, składające się z około 30 wyływów szczelinowych (M i c h a l c z y k , T u r c z y ń s k i 1999). Wielu autorów znakomicie zdaje sobie sprawę z niedoskonałości stosowanej terminologii, bowiem była ona tworzona dla potrzeb klasyfikacji źródeł i tylko w niewielkim stopniu odnosi się do wyływów rozproszonych. Mimo to, można odnieść wrażenie, że na obszarze Wyżyn Polskich, poza źródłami, nie występują inne formy wyływu.

W górach, udział źródeł w ogólnej liczbie wyływów bywa zróżnicowany. W rejonie Międzygórze ocenia się go na 76 %, zaś wycieków na 18 %, natomiast

w zlewni Bystrzycy Dusznickiej wynosi on odpowiednio: 84 % i 13 % (B a r t n i k , T o m a s z e w s k i E. 1998). Podobne wielkości podaje K r y z a H. (1988) dla Masywu Śnieżnika (źródła – 76 %, wycieki – 24 %), zaznaczając, że młaki i wysięki, choć licznie występujące, nie zostały uwzględnione. Z kolei, nawet na obszarach licznego występowania źródeł, stanowią one tylko niewielką część wypływów – np. w Karkonoszach tylko 20 % z ok. 1000 (T o m a s z e w s k i J. T. 1974), a w zlewni górnej Kamiennej – 35 % (K r y z a H., K r y z a J. 1988). Według W a k s m u n d z k i e g o (1968), źródła stanowią 48 % wypływów w dorzeczu górnej Wisły, natomiast liczba młak (42%) jest pięciokrotnie większa niż wycieków (8 %).

Trudno też dociec, jaki typ wypływu przeważa w nizinnej części Polski. Na obszarze Basenu Grudziądzkiego naliczono łącznie 238 źródeł i wycieków, a także 27 młak, 74 wysięki oraz 12 linii i zespołów źródeł (K o p c z y ń s k i 1982). Z kolei w Wielkopolsce stwierdzono 135 źródeł, 23 młaki i 63 wycieki (C h o i ń s k i 1995). W regionie łódzkim 74 % wypływów to źródła, 25 % – wycieki, a tylko 1,1 % – młaki (M a k s y m i u k , M e l a 1995). W poszczególnych zlewniach proporcje między wypływami skupionymi i rozproszonymi mogą być jednak różne. W zlewni Grabi wycieki stanowią 76,6 % wypływów (M a k s y m i u k 1970). Podobnie jest w zlewni Widawki, gdzie 25 % wszystkich wypływów zaklasyfikowano jako źródła, a tylko 20 % stanowią wycieki (B u r c h a r d , M a k s y m i u k 1997).

Wydaje się jednak mało prawdopodobne, by wszyscy badacze w jednakowy sposób pojmowali typologię wypływów. Wątpliwości budzi zatem sens odrębnego traktowania wycieków, młak i źródeł, jak również pomijanie form rozproszonych w niektórych opracowaniach. Tymczasem W a k s m u n d z k i (1971) słusznie zauważa, że zjawiskiem hydrologicznym jest sam wypływ, zaś jego typ jest czymś zmiennym, nierzadko przejściowym. Ewolucja nisz i wahania poziomu wód podziemnych powodują przechodzenie jednych typów w inne lub (i) wędrówkę wypływu (T l a ł k a , W a k s m u n d z k i 1968). Zjawisko to zachodzi bardzo często u utworach drobnofrakcyjnych.

W kontekście istotnych rozbieżności w interpretacji definicji źródła, pojawiają się wątpliwości dotyczące liczby źródeł, ich wydajności czy reżimu. Wskaźnik krenologiczny, współczynnik drenowania czy sumaryczny wydatek, podawane są czasem wyłącznie dla źródeł, a innym razem dla ogółu wypływów łącznie. Jest to ważne z punktu widzenia porównywalności opracowań wypływów wód podziemnych. Niejednokrotnie ich autorzy wskazują na napotykanne trudności metodyczne. Zdaniem M i c h a ł c z y k a (2001), ścisłe ustalenie liczby źródeł na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Rostocza nie jest możliwe, między innymi z uwagi na często spotykane funkcjonowanie wielu wypływów (najczęściej szczelinowych) w obrębie jednej nisy. Z inicjatywą posługiwania się, w takich przypadkach, terminem źródłisko już nieraz występowało (W i e c z y s t y 1982; P a z d r o 1983; S ł o w n i k h y d r o g e o l o g i c z n y 1997). Mimo to jest on bardzo rzadko stosowany, i to częściej przez hydrobiologów niż przez hydrologów. Zdaniem autora, w razie jego odrzucenia, należałoby z definicji źródła usunąć określenie „skoncentrowany”.

Kwestie terminologiczne wymagają pilnego usystematyzowania w obliczu rozwoju badań krenologicznych na Polskim Niżu. Autor przychyliła się tu do zdania

Górniaka i Jekatierynczuk-Rudczyk (1997). Proponują oni nazywanie źródłiskami podmokłych nisz skupiających oprócz źródeł, także wysięki, wycieki i stałe mlaki. Kryterium morfologiczne (wspólna nisza) jest chyba najprostsze i intuicyjnie stosowane przez większość badaczy. Daje ono jednocześnie podstawę do równorzędnego traktowania wszystkich wypływów wód podziemnych. Dla wypływów ascensyjnych, nie posiadających niszy lub obiektów o niewielkich rozmiarach, położonych pod zboczem doliny rzecznej, autor proponuje stosowanie nazw: źródło, linia źródeł.

UŹRÓDŁOWIENIE

Z przedstawionego w rozdziale „Występowanie źródeł w Polsce” przeglądu regionów krenologicznych wynika, że największe uźródłowienie występuje w górach. Przeciętna gęstość wypływów wynosi od 4–7 $\text{źr}/\text{km}^2$ – w Tatrach, Beskidach Zachodnich i Kotlinie Kłodzkiej do 1–2 $\text{źr}/\text{km}^2$ – w Bieszczadach i Karkonoszach. Lokalnie może być ona znacznie większa, nawet do kilkudziesięciu wypływów na 1 km^2 . W obszarze Wyżyn Polskich źródła występują rzadziej. Wskaźnik krenologiczny nie przekracza tu 2 $\text{źr}/\text{km}^2$ (Pawlik-Dobrowolski 1965), choć na Wyżynie Lubelskiej osiąga średnio zaledwie 0,13 $\text{źr}/\text{km}^2$, a w najbardziej uźródłowionych zlewniach Wolicy i Kosarzewki – 0,45 $\text{źr}/\text{km}^2$ (Michalczyk 2001). Na Niżu Polskim wskaźnik ten jest jeszcze niższy, choć w dużym stopniu jest to „zasługą” słabego rozpoznania krenologicznego.

Na obszarze badań (502,6 km^2), autor zlokalizował 178 miejsc wypływu wody podziemnej na powierzchnię terenu, przy tym wielokrotnie napotymano trudności w ich poprawnej identyfikacji. Bardzo pomocne okazało się tu wspomniane wyżej kryterium morfologiczne. Pozwoliło ono na potraktowanie pojedynczej niszy źródłiskowej jako jednego wypływu, mimo iż znajdowało się tam nieraz po kilkadziesiąt źródeł, wycieków i mlak. Należy dodać, że uwzględniano tylko te wypływy, które w sezonie letnim dawały odpływ. Podczas kilkuletnich badań obserwowano również trwałe lub sezonowy zanik wielu wypływów, jak również pojawianie się nowych, niekiedy nawet w źródłiskach dobrze poznanych. Dlatego podaną liczbę źródeł należy traktować orientacyjnie, bardziej jako ilustrację aktualnego stanu poznania krenologicznego regionu, niż ustalony ostatecznie zbiór.

Wskaźnik krenologiczny dla północnej części Wzniesień Łódzkich został oceniony przez autora na 0,35 $\text{źr}/\text{km}^2$. W poszczególnych zlewniach jego wartość jest zróżnicowana. Największą gęstość stwierdzono w zlewni Młynówki – 2,2 $\text{źr}/\text{km}^2$. Dużo źródeł bije także w zlewniach Grzmiącej (1,6 $\text{źr}/\text{km}^2$), Moszczenicy (1,4 $\text{źr}/\text{km}^2$) i Mroźcy (1,2 $\text{źr}/\text{km}^2$). Najmniejszą gęstością charakteryzują się natomiast zlewnie Ciosenki (0,2 $\text{źr}/\text{km}^2$) i Dzierżąnej (0,1 $\text{źr}/\text{km}^2$). Obszar największego uźródłowienia obejmuje więc środkową część terenu badań, odwadnianego przez systemy Moszczenicy i Mroźcy.

Wskaźnik krenologiczny dla obszaru badań jest bardzo wysoki w skali Niżu Polskiego. Przewyższa on wartości (0,21–0,28 $\text{żr}/\text{km}^2$) podawane dla stref młodoglacjalnych (Nowakowski 1976; Michalska 1980; Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1997). Dorównuje również gęstości źródeł szacowanej dla mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich 0,37 $\text{żr}/\text{km}^2$ (Szpakiewicz 1973) czy Rostocza Rawskiego 0,40 $\text{żr}/\text{km}^2$ (Chodorowska-Kwiecień, Knyszynski 1976). Uźródłowienie większości zlewni Wzniesień Łódzkich jest porównywalne z gęstością występowania źródeł w zlewni Rudawy (1,68 $\text{żr}/\text{km}^2$ – Tlalka 1970), Kamiennej w Karkonoszach (1,73 $\text{żr}/\text{km}^2$ – Marszałek 1989), czy nawet Kościeliskiego Potoku (2,5 $\text{żr}/\text{km}^2$ – Ziemońska 1971). Zatem teza o ubóstwie źródeł w tej części Polski nie znajduje tu potwierdzenia (por. Mikulski 1963; Pazdro 1983; Dynowska 1986, 1991).

WPLYW WARUNKÓW MORFOLOGICZNYCH NA ROZMIESZCZENIE I WYDAJNOŚĆ WYPŁYWÓW

Wypływ wody podziemnej następuje w miejscu przecięcia lub nacięcia warstwy wodonośnej przez powierzchnię terenu. Stąd wielu autorów wskazuje na istotną rolę rzeźby i budowy geologicznej terenu w powstawaniu i funkcjonowaniu źródeł. Drenaż zbiorników wód podziemnych zachodzi przede wszystkim w dolinach rzecznych, dzięki czemu skupiają one większość wypływów.

W starszych strukturach geologicznych doliny mają często założenia tektoniczne, co wpływa na systemy krążenia wody, np. w zrębowej zlewni Rudawy (Tlalka 1970), czy w dyslokacyjnie ukierunkowanych dolinach Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. Te ostatnie skupiają do 87 % wypływów regionu (Michalczyk 2001). W zlewni Bystrzycy Dusznickiej wydajne źródła występują licznie w przedziale wysokości 800–850 m n.p.m., po którym biegnie tektoniczna granica nasunięcia Zieleńca (obszar silnych spękań). Druga strefa wypływów (700–750 m) oraz dwie podobne takie strefy w rejonie Międzygórz (1000–1050 m i 700–850 m), odpowiadają trzeciorzędowym poziomom zrównań rzeźby (Bartnik, Tomaszewski E. 1998).

W dużo młodszych osadach czwartorzędowych, zasadniczą rolę w rozmieszczeniu wypływów odgrywiają formy erozyjne. Na Pojezierzach, źródła występują jedynie w głębokich rozcięciach morfologicznych: rynnach glacialnych, formach wytopi-skowych lub w dolinach rzek (Błaszkowski 1969; Michalska 1980; Choiński 1995). Rzadko zdarzają się stałe wypływy związane z innymi formami erozyjnymi, np. z klifem (Choiński, Wresiniński 1986). Na obszarach rzeźby morenowej starszych zlodowaceń źródła mogą występować jedynie w głęboko wciętych dolinach rzecznych.

Orientacja dolin wymusza kierunek napływu wód podziemnych na całej ich długości. Stąd wypływy układają się zwykle w schodzącą w dół linię źródeł (Makusym iuk, Mela 1995). W obszarze badań, aż 90 % wypływów bije w dnach

dolin, w tym 60 % spod ich zboczy (por. tab. 2). Podobne dane podają M a k s y m i u k i M e l a (1995) dla całej Polski środkowej (podzboczowe – 47 %, denne – 45 %) oraz M i c h a l c z y k (2001) dla Wyżyny Lubelskiej i Rostocza (podzboczowe – 59 %, w dnach dolin – 28 %). Najbardziej wydajne źródła znajdują się często na przedłużeniu bocznych form erozyjnych, które ułatwiają nacięcie warstwy wodonośnej. Także M i c h a l s k a (1980) wskazuje na rolę wód opadowych w powstawaniu tego typu inicjalnych rozcięć erozyjnych.

Wydajność źródeł Niżu jest uznawana za niewielką, z uwagi na dużą zmienność litologii utworów powierzchniowych i nieciągłość warstw międzymorenowych. Wynika ona także z różnego stopnia zdrenowania zbiorników wód podziemnych. Dlatego, między innymi, źródła zboczowe uważane są za mało wydajne, w przeciwieństwie do wypływów podnóżowych i terasowych (B ł a s z k o w s k i 1969; M i c h a l s k a 1980). Rzeczywiście, w północnej części Wzniesień Łódzkich źródła zboczowe i stokowe dostarczają zaledwie 8 % wody, podczas gdy podzboczowe aż 80 %. Jest to nieco więcej niż średnio w regionie Polski środkowej, gdzie udział źródeł podzboczowych w wydatku sięga 64 %, a dennych 30 % (M a k s y m i u k , M e l a 1995).

Strefa położona pomiędzy 160 a 190 m n.p.m. skupia na obszarze badań aż 89 % wypływów i 68 % ich wydajności. Jest ona związana z przełomowym charakterem dolin rzecznych w obrębie poziomów morfologicznych: smardzewskiego i strykowskiego. Wpływ warunków morfologicznych jest tu bardziej wyraźny, niż w całej Polsce środkowej, gdzie taki sam przedział wysokości skupia tylko 38 % źródeł i 36 % ich wydatku (M a k s y m i u k , M e l a 1995). Potwierdza się natomiast uwaga M a k s y m i u k a (1977), że wydajność wycieków jest często większa niż źródeł. Nie można natomiast zgodzić się z tezą, że mogą być one zasilane tylko z pierwszego, płytkiego poziomu wodonośnego, ponieważ wiele z nich drenuje poziom międzymorenowy lub nawet podmorenowy, a wyciek jest tu tylko jedną z form ich drenażu.

Przeciętna wydajność wypływu w obszarze badań ($1,61 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) jest nieco niższa niż w Polsce środkowej ($2,07 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Duży wpływ na ukształtowanie rozległych i zasobnych zbiorników wód podziemnych ma tutaj mała gęstość sieci rzecznej, wynosząca w regionie łódzkim tylko $0,0\text{--}0,2 \text{ km/km}^2$ (M a k s y m i u k 1992). Podobną wydajność średnią dla źródeł Wielkopolski ($2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) podaje C h o i ń s k i (1995). Jednak nawet w obszarach dużego uźródłowienia, przeważają w Polsce źródła małe. W Górach Stołowych wydajność 68 % wypływów nie przekracza $0,6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (K o w a l s k i 1980). W zlewni Wierzbánówki przeciętna wydajność wypływów wynosi $0,1\text{--}0,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (D r u ż k o w s k i 1999), a w zlewni Kryniczanki 90 % źródeł mieści się w VI i VII klasie klasyfikacji Meinzera (C i ę ż k o w s k i i in. 2001). Według K l e c z k o w s k i e g o (1972), wydajność 55 % źródeł na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej jest mniejsza niż $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, podobnie jak na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu, gdzie 49 % wypływów nie osiąga $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (M i c h a l c z y k 2001).

W północnej części Wzniesień Łódzkich małych źródeł (poniżej $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) jest więcej (76 %). Natomiast odsetek dużych źródeł (powyżej $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ – 4 %) jest

porównywalny np. z Górami Stołowymi, gdzie zaledwie 4 % źródeł przekracza $6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (K o w a l s k i 1980). Słusznie też zauważa M i c h a l c z y k (2001), że wydajność źródeł jest odwrotnie proporcjonalna do ich gęstości. Na badanym obszarze, źródeł IV klasy Meinzera jest niewiele, lecz dają ponad połowę (57 %) sumarycznego wydatku. Mimo iż wydajności największych z nich: w Rosanowie ($41,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) i w Borkach ($32,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ustępują wydatkom dużych źródeł krasowych, nie można twierdzić, że wypływy są tu nieliczne i mało wydajne.

REŻIM ŹRÓDEŁ

Wydatek źródła jest funkcją napełnienia drenowanego zbiornika, oczywiście jest więc jego uzależnienie od zasilania atmosferycznego. Wyraźna alimentacja wód podziemnych Sudetów ma miejsce wówczas, gdy potencjalne możliwości zasilania (P – E) przekraczają 250 mm słupa wody rocznie (K o w a l s k i 1990). W pracy autor starał się wykazać, że w obszarze badań zwiększone zasilanie zbiorników wód podziemnych następuje już przy wartości KBW rzędu 170 mm (por. tab. 5). Dokumentują to dodatnie trendy wydatku badanych źródeł (por. rys. 22). Jednak przede wszystkim warunki klimatyczne decydują o sezonowych zmianach położenia zwierciadła wody podziemnej.

W regionie łódzkim maksymalne stany wód podziemnych notowane są zwykle z opóźnieniem w stosunku do zasilania o 1,5–2 miesiące i występują w półroczu letnim (V–VI lub VII–VIII), minimalne natomiast w chłodnym półroczu (XI–XII, II–III – M a k s y m i u k 1977). W przypadku obserwowanych przez autora studni opóźnienie to wynosiło od 1 do 3 miesięcy.

Zbliżonym do stanów wód podziemnych cyklem rocznym charakteryzuje się wydajność badanych źródeł. Odznaczają się one małą sezonowością i wyrównanym wydatkiem w ciągu roku. Jego koncentracja przypada najczęściej na przełom lutego i marca, a więc w porze typowej dla ogółu wypływów w Polsce. Wzrost wydajności źródeł Pojezierza Pomorskiego wiosną, w okresie roztopów, sygnalizuje M i c h a l s k a (1980), przy czym, w stosunku do opadów, jest on natychmiastowy lub przesunięty w czasie nawet o 2 miesiące. Także wydajność źródeł Wielkopolski jest największa wiosną (III–IV), a najniższa latem i jesienią (T o m a l a k 1968; C h o i ņ s k i 1995). Podobny reżim (maksimum w III, minimum w XI–XII) cechuje źródła górnej części dorzecza Odry (K a ņ o k , M a t y s i k 1999). Również wydatki źródeł karpackich są najwyższe wiosną (III–IV lub VI), a najniższe jesienią i zimą (X–XI, rzadziej XII–II), przy czym indeks sezonowości jest tu równie niski – maksymalnie 5,7 % (J o k i e l 1997), jak w przypadku badanych przez autora źródeł. Reżimem śnieżno-deszczowym charakteryzują się też krasowe źródła Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej – maksimum wydajności: II–IV, drugie maksimum: VI–VII, minimum: X–II lub III (C z a r n e c k a 1975; T y c 1997).

Pod względem zmienności wydatku badane źródła zaliczono do wypływów bardzo regularnych lub bardzo mało zmiennych. Współczynnik nieregularności Maillete'a wynosi tu od 1,7 do 2,5, a współczynnik c_v od 10 do 22 % (por. tab. 7). Stabil-

ność wydatku wynika tu przede wszystkim z bardzo dużej zasobności wodonosności porowych: sandrowego i międzymorenowego. Cecha ta jest wspólna dla niemal wszystkich dużych wypływów środkowej Polski. W okresie: wrzesień 1992 – maj 1995, współczynnik zmienności Maille'ta 8 mierzonych wówczas źródeł tego obszaru nie wykraczał poza przedział $R = 1,4-2,1$ (B u r c h a r d , M e l a 1995a, b).

Te same cechy hydrogeologiczne decydują o stałości wydatku innych wypływów Nizy Polskiego, zasilanych z głębszych poziomów wodonosnych. Współczynnik nieregularności wydatku źródeł w Ostromecku wynosi $R = 1,3-1,5$ (F r a - c z e k , M a c i o s z c z y k 1997), zaś wypływów Basenu Grudziądzkiego – $R = 1,2-2,3$ (K o p c z y ń s k i 1982). Zmienność wydatku źródeł Pojezierza Mazurskiego – $R = 1,4-5,0$ (N o w i c k i 1997) i Suwalskiego – $R = 1,1-2,3$ (N o w a - k o w s k i 1976), również kwalifikuje je do wypływów stałych i mało zmiennych. Tylko wahania wydajności źródeł stokowych i zboczowych, drenujących zbiornik przypowierzchniowy (naglinowy), mogą być większe – $R = 11,2$ (T o m a ł a k 1968) i $R = 19,0$ (N o w a k o w s k i 1976). Źródłiska w zlewni Supraśli mają zmienność wydatku $R=2,7-40,0$, ale tylko jedno z nich, będące pod silnym wpływem antropopresji (położone na terenie Białegostoku), można uznać za zmienne (Ł o - s z e w s k i 1995; J e k a t i e r y n c z u k - R u d c z y k 1998).

Zmienność wydatku źródeł fliszu karpackiego jest bardzo zróżnicowana. Źródła skalne, wypływające z głębokości powyżej 5 m, charakteryzują się stałą wydajnością ($R = 1,3$). Jednak mała zasobność drenowanych zbiorników i znaczny udział wypływów pokrywowych (do 75 %), sprawia, że zmienność jest na ogół duża (Ł a j - c z a k 1981; K a ń o k , M a t y s i k 1999).

Jedynie źródła niektórych regionów można zaliczyć do wypływów mało zmiennych, np. zlewni Kryniczanki czy Gór Stołowych – $R = 2-10$ (K o w a ł s k i 1980; C i ę ż k o w s k i i in. 2001). Wieloletnie obserwacje wydajności źródeł karpackich wskazują, że współczynnik zmienności Maille'ta może wynosić od 3,1 do 600, a współczynnik dyspersji jest także bardzo wysoki: $c_v = 119-1120\%$ (J o k i e ł 1996). Na zróżnicowanie reżimów źródeł zwraca również uwagę W a k s - m u n d z k i (1971). Jego zdaniem, nawet wypływy oddalone od siebie o kilkadziesiąt centymetrów mogą być różnego typu, a współczynniki ich nieregularności mogą wynosić: $R = 148$ i $R = 8700$. Wiele górskich wypływów ma przez to charakter okresowy. O ich zmienności decyduje przede wszystkim położenie morfologiczne źródła i związana z nim zasobność drenowanego zbiornika. Na przykład, współczynniki nieregularności wypływów stokowych w zlewni Skawy ($R = 10-6250$) są dużo wyższe niż występujących tam źródeł dolinowych – $R = 3,1-16,7$ (P i e t r y g o w a 1976).

Hydrogeologicznie uwarunkowane zróżnicowanie reżimów wydajności zaobserwowano również wśród wypływów krasowych. Źródła podziemne Wyżyny Śląsko-Krakowskiej charakteryzują się mniejszą zmiennością wydatku ($R = 1-10$) niż źródła przelewowe – $R > 50$ (D y n o w s k a 1983; T y c 1997). Współczynnik c_v jest tu również duży i przyjmuje wartości od 116 do 537 % (L e s z k i e w i c z , R ó ż - k o w s k i 2000). Podobną zmienność wykazują ascensyjne „Niebieskie Źródła” – $R = 2-8$ (M a ł e c k a , M a ł e c k i 1998), czy źródła triasu opolskiego – $R = 2,5-9,4$; niektóre z nich są okresowe (S t a ś k o 1984). Na wyżynie Lubelskiej i Rozto-

czu nieregularność wydatku połowy obserwowanych źródeł nie przekracza $R = 4$, przy czym zmienność dużych źródeł oraz takich, których zlewnie są przykryte pokrywami lessowymi, jest mniejsza. Większą nieregularność wydatku mają natomiast źródła małe, których bazę erozyjną utrzymywano sztucznie przez wiele lat. Przykładem zróżnicowania reżimu w zależności od stopnia zdrenowania warstwy wodonośnej są źródła Sanny. Współczynnik zmienności głównego, najniższego położonego wypływu, wynosi $R = 3$, a leżących wyżej – $R = 335$, przy czym najwyższe czynne są okresowo (Janiec, Michalczyk 1988; Michalczyk 2001). Współczynnik c , wydatku źródeł szczelinowych, drenujących struktury wodonośne obszarów wyżynnych, jest również zróżnicowany: od 29 % dla źródła w Wąwolnicy do 108 % w Wysokiem (Jokiel 1994).

Na nieregularność wydatku źródeł wpływ mają nie tylko wahania sezonowe, ale również długookresowe. W niektórych wypływach (np. źródło w Wąwolnicy), nie stwierdzono sezonowych zmian wydajności. Jest to charakterystyczne dla źródeł o rytmie wieloletnim. Większość obserwowanych przez autora źródeł wykazywało, wyraźny wzrost średniej wydajności miesięcznej. Na podstawie 3-letnich serii pomiarowych trudno jest ocenić, czy tendencja ta ma stały charakter, czy też cechuje ją jakiś rytm wieloletni. Badania nad cyklicznością wydajności prowadzono m. in. w źródłach obserwowanych przez kilkadziesiąt lat. Jednak związek zmian ich wydajności np. z rytmem aktywności słonecznej nie został w pełni udokumentowany (Jokiel 1994, 1997; Michalczyk, Turczyński 1999).

Na reżim źródła składa się również tempo szczypty zasobów drenowanego przez nie zbiornika wód podziemnych. Zależy ono przede wszystkim od zasobności zbiornika, a także od rodzaju, wodoprzepuszczalności i odsączalności wodonośca. Proces szczypty w sezonie zimowym może jednak przebiegać nieco inaczej, ze względu na zmianę niektórych parametrów, spowodowaną zmianą lepkości wody (Jokiel 1985).

Współczynniki wysychania badanych źródeł zawierają się w przedziale typowym dla zbiorników czwartorzędowych: od $1,52 \cdot 10^{-3}$ do $1,06 \cdot 10^{-2}$ (por. tab. 8). Podobnym tempem szczypty zasobów ($\alpha = n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-2}$), charakteryzują się źródła sandrowej zlewni Supraśli (Jekaterynczuk-Rudczyk 1998). Nieco wolniej zachodzi ono w zbiornikach strefy czołowomorenowej Pojezierza Suwalskiego – $\alpha = n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-2}$ (Nowakowski 1976).

W skałach uszczelinionych regresja wydatku zachodzi szybciej niż w porowych. Dla zbiorników źródeł drenujących piaskowce Gór Stołowych współczynnik wysychania mieści się w przedziale $7,8 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-2}$ (Kowalski 1980). Tempo wysychania zależy także od głębokości krążenia wód w zbiorniku podziemnym. Współczynniki α podpływowych źródeł uskokowych kształtują się na poziomie $1 \cdot 10^{-3}$. Dla piaskowcowych wypływów szczelinowo-zwierzelinowych oraz przelewowo-zaporowych źródeł, bijących ze skrasowiałych wapieni i dolomitów, wartość α osiąga nawet $2 \cdot 10^{-1}$ (Kullman, Petráš 1979). Duża zasobność zbiorników, drenowanych przez źródła Wyżyny Lubelskiej sprawia, że tempo ich szczypty jest znacznie wolniejsze – $\alpha = 7,4 \cdot 10^{-3} - 2,1 \cdot 10^{-3}$ (Michalczyk 1993). Natomiast źródła karpackie drenują bardzo mało zasobne zbiorniki o średniej pojemności zale-

dwie 220–4870 m³, stąd ich współczynniki wysychania wynoszą od $1,32 \cdot 10^{-2}$ do $1,68 \cdot 10^{-1}$ (J o k i e l 1996).

Przeciętne potencjały zasobności obserwowanych przez autora źródeł okolic Łodzi są nieporównywalnie większe niż źródeł karpackich (por. tab. 8). Średnia zasobność największego z nich (Rosanów I – $W = 2,27 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) jest nawet 500–10 000 razy większa niż źródeł karpackich. Zasobność głównych zbiorników źródeł Pojezierza Suwalskiego, przy ich maksymalnym wydatku, jest natomiast zbliżona do potencjałów badanych źródeł – $W_{\text{max}} = 6,7 \cdot 10^4$ – $2,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (N o w a k o w s k i 1976). Niestety brak jest materiału porównawczego z innych regionów Polski. Warto natomiast zaznaczyć, że potencjały zasobności zbiorników dużych źródeł są niemal równe potencjałom całych zlewni niektórych rzek nizinnych: Proсны (Gorzów Śl.), Wżeńnicy (Samarzewo), czy Miesznej w Kątach (J o k i e l 1992).

Duża pojemność zbiorników wód podziemnych powoduje, że tempo odnawiania ich zasobów jest powolne. Pełna wymiana wody w drenowanych przez badane źródła zbiornikach odbywa się w czasie od 4 miesięcy do 2 lat. Podobną odnawialnością zasobów charakteryzuje się porowe źródło w Podwódcie (Kotlina Szczercowska). Pełna wymiana wody zachodzi tam co około 2 lata. Dużo szybciej, bo niecałe 2 miesiące, proces ten trwa w zlewni źródła Kamiennej – „Biały Stok”. Jest ono zasilane z dolnojurajskich piaskowców i mułowców (J o k i e l, M a k s y m i u k 1995). Natomiast czas odnawiania zasobów źródeł karpackich wynosi zaledwie od 8 do 130 dni (J o k i e l 1996).

Z zasobnością drenowanego horyzontu wodonośnego jest związana bezwładność wydatku źródła. W źródłach zasilanych z poziomu sandrowego jest ona na ogół niewielka (z wyjątkiem Rosanova I), natomiast w wypływach drenujących poziom podmorenowy, inercja wydajności sięga 2–4 miesięcy, choć wartości pierwszych współczynników autokorelacji nie przekraczają: $r_1 = 0,60$ (por. tab. 10). Badane źródła charakteryzują się więc „pamięcią stosunkowo długą, ale niezbyt dobrą”. Dla porównania, współczynniki autokorelacji r_1 miesięcznych wydatków obserwowanych wcześniej źródeł Wyżyn Polskich i Karpat są w większości także istotne i zawierają się w przedziale: $r_1 = 0,34$ – $0,92$. Istotność kolejnych współczynników, w nielicznych przypadkach sięga przesunięcia $k = 5$ lub $k = 6$, choć w przypadku źródeł w Wąwolnicy i w Makowie istotny jest nawet współczynnik r_{12} (J o k i e l 1994, 1997).

CECHY FIZYKOCHEMICZNE WÓD ŹRÓDLANYCH

Do najłatwiej mierzonych i najczęściej podawanych cech źródeł należy temperatura wody. Średnia temperatura powietrza determinuje temperaturę wypływu, przy czym wahania sezonowe są opóźnione o 1–2 miesiące (P i e t r y g o w a 1976), natomiast amplituda temperatury wody zależy od stopnia izolacji zbiornika wód podziemnych od wpływów atmosferycznych. Na temperaturę warstwy wodonośnej wpływa przewodnictwo cieplne skał, zatem możliwe są niewielkie odchylenia średnich temperatur wody i powietrza. Wapienie, z racji słabego przewodnictwa cieplnego, wpływają na jej obniżenie, podobnie jak obecność glin lub itów w stropie wo-

donośca (zwierciadło napięte). Dobre przewodnictwo cieplne (piaski i żwiry), powoduje zaś podwyższenie temperatury wody (D y n o w s k i 1968).

Większość autorów wskazuje na względnie stałą temperaturę wody wypływającej w źródłach, zbliżoną (poza górami) do $9,0^{\circ}\text{C}$ (G ł a z i k 1970; T ł a ł k a 1970; B u r c h a r d 1978; M a k s y m i u k 1980; M i c h a l s k a 1980; K o p c z y Ń s k i 1982; M o s z c z y Ń s k a 1986; J a n i e c , M i c h a l c z y k 1988; T y c 1997; M i c h a l c z y k , T u r c z y Ń s k i 1999; i in.). Niektórzy wskazują też na słaby (C i ę ż k o w s k i i in. 2001) lub silny związek temperatury z wysokością (K r y z a H. 1988; B a r t n i k , T o m a s z e w s k i 1998). Dla tatrzańskich źródeł reglowych Z i e m o Ń s k a (1971) podaje gradient spadku temperatury $0,45^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Podobną wartość podaje Ł a j c z a k (1981) dla temperatury źródeł północnego stoku Babiej Góry – $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Amplitudy wieloletnie źródeł szczelinowych nie przekraczają $2,5^{\circ}\text{C}$, natomiast obserwowana bywa w nich zależność temperatury od wydatku, a ściślej – od napływu chłodnych wód roztopowych lub ciepłych wód deszczowych (T y c 1997; C i ę ż k o w s k i i in. 2001).

Z uwagi na znacznie wolniejsze krążenie wody w czwartorzędowych utworach porowych, w badanych wypływach północnej części Wzniesień Łódzkich nie stwierdzono podobnego związku. Średnia temperatura źródeł wynosi od $8,5$ do $9,2^{\circ}\text{C}$ (przeciętnie $8,7^{\circ}\text{C}$), a jej amplituda (poza limnokrenami) nie przekracza 4°C (por. tab. 11). Zmiany temperatury wody podziemnej zachodzą z opóźnieniem wynoszącym od 1 do 4 miesięcy. Wyraźny jest także spadek średniej temperatury wody ze wzrostem wysokości ich zlewni podziemnych, w tempie $1,8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Odczyn wód źródłanych, w okresie jego pomiarów (X 2000 – II 2001), był zbliżony do obojętnego i w badanych wypływach wynosił średnio $6,4$ – $7,5$ pH. Przeciętne wartości dla obszaru Wzniesień Łódzkich są nieco wyższe ($7,2$ – $7,8$ pH), jest więc prawdopodobne, że w okresach niedoborów opadów następuje wzrost pH. Odczyn wody w środowisku węglanowym odzwierciedla bowiem stopień jej nasycenia węglanem wapnia (CaCO_3). Stąd pH niewielkich źródeł Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej wynosi $7,34$ – $7,72$ (T y c 1997), zaś np. wydajnego źródła w Zaporzu – pH $6,98$ – $7,04$ (J a n i e c , M i c h a l c z y k 1988). Węglan wapnia powszechnie występuje również w utworach polodowcowych (np. gliny zwałowe), może więc następować jego okresowa koncentracja. Wody podziemne Pojezierza Pomorskiego także są raczej obojętne bądź słabo zasadowe – pH $6,5$ – $7,4$ (M i c h a l s k a 1980). Odczyn wód w zlewni Kryniczanki wynosi średnio $7,7$ pH, przy czym w źródłach dolinnych oraz położonych wysoko jest on nieco niższy (kwasowość opadów). Natomiast szczawy charakteryzują się wyraźnym obniżeniem pH wody o $1,5$ jednostki (C i ę ż k o w s k i i in. 2001). Dla kształtowania odczynu wody ważny jest zatem rodzaj utworów wodonośnych, czas kontaktu wody z wodonoścem i jej zdolność do jego rozpuszczania.

Te same czynniki wpływają na stopień mineralizacji wody. Ogólna mineralizacja wód źródeł północnej części Wzniesień Łódzkich wynosi 210 – 420 $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ (B u r c h a r d , M e l a 1995b). W zlewniach zbudowanych ze skał litych, z szybkim obiegiem wody, notuje się niższe wartości np. w źródłach Babiej Góry – 39 – 138 $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ (Ł a j c z a k 1981), Doliny Kościeliskiej – 100 – 150 $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ (Z i e -

mońska 1971), czy w „Niebieskich Źródłach” – 208–233 mg·dm⁻³ (Małecką, Małeckie 1998). Natomiast wyższy stopień mineralizacja osiąga na obszarach występowania skał węglanowych, np. margli kredowych (350–400 mg·dm⁻³) lub wapieni miocenijskich (330–340 mg·dm⁻³) Wyżyny Lubelskiej. Średnia wynosi tu 462 mg·dm⁻³, ale w dużych źródłach, o rozległych i skomplikowanych systemach krążenia wody, może osiągać ponad 500 mg·dm⁻³ (źródła Poru), a nawet 600 mg·dm⁻³ (źródło w Wąwolnicy – Michałczyk, Turczyński 1999; Michałczyk 2001).

W badanych źródłiskach, podobnie jak w innych źródłach Polski, dominują dwa typy hydrochemiczne wód: HCO₃-Ca i HCO₃-SO₄-Ca. Inny skład jonowy z reguły wskazuje na antropogenezę zlewni podziemnej źródła i zanieczyszczenie jego wód. Naturalna mineralizacja wód źródlisk Supraśli jest typowa dla wód w utworach czwartorzędowych (średnio 357 mg·dm⁻³), ale w źródłach położonych na terenie Białegostoku stwierdzono radykalny wzrost stężenia niektórych składników: dwukrotny Ca²⁺, trzykrotny Na⁺ i Cl⁻, sześciokrotny K⁺ i aż siedmiokrotny NO₃ (Jekatierynczuk-Rudczyk 1998). W ostatnich latach nastąpił również wzrost mineralizacji wód źródlanych na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej o 20–30% (Chelmiccki 2001).

ZWIĄZKI PRZESTRZENNE

Analiza korelacji pomiędzy wydajnością źródeł a czasowymi zmianami innych elementów środowiska wskazuje, iż zależności te wynikają nie tylko z przestrzennej synchroniczności zjawisk meteorologicznych. Główną rolę odgrywają tu powiązania hydrauliczne w obrębie drenowanych horyzontów wodonośnych. Na badanym obszarze, silne związki synchroniczne stwierdzono w obrębie dwóch poziomów wodonośnych. Korelacje przestrzenne pomiędzy wydatkami źródlisk a stanami wody podziemnej w studniach, reprezentujących drenowane zbiorniki, zawierały się w przedziale: $r = 0,35\text{--}0,74$ w poziomie sandrowym i $r = 0,61\text{--}0,79$ w poziomie podmornym (por. tab. 13). Silniejsze związki można przy tym opisać równaniami krzywych zasilania (por. rys. 29).

Umiarkowanie silna synchroniczność stanów wód podziemnych i wydatków źródeł wynika z porowego charakteru wodonośców i powolnego krążenia wody. W przypadku źródeł szczelinowych związki te są dużo wyraźniejsze. Korelacja używana dla zmian wydatku źródła „Biały Stok” i stanów wody w sąsiedniej studni była bardzo silna – $r = 0,92$ (Jokiel, Maksymuk 1995). Podobnie dla źródła w Wąwolnicy i towarzyszącej mu studni – $r = 0,91$, zaś dla źródła i piezometru – $r = 0,81$ (Michałczyk, Turczyński 1999).

Złożoność procesu infiltracji sprawiła, że nie stwierdzono również wyraźnych powiązań pomiędzy wydajnością źródlisk a opadami i potencjalnym zasilaniem (por. tab. 14, 15). Wydatki źródeł są opóźnione o 1 miesiąc w stosunku do zasilania, ale

związki są raczej słabe i tylko w nielicznych przypadkach istotne. Do podobnych wniosków doszedł M a k s y m i u k (1980), gdy obliczony przez niego współczynnik korelacji miesięcznych sum opadów i odpływu podziemnego w zlewni Widawki nie przekroczył $r = 0,15$. Stwierdził on wówczas, że porównywać można ze sobą sumy obliczone z okresów nie krótszych niż pół roku. Korelacja opadów i odpływu podziemnego uzyskuje wówczas poziom: $r = 0,67-0,84$. Także D r u ż k o w s k i (1999), najwyższe współczynniki korelacji ($r = 0,85-0,93$) uzyskiwał dla związku między liczbą wypływów wód podziemnych a sumami opadów z 5–9 miesięcy poprzedzających kartowanie w zlewni Wierzbanówki. Tu nawet korelacje miesięcznych i rocznych opadów oraz stanów wód podziemnych były słabe ($r = 0,2-0,3$). Silny wpływ na średni roczny poziom wody podziemnej miały natomiast sumy opadów w roku poprzednim ($r = 0,8$).

Dużo łatwiejsze do ustalenia są związki zachodzące w źródłach zasilanych ze strefy płytkiego krążenia lub z systemów krasowych. Wydajność źródeł stokowych-rumoszowych, położonych w zlewni Skawy jest w pełni zsynchronizowana z opadami, stokowych-skalnych – opóźniona o 1 do kilku dni, a dolinowych – o 2–4 do kilkunastu dni (P i e t r y g o w a 1976). Reakcja wywierzyisk tatrzańskich na opad, w okresie maksymalnego napelnienia ich zbiorników, jest natomiast liczona w godzinach, np. w źródłach: Lodowym – 6 godz., Goryczkowym – 8 godz. Przy niższych stanach reakcja ta wydłuża się do 12–24 godzin (B a r c z y k i in. 2001). Szczelinowo-krasowe źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej reagują na opad w ciągu 13–20 dni (C z a r n e c k a 1975). Czas reakcji początkowej źródeł oceniany jest na 5–60 dni, a ich maksymalna wydajność występuje 17–79 dni po opadzie. Czas reakcji ciśnieniowej źródeł, zbadany metodą opadów poprzedzających, wynosi nawet 50–800 dni, przy czym największa korelacja ($r = 0,65-0,76$) przypada na okres 250–375 dni po opadzie (R ó ż k o w s k i, L e s z k i e w i c z 1997; L e s z k i e w i c z, R ó ż k o w s k i 2000).

ZNACZENIE ŹRÓDEŁ W ODPLYWIE

Duża zasobność poziomów wodonośnych przejawia się również w wysokich odpływach jednostkowych ze zlewni Wzniesień Łódzkich. Przeciętny odpływ jednostkowy ($5,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) przekracza średnią dla Polski o ok. 20 %. Bardzo wysokie są tu również współczynniki zasilania podziemnego – w zlewni Mrogi (Bielawy) 59,8 %, a w zlewni Dzierżanej aż 81,4 % (J o k i e l 1992, 2002). Także współczynnik drenowania zlewni jest duży i wynosi blisko 35 % (por. tab. 16), a udział wód źródłanych w odpływie podziemnym można szacować na około 40 %. Odpływ jednostkowy ze źródeł kontrolowanych zlewni wynosi od 0,5 do $4,6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, przeciętnie – $1,8 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Wysokie współczynniki zasilania podziemnego są charakterystyczne dla systemów szczelinowo-krasowych (66,7 % – T l a ł k a 1970, 74 % – M i c h a ł c z y k

2001) oraz dla zlewni pojeziernych (84 % – Michalska 1980). Udział wód źródłanych w odpływie podziemnym z górnych zlewni Białej Łady, Sanny i Branwi osiąga 80–90 %, w dorzeczu Poru prawie 50 % (Janiec, Michalczyk 1988), a w zlewni Bystrej 41,5 % (Michalczyk, Turczyński 1999). Jednak na przeważającym obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza jest on niższy i wynosi 34–36 %, a w odpływie całkowitym tylko 26 % (Michalczyk 2001). Podobnie kształtuje się współczynnik drenowania w zlewniach Sudetów. Kamienna otrzymuje ze źródeł 12–40 % swego odpływu (Kryza H., Kryza J. 1988), Bystrzyca Dusznicka – 39 %, potoki rejonu Międzygórze – 26 % (Bartnik, Tomaszewski E. 1998), a rzeki Masywu Śnieżnika – 56–69 % (Kryza H. 1988).

Na tym tle udział źródeł w odpływie rzeczonym badanego obszaru trzeba ocenić jako duży. Z racji znacznie niższych opadów, odpływy jednostkowe pochodzenia źródłanego w zlewniach Wzniesień Łódzkich, nie mogą, rzecz jasna, równać się z wartościami podawanymi dla zlewni górskich. Dorównują natomiast odpływom jednostkowym pochodzenia źródłanego wielu zlewni węglanowych: Rudawy – $2,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Tlalka 1970) czy zlewni Wyżyny Lubelskiej – $1,0\text{--}4,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, średnio $1,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Michalczyk 1993). Także współczynniki drenowania nie ustępują współczynnikom obliczonym dla zlewni wyżynnych i górskich.

Autor wielokrotnie zastanawiał się co jest wyróżnikiem, swego rodzaju „hydrologiczną wizytówką” regionu łódzkiego? Nie ma tu wielkich rzek, nie ma jezior, ani rozległych bagien. Są za to źródła. Liczne, duże, wydajne. Źródła nie stanowią dominanty w krajobrazie regionu, ale z pewnością są ważnym składnikiem środowiska przyrodniczego. Ich stała i duża wydajność jest dowodem istnienia zasobnych zbiorników wód podziemnych. Są one jednocześnie wskaźnikiem stanu retencji podziemnej i stabilizatorem odpływu rzecznego. Mimo nasilającej się antropopresji, tutejsze źródła wciąż zachowują swój naturalny charakter i nadal prowadzą czyste wody. Przyczyniają się one do zwiększenia bioróżnorodności regionu oraz posiadają dużą wartość naukową.

Autor ma nadzieję, że udało mu się choć trochę przybliżyć Czytelnikowi problematykę źródeł północnej części Wzniesień Łódzkich. Może dzięki tej pracy, źródła te, dotąd niedoceniane, pomijane w opracowaniach regionalnych i monograficznych, odzyskają należne im miejsce na krenologicznej mapie Polski.

BIBLIOGRAFIA

- Absalon D., Jankowski A. T., Matysik M., 1997 – Problemy ochrony źródeł w zlewni Rudy. *Mat. Ogólnopol. Konf. Hydrograf.*, 22–23 września 1997, Streszcz. Ref. Zakł. Hydrol. i Gosp. Wod. UE, Łódź: 13–14.
- Andrzejewski H., Kurowski J.K., 1998 – Użytki ekologiczne i stanowiska dokumentacyjne. W: J. K. Kurowski (red.) *Park Krajobrazowy Wzniesień Łódzkich. Eko-Wynik*, Łódź: 119–127.
- Andrzejewski H., Michalska-Hejduk D., 1998 – Zbiorowiska nieleśne W: J.K. Kurowski (red.) *Park Krajobrazowy Wzniesień Łódzkich. Eko-Wynik*, Łódź: 53–62.
- Atlas Hydrologiczny Polski, 1987 – IMGW, Warszawa: 79 s.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1993 – *Hydrologia ogólna*. PWN, Warszawa: 285 s.
- Barczyk G., 2001 – Dewastacja Wywierzyska Olczyskiego. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, X: 5–10.
- Barczyk G., Humnicki W., Żurawska G., 2001 – Obserwacje limnometryczne wywierzysk tatrzańskich. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, X: 11–20.
- Bartnik A., Jokiel P., 2001 – Zmiany w sezonowym rozkładzie odpływu w Polsce środkowej w wieloletniu 1951-1998. *Wiad. IMGW*, XXIV (XLV), 2: 3–17.
- Bartnik A., Tomaszewski E., 1998 – Źródła w wybranych zlewniach Kotliny Kłodzkiej. *Czas. Geogr.*, LXIX, 3-4: 323–338.
- Bartnik A., Walisch M., 1997 – Źródła zlewni Bystrzycy Dusznickiej. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 2: 61–72.
- Baścik M., Chelmiński W., 2000 – Święte źródła. W: B. Zemanek (red.) *Przyroda–nauka–kultura. Humanistyczny kontekst nauk przyrodniczych u progu XXI wieku*. Inst. Botaniki im. Wł. Szafera, PAN, Kraków.
- Baścik M., Pociask-Karteczka J., 2002 – Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Wyżyny Małopolskiej o znacznych walorach przyrodniczych. Propozycje ochrony. W: T. Ciupa, E. Kupczyk, R. Suligowski (red.) *Obieg wody w zmieniającym się środowisku. Pr. Inst. Geogr. AŚ*, 7: 23–39.
- Bazyński J., Turek S., 1969 – *Słownik hydrogeologii i geologii inżynierskiej*. Wyd. Geol., Warszawa: 190 s.
- Bednarczyk T., 1984 – Wpływ temperatury na regresję wydatku źródeł. W: *Problematyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych. Mat. Ogólnopol. Symp. Nauk „Problematyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych”*, 27–29 września 1984, PTG, Wrocław: 15–18.
- Bierkowska M., Błaszczak J., 1984 – *Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000* ark. Łódź. Wyd. Geol., Warszawa.
- Bierkowska M., Błaszczak J., 1989 – *Objaśnienia do mapy hydrogeologicznej Polski 1:200 000*, ark. Łódź. Wyd. Geol., Warszawa.
- Biernat T., Ciupa T., Kupczyk E., 2000 – Środowisko wodne Świętokrzyskiego Parku Narodowego i jego ochrona. *Pr. Inst. Geogr. AŚ*, 5.
- Bieroński J., 1989 – Hydrologia zlewni Kleśnicy. W: A. Jahn, S. Kozłowski, T. Wiszniewski (red.) *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie. Ossolineum*, Wrocław: 202–220.
- Biesiadka E., Lewandowski K., 1986 – Wartości przyrodnicze rezerwatu krajobrazowego „Źródła rzeki Łyny” w świetle badań faunistycznych. *Chrońmy Przyr. Ojcz.*, 42: 16–27.
- Błaszkowski J., 1969 – Kilka uwag o źródłach w rynnicy Jeziora Żarnowieckiego. *Zesz. Geogr. WSP Gdańsk*, 11: 213–218.
- Bogomołow G.W., 1955 – *Podstawy hydrogeologii*. Wyd. Geol., Warszawa: 167 s.

- Böhm V., 1983 – Regionalna hydrogeologia ČSSR, II. (Západné Karpaty). Vysokošk. Skriptá Univ. Komensk., Bratislava: 143 s.
- Brzeziński H., 1988 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Główno. PIG, Warszawa.
- Brzeziński H., 1992 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Główno. PIG, Warszawa: 58 s.
- Burchard J., 1978 – Obieg wody w dorzeczu Bobrzy. *Acta Geogr. Lodz.*, 40: 135 s.
- Burchard J., Maksymiuk Z., 1997 – Źródła w dorzeczu Widawki. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 2: 133–152.
- Burchard J., Mela S., 1995a – Ilościowa i jakościowa charakterystyka wód źródłanych Kotliny Szczercowskiej. *Mat. VIII Ogólnopol. Konf. Nauk. „Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych”*, 14–16 IX 1995. Wyd. UŁ, Łódź: 62–64.
- Burchard J., Mela S., 1995b – Ilościowa i jakościowa charakterystyka wód źródłanych strefy krańcowej Wyżyny Łódzkiej. *Mat. VIII Ogólnopol. Konf. Nauk. „Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych”*, 14–16 IX 1995. Wyd. UŁ, Łódź: 59–61.
- Byczkowski A., 1979 – Hydrologiczne podstawy projektów wodnomelioracyjnych (przepływy charakterystyczne). PWRiL, Warszawa: 402 s.
- Byczkowski A., 1996 – Hydrologia. Tom I i II. Wyd. SGGW, Warszawa: 375 s. i 333 s.
- Castany G., 1972 – Poszukiwanie i eksploatacja wód podziemnych. Wyd. Geol., Warszawa: 634 s.
- Chelmiecki W. (red.), 2001 – Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej. Zmiany w latach 1973-2000. *Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków*: 127 s.
- Chodorowska-Kwiecień M., Knyszyński F., 1976 – Charakterystyka źródeł zlewni Raty. *Biul. Geol. UW*, 21: 129–137.
- Choiński A., 1995 – Źródła środkowej części Niziny Wielkopolskiej. *St. Geogr. Fiz., Spraw. Wylz. Mat.-Przyr. PTPN*, 109: 42–48.
- Choiński A., Wrzesiński D., 1986 – Ogólna charakterystyka źródeł zlokalizowanych na odcinku klifu Międzyzdroje-Wielka. W: A. Kostrzewski (red.) Woliński Park Narodowy. Monografia geograficzna. Wyd. Stud. Kolo Nauk. Geogr. im. S. Pawłowskiego, UAM, Poznań: 136–137.
- Ciętak Z., Pietkiewicz S., 1974 – Słownik geograficzny angielsko-polski. IG PAN, Warszawa: 422 s.
- Cięzkowski W., 1989 – Wstępne wyniki badań znacznikowych wód podziemnych w metamorfiku Gór Orlickich. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. Politech. Wrocl.*, 58, Ser. Konf., 29: 25–29.
- Cięzkowski W., 2001 – O potrzebie uznania niektórych źródeł w Sudetach za pomniki przyrody. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, XI: 483–486.
- Cięzkowski W., Schmalz A., Żak S., 2001 – Charakterystyka krenologiczna zlewni Kryniczanki w Beskidzie Sądeckim (Karpaty). *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, X: 141–148.
- Czarnecka H., 1973 – Rozmieszczenie źródeł na Wyżynie Małopolskiej. *Pr. St. IG UW*, 24: 5–70.
- Czarnecka H., 1975 – Reżim źródeł na Wyżynie Małopolskiej. *Pr. IMGW*, 6: 59–151.
- Czebotariw A.I., 1970 – *Gidrologičeskij slownik*. Gidrometeorologičeskoe Izdawatel'stvo, Leningrad: 306 s.
- Dawydow L.K., Dmitrijewa A.A., Konkina N.G., 1979 – Hydrologia ogólna. PWN, Warszawa: 606 s.
- Drużkowski M., 1999 – Dynamika obiegu wody na Pogórzu Karpackim. Aspekty naturalne i antropogeniczne na przykładzie zlewni Wierzbanówki. W: W. Chelmiecki, J. Pociask-Karteczka (red.) *Interdyscyplinarność w badaniach dorzecza*. Inst. Geogr. UJ, Kraków: 61–75.
- Dubaniewicz H., 1974 – Klimat województwa łódzkiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 34: 120 s.
- Dubaniewicz H., Maksymiuk Z., Zych S., 1971 – Bioklimatyczna bonitacja obszaru województwa łódzkiego dla potrzeb rekreacji. *Zesz. Nauk. UŁ, ser. II*, 43: 3–60.
- Dynowska I., 1983 – Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej. *St. Ośr. Dok. Fizjogr.*, 11: 244 s.
- Dynowska I., 1986 – Regionalne zróżnicowanie źródeł w Polsce. *Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys.*, 18: 5–30.

- Dynowska I., 1991 – Obieg wody. W: L. Starkel (red.) Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa: 355–411.
- Dynowska I., Tlalka A., 1982 – Hydrografia. PWN, Warszawa: 299 s.
- Dynowski J., 1968 – Z badań nad termiką wody gruntowej regionu krakowskiego. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 21: 7–29.
- Fetter C.W., 1994 – Applied Hydrogeology. Macmillan College Publ. Comp., New York: 691 s.
- Frączek E., Macioszczyk T., 1997 – Hydrogeologia i ochrona Źródeł Ostromeckich. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, VIII: 341–344.
- Gajos L., 1990 – Hydrogeologiczne uwarunkowania krążenia wody w źródłowej części zlewni Kamiennej. Maszynopis. Zakł. Hydrol. i Gosp. Wod. UŁ, Łódź: 62 s.
- Głazik R., 1970 – Wody podziemne w dorzeczu Skarłanki i ich stosunek do rynien jeziornych. *Dok. Geogr.*, 1/75: 70 s.
- Golańb J., 1968 – Hydrogeologia W: Wstęp do nauk geologicznych. Warszawa.
- Górniak A., Jekatierynczuk - Rudczyk E., 1997 – Geomorfologiczne uwarunkowania występowania naturalnych wypływów wód podziemnych w dorzeczu Supraśli. *Mat. Konf. „Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona”*, 10–12.10.1997. WSP, Olsztyn: 20.
- Gutry - Korycka M., 1978 – Parowanie terenowe w Polsce (1931–1960). *Prz. Geof.*, XXIII (XXXI), 4.
- Herbich P., 1997 – Hydrologiczne podstawy ochrony źródeł „Staniszewskie Zdroje” koło Kartuz (Pojezierze Kaszubskie). *Mat. Ogólnopol. Konf. Hydrograf.*, 22–23 września 1997, Streszcz. Ref. Zakł. Hydrol. i Gosp. Wod. UŁ, Łódź: 17–18.
- Hereźniak - Ciotowa U., Ziulkiwicz M., 1997a – Chemizm wód źródłanych Strugi Dobieszowskiej (Młynówki). *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 2: 169–177.
- Hereźniak - Ciotowa U., Ziulkiwicz M., 1997b – Ocena stopnia przeobrażenia jakości wód źródłanych Parku Krajobrazowego Wzniesień Łódzkich, na podstawie wybranych wskaźników hydrochemicznych. *Mat. X Ogólnopol. Konf. Nauk. „Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych”*, 24–26 IX 1997. Wyd. UŁ, Łódź: 75–78.
- Instrukcja opracowania mapy hydrograficznej Polski 1:50 000, 1964 – *Dok. Geogr.*, 3: 83 s.
- Jakubowska - Gabara J., Kucharski L., 1999 – Ginące i zagrożone gatunki flory naczyniowej zbiorowisk naturalnych i półnaturalnych Polski Środkowej. *Fragm. Flor. Geobot., Ser. Pol.*, 6: 55–74.
- Janiak A., Moniewski P., 2001 – Rosanów – największe źródło w Polsce Środkowej. *Prz. Pol. Środk.*, 3: 4–9.
- Janiec B., Michalczyk Z., 1988 – Wybrane problemy krenologiczne Roztocza Zachodniego. W: Z. Michalczyk, K.H. Wojciechowski (red.) *Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*. Wyd. UMCS, Lublin: 171–186.
- Jekatierynczuk - Rudczyk E., 1997 – Reżim hydrochemiczny źródeł w dorzeczu Supraśli. *Mat. Konf. „Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona”*, 10–12.10.1997. WSP, Olsztyn: 21.
- Jekatierynczuk - Rudczyk E., 1998 – Hydrologia źródeł dorzecza Supraśli. *Mat. 47 Zjazd PTG*, 23–26 września 1998, Streszcz. Ref. Sosnowiec: 166–167.
- Jokiel P., 1985 – Wyznaczanie intensywności szczyptywania się zasobów wodnych w zlewniach o różnych warunkach fizjograficznych. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 4: 119–135.
- Jokiel P., 1987 – Proces wysychania zlewni i jego fizjograficzne uwarunkowania. *Acta Geogr. Lodz.*, 56: 133 s.
- Jokiel P., 1992 – Zasoby wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce środkowej. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 16: 19–67.
- Jokiel P., 1994 – Wieloletnie i sezonowe zmiany wydajności wybranych źródeł Polski. *Wiad. IMGW*, XVII (XXXVIII), 4: 117–130.
- Jokiel P., 1996 – Wzorcowe krzywe wysychania i potencjały zasobności kilkunastu źródeł karpackich. *Wiad. IMGW*, XIX (XL), 2: 67–77.
- Jokiel P., 1997 – Podstawowe cechy reżimu wydajności wybranych źródeł karpackich. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 2: 27–43.

- Joki el P., 1999 – Objętość i stan zawadnienia stref aktywnej wymiany małych zlewni rzecznych. *Czas. Geogr.*, LXX, 3-4: 337–350.
- Joki el P., 2002 – Woda na zapleczu wielkiego miasta. IMGW, Warszawa: 148 s.
- Joki el P., Maksym iuk Z., 1993a – Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, ark. Andrzejów. Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
- Joki el P., Maksym iuk Z., 1993b – Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, ark. Głowno. Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
- Joki el P., Maksym iuk Z., 1993c – Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, ark. Zgierz. Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
- Joki el P., Maksym iuk Z., 1995 – Zastosowanie analizy wydajności źródeł do oceny niektórych charakterystyk wód podziemnych. *Prz. Geol.*, 43, 5: 388–392.
- Joki el P., Maksym iuk Z., 1996 – Łódź – ciągle spragnione miasto. *Ann. UMCS, B*, LI, 12: 173–185.
- Joki el P., Maksym iuk Z., 1999 – Woda w krajobrazie i gospodarce Łodzi i regionu. *Acta Univ. Nic. Coper., Geogr.*, 29: 235–245.
- Joki el P., Moniewski P., 2000 – Warunki gromadzenia i drenażu oraz kierunki ochrony zasobów wód podziemnych w strefie podmiejskiej Łodzi na przykładzie zlewni Dzierżąnej. *Acta Geogr. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 5: 29–48.
- Kamiński J., Twardy J., 1998 – Przemiany krajobrazu w holocenie. W: J.K. Kurowski (red.) Park Krajobrazowy Wzniesień Łódzkich. Eko-Wynik, Łódź: 32–38.
- Kaňok J., Matysik M., 1999 – Zmiany wydajności wybranych źródeł na terenie czeskiej części dorzecza górnej Odry. W: Górnosląsko-Ostrawski Region Przemysłowy: Wybrane problemy ochrony i kształtowania środowiska. Mat. Symp. Pol.-Czes. 6–7 maja 1999. WNZ US, Sosnowiec: 94–98.
- Keller R., 1962 – Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. B.G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig: 520 s.
- Klatkowska H., 1965 – Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 19: 142 s.
- Klatkowska H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28: 220 s.
- Klatkowska H., 1993 – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Zgierz. PIG, Warszawa: 46 s.
- Klatkowska H., Kamiński J., Szafranska D., 1995 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Zgierz. PIG, Warszawa.
- Kleczkowski A.S., 1972 – Wody podziemne i powierzchniowe Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *St. Ośr. Dok. Fizjogr. PAN*, 1: 31–67.
- Kleczkowski A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony 1:500 000. Inst. Hydrogeol. i Geol. Inż. AGH, Kraków.
- Klimaszewski M., 1978 – Geomorfologia. PWN, Warszawa: 1098 s.
- Kłysik K., 1993 – Główne cechy klimatu. W: S. Pączka (red.) Środowisko geograficzne Polski Środkowej. Wyd. UE, Łódź: 109–34.
- Kłysik K., 2001 – Warunki klimatyczne. W: S. Liszewski (red.) Zarys monografii województwa łódzkiego. ŁTN, Łódź: 68–81.
- Konarski K., 1928 – Stanisław Staszic w Łodzi w roku 1825. *Rocz. Łódz.*, 1.
- Kondracki J., 1993 – Zarys geografii fizycznej Polski. PWN, Warszawa.
- Kopczyński S., 1982 – Stosunki wodne Basenu Grudziądzkiego i jego otoczenia. *St. Soc. Tonu.*, IX, 4: 88 s.
- Kostrakiewicz L., 1965 – Hydrografia Pienin. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 12, 77–111.
- Kowalczyk J.K., Majecki J., Soszyński B., Śliwiński Z., 1998 – Fauna bezkręgowców W: J.K. Kurowski (red.) Park Krajobrazowy Wzniesień Łódzkich. Eko-Wynik, Łódź: 81–88.
- Kowalski S., 1980 – Charakterystyka hydrogeologiczna źródeł Gór Stołowych. *Kwart. Geol.*, 24, 4: 885–904.
- Kowalski S., 1990 – Środowisko przyrodnicze występowania wód podziemnych w regionie sudeckim. *Acta Univ. Wratisl., Pr. Geol.-Mineral.*, XXIV: 19–37.

- Kożuchowski K., Wibig J., 1988 – Kontynentalizm pluwialny w Polsce: zróżnicowanie geograficzne i zmiany wieloletnie. *Acta Geogr. Lodz.*, 55: 102 s.
- Kryza H., 1986 – Zróżnicowanie przestrzenne odpływu podziemnego zlewni sudeckich na przykładzie zlewni Kamienicy (Masyw Śnieżnika). *Pr. Nauk. Inst. Geotechn. Politech. Wrocl.*, 49. Ser. Konf., 21: 101–106.
- Kryza H., 1988 – Formowanie się odpływu podziemnego w zlewniach górskich Masywu Śnieżnika. *Acta Univ. Wratisl., Pr. Geol.-Mineral.*, X1.2: 65–96.
- Kryza H., Kryza J., 1988 – Hydrogeologiczne warunki występowania naturalnych wypływów wód podziemnych w masywie granitowym rejonu Jakuszyce na przykładzie zlewni Kamiennej. *Acta Univ. Wratisl., Pr. Geol.-Mineral.*, X1.2: 99–125.
- Krzemiński T., 1984 – Charakterystyka hydrogeologiczna Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. ark. Widawa. Maszynopis. UŁ.
- Kuc A., 1999 – Źródła zlewni górnej Radomki. Maszynopis. Zakł. Hydrol. i Gosp. Wod. UŁ, Łódź: 81 s.
- Kucharski L., Filipiak E., 1999 – Szata roślinna obszarów źródłiskowych środkowej Polski i jej ochrona. W: Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona. WSP, Olsztyn: 87–94.
- Kullman E., Petráš I., 1979 – Výtokové pomery prameňov a ich vzťah k homínovému prostrediu. *Zborník Prác HMU v Bratislave*, 13: 308 s.
- Kupczyk E., 2002 – Hydrologia środowiska, zadania, potrzeby a edukacja. W: T. Ciupa, E. Kupczyk, R. Suligowski (red.) Obieg wody w zmieniającym się środowisku. *Pr. Inst. Geogr. AŚ*, 7: 13–19.
- Leszkiewicz J., Rózkowski J., 2000 – Response of karst-fissure springs to infiltration recharge in the area of Ojców National Park (Cracow Upland, southern Poland). *Kras i Speleologia*, 10 (XIX): 27–44.
- Łajczak A., 1981 – Źródła północnego stoku Babiej Góry. *Czas. Geogr.*, LII, 1: 45–60.
- Łoszewski H., 1995 – Źródła na terenie Białegostoku i potrzeba ich ochrony. *Białostoczczyzna*, 4: 140–153.
- Maksymiuk Z., 1970 – Hydrografia dorzecza Grabi. *Acta Geogr. Lodz.*, 25: 102 s.
- Maksymiuk Z., 1977 – Wody gruntowe i strefy ich wypływu na powierzchnię 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., 1980 – Formy alimentacji rzek i ich rola w bilansie wodnym na przykładzie dorzecza Widawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 42: 119 s.
- Maksymiuk Z., 1992 – Zależność między gęstością sieci rzecznej a przepuszczalnością podłoża w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 16: 7–17.
- Maksymiuk Z., Mela S., 1995 – Źródła Polski Środkowej. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 20: 109–119.
- Maksymiuk Z., Moniewski P., 2000 – Hydrologiczna i krajobrazowa rola źródeł małej zlewni w zachodniej części strefy krawędzowej Wzniesień Łódzkich. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 5: 67–81.
- Maksymiuk Z., Tomaszewski E., 1997 – Źródła północno-zachodniej części Masywu Śnieżnika. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 2: 45–59.
- Małecka D., 1997a – Zmiany wydajności Niebieskich Źródeł. Przyczyny i skutki. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 2: 95–114.
- Małecka D., 1997b – Źródła Masywu Tatrzańkiego. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 2: 9–26.
- Małecka D., Małecki J.J., 1998 – Warunki hydrogeologiczne i hydrochemiczne oraz określenie działań mających na celu ochronę rezerwatu „Niebieskie Źródła”. *Monogr. Komit. Gosp. Wod. PAN*, 14: 67 s.
- Manikowska B., 1992 – Evolucja suchych dolin na terenie kopalni „Bełchatów” w pleniwistulianie. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15: 115–129.
- Marszałek H., 1989 – Hydrogeologia źródeł w zlewni Kamiennej. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. Politech. Wrocl.*, 58. Seria: Konf., 29: 107–115.
- Matthess G., Ubell K., 1983 – Lehrbuch der Hydrogeologie. Band I. Allgemeine Hydrogeologie-Grundwasserhaushalt. Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart: 438 s.

- Mela S., 1992 – Rezerwat Niebieskie Źródła. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 16: 123–128.
- Michalczyk Z., 1986 – Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Wyd. UMCS, Lublin.
- Michalczyk Z. (red.), 1993 – Źródła zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Wyd. UMCS, Lublin: 200 s.
- Michalczyk Z. (red.), 1996 – Źródła województwa lubelskiego. Wydajność i parametry fizykochemiczne w 1996 roku. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Lublin: 238 s.
- Michalczyk Z., 1997 – Rozmieszczenie i wydajność źródeł Lubelszczyzny. Mat. Konf. „Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona”, 10–12.10.1997: WSP Olsztyn: 30–31.
- Michalczyk Z. (red.), 2001 – Źródła Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Wyd. UMCS, Lublin.
- Michalczyk Z., Turczyński M., 1999 – Charakterystyka hydrologiczna źródeł w Wąwolnicy na Wyżynie Lubelskiej. *Ann. UMCS, B*, LIV: 217–234.
- Michalska M., 1980 – Wody podziemne utworów czwartorzędowych w młodoglacjalnej strefie marginalnej okolic Miastka na Pojezierzu Pomorskim. Maszynopis. Arch. Wydz. Geol. UW.
- Michałus M., 1999 – Rola źródeł w zasilaniu wodami podziemnymi rzek strefy krawędzowej Wyżyny Łódzkiej na przykładzie Grzmiącej. Maszynopis. Zakł. Hydr. i Gosp. Wod. UŁ. Łódź: 53 s.
- Międzynarodowy słownik hydrologiczny, 2001 – PWN, Warszawa: 250 s.
- Miklas M., Moniewski P., 2002 – Warunki rozwoju oraz zagrożenia nisz źródłowych na przykładzie wybranych źródeł ze strefy krawędzowej Wzniesień Łódzkich. W: T. Ciupa, E. Kupczyk, R. Suligowski (red.) Obieg wody w zmieniającym się środowisku. *Pr. Inst. Geogr. AŚ*, 7: 53–62.
- Mikulski Z., 1963 – Zarys hydrografii Polski. PWN, Warszawa: 288 s.
- Moniewski P., 1995 – Charakterystyka źródeł strefy krawędzowej Wyżyny Łódzkiej. Maszynopis. Zakł. Hydr. i Gosp. Wod. UŁ, Łódź: 66 s.
- Moniewski P., 1997 – Źródła strefy krawędzowej Wyżyny Łódzkiej i ich gospodarcze wykorzystanie. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 2: 153–168.
- Moszczyńska J., 1986 – Hydrologia dorzecza Wolbórki. *Acta Geogr. Lodz.*, 46: 146 s.
- Nazdrowicz K., 1987 – Charakterystyka źródeł stref krawędzowych Wyżyny Łódzkiej i Kotliny Szczercowskiej. Maszynopis. Zakł. Hydrol. i Gosp. Wod. UŁ. Łódź: 77 s.
- Nowacki F., 1989 – Zmiany wydajności źródeł triasu opolskiego. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. Politech. Wrocł.*, 58, *Seria: Konf.*, 29: 117–121.
- Nowacki K., 1990 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Łyszkowice PIG, Warszawa.
- Nowacki K., 1993 – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Łyszkowice. PIG, Warszawa: 27 s.
- Nowakowski C., 1976 – Charakterystyka wydajności źródeł strefy czolowomorenowej Pojezierza Suwalskiego. *Biul. Geol. UW*, 21: 177–191.
- Nowicki Z., 1997 – Problematyka ochrony obszarów źródłowych na Pojezierzu Mazurskim. Mat. Konf. „Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona”, 10–12.10.1997. WSP, Olsztyn: 31.
- Ołaczek R., 1971 – Przewodnik po województwie łódzkim. LOP, Warszawa: 222 s.
- Owczinnikow A.M., 1949 – Obszczaja gidrogeologia. Gosudarstwennoje Izdatatel'stvo Geologičeskoj Literatury, Moskwa: 353 s.
- Pabich P., 2000 – Rola źródeł w zasilaniu Moszczenicy po Przydatki. Maszynopis. Zakł. Hydr. i Gosp. Wod. UŁ. Łódź: 77 s.
- Pawlik-Dobrowolski J., 1965 – Uźródłowienie południowej Polski. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 12: 7–42.
- Pazdro Z., 1983 – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa: 575 s.
- Pietkiewicz S., 1958 – Wody kuli ziemskiej. Wody lądowe. PWN, Warszawa: 226 s.
- Pietkiewicz S., Żmuda S., 1973 – Słownik pojęć geograficznych. Wyd. Wiedza Powszechna, Warszawa: 611 s.
- Pietrygowa Z., 1976 – Reżim źródeł stokowych i dolinowych w dorzeczu Skawy. *Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys.*, X: 59–86.
- Porański P., 2000 – Źródła zlewni Strugi Dobieszkowskiej (Młynówki). Maszynopis. Zakł. Hydr. i Gosp. Wod. UŁ. Łódź: 54 s.

- Pulina M., 1999 – Kras. Formy i procesy. Wyd. UŚ, Katowice: 375 s.
- Roczniki hydrologiczne wód podziemnych 1961–1983 – IMGW, Warszawa.
- Rogala A., 1996 – Charakterystyka hydrologiczna źródeł zlewni górnej Wolbórki i środkowej Grabi. Maszynopis. Zakł. Hydr. i Gosp. Wod. UŁ. Łódź: 73 s.
- Rogalińska I., Rogaliński J., 1985 – Przejawy występowania wód podziemnych na powierzchni i wskaźnik krenologiczny w Łysogórach. *Rocz. Świętokrzyski*, XII.
- Rózkowski J., Leszkiewicz J., 1997 – Warunki krążenia wód szczelinowo-krasowych w lokalnych systemach przepływu Wyżyny Krakowskiej. Mat. Konf. „Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona”, 10–12.10.1997. WSP, Olsztyn: 36–37.
- Sawicki J., 1978 – Krzywe zasilania podziemnego rzek i krzywe stanów retencji – konstrukcja i zastosowanie. *Acta Univ. Wratislaviensis, Pr. Geol.-Miner.*, V, 313: 105–118.
- Słabosz S., 1996 – Źródła zlewni środkowej Pilicy. Maszynopis. Zakł. Hydrol. i Gosp. Wod. UŁ. Łódź: 59 s.
- Słownik hydrogeologiczny, 1997 – Wyd. Trio, Warszawa: 327 s.
- Soczyńska U., 1997 – Hydrologia dynamiczna. PWN, Warszawa: 410 s.
- Soja R., 1999 – Źródła w zlewni Prądnika – przyczyny degradacji i stan dzisiejszy. Mat. Ogólnopol. Konf. Hydrograf., 22–23 września 1997. Zakł. Hydrol. i Gosp. Wod. UŁ. Łódź: 11–12.
- Starmach K., Wróbel S., Pasternak K., 1976 – Hydrobiologia. PWN, Warszawa: 621 s.
- Stąsko S., 1984 – Charakterystyka hydrogeologiczna wybranych źródeł Śląska Opolskiego. *Mat. St. Opolskie*, 52/53: 277–298.
- Szapkiewicz M., 1973 – Wody podziemne w utworach liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na obszarze przyległym do doliny Kamiennej. *Biul. Inst. Geol.*, 277.
- Sztylek J., 1999 – Źródła w południowej części Załęczarskiego Parku Krajobrazowego. Maszynopis. Zakł. Hydrol. i Gosp. Wod. UŁ. Łódź: 61 s.
- Talalka A., 1970 – Obieg wody w zrębowym obszarze wyżynnym na przykładzie dorzecza Rudawy. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 24: 148 s.
- Talalka A., Waksmundzki K., 1968 – Wyniki badań źródeł w Polsce Południowej. *Prz. Geogr.*, XL, 2: 519–524.
- Tomalak S., 1968 – Reżim źródeł w dolinie Warty. *Pr. Wydz. BNZ, Geologia*, 7, UAM: 5–31.
- Tomaszewski E., 2001 – Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971–1990. *Acta Geogr. Lodz.*, 79: 149 s.
- Tomaszewski J.T., 1970 – Młaki górskie. *Czas. Geogr.*, 41, 4.
- Tomaszewski J.T., 1971 – Niektóre zagadnienia dotyczące klasyfikacji w krenologii. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 29: 79–85.
- Tomaszewski J.T., 1974 – Problematyka wodna mlak i torfowisk Karkonoszy. *Opera Corcontica*, 11: 37–51.
- Tomaszewski J.T., 1977 – Charakterystyka krenologiczna masywu krystalicznego na przykładzie Karkonoszy. *Acta Univ. Wratislaviensis, St. Geogr.*, 28: 3–69.
- Tomaszewski J.T., 1989 – Kształtowanie się wód podziemnych w pokrywach zwietrzelinowych górskich obszarów Sudetów. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. Politech. Wrocław.*, 58, *Seria: Konf.*, 29: 157–162.
- Tomaszewski J.T., 1996 – Badanie naturalnych wypływów wód podziemnych. W: M. Gutry-Korycka, H. Werner-Więckowska (red.) *Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych*. PWN, Warszawa: 104–116.
- Trzmieł B., 1990 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Brzeziny. PIG, Warszawa.
- Trzmieł B., 1993 – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Brzeziny. PIG, Warszawa: 31 s.
- Trzmieł B., Nowacki K., 1984 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Łódź-Wschód. PIG, Warszawa.
- Trzmieł B., Nowacki K., 1987 – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Łódź-Wschód. PIG, Warszawa: 83 s.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 157 s.

- Tyc A., 1997 – Wpływ antropopresji na procesy krasowe Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na przykładzie obszaru Olkusz-Zawiercie. *Kras i Speleologia*, 2: 176 s.
- Waksmundzki K., 1968 – Z badań hydrograficznych w dorzeczu górnej Wisły. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 21: 39–77.
- Waksmundzki K., 1971 – Zmienność naturalnych wypływów wody podziemnej w górskich obszarach fliszowych. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 29: 87–94.
- Wawrzyniak M., 2000 – Źródła zlewni górnej Mrogi. Maszynopis. Zakł. Hydr. i Gosp. Wod. UŁ. Łódź: 76 s.
- Wieczysty A., 1982 – Hydrogeologia inżynierska. PWN, Warszawa – Kraków: 1070 s.
- Ziemońska Z., 1971 – Charakterystyka hydrograficzna dwu zlewni krasowych, górskiej i wyżynnej, na przykładzie zlewni Kościeliskiego Potoku i Prądnika. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 29: 95–102.
- Ziulkiwicz M., 1999 – Tło hydrochemiczne wód źródłanych Parku Krajobrazowego Wzniesień Łódzkich i jego antropogeniczne anomalie. *Mat. X Ogólnopol. Konf. Nauk. „Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych”*, 17–19 IX 1999. Wyd. UŁ, Łódź: 27–29.
- Ziulkiwicz M., 2001 – Azotany w wodach źródłanych Parku Krajobrazowego Wzniesień Łódzkich. *Przyp. Pol. Środk.*, 3: 16–18.
- Żurawska G., 1999 – Hydrogeologiczne problemy źródeł Pienińskiego Pasa Skalkowego na odcinku Stare Bystre-Szaflary. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, IX: 501–504.
- Żurek S., Tomaszewicz H., 1996 – Badanie bagien. W: M. Gutry-Korycka, H. Werner-Więcowska (red.) *Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych*. PWN, Warszawa: 190–210.

SPRINGS NEAR ŁÓDŹ

Summary

LIST OF ILLUSTRATIONS

Figures

1. Polish springs on a background of division of a territory into crenological regions
2. Springs of the Łódź voivodeship
3. Morphology and hydrography of Łódź Hills
4. Geological cross-section of the central part of study area
5. Surficial lithology of Łódź Hills
6. Location and total discharge of springs in the study area
7. Large spring in Rudunki
8. Large spring in Głowa
9. Large springs in Rosanów I and II
10. Large spring in Ciosny
11. Large spring in Skoszewy Nowe
12. Large springs in Imielnik Stary and in Borki
13. Large spring in Rochna
14. Large spring in Mroga Dolna
15. Large spring in Grzmiąca
16. Large spring in Dąbrówka Duża
17. Daily precipitation sums and snow cover thickness in Ciosny catchment and average daily temperature on Łódź-Lublinek meteorological station
18. Monthly values of balance elements in Dzierżazna catchment
19. Water table changes in controlled wells
20. Average and extreme groundwater levels in the wells in Ciosny and Mroga Dolna
21. Correlation indices of monthly average groundwater levels in the wells observed (March 1998 – February 2001)
22. Large springs discharge compared with average discharge in March 1998 – February 2001
23. Relationship between variability indices: Maillete index – R and c_v index and mean spring discharge
24. Outflow of springs in half-year periods
25. Seasonal index and spring yield time concentration
26. Average water temperature and average height of the spring catchment
27. Water temperature of selected springs
28. Monthly suspended sediment load transport masses in R1 and C1 springs in comparison with sediment transport in Ciosenka river
29. Springs supplying curves – relationship between mean monthly groundwater levels and spring discharges
30. Cumulated discharge of the springs investigated

31. River flow variability in the background of springs yields and KBW index variability

Tables

1. Spring discharge after Meinzer classification
2. Groundwater outflow in the height range
3. Dimensions of niches and spring catchments
4. Monthly precipitation corrections
5. Average monthly, half-year and year balance sum between March 1998 – February 2001
6. Average year and extreme groundwater levels in 1961–1985 (IMGW wells)
7. Spring discharges characteristics
8. Discharge and resources of reservoirs drained by the springs
9. Average monthly discharges of springs between March 1998 – February 2001
10. Autocorrelation coefficients of spring periodical discharges
11. Temperature and acidity of spring waters and their relations
12. Correlation coefficients of monthly average spring discharges
13. Crosscorrelation coefficients of average monthly spring discharge in Dąbrówka with other springs
14. Correlation coefficients of average monthly groundwater levels, spring discharges and KBW index
15. Crosscorrelation coefficients of average monthly groundwater levels, spring discharges and KBW index
16. Contribution of spring waters in river outflow

ABSTRACT

Springs in the northern part of Łódź Hills remain one of the most important link in the regional hydrological system. By the using hydrological mapping method 178 places of groundwater outflow were localized. The present study shows results of investigation considering different aspects of springs regime. The work is based on 3 years long (March, 1998 – February, 1999) yields measurements in 12 outflows, concentrated in Dzierżazna, the upper course of Moszczenica, Mrozyca and upper Mroga drainage basins. These natural objects are typical for the study area and rather evenly distributed along the morphological edge of the region. Hydrometric measurements were supplemented with meteorological data from the same period. Ample research materials enable detailed analysis of impact of meteorological, hydrological and morphological conditions on spring supplying. Several indices was analyzed thoroughly: the density of springs, mean discharge and their variability, average discharge per area, seasonality indices and yield accumulation. Based on analysis of the correlation between spring yields and time changes of other environmental elements, synchronic relations within aquifers were observed. Obtained data occur helpful to explain water circulation process in the catchment area. In the study abundance of groundwater reservoirs, springs and reservoirs hydraulic relations and water resources renewal were evaluated. Physical and chemical characteristics of spring waters, their temperature and acidity, also were analyzed, because groundwater basin of every spring is under permanent human impacts. Great importance of springs activity in river outflow regulation, their influence on erosional processes on the origin of river course and significant role as an element of geographical environment were pointed out as well. Participation of spring water in some catchments may exceed 50 %.

INTRODUCTION

By using the term **spring** we call natural, concentrated groundwater outflow to the surface. Spring investigations are of great importance, especially, for slightly explored regions, for areas being under strong human pressure, as well as for places of a great scientific, natural or educational value. Only springs of

mountainous and upland regions in Poland have been well studied. Furthermore, in the review of hydrological literature, opinions that the Lowland of Poland "... is characterized by sporadic springs occurrence..., ... which are of low efficiency and minimal hydrological importance" (M i k u l s k i 1963); this region "... is characterized by lack of springs, not only because of number, but also because of efficiency. A springs density index is very low, in the order of $n \cdot 10^{-2}$..." (P a z d r o 1983) are very common. There can be find only "few, inefficient outflows from sands and gravels" (D y n o w s k a 1991, Fig.1). On the contrary, taken investigations prove a significant role of springs in the hydrological system of Central Poland.

Author researches comprise the northern part of Łódź Hills, drained by Dzierżazna river, the upper course of Moszezenica, Mrożyca and upper Mroga (Fig. 2). This area is characterized by exceptional for central part of Poland high diversity of geological features, easily visible in the north. Rivers flow through narrow, deeply incised valleys of gorge character (Fig. 3).

Deposits dated back to Odra and Warta glaciations are of great importance for groundwater regime of the investigated area. These are mainly fluvial and fluvioglacial sands and gravels, dammed silts and clays, as well as tills, having thickness of few or more metres and playing role of isolators. Locally, we can find here glaciotectionic zones disturbing older Quaternary formations, as well as rocks dated back to pre-Quaternary period.

There can be observed usable aquifers from Jurassic, Cretaceous, Tertiary and Quaternary periods of multiaquifer formation. However, streams and springs drain only groundwater of Quaternary multiaquifer formation. Hence, it is possible to distinguish here three basic aquifers: deep, present in fluvioglacial and fluvial formations, covered by tills dated back to Odra glaciation; medium, formed in fluvioglacial sands separating Odra and Warta tills; moreover, shallow, present in fluvioglacial sediments of Grotniki-Lućmierz outwash plain (Figs 4, 5).

Characteristic feature of this region is presence of seepage spring areas. This term will be used to describe different kinds of concentrated outflows (springs, leaking, seepages) existing in the common niche. Sometimes they cover an area larger than 1 ha of total discharge amounting more than $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. They possess specific microclimate and unique character of flora and fauna.

AIM AND METHODOLOGY OF THE RESEARCH

On the ground of spring hydrology mapping system, the author chose 12 seepage spring areas for the investigations (Figs 7–16). These natural objects are typical for the study area and rather evenly distributed along fault lines of the region. Their selection, on the basis of comparative yield values guaranteed measurements continuity as well as uniformity of the applied method. Homogenous measurement set was conducted during three years long period, yield measurements were made regularly (March, 1998 – February, 1999). The time interval between the measurements was two weeks, it also has to be mentioned that data were collected alternately: during one week – in 5 springs in Dzierżazna catchment, in the next week – in 7 other catchments. Measurements were carried out by using HEGA current meter (approximately 1000 measurements were made). Simultaneously, groundwater level in a few wells was observed, each of them enclosed the main aquifer playing the role of spring supplier. The observations were made to evaluate fluctuations synchronization grade and to investigate if there can be observe any relations between aquifer retention and spring discharge. On the turn of the 1998 and 1999 water temperature was measured (two years long set), from the October 2000 also alkali level measurements (half-year long set). Within one year a flow rate of the main rivers of the studied region was measured, the aim was to investigate the role of springs as river suppliers (approximately 400 measurements).

Hydrometric materials were supplemented with meteorological data from 1998–2001 period. Successively, niches of studied seepages were mapped, recording their shapes and dimensions, distribution and single outflow discharges and the way of utilization of the surrounding area. Basing on it, maps in the initial scale of 1:10 000 for all of springs investigated were made. The other characteristics of basins were calculated on the ground of topographic maps in the scale of 1:10 000.

DISTRIBUTION AND DISCHARGE OF SPRINGS

The area of the greatest number of springs is parallel to the line formed by the highest hummocks of the Łódź Hills. By the using hydrological mapping method the author localized 178 places of groundwater outflow. However, approximately 50 % of them were springs with a small yield of $0.1\text{--}1\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$, average discharge of the biggest were above $10\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Tab. 1). Among them, the most interesting were those situated in the vicinity of Grzmiąca, Mroga Dolna and Rochna villages. Even more advantageous drainage conditions were created by sand and gravel fluvioglacial sediments in the Grotniki-Lućmierz outwash plain.

The larger density of single springs can be found in the rivers gorges, where valleys cut across the edges of morphological levels (K l a t k o w a 1965): Smardzewski and Strykowski (160–190 m a.s.l. – Tab. 2, Fig. 6B). For the most part these are springs occurring under valley slopes (60 %), descent springs, supplied from deep or medium aquifer. The first group has the biggest yield. Average value for single object belonging to this group is above $2\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Fluvioglacial springs contribution is of great significance here (28 %), mean yield amount usually more than $10\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Springs occurring on the border between the break of slope and valley as well as springs in the valley bottom rise the weakest and the yield is lower than $0.4\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Fig. 6A).

The density of spring distribution in Łódź Hills region, understand as a number of springs per 1 km^2 , can be evaluated in the range of $0.35\text{ spring}/\text{km}^2$. In the scale of Polish Lowlands this value is high being equal to a number of springs per area in areas covered by last glaciation sediments or in upland regions. In particular basins this value is highly differentiated. Springs are most densely located in Młynówka basin – $2.2\text{ spring}/\text{km}^2$, in the Grzmiąca ($1.6\text{ spring}/\text{km}^2$), Moszczenica ($1.4\text{ spring}/\text{km}^2$) and Mrożyca ($1.2\text{ spring}/\text{km}^2$) basins. The smallest spring density is a characteristic feature of Ciosenka ($0.2\text{ spring}/\text{km}^2$) and Dzierżazna ($0.1\text{ spring}/\text{km}^2$) basins. However, opinion about a spring absence in Central Poland has not been confirmed (M i k u l s k i 1963; P a z d r o 1983; D y n o w s k a 1986, 1991).

REGIME OF SPRINGS

In comparison with long-term climate characteristics the research period seems to appear much warmer and rather wetter. Time distribution of monthly precipitation and evaporation sums (corrected with Kowalczyk and Ujda methods) reflects seasonal changes. Precipitation and evaporation predominate significantly in summer half year, although water lost for evaporation is bigger than profits by fall (Tab.5). Taking into account the fact that the great part of falls had torrential character, groundwater supplying conditions in summer are disadvantageous. It can be assumed that winter is a period of groundwater accretion in the region surveyed, and the most important of it is November and December snow cover melting period.

Meteorological conditions (Figs 17, 18) have great impact on groundwater table fluctuations of upper water-bearing horizons, which are drained by springs. In representing wells maximum water tables were observed in March (snow melt accretion), that is the result of meteorological phenomena synchronization in the region (Fig. 21). Usually, the lowest groundwater level I noted in October, interestingly, water-bearing horizon delayed reaction to supplying process appeared 1–3 months later (Figs 19, 20). Small amplitude of fluctuations (25 cm) and insignificant variability of groundwater storage in the winter half of the years confirm crucial role of these periods in resources and groundwater runoff formation.

On the ground of mean discharge values measurements, the author classified examined springs as IV (7 objects) and V (6 objects) Meinzer class (Tab. 7). Yield values are the highest for the springs of the biggest magnitude with large niche and having groundwater basins with great conditions to be supplied. The largest among studied is fluvioglacial spring Rosanów I (mean discharge value $41\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$). It is undoubtedly the most efficient spring in Central Poland rising from non carbonaceous formations. Only "Niebieskie Źródła" situated in proximity of Tomaszów Mazowiecki are characterized by better efficiency. Despite the fact that discharges of the biggest springs are lower than karst springs

yields, it cannot be assumed that the investigated region of Poland is characterized by lack of springs or presence of only small ones.

Average discharge per area is usually equal to 4.0–6.5 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Tab. 7). These numbers are typical only for springs that are in upper water-bearing horizons (Rosanów II, Ciosny, Głowa, Dąbrówka, Grzmiąca). It corresponds with mean groundwater outflows of regional rivers (Dzierżazna – 4.1 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Moszczenica – 4.1 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Mroga – 3.6 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Rawka – 3.7 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ – J o k i e l 1992, 1994, 2002). It also shows that springs role in drainage process of the first aquifer is of great importance. However, in the spring basins supplied by at least two aquifers discharge per area is about two or three times bigger and reach the 11–18 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ value (Rosanów I, Rudunki, Mroga Dolna).

In respect of discharge variability the author divided the studied seepage spring areas into groups; with regular outflows ($R = 1 \div 2$) and slightly variable outflows ($R = 2 \div 3$). Maillet's coefficient (R) is equal to 1.7 to 2.5, whereas C_v coefficient ranges from 10 to 22 % (Tab. 7). Hence, long term and short term spring yield diversity is rather small. Of great importance is that both coefficients ($r^2 R = 0.33$; $r^2 C_v = 0.47$) are interdependent on mean discharge. Springs of larger magnitude are characterized by smaller discharge fluctuations than springs of lesser magnitude. Relationship mentioned is in agreement with the thesis that reservoir volume and drain level have an impact on both: average discharge and its changeability.

Discharge invariability of investigated springs is mainly the result of fluvioglacial and deep aquifers abundance (Fig. 22). Avidity indices of springs observed are in the range, which is typical for Quaternary reservoirs: amounting from $1.52 \cdot 10^{-2}$ to $1.06 \cdot 10^{-2}$, showing slow rate of resources overexploitation (Tab. 8).

Mean abundance potentials of the seepage spring areas are of great magnitude. Mean abundance of the biggest among them (Rosanów I) is sometimes 500–10 000 times bigger than Carpathian springs abundance. It is worth mentioning that abundance potentials of large springs are almost equal to potentials characteristic for lowland river basins: Proсна basin (Gorzów Śl.), Wrześnica (Samarzewo), Mieszna in Kąty village (J o k i e l 1992).

Significant capacity of underground water reservoirs is the main cause, why resources restoration rate is very slow. Full turnover in reservoirs, which are drained by studied springs lasts from 4 months until 2 years. Furthermore, yield persistence is of significant magnitude. In the large springs supplied with water from fluvioglacial level yield persistence is usually not large (the exception is Rosanów I). However, in the springs draining deep aquifer capacity inaction is about 2–4 months, although values of the first correlation indices do not exceed: $r_1 = 0.60$ (Tab. 10). Thus, springs investigated are characterized by "poor memory".

Small springs discharge variability is the reason of insignificant seasonal fluctuations. Majority of the springs is characterized by winter half year discharge predominance over summer half year discharge. In winter, on average, 51.0 % of water flow away from springs, whereas in summer – 49 % (Fig. 24, Tab. 9). Markham' seasonality index obtained for investigated springs (IS) is of low magnitude, it is in agreement with invariability of springs yields and points to its uniform distribution during the year (Fig. 25, Tab. 7).

Only small groundwater reservoirs and single draining springs are characterized by relatively significant seasonality indices ($IS > 3.1$ %). These indices have visible smaller values for springs supplied with water from at least two aquifers. It is worth mentioning that obtained seasonality index of spring yield is significantly smaller than a precipitation concentration index ($IS = 24$ – 30 %) or total runoff in Poland ($IS = 22$ %) (B a r t n i k, J o k i e l 2001). Its values are also much smaller than a groundwater runoff average seasonal index of Polish rivers (14.7 %). Interestingly, these values are on the range, characteristic for carbonate basins of Kraków-Wieluń and Lublin Uplands (T o m a s z e w s k i E. 2001). Convergence observed is not accidental. It indirectly confirms the great importance of spring water participation in the formation process of groundwater runoff in the region. Furthermore, it shows that groundwater reservoirs play significant role in the process of river runoff "smoothing" (time distribution).

Yield accumulation of the majority of studied springs appear during the second half of February (Rosanów II, Ciosny, Głowa, Borki, Dąbrówka, Grzmiąca) or in the first half of March (Rosanów I,

Imielnik, Skoszewy – upper reach, Mroga). It is correlated with the river runoff concentration period in Central Poland, which take place on the turn of February and March (Bartnik, Jokiel 2001). It shows obviously that the most important role in a groundwater reservoirs supplying processes is played by the winter period. However, not all of springs behave in the same way. There are some examples characterized by runoff concentration in May (Rudunki, Rochna) or in July (Skoszewy – lower reach). Let's we see that even the majority have the same concentration period (II–III), yield predominance in these months over the rest is significantly diverse.

Seasonal as well as long-term fluctuations have impact on the irregularity of spring yields. Majority shows the significant increase of average monthly yield value (Fig. 30). During observation, total discharge of investigated springs enlarge by $13.4 \text{ dm}^3\text{-s}^{-1}$ growing $0.36 \text{ dm}^3\text{-s}^{-1}$ every month. Especially great increase was observed in the winter half year in 1999 (approximately $4.6 \text{ dm}^3\text{-s}^{-1}/\text{month}$). These tendencies refer primarily to springs draining unisolated aquifers. This fact indicates on increase of storage leveling this bed horizons, being the result of augmented meteorological supplying. On the basis of 3 year measurements it is rather difficult to ascertain the perennial character of this tendency or if it has multi-annual rhythm.

SPATIAL RELATION

Analysis of the correlation between spring yields and time changes of other environmental elements indicate that these dependences are not only the results of spatial synchronization of meteorological phenomena. The leading role play hydraulic relations within drained bed-bearing horizons. On the studied area moderately strong synchronic relations within two aquifers: fluvioglacial and formed under moraines were observed. Spatial correlations between spring yields and groundwater levels in wells, which represent reservoirs drained, were amounted within the range of: $r = 0.35\text{--}0.74$ in the first one, $r = 0.61\text{--}0.79$ in the second (Fig. 29, Tab. 14).

Likewise, yields of springs, draining fluvioglacial and deep aquifers, are synchronized. Surprisingly, synchronic and strong relations are observed for yields of springs in Skoszewy Nowe, Dąbrówka Duża and Grzmiąca villages with the yield of spring in Imielnik Stary, which is located of more than ten kilometres away (Tab. 12). Relatively high values of correlation indices ($r = 0.64\text{--}0.72$) reflect that spring yield depends on filling degree of reservoirs below moraines, which supplies its main ascending spring. Changes are synchronic, as a result of hydrostatic pressure. It proves that, in spite of complicated morphological and geological conditions, this level is characterized by continuity. It is worth mentioning, not only because the spring in Imielnik village is situated at the long distance from others, but also separated by deeply incised Moszczenica valley.

Lack of relationships can support assumptions that hydrological and topographic watersheds are in disagreement and some springs are supplied by water from different levels. That can be the reason, why Borki spring discharge is not related to other springs yields or that the relation, if exist, is very weak. This is the result of complication of the spring supplying system (presence of three reservoirs). It can be the main cause, why the spring reacts so differently in comparison with other springs (supplied from one reservoir only).

PHYSICAL AND CHEMICAL CHARACTERISTICS OF SPRING WATERS

Groundwater temperature depends on mean air temperature in the region, its amplitude is affected by groundwater reservoir separation from atmospheric influences. On the investigated area the mean annual temperature of spring waters is amounted from 8.5 till 9.2 °C (8.7 on average), with the amplitude below 4 °C (Tab.11). The lowest amplitude ($1.6\text{--}2.1$ °C) characterizes ascending springs, with supplying zones isolated from atmospheric impacts (Ciosny, Rudunki, Imielnik). Even lower amplitude (1.0 °C) have springs, which groundwater reservoirs are highly isolated because of deep location of water table (Mroga Dolna – till 30 m below surface level). Temperature changes occur after 1–4 months

delay (Fig. 27). It is also clearly seen that mean water temperature decrease simultaneously with the increase of groundwater springs basin with the rate of 1.8 °C/100 metres (Fig. 26).

Spring water acidity during investigation period (Nov. 2000 – Feb. 2001) was almost neutral and had mean value of 6.4–7.5 pH. During research in almost all of the springs pH decrease of 0.2–0.4 units was found. This transitory increase of alkalinity can be easily explained as the result of humus acids decrease being the products of biodegradation of organic matter in autumn. It is difficult to evaluate if water acidity is only the result of environmental processes or if it is also the effect of human activity. Groundwater basin of every spring is under permanent human impacts. The area of the Grotniki-Luśmierz outwash plain, being recreational region, is also recognized as a zone favourable to be contaminated. Supposing, it is an explanation of occurrence higher pH values in all springs draining groundwater reservoirs of the region (7.2–7.5 pH).

SPRING ROLE IN THE RIVER DISCHARGE

Specific discharge from river basins during the investigation period was $5.3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, having almost the same value as average multi-annual value in this region (*Hydrologiczny Atlas Polski* 1987). However, mean spring specific discharge (q_s) amounts $1.8 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Tab. 16). The highest value is amounted in Ciosenka basin – $4.6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, whereas in others is equal to about $3.0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Identical with mean discharge was specific discharge in Mroga basin. Worth noticing is the fact, that very low q_s values were noted for Dzierżązna and Mrożyca rivers ($0.5\text{--}0.6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$).

Spatial variability of spring yields have impact on drainage coefficient distribution. More than a half of Ciosenka and Grzmiąca discharge comes from springs yielding (51.4–59.5 %). In Młynówka and Mroga basins is amounted to average value (approximately 35 %). The lowest spring water participation in the river discharge refers to Dzierżązna and Mrożyca basins (< 20 %).

Obviously, total river discharge variability is much higher than spring yields variability (Fig. 31). However, both phenomena synchronization can be easily noticed by correlation observations ($r = 0.86$). It reflects domination of groundwater runoff over other supplying forms in the basins of investigated area. Not only springs, but also rivers are of nival-pluvial regime, and are supplied mainly during winter period. Seasonal dispersion of both processes results from seasonal regime of changes in supplying conditions. Hence, period of maximum river discharge and maximum spring yields is observed on the turn of February and March. Rainfall water and snow melt infiltration is supported by small evaporation, amounting in winter half year 25 % of total year sum. Another maximum appear unexpectedly in June, being the month with falls dominating over evaporation. It seems that, its appearance is reduced only for investigation period.

Springs play significant role in erosive processes development in the origin of river course. Average monthly transport of suspended sediment load masses in Rosanów I is equal to 416 kg, whereas in the spring in Ciosny – 228 kg (Fig. 27A). Maximum masses transported were noted in March or April, while minimum masses were observed in June. Seasonal distribution of sediment transport in Ciosenka river is similar, although, suspended sediment load masses are of greater magnitude in summer (Fig. 27B).

CONCLUSIONS

1. In the lowland area of Poland numerous outflows of great yield can occur, an example can be Łódź Hills region. Opinion about spring absence in this particular part of Poland is usually the result of lack of crenological data.

2. Springs of investigated area occur in river deeply incised valleys, situated at the intersection of main water-bearing horizons. Among them the majority are springs situated under valley slopes and located in valley bottoms. Springs concentration on particular height of 160–190 m a.s.l. is conditioned by morphological structures.

3. Most springs have low output not even yielding $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. They are usually concentrated in the common spring niche. Large springs yielding up to $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, the largest one – Rosanów I, amounts $41 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

4. Springs are mainly supplied from water-bearing horizons of significant thickness: fluvioglacial and formed under moraine aquifers. Springs can drain more than one aquifer.

5. On the basis of discharge variability, investigated springs belong to perennial outflows or outflows of insignificant changeability. This feature confirms great abundance of drained groundwater reservoirs and results from slow depletion rate.

6. Discharge and thermology regime of Łódź Hills springs ensue from spatial synchronization of meteorological phenomena. Impact of hydraulic relations within drained water-bearing horizons is easily visible in equal degree. Maximum of spring discharge is observed on the turn of February and March, whereas minimum yielding is observed in autumn.

7. Springs play an important role in the outflow of rivers in Central Poland. Contribution of spring water in some catchments may exceed 50 %.

Investigations carried out, obviously do not solve all of crenological problems of the investigated area, as well as do not exhaust all research possibilities of the region. Undoubtedly, erosive processes in spring niches, changes of spring water quality and geobotanic conditions need further investigations. Assumptions, that have been presented, could be verified and stated precisely by discharge measurements continuation (aquifer filtration parameters analysis, moisturizing of aeration zone). Longer series would bring more information about multi-annual discharge changes and possible periodical character of these changes.

Translated by Marta Jokiel