

KRZYSZTOF PUK

WARUNKI WYSTĘPOWANIA ORAZ REŻIM WYDAJNOŚCI I TEMPERATURY WYPŁYWÓW WÓD PODZIEMNYCH W SIERAKOWSKIM PARKU KRAJOBRAZOWYM I W OBSZARZE PRZYLEGLYM

ZARYS TREŚCI

Celem pracy jest przedstawienie wyników inwentaryzacji wypływów wód podziemnych w zachodniej części Pojezierza Poznańskiego i południowej części Kotliny Gorzowskiej oraz określenie związków rozmieszczenia i reżimu hydrologicznego wypływów z warunkami hydrogeologicznymi, klimatycznymi, morfologią i litologią terenu.

WPROWADZENIE

Na obszarze pasa pojezierzy istnieją warunki sprzyjające kontaktowi wód podziemnych z powierzchniowymi. Decyduje o tym duża gęstość dolin rynnowych, przelomowych i obniżeń wytopiskowych, naprzemianległe ułożenie utworów przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych oraz nieciągłość warstw wodonośnych. W wyniku nacinania warstw wodonośnych przez formy erozyjne powstają skoncentrowane i nieskoncentrowane wypływy wód podziemnych w postaci źródeł, młak, wycieków i wysięków.

Badania wypływów wód podziemnych obszaru młodogłacjalnego w Polsce, w przeciwieństwie do regionów górskich i wyżynnych, prowadzone są rzadko, przez co Niż Polski zaliczany jest do obszarów nielicznego występowania szczególnie źródeł (DYNOWSKA 1986). Wśród obszarów objętych badaniami stricte krenologicznymi lub badaniami mającymi na celu charakterystykę stosunków wodnych, poświęcającymi

miejsce głównie zagadnieniu źródeł, znalazło się zaledwie kilka regionów (MICHALCZYK 2001): zlewnia Redy i Zagórskiej Górki (WRÓBEL 1969), Jezioro Żarnowieckie (BŁASZKOWSKI 1969), Pojezierze Suwalskie (NOWAKOWSKI 1973, 1976), Pojezierze Drawskie (MICHALSKA 1991; MAZUREK 2001), wyspa Wolin (CHOIŃSKI, WRZESIŃSKI 1986; POLESZCZUK, JAKUCZUN 1999; POLESZCZUK, ZIARNEK 1999; NOWACKI 2000; OLKIEWICZ, PUK 2003) oraz Pojezierze Olsztyńskie (GLIŃSKA 1997).

Jedynie jak dotychczas badania krenologiczne na Pojezierzu Poznańskim i Nizinie Wielkopolskiej prowadzono w dolinie rzeki Warty, od Śremu do Obornik, w latach 60. ubiegłego stulecia (ŁAGODZIŃSKA, TOMALAK 1965; TOMALAK 1968).

Podjęcie problematyki badawczej nad wypływami wód podziemnych w zachodniej części Pojezierza Poznańskiego i południowej części Kotliny Gorzowskiej, w granicach Sierakowskiego Parku Krajobrazowego i na obszarze przyległym, i uzyskane wyniki częściowo wypełniają „białą plamę” na ciągle nie zaktualizowanej mapie krenologicznej Polski.

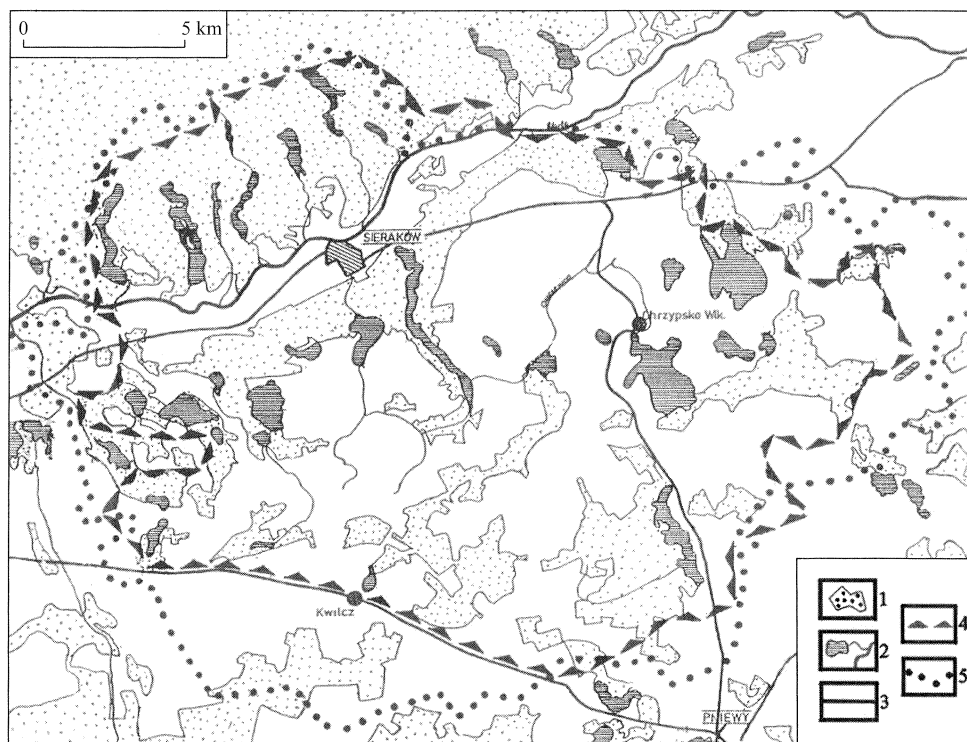
OBSZAR BADAŃ

Obszar badań, o wielkości ok. 400 km², objął Sierakowski Park Krajobrazowy wraz z obszarem przyległym, ograniczonym działami wodnymi III i IV rzędu zlewni cząstkowych lewo- i prawobrzeżnych dopływów Warty (rys. 1).

Geograficznie obszar ten jest częścią 4 jednostek fizjograficznych. Według podziału KONDRACKIEGO (1999) prawie cały badany teren położony jest na południe od doliny Warty, we wschodniej części Pojezierza Międzychodzko-Pniewskiego, i w północnej części Równiny Nowo-

tomyskiej. Są to mikroregiony Pojezierza Poznańskiego. Natomiast północna część analizowanego obszaru to fragment Międzyrzecza Warty i Noteci, będącego mikroregionem Kotliny Gorzowskiej. Obszary te rozdziela wąski, równoleżnikowo przebiegający pas Obornickiej Doliny Warty.

Pod względem geomorfologicznym cały ten obszar dzieli się wyraźnie na dwie części: wielopoziomową wysoczyznę oraz pradolinę, z licznymi, genetycznie zróżnicowanymi poziomami terasowymi pochodzenia fluwioglacjalnego i rzecznoego. Najwyższy poziom wyso-



Rys. 1. Granice Sierakowskiego Parku Krajobrazowego i obszaru badań

1 – lasy, 2 – jeziora i główne ciekii, 3 – główne drogi, 4 – granica Sierakowskiego Parku Krajobrazowego, 5 – granica obszaru badań

Fig. 1. Boundaries of the Sieraków Landscape Park and the study area

1 – woodland, 2 – lakes and principal streams, 3 – main roads, 4 – boundary of Sieraków Landscape Park, 4 – boundary of study area

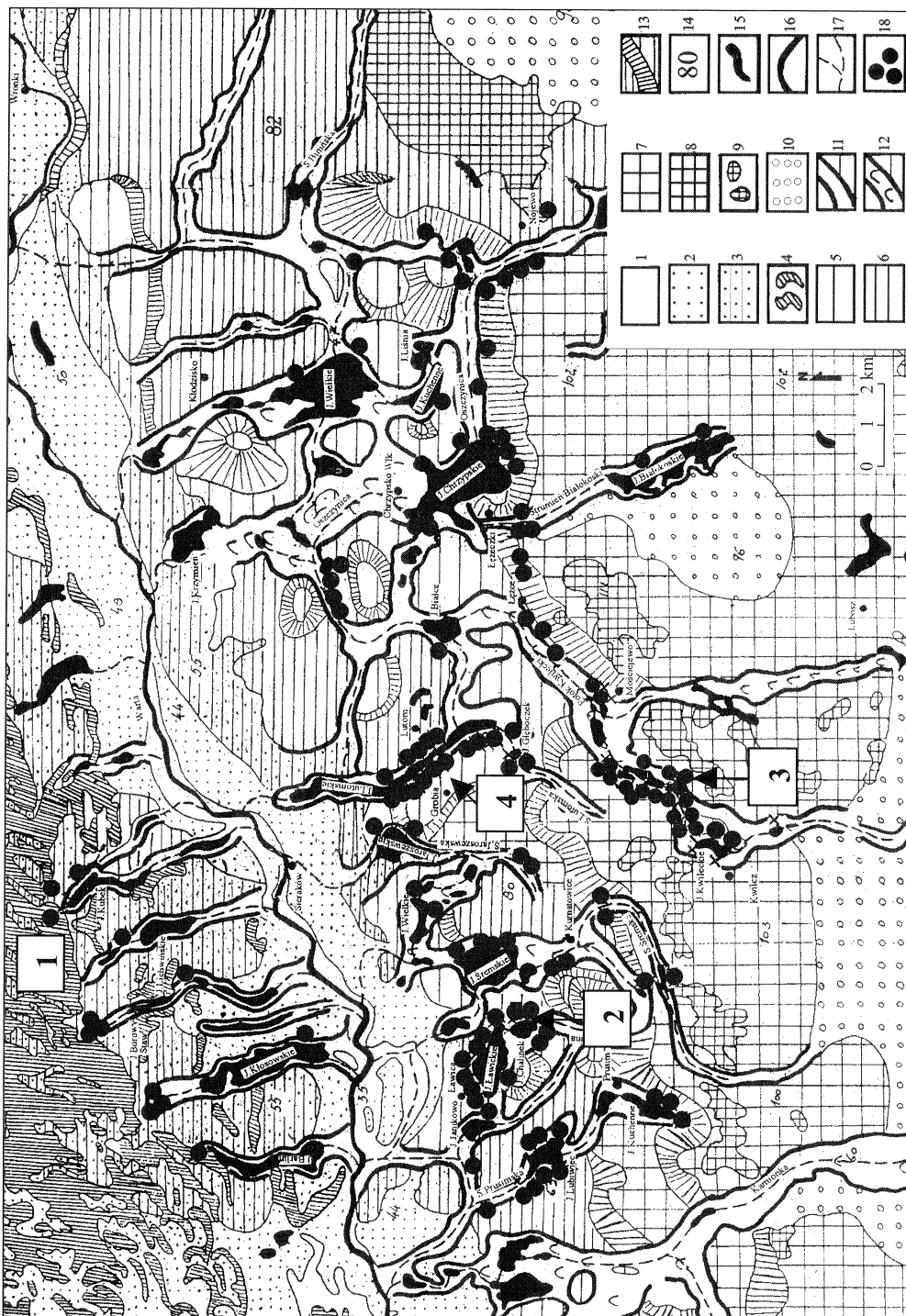
czynnowy obejmuje południową część obszaru, wyniesioną przeważnie powyżej 100 m n.p.m. i pochyloną w kierunku północnym. Wyróżnia się w niej równiny sandrowe i rzecznotodowcowe oraz wysoczyznę morenową falistą. Na północ od najwyższego poziomu wysoczyznowego występują niższe poziomy, tworzone przez mniej lub bardziej odizolowane ostańce wysoczyznowe, rozdzielone dolinami. Są to: wysoki poziom wysoczyznowy (na wysokości przeciętnie 75–80 m n.p.m., tworzony przez równiny zbudowane z materiału wodnotodowcowego (ozy, kemy i terasy kemowe, pagórki i wzgórza moren czolowych), środkowy poziom wysoczyznowy (na wysokości ok. 70 m n.p.m., tworzony przez podobne zespoły form jak poziom wysoki), niski poziom wysoczyznowy (na wysokości 60–65 m n.p.m., bardziej płaski; jego północna krawędź wyznacza jednocześnie granicę między obszarami wysoczyzny a doliną Warty). Północna część omawianego obszaru to fragment Kotliny Gorzowskiej, obejmujący doliny poziom morfologiczny o rzędnej poniżej 60 m n.p.m. Składają się na niego: fluwioglacjalne terasy Pradoliny Warty–Noteci, terasy rzeczno-dolinne Warty oraz część terasy sandrowej, stanowiącej fragment Międzyrzecza Warty i Noteci (PILARCZYK 2000). Najwyższy poziom terasowy zajmuje pole wydmowe, utworzone głównie przez wydmy wałowe i paraboliczne o wysokościach względnych do 35 metrów.

Układ poziomów wysoczyznowych rozcinają południkowo i równoleżnikowo zorientowane głębokie doliny i kotliny rynnowe, erozyjnie przekształcone przez strugi. Południkowo zorientowane rynny glacialne kończą się na krawędzi najwyższego poziomu wysoczyznowego, czasem zmieniają swój kierunek ukośnie do tej krawędzi, przybierając charakter rynien marginalnych (BARTKOWSKI 1965).

Dna rynien, z występującymi w ich obrębie jeziorami, znajdują się przeważnie 40–50 m poniżej powierzchni ostańców wysoczyznowych. Deniwelacje sięgają niekiedy 80 m. Północne terasy doliny Warty również są rozcięte przez doliny rynnowe, będące kontynuacją systemu południkowo zorientowanych rynien obszaru wysoczyznowego (KONDRACKI 1999).

Wśród utworów powierzchniowych dominują osady czwartorzędowe dwóch zlodowaceń, o miąższości nawet 100 m (osady zlodowacenia południowopolskiego zachowały się tylko szczątkowo na głębokości 110–112 m p.p.t.). Trzon pokryw południowej części omawianego obszaru tworzą osady zlodowaceń środkowopolskich, głównie w postaci glin bazalnych, występujących od jednego do trzech poziomów (LISZKOWSKI, RADASZEWSKI 2000). Osady zlodowacenia północnopolskiego, o miąższości do 25 m, reprezentuje jeden poziom glin lodowcowych oraz naglinowe lub śródglinowe piaski, piaski ze żwirem i żwiry lodowcowe lub rzecznotodowcowe (PILARCZYK 2000). Część północną – pradoliną wypełniają osady wodnotodowcowe oraz piaski rzeczne i mułki (o miąższości kilku metrów w obrębie terasy zalewowej oraz 25–50 m na wyższych terasach). W podłożu wysokich teras występują serie piasków drobno- i średnioziarnistych, oddzielone od piasków terasowych cienką warstwą bruku morenowego. Pod osadami czwartorzędownymi zalegają osady głównie plioceńskie, w postaci pstrych iłów poznańskich, o miąższości na ogół od kilku do kilkudziesięciu metrów. Na wysoczyźnie powierzchnia trzeciorzędowa zalega na rzędnej ok. 50 m n.p.m., w obrębie pradoliny ok. 25 m n.p.m. (KANIECKI 2003).

Główne horyzonty wodonośne obszaru badań występują w miąższej pokrywie osadów czwartorzędowych. Z uwagi na układ hydrostrukturalny obszaru



oraz krążenie wód w utworach czwartorzędowych można wydzielić 4 poziomy wodonośne (Dokumentacja... 1987):

1. Poziom wierzchówkowy (grunto- wy) – występuje w piaskach różnoziarnistych i żwirach w obrębie dolin rzecznych, na terenach akumulacyjnych oraz stropowych spiaszczonych partiach pagórków morenowych. Zwierciadło wód zalega na głębokości do 1 m p.p.t. na obszarze terasy zalewowej Warty oraz w dnach dolin rynnowych, na terasach Warty zajętych przez piaski sandrowe i terasowe z grubą pokrywą eoliczną na ogół 2–10 m p.p.t. (na wydmach ok. 15–20 m), lokalnie na obszarze wysoczyzn 15 i więcej m p.p.t. i jest na ogół swobodne.

2. Poziom międzyglinowy górny – związany jest ze strukturami piaszczysto-żwirowymi rozdzielającymi gliny morenowe zlodowacenia północno- i środkowopolskiego. Z danych archiwalnych wynika, że miąższość tego poziomu nie przekracza 10 m, a zwierciadło tych wód ma charakter naporowy.

3. Poziom międzyglinowy dolny – związany jest z osadami interglacialnymi zlodowacenia środkowopolskiego. Tworzą go przewarstwienia piasków i żwirów w glinie szarej – zwałowej.

4. Poziom podglinowy – związany głównie ze strukturami piaszczystymi na kontakcie z utworami trzeciorzędowymi (ilami pstryimi poznańskimi).

Badany obszar położony jest w całości w 10 zlewniach cząstkowych dorzecza Warty, wyznaczonych działami wodnymi III i IV rzędu, oraz w jej przyrzedzu. Doliny rzek zostały wymodelowane w rynnach odpływu wód z topniejącego lądolodu. Cieki charakteryzują się gruntowo-deszczowo-śnieżnym zasileniem, z jednym maksimum i jednym minimum w ciągu roku. Najwyższe stany i przepływy, w zasadzie długotrwałe, występują na wiosnę (II–IV) i są efektem roztopów. Po nich następuje powolne obniżanie się stanów aż do jesieni. Obserwuje się również nieznaczny wpływ opadów okresu letniego na przebieg stanów wód (KANIECKI 2003).

W granicach Sierakowskiego Parku Krajobrazowego położonych jest 71 jezior, a na obszarze przyległym – 13. Generalnie występują tu dwa typy jezior: wytopiskowe (np. Jezioro Chrzypskie) oraz rynnowe (np. Jezioro Lutomskie). Za pośredni typ można uznać jeziora typu eworsyjnego, głęboko włożone w wysoczyznę morenową, występujące najczęściej w dnach rynien, o izome-

Rys. 2. Wyploty wód podziemnych na tle warunków morfologicznych Pojezierza Międzychodzko-Pniewskiego i Międzyrzecza Warty i Noteci. Opracowano wg Unacześnionej mapy geomorfologicznej Niziny Wielkopolskiej KRYGOWSKIEGO (1961)

1 – terasa zalewowa, 2 – terasa środkowa – „wydmowa”, 3 – terasa wysoka, 4 – pagórki wydymowe, 5 – wysoczyzna morenowa płaska, 6 – wysoczyzna morenowa falista, 7 – wysoczyzna morenowa pagórkowata pochodzenia akumulacyjnego, 8 – strefa pagórków moreny czołowej o drobnym rytmie, 9 – pagórki morenowe odosobnione, 10 – równiny sandrowe, 11 – rynna o dnie płaskim, 12 – rynna o dnie pagórkowatym, 13 – krawędzie i zbocza dolinne, 14 – najwyższe wysokości wyodrębnionych form, 15 – jeziora, 16 – rzeka Warta, 17 – cieki III i IV rzędu, 18 – wyploty wód podziemnych (w tym objęte badaniami)

Fig. 2. Groundwater outflows from the perspective of the morphological conditions of the Międzychód-Pniewy Lakeland and Warta-Noteć interfluve, after KRYGOWSKI'S (1961) geomorphological map of the Wielkopolska Lowland, updated

1 – floodplain, 2 – central (“dune”) terrace, 3 – upper terrace, 4 – dune hillocks, 5 – flat morainic upland, 6 – undulating morainic upland, 7 – accumulation-derived hummocky morainic upland, 8 – zone of end-morainic hills of fine rhythm, 9 – isolated morainic hills, 10 – outwash plains, 11 – flat-bottomed glacial trough, 12 – hillocky-bottomed glacial trough, 13 – valley scarps and slopes, 14 – greatest elevations of landforms distinguished, 15 – lakes, 16 – Warta river, 17 – 3rd- and 4th-order streams, 18 – groundwater outflows (including those under study)

trycznym kształcie i znacznych głębokościach (np. Jezioro Śremskie – 45 metrów, kryptodepresja 6 m p.p.m.). Jeziora zostały włączone w system odpływu powierzchniowego w wyniku pogłębiania rynien glacialnych u schyłku plejstocenu i w holocenie.

Do elementów meteorologicznych decydujących w głównej mierze o zasobach wód podziemnych należą: temperatura powietrza, warunkująca przede wszystkim intensywność parowania wody, retencję pokrywy śnieżnej i przebieg roztopów, oraz rozkład i suma opadów atmosferycznych, mająca decydujące znaczenie dla zasilania warstw wodonośnych. Średnia temperatura powietrza z wielolecia 1961–2000 dla stacji Gorzyń (położonej w sąsiedztwie omawianego obszaru) wynosi 8,7°C. Temperatura w roku hydrologicznym 2002 była wyższa od średniej z wielolecia o 0,8°C i wynosiła 9,5°C. Ponadto średnie temperatury stycznia, lutego i marca 2002 r. miały dodatnie wartości (+1,0, +4,1, +4,6°C), a w roku 2003, w styczniu i lutym – ujemne (–1,4, –3,4°C). Średnia roczna wielkość opadów dla wielolecia 1961–2000 na posterunku opadowym w Nojewie, położonym we wschodniej części badanego obszaru, wynosi 572 mm. W półroczu chłodnym dociera do powierzchni ok. 42% rocznej sumy opadów. W czasie badań terenowych w roku hydrologicznym 2002 i w pierwszym, chłodnym półroczu 2003 r. wielkość opadów wynosiła, odpowiednio, w roku 2002 – 574 mm na posterunku opadowym w Nojewie i 601 mm w stacji Gorzyń, w chłodnym półroczu 2003 r. – 168 mm w Nojewie i 161 mm w Gorzynie. Lata poprzedzające prace terenowe odznaczały się rocznymi sumami opadów przekraczającymi wartości normalne, np. w 1998 r. w Nojewie – 660 mm.

METODYKA BADAŃ

Inwentaryzacja krenologiczna została przeprowadzona w okresie od XI 2001 do IV 2002 oraz latem 2002 r.

Inwentaryzacją zostały objęte wszystkie punktowe wypływy wód podziemnych. Dla każdego odnalezionego wypływu szacunkowo określano wydajność, a przy wielu wykonywano jednorazowe pomiary temperatury wody oraz przewodności elektrycznej i odczynu pH. Szczegółowymi pomiarami wydajności, temperatury, przewodności i odczynu pH objęto 5 stref wypływów wody podziemnej. O wyborze zdecydowały przede wszystkim: występowanie każdej z nich w obszarach o największym zagęszczeniu wypływów na badanym obszarze, warunki ich zasilania oraz stałość wypływu. Pomiary wykonywano w cyklu miesięcznym, rozpoczynając w V 2002, a kończąc w V 2003 r. Ponadto w styczniu, maju i grudniu 2002 r. przeprowadzono rozszerzoną analizę chemiczną wody z wybranych stref wypływów. Reżim chemiczny wód wypływów zostanie przedstawiony w odrębnym artykule.

W pracy wykorzystano również materiały archiwalne IMGW dotyczące sumy opadów i temperatury dla posterunku opadowego w Nojewie i stacji meteorologicznej w Gorzynie.

WYNIKI INWENTARYZACJI KRENOLOGICZNEJ

Na podstawie inwentaryzacji wypływów wód podziemnych na obszarze ok. 400 km² stwierdzono 121 wypływów wyróżnionych jako pojedyncze obiekty oraz 94 jako zespoły wypływów. Kryteria wydzielenia poszczególnych typów wypływów zostały oparte na terminologii zawartej w literaturze hydrogeologicznej, hydrologicznej lub krenologicznej oraz na subiektywnej interpretacji autora, koniecznej przy obser-

wacji w terenie wypływów wód podziemnych.

Wypływy skoncentrowane i nieskoncentrowane określano według następujących definicji:

źródło – wypływ, z którego woda wydobywa się na pewnej niewielkiej przestrzeni, dając już od samego wypływu skoncentrowany odpływ,

młaka – rozlewny wypływ wód podziemnych, zatorfiony lub zabagniony, dający po pewnym odcinku od ujścia z wodonośca liniowy odpływ,

wyciek – bardzo słaby, przeważnie powierzchniowy wypływ, dający na zewnątrz widoczny odpływ,

wysięk – miejsce słabego powierzchniowego sączenia wód podziemnych, powodujące lokalne nawilgocenie powierzchni ziemi, bez widocznego odpływu na zewnątrz.

Zespoły wypływów klasyfikowano następująco:

linia źródeł – co najmniej 2 źródła, których wypływ ujawnia się nie więcej niż co 20 m (nie należy do niej wypływ o podobnym charakterze, na tej samej wysokości, występujący jednak

w większej odległości); wyjątek mogą tu stanowić źródła wypływające z jednej, widocznej w terenie niszy źródłiskowej,

pole młaczne – cechy takie same jak linii źródeł; tworzą je zgrupowane przynajmniej 2 młaki,

linia wycieków i wysięków – wyróżniane podobnie jak linia źródeł,

źródliko – cechy takie same jak linii źródeł; składają się na nie zgrupowane przynajmniej 2 wypływy różnego typu (np. wyciek i źródło; 3 młaki i 2 źródła).

ROZMIESZCZENIE WYPŁYWÓW

Rozmieszczenie wypływów wód podziemnych na badanym obszarze jest nierównomierne. Większość wypływów skupia się w obrębie silnie rozwiniętego systemu rynien rozcinającego obszary po obydwu stronach doliny Warty. Natomiast całkowicie pozbawiona wypływów jest południowa część – najwyższy poziom wysoczyzny oraz dolina Warty, które cechują się brakiem sprzyjających warunków morfologicznych do rozcięcia warstw wodonośnych (rys. 2).

W obszarze występowania wypływów istnieje kilka stref obfitujących w różne formy wypływów. Są to:

– stok rynny jezior Chalinek i Ławickiego, gdzie, zwłaszcza w obrębie prawego zbocza (zgodnie z kierunkiem płynięcia wód z wysoczyzny do Warty), istnieją 24 miejsca wypływu, głównie o charakterze kolonijnym,

– zachodni stok rynny Jeziora Lutomskiego, gdzie na odcinku 3,5 km znajduje się kilkanaście wypływów, głównie w postaci młak, występujących pojedynczo lub grupowo,

– rynna Potoku Kwileckiego, głównie między Kwilczem a Mościejewem, gdzie na odcinku 4 km występują łącznie 44 miejsca wypływu wód podziemnych (w tym 34 pojedyncze),

Tabela 1. Liczba wypływów – podział ze względu na sposób wypływu wody

Table 1. Number of outflows – a division in terms of the mode of water outflow

Typ wypływu	Liczba
Źródło właściwe	44
Wyciek	38
Młaka	36
Wysięk	3
Pole młaczne	40
Źródliko	27
Linia wycieków	23
Linia źródeł	3
Linia wysięków	1

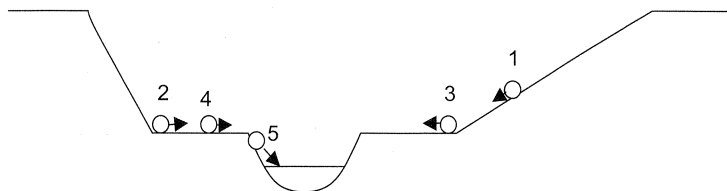
– północna część rynny jeziora Kubek – występują tu 2 strefy źródłiskowe w odległości 1 km; pierwsza strefa obejmuje 35 źródeł i 44 wycieki, ujawniające się głównie w początkowej części doliny, u podnóża wydm (nazywana będzie dalej Kubkiem Zachodnim z racji jej położenia na zachód względem 2 strefy); druga strefa obejmuje 19 źródeł i 21 wycieków (Kubek Wschodni).

MORFOLOGICZNO-HYDROGEOLOGICZNA
CHARAKTERYSTYKA WYSTĘPOWANIA
WYPŁYWÓW

Urozmaicona rzeźba badanej części Pojezierza Poznańskiego i Kotliny Gorzowskiej stwarza szczególne warunki do bezpośredniego kontaktu wód podziemnych z wodami powierzchniowymi w postaci wypływów wód podziemnych. Miejsca ich ujawniania się są ściśle związane z gęstą siecią dolin rynnowych rozcinających wysoczyznę i są spotykane tam, gdzie głębokie rozcięcia znacząco nacinają warstwy wodonośne.

Wypływy koncentrują się przede wszystkim w strefach zboczowych bądź krawędziowych dolin rynnowych. Położenie morfologiczne miejsc wypływu wód podziemnych na powierzchni wskazuje na istnienie 5 podstawowych typów wypływów (według typologii PAZDRO i KOZERSKIEGO 1990; interpretacja PUK 2003; rys. 3).

Wypływy zboczowe występują głównie w dolnej części zboczy dolin rynnowych, nieco powyżej den dolinnych. Typowe wypływy zboczowe występują właściwie na łagodniejszych zboczach, których nachylenie nie przekracza 15–20°. Stanowią one 42% wszystkich zarejestrowanych wypływów. Reprezentatywne dla tego typu są linie wycieków i pola młaczne przy północnym brzegu Jeziora Ławickiego. Niewiele jest natomiast wypływów znajdujących się u podnóża zboczy – podzboczowych (15%). Nieco więcej, bo 22%, jest wypływów zlokalizowanych pod bardziej stromymi zboczami, o nachyleniu 20–30, które mają charakter krawędzi morfologicznych. Są to zejścia z różnych poziomów wysoczyznowych lub pola wydmowego w doliny rynnowe. Wypływy krawędziowe najczęściej występują kolonijnie, w postaci źródeł czy pól młacznych, nacinając głębszy horyzont wodonośny. Reprezentatywne dla tej kategorii są: źródło przy południowym brzegu Jeziora Ławickiego i pole młaczne przy Jeziorze Kuchennym. Wypływy krawędziowe zasilane wierzchówkami obserwuje się tylko w kilku strefach wypływów południowego skłonu pola wydmowego Międzyrzeczka Warty i Noteci. Na płaskich równinach terasowych w dnach dolin rynnowych obserwuje się najczęściej pojedyncze wypływy dolinne, które sta-



Rys. 3. Typy wypływów związane z położeniem morfologicznym w obrębie doliny rynnowej
1 – zboczowy, 2 – krawędziowy, 3 – podzboczowy (podstawowy), 4 – dolinny, 5 – przykorytowy

Fig. 3. Types of outflows connected with a morphological location in a glacial trough

1 – slope, 2 – scarp, 3 – under the slope, 4 – valley bottom, 5 – channel

Tabela 2. Liczba wypływów – podział ze względu na położenie geomorfologiczne

Table 2. Number of outflows – a division in terms of geomorphological location

Typy wypływów	Liczba
Zboczowe	91
Krawędziowe	47
Podzboczowe	33
Dolinne	31
Przykorytowe	13

nowią 14% zarejestrowanych obiektów. Najwięcej występuje ich w rynnach Jeziora Lutomskiego. Odrębną grupę stanowią wypływy przykorytowe, powstałe przez wcięcie rzeki w poziom wodonośny (6%). Występują one na kontakcie z korytem rzeczonym, wlewając się najczęściej bezpośrednio do cieków, a niewykluczone, że i w jego dnie. Ten typ wypływów stwierdzono przede wszystkim w przelomowych odcinkach strumyków: Potoku Kwileckiego i Potoku Białokoskiego, głęboko wcinających się w glinę zwałową budującą obszary wysoczyznowe. Są one najczęściej zasilane wodami z warstw międzyglinowych.

Strefy kolonijnego występowania wypływów wód podziemnych ujawniają się najczęściej w obrębie bardziej stromych stoków głęboko rozciętych rynn, zaś pojedyncze wypływy zazwyczaj na łagodnych, niewysokich zboczach dolin rynnowych. Charakterystyczne dla centralnej części poziomów wysoczyznowych omawianego obszaru jest występowanie licznych wypływów wzdłuż krawędzi rynn po jednej stronie ostańca wysoczyznowego i brak wypływów po jego drugiej stronie. Sytuacja ta najwyraźniej zaznacza się w obrębie ostańca od zachodu rozciętego rynną Jeziora Jaroszewskiego, a od wschodu rynną Jeziora Lutomskiego. Krawędź rynn Jeziora Lutomskiego obfituje w wypływy

wód podziemnych. Sprzyja temu przede wszystkim głębokie rozcięcie wysoczyzny i jej budowa geologiczna, umożliwiająca kontaktowanie się warstw wodonośnych z powierzchnią terenu. Przekroje hydrogeologiczne wskazują ponadto na korzystne ułożenie warstw i spadek hydrauliczny zwierciadła od centrum ostańca w kierunku Jeziora Lutomskiego. Natomiast prawie całkowity brak wypływów na powierzchni w strefie stokowej rynn Jeziora Jaroszewskiego to wynik mniejszej możliwości drenażu warstw wodonośnych przy łagodniejszym zboczu rynn i nieco wyższego położenia strefy krawędziowej (1,5 metra) niż krawędzi rynn Jeziora Lutomskiego. Ponadto występujące na płaskim zboczu rynn Jeziora Jaroszewskiego dwa wypływy o charakterze pulsacyjnym wskazują na dość złożoną budowę geologiczną – prawdopodobnie lokalne zaburzenia warstw. Można przypuszczać, że wypływy wód z tej samej warstwy wodonośnej, co w rynnach Jeziora Lutomskiego, powstają w formie skoncentrowanej w strefie stokowej już samej misy jeziornej. Wypływy te mogą mieć nawet znaczną wydajność, na co wskazuje kilkakrotnie większy odpływ wody z jeziora Strugą Jaroszewską aniżeli jej dopływ. Analogiczną sytuację obserwuje się również w strefie wschodniego zbocza rynn Jeziora Lutomskiego, obfitującego w wypływy wód, przy ich braku w strefie stokowej jezior Bragan i Goleczewskiego, po przeciwnej stronie ostańca wysoczyznowego. Prawdopodobnie w dnie mis tych jezior istnieją skoncentrowane ujścia wód podziemnych, gdyż przy całkowitym braku zasilania tych jezior wodami powierzchniowymi istnieje odpływ rzędu ok. kilkunastu $\text{dm}^3 \text{s}^{-1}$. Istnienie tego rodzaju wypływów może pozwolić na wyróżnienie jeszcze dwóch kolejnych typów morfologicznych: wypływów dennych, powsta-

Tabela 3. Liczba zlewni wypływów – obszary alimentacji wód wypływów w obrębie form geomorfologicznych

Table 3. Number of outflow catchments – areas of alimentation of outflowing waters within geomorphological landforms

Forma geomorfologiczna	Liczba zlewni wypływów
Sandr	1
Najwyższy poziom wysoczyzny	45
Wysoki poziom wysoczyzny	30
Średni poziom wysoczyzny	36
Niski poziom wysoczyzny	45
Pagórki moreny czołowej	14
Terasy kemowe	7
Równiny terasowe	25
Niska terasa Warty	2
Średnia terasa Warty	2
Wysoka terasa Warty	3
Pole wydmowe	5

łych w wyniku nacięcia warstw wodonośnych w dnie jeziora (nr 5 na rys. 3), oraz wypływów przelewowych, zasilanych z tej samej warstwy wodonośnej po dwóch stronach ostańców wysoczyznowych.

W związku z licznymi rozcięciami dolinnymi alimentacja wody do wypływów odbywa się z niewielkich obszarowo zlewni, najczęściej w obrębie jednej formy geomorfologicznej (zakładając niewielkie różnice w działach wód podziemnych w stosunku do powierzchniowych). Ponad 70% zlewni wypływów występuje w obrębie poziomów wysoczyznowych w centralnej i południowej części obszaru (tab. 3).

Wszystkie wypływy wód podziemnych omawianego obszaru, w oparciu o rodzaj przewodów hydrogeologicznych wyprowadzających wodę podziemną, jakimi są tu pory skalne, zaliczane będą do warstwowych. Występowanie wypły-

wów związane jest najczęściej z nieprzepuszczalnym podłożem, głównie gliną szarą zwałową oraz, w mniejszym stopniu, gliną brązową. Obok glin, słaboprzepuszczalny spąg wypływów stanowią ility szare, obserwowane w rynnach Jeziora Lutomskiego, Jeziora Śremskiego i w górnej części rynny Jeziora Kłosowskiego, oraz lokalnie punktowe wkładki mułków – nad Jeziorem Ławickim, i kredy jeziornej – koło Mościewa. Kontakt wód ze stropem warstwy słaboprzepuszczalnej wskazywałby na typ warstwowo-kontaktowy. Jedynie wypływy zlokalizowane przy północnym krańcu rynny jeziora Kubek, powstałe przez nadcięcie warstwy wodonośnej powyżej jej spągu, zaliczają się do typu warstwowo-erozyjnego.

Przeważająca liczba wypływów ma charakter spływowy (zstępujący, descenzyjny), związany z dogodnymi warunkami kontaktu poziomu wodonośnego z powierzchnią terenu na skutek głębokich rozcięć erozyjnych. Często woda wypływająca ze źródeł uchodzi bardzo gwałtownie – jakby kanałem, co wyraźnie wskazuje na ich spływowy charakter (źródła w dolinie Potoku Kwileckiego i nad Jeziorem Białokoskim). Rzadziej natomiast spotykane są wypływy wstępujące (ascenzyjne), których wypływ objawia się często intensywnym pulsowaniem wody. Wypływy takie, głównie w postaci źródeł, znajdują się poniżej zboczy, często na równinach terasowych dolin rynnowych, np. źródło przy zachodnim stoku doliny Potoku Kwileckiego, źródło i mlaka przy Jeziorze Jaroszewskim, na lewobrzeżnej terasie Oszczyńcy koło Ryżyna. Miejsce wypływu ma najczęściej wygląd studni, komina, o średnicy 0,2–0,5 m, wypełnionego materiałem piaszczystym, którego skonsolidowane utwory na dnie występują na głębokości od 1,5 nawet do 2,5 m p.p.t.

Najbardziej spektakularnym tego typu wypływem jest źródło o charakterze basenu w dolinie Oszczynicy. Warunkiem powstania wypływów ascenzyjnych są lokalne niecki artestyjskie. Warunki takie tworzą się przy nierównym ułożeniu warstw wodonośnych i wodoszczelnych – w zaburzeniach głacitektonicznych (PAZDRO, KOZERSKI 1990).

W zasilaniu wypływów wód podziemnych badanego obszaru biorą udział czwartorzędowe poziomy wodonośne: wierzchówkowy, międzyglinowy górny i dolny oraz podglinowy, występujące w seriach piaszczysto-żwirowych. Przeważającą część wypływów zasilają wody z warstw wodonośnych zalegających pod gliną brązową (północnopolską) lub w glinie szarej, a więc z poziomów międzyglinowych. Świadczy o tym przede wszystkim głębokość rozcięcia wysoczyzny przez doliny rynnowe i miejsce występowania wypływów – często 20–30 m poniżej powierzchni wysoczyzny. Problemem jest określenie, czy jest to poziom międzyglinowy górny, czy dolny, gdyż poza profilami geologicznymi wykonanymi przy okazji wiercen studni w latach 60. ubiegłego stulecia, brak informacji o litologii z bezpośredniego sąsiedztwa wypływów. Wyniki tych odwiertów pozwalają jednak na określenie głębokości zalegania zwierciadła wody podziemnej, wskazując na warstwę wodonośną mogącą zasilać wypływy.

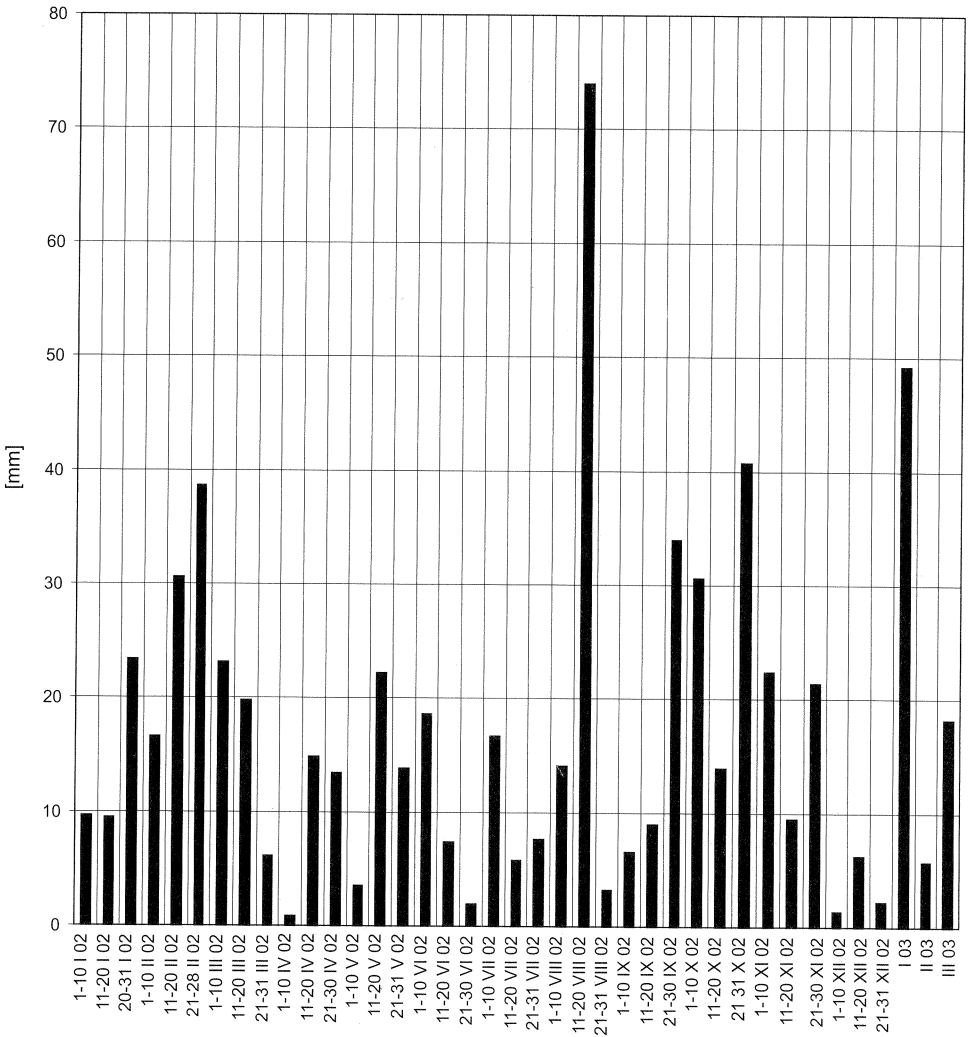
Wypływów zasilanych z poziomu wierzchówkowego w obszarze wysoczyzny jest niewiele. Są to głównie wypływy pojedyncze na zboczach rynien i na równinach terasowych dolin. Reprezentatywne dla tych wypływów są źródła przy Jeziorze Białokoskim. Natomiast z poziomu wierzchówkowego, występującego w osadach fluwiogłacialnych, nąglinowych, nadbudowanych często przez piaski eoliczne, zasilane są wszystkie wypływy znajdujące się w północnej części

obszaru – na terasach Warty. Podglinowy poziom wodonośny, występujący na utworach trzeciorzędowych (iłach szarych), drenowany jest przez wypływy położone wzdłuż zachodniej krawędzi rynny Jeziora Lutomskiego i wschodniej Jeziora Śremskiego.

WYDAJNOŚCI I REŻIM WYPŁYWÓW

Wydajność jest jedną z najważniejszych cech wypływów wód podziemnych, gdyż informuje o warunkach hydrogeologicznych panujących w ich zlewniach.

Wielkość wydatku wypływów należy rozpatrywać jako wartość dla pojedynczych obiektów lub – jeśli występują kolonijnie – dla całej strefy. Na omawianym obszarze występujące pojedynczo źródła, mlaki czy wycieki są najczęściej mało wydajne, w przeważającej części do $1 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$. Niewielkie wydajności tych wypływów są związane z zasobnością zasilających je zbiorników wód gruntowych. Wypływy te drenują wierzchówkowy i międzyglinowy poziom wodonośny. Pojedyncze wypływy zasilane z poziomu wierzchówkowego (o cienkiej strefie aeracji) charakteryzują się większymi wydatkami w okresie wiosennych roztopów. Jednak w okresach niedoboru wody zasoby płytkiego poziomu wierzchówkowego szybko się wyczerpują i wydajność tych wypływów gwałtownie maleje – często dochodzi nawet do całkowitego szczypania wody i zaniku wypływu (np. źródła przy Jeziorze Białokoskim). Pojedyncze wypływy zasilane z głębszych poziomów (także z wierzchówkowego, lecz o miększej strefie aeracji), często z cienkich, izolowanych struktur między glinami, charakteryzują się niewielkimi wartościami wydatku, jednak istnieją w okresach suchych w wyniku stałego, powolnego uzupełniania wodą infiltrującą przez trudnoprzepuszczalny materiał gliniasty oraz dopływem lateralnym i zasilaniem z po-



Rys. 4. Sumy dekadowych opadów w 2002 oraz w styczniu, lutym i marcu 2003 r. w Gorzynie

Fig. 4. Decade rainfall totals in 2002 and in January, February and March 2003 at Gorzyna

ziomów głębszych. Rzadko obserwuje się ich wyschnięcie.

Na badanym obszarze istnieje wiele stref grupowego występowania wypływów. Mimo małych wydajności pojedynczych wypływów w tych strefach, łączny wydatek wszystkich niejednokrotnie przekracza $20 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$. Zgrupowane wypływy drenują przeważnie głąb-

szy horyzont wodonośny, o większych zasobach wodnych i bardzo wolnym tempie szczerpywania się.

Przeprowadzone w ciągu jednorocznego cyklu badań pomiary wydajności i podstawowych cech fizyczno-chemicznych pozwalają na ograniczoną charakterystykę reżimu wypływów. W celu ogólnej charakterystyki reżimu do cyklicz-

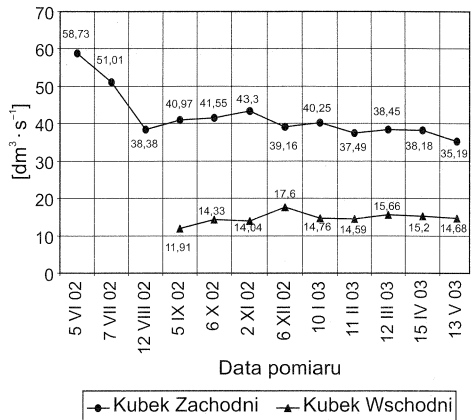
nych badań wybrano wpływy zasilane wodami z głębszych warstw wodonośnych. Cecha tych wód, jaką jest wolniejsza reakcja na zmiany hydrometeorologiczne, a więc i mniejsze prawdopodobieństwo zaistnienia w okresie między pomiarami znacznych wahań, głównie w wydatku i temperaturze, pozwoliła na poglądowe przedstawienie zależności reżimu wydajności od czynników zewnętrznych, szczególnie opadów.

Układ i gęstość sieci dolinnej, litologia oraz warunki hydrogeologiczne i klimatyczne wpływają na reżim wód podziemnych. Zasadniczy wpływ na zmiany wydatku wpływów wód podziemnych będzie miał stopień zasilenia wód podziemnych przez opady atmosferyczne i ich rozkład w czasie. Wykres na rys. 4 przedstawia sumy opadów dla poszczególnych dekad w miesiącach 2002 r. oraz sumy opadów miesięcznych stycznia, lutego i marca 2003 r., zmierzone na stacji IMGW w Gorzynie. Podobne wartości notowano na posterunku opadowym w Nojewie.

Analizowane wpływy wód cechuje różna rytmiczność wzrostu i spadku wydajności. Każdy z nich reprezentuje grupę wpływów o nieco innych cechach.

ŹRÓDLISKA KUBEK ZACHODNI I WSCHODNI

Źródłiska Kubek Zachodni i Wschodni (nr 1 na rys. 2), reprezentujące wpływy południowego skłonu pola wydumowego Kotliny Gorzowskiej, zasilane są przez wody wierzchówkowe, występujące, jednak na znacznej głębokości. Seria naglinowych osadów fluwiogłacialnych, o grubości 5–10 m, nadbudowana przez piaski wydumowe o grubości przekraczającej 20 m, gromadzi olbrzymie zasoby wody. Wyrazem znacznej retencyjności tego obszaru jest duża wydajność wpływów, na poziomie łącznie z obydwu stref ponad $160 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (zmierzona jednorazowo na dwóch ciekach odprowa-



Rys. 5. Zmiany wydajności w strefach źródłiskowych Kubek Zachodni i Kubek Wschodni
Fig. 5. Variations in discharge in the headwater zones of the Kubek Zachodni and Kubek Wschodni

dających wodę do jeziora Kubek) oraz stosunkowo niewielka amplituda wahań. Określenie średniej wydajności źródeł na podstawie cyklicznych, kilkuletnich pomiarów może przyczynić się do uznania tej strefy za jedną z najbardziej wydajnych w obszarze młodogłacialnym w Polsce. Wykres (rys. 5) przedstawia zmiany wydajności północnych części źródeł.

Reżim wydajności obydwu stref źródłiskowych wykazuje określone podobieństwa. Dla strefy Kubka Zachodniego charakterystyczny jest wysoki wydatek w okresie wiosny, ale tylko w 2002 r., gdyż panujące wtedy warunki termiczne (średnie temperatury stycznia wynosiły $+1,0^\circ\text{C}$, lutego $+4,1^\circ\text{C}$, a marca $+4,6^\circ\text{C}$) umożliwiły szybką i wczesną infiltrację w wyniku uwolnienia wody z lodu, śniegu i zamrożonego gruntu. Natomiast w 2003 r. średnie temperatury stycznia i lutego były zdecydowanie niższe, odpowiednio $-1,4^\circ\text{C}$ i $-3,4^\circ\text{C}$. Krótkotrwała odwilż w styczniu 2003 r. przyczyniła się w niewielkim stopniu do zasilenia ubożących zasobów wód podziemnych, nie wpływając zasadniczo na

wzrost wydajności. Przedłużający się do początku kwietnia okres ograniczonej infiltracji, w wyniku długo utrzymującego się przemarznięcia gruntu, odzwierciedlił się w niskim wydatku w maju 2003 r. Tendencja spadkowa wydajności strefy źródłiskowej Kubka Zachodniego, od maksimum wiosennego aż do sierpnia, jest reakcją na częsty brak zasilania z opadów w kwietniu, maju i czerwcu. Stopniowy wzrost wydatku do listopada (w źródłisku Kubek Wschodni do grudnia), to wynik wysokich, ciągłych opadów w sierpniu i w październiku. Nie wpłynęły one jednak na wyraźny wzrost wydatku wypływów. Od grudnia do kwietnia roku następnego wydajność utrzymywała się mniej więcej na stałym poziomie, na co wpływało systematyczne uzupełnianie wodonośca w okresie jesiennych opadów. Odwilż styczniowa przyczyniła się do utrzymania się aż do kwietnia względnie stałego poziomu wydatku źródlisk.

POLE MŁACZNE W RYNNIE JEZIORA CHALINEK

Wypływy w postaci młak (nr 2 na rys. 2) mają miejsce u podstawy 15–18-metrowego stromego zbocza doliny rynnowej. Zasilane są one z poziomu międzyglinowego górnego, znajdującego się w piaskach między gliną brązową a gliną szarą. Drenowany przez szereg wypływów zbiornik wodonośny nie jest zbyt rozległy, ale bardzo miększy, co ma wpływ na bardzo wolne szczypanie się jego zasobów i warunkuje wysoką wydajność wypływów tej strefy (łącznie ok. $25 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$). W stropie wysoczyzny występuje spiaszczona odmiana zwałowej gliny brązowej, sprzyjająca infiltracji wód opadowych.

Minimalne wydajności obserwuje się w miesiącach jesiennych oraz w maju i czerwcu. Maksymalne wydajności odnotowano w lipcu i w miesiącach zimowych, po czym następuje ich stopniowy spadek do wydajności minimalnej, za-

notowanej w maju (rys. 6). Minimalne i maksymalne wydajności korespondują z minimalnymi i maksymalnymi opadami, jednak są przesunięte w czasie. Wysoką wartość wydatku w sierpniu, po okresie niższych wydajności odnotowanych w czerwcu i w lipcu, należy wiązać z zasilaniem wypływu wodami roztopowymi. Długość drogi, jaką wody te przebyły od obszaru zasilania do punktu wypływu wody na powierzchnię ziemi, zadecydowała o opóźnieniu maksimum wydajności w stosunku do optymalnych wartości elementów meteorologicznych. Dalszy, ciągły wypływ wody i długi okres ubogi w opad atmosferyczny, trwający od połowy marca do końca lipca, spowodował stopniowe zmniejszanie się wydajności – stąd minima jesienne. Wzrost wydajności od grudnia i utrzymujące się wysokie wartości wydatku do kwietnia należy wiązać z wysokimi opadami sierpnia i października, które, mimo dużego parowania terenowego, dość regularnie zasilają warstwę wodonośną. Spadek wydajności, odnotowany jeszcze w maju 2003 r., to, jak się wydaje, początek niższych wydatków, związany z tzw. reżimem własnym wypływu okresu zimowego (PAZDRO, KOZERSKI 1990). Zasilanie wypływów następuje wówczas jedynie w wyniku dopływu wód już przebywających w warstwie wodonośnej, przy braku infiltracji z powierzchni gruntu.

ŹRÓDLISKO W RYNNIE POTOKU KWILECKIEGO

Strefa źródłiskowa zlokalizowana jest w dolnej części zachodniego zbocza pagórków moreny czołowej (nr 3 na rys. 2). Zasilanie odbywa się z poziomu międzyglinowego, prawdopodobnie dolnego. Obszar alimentacji, jak i podziemna droga wody w strefie saturacji, są stosunkowo małe, co uwarunkowane jest niewielkim rozmiarem formy geomorfologicznej. Zmiany wydajności (rys. 6)

mogą być więc wynikiem tych uwarunkowań, silnie wpływających na pojemność wodną strefy saturacji.

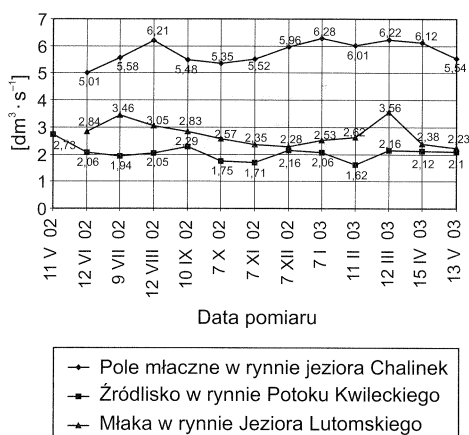
Wydajność wykazuje korelatywny przebieg z dynamiką opadów atmosferycznych i temperatury powietrza. Prawdopodobnie najwyższe wydatki wypływu wody w maju, zostały odnotowane w końcowym okresie spływania wód roztopowych. Niska wydajność w lipcu była skutkiem niewielkich opadów od kwietnia do lipca, które nie uzupełniły zasobów wód podziemnych. Wzrost wydajności we wrześniu to reakcja na bardzo wysokie opady od końca lipca do września (prawie 100 mm), mimo wysokiego w tym czasie parowania terenowego. Na spadek wydatku w październiku i listopadzie wpłynął głównie prawie bezopadowy okres od połowy sierpnia do połowy września. Jesienne opady zadecydowały natomiast w głównej mierze o zwiększonej wydajności w grudniu i w styczniu. Najniższą wartość wypływu, zanotowaną w lutym, należy wiązać ze zmniejszeniem infiltracji po-

wierzchniowej na skutek przemarznięcia gruntu i z szybkim szczyptywaniem się zasobów wodnych. Styczniowa odwilż wpłynęła na wzrost wydajności odnotowanej w marcu i w kwietniu. Majowa wysoka wartość wypływu to pierwszy opóźniony sygnał pozimowego zasilania roztopowego.

MŁAKA W RYNNIE JEZIORA LUTOMSKIEGO

Młaka objęta rocznym cyklem badań jest jednym z ponad 20 wypływów w zachodniej części rynny Jeziora Lutomskiego (nr 4 na rys. 2), które intensywnie drenują warstwę wodonośną występującą w piaskach między gliną a łem szarym (łączny wydatek wszystkich wypływów to ok. $25 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Warunki zasilania tego dosyć rozległego i mięszszego zbiornika wód podziemnych są sprzyjające, głównie ze względu na pogoły charakter powierzchni ostańca wysoczyznowego. Wypływ ten znajduje się ponad 20 metrów poniżej poziomu wysoczyzny.

W przebiegu wydajności tej młaki (rys. 6) zaznaczają się dwa maksima – w sierpniu 2002 i w marcu 2003, oraz długi okres niższych wydajności – od jesieni przez zimę do kwietnia–maja. Ponieważ warstwa wodonośna występuje na znacznej głębokości i zalega pod słaboprzepuszczalną warstwą glin, infiltracja przebiega powoli, co zadecydowało o opóźnionej reakcji wypływu z młaki na zasilanie okresu roztopów wiosennych w 2002 r. Wysoką wartość wydatku zanotowano dopiero w sierpniu. Możliwe, że – obserwowany po tym maksimum do lutego następnego roku – długi okres niższych wydajności jest następstwem niskich opadów pod koniec wiosny i w pierwszej połowie lata 2002 r., a notowany wzrost w lutym i w marcu w 2003 r. wynika z obfitych opadów jesiennych. Nagły spadek (o ponad 30%) wydajności w ciągu miesiąca od pomiarów 15. II do 15. IV może być wy-



Rys. 6. Zmiany wydajności pozostałych obserwowanych wypływów

Fig. 6. Variations in the discharge of the remaining outflows under study

razem ograniczonych możliwości uzupełnienia zbiornika podglinowego w okresie zimy.

REŻIM TERMICZNY WÓD WYPŁYWÓW

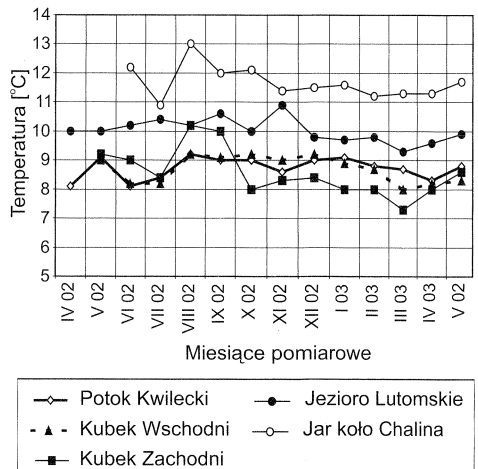
Zasilanie wypływów przez wody gruntowe danego poziomu wpływa nie tylko na wydajność, lecz również na ich temperaturę. Temperatura wód podziemnych będzie zależała głównie od środowiska geologicznego, w którym woda się znajduje, oraz głębokości występowania, a więc czasu infiltracji.

Wpływ zmiany temperatury powietrza nie sięga głęboko i wygasa stosunkowo szybko. Pierwsze wygasają wahania dobowe, następnie sezonowe, wreszcie roczne.

Temperatura wypływających wód będzie odpowiadać temperaturze wód gruntowych danego poziomu zasilającego. Najniższe temperatury zimą i najwyższe latem wykazują więc wypływy drenujące wody wierzchówkowe o cienkiej strefie aeracji, przez którą szybko infiltrują wody opadowe i na którą silnie oddziałują temperatury powietrza. Najniższe wartości zanotowano w marcu w źródle w dolinie Strugi Śremskiej ($4,8^{\circ}\text{C}$) i w źródłach przy Jeziorze Białokoskim ($5,0^{\circ}\text{C}$), a najwyższą w lipcu w źródle przy Jeziorze Wielkim ($13,5^{\circ}\text{C}$). Natomiast średnie temperatury wód z wypływów zasilanych z głębszych poziomów, w tym z poziomu wierzchówkowego, ale o miększej strefie aeracji, niejednokrotnie są wyższe niż 10°C . Średnie temperatury wód wypływów objętych rocznym cyklem badawczym przedstawiają się następująco: dla źródła w źródliku w rynn timer Potoku Kwilecki $8,7^{\circ}\text{C}$, dla mlaki w rynn timer Jeziora Lutomskiego $10,0^{\circ}\text{C}$, dla mlaki w rynn timer jeziora Chalinek $11,7^{\circ}\text{C}$, dla 3 mierzonych wypływów w źródliku Kubek Zachodni $8,6^{\circ}\text{C}$, a dla 6 wypływów strefy Kubka Wschodniego – $8,7^{\circ}\text{C}$. Średnie

temperatury tych wód były więc wyższe nieraz o $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ od średniej temperatury rocznej powietrza w tym rejonie ($8,6^{\circ}\text{C}$). Cechą charakterystyczną dla wszystkich badanych wypływów zasilanych z głębiej zalegających wód podziemnych są nieznaczne wahania temperatur (rys. 7). Jest to dowód na to, że wody dopływające z powierzchni ziemi do warstwy wodonośnej całkowicie dostosowują się termicznie do środowiska geologicznego. Gruba warstwa aeracji spełnia niejako rolę izolatora termicznego. Uwarunkowania te decydują również o bardzo wolnej zmianie temperatury wód wypływających, stąd nawet wykonywane co miesiąc pomiary mogą dać podstawę do określenia reżimu termicznego.

Jedynie w przebiegu temperatury wód wypływów zlokalizowanych u południowego skłonu wydmy, zasilanych z poziomu wierzchówkowego, charakteryzującego się bardzo miększą strefą aeracji, można dopatrzeć się 1–2-miesięcznego przesunięcia w czasie najwyższej i najniższej temperatury wody w stosunku



Rys. 7. Zmiany temperatury wód badanych wypływów

Fig. 7. Variations in the temperature of the outflows under study

do aktualnej temperatury powietrza. Reżim temperatury pozostałych badanych wypływów wykazuje pewne wahania, które na tym etapie trudno zinterpretować. Charakterystyczne dla przebiegu temperatury wód wypływów jest to, iż wyższe jej wartości przypadają zawsze na czas wyższych wydajności wypływów, a niższe na czas minimów wydatku. Regułą jest również to, że minimalne temperatury wód pokrywają się z niskimi temperaturami powietrza. Nie należy jednak tych faktów wiązać ze sobą, gdyż głębokość zalegania wód drenowanych przez wypływy chroni je przed warunkami zewnętrznymi.

PODSUMOWANIE

Na badanym obszarze Pojezierza Międzychodzko-Pniewskiego i południowej części Międzyrzecza Warty i Noteci, w obrębie dolin rynnowych po obydwu stronach Obornickiej Doliny Warty, który objął swym zasięgiem Sierakowski Park Krajobrazowy, zinwentaryzowano 215 miejsc występowania naturalnych wypływów wód podziemnych. W oparciu o przyjęte kryteria wydzielenia wyróżniono 121 pojedynczych wypływów, głównie o charakterze źródeł, młak i wycieków, oraz 94 zespoły wypływów, tworzących linie wycieków i wysięków, linie źródeł, pola młaczne i źródłiska.

O tak liczny występowaniu wypływów wód podziemnych zdecydowało głównie zróżnicowanie morfologiczne, gęsta sieć dolin rynnowych, stwarzająca możliwości kontaktowania się wód podziemnych z powierzchnią terenu. Obserwowana dysproporcja w przestrzennym występowaniu naturalnych wypływów wody na badanym obszarze uwarunkowana jest sytuacją geologiczną, rozmiarami jednostek morfologicznych i co za tym idzie – wielkością lokalnego zbior-

nika wód podziemnych. Zjawisko kolonijnego występowania wypływów można tłumaczyć stosunkowo dużymi rozmiarami wychodni warstw saturacji i nieprzepuszczalnego spągu.

Według położenia morfologicznego, najwięcej wypływów znajduje się w strefach zboczy dolin rynnowych, dużo pod zboczami i krawędziami, a nieco mniej przy korytach cieków i na płaskich dnach dolin rzecznych. Prawdopodobne jest występowanie wypływów w dnach mis jeziornych – wypływów dennych, oraz wypływów przelewowowych. Warsztwy wodonośne zasilające wypływy występują najczęściej w piaskach i żwirach wodnolodowcowych, między utworami gliniastymi. Wierzchówkowy poziom wodonośny zasila zaledwie kilka procent wypływów (głównie wypływy na południowym skłonie wydmy Międzyrzecza Warty i Noteci). Większa część wypływów ma charakter warstwowo-spływowy (descenzyjny). Tylko kilka wypływów wykazuje pulsację, która świadczy o ich podpływowym (ascenzyjnym) charakterze.

W ogólnej liczbie czynnych wypływów przeważają te o małej wydajności, poniżej $1 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$. Wypływy tworzące zespoły charakteryzują się wydatkiem nawet powyżej $20 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$. Są nimi: pole młaczne we wschodniej części rynny jeziora Chalinek, pole młaczne na południe od jeziora Chalinek oraz źródłiska Kubek Zachodni i Wschodni. Ze stref źródłiskowych Kubka Zachodniego i Wschodniego uchodzi ponad $160 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$. Wydajność można wiązać z gęstością występowania wypływów, gdyż przy większej ich liczbie obserwuje się mniejszą wydajność poszczególnych obiektów, z możliwościami retencyjnymi wodonośca i wielkością obszaru alimentacyjnego, warunkującą natomiast stałość wydajności. Okresowo istniejącymi są wypływy drenujące cienki i niezolowany

poziom wierzchówkowy. Wolniejszym tempem szczyptywania cechują się wody w rozleglejszych i miększych poziomach międzyglinowych oraz w poziomie podglinowym, stąd wahania wydajności nie są nagłe i są uzależnione od warunków zasilania opadami atmosferycznymi. Okresy maksymalnych i minimalnych wydajności są pochodną wzmożonego lub zmniejszonego zasilania opadowego. W zależności od głębokości zalegania wód drenowanych przez wypływy oraz charakteru litologii, obserwuje się krótsze bądź dłuższe przesunięcia czasowe względem panujących warunków zewnętrznych. Temperatury wód wypływów wykazują zmienność w zależności od głębokości zalegania drenowanej warstwy oraz tempa krążenia wód w podziemiu. Duże amplitudy temperatury mają wody wypływów zasilanych przez płytko zalegające wody gruntowe. Wysokie średnioroczne temperatury (od 9 do 11°C), nie wykazujące większych sezonowych wahań, obserwuje się w wypływach drenujących poziomy międzyglinowe, których dobrym izolatorem termicznym jest miększa warstwa utworów gliniastych.

Przedstawione uwagi są efektem jedynie wstępnego rozpoznania hydrograficznego. Zarysowujące się ciekawe problemy wymagają systematyczniejszych badań wydajności wypływów i temperatury, warunków ich zasilania, które mogą dać bez wątpienia poważny i cenny materiał do rozpoznania warunków hydrogeologicznych. Celowość tego typu badań wydaje się tym bardziej uzasadniona, że dotychczas mało jest szczegółowych opracowań stosunków krenologicznych na niżu.

LITERATURA

BARTKOWSKI T., 1965: Formy rozcięcia marginalnego i inne formy marginalne na południowym obrzeżeniu Obniżenia Dolnej Warty

- (Pojezierze Sierakowskie). Spraw. PTPN za I i II kw. 1964, Poznań.
- BLASZKOWSKI J., 1969: Kilka uwag o źródłach w rynnice Jeziora Żarnowieckiego. Zesz. Geogr. WSP w Gdańsku, XI.
- CHOIŃSKI A., WRZESIŃSKI D., 1986: Ogólna charakterystyka źródeł zlokalizowanych na odcinku klifu Międzyzdroje–Wisetka. [W:] A. Kostrzewski (red.), Woliński Park Narodowy. Monografia geograficzna. Wyd. SKNG im. S. Pawłowskiego, UAM, Poznań.
- Dokumentacja Przyrodnicza Podstawowa Sierakowskiego Parku Krajobrazowego, 1987. Wielkopolskie Biuro Planowania Przestrzennego, Poznań (mskr.).
- DYNOWSKA I., 1986: Regionalne zróżnicowanie źródeł w Polsce. Folia Geogr. – Ser. Geographica-Physica, XVIII.
- GLIŃSKA K., 1997: Wpływ warunków geomorfologicznych terenu na występowanie i typy źródeł na Pojezierzu Olsztyńskim. [W:] Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona. Konferencja 10–12.10.1997. WSP w Olsztynie, nr 19.
- KANIECKI A., 2003: Komentarz do mapy hydrograficznej 1:50000, Arkusz Sieraków, N-33-129-A.
- KONDRACKI J., 1999: Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- KRYCOWSKI B., (red.), 1963: Unacześniona mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolskiej w skali 1:100000, Arkusz Międzychód.
- LISZKOWSKI J., RADASZEWSKI R., 2000: Geologia i ochrona środowiska Wielkopolski. Przewodnik LXXI Zjazdu PTGeol., Poznań.
- ŁAGODZIŃSKA J., TOMALAK S., 1965: Źródła w dolinie Warty na odcinku od Śremu do Obornik Wlkp. Spraw. PTPN za I i II kw. 1964, Poznań.
- MAZUREK M., 2001: Wybrane aspekty udziału wód podziemnych w funkcjonowaniu ekosystemu młodoglacjalnego (zlewnia Kłudy, Pojezierze Drawskie). [W:] Funkcjonowanie geosystemu w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja. Konf. Nauk., Poznań.
- MICHALCZYK Z., 2001: Źródła Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Wyd. UMCS, Lublin.
- MICHALSKA M., 1991: Z badań hydrogeologicznych w młodoglacjalnej strefie czołowomorenowej okolic Miastka. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii. V Ogólnop. Sympozjum Warszawa Jachranka. Wyd. SGGW–AR, Warszawa.
- NOWACKI F., 2000: Wody podziemne Wolińskiego Parku Narodowego i jego otuliny. [W:] Kli-

- fy. Stan i perspektywy badań naukowych na obszarze Wolińskiego Parku Narodowego. Międzyzdroje, t. 3.
- NOWAKOWSKI Cz., 1973: Warunki hydrogeologiczne występowania źródeł w wytopisku Potopki. [W:] Warunki hydrogeologiczne Suwalszczyzny. IG, Prace hydrogeologiczne – seria specjalna. Zesz. 5. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- NOWAKOWSKI Cz., 1976: Charakterystyka wydajności źródeł strefy czołowomorenowej Pojezierza Suwalskiego. Biuletyn Geologiczny, 5.
- OLKIEWICZ A., PUK K., 2003: Terenowe obserwacje wydajności i cech fizyko-chemicznych źródeł Wolińskiego Parku Narodowego. [W:] A. Kostrzewski (red.), Woliński Park Narodowy. Środowisko przyrodnicze – kształtowanie i ochrona. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- PAZDRO Z., KOZERSKI S., 1990: Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa.
- PILARCZYK L., 2000: Refleksje na temat mapy geomorfologicznej Sierakowskiego Parków Krajo-
- brazowego. [W:] Biuletyn Parków Krajobrazowych Wielkopolski, 6(8), Poznań..
- POLESZCZUK G., JAKUCZUN B., 1999: Badania chemizmu wód źródłiskowych wybierających u podnóża klifu nadmorskiego w Wolińskim Parku Narodowym. [W:] E. Biesiadka, S. Czachorowski (red.), Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona. WSP Olsztyn.
- POLESZCZUK G., ZIARNEK K., 1999: Hydrochemiczny monitoring wód źródłiskowych Gór Bukowych (Szeciński Park Krajobrazowy). [W:] E. Biesiadka, S. Czachorowski (red.), Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona. WSP Olsztyn.
- PUK K., 2003: Wpływy wód podziemnych w Sierakowskim Parku Krajobrazowym i w obszarze przyległym. IGFiKŚP UAM, Poznań (mskr.).
- TOMALAK S., 1968: Reżim źródeł w dolinie Warty. Prace BiNOZ, Poznań.
- WRÓBEL B., 1969: Stosunki wodne zlewni Redy i Zagórskiej Strugi. Inst. Bud. Wodnego PAN, o. Gdańsk. Wyd. PWN, Warszawa.

Recenzent: prof. UAM dr hab. Marek Marciniak

Studium doktoranckie
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej
Instytut Geografii Fizycznej
i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego
Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu

CONTROLS OF GROUNDWATER OUTFLOWS IN THE SIERAKÓW LANDSCAPE PARK AND THE SURROUNDING AREA AND THEIR DISCHARGE AND TEMPERATURE REGIMES

Summary

215 sites of natural groundwater outflows were identified in the Sieraków Landscape Park and its surrounding area. On the basis of the criteria adopted, they were divided into 124 single outflow sites, mainly springs, bog-springs and seeps, and 91 outflow complexes forming seepage lines and fields, spring lines, and bog-spring fields.

This abundance of groundwater outflow sites is due to the morphological diversity of the terrain and its dense network of glacial troughs offering plenty of opportunities for groundwater to get in contact with the ground surface. The observed unevenness in the spatial distribution of natural groundwater outflows is determined by the area's geological situation, the size of its morphological units, and consequently, the size of the local groundwater basin. The group occurrence of the outflows can be

accounted for by a comparatively large size of the outcrops of the saturation layer and the impermeable bottom layer.

By morphological location, outflow sites are most numerous in the slope zones of glacial troughs, many can be found at the foot of the slopes and scarps, and a bit fewer near stream channels and on the flat floors of river valleys. It is also probable that there are outflows in the bottoms of lake basins. The aquifers feeding the outflows are usually situated in glaciofluvial sands and gravels, between till deposits. The sub-surface water-bearing horizon nourishes a mere few per cent of the outflows (chiefly those on the southern slope of the Warta and Noteć dune interfluvium).

The majority of outflows are of layer-descending character. Only a few display pulsation indicative of an ascending nature.

Predominant among active outflows are those with a low discharge, under dm^3s^{-1} . Outflows forming complexes have discharges even in excess of $20 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}$. They include: a bog-spring field in a ravine near Chalin, another south of Lake Chalinek, and the headwater zones of the Kubek Zachodni and Kubek Wschodni. The latter produce more than $160 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}$. The discharge can be associated with the density of outflows (the greater their number, the lower the discharge of individual sites), the retention capacity of the aquifer concerned, and the size of the nourished area, which controls the stability of the discharge. Among periodic outflows are those draining the thin, non-isolated sub-surface water level. The water depletion rate is slower in the more extensive and thicker inter-till and sub-till levels. Discharge variations are not sudden and depend on alimentation through precipitation. Maximum and minimum discharge periods follow heavier and reduced rainfalls, respectively. Depending on the depth of water drained by the outflows and the nature of the litho-

logy, the temporal lag relative to the prevalent external conditions is shorter or longer. The temperature of outflowing water varies with the depth of the aquifer being drained and the rate of underground water circulation. A temperature of $5\text{--}6^\circ\text{C}$ is characteristic of outflows fed by shallow groundwater (in the winter). Higher temperatures free from major seasonal variations (from 9°C to 11°C) can be observed in outflows draining inter-till levels whose thermal insulator is the thick till layer.

The above remarks sum up only a preliminary hydrographic study. The interesting issues that have emerged need a more systematic research into the discharge of the outflows and their temperature and feeding conditions. It can undoubtedly provide serious and valuable factual material for a better understanding of the hydrogeological conditions in the study area. Such a research seems even more justified by the fact that there have been few detailed studies of crenological conditions in the Polish Plain so far.