WODY PODZIEMNE

miast wojewódzkich Polski

pod redakcją

Zbigniewa Nowickiego

Informator

PAŃSTWOWEJ SŁUŻBY HYDROGEOLOGICZNEJ

Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
I GOSPODARKI WODNEJ

Warszawa 2007

Redaktor wydawnictwa: Maria Modłkowska

Projekt okładki: Wojciech Markiewicz

Recenzent: doc. dr hab. Paweł M. Leśniak

Akceptował do druku dnia 1.03.2007 r.
Dyrektor ds. państwowej służby hydrogeologicznej
doc. dr hab. Andrzej GĄSIEWICZ

Opracowanie typograficzne, skład: Anna Maziarz

ISBN 978-83-7538-152-8

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2007

Druk Remigraf Sp. z o.o. Zlec. nr 8/DS/2006/O/07

SPIS TREŚCI

Wstęp 5

Od Recenzenta 6

Białystok — *Jolanta Czerwińska-Tomczyk, Rafał Łusiak, Artur Rysak* 7

Bydgoszcz — *Anna Szelewicka* 27

Katowice — *Lidia Razowska-Jaworek* 41

Kielce — *Jan Prażak, Katarzyna Janecka-Styrcz* 55

Kraków — *Józef Chowaniec, Piotr Freiwald, Robert Patorski, Krzysztof Witek* 71

Lublin — *Jolanta Czerwińska-Tomczyk, Piotr Herbich, Rafał Łusiak, Artur Rysak* 89

Łódź — *Edward Mikuła, Izabela Stępińska-Drygała* 109

Olsztyn — *Beata Pasierowska, Anna Szelewicka* 129

Opole — *Andrzej Pacholewski, Zbigniew Kaczorowski* 143

Poznań — *Andrzej Wijura, Grzegorz Lichtarski, Mariusz Mikołajczyk, Anna Piechówka* 157

Rzeszów — *Józef Chowaniec, Piotr Freiwald, Robert Patorski, Krzysztof Witek* 173

Szczecin — *Piotr Jezierski, Ryszard Hoc* 185

Trójmiasto — *Mirosław Lidzbarski* 199

Warszawa — *Agnieszka Kowalczyk, Zbigniew Nowicki* 221

Wrocław — *Linda Sobol, Marek Czerski, Marek Michniewicz, Andrzej Wojtkowiak* 243

Zielona Góra — *Linda Sobol, Marek Czerski, Marek Michniewicz, Andrzej Wojtkowiak* 261

Słowniczek terminologiczny 279

WSTĘP

Państwowa służba hydrogeologiczna (PSH) została powołana na mocy ustawy Prawo wodne z dnia 18 lipca 2001 roku, a jej zadania wykonuje Państwowy Instytut Geologiczny. Podstawowy zakres prac PSH dotyczy rozpoznawania, bilansowania i ochrony wód podziemnych w celu ich racjonalnego wykorzystywania przez społeczeństwo i gospodarkę. Zadania te realizowane są przy współpracy i pod nadzorem Krajowego Zarządu Gospodarki Wodnej oraz Ministerstwa Środowiska.

Wyniki prac państwowej służby hydrogeologicznej są wykorzystywane głównie przez organy władzy publicznej przy wykonywaniu zadań osłonowych Państwa w zakresie gospodarki wodnej, a także przy sporządzaniu raportów i sprawozdań dla Komisji Europejskiej wynikających z realizacji wymagań Ramowej Dyrektywy Wodnej ustalającej ramy działań Unii Europejskiej w zakresie polityki wodnej oraz Dyrektywy Azotanowej, dotyczącej ochrony wód przed zanieczyszczeniami powodowanymi azotanami pochodzącymi ze źródeł rolniczych.

Zadaniem stałym PSH w zakresie polityki informacyjnej jest przygotowanie i przekazywanie prognoz, komunikatów, biuletynów kwartalnych i Rocznika Hydrogeologicznego, jak również ostrzeganie przed niebezpiecznymi zjawiskami zachodzącymi w hydrosferze.

Niniejsze opracowanie jest pierwszym Informatorem państwowej służby hydrogeologicznej, w którym podsumowano wyniki części prac prowadzonych przez PSH w latach ubiegłych. Stanowi ono syntezę dwóch zadań realizowanych w latach 2003–2006: „Ocena stanu zagrożenia w strefach zasilania i poboru wód podziemnych głównych użytkowych poziomów wodonośnych na obszarach metropolitalnych" oraz „Wytypowanie źródeł awaryjnego zaopatrzenia ludności w wody podziemne w warunkach wystąpienia zdarzeń ekstremalnych".

Teksty rozdziałów dotyczących poszczególnych miast zostały napisane według planu zaproponowanego Autorom. Różnice w objętości i zakresie informacyjnym tych rozdziałów wynikają głównie z ogromnego zróżnicowania warunków występowania wód podziemnych w obszarach miast wojewódzkich Polski, stopnia ich rozpoznania, jak również znaczenia wód podziemnych dla gospodarki wodnej tych miast.

Opracowanie jest adresowane głównie do administracji państwowej i samorządowej, hydrogeologów oraz osób i instytucji zajmujących się gospodarką wodną i szeroko rozumianą ochroną środowiska. Ponieważ w tekście występuje dużo pojęć specjalistycznych z dziedziny hydrogeologii, do opracowania dołączono krótki słowniczek terminologiczny.

W bieżącym roku ukazał się również drugi Informator PSH, w którym przedstawiona jest cyfrowa „Mapa obszarów zagrożonych podtopieniami w Polsce".

Wszystkim Autorom składam serdeczne podziękowania za współpracę
Zbigniew Nowicki

Od Recenzenta

Gospodarka i zasoby wodne miast wojewódzkich – centrów administracyjnych państwa – wymagają szczególnego traktowania. Do chwili obecnej brak jest opracowania integrującego problemy przyrodnicze i inżynierskie w zakresie gospodarowania wodami powierzchniowymi i podziemnymi w obszarach miast polskich. Niniejsza praca, składająca się z 16 części, wychodzi naprzeciw takim oczekiwaniom.

Jest ona niezwykle cenną inicjatywą. Wyposażona w mapy i przekroje hydrogeologiczne będzie pomocą władzom administracyjnym każdego szczebla jako narzędzie przy sporządzaniu planów gospodarki wodnej, zagospodarowania przestrzennego i przy zarządzaniu w sytuacjach kryzysowych. Może też służyć organizacjom pozarządowym w staraniach o zrównoważony rozwój środowiska naturalnego i lepsze porozumienie z organami administracyjnymi w zakresie gospodarki wodnej miast. Opracowanie zawiera m.in. rozdziały o zagrożeniach wód podziemnych i obszarach perspektywicznych. Wydaje się jednak, że powinno być ono aktualizowanie w odstępach np. pięcioletnich w celu zapewnienia władzom administracyjnym dostępu do aktualnego rozpoznania hydrogeologicznego miast wojewódzkich, jak też pełnego uzyskania zgodności z Dyrektywą Wodną Unii Europejskiej.

Rozdziały przygotowane zostały według jednolitego planu, niemniej jednak, ze względu na dużą liczbę autorów, zrozumiałe jest ich zróżnicowanie.

Autorami poszczególnych części są pracownicy Państwowego Instytutu Geologicznego, którzy zapewnili wysoki poziom merytoryczny i uwzględnili najnowsze dane.

Paweł M. Leśniak

BIAŁYSTOK

Jolanta **CZERWIŃSKA-TOMCZYK**
Rafał **ŁUSIAK**
Artur **RYSAK**

INFORMACJE OGÓLNE

Białystok, stolica województwa podlaskiego i powiatu grodzkiego, jest największym ośrodkiem gospodarczym, naukowym i kulturalnym, a równocześnie głównym węzłem kolejowym i drogowym północno-wschodniej części kraju (fig. 1). W roku 2003 miasto liczyło 291 931 mieszkańców, a jego powierzchnia wynosiła 94 km^2.

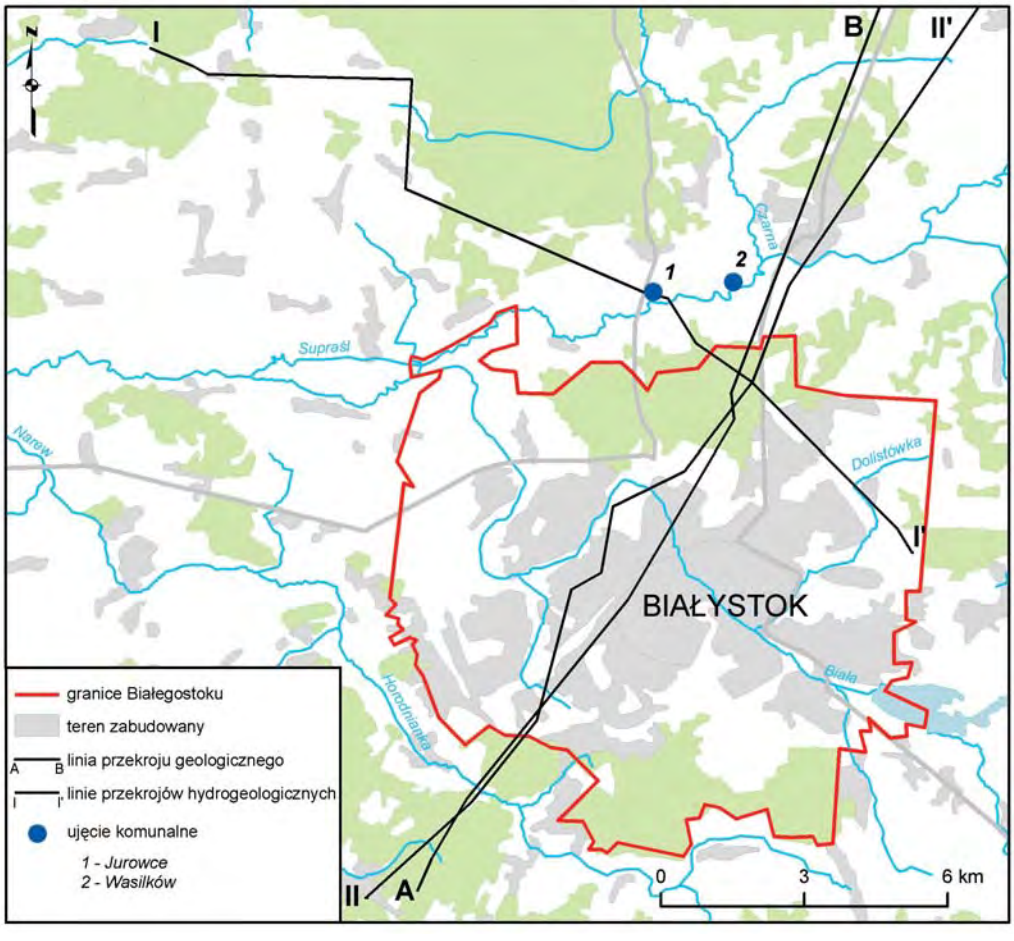

Fig. 1. Położenie obszaru Białegostoku

Podstawę opracowania stanowiły arkusze Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. Administracyjny obszar Białegostoku znajduje się w obrębie arkuszy Białystok i Wasilków (Madejski, Madejska, 1998a, b).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Zgodnie z podziałem Polski na jednostki morfologiczne rejon Białegostoku położony jest w obrębie Wysoczyzny Białostockiej będącej wschodnią częścią Niziny Północnopodlaskiej (Kondracki, 1972, 2002). Wysoczyzna Białostocka jest falistą i falisto-pagórkowatą, urozmaiconą wałami moren czołowych i kemami, staroglacjalną wysoczyzną, poprzecinaną dolinami rzek. W centralnej części wysoczyzny leży Białystok. W części północnej rozciągają się wzgórza moren czołowych stadiałów środkowego i górnego zlodowacenia warty (zlodowacenia środkowopolskie), zbudowane z utworów gliniasto-piaszczysto-żwirowych. Rzeźba terenu jest bardzo urozmaicona. Wysokości bezwzględne dochodzą do 50 m n.p.m., a falisto-pagórkowate wzgórza morenowe osiągają 200 m n.p.m. Przebiegająca równoleżnikowo dolina dolnej Supraśli wcięta jest w stosunku do wysoczyzny na głębokość od 20 do ok. 50 m. Zbocza doliny są na ogół strome, a szerokość jej dna waha się od ok. 800 do powyżej 1500 m. Genetycznie, dolina jest pozostałością obniżenia po bryłach martwego lodu z ostatniej fazy deglacjacji. Na południe od doliny Supraśli rozciągają się gliniasto-piaszczysto-żwirowe wzgórza recesyjnej moreny czołowej stadiału środkowego zlodowacenia warty. Występują one w postaci odosobnionych, obłych, pagórkowatych form, rozdzielonych niewielkimi polami sandrowymi. Wysokości bezwzględne wzgórz nie przekraczają 170 m n.p.m. Pozostałą część obszaru stanowi zdenudowana wysoczyzna morenowa o niewielkich deniwelacjach terenu i rzędnych w przedziale 140–160 m n.p.m.

Hydrografia

Rejon Białegostoku pod względem hydrograficznym położony jest w prawobrzeżnym dorzeczu Narwi. Naturalną osią drenażu jest Supraśl z dopływem prawobrzeżnym – Czarną i dopływami lewobrzeżnymi – Białą i Pilnicą. Południowo-zachodnią część terenu odwadnia Horodnianka (Stachy i in., 1987).

Zarys budowy geologicznej

W podziale Polski na jednostki geologiczne omawiany obszar jest zaliczony do wyniesienia mazurskiego będącego częścią platformy wschodnioeuropejskiej. Budują go prekambryjskie skały krystaliczne powstałe w wyniku zróżnicowanych procesów metamorficznych. Na nich leżą niezgodnie utwory jury dolnej oraz silnie zredukowane osady jury środkowej i górnej. Zrównaną powierzchnię utworów jurajskich pokrywają osady kredy, zapadające ku zachodowi zgodnie z nachyleniem starszego podłoża. Utwory mezozoiczne pokryte są płatami eoceńskich osadów piaszczystych z pyłem węglowym, piasków glaukonitowych oligocenu oraz iłami i mułkami z wkładkami węgla brunatnego miocenu (Laskowski, 1999; Kmieciak, 2002).

Bezpośrednio na kredzie lub na osadach paleogenu i miocenu zalegają utwory plejstocenu związane z kilkoma transgresjami i regresjami lądolodu skandynawskiego (fig. 2). Miąższość

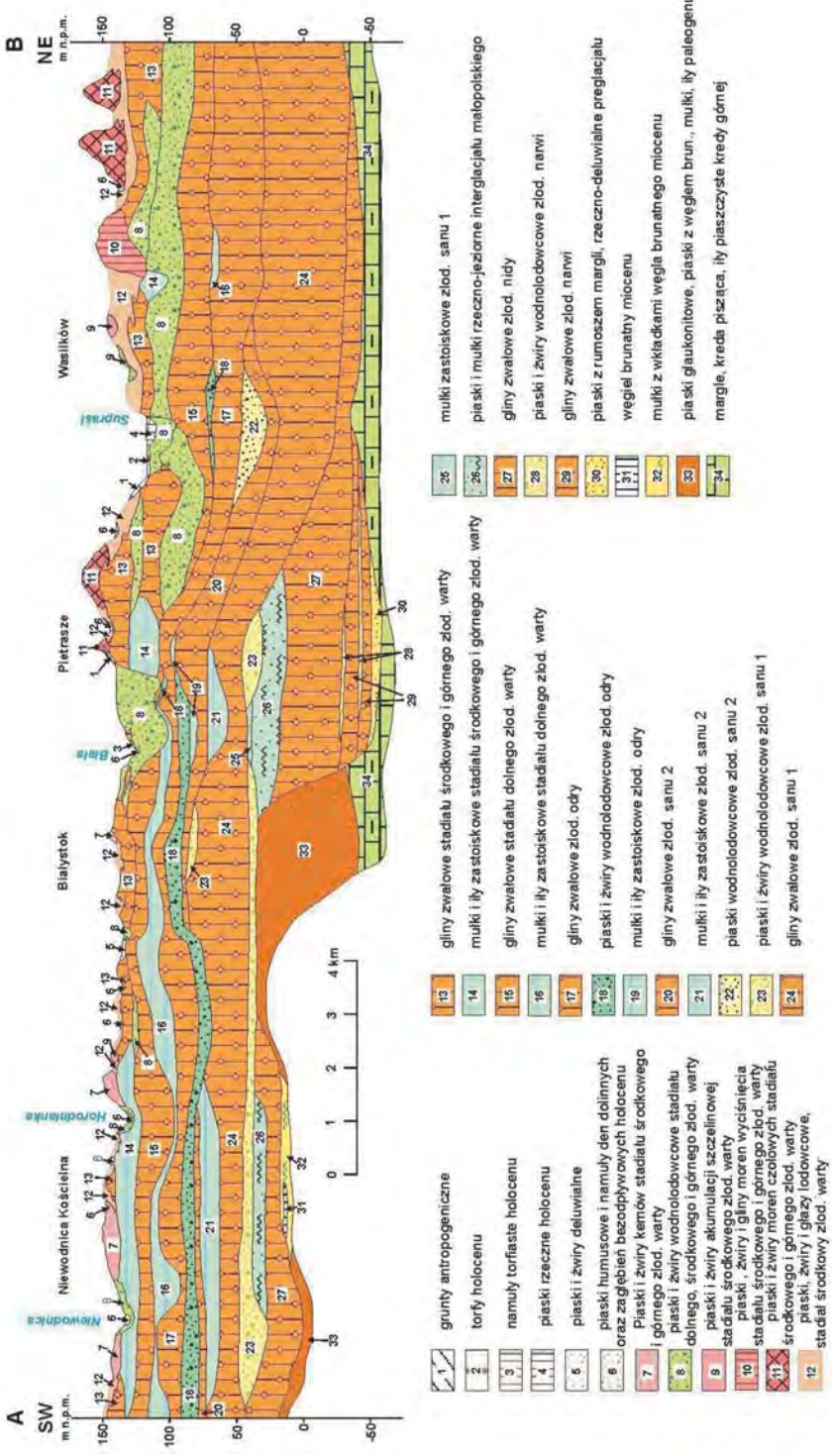

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B przez region Białegostoku według Laskowskiego (1999) i Kmieciaka (2002) z modyfikacjami (lokalizacja na fig. 1)

utworów plejstoceńskich wynosi od ok. 120 do ok. 200 m. Zlodowacenia: najstarsze, południowopolskie i środkowopolskie pozostawiły po sobie gliny zwałowe oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe. Osady interglacjalne stanowią piaski i żwiry rzeczne, piaski i mułki rzeczno-jeziorne, iły i mułki zastoiskowe, żwiry, piaski i mułki wytopiskowe, mułki jeziorne oraz torfy. Podczas cofania się lądolodu na powierzchni powstało wiele form, takich jak: moreny czołowe, sandry, ozy i kemy, związanych z topnieniem lodu (*op. cit.*).

Holocen charakteryzuje się nasileniem akumulacji organicznej w dolinach rzecznych i zagłębieniach bezodpływowych. Są to głównie torfy, namuły torfiaste, mułki i gytie, a także piaski, mułki oraz iły jeziorne i rzeczno-rozlewiskowe; piaski eoliczne; piaski oraz mułki rzeczne tarasów zalewowych i stożków napływowych (*op. cit.*).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

Na kształtowanie się warunków hydrogeologicznych w okolicach Białegostoku zasadniczy wpływ mają wodonośne utwory piętra czwartorzędowego (poziom plejstoceński). Piętro kredowe oraz poziomy mioceński i oligoceński, rozpoznane pojedynczymi otworami badawczymi, nie mają znaczenia użytkowego.

Kredowe piętro wodonośne zostało zbadane zaledwie w jednym otworze w trzech strefach głębokościowych. Dwie warstwy okazały się praktycznie pozbawione wód, a w trzeciej, wykształconej w postaci kredy piszącej oraz margli, na głębokości od 300 do 335 m wydajność jednostkowa wynosi 1,81 m^3/h m.

Oligoceński poziom wodonośny nie ma ciągłego rozprzestrzenienia. Utwory wodonośne stwierdzono kilkoma otworami, a wody ujęto tylko w jednej studni. Wydatek nie przekroczył 1 m^3/h m. Ze względu na lokalne rozprzestrzenienie oraz małe wydajności poziom ten na obszarze Białegostoku i w jego najbliższych okolicach nie ma znaczenia użytkowego.

W **plejstoceńskim poziomie wodonośnym** wydzielono trzy warstwy o znaczeniu użytkowym:
– przypowierzchniową warstwę wodonośną (poziom naglinowy),
– pierwszą wgłębną użytkową warstwę wodonośną (poziom międzymorenowy),
– drugą wgłębną użytkową warstwę wodonośną (poziom spągowy).

Przypowierzchniowa warstwa wodonośna związana jest z piaszczystymi fluwioglacjalnymi i glacjalnymi osadami górnego plejstocenu. Tworzy ona użytkowy poziom wodonośny zwany poziomem naglinowym. Nie ma on ciągłego rozprzestrzenienia i charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem miąższości, wydajności oraz jakości wód. Jest to poziom z reguły odkryty, zasilany bezpośrednio poprzez infiltrację opadów atmosferycznych i wód roztopowych. Zwierciadło wód jest swobodne. Głębokość do stropu warstwy wodonośnej rzadko przekracza 5 m, a jej miąższość jest zróżnicowana od kilku do 36 m. Poziom ten charakteryzuje się dużymi wydajnościami, dochodzącymi do ponad 80 m^3/h (Madejski i in., 1994; Madejska i in., 1995; Madejski, 1997; Madejski, Madejska, 1998a, b).

Najzasobniejszym zbiornikiem wód podziemnych tego poziomu jest kompleks fluwioglacjalnych i fluwialnych osadów górnego plejstocenu i aluwialnych osadów holocenu w dolinie Supraśli (fig. 3, 4). Na wysoczyźnie przypowierzchniową warstwę wodonośną pokrywają lokalnie niewielkiej miąższości piaszczyste gliny zwałowe.

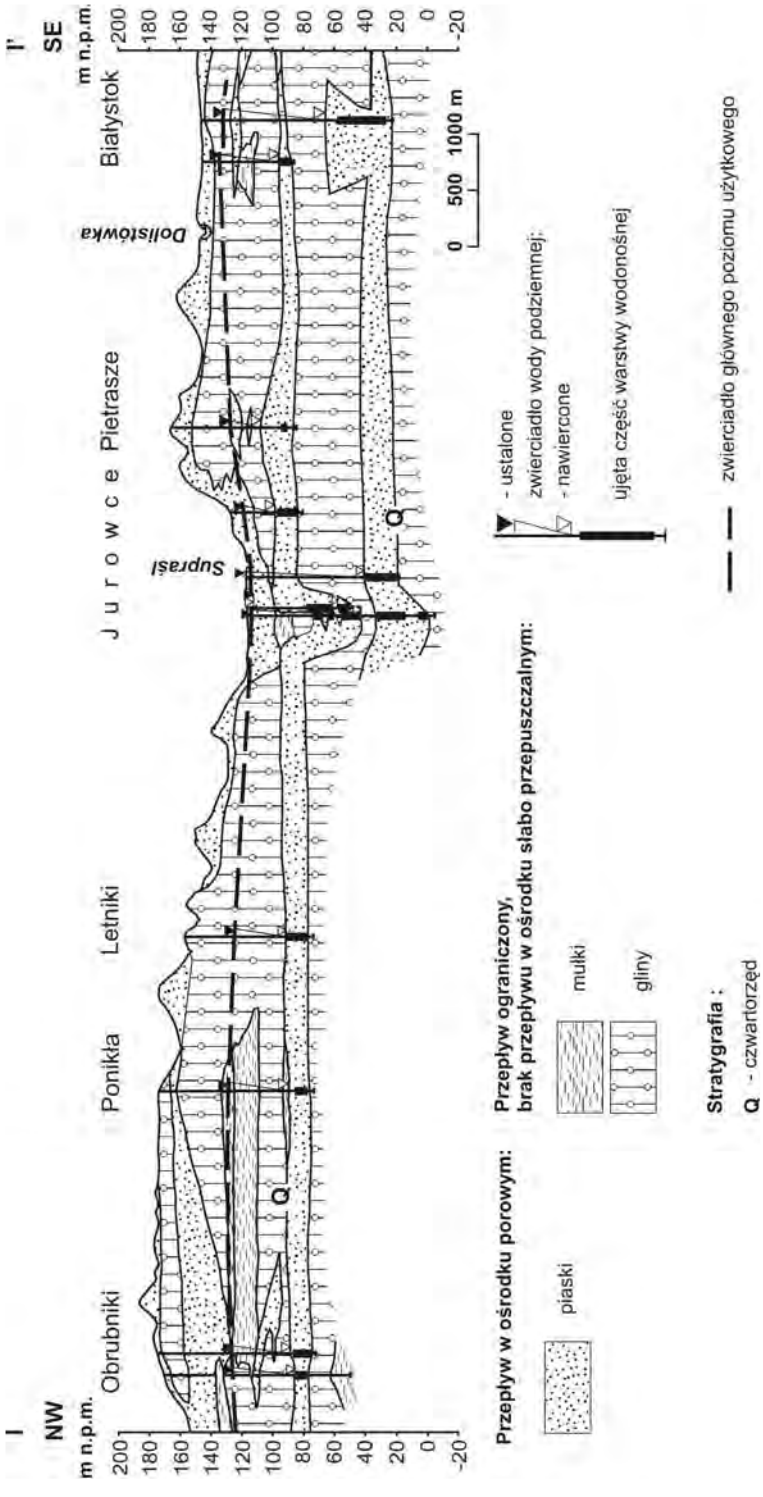

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' przez rejon Białegostoku (lokalizacja na fig. 1)

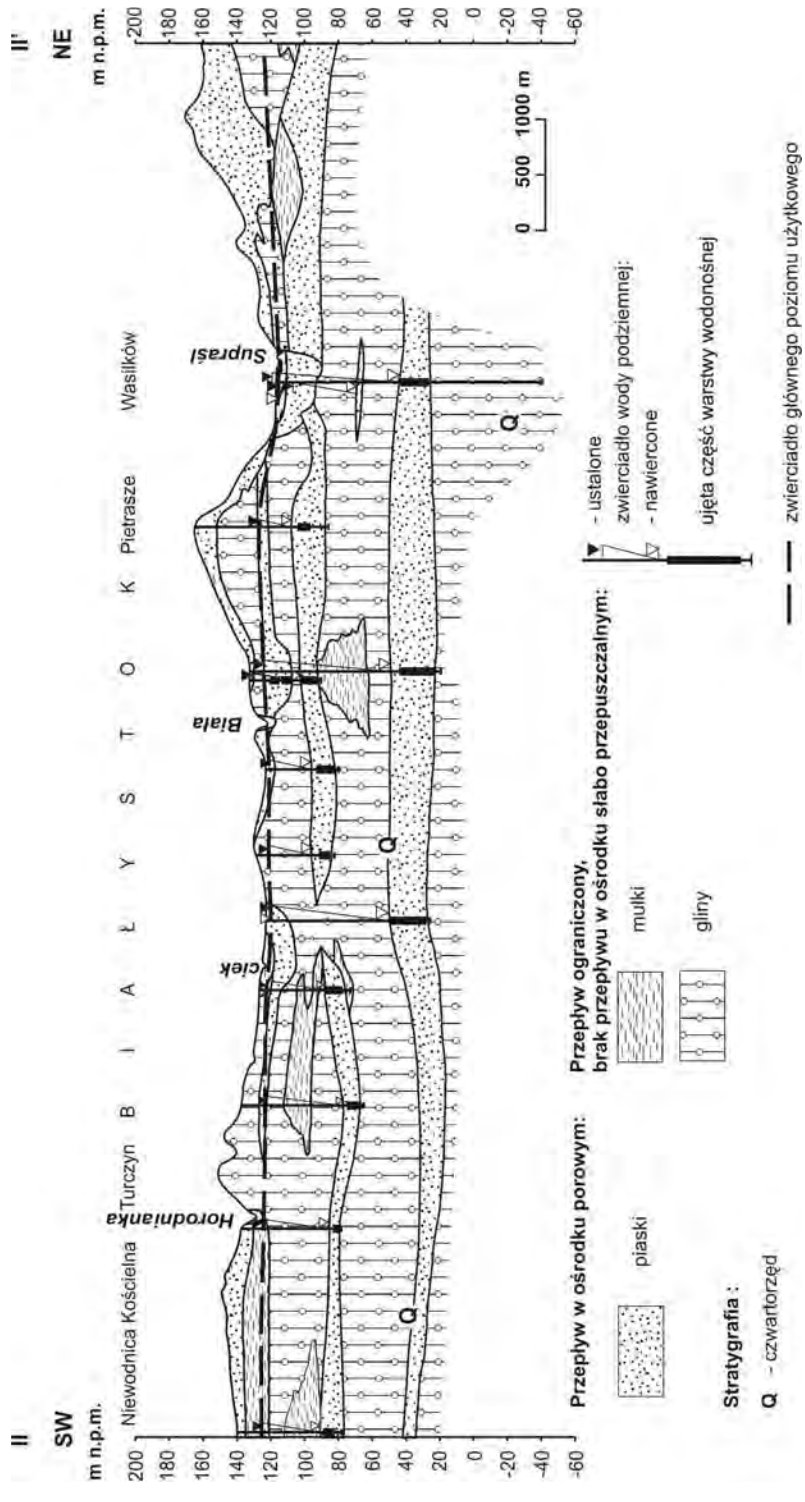

Fig. 4. Przekrój hydrogeologiczny II–II' przez rejon Białegostoku (lokalizacja na fig. 1)

Przypowierzchniowa warstwa wodonośna występuje na terenie miasta oraz na wschód od Białegostoku, w okolicach Zaścianek i Grabówki. Na pozostałym obszarze z uwagi na małą miąższość oraz niewielkie rozprzestrzenienie osadów piaszczystych brak jest sprzyjających warunków dla gromadzenia się większej ilości wody. W związku z tym studnie ujmujące ten poziom osiągają niewielkie wydajności.

Opisany poziom wodonośny ma podrzędne znaczenie użytkowe i wykorzystywany jest głównie przez ujęcia indywidualne. Tylko w dolinie Supraśli w okolicy Wasilkowa występuje w łączności hydraulicznej z niższym poziomem wodonośnym i ujmowany jest łącznie jako główny użytkowy poziom wodonośny przez ujęcie komunalne Wasilków (Madejski i in., 1994; Madejska i in., 1995; Madejski, 1997; Madejski, Madejska, 1998a, b).

Pierwsza wgłębna użytkowa warstwa wodonośna stanowi na omawianym obszarze główny użytkowy poziom wodonośny, zwany poziomem międzymorenowym. Występuje on w utworach fluwioglacjalnych najstarszych stadiałów zlodowacenia środkowopolskiego oraz w żwirach i piaskach rzecznych interstadiałów. Charakterystyczną cechą tej warstwy jest zmienność parametrów, umożliwiająca wydzielenie kilku rejonów hydrogeologicznych (*op. cit.*):

Obszar wzgórz morenowych położonych na północ od doliny Supraśli. Warstwę wodonośną tworzą tu piaski, przechodzące w części spągowej w piaski ze żwirami i żwiry. Warstwa ma ciągłe rozprzestrzenienie, jej miąższość wynosi od 14 do 20 m, a współczynnik filtracji od 6 do 32,9 m/d. Maksymalne wydajności studni dochodzą do 90 m^3/h.

Dolina Supraśli. Tworzą ją doliny kopalne różnego wieku, pozostające ze sobą w więzi hydraulicznej. Bezpośredni kontakt hydrauliczny z osadami aluwialnymi powoduje, że dolina Supraśli charakteryzuje się bardzo korzystnymi parametrami hydrogeologicznymi. Utwory piaszczyste budujące kompleks wodonośny mają miejscami ponad 100 m miąższości, a współczynniki filtracji wynoszą od 17,5 do 60,5 m/d. Dzięki korzystnym warunkom hydrogeologicznym wydajność studni może dochodzić do 70–265 m^3/h (przy wydatkach jednostkowych rzędu 20–37 m^3/h m).

Obszar wzgórz morenowych położonych na południe od doliny Supraśli oraz południowa część wysoczyzny morenowej. Średnia miąższość warstwy wodonośnej wynosi tu ok. 10 m, a jej parametry hydrogeologiczne wykazują kierunkową zmienność. W części północnej tworzą ją utwory fluwialne, głównie piaski, piaski ze żwirem i żwiry o miąższościach najczęściej kilkunastu metrów, maksymalnie 21 m, przy współczynnikach filtracji 15,1–31,9 m/d i wydajnościach jednostkowych studni wierconych przekraczających często 10 m^3/h m. W części centralnej miąższość utworów budujących warstwę wodonośną wynosi 10–15 m, współczynnik filtracji 2,4–52,1 m/d, a wydajność jednostkowa 5–10 m^3/h m. W części południowej miąższość warstwy wodonośnej maleje do 4 m. Jednocześnie zwiększa się zawartość frakcji ilastej w stosunku do ogólnego udziału utworów piaszczystych, co powoduje pogorszenie warunków hydrogeologicznych w stosunku do innych części omawianego rejonu. Współczynnik filtracji zmienia się od 0,24 do 38,08 m/d, a wydajność jednostkowa od 1 do 5 m^3/h m. Na obszarze występowania doliny kopalnej – Prabiałej, rozcinającej wysoczyznę morenową, miąższość warstwy wodonośnej wynosi od 14 do 31 m, a współczynnik filtracji od 13,92 do 43,92 m/d.

Do „cokołu morenowego" zaliczono obszar pozbawiony użytkowego piętra wodonośnego. Ma on niewielkie rozprzestrzenienie (fig. 5). Występują tu przewarstwienia piaszczyste małej miąższości. Próby eksploatacji tych warstw kończyły się szybkim sczerpaniem wody, co wskazuje na brak łączności hydraulicznej z utworami wodonośnymi otaczającymi cokół morenowy.

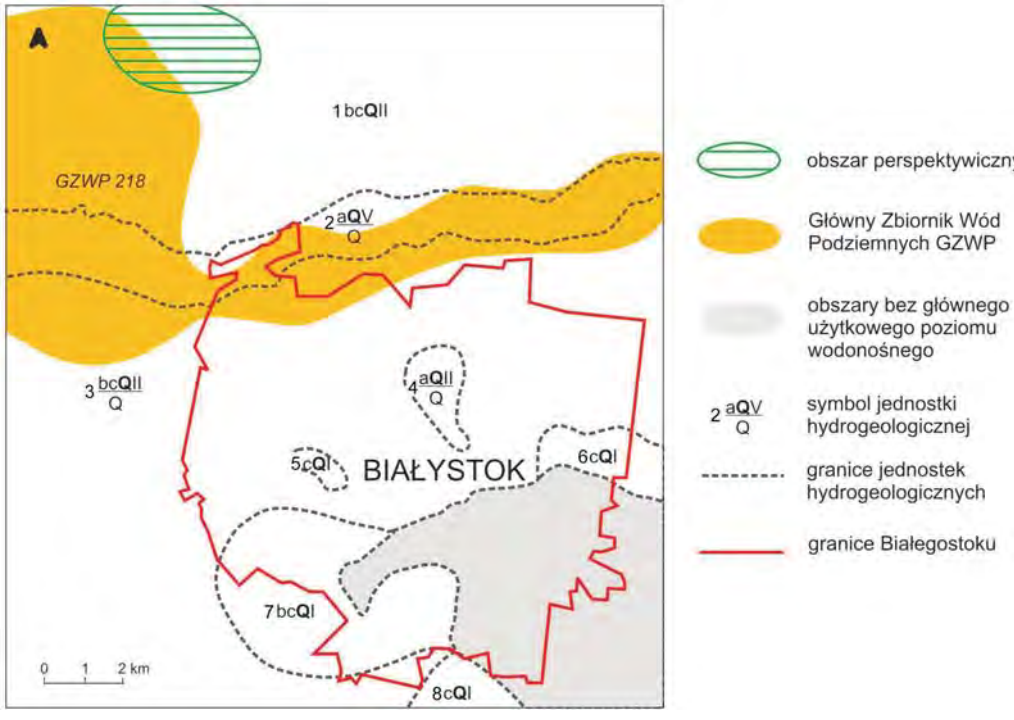

Fig. 5. Mapa warunków hydrogeologicznych w rejonie Białegostoku

W południowej i południowo-wschodniej części omawianego terenu znajduje się obszar zastoiska. Warstwę wodonośną budują utwory piaszczyste przewarstwiające lub podścielające osady zastoiskowe. Miąższość jej jest niewielka i dochodzi maksymalnie do 10 m. Współczynniki filtracji mieszczą się w przedziale 2,9–4,6 m/d, a wydajności jednostkowe studni 0,3–1,9 m^3/h m.

Druga wgłębna użytkowa warstwa wodonośna nazywana jest również poziomem spągowym. Tworzą ją piaski i żwiry wodnolodowcowe zlodowacenia południowopolskiego leżące na piaskach i mułkach rzeczno-jeziornych interglacjału małopolskiego. Warstwa wodonośna nie ma ciągłego rozprzestrzenienia. Zasilana jest poprzez przesączanie z pierwszej wgłębnej użytkowej warstwy wodonośnej oraz przez dopływ boczny. Z uwagi na parametry hydrogeologiczne poziom ten ma podrzędne znaczenie użytkowe (Madejski i in., 1994; Madejska i in., 1995; Madejski, 1997; Madejski, Madejska, 1998a, b).

Autorzy arkuszy MhP w skali 1:50 000 Wasilków i Białystok do użytkowych poziomów zaliczyli piętro wodonośne czwartorzędu (poziom plejstoceński). W obrębie tych arkuszy wydzielono następujące jednostki hydrogeologiczne (fig. 5):

Jednostka 1 bc**Q**II zlokalizowana jest na północ od granic miasta i doliny Supraśli. Główny użytkowy poziom wodonośny (GUPW) występuje w poziomie międzymorenowym zbudowanym z piasków różnoziarnistych, przechodzących w części spągowej w piaski ze żwirami i żwiry. Strop warstwy wodonośnej notowany jest na głębokości od 15 do 100 m, a jej miąższość wynosi ok. 20 m. Stopień zagrożenia GUPW dzięki izolacji utworami słabo przepuszczalnymi, osiągającymi miąższość od kilkunastu do ponad 50 m, określono na bardzo niski i niski. Wydajności potencjalne studni na przeważającym obszarze jednostki osiągają 70–120 m^3/h. W obrębie tej jednostki nie przewiduje się występowania spągowego poziomu wodonośnego, który nie został tu rozpoznany ani otworami wiertniczymi, ani też badaniami geoelektrycznymi. Moduł zasobów dyspozycyjnych jednostki określono na 160 m^3/d km^2 (Madejski, Madejska, 1998a, b).

Jednostka 2 $\frac{a\mathbf{Q}V}{Q}$ obejmuje swym zasięgiem dolinę Supraśli. Główny użytkowy poziom wodonośny związany jest z przypowierzchniową warstwą wodonośną (naglinową) i pierwszą wgłębną (międzymorenową), lokalnie pozostającymi w bezpośredniej łączności hydraulicznej. Warstwę przypowierzchniową tworzą lodowcowe, wodnolodowcowe i rzeczne osady piaszczysto-żwirowe oraz piaski i żwiry holoceńskie wypełniające dolinę. Miąższość jej w obrębie głębokich wcięć erozyjnych przekracza często ponad 20 m. Poziomy głębsze związane są z interstadiałami zlodowacenia środkowopolskiego. Nie mają one ciągłego rozprzestrzenienia i często przybierają postać dolin kopalnych, o osiach prostopadłych do współczesnej doliny Supraśli. Sumaryczna miąższość pierwszego wgłębnego poziomu wodonośnego zawiera się w przedziale 20–40 m w części centralnej i zachodniej jednostki oraz 10–20 m w części wschodniej. Lokalnie na terenie ujęcia komunalnego w Jurowcach stwierdzono piaszczysto-żwirowy kompleks wodonośny o ponad 100-metrowej miąższości, występujący przy powierzchni. Ze względu na brak izolacji stopień zagrożenia jednostki oceniono na wysoki.Wydajności potencjalne studni szacowane są na 70–120 m^3/h w części zachodniej jednostki i 50–70 m^3/h w części wschodniej.

W obrębie opisywanej jednostki rozpoznano i udokumentowano drugą wgłębną (spągową) warstwę wodonośną stanowiącą podrzędny poziom użytkowy (obszar ujęć w Jurowcach i Wasilkowie).

Moduł zasobów dyspozycyjnych jednostki oszacowano na 460 m^3/d km^2 (Madejski, Madejska, 1998a, b).

Jednostka 3 $\frac{bc\mathbf{Q}II}{Q}$ obejmuje dwa wgłębne użytkowe poziomy wodonośne: międzymorenowy i spągowy. Główny użytkowy poziom międzymorenowy występuje na głębokości od 40 do 70 m. Miąższość utworów wodonośnych wynosi przeważnie od kilku do kilkunastu metrów, przy czym wyraźnie korzystniejsze warunki stwierdzono północno-zachodniej części jednostki. Wydajności potencjalne studni mieszczą się w przedziale 50–120 m^3/h. W południowo-wschodniej części jednostki, w pobliżu obszaru pozbawionego użytkowych warstw wodonośnych, miąższość osadów piaszczystych zmniejsza się i nie przekracza kilku metrów. Konsekwencją tego są zdecydowanie obniżające się wydajności potencjalne studni do 30 m^3/h, a lokalnie nawet do 10 m^3/h. Stopień zagrożenia GUPW w obszarze jednostki jest niski lub bardzo niski dzięki dość znacznej miąższości (ponad 20–50 m) utworów słabo przepuszczalnych, przykrywających warstwy wodonośne. Jedynie w obrębie obszarów, na których stwierdzono ogniska zanieczyszczeń, stopień zagrożenia określono jako średni.

Druga wgłębna warstwa wodonośna (spągowa) ujmowana jest na terenie jednostki sporadycznie. Jej warunki hydrogeologiczne są dość dobre. Miąższość utworów wodonośnych wynosi zazwyczaj kilkanaście, lokalnie ponad 20 m, co sprawia, że wydajności potencjalne studni kształtują się na poziomie 30–50 m^3/h, a lokalnie w południowej części nawet 70–120 m^3/h.

Moduł zasobów dyspozycyjnych jednostki oszacowano na 130 m^3/d km^2 (Madejski, Madejska, 1998a, b).

Jednostkę 4 $\frac{\mathbf{aQ}\mathrm{II}}{\mathrm{Q}}$ o niewielkiej powierzchni ok. 3 km^2 wydzielono w północno-wschodniej części Białegostoku**.** W jej obrębie wyróżniono dwa użytkowe poziomy wodonośne: poziom przypowierzchniowy (naglinowy), uznany tu za poziom główny, oraz spągowy. Poziom przypowierzchniowy występuje w obrębie piaszczysto-żwirowych osadów stożków sandrowych, lokalnie pozostających w bezpośredniej więzi hydraulicznej z warstwą międzymorenową. Sumaryczna miąższość osadów wodonośnych tego poziomu wynosi od 20 do 30 m, a wydajność potencjalna studni od 50 do 70 m^3/h. Poziom ten pozbawiony jest ciągłej izolacji osadami słabo przepuszczalnymi. Na jego obszarze występują potencjalne ogniska zanieczyszczeń i dlatego stopień zagrożenia określono jako bardzo wysoki.

Poziom spągowy na obszarze jednostki występuje na głębokości 80–90 m. Jest bardzo dobrze izolowany. Miąższość piaszczystych osadów wynosi od kilkunastu do ponad 20 m, a wydajności potencjalne studni przekraczają 70 m^3/h.

Moduł zasobów dyspozycyjnych określono na 145 m^3/d km^2 (Madejski, Madejska, 1998a, b).

Jednostkę 5 c**Q**I o powierzchni ok. 1 km^2 wydzielono w dzielnicy Białegostoku – Marczuk. Udokumentowano tu jedynie spągowy poziom wodonośny, występujący na głębokości ok. 70–80 m. Ze względu na bardzo dobrą izolację stopień zagrożenia GUPW jest bardzo niski. Miąższość utworów wodonośnych w północnej części jednostki jest duża i wynosi ok. 20–25 m, a w części południowej niewielka, rzędu kilku metrów. W konsekwencji zróżnicowane są również wydajności potencjalne studni wierconych, od 10–30 m^3/h na południu do ok. 50–70 m^3/h na północy. Moduł zasobów dyspozycyjnych oszacowano na 55 m^3/d km^2 (Madejski, Madejska, 1998a, b).

Jednostkę 6 c**Q**I wydzielono przy wschodniej granicy miasta, na styku z obszarem pozbawionym użytkowego poziomu wodonośnego. Jej głównym i jedynym użytkowym poziomem wodonośnym jest poziom spągowy występujący na głębokości poniżej 80 m. Miąższość utworów wodonośnych jest zmienna, wyraźnie rosnąca w kierunku północnym od ok. 10 do ok. 40 m przy północnej granicy jednostki. Zmienna jest również wydajność potencjalna studni od 30–50 m^3/h na południu do ponad 100 m^3/h na północy. Moduł zasobów dyspozycyjnych oszacowano na 60 m^3/d km^2 (Madejski, Madejska, 1998a, b).

Jednostkę 7 bc**Q**I wydzielono w południowo-zachodniej części miasta. Jej jedynym użytkowym poziomem wodonośnym jest poziom międzymorenowy. Strop warstwy wodonośnej występuje na głębokości 50–60 m, a jej miąższość zmienia się od kilku metrów w części wschodniej i zachodniej do kilkunastu metrów w centralnej. Stopień zagrożenia poziomu wodonośnego jest bardzo niski w części wschodniej jednostki oraz niski i średni na pozostałym obszarze. Wydajności potencjalne studni wierconych są zróżnicowane i wynoszą 50–70 m^3/h w północno-zachodniej części jednostki, 30–50 m^3/h w centralnej i 10–30 m^3/h w południowo-wschodniej. Moduł zasobów dyspozycyjnych oszacowano na ok. 95 m^3/d km^2 (Madejski, Madejska, 1998a, b).

Jednostka 8 c**QI** przylega do południowych granic Białegostoku. Jej głównym i jedynym użytkowym poziomem wodonośnym jest poziom spągowy, występujący na głębokości ok. 90–100 m. Jest bardzo dobrze izolowany i dlatego stopień jego zagrożenia jest bardzo niski. Miąższość utworów wodonośnych wynosi kilka metrów, a wydajność potencjalna 10–30 m^3/h. Moduł zasobów dyspozycyjnych oszacowano na 55 m^3/d km^2.

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w rejonie Białegostoku

Dolina Supraśli oraz tereny bezpośrednio do niej przylegające o łącznej powierzchni 85,8 km^2 uznane zostały za Główny Zbiornik Wód Podziemnych nr 218 – Pradolina rzeki Supraśli (Kleczkowski, 1990; Paczyński, 1993, 1995). Jest on podstawowym zbiornikiem wód pitnych dla aglomeracji białostockiej. Na jego terenie znajdują się największe w rejonie wodociągowe ujęcia wód podziemnych: Jurowce i Wasilków. Ranga tych ujęć oraz typ warunków hydrogeologicznych w dolinie Supraśli narzucają konieczność ich legislacyjnej ochrony. Na figurze 5 przedstawiono jego granice wraz z granicami strefy ochronnej zbiornika wyznaczonymi przez E. Madejską i zatwierdzone decyzją ministra OŚZNiL nr KDH 2/013/5996/97 z dnia 1997.02.05. Strefa ochronna GZWP nr 218 wynosi łącznie 124 km^2 (Madejski i in., 1994; Madejska i in., 1995).

Schemat przepływu wód podziemnych

Ze względu na podstawowe znaczenie poziomów wodonośnych, związanych z osadami piaszczystymi i piaszczysto-żwirowymi, system krążenia wód dla okolic Białegostoku został przedstawiony dla utworów plejstoceńskich (fig. 6). Poziomy wodonośne w utworach kredowych i oligoceńskich mają tu znaczenie marginalne. Zasilane są przez przesiąkanie z wyżej leżących warstw wodonośnych oraz przez dopływ boczny.

Budowa geologiczna terenu objętego opracowaniem wykazuje dużą zmienność litologiczno-facjalną osadów. Odnosi się to zarówno do miąższości i granulacji wodonośca, jak też do jego właściwości hydrodynamicznych. W dolinie Supraśli utwory przepuszczalne sięgają do 100 m głębokości, a w rejonie Fast stanowią ok. 45%. Najmniejszy ich udział w osadach plejstoceńskich obserwuje się na południowy wschód od Białegostoku, a w Łubnikach stanowią zaledwie 2,7%. Na figurze 6 obszar ten wydzielono jako bezwodny. Na północ od doliny Supraśli niewielka liczba otworów badawczych nie pozwala na przeprowadzenie szczegółowej analizy granulometrycznej.

Przypowierzchniowa warstwa wodonośna jest z reguły odkryta, zasilana bezpośrednio poprzez infiltrację opadów atmosferycznych i wód roztopowych. Bazą drenażu dla niej jest głównie Supraśl oraz inne rzeki niższego rzędu.

Zaopatrzenie aglomeracji w wodę

W rejonie Białegostoku dla zaopatrzenia ludności w wodę pitną oraz na potrzeby gospodarcze i przemysłowe eksploatuje się dwa ujęcia położone w dolinie Supraśli. **Ujęcie Wasilków** (powierzchniowo-infiltracyjne) zlokalizowane jest na lewym brzegu rzeki w granicach administracyjnych Wasilkowa. Woda z Supraśli jest ujmowana ujęciem brzegowym i doprowadzana rowem otwartym do sześciu stawów infiltracyjno-retencyjnych. Ze stawów przepompowywana jest do

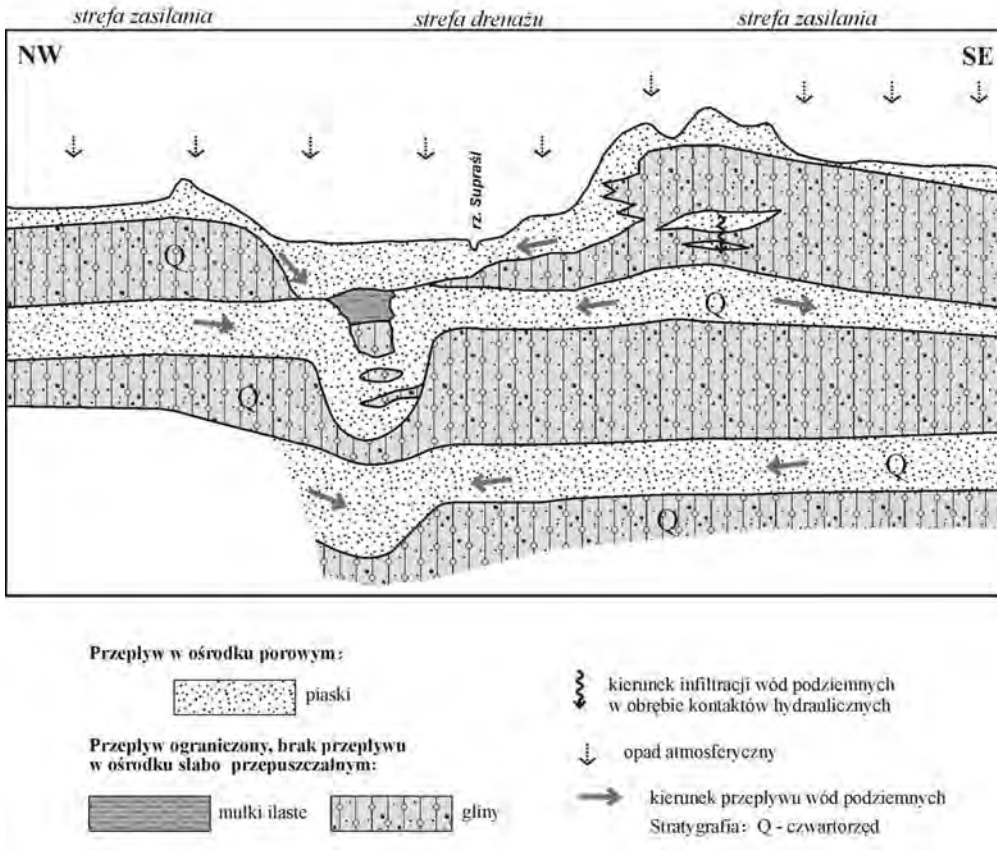

Fig. 6. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym w rejonie Białegostoku

Stacji Uzdatniania Wody Pietrasze. Jednocześnie z odwierconych wokół stawów studni (o głębokości od 15 do 46 m) pobierana jest woda infiltracyjna i przesyłana również do Stacji Uzdatniania Wody Pietrasze. **Ujęcie Jurowce**, zlokalizowane również w dolinie Supraśli, składa się z 17 zespołów studziennych. Każdy zespół stanowią: jedna studnia podstawowa i jedna studnia awaryjna. Głębokości poszczególnych studni wynoszą od 16 do 122 m. 10 zespołów studziennych eksploatuje warstwę aluwialną, a pozostałe studnie ujmują wody z warstw wgłębnych. Lokalnie warstwy przypowierzchniowa i wgłębna są połączone. Wydajność eksploatacyjna poszczególnych studni wynosi od 50 do 250 m^3/h.

Produkcją wody i jej dystrybucją zajmują się Wodociągi Białostockie Sp. z o.o. Suma zasobów zatwierdzonych dla ujęć wodociągów wynosi 1965 m^3/h (przy ogólnych zasobach eksploatacyjnych rejonu Białegostoku wynoszących 4029 m^3/h).

Pobór wód a ich zasoby

Łączne zasoby dyspozycyjne dla całego poziomu plejstoceńskiego wynoszą 4029 m^3/h, co daje moduł zasobów dyspozycyjnych 208,85 $m^3/d\ km^2$. Na pierwszą wgłębną warstwę wodonośną przypada 73,5% zasobów dyspozycyjnych, a na drugą 20,4%. Pozostałe 6,1% stanowią zasoby dyspozycyjne warstwy przypowierzchniowej (tab. 1). Zdecydowana większość ujęć wód podziemnych rejonu Białegostoku eksploatuje wody pierwszej wgłębnej warstwy wodonośnej. Łączny pobór wody z ujęć komunalnych oraz indywidualnych ujęć zakładowych w 2003 r. w Białymstoku przedstawiono w tabeli 2.

Tabela 1

Wybrane informacje o Białymstoku

Powierzchnia		102,0 km^2
Ludność (2005 r.)		294 864
Pobór	komunalny	1388,7 m^3/h
	przemysłowy	986,9 m^3/h
Zaopatrzenie w wodę	ujęcia wód powierzchniowych	0,1%
	ujęcia wód podziemnych	99,9%
Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych		96,7 tys. m^3/d
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego	minimalne	2211,5 m^3/d (92,1 m^3/h)
	niezbędne	4423,0 m^3/d (184,3 m^3/h)
	optymalne	8845,9 m^3/d (368,6 m^3/h)
Specyficzny problem miasta		1. Występujące ostatnio suche lata powodują obniżenie zwierciadła wód podziemnych pierwszego użytkowego poziomu wodonośnego. Wpływa to na zmniejszoną wydajność ujęcia infiltracyjnego, stąd konieczność zwiększenia poboru wód powierzchniowych ze stawów, które są zasilane z Supraśli. 2. Niski stan Supraśli w okresie suszy powoduje, że transportowany przez nią ładunek zanieczyszczeń jest bardziej skoncentrowany i wpływa znacznie na pogorszenie jakości eksploatowanej wody. Stąd celowe byłoby zastąpienie ujęć powierzchniowych ujęciami wód podziemnych.

Tabela 2

Zużycie wody w rejonie Białegostoku w 2003 r.

Funkcje zagospodarowania	Ujęcia Wodociągów Białostockich Sp. z o.o.		Ujęcia własne zakładów		Ogółem	
	Qśrd	Qmaxd	Qśrd	Qmaxd	Qśrd	Qmaxd
Mieszkalnictwo	28 811	36 014	–	–	28 811	36 014
Przemysł i usługi	18 978	22 299	4708	5531	23 686	27 830
Potrzeby własne i straty	4518	4518	–	–	4518	4518
Razem	52 307	62 831	4708	5531	60 015	68 362

Zapotrzebowanie dobowe (m^3/d): Qśrd – średnie, Qmaxd – maksymalne

W 1994 r. wykonano dokumentację hydrogeologiczną, w której ustalono regionalne zasoby dyspozycyjne dla rejonu Białegostoku (Madejski i in., 1994). Obszar zasobowy wyznaczony w tej dokumentacji zajmuje powierzchnię 463,0 km^2 i obejmuje aglomerację miejską wraz z rejonami przyległymi. Zatwierdzone w dokumentacji regionalnej zasoby eksploatacyjne wód podziemnych wynoszą:

1. Ujęcie Jurowce:

– dla pierwszej wgłębnej użytkowej warstwy wodonośnej 1400 m^3/h, przy depresji regionalnej 0,8–3,7 m;

– dla drugiej wgłębnej użytkowej warstwy wodonośnej 360 m^3/h, przy depresji regionalnej 1,9–2,5 m.

2. Ujęcie Wasilków:

– dla pierwszej wgłębnej użytkowej warstwy wodonośnej 205 m^3/h, przy depresji regionalnej 0,3–0,6 m.

Według badań modelowych prowadzonych przez PG Polgeol w Warszawie w ujęciu Wasilków tylko 20% wód eksploatowanych studniami pochodzi z drenażu wgłębnej warstwy wodonośnej, natomiast aż 80% stanowią wody infiltrujące ze stawów (Madejski i in., 1994).

W wyniku intensywnej eksploatacji wód podziemnych w rejonach ww. ujęć oraz ujęcia przemysłowego Fasty powstały regionalne leje depresji. Największy lej znajduje się w pierwszej wgłębnej użytkowej warstwie wodonośnej w rejonie ujęcia Jurowce. Głębokość leja w centrum wynosi ok. 5 m, a jego obszar szacowany jest na ok. 5,2 km^2. Mniejsze i płytsze leje w tej warstwie powstały w rejonie ujęcia Wasilków (głębokość ok. 3 m) i ujęcia przemysłowego Fasty (głębokość ok. 2,5 m). W drugiej wgłębnej użytkowej warstwie wodonośnej rozpoznano jeden lej depresji w rejonie ujęcia Jurowce. Ma on głębokość w centrum ok. 5 m, a obszar jego zasięgu szacowany jest na ok. 8–9 km^2 (Madejski i in., 1994).

Chemizm wód podziemnych

Wody podziemne wszystkich warstw wodonośnych występujących w obszarze zasilania ujęć dla Białegostoku należą do wód prostych, dwujonowych typu HCO_3–Ca. Jak dotychczas w próbkach wody z żadnej warstwy nie stwierdzono ponadnormatywnych zawartości metali ciężkich (Madejski, Madejska, 1998a, b).

Wody przypowierzchniowej warstwy wodonośnej są słabo zmineralizowane (sucha pozostałość najczęściej wynosi od 280 do 370 mg/dm^3). Chlorki występują zwykle w stężeniach od 7 do 110 mg/dm^3, natomiast siarczany od 13 do 127 mg/dm^3. Zawartość amoniaku jest niska i nie przekracza 0,10 mgN/dm^3, zawartość azotanów dochodzi lokalnie do 15 mgN/dm^3. Związki żelaza występują w niewielkich ilościach od 0,0 do 0,4 mg/dm^3, a manganu od 0,0 do 0,08 mg/dm^3 . Twardość ogólna zmienia się od 1,9 do 9,9 mval Ca/dm^3, a pH wynosi od 7 do 7,6. Są to wody dość dobrej jakości, ale ze względu na brak izolacji narażone na zanieczyszczenia antropogeniczne (Madejski, Madejska, 1998a, b).

Jakość wód pierwszej wgłębnej użytkowej warstwy wodonośnej jest zróżnicowana przestrzennie w poszczególnych rejonach. W obszarach wysoczyzn wody charakteryzują się niską mineralizacją, są średniotwarde (2,3–7,2 mval Ca/dm^3), o odczynie słabo zasadowym (od 7,2 do 7,8). Ich barwa i mętność są znacznie podwyższone. Lokalnie obserwuje się zwiększone zawartości azotu amonowego, maksymalnie do 1 mgN/dm^3 (jony amonowe są tu pochodzenia mineralnego). Azotany i azotyny występują w ilościach śladowych. Chlorki i siarczany notowane są zwykle w niewielkich stężeniach, jedynie w obrębie Białegostoku stwierdzane są nieco podwyższone ich zawartości (Madejski, Madejska, 1998a, b). W północnej części wysoczyzny morenowej (na północ od doliny Supraśli) oraz na południe od doliny Supraśli w północno-wschodniej części Białegostoku, jak też w okolicach Choroszczy i Zawadowa, występują wody dobrej jakości, wymagające jedynie prostego uzdatniania ze względu na podwyższoną zawartość żelaza i manganu. Wody pozostałej części wysoczyzny głównie ze względu na udział związków żelaza (>2,0 mg/dm^3) i/lub manganu (>0,1 mg/dm^3) zaliczono do klasy IIb. Przy klasyfikacji brano również pod uwagę pozostałe wskaźniki jakości wód.

W obszarze doliny Supraśli jakość wody występującej w warstwach wodonośnych, ze względu na lokalizację ujęć wodociągowych dla Białegostoku, jest od wielu lat systematycznie monitorowana Analiza wyników badań wykazała (Małecka i in., 1988; Macioszczyk i in., 1992; Madejska i in., 1995):

– wtórny wzrost stężeń związków żelaza i manganu, spowodowany zmianami hydrogeochemicznymi w rejonie intensywnie eksploatowanych ujęć wodociągowych, wywołanymi zdepresjonowaniem zwierciadła wody i zmianą warunków oksydoredukcyjnych na pograniczu strefy aeracji i saturacji;

– wzrost względnego udziału siarczanów i chlorków kosztem wodorowęglanów oraz wzrost udziału potasu i sodu kosztem wapnia, a ponadto wzrost stężeń związków azotowych – azotanów i azotynów, co spowodowało w rejonach ujęć obniżenie klasy jakości wody z dobrej, ale nietrwałej, na średnią, wymagającą prostego uzdatniania.

Wody doliny Supraśli są słabo zmineralizowane (sucha pozostałość < 500 mg/dm^3), zazwyczaj średniotwarde, o odczynie słabo zasadowym (7,6 do 7,8). Zawartość żelaza waha się od 0,2 do 6,0 mg/dm^3, a manganu od 0,03 do 0,5 mg/dm^3. Związki azotu nie przekraczają norm określonych dla wód pitnych.

Jakość wody drugiej wgłębnej użytkowej warstwy wodonośnej jest niezbyt dobrze rozpoznana. Ze względu na niewielką liczbę otworów dokumentujących tę warstwę, opis jej parametrów fi-

zykochemicznych jest niezbyt dokładny. Przebadane próbki cechują się podwyższoną zawartością żelaza od 0,8 do > 3 mg/dm^3, wysoką zawartością amoniaku pochodzenia mineralnego od ok. 0,5 do > 2 mgN/dm^3, a także podwyższoną barwą. Stężenia chlorków, siarczanów i pozostałych związków azotu są bardzo niskie. Mangan występuje w ilościach od 0,08 do 0,1 mg/dm^3, a odczyn waha się od 7,1 do 7,5. Wody są dobrze izolowane i w niewielkim stopniu podlegają antropopresji.

Zagrożenia wód podziemnych

Stopień zagrożenia wód podziemnych głównego użytkowego poziomu wodonośnego jest pochodną wpływu trzech grup czynników: odporności GUPW na zanieczyszczenia, obecności ognisk zanieczyszczeń oraz dostępności terenu (Instrukcja opracowania Mapy..., 1996).

Przy ocenie odporności na zanieczyszczenia użytkowych poziomów wodonośnych uwzględniono stopień izolacji, wyrażający się występowaniem lub brakiem w nadkładzie utworów słabo i nieprzepuszczalnych. Najmniejszą odpornością na zanieczyszczenia charakteryzuje się przypowierzchniowa warstwa wodonośna. Na przeważającej części obszaru opracowania nie ma ona żadnej izolacji. Zwierciadło wody ma charakter swobodny i występuje na głębokościach od kilku do kilkunastu metrów poniżej powierzchni terenu.

Większą odporność na zanieczyszczenia ma pierwsza wgłębna użytkowa warstwa wodonośna, ponieważ przykryta jest pakietem glin o miąższości od kilkunastu do ok. 50 m, średnio ok. 30 m. Jedynie w dolinie Supraśli poziom ten występuje w łączności hydraulicznej z przypowierzchniową warstwą wodonośną i na tych obszarach ma on mniejszą odporność na zanieczyszczenia.

Druga wgłębna użytkowa warstwa wodonośna jest praktycznie na całym obszarze występowania bardzo dobrze izolowana od powierzchni, a jej odporność na zanieczyszczenia jest bardzo wysoka.

Stopień zagrożenia poziomów wodonośnych, wynikający z istniejących potencjalnych ognisk zanieczyszczeń, jest zróżnicowany. Obiekty uciążliwe skoncentrowane są głównie na terenie Białegostoku i Wasilkowa. Zmiany w środowisku naturalnym mogą powodować zakłady przemysłowe i obiekty komunalne, dostarczające znacznych ilości ścieków i odpadów oraz emitujące pyły i gazy. Jednak miasta są skanalizowane, a ścieki odprowadzane do komunalnych oczyszczalni. Jednym z istotnych czynników zagrażających wodom podziemnym są zanieczyszczenia wzdłuż szlaków komunikacyjnych, zwłaszcza przebiegających przez tereny, gdzie poziom wodonośny jest odkryty. Zaliczyć tu można drogi o znacznym nasileniu ruchu: Warszawa–Białystok, Białystok–Suwałki, Białystok–Grodno, Białystok–Bobrowniki i Białystok–Lublin oraz dwie linie kolejowe: Warszawa–Białystok–Kuźnica Białostocka i Białystok–Ełk.

Obszary perspektywiczne

W celu zaopatrzenia ludności oraz ośrodków użyteczności publicznej w wodę na terenie Białegostoku wykonano w latach 80. i 90. kilkadziesiąt studni awaryjnych. Głównym ich zadaniem było „zaopatrywanie ludności w wodę na czas wojny". Studnie awaryjne są niewielkiej głębokości, ujmują przypowierzchniową i pierwszą wgłębną użytkową warstwę wodonośną. Wydajności poszczególnych studni mieszczą się w zakresie od 5 do 30 m^3/h. Nie są one podłączone do sieci wodociągowej. Kilka studni to nieuzbrojone otwory wiertnicze, w niektórych zamontowano pompy głębinowe i agregaty, większość wyposażona jest tylko w pompy ręczne. Ze względu na

małe wydajności, ujmowanie płytkich wód podziemnych oraz zły stan techniczny, studnie te mogą być traktowane jako krótkotrwałe awaryjne źródło zaopatrzenia.

W celu zabezpieczenia Białegostoku przed skutkami zdarzeń ekstremalnych, podczas których mogłoby dojść do zniszczenia lub czasowego wyłączenia z eksploatacji ujęć, wytypowano obszar perspektywiczny, w obrębie którego można by zbudować ujęcie awaryjne. Szczegółowa analiza warunków hydrogeologicznych obszarów przyległych do Białegostoku pozwoliła wytypować taki rejon stosunkowo blisko miasta. Usytuowany jest on w odległości około 4,5 km na północny zachód od Białegostoku, po prawej stronie Supraśli, w okolicach wsi Ponikła (fig. 6). Wschodnia część obszaru obejmuje niewielki fragment Puszczy Knyszyńskiej, pozostałą zajmują użytki rolne niskich klas. Odwiercane dla ujęcia studnie powinny ujmować wody pierwszej wgłębnej użytkowej warstwy wodonośnej (poziomu międzymorenowego). Poziom ten związany jest z piaskami różnej granulacji, przechodzącymi w części spągowej w piaski ze żwirem i żwiry interstadiału pilicy. Miąższość ich w tym rejonie wynosi ok. 15 m. Warstwa wodonośna oddzielona jest od powierzchni glinami zwałowymi i iłami o łącznej miąższości ok. 80 m. Dobra izolacja oraz brak ognisk zanieczyszczeń powodują, że odporność tego poziomu na zagrożenia jest duża.

Pozostałe parametry hydrogeologiczne przyjęto na podstawie objaśnień do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. Typowany obszar charakteryzuje się korzystnymi parametrami hydrogeologicznymi. Moduł zasobów dyspozycyjnych jednostki hydrogeologicznej wynosi 160 $m^3/d\ km^2$, przewodność od 200–500 m^2/d, współczynnik filtracji średnio 21,2 m/d, a wydajności potencjalne pojedynczych studni wierconych > 70 m^3/h.

Skład chemiczny i jakość wód podziemnych tego obszaru zostały określone na podstawie analiz archiwalnych studni wierconych, znajdujących się w pobliżu omawianego terenu. Występują tu wody słodkie typu HCO_3–Ca, o niskiej zawartości suchej pozostałości (<500 mg/dm^3). Twardość ogólna mieści się w przedziale od 130 do 330 mg $CaCO_3/dm^3$. Chlorki występują w bardzo małych ilościach, najczęściej 1–5 mg/dm^3, a siarczany również w małych stężeniach, nieprzekraczających 20 mg/dm^3. Azot amonowy punktowo (poza obszarem) nieznacznie przekracza wartość dopuszczalną dla wód pitnych, natomiast azot azotanowy i mangan występują w ilościach poniżej wartości dopuszczalnej. Żelazo najczęściej nie osiąga dopuszczalnej normy, przekracza ją jedynie punktowo. Ogólnie wody są dość dobrej jakości i wymagają tylko prostego uzdatniania z uwagi na minimalne przekroczenia zawartości związków żelaza.

Rejon Białegostoku charakteryzuje się dobrymi warunkami hydrogeologicznymi i dobrą jakością wód i może być w przyszłości wykorzystany jako miejsce lokalizacji źródła awaryjnego zaopatrzenia w wodę w warunkach zdarzeń ekstremalnych. Istotną zaletą proponowanego obszaru jest niewielka odległość od funkcjonujących ujęć Jurowce i Fasty, co umożliwia wykorzystanie ich magistrali przesyłowych.

PODSUMOWANIE

Woda przeznaczona do zaopatrzenia ludności oraz na potrzeby gospodarcze i przemysłowe w rejonie Białegostoku pozyskiwana jest z dwóch ujęć położonych w dolinie Supraśli eksploatujących piętro czwartorzędowe.

Łączne zasoby dyspozycyjne omawianego obszaru wynoszą 4029 m^3/h.

Zasoby wód podziemnych rejonu Białegostoku będą jeszcze przez wiele lat jedynym źródłem zaopatrzenia miasta. Możliwe to będzie przy ich racjonalnym wykorzystaniu oraz przy zdecydowanym przeciwdziałaniu ich zanieczyszczaniu. Już w latach 90. zauważono (Madejski i in., 1994), że w miesiącach letnich ujęcia komunalne pracują na granicy swoich możliwości technicznych. Stosowane w tym czasie środki doraźne w postaci rezerwowych zbiorników wody czystej nie rozwiązują problemu. Występujące ostatnio stosunkowo suche lata powodują, że poziom wody w Supraśli ulega znacznemu obniżeniu. Sytuacja ta powoduje obniżenie zwierciadła wód podziemnych pierwszego wgłębnego użytkowego poziomu wodonośnego. Wpływa to na mniejszą wydajność ujęcia infiltracyjnego, stąd konieczność zwiększenia poboru wód powierzchniowych ze stawów, które są zasilane wodami z Supraśli. Niski stan Supraśli powoduje, że transportowany przez nią ładunek zanieczyszczeń jest bardziej skoncentrowany i wpływa znacznie na pogorszenie jakości wody. Celowe byłoby zatem zastąpienie ujęć wód powierzchniowych ujęciami wód podziemnych.

W niewielkiej odległości od granic miasta wytypowano rejon cechujący się korzystnymi parametrami hydrogeologicznymi. Można w nim zbudować ujęcie będące źródłem zaopatrzenia awaryjnego.

LITERATURA

INSTRUKCJA opracowania Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, 1996. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KLECZKOWSKI A.S., red., 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, l:500 000. AGH. Kraków.

KMIECIAK M., 2002 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000, ark. Białystok. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KONDRACKI J., 1972 – Polska północno-wschodnia. PWN. Warszawa.

KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

LASKOWSKI K., 1999 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000, ark. Wasilków. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

MACIOSZCZYK A. i in., 1992 – Warunki hydrogeologiczne i hydrochemiczne i ocena zagrożenia jakości wód podziemnych w dolinie Supraśli. Arch. TECHSAN STOLICA. Warszawa.

MADEJSKA E. i in., 1995 – Dokumentacja określająca warunki hydrogeologiczne dla ustanowienia stref ochronnych głównego zbiornika wód podziemnych nr 218 – pradolina rzeki Supraśli. Arch. PG POLGEOL. Warszawa.

MADEJSKI C., 1997 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych w Wasilkowie. Arch. PG POLGEOL. Warszawa.

MADEJSKI C., MADEJSKA E., 1998a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Białystok. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

MADEJSKI C., MADEJSKA E., 1998b – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Wasilków. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

MADEJSKI C., MADEJSKA E., MAKSYMIUK G., RELIGA M., 1994 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych z utworów czwartorzędowych rejonu Białegostoku. Arch. PG POLGEOL. Warszawa.

MAŁECKA D. i in., 1988 – Koncepcja szczegółowa dla głównych zbiorników wód podziemnych wytypowanych w poszczególnych regionach hydrogeologicznych. Podregion la – białostocki – zbiornik Jurowce–Wasilków. Arch. UW. Warszawa.

PACZYŃSKI B., red., 1993 – Atlas hydrogeologiczny Polski, cz. I, Systemy zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PACZYŃSKI B., red., 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski, cz. II, Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

STACHY J. i in., 1987 – Atlas hydrologiczny Polski. IMiGW, Wyd. Geol. Warszawa.

BYDGOSZCZ

Anna **SZELEWICKA**

INFORMACJE OGÓLNE

Bydgoszcz jest miastem na prawach powiatu, siedzibą wojewody oraz administracyjną stolicą województwa kujawsko-pomorskiego; tu znajdują się też liczne instytucje kulturalne. Przez miasto przepływa Brda, a jego wschodnią granicę stanowi Wisła (fig.1).

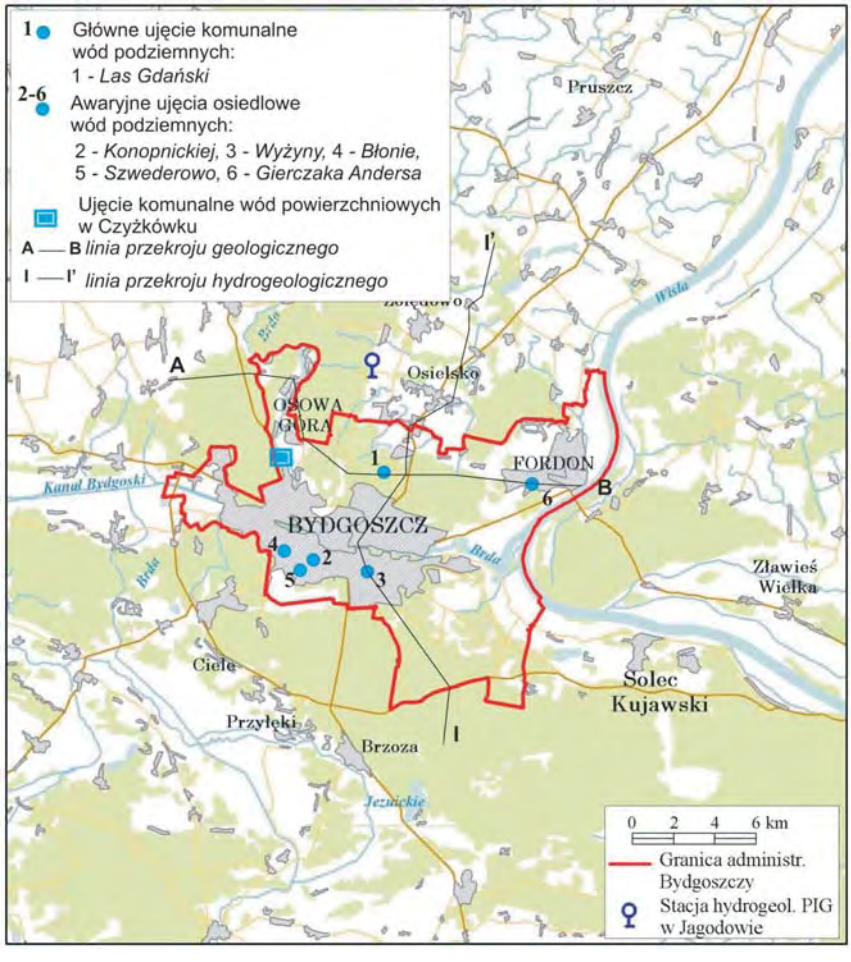

Fig. 1. Położenie obszaru Bydgoszczy

Powierzchnia Bydgoszczy wynosi 174,5 km^2. Jest to ośrodek przemysłowy, w którym zlokalizowany jest głównie przemysł chemiczny, ale także spożywczy, maszynowy, metalowy i elektrotechniczny. Znajduje się tu również port rzeczny (rejon Kanału Bydgoskiego) i duży węzeł kolejowy. W 2004 r. Bydgoszcz liczyła ponad 368 tys. mieszkańców.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Według regionalizacji fizycznogeograficznej (Kondracki, 1998) obszar Bydgoszczy znajduje się w obrębie podprowincji Pojezierzy Południowobałtyckich, w makroregionie Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, w mezoregionie Kotliny Toruńskiej. Na północ od Kotliny Toruńskiej leży Pojezierze Krajeńskie oraz Wysoczyzna Świecka.

Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka stanowi rozległą, wklęsłą formę oddzielającą pojezierza pomorskie od wielkopolskich. Szerokość pradoliny szacuje się średnio na ok. 20 km. W strukturze pionowej występuje tu kilka poziomów akumulacji rzecznej, związanej z etapami kształtowania się odpływu w rytmie wahań klimatu. Liczba stopni tarasowych w poszczególnych częściach pradoliny jest niejednakowa (ujęcie Las Gdański znajduje się na tarasie VI). Istnieje wyraźna różnica krajobrazowa między zatorfionymi częściami zajętymi przez łąki a wyższymi terenami, na których występują pola wydmowe, porośnięte lasami sosnowymi. Kulminacje terenu osiągają: na północy 95,6 m n.p.m., na zachodzie 79,9 m n.p.m. oraz na wschodzie 96,4 m n.p.m. Na południu miasta, na terenie Zakładów Chemicznych Zachem SA występują liczne wyniesienia w postaci wydm. Najniżej położone są obszary w dolinach rzecznych; dolina Brdy przy ujściu do Wisły leży na rzędnej ok. 29 m n.p.m.

Hydrografia

Przez Bydgoszcz przepływa Brda, której przeciętny spadek w odcinku ujściowym wynosi 0,42‰. Odcinek ten charakteryzuje się obecnie stanami wyrównanymi w wyniku powstania zbiorników energetycznych. Stany wody Brdy przy ujściu do Wisły są podwyższone przez wody Wisły; szczególnie ma to miejsce w okresie wiosennym. Od zachodu Brda łączy się z Kanałem Bydgoskim. Wschodnią granicę miasta stanowi Wisła, która na omawianym terenie wraz z Brdą jest główną bazą drenażu.

Zarys budowy geologicznej

Rejon Bydgoszczy znajduje się w obrębie antyklinorium kujawsko-pomorskiego. Strop osadów mezozoiku występuje tu na rzędnych od ok. 40 do 80 m p.p.m. Są to utwory jury i kredy, które nachylają się monoklinalnie ku północnemu wschodowi, przy czym ten układ warstw zakłócony jest uskokami. W zachodniej części Bydgoszczy, w rejonie dzielnic Osowa Góra i Prądy, przebiega granica między wychodniami jury i kredy dolnej. Na terenie miasta w podłożu notowane są głównie osady kredy dolnej, reprezentowane przez iłowce, mułowce, mułki, piaskowce, gezy oraz piaski kwarcowo-glaukonitowe.

We wschodniej części miasta, w dzielnicy Fordon (Kozłowska, Kozłowski, 1990), w bezpośrednim podłożu kenozoiku występują piaski, iły, opoki oraz margle kredy górnej. Na osadach

mezozoicznych zalegają ciągłą pokrywą osady miocenu, a lokalnie również oligocenu, o miąższości 50–110 m. Tylko lokalnie (rejon Kapuścisk) zostały one usunięte w wyniku erozji w plejstocenie. Osady oligocenu to bezwapienne mułki i iły oraz piaski. Na omawianym obszarze notowane są tylko lokalnie. Utwory miocenu wykształcone są w formacji brunatnowęglowej, której strop występuje na wysokości 10–30 m n.p.m. W dolnej części są reprezentowane przez piaski kwarcowe z domieszką pyłu węgla brunatnego, w części górnej występują wkładki iłów i mułków oraz nieregularne pokłady węgla brunatnego. Nieciągła warstwa iłów poznańskich, znajdująca się bezpośrednio pod osadami plejstocenu, datowana jest na górny miocen i pliocen.

Podczas zlodowaceń południowo- i środkowopolskich ruchy pionowe dźwignęły wał pomorski. Ta tendencja spowodowała zmniejszoną akumulację osadów w okresach glacjalnych, natomiast zwiększoną denudację w interglacjałach (Kozłowska, Kozłowski, 1985). Na tarasach dolnej Brdy w holocenie wystąpiła dodatkowo erozja rzeczna. W związku z tym łączna miąższość osadów plejstocenu i holocenu na terenie miasta zmienia się od kilku do ok. 20 m. Zwiększoną miąższość osadów (do ok. 150 m) obserwuje się w rynnie erozyjnej w rejonie Kapuścisk oraz w dolinie kopalnej w obrębie ujęcia Las Gdański (ok. 60 m).

Osady plejstocenu to piaski różnoziarniste, żwiry z otoczakami, wkładki mułków i iłów oraz gliny zwałowe. Gliny kończą się zasadniczo na krawędzi wysoczyzn, a w obrębie tarasów doliny Brdy występują tylko fragmentarycznie. Osady holocenu to przede wszystkim aluwia dolin rzecznych (fig. 2).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

Na terenie Bydgoszczy rozpoznane i wykorzystywane gospodarczo są wody podziemne w utworach plejstocenu, miocenu oraz kredy dolnej. Główny poziom wodonośny jest związany z utworami dolnej kredy, natomiast drugi ważny poziom o regularnym rozprzestrzenieniu z osadami piaszczystymi miocenu (fig. 3).

W obrębie ścisłej zabudowy miasta, na obszarze tarasów Brdy, występują rozległe rejony całkowicie pozbawione poziomów użytkowych wód podziemnych w utworach plejstocenu. Na pozostałym terenie wody w osadach plejstocenu występują jako:

– poziom wód gruntowych na obszarze pradoliny,
– międzymorenowy poziom na wysoczyznach,
– poziom w obrębie doliny kopalnej wypełnionej osadami piaszczysto-żwirowymi

Zasadnicze znaczenie dla zaopatrzenia Bydgoszczy w wodę pitną ma **dolnokredowy poziom wodonośny**. Wody występują tu w piaskach drobno- i średnioziarnistych, czasem mułkowych, oraz w spękanych piaskowcach. W obrębie tego poziomu wyróżnia się dwie warstwy przedzielone iłowcami, mułowcami, iłami i mułkami. Warstwa dolna ujmowana jest powszechnie w ujęciu Las Gdański, natomiast górna w dzielnicy Bydgoszczy – Fordonie (stąd często nazywana jest kredą fordońską). Obserwacje, dokonane w czasie eksploatacji ujęć, wskazują, że obie warstwy pozostają ze sobą w ograniczonej łączności hydraulicznej. Dolna warstwa została nawiercona na głębokości 105–250 m i ma znaczne miąższości, rzędu 60–120 m. Współczynnik filtracji zmienia się od 1,7 do ok. 31 m/d, a wodoprzewodność od ok. 100 do niemal 2000 m^2/d. Dopuszczalne wydajności eksploatacyjne poszczególnych studni zawierają się w przedziale 100–250 m^3/h. Miąższość osadów piaszczystych górnej warstwy zmienia się od 40 do 80 m. Parametry filtracyjne

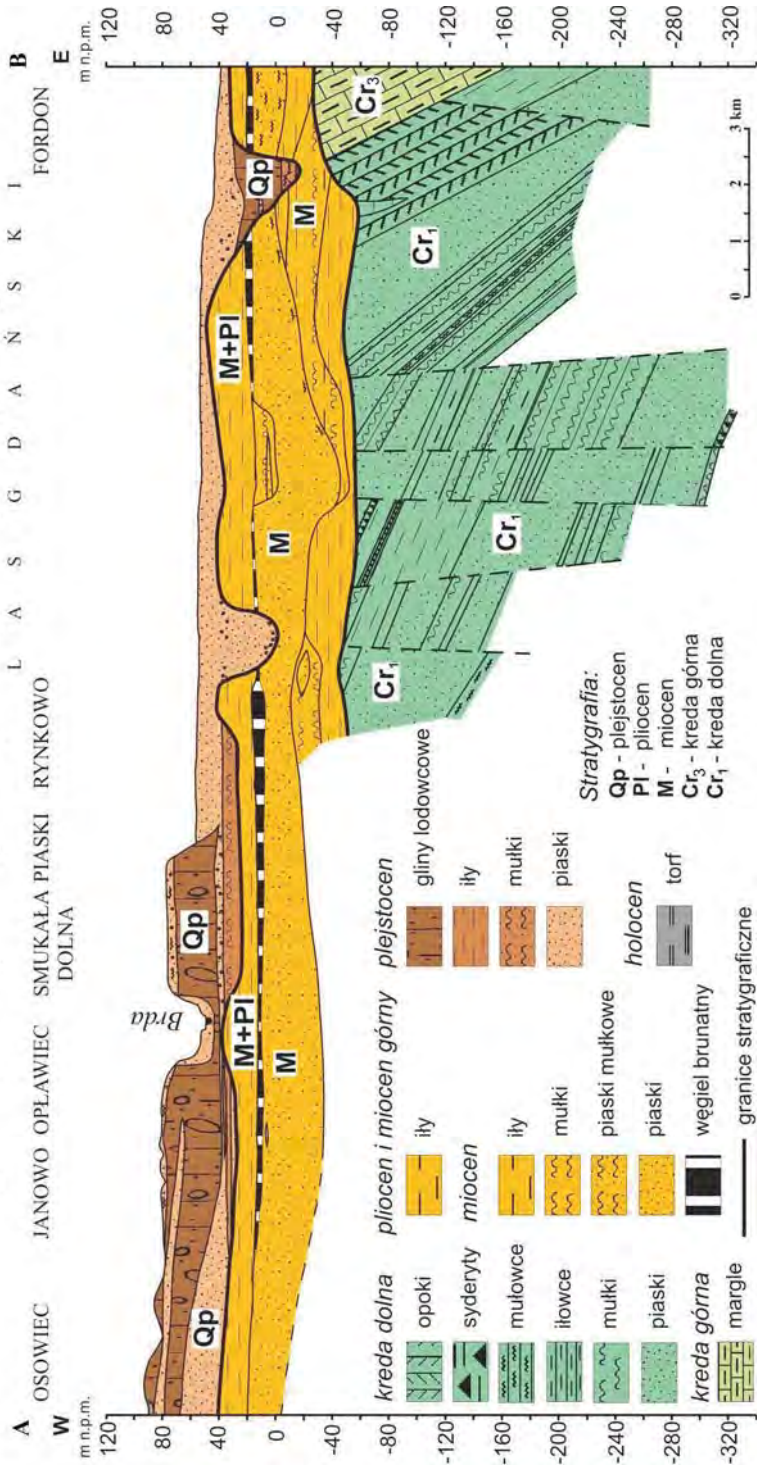

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B w rejonie Bydgoszczy (lokalizacja na fig. 1)

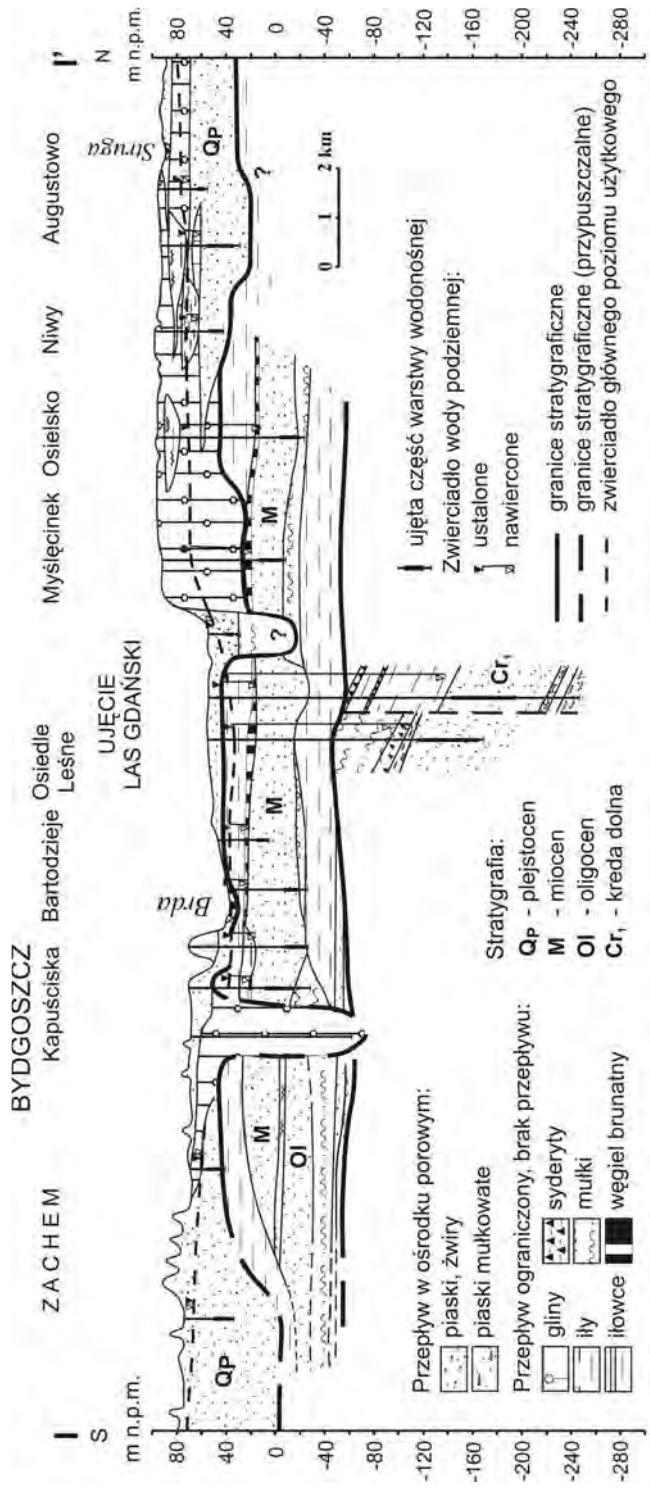

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' w rejonie Bydgoszczy (lokalizacja na fig. 1)

dla poszczególnych studni, określone na podstawie próbnych pompowań, kształtują się następująco: współczynnik filtracji od ok. 5 do ok. 20 m/d i wodoprzewodność od 200 do 500 m^2/d.

Mioceński poziom wodonośny, wykształcony w postaci piasków drobnoziarnistych, mułkowych, rzadziej średnioziarnistych, występuje na prawie całym terenie miasta. Wyjątek stanowi obszar rynny erozyjnej (rejon Kapuścisk), na którym zostały całkowicie wyerodowane osady pliocenu, miocenu i oligocenu. Maksymalna miąższość warstwy wodonośnej w utworach miocenu osiąga 60 m, najczęściej wynosi 30–40 m. Współczynnik filtracji zmienia się od ok. 1 do ok. 28 m/d. Wodoprzewodność mieści się w przedziale 200–500 m^2/d, a tylko na południe od Brdy, w rejonie rynny erozyjnej, zmniejsza się do 100–200 m^2/d. Poziom mioceński jest odizolowany od poziomów plejstoceńskiego i kredowego warstwami iłów i tylko lokalnie łączy się z poziomem plejstoceńskim poprzez okna hydrogeologiczne (m.in. na terenie Zakładów Chemicznych Zachem SA oraz w dolinie Wisły).

Oligoceński poziom wodonośny występuje tylko lokalnie i nie ma znaczenia w zaopatrzeniu miasta w wodę.

W południowej części Bydgoszczy, na obszarze pradoliny Noteci–Warty, poziom wód gruntowych występuje na głębokości od kilku do maksymalnie 10–15 m. Warstwę wodonośną charakteryzuje zmienna miąższość, zależna od konfiguracji podłoża plioceńskiego. Poziom ten ma tu charakter swobodny lub słabo naporowy, a jego miąższość rośnie w kierunku południowym od 10–20 m do znacznie przekraczającej 20 m. Średni współczynnik filtracji dla ujęcia „S" na terenie Zakładów Chemicznych Zachem SA, które jest zlokalizowane na dopływie strumienia wód podziemnych, przekracza 30 m/d, a wydajności poszczególnych studni mieszczą się w przedziale 50–70 m^3/h.

W obrębie utworów plejstocenu występuje jeszcze poziom związany z dolinami kopalnymi wypełnionymi osadami piaszczysto-żwirowymi. Z uwagi na grubszą frakcję uziarnienia warstwy wodonośnej i większe miąższości stanowi on „korzystny kolektor". Piaski plejstocenu wypełniające doliny kopalne często mają kontakt z piaskami miocenu.

Dolina kopalna, w obrębie której znajduje się ujęcie Las Gdański, została wyerodowana do głębokości ok. 60 m i dno jej sięgnęło do spągowych partii osadów miocenu. Wodoprzewodność tego poziomu jest wysoka, zmienia się w zakresie 500–1000 m^2/d, a wydajność potencjalna pojedynczej studni przekracza 120 m^3/h.

W obrębie wysoczyzny na głębokości 15–50 m występuje międzymorenowy poziom wodonośny. Budują go piaski o różnej granulacji, o miąższości 20–40 m i wodoprzewodności 200–500 m^2/d. Zwierciadło wody ma charakter naporowy (subartezyjski). Wydajność potencjalna studni z reguły mieści się w przedziale 30–50 m^3/h, a na zachód od Brdy, w rejonie Kanału Noteckiego, jest wyższa – 50–70 m^3/h.

Jednostki hydrogeologiczne, obrazujące główne i podrzędne użytkowe poziomy wodonośne (fig. 4), zostały wyznaczone na podstawie analizy wykonanej dla celów Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (Gurwin, Janczarski, 2000a, b; Nowak, 2000; Rysak, Meszczyński, 2000).

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w rejonie Bydgoszczy

Na obszarze Bydgoszczy wydzielono (Kleczkowski, 1990) dwa Główne Zbiorniki Wód Podziemnych (GZWP): nr 140 – Subzbiornik Bydgoszcz w utworach miocenu oraz nr 138 – Pradolina Toruń–Eberswalde (Noteć) w utworach plejstocenu. Fragment zbiornika nr 138, znajdujący się na terenie miasta, obejmuje również wody złej jakości (na terenie Zakładów Chemicznych Zachem SA).

Fig. 4. Mapa warunków hydrogeologicznych w rejonie Bydgoszczy

Schemat przepływu wód podziemnych

System krążenia wód podziemnych w utworach neogenu w rejonie Bydgoszczy obejmuje obszar o powierzchni ok. 300 km^2. Spływ wód odbywa się z Pojezierza Krajeńskiego i Wysoczyzny Świeckiej, które stanowią główne obszary zasilania. W niewielkim stopniu wody dopływają również z rejonu Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (fig. 5). Na wschodzie granicę systemu krążenia wód stanowi Wisła, natomiast na zachodzie wododział między zlewnią Wisły i Noteci.

Obszar spływu wód w kredowym piętrze wodonośnym znacznie przekracza granice opracowania, rozprzestrzeniając się głównie w kierunku północnym. Brak rozpoznania warunków hydrogeologicznych uniemożliwia jednak określenie granic tego obszaru.

Wyodrębniony system krążenia wód podziemnych w rejonie Bydgoszczy był przedmiotem szczegółowych badań modelowych (Dąbrowski i in., 1994, 1999).

Zasilanie struktur wodonośnych w rejonie Bydgoszczy kształtuje efektywna infiltracja wód opadowych i dopływy boczne. Infiltracja z wód powierzchniowych jest nieznaczna i nie przekracza kilkudziesięciu m^3/h. W równaniu bilansowym po stronie rozchodów dominuje drenaż rzek, odpływy boczne oraz eksploatacja. Znacząca większość wód biorących udział w obiegu występuje w utworach plejstocenu na obszarach zasilania. Tylko część infiltruje do głębszych pięter wodonośnych. Zwraca uwagę tranzytowy charakter mioceńskiego poziomu wodonośnego, który na obszarach zasilania prawie w całości oddaje wody do wodonośnych struktur kredy, natomiast w strefie drenażu pośredniczy w systemie krążenia między kredowym piętrem wodonośnym a systemem wód powierzchniowych.

Zaopatrzenie aglomeracji w wodę

Potrzeby w zakresie zaopatrzenia ludności w wodę do celów pitnych i gospodarczych oraz dostarczenia jej dla przemysłu są zaspokajane poprzez eksploatację zasobów zwykłych wód podziemnych oraz z ujęcia wód powierzchniowych. Na terenie miasta w 2003 r. eksploatacja wód podziemnych pokrywała tylko ok. 50% zapotrzebowania. Pozostałe ok. 50% zostało pozyskane poprzez eksploatację ujęcia wód powierzchniowych na Brdzie w Czyżkówku.

Większość dostarczanej do odbiorców wody podziemnej pochodzi z ujęcia komunalnego Las Gdański (ok. 80%), zaś pozostałe 20% z rozproszonych na terenie całego miasta ujęć przemysłowych. Najintensywniej eksploatowane otwory studzienne są skoncentrowane na niewielkiej powierzchni, w północnej części miasta. W jego części południowej oraz wschodniej (dzielnica Fordon) znajdują się podłączone, awaryjne ujęcia osiedlowe, które nie są obecnie eksploatowane. Lokalizację poszczególnych ujęć przedstawia figura 1.

Pobór wód a ich zasoby

Na terenie Bydgoszczy w 2003 r. eksploatacja wód podziemnych pokrywała tylko 52% zapotrzebowania. Pozostałe 48% zostało pozyskane z ujęcia wód Brdy w Czyżkówku.

Decyzją wojewody, uwzględniającą wyniki badań modelowych (Dąbrowski i in., 1994, 1999), w 2000 r. zatwierdzono zasoby eksploatacyjne wód podziemnych w rejonie Bydgoszczy w ilości 4423 m^3/h, w tym: z utworów plejstocenu – 914 m^3/h, z utworów miocenu – 930 m^3/h i z utworów kredy dolnej – 2579 m^3/h.

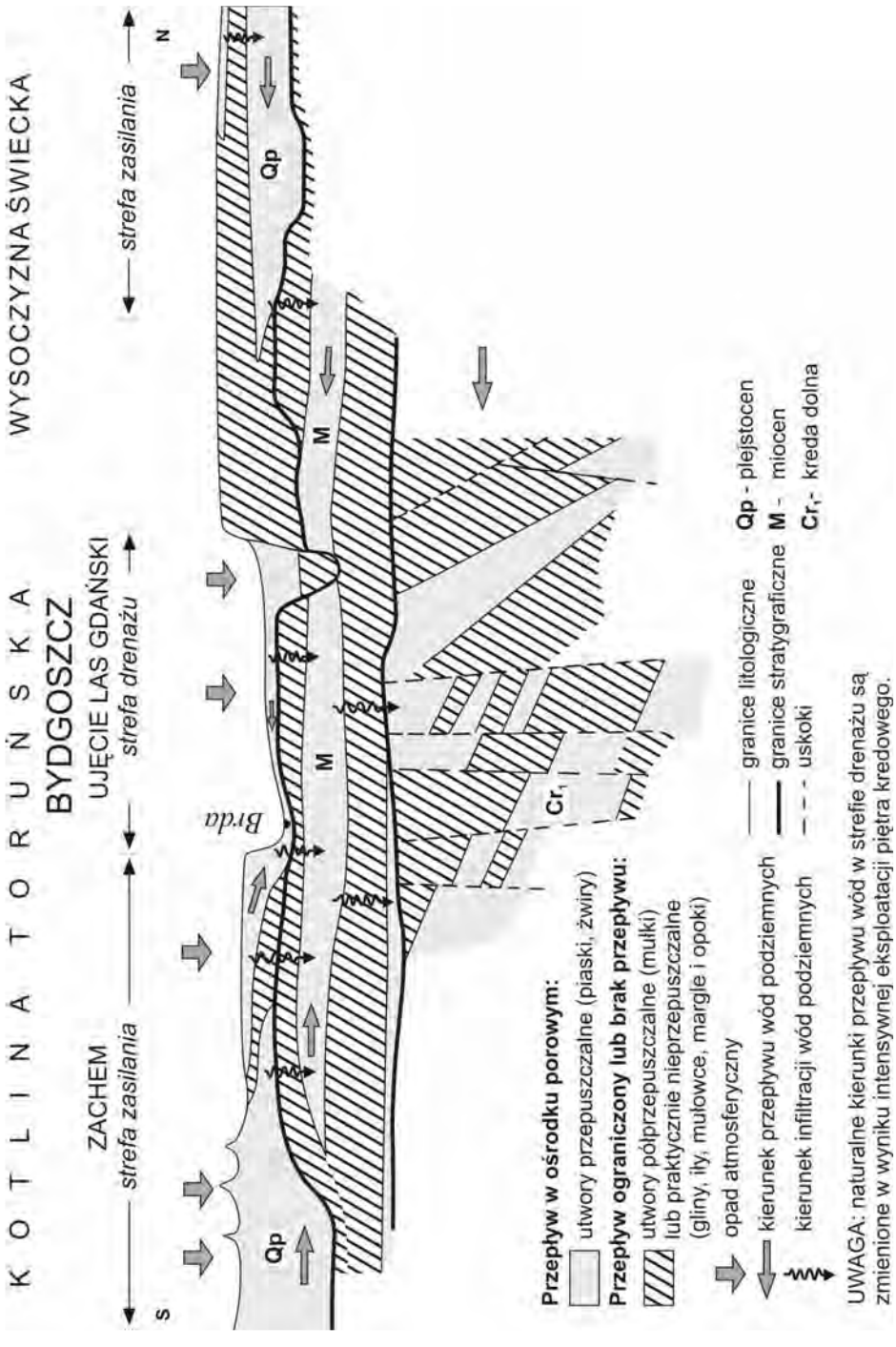

Fig. 5. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym w rejonie Bydgoszczy

Tabela 1

Wybrane informacje o Bydgoszczy

Powierzchnia		174,5 km^2
Ludność (2004 r.)		368 200
Pobór średni dobowy (2003 r.)	komunalny	51 840 m^3/d
	przemysłowy	26 880 m^3/d
Zaopatrzenie w wodę (2004 r.)	ujęcia wód powierzchniowych	48%
	ujęcia wód podziemnych	52%
Zasoby wód podziemnych		106 152 m^3/d
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego	niezbędne	5520 m^3/d
	minimalne	2760 m^3/d
Specyficzny problem miasta		1. Brak wystarczających zasobów wód podziemnych do zaopatrzenia miasta w wodę. 2. Występowanie wód o złej jakości w utworach plejstocenu na terenie Zakładów Chemicznych Zachem SA.

W 2003 r. łączny średni dobowy pobór wód podziemnych i powierzchniowych wynosił 78 720 m^3, w tym 51 840 m^3 stanowił pobór komunalny, natomiast 26 880 m^3 pobór w ujęciach przemysłowych (tab. 1).

Na obszarze Bydgoszczy od wielu lat mamy do czynienia z intensywną eksploatacją wód podziemnych ze wszystkich trzech poziomów wodonośnych. Wynikiem tego są znaczne obniżenia ich zwierciadła, zwłaszcza w utworach miocenu i kredy. Wody naporowe poziomu dolnej kredy mają obniżone o ok. 20 m ciśnienie w stosunku do stanu z 1936 r., kiedy wykonano pierwszą studnię ujmującą wody tego poziomu. Systematyczne obniżanie się (od 1977 r) zwierciadła wód podziemnych zaobserwowano w stacji hydrogeologicznej PIG I rzędu w Jagodowie. Stacja ta znajduje się w odległości ok. 4 km na północ od ujęcia Las Gdański. Podjęcie w 1977 r. obserwacji w Jagodowie zbiegło się w czasie z włączeniem do eksploatacji nowo odwierconych studni ujmujących wody poziomu dolnokredowego w ujęciu Las Gdański. Maksymalne obniżanie się ich zwierciadła zaznaczyło się w latach 90. i osiągnęło ok. 1,6 m. Po tym okresie statyczne zwierciadło wody, mierzone w otworach ujmujących zarówno dolną, jak i górną warstwę poziomu dolnokredowego, zaczęło powracać do swego pierwotnego położenia. W przypadku warstwy górnej wróciło całkowicie, a w przypadku warstwy dolnej podniosło się o 0,8 m. Podnoszenie się zwierciadła wody w otworach obserwacyjnych powiązać można ze zmniejszeniem się eksploatacji wód podziemnych w stosunku do początku lat 90. o prawie połowę, w tym z dużym zmniejszeniem się poboru wód z tzw. kredy fordońskiej.

Chemizm wód podziemnych

Zarówno wody gruntowe, jak i poziomu międzymorenowego w utworach plejstocenu są średniej jakości i wymagają uzdatniania ze względu na wyraźnie podwyższone zawartości żelaza i manganu. Są to wody słabo zmineralizowane (sucha pozostałość najczęściej nie przekracza 500 mg/dm^3); jony chlorkowe występują w stężeniach średnio 20 mg/dm^3.

Wyjątkowo duże zmiany jakości wód poziomu plejstoceńskiego związane z antropopresją obserwujemy na terenie Zakładów Chemicznych Zachem SA i Nitro-Chem SA (Gurwin, Janczarski, 2000a, b). Wody te zostały zakwalifikowane jako złej, a miejscami słabej jakości. Szczególnie zła jakość wód obserwowana jest w rejonie składowisk. Przekroczone zostały dopuszczalne stężenia bardzo wielu parametrów, m.in.: barwy, twardości ogólnej, przewodności, utlenialności, zawartości azotu amonowego, azotynowego, chlorków, siarczanów, żelaza, manganu, rozpuszczalnego węgla organicznego i metali ciężkich (szczególnie cynku i ołowiu). Obserwuje się pojawienie takich substancji specyficznych, jak: anilina, nitrobenzen, nitrotolueny i fenole.

Wody w utworach miocenu mają obniżoną jakość również ze względu na podwyższone zawartości żelaza i manganu. Mineralizacja wyrażona suchą pozostałością przeważnie wynosi 200–500 mg/dm^3, a zawartość chlorków najczęściej nie przekracza 30 mg/dm^3. Zawartość azotu amonowego kształtuje się przeciętnie poniżej 0,3 mgN/dm^3, zawartość azotu azotanowego nie przekracza 1,0 mgN/dm^3.

Wody w utworach kredy dolnej ujmowane w ujęciu Las Gdański mają mineralizację 600–800 mg/dm^3, zawartość chlorków najczęściej 10–60 mg/dm^3 oraz siarczanów 50–150 mg/dm^3. Wzrost zawartości chlorków, siarczanów oraz sodu wraz ze zwiększającą się głębokością studni obserwuje się w kierunku wschodnim. Podwyższone względem tła wód kredowych zawartości żelaza i manganu oraz obniżone zawartości chlorków, siarczanów, azotu amonowego i siarkowodoru mogłyby świadczyć o powinowactwie wód kredowych ujmowanych w ujęciu Las Gdański z wodami mioceńskimi oraz plejstoceńskimi doliny kopalnej (fig. 5). Jakość wód kredowych określana jest jako średnia.

W dolinie Wisły, szczególnie w dzielnicy Fordon, stwierdzono wzrost zawartości chlorków, azotu amonowego oraz siarkowodoru ze względu na zwiększającą się eksploatację.

Zagrożenia wód podziemnych

W strefie zasilania wód podziemnych z kierunku południowego i południowo-zachodniego wyodrębniono stosunkowo rozległe obszary o bardzo wysokim i wysokim stopniu zagrożenia. Szczególnie dotyczy to terenu Zakładów Chemicznych Zachem SA i Nitro-Chem SA, których południowa część znajduje się w strefie zasilania, a pozostała w strefie drenażu. Ze względu na występujące tu zanieczyszczenia, związane z wieloletnią działalnością przemysłu chemicznego, na zlecenie Zakładów Chemicznych Zachem SA od 1997 r. prowadzony jest monitoring jakości wód podziemnych (Gurwin, Janczarski, 2000a, b). Celem monitoringu jest śledzenie zmian ich jakości i podejmowanie działań w celu ograniczenia lub całkowitej eliminacji zanieczyszczeń. W ostatnich latach daje się zauważyć tendencję poprawiania się jakości tych wód (Praca zbiorowa, 2003).

Z innych obiektów uciążliwych można wymienić lokalne składowiska i oczyszczalnie ścieków, zakłady elektromechaniczne Belma oraz lotnisko wojskowe, znajdujące się w południowo-zachodniej części Bydgoszczy. Dodatkowo rejonem o wysokim i bardzo wysokim stopniu

zagrożenia jest obszar sandru w dolinie Brdy, gdzie znajduje się garbarnia i zwarta zabudowa miejska. Wysoki stopień zagrożenia wód jest też wyznaczony dla obszaru doliny kopalnej, gdzie brak izolacji poziomu wodonośnego. Na pozostałym obszarze zasilania, słabo zurbanizowanym, o lepszej izolacji istnieje niski stopień zagrożenia dla wód podziemnych.

W strefie zasilania poziomu w utworach miocenu przeważa bardzo niski stopień zagrożenia. Użytkowy poziom wodonośny jest dobrze izolowany przez nadkład glin zwałowych oraz iłów pliocenu i miocenu górnego. Jedynie w rejonie, gdzie łączą się poziomy plejstocenu i miocenu (teren Zakładów Chemicznych Zachem SA), a przez to ułatwiony jest kontakt wód podziemnych, wyznaczono średni stopień zagrożenia, bezpośrednio wokół miejsca kontaktu. Tam, gdzie stwierdzono wysoką zawartość chlorków w wodach miocenu, stopień zagrożenia określono jako bardzo duży.

Wody w utworach kredy ze względu na bardzo dobrą izolację nie są narażone na zanieczyszczenia antropogeniczne. Zagrożeniem dla ich jakości może być natomiast ich intensywna eksploatacja, prowadząca do zbyt dużych depresji w studniach. Szczególnie ujęcia znajdujące się w dzielnicy Fordon, w pobliżu Wisły, narażone są na infiltrację zmineralizowanych wód podziemnych z podłoża.

W strefie drenażu i jednocześnie intensywnego poboru wód występują rozległe tereny pozbawione użytkowego poziomu wodonośnego w obrębie osadów plejstocenu. Na pozostałym obszarze, gdzie występuje poziom użytkowy, są to wody gruntowe, które zalegają bardzo płytko i pozbawione są izolacji od powierzchni lub izolacja nie przekracza 15 m. Znajduje się tam zwarta zabudowa miejska, rozbudowana infrastruktura komunikacyjna, kanalizacyjna oraz liczne zakłady przemysłowe. Dominują tu obszary o bardzo wysokim stopniu zagrożenia. Zlokalizowanych jest szereg obiektów uciążliwych, a w szczególności Zakład Unilever Polska, była Baza Magazynowa PKN Orlen SA oraz oczyszczalnia ścieków w Osowej Górze.

Obszary perspektywiczne

Najbardziej znaczący obszar perspektywiczny dla zaopatrzenia Bydgoszczy w wodę znajduje się w obrębie pradoliny Noteci (rejon miejscowości Ciele, Przyłęki i Brzoza). Główny użytkowy poziom wodonośny (pradoliny) jest tu bardzo dobrze wykształcony. Związany jest z piaskami i żwirami, których współczynniki filtracji wahają się od 20 do 70 m/d, a przewodność osiąga wysokie wartości dochodzące do 1500 m^2/d. Na tym obszarze istnieje możliwość uzyskania wydajności potencjalnej z jednego otworu studziennego ponad 70 m^3/h (lokalnie ponad 120 m^3/h).

Na wytypowanym obszarze wody podziemne są eksploatowane w studniach wiejskich w Cielu i Brzozie oraz w ujęciu przemysłowym d. Agromet SA. Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne wymienionych ujęć wynoszą 1000 m^3/h, a szacunkowy pobór wody nie przekracza 100 m^3/h.

Porównując przedstawione wartości można stwierdzić, że dla zaopatrzenia Bydgoszczy można uzyskać dodatkowo z wyznaczonego obszaru awaryjnego ok. 22 000 m^3/d wód podziemnych.

PODSUMOWANIE

Szczególnymi cechami bydgoskiego systemu wodonośnego jest jego ograniczony zasięg i zasilanie. Charakterystyczną cechą jest też występowanie wód podziemnych słabej i złej jakości na znacznej powierzchni w rejonie Zakładów Chemicznych Zachem SA w utworach plejstocenu,

przy jednoczesnym braku tego poziomu na bardzo rozległym obszarze w obrębie miasta. Istnieje również możliwość infiltracji zmineralizowanych wód podziemnych z podłoża w rejonie Wisły.

Istotne ograniczenie zasobów wód podziemnych powoduje, że tylko połowa zapotrzebowania miasta pochodzi z wód podziemnych, a pozostała część z wód powierzchniowych Brdy (ujęcie w Czyżkówku).

LITERATURA

DĄBROWSKI S. i in., 1994 – Dokumentacja hydrogeologiczna dla potrzeb określenia ochrony zasobów i jakości wody fordońskiego kredowego zbiornika wód podziemnych. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu, „Proxima" SA Oddział w Poznaniu.

DĄBROWSKI S., RYNARZEWSKI W., PAŹDZIORNA L., 1999 – Aneks do dokumentacji geologicznej „Optymalizacja zasobów wód podziemnych ujęcia komunalnego na tle ujęć w rejonie miasta Bydgoszczy oraz ustalenie stref ochronnych ujęcia „Las Gdański" zawierający ustalenie zasobów wód podziemnych z utworów czwartorzędowych, trzeciorzędowych i kredowych". Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu, „Proxima" SA Oddział w Poznaniu.

GURWIN J., JANCZARSKI P., 2000a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Bydgoszcz Zachód. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

GURWIN J., JANCZARSKI P., 2000b – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Bydgoszcz Wschód. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KLECZKOWSKI A.S., red., 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce, wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.

KONDRACKI J., 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI I., 1985 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski wraz z objaśnieniami 1:50 000, ark. Żołędowo. Inst. Geol. Warszawa.

KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI I., 1990 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski wraz z objaśnieniami 1:50 000, ark. Bydgoszcz Wschód. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

NOWAK I., 2000 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Żołędowo. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PRACA ZBIOROWA, 2003 — Raport o stanie środowiska województwa kujawsko-pomorskiego w 2002 r. Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska – Biblioteka Monitoringu Środowiska. Bydgoszcz.

RYSAK A., MESZCZYŃSKI J., 2000 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Koronowo. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KATOWICE

Lidia **RAZOWSKA-JAWOREK**

INFORMACJE OGÓLNE

Katowice są stolicą Górnego Śląska, największej aglomeracji miejsko-przemysłowej w Polsce. Powierzchnia miasta wynosi 164,5 km^2, ludność 323 768 mieszkańców (stan na 31.01.2005 r.). Ze względu na znaczenie miasta, jego wielkość oraz duże zróżnicowanie warunków hydrogeologicznych w regionie górnośląskim obszar opracowania został zamknięty w granicach administracyjnych Katowic (fig. 1).

Katowice stanowią centrum gospodarcze i administracyjne regionu z silnie rozwiniętym górnictwem węgla kamiennego, przemysłem hutniczym, maszynowym, metalowym, ceramicznym, spożywczym, chemicznym i wieloma innymi zakładami produkcyjnymi z całego niemal zakresu gospodarki. Są bardzo ważnym węzłem komunikacyjnym zarówno drogowym, jak i kolejowym. Graniczą z 9 miastami: Sosnowcem, Mysłowicami, Lędzinami, Tychami, Mikołowem, Rudą Śląską, Chorzowem, Siemianowicami Śląskimi i Czeladzią.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Obszar miasta położony jest w obrębie Wyżyny Katowickiej, która jest częścią Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Wyżyna Katowicka ma charakter falisto-pagórkowaty, a najwyższe jej wzniesienie w obrębie miasta to Wzgórze Wandy o wysokości 357,6 m n.p.m. Najniżej, na rzędnej 245 m n.p.m. leżą tereny w dolinach rzek Kłodnicy i Mlecznej.

Na obszarze Katowic występują różne formy zagospodarowania i użytkowania terenu (Jackowicz, Korczyński, 1996). Pomimo przemysłowego charakteru, największą jego część, czyli 41,7%, zajmują lasy zlokalizowane w południowych i południowo-zachodnich rejonach miasta. Zabudowa mieszkaniowa, obejmująca 29,5% terenu, zajmuje centralną część oraz duże osiedla poza centrum. Znaczący udział w powierzchni, aż 10,8%, stanowią tereny komunikacyjne. W Katowicach krzyżują się prawie wszystkie najważniejsze drogi międzynarodowe i krajowe aglomeracji górnośląskiej, w tym autostrada A4, drogowa trasa średnicowa, trasa Cieszyn –Wisła–Katowice. Tereny zdewastowane łącznie zajmują ponad 80 ha i wymagają rekultywacji.

Hydrografia

W klimacie rejonu Katowic zaznacza się przewaga wpływów oceanicznych nad wpływami kontynentalnymi. Średnia roczna temperatura wynosi 7,9^{o}C, a średnia roczna suma opadów od 731 mm w centrum Katowic do 855 mm w Murckach (południowa część miasta). Miasto znajduje się na dziale wód powierzchniowych I rzędu pomiędzy dorzeczem Odry i Wisły. Do dorzecza

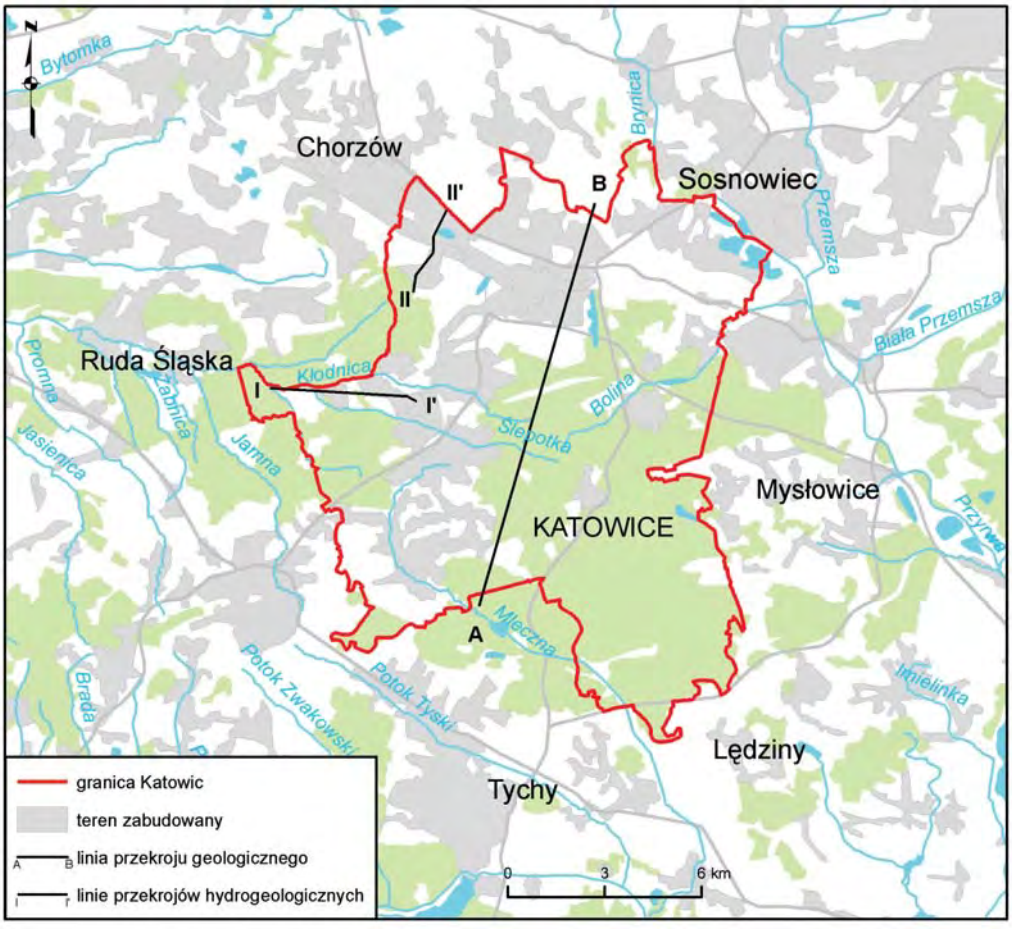

Fig. 1. Położenie obszaru Katowic

Odry należy jego część środkowo-zachodnia odwadniana przez Kłodnicę ze Ślepiotką i Potokiem Kokociniec. Północną część odwadnia Rawa, która jest prawobrzeżnym dopływem Brynicy, północno-wschodnią – Bolina, prawobrzeżny dopływ Czarnej Przemszy, a południową – Mleczna wraz z Potokiem Ławeckim. W granicach Katowic znajdują się źródła dwóch rzek: Kłodnicy i Ślepiotki. Wypływają one z utworów karbońskich, a w ich profilu występują załamania związane z deformacjami powstałymi wskutek eksploatacji górniczej.

W obrębie granic miasta znajduje się kilkadziesiąt sztucznych zbiorników wodnych o łącznej powierzchni ok. 150 ha. Są to najczęściej nagromadzenia wód w zlikwidowanych wyrobiskach piasku, gliniankach i nieckach osiadania. Do największych należą zbiorniki Szopienickie w dolinie Brynicy i zespół 11 zbiorników w dolinie Trzech Stawów. Kilka większych stawów znajduje się w dolinach Boliny i Rawy.

Zarys budowy geologicznej

Pod względem geologicznym Katowice leżą w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Ponieważ trudno jest opisać budowę geologiczną miasta, do którego bezpośrednio przylega kilka innych ośrodków, opis ten czasami wykracza poza granice Katowic (Biernat, Krysowska, 1956; Wyczółkowski, 1957).

Podłoże zbudowane jest ze skał paleozoicznych: łupków, piaskowców i zlepieńców z pokładami węgla należącymi do karbonu górnego (fig. 2). Ich wychodnie występują na znacznej powierzchni. Warstwy siodłowe i rudzkie górnośląskiej serii piaskowcowej, których wychodnie notowane są w północnej części miasta, zbudowane są z różnoziarnistych piaskowców i zlepieńców z przewarstwieniami łupków piaszczystych i ilastych, wśród których zalegają, a raczej zalegały, pokłady węgla. W leżących na nich warstwach załęskich należących do serii mułowcowej przeważają utwory facji iłowcowej z pokładami węgla. Największe rozprzestrzenienie mają warstwy orzeskie, potężna seria łupków z wkładkami piaskowców, syderytów i ponad 50 pokładami węgla, z których dwa mają miąższości ponad 1,5 m. W warstwach orzeskich występują kilkudziesięciometrowe ławice iłołupków wykorzystywanych do produkcji ceramiki. Utwory karbońskie zapadają monoklinalnie w kierunku południowym pod zmiennym kątem nachylenia i pocięte są licznymi uskokami o zróżnicowanych zrzutach.

Węglanowe osady triasu: wapienie, dolomity i margle zalegają na utworach karbonu w zachodniej i południowej części miasta. Mają one nieliczne wychodnie między Piotrowicami a Brynowem. Miąższość ich jest zmienna i wynosi od 57 m w dolinie Kłodnicy do 125 m w południowej części Katowic.

Rowy i obniżenia tektoniczne wypełnione są iłami i piaskami mioceńskimi neogenu (trzeciorzęd) o miąższości kilkudziesięciu metrów; w dolinie Kłodnicy ich miąższość sięga 120 m.

Młodszy neogen (czwartorzęd) reprezentowany jest przez gliny zwałowe oraz piaski i żwiry plejstocenu i holocenu. Miąższość ich jest zmienna, od poniżej 1 m do kilkudziesięciu metrów (maksymalnie 100 m) w zachodniej części doliny Kłodnicy. Utwory czwartorzędowe związane są ze zlodowaceniami południowopolskim i środkowopolskim. Pomiędzy dolinami Kłodnicy i Rawy na utworach fluwioglacjalnych występują osady moreny czołowej. Współczesne doliny rzeczne wypełnione są piaskami, żwirami oraz mułkami i iłami holocenu o miąższości kilku metrów. Osady plejstoceńskie rozdzielone są facją lodowcową reprezentowaną przez piaski różnoziarniste, żwiry oraz gliny i iły o zróżnicowanej miąższości.

Pierwotna rzeźba Katowic została przekształcona wskutek działalności człowieka. Trwająca od ponad dwóch wieków eksploatacja surowców, składowanie odpadów, rozwój przemysłu, rozbudowa miast i infrastruktury komunikacyjnej spowodowały trwałe zmiany w budowie geologicznej i geomorfologii. Pojawiły się liczne formy antropogeniczne: glinianki, piaskownie, zwały węglowe i hutnicze, osadniki mułu węglowego, różnorodne nasypy i wykopy związane z liniami komunikacyjnymi. W wielu miejscach występują grunty antropogeniczne, często o nieznanym pochodzeniu i składzie chemicznym. Najbardziej przeobrażona jest północna część miasta (Razowska-Jaworek i in., 2005). Nieodwracalne zmiany w górotworze spowodowało kopalnictwo węgla kamiennego. Występuje 12 obszarów górniczych kopalń węgla kamiennego, w tym 2 obszary kopalń nieczynnych.

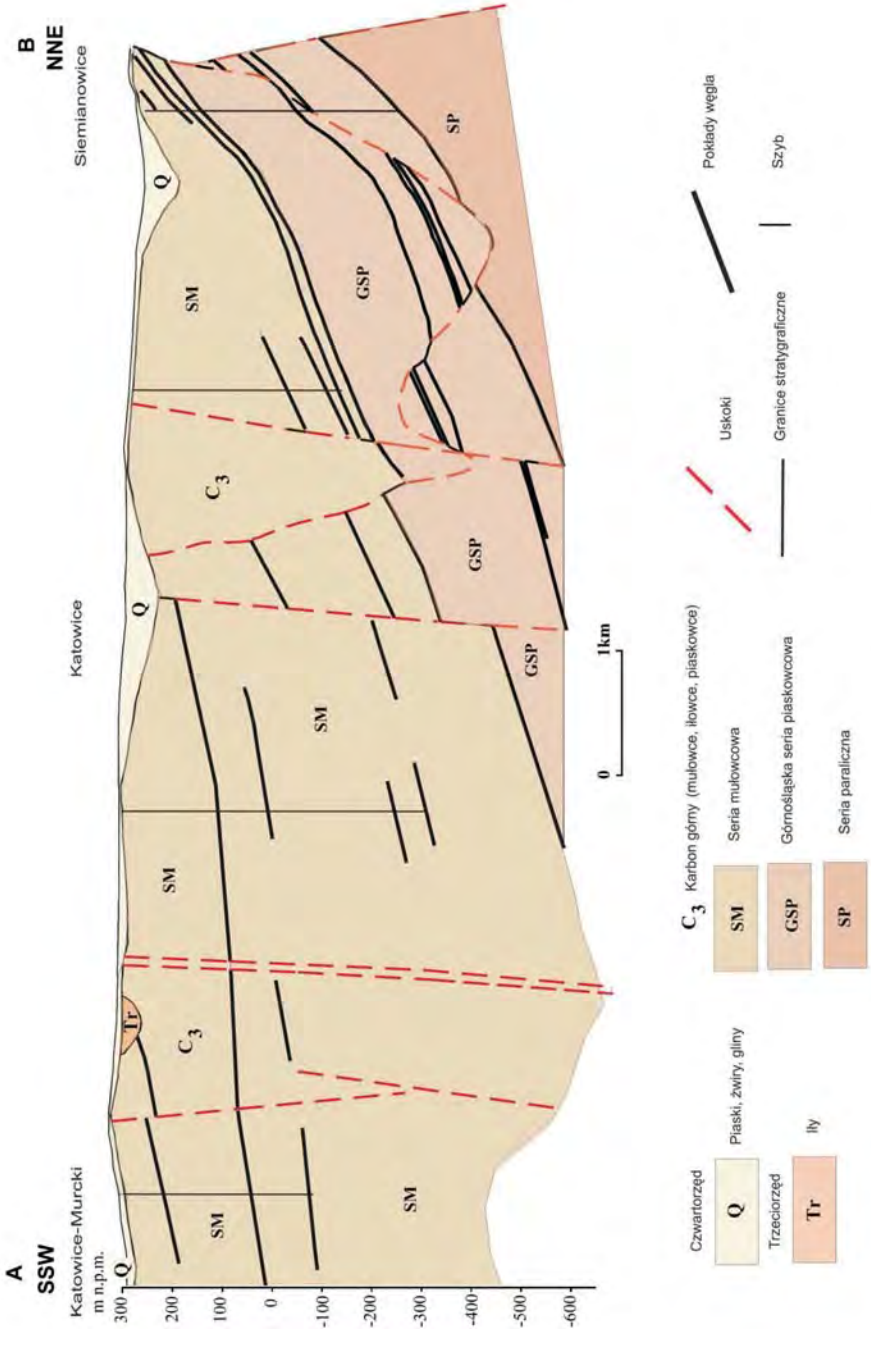

Fig. 2. Przekrój geologiczny przez rejon Katowic (lokalizacja na fig. 1)

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

Obszar Katowic znajduje się w śląsko-krakowskim regionie hydrogeologicznym, w subregionie górnośląskim (Paczyński, 1993). Utwory wodonośne występują we wszystkich seriach stratygraficznych udokumentowanych na terenie miasta (Biernat, Krysowska, 1956; Wyczółkowski, 1957), ale ich wodonośność i przydatność jako zbiorniki wód podziemnych uzależniona jest od szeregu czynników, takich jak: własności kolektorskie, źródła ich zasilania, wykształcenie litologiczne oraz wpływ prowadzonej i projektowanej działalności górniczej (Różkowski i in., 1997). Na omawianym terenie można wydzielić kompleksy wodonośne w neogenie (czwartorzęd, trzeciorzęd), triasie i karbonie.

Piętro wodonośne czwartorzędu (neogen) nie tworzy tu ciągłej pokrywy i jest związane z piaszczysto-żwirowymi oraz piaszczysto-pylastymi osadami międzymorenowymi, rzeczno-lodowcowymi i rzecznymi (fig. 3, 4). Znaczące kompleksy wodonośne występują w dolinach Kłodnicy, Rawy i Mlecznej. Stwierdzono w nich generalnie dwa poziomy wodonośne, które tylko lokalnie dzielą się na 3 lub 4 warstwy. Na wyniesieniach, gdzie miąższość utworów czwartorzędowych jest nieznaczna, występuje jeden wspólny poziom związany z utworami wietrzeniowymi zalegającymi na stropie karbonu. Pierwszy poziom wodonośny ma zwierciadło swobodne na głębokości do 5 m, natomiast poziomy głębsze, jeśli nie są zdrenowane przez działalność górniczą, mają zwierciadło słabo napięte. Są one zasilane wodami z opadów atmosferycznych oraz z cieków powierzchniowych. Pierwszy poziom ujmowany jest w studniach gospodarskich zlokalizowanych głównie w południowych dzielnicach Katowic. Studnie te ze względu na istniejącą sieć wodociągową eksploatowane są sporadycznie. Wydajność pojedynczej studni piętra czwartorzędowego waha się od kilku do ok. 100 m^3/h, przeciętnie 10–20 m^3/h.

Poziomy wodonośne w utworach trzeciorzędowych (neogen), które są generalnie osadami nieprzepuszczalnymi, związane są z wkładkami zapiaszczonych margli, piaskowców, piasków i żwirów. Występują one lokalnie w zachodniej części miasta oraz w części południowo-wschodniej (fig. 3). Miąższość wkładek zapiaszczonych jest niewielka, nie przekracza 10 m. Nie ma danych na temat parametrów hydrogeologicznych ze względu na brak studni ujmujących wody z tego poziomu.

Piętro wodonośne triasu związane jest z wapieniami i wapieniami marglistymi warstw gogolińskich oraz marglami dolomitycznymi retu, występującymi małymi płatami w zachodniej, północnej i południowo-wschodniej części miasta. Utwory te leżą najczęściej pod nieprzepuszczalnymi osadami miocenu. Charakter wykształcenia triasu wskazuje, że są to wody szczelinowe o napiętym zwierciadle (fig. 3). Wyniki badań właściwości hydrogeologicznych tego kompleksu wykazują znaczne zróżnicowanie współczynnika filtracji (5,1–24 m/d) i dużą zmienność wydatku jednostkowego. Obecnie na terenie Katowic brak studni ujmujących wody piętra triasowego.

Piętro wodonośne karbonu występuje na całym obszarze miasta. Przedstawiona poniżej charakterystyka dotyczy warunków hydrogeologicznych piętra, ale należy mieć na uwadze fakt, że obecnie jest to obszar całkowicie pod wpływem drenażu górniczego, który powoduje duże przeobrażenia naturalnych warunków hydrogeologicznych.

Na większej części miasta utwory karbonu mają wychodnie bezpośrednio na powierzchni pod utworami czwartorzędu lub triasu nieprzykrytego nieprzepuszczalnymi utworami trzeciorzędu. Zasilanie poziomów wodonośnych karbonu odbywa się tutaj na wychodniach poprzez przepuszczany nadkład. Obszarami drenażu naturalnego są doliny rzeczne, a sztucznego – wyrobiska gór-

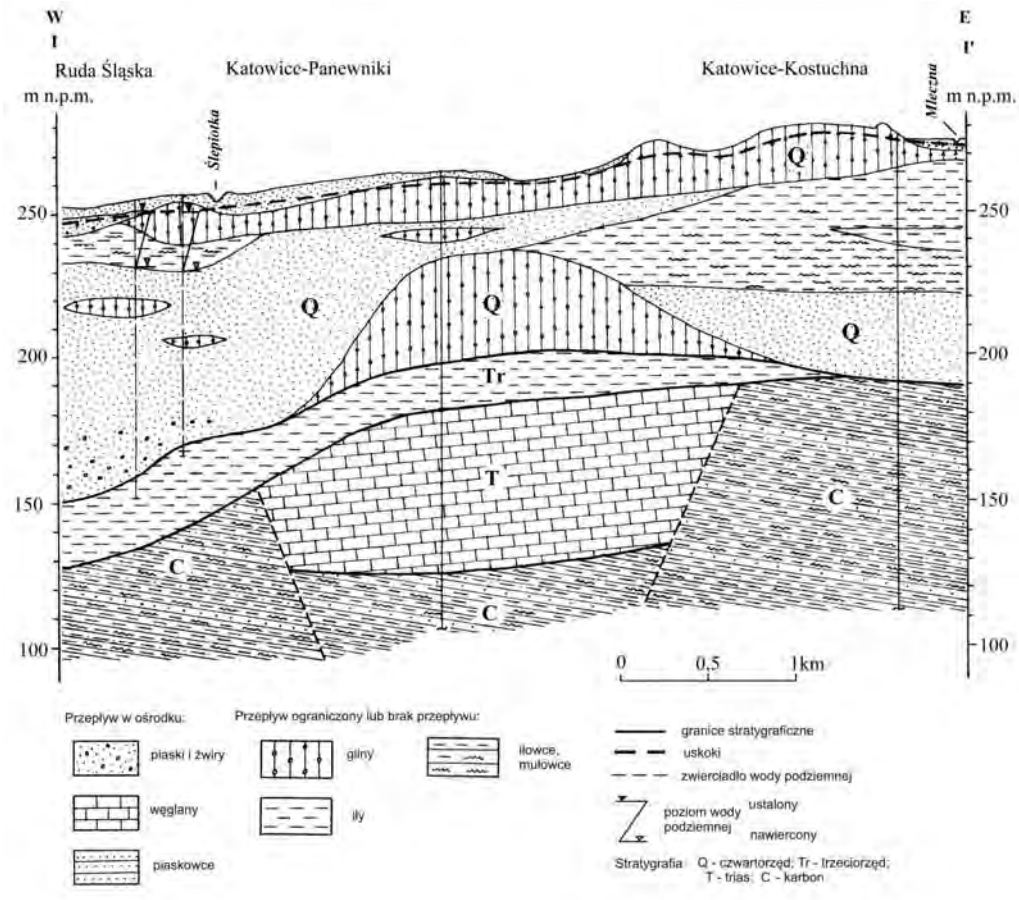

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' przez rejon Katowic (lokalizacja na fig. 1)

nicze kopalń węgla kamiennego. W dolinie Kłodnicy i na południe od wychodni uskoku książęcego utwory karbonu przykryte są praktycznie nieprzepuszczalnymi osadami trzeciorzędu, które utrudniają infiltrację wód opadowych w podłoże.

W profilu karbonu wydziela się oddzielne kompleksy hydrogeologiczne utożsamiane z seriami litostratygraficznymi: kompleks wodonośny w krakowskiej serii piaskowcowej, obejmujący spągową część warstw łaziskich i występujący szczątkowo w południowej części miasta, oraz kompleks wodonośny obejmujący warstwy rudzkie i siodłowe górnośląskiej serii piaskowcowej. W profilu tej serii przeważają piaskowce o relatywnie dobrej przepuszczalności i wodonośności (0,7–7,6 m/d). Oba te kompleksy przedziela seria mułowcowa, która charakteryzuje się małą przepuszczalnością (0,1 m/d), z wyjątkiem stropowych partii warstw orzeskich, gdzie jest ona większa (6,9 m/d). Podścielające górnośląską serię piaskowcową warstwy brzeżne tworzące serię paraliczną mają również niską przepuszczalność w porównaniu z omówionymi wcześniej kompleksami. Właściwości hydrogeologiczne skał tych serii są mniej korzystne.

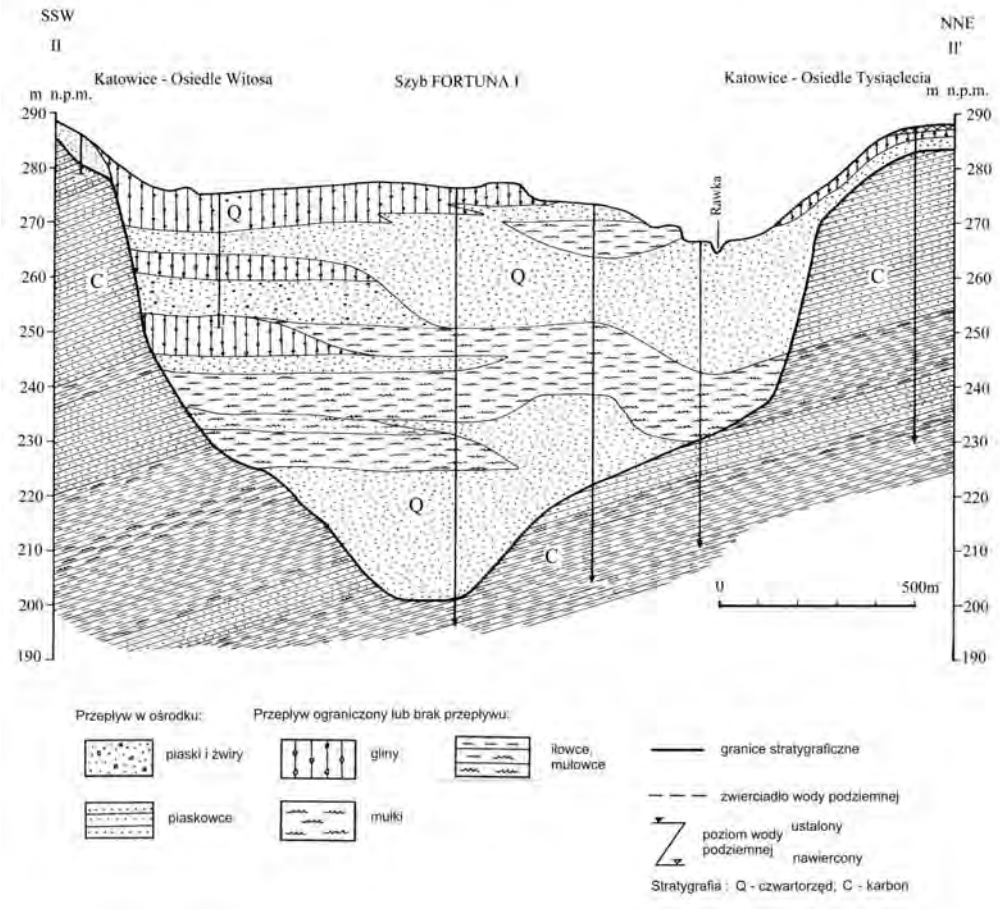

Fig. 4. Przekrój hydrogeologiczny II–II' przez rejon Katowic (lokalizacja na fig. 1)

Wszystkie kompleksy wodonośne karbonu w tym rejonie zawierają w profilu hydrogeologicznym oddzielne, szczelinowo-porowe poziomy piaskowców, odizolowane wkładkami nieprzepuszczalnych iłowców i mułowców.

Eksploatacji górniczej towarzyszą zawały, spękania i odprężenia górotworu, powodujące zwiększenie przepuszczalności skał i łączenie się różnych poziomów wodonośnych na skutek przerwania ciągłości warstw izolujących. Odprowadzanie przez wiele lat przez kopalnie węgla znacznych ilości wód doprowadziło do zakłócenia naturalnych warunków hydrogeologicznych. Objawiło się to obniżeniem podstawy drenażu do spągu górnośląskiej serii piaskowcowej o 300–500 m.

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w rejonie Katowic

Zachodnie obrzeża miasta znajdują się w zasięgu zbiornika czwartorzędowego GZWP nr 331 – Dolina kopalna rzeki górna Kłodnica (Kleczkowski i in., 1990). Według aktualnej kwalifikacji jest to zbiornik zakryty, w związku z czym nie wydzielono obszarów najwyższej ochrony (ONO) i obszarów wysokiej ochrony (OWO). Miąższość jego warstwy wodonośnej zmienia się w granicach 4,8–22,0 m, a średnia głębokość ujęć w całym zbiorniku wynosi ok. 60 m. Pojedyncze studnie głębinowe mają przeciętną wydajność 69 m^3/h, a zasoby dyspozycyjne szacuje się na 720 m^3/h. Zbiornik gromadzi wody słodkie o suchej pozostałości poniżej 0,8 g/dm^3 .

Zaopatrzenie miasta w wodę

Od wielu lat główne ujęcia komunalne znajdują się poza terenem Katowic. System poboru i zaopatrzenia w wodę jest bardzo rozbudowany i oprócz obszaru miasta obejmuje znaczną część aglomeracji śląskiej. Wskutek działalności górniczej nastąpiły tu przeobrażenia stosunków wodnych. Konsekwencją przeobrażeń było zmniejszenie zasobów wód podziemnych, obniżenie i zanik zwierciadła wody w studniach gospodarskich i ujęciach głębinowych, zanik licznych źródeł i cieków powierzchniowych oraz intensywna infiltracja wód cieków w podłoże. Większość pompowanych wód kopalnianych zrzucana jest do cieków, co powoduje znaczne zasolenie wód powierzchniowych i uniemożliwia ich wykorzystanie do celów komunalnych czy przemysłowych. Dlatego też Katowice zaopatrywane są w wodę z ujęć wód powierzchniowych położonych poza granicami miasta (Dziećkowice, Goczałkowice, Czaniec i Maczki).

W 2004 r. miasto było podłączone w 99% do sieci wodociągowej o długości 735,8 km i skanalizowane w 83%, przy długości sieci 402 km.

Zużycie wody przez indywidualnych odbiorców w ostatnim okresie wykazywało tendencję spadkową od 25 681 m^3/d w 1999 r. do 18 619 m^3/d w 2003 r., tj. o 28%. Zużycie wody przez zakłady przemysłowe zmniejszyło się z 3090 m^3/d w 1999 r. do 1610 m^3/d w 2003 r., tj. o 48%.

Na terenie miasta nie występują użytkowe poziomy wód podziemnych, które mogłyby stanowić podstawę do zaopatrzenia miasta w wodę pitną, ale znajdują się obszary, które mogą być podstawą zaopatrzenia w przypadku zdarzeń ekstremalnych, kiedy to powierzchniowe ujęcia nie będą mogły być wykorzystane. Wody podziemne występują w głównych poziomach użytkowych: czwartorzędowym i karbońskim (Wagner, Chmura, 1997, 2002). Ze względu na osuszenie tych poziomów wskutek drenażu towarzyszącego działalności górniczej, uszczuplenie zasobów i nietrwałość ich jakości, nie są one obecnie wykorzystywane.

Pobór wód podziemnych

Na terenie miasta w przeszłości wykonywano ujęcia wód podziemnych głównie dla potrzeb przemysłu. Skupione głównie w dwóch dolinach: Kłodnicy i Rawy eksploatowały wody z pięter wodonośnych czwartorzędu i triasu. Obecnie wszystkie studnie głębinowe są nieczynne, w tym część jest całkowicie zlikwidowana (Razowska-Jaworek, Wagner, 2005).

Kopalnie węgla kamiennego, od początku działalności górniczej, stanowią główne ośrodki drenażu wód podziemnych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, a podstawą drenażu są czynne lub nieczynne wyrobiska górnicze. Wody drenowane z górotworu i dopływające do wyrobisk górniczych spływają do pompowni odwadniających, zlokalizowanych przy szybach głównych na ogół w najgłębszych wyrobiskach. Wody kopalniane są wykorzystywane dla potrzeb gospodar-

czych w poszczególnych kopalniach. Kopalnia Wujek, po uprzednim uzdatnieniu metodą odwróconej osmozy, wykorzystuje je również dla celów pitnych. Wody dopływające do wyrobisk górniczych i tam ujęte charakteryzuje zwykle zróżnicowany w czasie dopływ, zmienna ilość i nietrwała jakość.

Chemizm wód podziemnych

Wody czwartorzędowego piętra wodonośnego należą do wód słodkich lub słabo zmineralizownych, słabo zasadowych, średniotwardych i twardych (Razowska-Jaworek, Wagner, 2005). Sucha pozostałość kształtuje się na poziomie 203–1059 mg/dm^3, pH 6,8–7, zawartość siarczanów mieści się w przedziale od 20,9 do 377,6 mg/dm^3, a chlorków 10,5–125,0 mg/dm^3. W dolinie Rawy zawartości żelaza wynoszą 0,02–1,65 mg/dm^3 i manganu 0,05–1,39 mg/dm^3, natomiast w dolinie Kłodnicy żelaza 0–5,0 mg/dm^3, manganu 0,02–0,6 mg/dm^3 i $N–NO_3$ 0,01–6,0 mg/dm^3.

Na ogół są to wody II i III klasy (wg PIOŚ) z dużą zawartością Fe, Mn. W płytkich strefach charakteryzują się również dużą zawartością związków azotu. Użytkowanie tych wód jest możliwe po prostym uzdatnianiu.

Charakterystykę jakości wód piętra karbońskiego oparto na analizach fizykochemicznych wód pobranych głównie z ujęć kopalnianych. Wody uznane za potencjalnie przydatne do celów komunalnych mają suchą pozostałość w przedziale od 0,4 do 2 g/dm^3 i pH 6,9–8,1. Wzrasta w nich zawartość siarczanów (40,2–782,0 mg/dm^3) i chlorków (40,3–237,0 mg/dm^3). Należą do klasy II i III. Składnikami degradującymi ich jakość są przede wszystkim podwyższone stężenia chlorków, siarczanów i sodu. Również zawartości żelaza i manganu są zwiększone i zmieniają się odpowiednio od 0,52 do 12,1 mg/dm^3 i od 0,05 do 3,6 mg/dm^3. Wody te wymagają skomplikowanego uzdatniania. Zanieczyszczone wody kopalniane, w tym solanki z poziomów głębszych istniejących kopalń, są odprowadzane do cieków powierzchniowych, powodując degradację jakości wód we wszystkich rzekach przepływających przez miasto.

Zagrożenia wód podziemnych

Główne zagrożenia środowiska na terenie miasta wynikają z działalności przemysłu ciężkiego, górnictwa, hutnictwa i energetyki. Przeważająca część obszaru Katowic zagrożona jest osiadaniem terenu, które aktualnie obejmuje ok. 17% powierzchni miasta. We wschodniej i środkowej jego części występuje kilka obszarów zalewisk i podtopień. Źródłem pośrednich zagrożeń ze strony górnictwa są wstrząsy górotworu, czyli tąpania, mogące przyczyniać się do uszkodzeń infrastruktury, w tym sieci wodociągowej i kanalizacyjnej (Razowska-Jaworek, 2005).

Do zakładów przemysłowych, w największym stopniu wpływających na stan środowiska Katowic, należą: Huta Baildon, Huta Metali Nieżelaznych Szopienice, Zakłady Metalurgiczne Silesia SA (w stanie likwidacji lub gruntownej reorganizacji), MPGK Sp. z o.o. w Katowicach – Kompostownia Odpadów Komunalnych, kopalnie Katowickiego Holdingu Węglowego SA (Murcki, Wieczorek, Staszic i Wujek), a także mające siedzibę poza granicami miasta: KWK Śląsk w Rudzie Śląskiej i KWK Wesoła w Mysłowicach.

Oceniając zagrożenie wód podziemnych spowodowane zanieczyszczeniami powierzchniowymi, brano pod uwagę istniejące potencjalne ogniska zanieczyszczeń, stwierdzone obszary zdegradowanej wody oraz stopień naturalnej izolacji zbiorników poziomów wodonośnych.

Jednostka czwartorzędowa na przeważającej części jest izolowana osadami gliniastymi o miąższości od kilku do 35 m. Nie stanowią one jednak warstwy ciągłej i dlatego możemy mówić

jedynie o infiltracji utrudnionej, zwłaszcza że wspomniana izolacja w wielu miejscach została przerwana przez liczne otwory geologiczne i studnie, a także osiadanie terenu dochodzące do kilku metrów. W obszarze doliny Kłodnicy występuje średni stopień zagrożenia wód podziemnych (Chmura, Wagner, 1997), natomiast w dolinie Rawy, gdzie głębokość poziomu wodonośnego jest mniejsza, stopień zagrożenia jest wysoki, a w rejonie silnie zurbanizowanym bardzo wysoki (Wagner, Chmura, 1997).

Poziomy karbońskie w zasięgu miasta mogą być przykryte przepuszczalnymi i nieprzepuszczalnymi utworami czwartorzędu, trzeciorzędu lub triasu, których miąższości mogą dochodzić do 60 m. Jest to również obszar nielicznych i niewielkich powierzchniowo wychodni skał zbiornikowych oraz teren wysokiej antropopresji, dlatego zbiornik ten można uznać za średnio zagrożony zanieczyszczeniem wód podziemnych ze źródeł powierzchniowych.

Obszary perspektywiczne

Główne użytkowe poziomy wód podziemnych (Chmura, Wagner, 1997; Wagner, Chmura, 1997) występują na terenie Katowic w utworach czwartorzędowych (neogen) i karbońskich. Wody w osadach czwartorzędowych na przeważającej części miasta notowane są na głębokości poniżej 10 m, lokalnie do 40 m, a ich rozprzestrzenienie jest nieciągłe. Są one izolowane od powierzchni glinami zwałowymi, iłami i mułkami zastoiskowymi. Większe znaczenie hydrogeologiczne mają dolina Kłodnicy i dolina Rawy.

W obrębie piętra czwartorzędowego wyznaczono dwa obszary perspektywiczne: dolinę Kłodnicy i dolinę Rawy (fig. 5). Moduł zasobów dyspozycyjnych dla doliny Kłodnicy (Chmura, Wagner, 1997) określono na 270 $m^3/d\ km^2$. Obszar ten mógłby zapewnić zaopatrzenie w wodę w sytuacji zdarzeń kryzysowych, ale zlokalizowany jest w zachodniej części miasta, w rejonie słabiej zurbanizowanym. Dystrybucja wody w inne rejony, a przede wszystkim w najbardziej zaludnioną północno-zachodnią, północną i centralną część, byłaby uciążliwa i czasochłonna. Dlatego też wyznaczono również drugi obszar perspektywiczny w dolinie Rawy, pomimo słabszego rozpoznania i gorszych parametrów wodonośnych, ponieważ przebiega ona z zachodu na wschód przez najbardziej zurbanizowane części miasta. Wydajności z pojedynczej studni mogą wynosić od kilku do ponad 30 m^3/h (Razowska-Jaworek i in., 2005).

W obrębie piętra karbońskiego nie został wyznaczony obszar perspektywiczny, ale wody pompowane ze znajdujących się na terenie miasta kopalń węgla kamiennego mogą stanowić awaryjne źródło zaopatrzenia ludności w sytuacjach kryzysowych, ponieważ na ok. 35% powierzchni poziom wodonośny w utworach karbonu spełnia warunki głównego poziomu użytkowego. Występuje w południowej części Katowic, w dzielnicach Podlesie, Kostuchna i Murcki (fig. 6). Miąższość utworów wodonośnych zmienia się od 50 do 180 m. Wody związane z piaskowcami serii mułowcowej są ujmowane wyłącznie ujęciami kopalnianymi. Na terenie miasta zbiornik drenowany jest przez kopalnię węgla kamiennego Murcki. Głębokość występowania wód użytkowych wyznaczają rejestrowane dopływy tych wód do wyrobisk górniczych w interwale 60–420 m. Średni moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi 190 $m^3/d\ km^2$ (Wagner, Chmura, 1997).

Wody dopływające do kopalń Staszic i Wieczorek nie mogą być wykorzystywane dla celów pitnych z powodu zbyt wysokiego zasolenia. Wody dopływające do wyrobisk kopalni Murcki mają parametry kwalifikujące je do wód pitnych i mogą być użytkowane po uprzednim uzdatnieniu. Wody w kopalni Wujek są użytkowane po uzdatnieniu metodą odwróconej osmozy. Zasoby wód z poziomów karbońskich (pompowanych przez kopalnie) mogą służyć jako źródło wody pitnej jedynie w sytuacji zdarzeń ekstremalnych tylko po uprzednim ich uzdatnieniu.

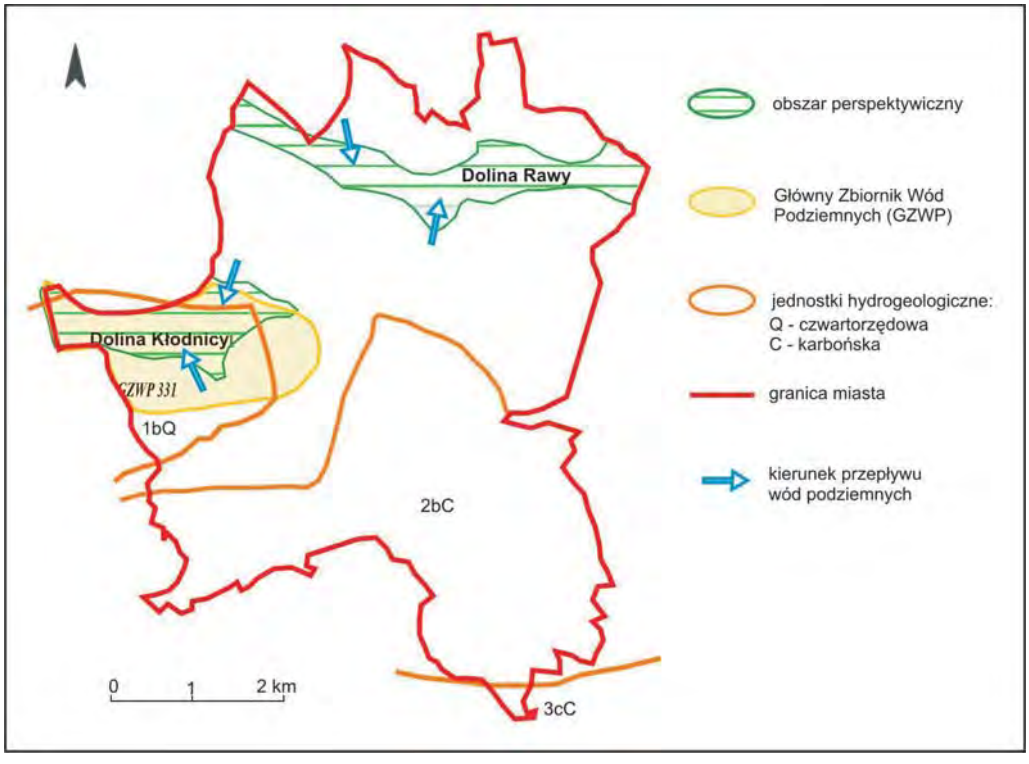

Fig. 5. Mapa warunków hydrogeologicznych rejonu Katowic

PODSUMOWANIE

Utwory wodonośne występują we wszystkich seriach stratygraficznych obszaru Katowic, ale ich wodonośność i jakość są uzależnione nie tylko od czynników naturalnych, takich jak: własności kolektorskie, źródła ich zasilania i wykształcenie litologiczne, ale również antropogenicznych, czyli wpływu prowadzonej i zakończonej działalności górniczej oraz dużego stopnia zurbanizowania i uprzemysłowienia terenu. Kompleksy wodonośne występują w neogenie (czwartorzęd, trzeciorzęd), triasie i karbonie. Na przeważającym obszarze miasta brak jest jednak użytkowych poziomów wodonośnych. W południowo-zachodniej części, w kopalnej dolinie Kłodnicy notowane jest czwartorzędowe piętro wodonośne o większym znaczeniu, ale może być brane pod uwagę jako źródło wód pitnych jedynie w sytuacjach awaryjnych. Podobnie czwartorzędowe piętro wodonośne występujące w dolinie Rawy może być rozpatrywane tylko w aspekcie awaryjnego źródła zaopatrzenia.

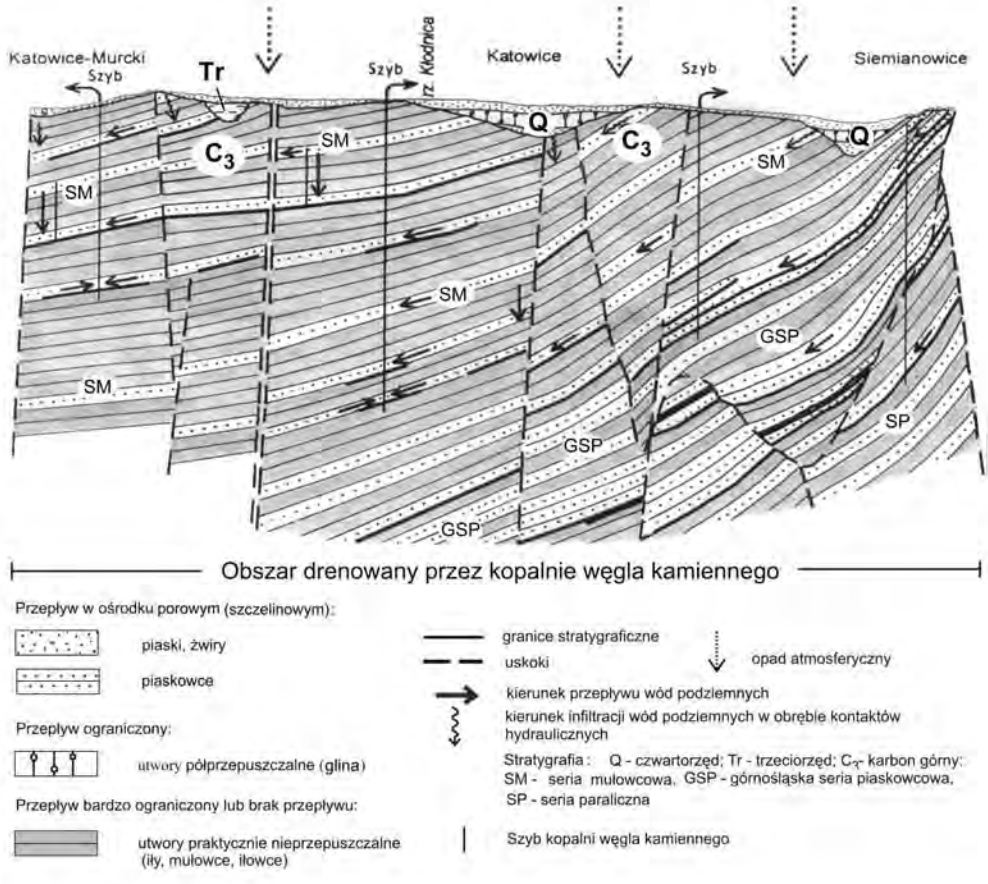

Fig. 6. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym w rejonie Katowic

Karbońskie piętro wodonośne w całości objęte jest drenażem górniczym. Niestabilność ilości i jakości wód dyskwalifikuje je jako stałe źródło wody pitnej. Mogą być one wykorzystane tylko w sytuacjach ekstremalnych, przy braku innych źródeł i po uprzednim uzdatnieniu.

Przeprowadzona ostatnio częściowa lub całkowita likwidacja kopalń w rejonie Katowic nie spowodowała istotnych zmian warunków wodnych w sąsiednich czynnych kopalniach. Kopalnie te przejmują zatem dopływy do kopalń zlikwidowanych. Część wód dopływa do poziomów wodonośnych w karbonie, powodując zwiększenie jego zawodnienia. Zatopienie wyrobisk zlikwidowanej kopalni do poziomu najniższego połączenia z kopalniami sąsiednimi nie powoduje istotnego zmniejszenia leja depresji.

Najważniejszym problemem przy likwidacji kopalń jest pogorszenie się jakości wód w zatopionych wyrobiskach. Wody te charakteryzują się zwykle wysokimi zawartościami siarczanów oraz

metali i bardzo często niskim pH. Zalegać mogą w strefie zatopionych wyrobisk do kilkuset lat, a oczyszczenie ich bez ingerencji człowieka nie jest możliwe. Dlatego też przy analizie możliwości wykorzystania ujęć wód kopalnianych jako wód pitnych należy brać pod uwagę sposób likwidacji kopalni. Jeżeli projektowane jest zatopienie wszystkich wyrobisk kopalni, nie należy planować wykorzystania wód zgromadzonych w zatopionych wyrobiskach jako źródła wody pitnej.

LITERATURA

BIERNAT S., KRYSOWSKA M., 1956 Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000, ark. Katowice. Inst. Geol. Warszawa.

CHMURA A., WAGNER J., 1997 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Zabrze. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

JACKOWICZ-KORCZYŃSKI J., 1996 – Studium uwarunkowań hydrogeologicznych dla potrzeb zagospodarowania przestrzennego miasta Katowice. Biuro Rozwoju Miasta Katowice.

KLECZKOWSKI A.S., red., 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce, wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.

PACZYŃSKI B., red., 1993 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000, cz. I, Systemy zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

RAZOWSKA-JAWOREK L., 2005 – Ocena stanu zagrożenia w strefach zasilania i poboru wód podziemnych głównych użytkowych poziomów wodonośnych na obszarze Katowic. PSH. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

RAZOWSKA-JAWOREK L., WAGNER J., 2005 – Wytypowanie źródeł awaryjnego zaopatrzenia ludności w wody podziemne w warunkach zdarzeń ekstremalnych. Miasto Katowice. PSH. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

RAZOWSKA-JAWOREK L., CHMURA A., WAGNER J., WILANOWSKI S., 2005 – Inwentaryzacja studni gospodarczych i ujęć wód podziemnych na terenie miasta Katowice. Arch. Państw. Inst. Geol. Sosnowiec.

RÓŻKOWSKI A., SIEMIŃSKI A., RUDZIŃSKA-ZAPAŚNIK T., red., 1997 – Mapa warunków występowania, użytkowania, zagrożenia i ochrony wód podziemnych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WAGNER J., CHMURA A., 1997 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Katowice. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WAGNER J., CHMURA A., 2002 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Tychy. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WYCZÓŁKOWSKI J., 1957 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000, ark. Zabrze. Inst. Geol. Warszawa.

KIELCE

Jan **PRAŻAK**
Katarzyna **JANECKA-STYRCZ**

INFORMACJE OGÓLNE

Aglomeracja kielecka w zakresie gospodarki wodnej obejmuje Kielce wraz z sąsiednimi gminami: Zagnańsk, Masłów i Sitkówka–Nowiny. Tworzą one Międzygminny Związek Wodociągów i Kanalizacji w Kielcach, który prowadzi wspólną gospodarkę wodną realizowaną przez Wodociągi Kieleckie Sp. z o.o.

Aglomerację kielecką zamieszkuje ok. 239 000 osób, w tym: Kielce 209 962 osoby oraz gminy: Zagnańsk 12 791 osób, Masłów 9319 osób i Sitkówka–Nowiny 6914 osób (fig. 1).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Gminy wchodzące w skład aglomeracji są położone w centralnej części Wyżyny Małopolskiej na Wyżynie Kieleckiej, a tylko niewielkie ich zachodnie fragmenty na Wyżynie Przedborskiej. Bardziej odporne na wietrzenie skały paleozoiczne i mezozoiczne tworzą garby, odsłaniające się spod pokrywy osadów czwartorzędowych i układające się w ciągi wzgórz o kierunku WNW–ESE, zgodnym z przebiegiem struktur geologicznych. Na północy w rejonie Zagnańska rozciąga się Płaskowyż Suchedniowski ze Wzgórzami Kołomańskimi i Tumlińskimi zbudowanymi z piaskowców dolnotriasowych. Na pozostałym obszarze aglomeracji wzgórza są zbudowane wyłącznie ze skał należących do trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Od północy są to: zachodnie części pasm Klonowskiego i Masłowskiego, Góra Wierzejska, Domaniówka i Świnia Góra, Pasmo Szydłówkowskie, Wzgórza Kadzielniańskie, Zgórskie Góry i Pasmo Posłowicko-Dymińskie, Grzbiety Bolechowickie oraz wschodnie części Grzbietu Gałęzickiego i Pasma Zelejowskiego. Ich stoki są często pokryte deluwiami ilastymi. Pomiędzy garbami starszego podłoża rozciąga się wysoczyzna polodowcowa zbudowana w przewadze z gliny zwałowej zlodowacenia środkowopolskiego oraz pokrywających ją płatów piasków zwałowych i wodnolodowcowych. Doliny rzek, odpływających głównie w kierunku południowym, tworzą liczne przełomy przez ciągnące się prostopadle do ich biegu struktury morfologiczne. W dolinach rzek wykształcone są piaszczyste tarasy akumulacyjne zlodowacenia bałtyckiego i holocenu. Niższy taras holoceński pokryty jest miejscami torfowiskami, a na tarasie bałtyckim i wysoczyźnie spotykane są pokrywy piasków eolicznych.

Hydrografia

Przeważająca część aglomeracji kieleckiej znajduje się w zlewni Czarnej Nidy oraz jej dopływów: Bobrzy i Lubrzanki; tylko niewielkie fragmenty północnej części gminy Zagnańsk leżą w zlewniach Czarnej Koneckiej i Kamiennej, a najbardziej wysunięta na zachód część gminy

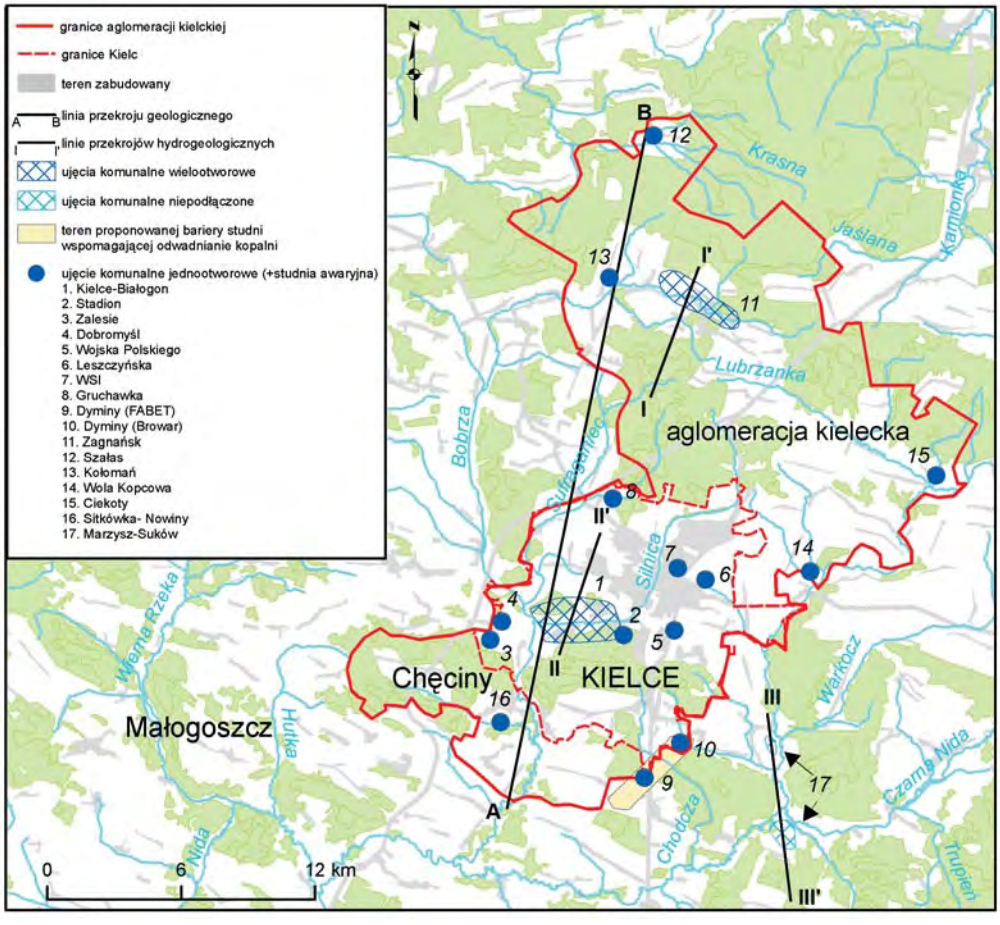

Fig. 1. Położenie obszaru Kielc

Sitkówka-Nowiny – w zlewni Białej Nidy. Na zboczach wzgórz biorą swój początek liczne cieki, spływające do obniżeń pomiędzy wzgórzami, a następnie odpływające przełomami w kierunku południowym. Bobrza ma obszar źródliskowy w położonej na północy gminie Zagnańsk, skąd płynie ze wschodu na zachód. Odpływa poza teren aglomeracji, zmienia kierunek na południowy i ponownie wpływa na jej obszar w zachodniej części Kielc. Tam, w rejonie Białogonu zasila ją rzeka Sufraganiec i, przepływająca przez centrum Kielc, Silnica. Dalej płynie przełomem między Zgórskimi Górami i Pasmem Posłowicko-Dymińskim, a następnie przez teren gminy Sitkówka-Nowiny. Lubrzanka ma swój początek w południowej części gminy Zagnańsk, płynie w kierunku południowo-wschodnim, aby przy granicy gminy skierować się na południowy zachód. Na

rzekach wybudowano kilka zbiorników retencyjnych, pełniących funkcję przeciwpowodziową i rekreacyjną. Największym z nich jest zalew w Cedzynie na Lubrzance. Do mniejszych należą zalewy w Kaniowie i Umerze, w zlewni górnej Bobrzy, i Zalew w Kielcach na Silnicy.

Zarys budowy geologicznej

Teren aglomeracji kieleckiej ma wyjątkowo skomplikowaną budowę geologiczną. Centralna i południowa jego część należy do trzonu paleozoicznego, natomiast północna do obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Utwory obrzeżenia obejmują także niewielkie fragmenty wzdłuż zachodniej granicy części centralnej i południowej (fig. 2).

Trzon paleozoiczny jest zbudowany z utworów kambru, ordowiku, syluru, dewonu i karbonu. Występują one w kilku fałdowych strukturach geologicznych o rozciągłości WNW–ESE, silnie zaburzonych licznymi uskokami podłużnymi i poprzecznymi. Na północy jest to utworzona z utworów kambru, ordowiku i syluru antyklina łysogórska. Od południa przylega do niej synklinorium kielecko-łagowskie. Kolejne struktury to antyklina dymińska i synklina gałęzicko-bolechowicko-borkowska. W jądrach antyklin odsłaniają się utwory kambru, ordowiku, syluru i dewonu dolnego (piaskowce kwarcytowe, piaskowce, mułowce, iłowce, szarogłazy), natomiast w jądrach synklin utwory dewonu środkowego i górnego (wapienie, dolomity, margle) oraz karbonu (łupki).

Obrzeżenie permsko-mezozoiczne w granicach aglomeracji stanowią utwory permu górnego (zlepieńce, mułowce, margle, łupki, iłowce) i triasu dolnego (piaskowce, mułowce, iłowce i iły). Młodsze utwory triasu środkowego (wapienie, margle) występują tylko na północnym skraju.

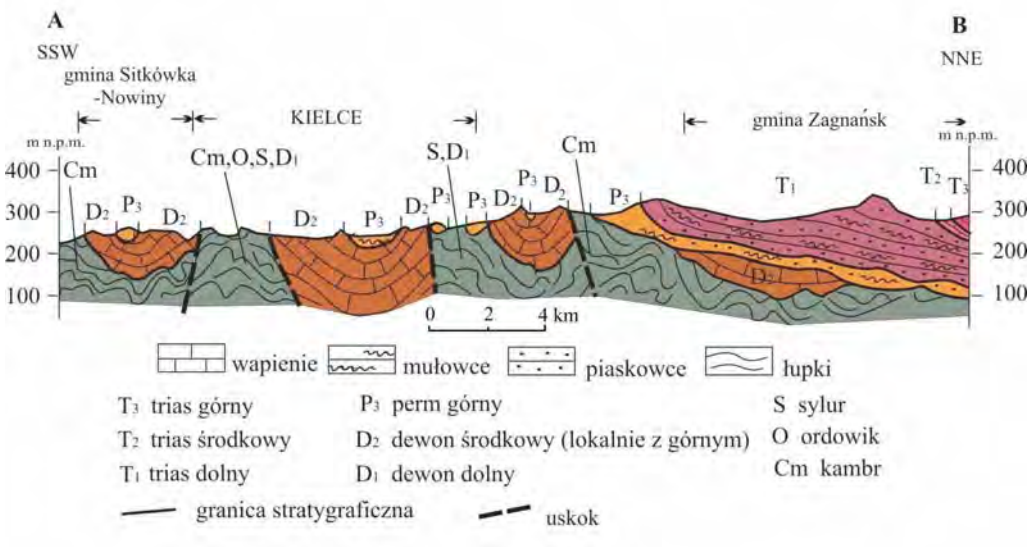

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B przez rejon Kielc według Szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1:50 000, ark. Odrowąż, Kielce i Morawica (lokalizacja na fig. 1)

Osady czwartorzędowe, zalegające pomiędzy garbami starszego podłoża, są reprezentowane głównie przez piaski, mułki i iły zastoiskowe, wypełniające głębokie doliny kopalne, gliny zwałowe, lodowcowe i fluwioglacjalne piaski oraz piaski ze żwirem zlodowacenia środkowopolskiego, a także piaski, piaski ze żwirem i mułki tarasów rzecznych zlodowacenia bałtyckiego i/lub holocenu.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

Warunki hydrogeologiczne w granicach aglomeracji są bardzo zmienne. Występuje tam aż osiem pięter wodonośnych: neogeńskie, triasowe, permskie, karbońskie, dewońskie, sylurskie, ordowickie i kambryjskie. Piętra kambryjskie, ordowickie i sylurskie, poziom dolnodewoński, stropowa część poziomu górnodewońskiego (famen) oraz piętro karbońskie, obejmujące ok. 50% powierzchni, są niewodonośne lub lokalnie bardzo niskowodonośne (wydajność potencjalna typowej studni wierconej <10 m^3/h) i nie mają istotnego znaczenia dla zaopatrzenia ludności i przemysłu w wodę. Wodonośne są natomiast poziomy: plejstoceński (lokalnie), środkowotriasowy, dolnotriasowy, górnopermski i środkowodewoński wraz z dolną częścią poziomu górnodewońskiego (fran). W północnej części i w skrajnych fragmentach zachodniej części aglomeracji największą powierzchnię zajmuje poziom dolnotriasowy, natomiast w części centralnej i południowej dominuje poziom środkowo- i górnodewoński (fig. 3–5). Wodonośność poszczególnych poziomów jest bardzo zróżnicowana i zależy nie tylko od litologii warstw wodonośnych, lecz także od stopnia spękania skał w strefach tektonicznych, a w przypadku wapieni i dolomitów również od rozwiniętych na szczelinach tektonicznych pustek krasowych (tab. 1). Największa

Tabela 1

Wodonośność poziomów/pięter w rejonie Kielc wyrażona wydajnością potencjalną studni

Poziom/piętro	Litologia	Wydajność potencjalna studni [m^3/h]
Plejstoceński	piaski, piaski ze żwirem, żwiry	10 – 30 30 – 50
Środkowotriasowy	wapienie i margle	10 – 30
Dolnotriasowy	piaskowce i mułowce przewarstwione iłami i iłowcami	10 – >120
Górnopermski	piaskowce, zlepieńce, margle, mułowce	10 – >120
Dolnokarboński	łupki	<10
Górnodewoński (famen)	margle, łupki, wapienie	<10
Środkowo- i górnodewoński (fran)	wapienie i dolomity	10 – >120
Dolnodewoński	piaskowce kwarcytowe, mułowce	<10
Sylurskie, ordowickie i kambryjskie	mułowce, piaskowce, łupki, iłowce, iły	<10

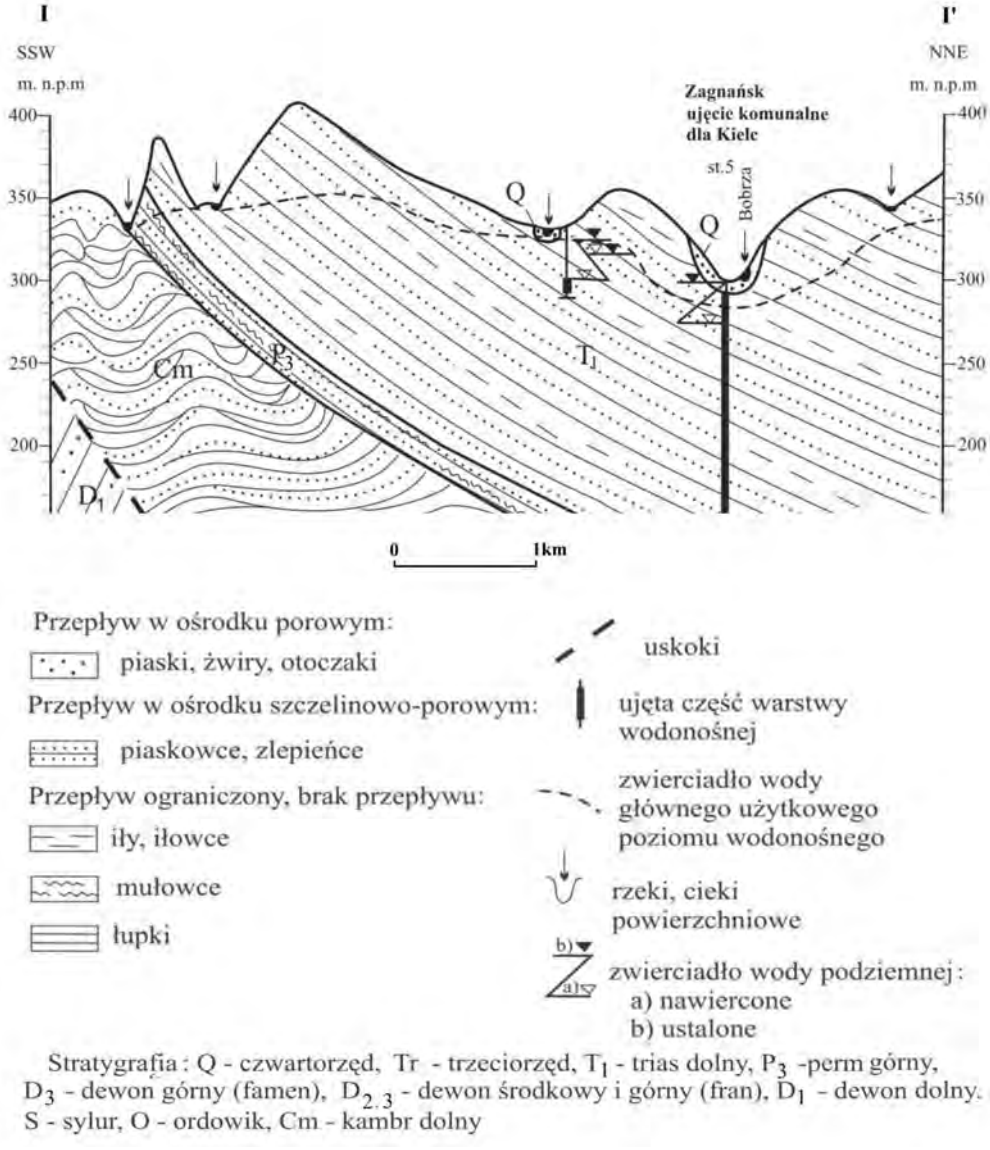

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' przez rejon Kielc (lokalizacja na fig. 1)

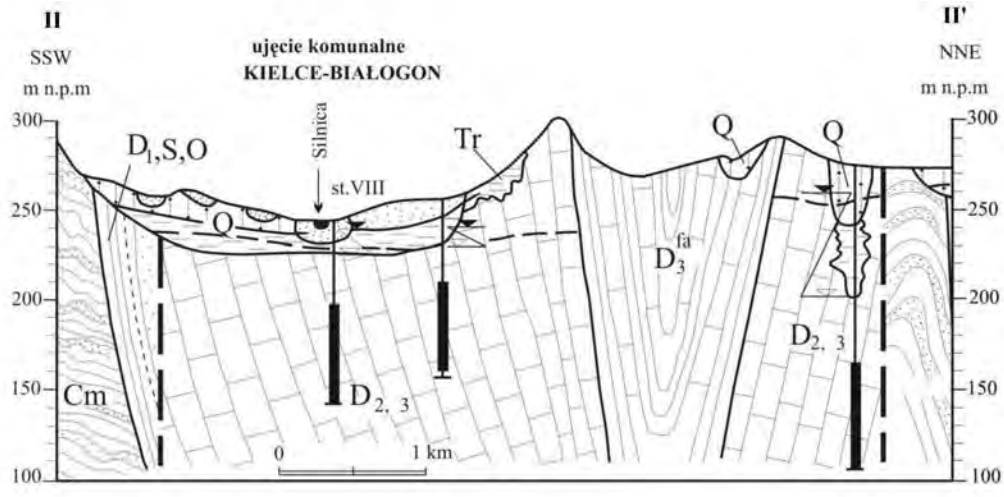

Fig. 4. Przekrój hydrogeologiczny II–II' przez rejon Kielc (lokalizacja na fig. 1)

Objaśniena jak do fig. 3

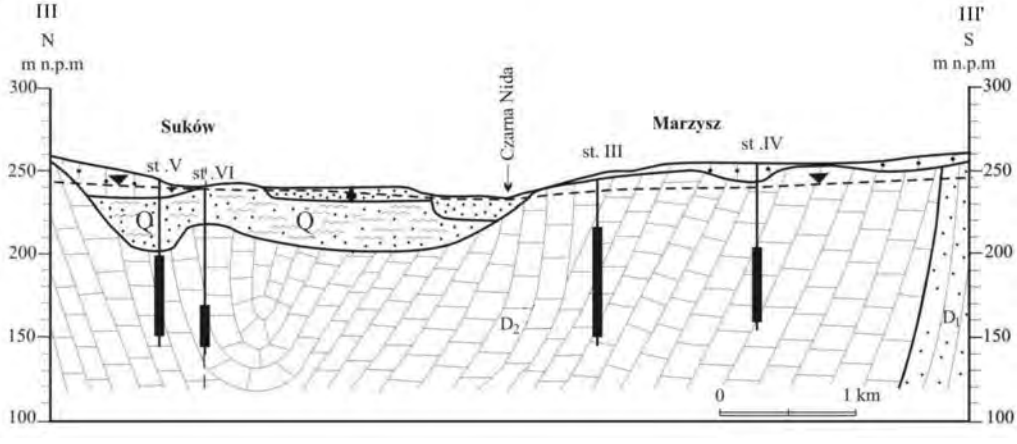

Fig. 5. Przekrój hydrogeologiczny III–III' przez rejon Kielc (lokalizacja na fig. 1)

Objaśniena jak do fig. 3

wodonośność poziomu dolnotriasowego, górnopermskiego oraz środkowo- i górnodewońskiego dotyczy doliny Bobrzy i ujściowego odcinka doliny Silnicy.

Wszystkie przedplejstoceńskie użytkowe poziomy wodonośne są jednocześnie głównymi poziomami użytkowymi. Wyjątek stanowi tylko poziom plejstoceński w dolinach rzecznych, który jest głównym poziomem użytkowym jedynie na niewielkim obszarze, w przełomie Bobrzy, przepływającej przez niewodonośne utwory starszego paleozoiku w południowej części Kielc. Z uwagi na duże obszary występowania i wysoką wodonośność najbardziej przydatne dla zaopatrzenia ludności w wodę są poziomy: dolnotriasowy, wraz z niżej leżącym poziomem górnopermskim, oraz środkowo- i górnodewoński.

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w rejonie kieleckim

Ze względu na wielkość zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych i znaczenie dla zaopatrzenia ludności w wodę wydzielono w tych poziomach Główne Zbiorniki Wód Podziemnych (GZWP), wymagające szczególnej ochrony, które w znacznej części znajdują się w granicach aglomeracji (Kleczkowski, 1990). W północnej części jest to dolno- i środkowotriasowy GZWP nr 414 – Zbiornik Zagnańsk, w centralnej – środkowo- i górnodewoński GZWP nr 417 – Zbiornik Kielce, a w południowej – również środkowo- i górnodewoński GZWP nr 418 – Zbiornik Gałęzice–Bolechowice–Borków. W północnej części terenu znajduje się też niewielki fragment środkowo- i dolnotriasowego GZWP nr 415 – Zbiornik rzeka górna Kamienna (fig. 6). Wśród nich GZWP nr 415 i 417 (Prażak i in., 1994; Knapczyk, Bednarz, 1996,) mają wyznaczone w szczegółowej dokumentacji hydrogeologicznej obszary ochronne, a jedynie GZWP nr 417 zatwierdzone zasoby dyspozycyjne (Prażak i in., 1994). Aktualnie trwają prace związane z realizacją kolejnej dokumentacji hydrogeologicznej dla GZWP nr 414.

Zaopatrzenie aglomeracji w wodę

Aglomeracja kielecka zaopatruje się w wodę dla celów komunalnych i przemysłowych wyłącznie z ujęć wód podziemnych, których łączny pobór wynosi ok. 1950 m^3/h. Największe ilości są pobierane dla potrzeb wodociągów komunalnych sprzedających ją także wielu zakładom przemysłowym. Z ujęć komunalnych pochodzi ok. 98% ogólnej ilości wody, najwięcej z ujęcia Kielce–Białogon i Zagnańsk. Niektóre zakłady mają własne ujęcia, ale ogólne zużycie wody przez przemysł jest stosunkowo niewielkie, a pobór z ujęć innych użytkowników wynosi ok. 200 m^3/h.

Pobór wód a ich zasoby

Międzygminny Związek Wodociągów i Kanalizacji w Kielcach zaopatruje się obecnie z 16 ujęć wód podziemnych położonych na terenie aglomeracji o łącznych zatwierdzonych/przyjętych zawiadomieniem zasobach eksploatacyjnych 4935,4 m^3/h i posiada niepodłączone jeszcze do sieci wodociągowej rezerwowe ujęcie wody Marzysz–Suków (nr 17) o zasobach 626 m^3/h na terenie sąsiedniej gminy Daleszyce (fig. 6, tab. 2). Wieloletnie obserwacje eksploatacji wód niektórych ujęć wykazały, że ustalone ich zasoby eksploatacyjne są znacznie zawyżone i wymagają korekty. Dotyczy to m.in. dużego ujęcia komunalnego dla Kielc nr 11 w Zagnańsku oraz ujęć nr 9 i 10 w Dyminach, znajdujących się w zasięgu oddziaływania odwodnień kopalń odkrywkowych. Po szacunkowej korekcie autora łączne zasoby wszystkich ujęć komunalnych wynoszą ok. 2970 m^3/h

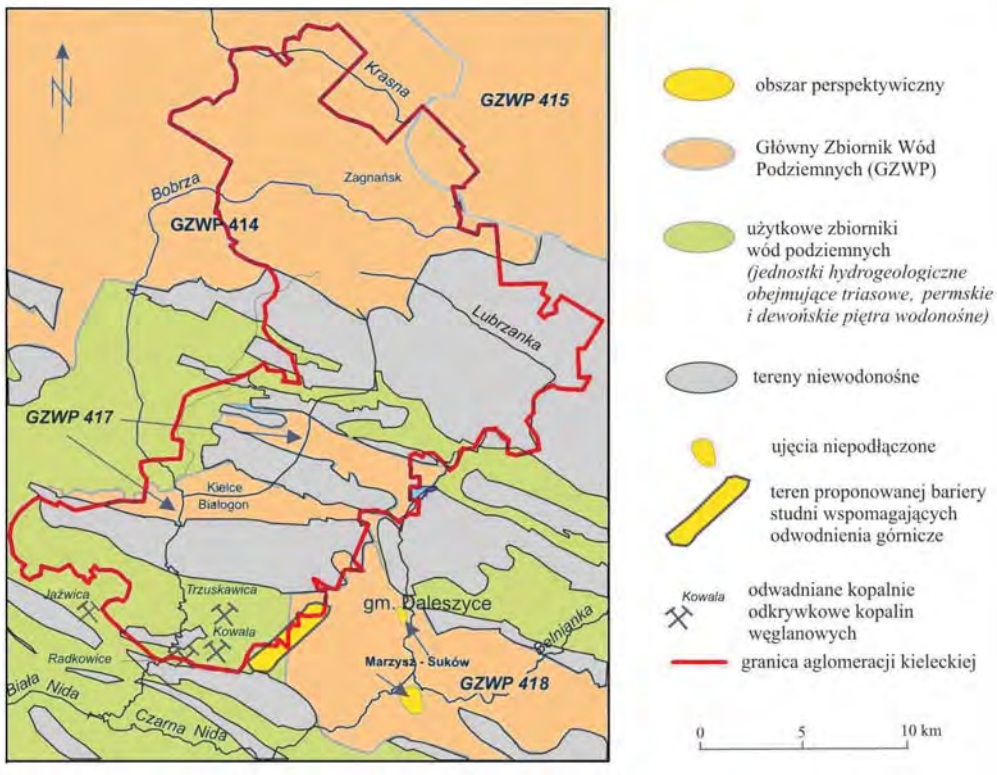

Fig. 6. Mapa warunków hydrogeologicznych rejonu Kielc

(tab. 3). Największe zasoby eksploatacyjne dotyczą dużych ujęć komunalnych Kielc: nr 1 – Kielce–Białogon (1040 m^3/h) i nr 11 – Zagnańsk (600 m^3), które łącznie stanowią 65% ogólnych zasobów eksploatacyjnych czynnych ujęć komunalnych.

Pobór wód podziemnych w 2004 r. wynosił 15 260 734 m^3 (1737 m^3/h) i stanowił 58% zasobów eksploatacyjnych (skorygowanych), przy rezerwie 1233 m^3/h. Największe ilości wód (88%) są eksploatowane z dwóch ujęć komunalnych Kielc: nr 1 – Kielce–Białogon (1012 m^3/h) i nr 11 – Zagnańsk (526 m^3/h).

Zagrożenia wód podziemnych

Wody wszystkich głównych poziomów użytkowych są dobrej jakości i z reguły spełniają wymogi dla wody przeznaczonej do spożycia. Lokalnie podwyższone w niewielkim stopniu zawartości żelaza lub/i manganu są ich naturalnymi składnikami. W większości woda z ujęć komunalnych jest dobrej jakości i nie wymaga uzdatniania również pod względem bakteriologicznym. Podwyższone zawartości żelaza i manganu występują w wodzie ujęć nr 14 – Wola Kopcowa i nr 15 – Ciekoty, gdzie stosuje się odżelazianie i odmanganianie. Chlorowanie ma miejsce tylko

Tabela 2

Pobór wody z ujęć komunalnych Kielc w 2004 r.

Miasto/gmina	Ujęcie	Stratygrafia	Zasoby eksploatacyjne [m^3/h]	Pobór wody w 2004 r.		
				[m^3]	[m^3/h]	[%]
Kielce	1. Kielce–Białogon	$D_{2,3}$	1040	8 887 080	1012	58
	2. Stadion	$D_{2,3}$	36,0 (24,4)*	480	<1	<1
	3. Zalesie	$D_{2,3}$	27,0 (4,5)*	25 560	2,9	1,7
	4. Dobromyśl	$D_{2,3}$	15,0 (8,3)*	36 767	4,2	<1
	5. Wojska Polskiego	$D_{1,2}$	185 (120)*	17 270	2,0	<1
	6. Leszczyńska	$D_{2,3}$	200	415 640	47,3	2,7
	7. WSI	$D_{2,3}$	87,0	290	<1	<1
	8. Gruchawka	$D_{2,3}$	51,0	213 500	24,3	1,3
	9. Dyminy (FABET)	$D_{2,3}$	305 (167)**	265 520	30,2	1,7
	10. Dyminy (Browar)	$D_{2,3}$	234 (140)**	407 460	46,4	2,7
Zagnańsk	11. Zagnańsk (ujęcie dla Kielc)	T_1, P_3, D_2	2500 (600)***	4 618 197	526	30
	12. Szałas	T_1	13,0	15 574	1,8	<1
	13. Kołomań	T_1	38,0	50 196	5,7	<1
Masłów	14. Wola Kopcowa	$D_{2,3}$	60,0	88 811	10,1	1
	15. Ciekoty	S	32,4 (5)*	8419	1,0	<1
Sitkówka–Nowiny	16. Sitkówka–Nowiny	$D_{2,3}$	112	209 970	23,9	1,3
Daleszyce (poza aglomeracją)	17. Marzysz–Suków	$D_{2,3}$	626	35 751	4,1	–
AGLOMERACJA łącznie			4935,4 (2670,2)	15 260 734	1737	100

Objaśnienia: poziomy: T_1 – dolnotriasowy, P_3 – górnopermski, $D_{2,3}$ – środkowo- i górnodewoński, D_2 – środkowodewoński, $D_{1,2}$ – dolno- i środkowodewoński; S – piętro sylurskie; w nawiasach podano skorygowane zasoby eksploatacyjne ujęć;

* korekta zasobów zalecona w dokumentacji autorstwa Prażaka i in. (1994);

** zmniejszenie wydajności ujęć wskutek oddziaływania odwodnień pobliskich kopalń; skorygowane zasoby mogą być aktualne do 2010 r. pod warunkiem modernizacji ujęć (Prażak i in., 2005);

*** szacunek autora wynikający z wieloletniej obserwacji eksploatacji ujęcia; korekta zasobów ujęcia nr 11 w Zagnańsku była przewidziana w opracowaniu Buczkowskiego (1985);

ujęcie nr 15 – Ciekoty czerpie niewielkie ilości wody ze stropowej, zwietrzałej partii utworów syluru

w przypadku ujęcia nr 11 – Zagnańsk ze względu na daleki tranzyt wody do Kielc i nie wiąże się z jakością wody w ujmowanych warstwach wodonośnych. Jakość wód podziemnych jest jednak nietrwała ze względu na słabą izolację, a na wielu obszarach całkowity brak izolacji zabezpieczającej przed przenikaniem zanieczyszczeń z powierzchni (fig. 3–7). Zagrożenie może wzrastać, gdyż na terenie aglomeracji zarejestrowano ponad 100 ognisk zanieczyszczeń. Są to głównie magazyny i stacje paliw płynnych, magazyny środków ochrony roślin, zakłady przemysłowe, fermy

Tabela 3

Wybrane informacje o aglomeracji kieleckiej

Powierzchnia		365 km^2
Ludność (2004 r.)		238 986
Pobór	komunalny	1737 m^3/h
	przemysłowy	200 m^3/h
Zaopatrzenie w wodę	ujęcia wód powierzchniowych	0%
	ujęcia wód podziemnych	100%
Zasoby wód podziemnych	ogółem	84 000 m^3/d (3500 m^3/h)
	eksploatacyjne ujęć komunalnych na terenie aglomeracji	71 280 m^3/d (2970 m^3/h)
	eksploatacyjne ujęć komunalnych poza aglomeracją	14 400 m^3/d (600 m^3/h)
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego	minimalne	1792 m^3/d (75 m^3/h)
	niezbędne	3585 m^3/d (149 m^3/h)
	optymalne	1170 m^3/d (299 m^3/h)
Specyficzny problem aglomeracji		1. Zasoby eksploatacyjne kilku ujęć komunalnych, w tym ujęcia w Zagnańsku, wymagają korekty. 2. Niektóre z ujęć w południowej części aglomeracji pozostają pod wpływem odwodnień kopalń odkrywkowych Białego Zagłębia, co powoduje, że ich wydajności eksploatacyjne zmniejszają się, a docelowo ujęcia te mogą zostać „osuszone”. 3. Wyrównanie strat podanych wyżej oraz pozyskanie dodatkowych ilości wody jest możliwe przez wykorzystanie wód kopalnianych Białego Zagłębia.

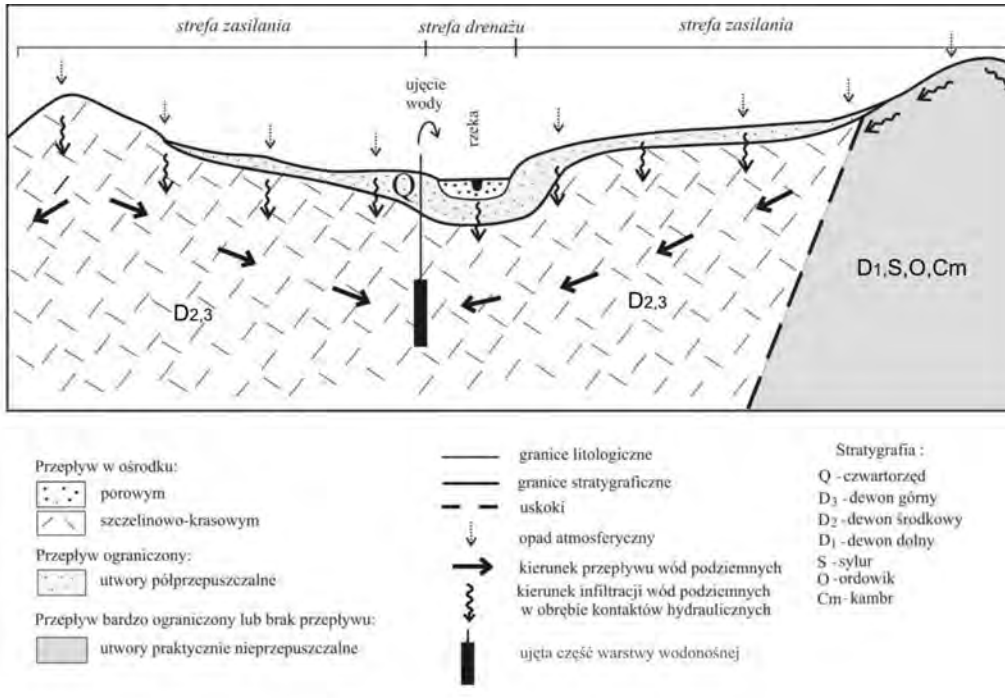

Fig. 7. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym w rejonie Kielc

hodowlane i nielegalne wysypiska śmieci. W obrębie wielu obiektów doszło już do zanieczyszczenia gruntu i płytkich wód gruntowych najczęściej węglowodorami i kadmem (Rybka, Kościelniak, 1992; Knapczyk, Kowalik, 1994; Kowalik, Wągrowski, 1994; Giełżecka i in., 1995; Prażak i in., 2005). Prace oczyszczające środowisko gruntowo-wodne są prowadzone od 1990 r. i wiele ognisk zanieczyszczeń zostało już zlikwidowanych.

Niezależnie od badań składu chemicznego i właściwości fizycznych wody w sieci wodociągowej, wykonywanych przez Sanepid i laboratorium Wodociągów Kieleckich, jakość wód podziemnych badana jest także w punktach sieci krajowej (4 punkty) i regionalnej (8 punktów monitoringu). Wodociągi Kieleckie prowadzą ponadto monitoring GZWP nr 417 – Zbiornik Kielce i mają zaprojektowany monitoring osłonowy ujęć nr 9 i 10 w Dyminach. Wokół największych i najbardziej niebezpiecznych ognisk zanieczyszczeń funkcjonują monitoringi lokalne.

Obszary perspektywiczne

Badania hydrogeologiczne, związane z wyznaczeniem obszarów perspektywicznych i udokumentowaniem w nich zasobów eksploatacyjnych nowych ujęć wód podziemnych dla Kielc, rozpoczęto w 1983 r. Opracowano wówczas „Program prac i badań dla udokumentowania zasobów

wód podziemnych dla potrzeb aglomeracji Kielc", w którym wytypowano cztery rejony perspektywiczne do budowy nowych ujęć: I – Ćmińsk–Zagnańsk–Szałas, II – Kielce–Piekoszów, III – Gałęzice–Bolechowice–Borków, IV – Bolmin–Mosty (Belcarz i in., 1983). Program był podsumowaniem i rozwinięciem wcześniejszych koncepcji i badań prowadzonych w Oddziale Świętokrzyskim Instytutu Geologicznego. W latach 1984–1985 dla rejonów I, II i III wykonano odpowiednie projekty badań hydrogeologicznych, obejmujące również korektę zasobów eksploatacyjnych istniejących ujęć komunalnych Kielc w Białogonie i Zagnańsku (Prażak i in., 1984, 1986; Buczkowski, 1985). Rejon IV został uznany za bardzo perspektywiczny dla ewentualnej budowy ujęcia wód podziemnych mogącego wspomagać planowane wówczas ujęcie wód rzecznych z Białej Nidy w Żernikach.

Badania wykonane w rejonie I – Ćmińsk–Zagnańsk–Szałas wykazały, że brak jest tam wystarczająco dużych zasobów wód podziemnych dla budowy dużych ujęć, a zasoby eksploatacyjne istniejącego ujęcia komunalnego w Zagnańsku (2500 m^3/h) są zawyżone i wymagają korekty (Buczkowski, 1990). (Wykonane otwory hydrogeologiczno-badawcze przekazano gminom Zagnańsk i Miedziana Góra). Podobnie zbyt małe okazały się zasoby wód podziemnych w północnym skrzydle synkliny piekoszowskiej położonym w rejonie II – Kielce–Piekoszów (Prażak, Skowron, 1991). Udokumentowano natomiast zasoby dyspozycyjne wód podziemnych w rejonie Kielc w ilości 1800 m^3/h, w tym w GZWP nr 417 – Zbiornik Kielce, i skorygowano zasoby eksploatacyjne ujęcia Kielce–Białogon z 3600 do 1400 m^3/h, z zaznaczeniem, że są one nadal zawyżone i po 10 latach eksploatacji konieczna jest ich dalsza korekta (Prażak i in., 1994). W 2004 r. skorygowano je do 1100 m^3/h (Porwisz i in., 2003).

W rejonie III – Gałęzice–Bolechowice–Borków badania prowadzono w dwóch obszarach. We wschodniej części rejonu zaprojektowano i wykonano duże ujęcie wód podziemnych Marzysz–Suków o zasobach eksploatacyjnych 626 m^3/h (Prażak i in., 1984; Prażak, 1988; Maszońska, 1995). Do chwili obecnej ujęcie jest jeszcze niepodłączone do sieci wodociągowej Kielc, a niewielkie ilości wody są pobierane tylko przez lokalne wodociągi wiejskie w Sukowie i Marzyszu. W centralnej i zachodniej części rejonu badania hydrogeologiczne ukierunkowano na ocenę możliwości wykorzystania dla potrzeb komunalnych wód kopalnianych. Jest to bowiem rejon eksploatacji skał węglanowych (wapienie, dolomity, margle) dla potrzeb przemysłu cementowego, wapienniczego, hutniczego, cukrownictwa i drogownictwa (tzw. Białe Zagłębie). Głębokie wyrobiska górnicze są odwadniane na coraz to niższych poziomach eksploatacyjnych i oddziałują na istniejące ujęcia wód podziemnych, powodując zmniejszanie ich zasobów.

Zasięg oddziaływania odwodnień kopalń i wstępną ocenę ilości wody, możliwej do wykorzystania dla celów komunalnych ze studni barier odwodnieniowych przy wyrobiskach górniczych, obliczono na modelu hydrogeologicznym (Szczepański i in., 1984). Na podstawie tego opracowania i stanu udokumentowania zasobów wód podziemnych na zlecenie ówczesnego Wojewódzkiego Przedsiębiorstwa Wodociągów i Kanalizacji w Kielcach wykonano „Studium hydrogeologiczne możliwości wykorzystania zasobów wód podziemnych z terenu Białego Zagłębia dla potrzeb aglomeracji Kielc" (Prażak, 1990). Zaznaczające się po 1990 r. znaczne zmniejszenie zapotrzebowania na wodę w Kielcach spowodowało jednak spadek zainteresowania tym źródłem. Perspektywy pozyskania nowych ilości wody dla aglomeracji na podstawie wcześniejszych badań podano również w „Planie wodnym Miasta Kielce" (Główny..., 2000). Do sprawy wykorzystania wód kopalnianych dla celów komunalnych powrócono dopiero w 2005 r., gdy odwodnienie kopalni Trzuskawica zaczęło powodować zmniejszanie zasobów eksploatacyjnych ujęć komunalnych nr 9 i 10 w Dyminach. Na zlece-

nie Urzędu Miasta Kielce wykonano opracowanie naukowe mające wskazać możliwości pozyskania dla tego ośrodka wód kopalnianych z obszaru Gałęzice–Bolechowice–Borków oraz określić wpływ odwodnień górniczych na zasoby komunalnych ujęć wód podziemnych Kielc na podstawie badań modelowych (Prażak i in., 2005). Uwzględniając postęp w głębieniu wyrobisk wszystkich kopalń ustalono, że pobór wody z istniejących ujęć w ilości planowanej przez Wodociągi Kieleckie (ujęcie nr 9 – 167 m^3/h, ujęcie nr 10 – 140 m^3/h) będzie możliwy po odpowiedniej ich modernizacji tylko do 2010 r. Można jednak pozyskać z tego rejonu wodę w ilości ok. 400 m^3/h z zaproponowanej bariery studni odwadniających kopalnie Trzuskawica i Kowala. W skład bariery weszłyby wówczas także i studnie istniejących ujęć komunalnych w Dyminach (fig. 6).

Przy założeniu, że miejscowi użytkownicy wykorzystają docelowo wodę w ilości 29 m^3/h (obecnie 4,1 m^3/h), to dla aglomeracji kieleckiej pozostaje 600 m^3/h. Rezerwa zasobowa ujęć komunalnych wynosi więc 1130 m^3/h, co stanowi 42% zasobów eksploatacyjnych i 76% obecnego poboru. Po 2005 r. nastąpi „osuszenie" ujęć nr 9 i 10 w Dyminach, co – jak wspomniano – spowoduje, że łączne zasoby eksploatacyjne ujęć komunalnych zmniejszą się o 207 m^3/h. Stratę tę będzie można jednak wyrównać przez proponowane wykorzystanie wód kopalnianych z bariery studni wspomagających odwodnienie wyrobisk górniczych o prognozowanej wydajności 400 m^3/h.

W sytuacjach ekstremalnych zapotrzebowanie ludności aglomeracji na wodę, obliczone zgodnie z zarządzeniem Ministra Gospodarki Przestrzennej i Budownictwa z dnia 21.09.1995 r. i rozporządzeniem Ministra Infrastruktury z dnia 14.01.2002 r., wyniesie: minimalne – 1792 m^3/d (75 m^3/h), niezbędne – 3585 m^3/d (149 m^3/h), optymalne – 7170 m^3/d (299 m^3/h).

Jednocześnie należy zaznaczyć, że w przypadku sytuacji awaryjnej ludność może korzystać także z wielu nieczynnych obecnie studni wierconych, pod warunkiem ich odpowiedniego oczyszczenia i wyposażenia w urządzenia do poboru wody.

W przypadku zapotrzebowania przemysłu na wodę zwiększone potrzeby (z ok. 70 do 350 m^3/h) zgłasza tylko Browar Belgia w Dyminach, korzystający obecnie z własnego ujęcia i ujęć komunalnych. Dodatkową ilość wody może on pozyskać również z barier studni odwadniających wyrobisko kopalni Trzuskawica.

PODSUMOWANIE

Przedstawiona analiza stanu zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych dla aglomeracji kieleckiej wykazała jednoznacznie, że istnieją znaczne rezerwy wody z obecnych ujęć, a dodatkowe źródło stanowią wody kopalniane na terenie Białego Zagłębia.

LITERATURA

BELCARZ L., PRAŻAK J., BUCZKOWSKI T., TRACZ M., 1983 – Program prac i badań dla udokumentowania zasobów wód podziemnych dla potrzeb aglomeracji Kielc. PG. Kielce.

BUCZKOWSKI T., 1985 – Projekt badań hydrogeologicznych dla ustalenia zasobów wody podziemnej w kat. „C" obszarów perspektywicznych do budowy dużych ujęć w rejonie Ćmińsk–Zagnańsk–Szałas i weryfikacji zasobów w kat. „B" w rejonie Zagnańska. PG. Kielce.

BUCZKOWSKI T., 1990 – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalenia zasobów wody podziemnej w kat. „C" obszaru perspektywicznego do budowy ujęcia w rejonie Ćmińska wraz z projektem badań do ustalenia zasobów w kat. „B" oraz sprawozdanie z prac w rejonie Szałasu. PG. Kielce.

GIEŁŻECKA D., KOWALIK J., NICPOŃ W., 1995 – Kompleksowa analiza ognisk i rodzaju zanieczyszczeń wód powierzchniowych i podziemnych w zlewni Nidy. PG. Kielce.

GŁÓWNY Instytut Górnictwa, 2000 – Plan wodny Miasta Kielce. Katowice.

KLECZKOWSKI A.S., red., 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.

KNAPCZYK R., BEDNARZ L., 1996 – Dokumentacja określająca warunki hydrogeologiczne dla utworzenia stref ochronnych Głównego Zbiornika Wód Podziemnych (GZWP) nr 415 „Górna Kamienna". PG. Kielce.

KNAPCZYK L., KOWALIK J., 1994 – Sprawozdanie przejściowe z prac sozologicznych wykonanych w dolnej części zlewni Bobrzy w granicach GZWP Kielce. PG. Kielce.

KOWALIK J., WĄGROWSKI A., 1994 – System ochrony wód podziemnych ujęcia komunalnego w Białogonie. Sprawozdanie z prac sozologicznych w zakresie rozpoznania stanu czystości gruntu i wód podziemnych w rejonie obiektów stwarzających potencjalne zagrożenie jakości wód podziemnych na obszarze Kielce-Północ. PG. Kielce.

MASZOŃSKA D., 1995 – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby wody podziemnej z utworów dewonu środkowego i czwartorzędu dla ujęcia komunalnego Kielc – ujęcie Marzysz–Suków. PG. Kielce.

PORWISZ B. i in., 2003 – Dokumentacja hydrogeologiczna Rejonu Eksploatacji Wód Podziemnych (RE) Kielce – aktualizacja zasobów eksploatacyjnych ujęcia komunalnego w Kielcach–Białogonie. PG S.A. Kraków.

PRAŻAK J., 1988 – Aneks nr 2 do „Projektu badań hydrogeologicznych do kat. „B" ujęcia wód podziemnych z utworów dewonu środkowego w Marzyszu dla potrzeb aglomeracji Kielc, na tle stosunków wodnych we wschodniej części synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej". PG. Kielce.

PRAŻAK J., 1990 – Studium hydrogeologiczne możliwości wykorzystania zasobów wód podziemnych z terenu Białego Zagłębia dla potrzeb aglomeracji Kielc. PG. Kielce.

PRAŻAK J., SKOWRON K., 1991 – Zasoby wody podziemnej z utworów triasu środkowego w północnym skrzydle synkliny piekoszowskiej w regionie świętokrzyskim. PG. Kielce.

PRAŻAK J., TRACZ M., MASZOŃSKA D., 1984 – Projekt badań hydrogeologicznych do kat. „B" ujęcia wód podziemnych z utworów dewonu środkowego w Marzyszu dla potrzeb aglomeracji Kielc, na tle stosunków wodnych we wschodniej części synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej w Górach Świętokrzyskich. PG. Kielce.

PRAŻAK J., SOŁTYSIK J., TRACZ M., MASZOŃSKA D., 1986 – Projekt badań hydrogeologicznych do kat. „C" terenów perspektywicznych do budowy dużych ujęć wód podziemnych w rejonie Kielce–Piekoszów i skorygowania w kat. „B" zasobów eksploatacyjnych Doliny Białogońskiej dla potrzeb aglomeracji Kielc. PG. Kielce.

PRAŻAK J. i in., 1994 – Dokumentacja hydrogeologiczna rejonu eksploatacji (RE) Kielce, w tym GZWP 417 Kielce. Państw. Inst. Geol., Oddz. Świętokrzyski w Kielcach.

PRAŻAK J. i in., 2005 – Wskazanie możliwości pozyskania dla Miasta Kielce wód kopalnianych z obszaru Gałęzice–Bolechowice–Borków wraz z określeniem wpływu odwodnień górniczych na zasoby komunalnych ujęć wód podziemnych Kielc na podstawie badań modelowych. Państw. Inst. Geol., Oddz. Świętokrzyski w Kielcach.

RYBKA A., KOŚCIELNIAK S., 1992 – System ochrony wód podziemnych ujęcia komunalnego Kielc w Białogonie. Sprawozdanie nr 1 i 2 z prac sozologicznych w zakresie rozpoznania stanu czystości gruntu i wód podziemnych w rejonie obiektów stwarzających potencjalne zagrożenie dla jakości wód podziemnych. PG. Kielce.

SZCZEPAŃSKI A. i in., 1984 – Model hydrogeologiczny synkliny gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej – wpływ odwodnień górniczych na stosunki wodne oraz zasięg szkodliwości oddziaływania do 1980 i 1990 r. AGH. Kraków.

KRAKÓW

Józef **CHOWANIEC**
Piotr **FREIWALD**
Robert **PATORSKI**
Krzysztof **WITEK**

INFORMACJE OGÓLNE

Pod względem administracyjnym aglomeracja krakowska należy do województwa małopolskiego. Na obszarze tym mieszka ok. 760 tys. ludności na stałe oraz ok. 160 tys. czasowo (głównie studenci krakowskich uczelni). Miasto jest silnie uprzemysłowione. Zlokalizowanych jest tu wiele zakładów przemysłowych, z których największym jest Kombinat Metalurgiczny Huta im. Tadeusza Sędzimira – drugi co do wielkości pod względem produkcji kombinat metalurgiczny w Polsce. Obecnie w kombinacie zatrudnionych jest 17,5 tys. osób. Kraków stanowi również bardzo ważny ośrodek naukowy, skupiający wiele wyższych uczelni. Największymi z nich są: Uniwersytet Jagielloński, Akademia Górniczo-Hutnicza, Akademia Ekonomiczna, Politechnika Krakowska i in., na których pobiera naukę ponad 130 tys. studentów.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Według fizycznogeograficznego podziału Polski J. Kondrackiego (1998) aglomeracja krakowska stanowi region przejściowy między kotlinami: Oświęcimską od zachodu oraz Sandomierską od wschodu i należy do jednostki geomorfologicznej Brama Krakowska. Od południa obszar ten graniczy z Pogórzem Wielickim, a od północy z Wyżyną Krakowsko-Częstochowską i Niecką Nidziańską. Obszar Bramy Krakowskiej, na terenie aglomeracji, dzieli się na mniejsze jednostki: Rów Skawiński, Obniżenie Cholerzyńskie i Pomost Krakowski.

Rów Skawiński ciągnie się od Spytkowic, gdzie dolina Wisły zwęża się do szerokości 2 km między zrębem w Kamieniu a progiem Pogórza Wielickiego. Dolina Wisły biegnie w kierunku W–E przez ok. 22 km, a następnie skręca na północny wschód.

Obniżenie Cholerzyńskie stanowi równinę położoną między Garbem Tenczyńskim i zrębem w Kamieniu (na zachodzie i północy) a Rowem Skawińskim (na południu) i wyspowymi zrębami wapiennymi na terenie Krakowa. Obniżenie wypełnione jest iłami mioceńskimi, na których zalegają osady czwartorzędowe. Równina położona jest 40–50 m ponad dnem doliny Wisły.

Pomost Krakowski stanowi układ wzgórz wapiennych i obniżeń tektonicznych, którymi przepływa Wisła. Najważniejsze wzgórza to wzniesienie Tyńca, Sowińca, Pychowic, Krzemionek oraz Wawelu i Skałki. Prawie cały obszar Pomostu Krakowskiego znajduje się w granicach aglomeracji krakowskiej, dlatego też występują tu bardzo duże zmiany środowiska przyrodniczego spowodowane działalnością człowieka. Północno-wschodnia część aglomeracji położona jest na obszarze Niecki Nidziańskiej (Płaskowyż Proszowicki), a wschodnia należy do zachodniego skrawka Kotliny Sandomierskiej (Nizina Nadwiślańska).

Hydrografia

Pod względem hydrograficznym obszar aglomeracji krakowskiej należy do dorzecza Wisły, która jest spiętrzona stopniami wodnymi Kościuszko i Dąbie. Wywiera ona dominujący wpływ na stosunki wodne piętra czwartorzędowego, drenując go w okresach stanów niskich i średnich, natomiast podpiętrzając w okresach wezbrań (Dynowska, 1983). Na obszarze Elektrociepłowni Łęg, kombinatu metalurgicznego i węzła kolejowego Prokocim–Bieżanów stosunki wodne zostały mocno zmienione przez niwelację terenu oraz podziemne uzbrojenie. Na terenie miasta do Wisły od południa wpada Wilga, natomiast od północy Sanka, Rudawa, Prądnik i Dłubnia (fig. 1). Na omawianym terenie istnieje szereg powierzchniowych zbiorników wodnych, zamkniętych w wyrobiskach poeksploatacyjnych (piaskownie, kamieniołomy, np. Kryspinów, Zakrzówek, Przylasek Rusiecki, Bagry) oraz w odciętych zakolach Wisły.

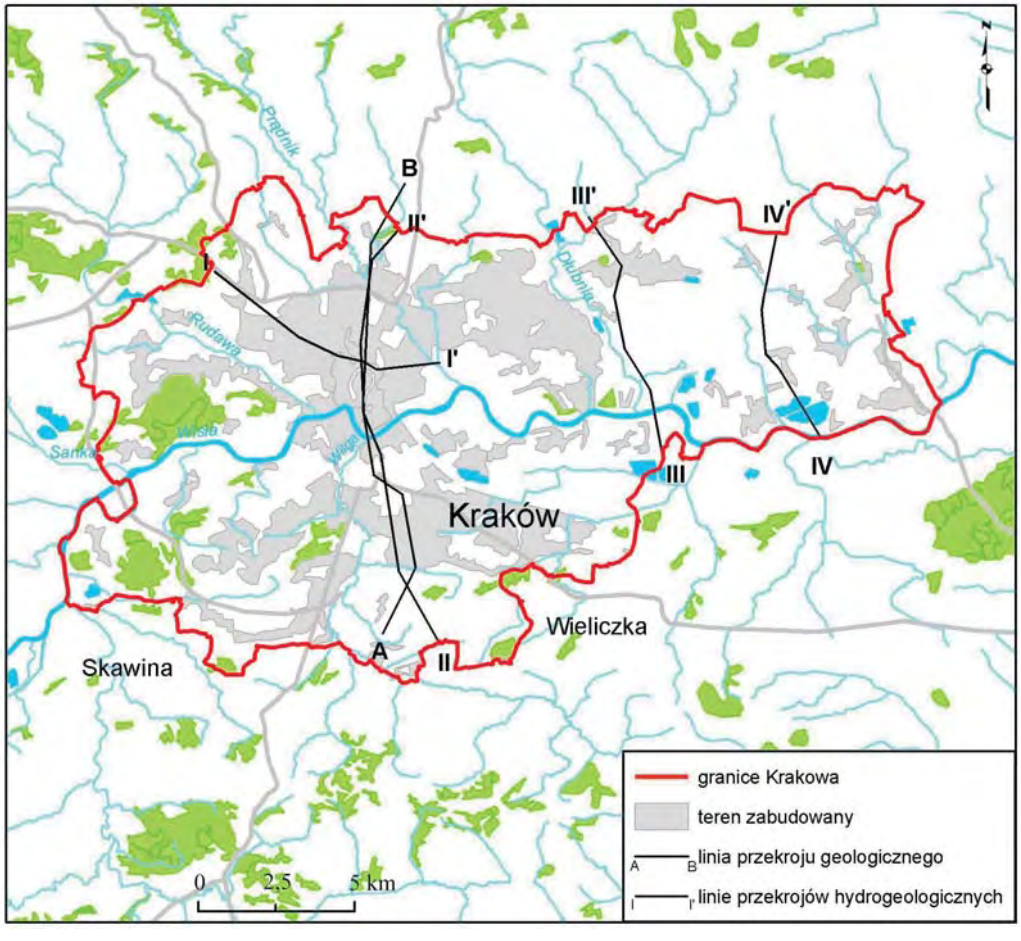

Fig.1. Położenie aglomeracji krakowskiej

Zarys budowy geologicznej

Pod względem geologicznym obszar Krakowa znajduje się na pograniczu monokliny śląsko-krakowskiej, niecki miechowskiej i zapadliska przedkarpackiego. Jest to rejon silnie zaburzony tektonicznie, głównie tektoniką neogeńską. Można tu wydzielić kilka większych jednostek geologiczno-strukturalnych: płyta ojcowska, rów krzeszowicki, zrąb pasma tenczyńskiego, zapadlisko cholerzyńskie i zrąb Sowińca (Rutkowski, 1993) – fig. 2.

W południowej części obszaru występuje szereg drobnych zrębów i rowów tektonicznych zbudowanych głównie z wapieni górnojurajskich. Zrębem tektonicznym jest również obszar dzielnicy Kraków-Podgórze oraz rejon występowania na powierzchni wapieni oksfordu w Kurdwanowie. Płyta ojcowska zbudowana jest z wapieni oksfordu zapadających ku NE w kierunku niecki miechowskiej pod osady kredy. W obrębie płyty ojcowskiej granica między monokliną śląsko-krakowską a niecką miechowską przyjmowana jest umownie zgodnie z przebiegiem wychodni utworów kredy (Rutkowski, 1993). Od południa uskoki schodowe oddzielają płytę od rowu krzeszowickiego. Rów krzeszowicki oraz szereg drobniejszych rowów tektonicznych wypełniają osady neogenu, głównie ilaste utwory badenu. Obszar na południe od płyty ojcowskiej stanowi część zapadliska przedkarpackiego (Rutkowski, 1993).

Utwory czwartorzędu na omawianym terenie wypełniają pradolinę Wisły, tworząc szereg tarasów oraz stożki napływowe Prądnika i Rudawy (Duda i in., 1997). Głównie są to osady piaszczysto-żwirowe pochodzenia rzecznego i fluwioglacjalnego. Na uwagę zasługują lessy związane głównie ze zlodowaceniem północnopolskim, pokrywające stoki i wzniesienia zrębowe, oraz osady piaszczyste tarasu średniego doliny Wisły (Duda i in., 1997).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Złożona budowa geologiczna podłoża przedczwartorzędowego z przewagą struktur zrębowych i rowów tektonicznych ma istotny wpływ na warunki hydrogeologiczne aglomeracji krakowskiej (fig. 3–6). W podziale na jednostki hydrogeologiczne według Paczyńskiego (1993, 1995) omawiany obszar mieści się na granicy trzech regionów: XI – nidziańskiego, XII – śląsko-krakowskiego oraz XIII – przedkarpackiego.

Na terenie aglomeracji krakowskiej występują piętra wodonośne: jurajskie, kredowe, neogeńskie i czwartorzędowe.

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

W **jurajskim piętrze wodonośnym** istotne znaczenie ma poziom górnojurajski występujący w spękanych i częściowo skrasowiałych wapieniach (Kleczkowski i in., 1994) – fig. 3, 4. W północno-zachodniej części Krakowa w obrębie górnojurajskiego poziomu wodonośnego znajduje się fragment Głównego Zbiornika Wód Podziemnych (GZWP) nr 326 – Częstochowa E (Kleczkowski, 1990) – fig. 7. W drugiej połowie lat 90. XX w. granice tego zbiornika uległy modyfikacji (Różkowski i in., 1997).

Poziom górnojurajski tworzą wapienie skaliste i płytowe. Wodonośność tych skał jest uzależniona głównie od rozwoju szczelin i kawern. Wapienie skaliste nieuławicone są pocięte pionowymi lub prawie pionowymi szczelinami, a w uławiconych wapieniach skalistych i płytowych sieć spękań pionowych jest uzupełniona szczelinami międzyławicowymi, odgrywającymi bardzo

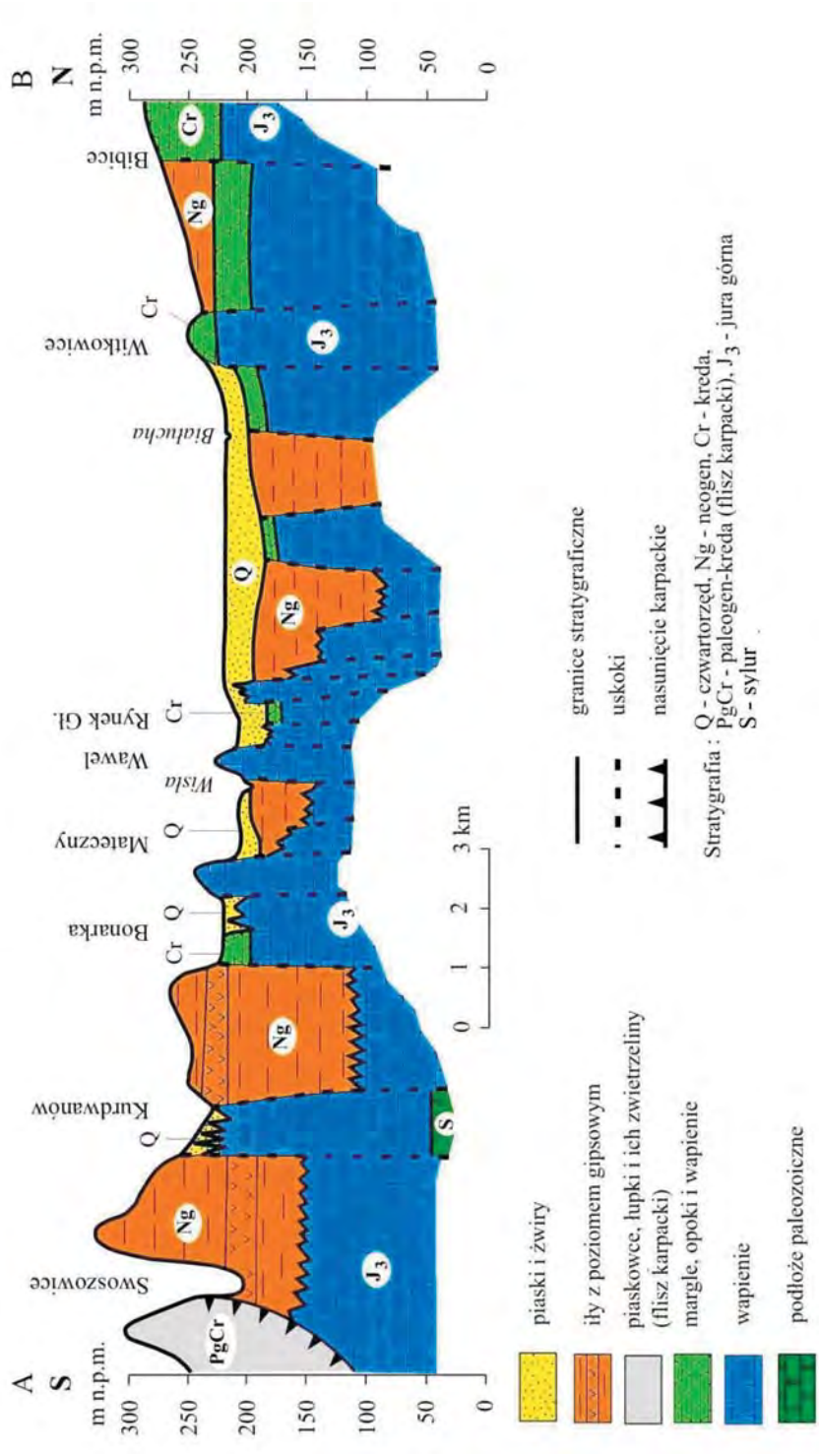

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B w rejonie Krakowa według Kleczkowskiego (1993) – lokalizacja na fig. 1

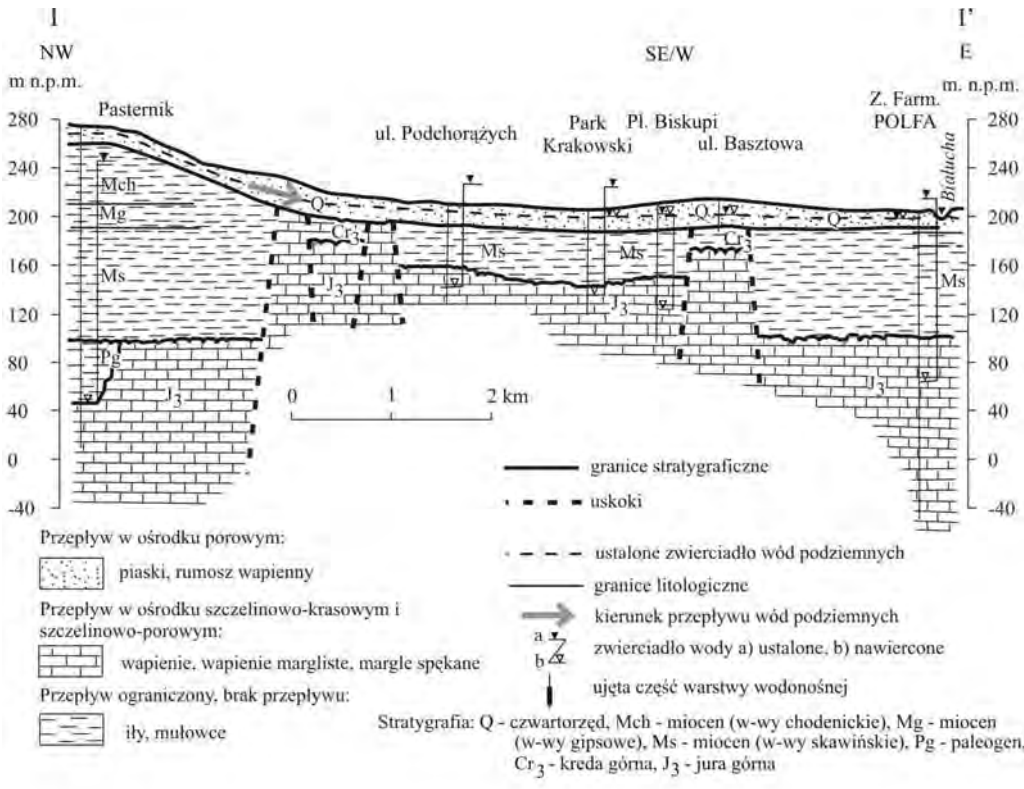

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' w rejonie Krakowa według Kleczkowskiego i in. (1994) i Dudy i in. (1997) – lokalizacja na fig. 1

ważną rolę w kształtowaniu warunków przepływu wody podziemnej. Istotną rolę w przewodzeniu wody podziemnej odgrywają także kanały krasowe. Strefa wgłębnego zasięgu i skrasowienia wapieni nie jest jednak dokładnie znana (Duda i in., 1997).

Na podstawie próbnych pompowań w studniach odwierconych w wapieniach górnej jury określono współczynniki filtracji tych skał, które wynoszą od $2 \cdot 10^{-4}$ do 121 m/d. Przewodność górnojurajskiego poziomu wodonośnego kształtuje się najczęściej w przedziale kilkudziesięciu m^2/d, a w korzystniejszych warunkach osiąga 200 m^2/d (Duda i in., 1997; Kowalski, 1997).

Warunki krążenia wód w poziomie górnojurajskim zależą od morfologii, tektoniki i pokrycia utworami słabo przepuszczalnymi. Na północ od rowu krzeszowickiego w wapieniach odsłaniających się na powierzchni zwierciadło wody w skali regionalnej ma charakter swobodny i układa się współkształtnie z bardzo urozmaiconą rzeźbą powierzchni (Różkowski i in., 1997). Woda podziemna w skałach piętra jurajskiego generalnie przepływa od wysoczyzn (stref wododziałowych) ku dolinom rzecznym. Charakterystyczną cechą zwierciadła wody jest jego silne uzależnienie od wielkości opadów atmosferycznych. Piętro to jest w sposób naturalny drenowane licznymi źródłami (Dynowska, 1983). Niektóre z nich są ujęte przez gospodarstwa indywidualne (Duda i in., 1997).

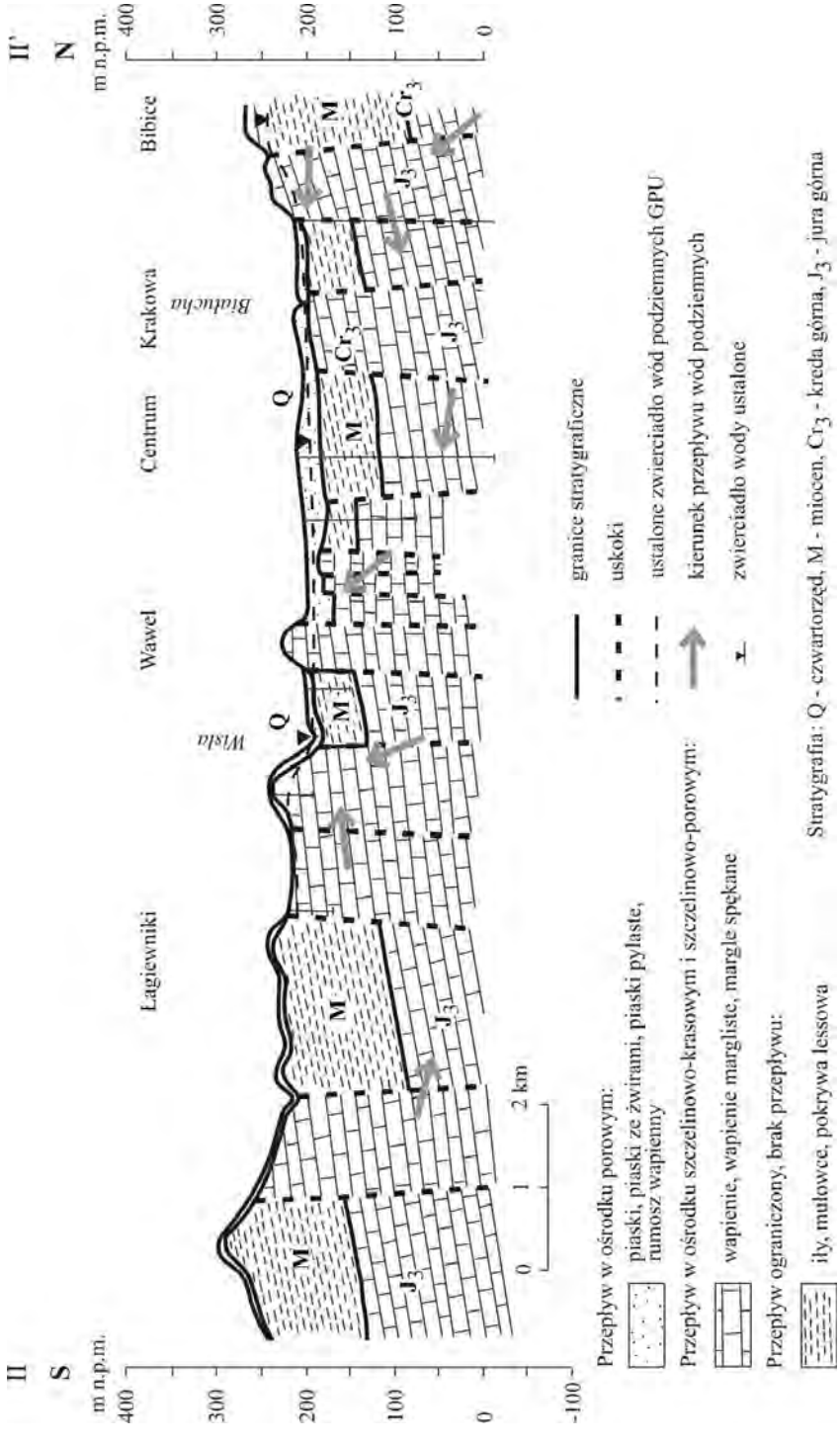

Fig. 4. Przekrój hydrogeologiczny II–II' w rejonie Krakowa według Dudy i in. (1997) – lokalizacja na fig. 1

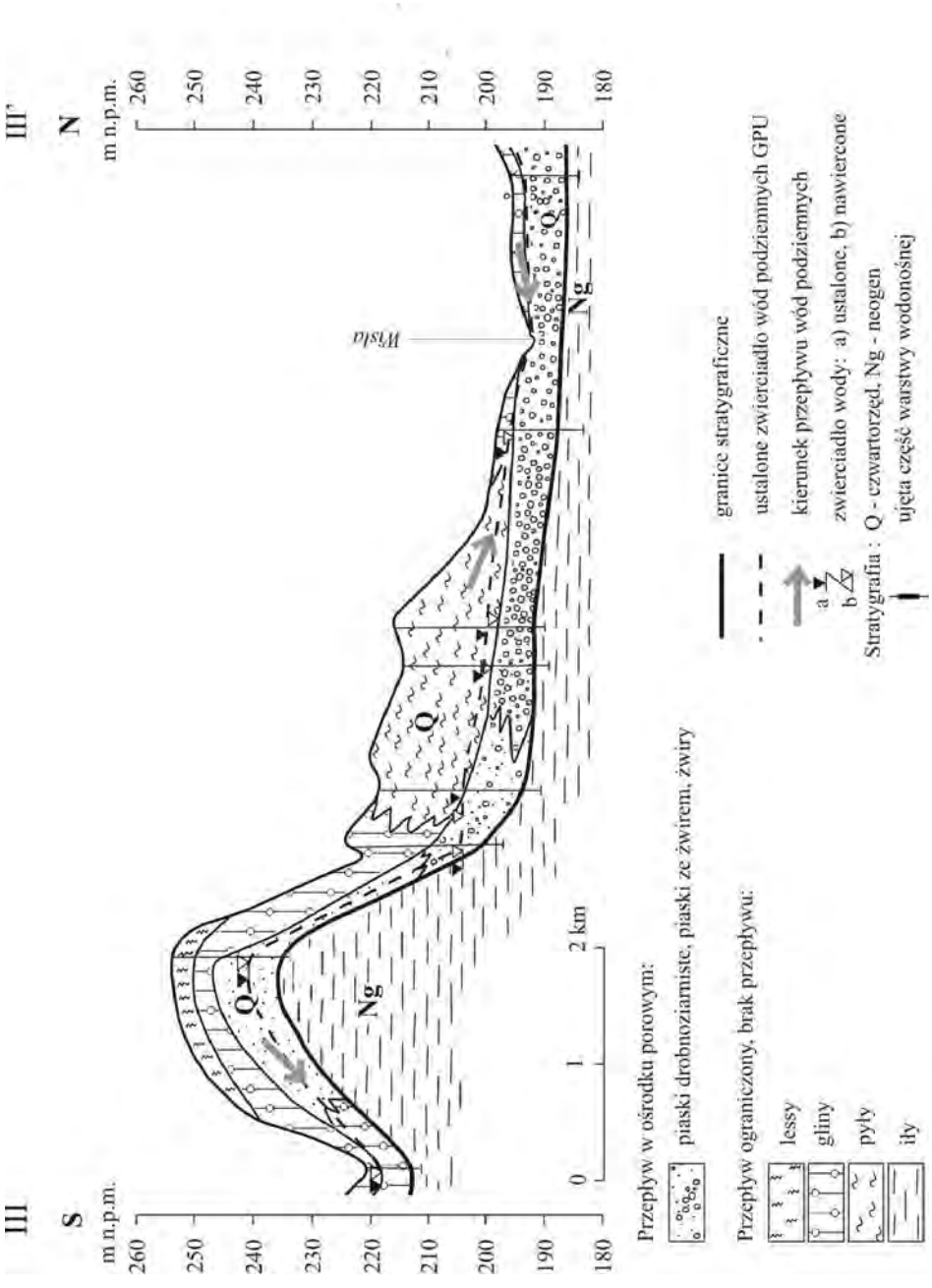

Fig. 5. Przekrój hydrogeologiczny III–III' w rejonie Krakowa według Chowańca, Witka (2005) – lokalizacja na fig. 1

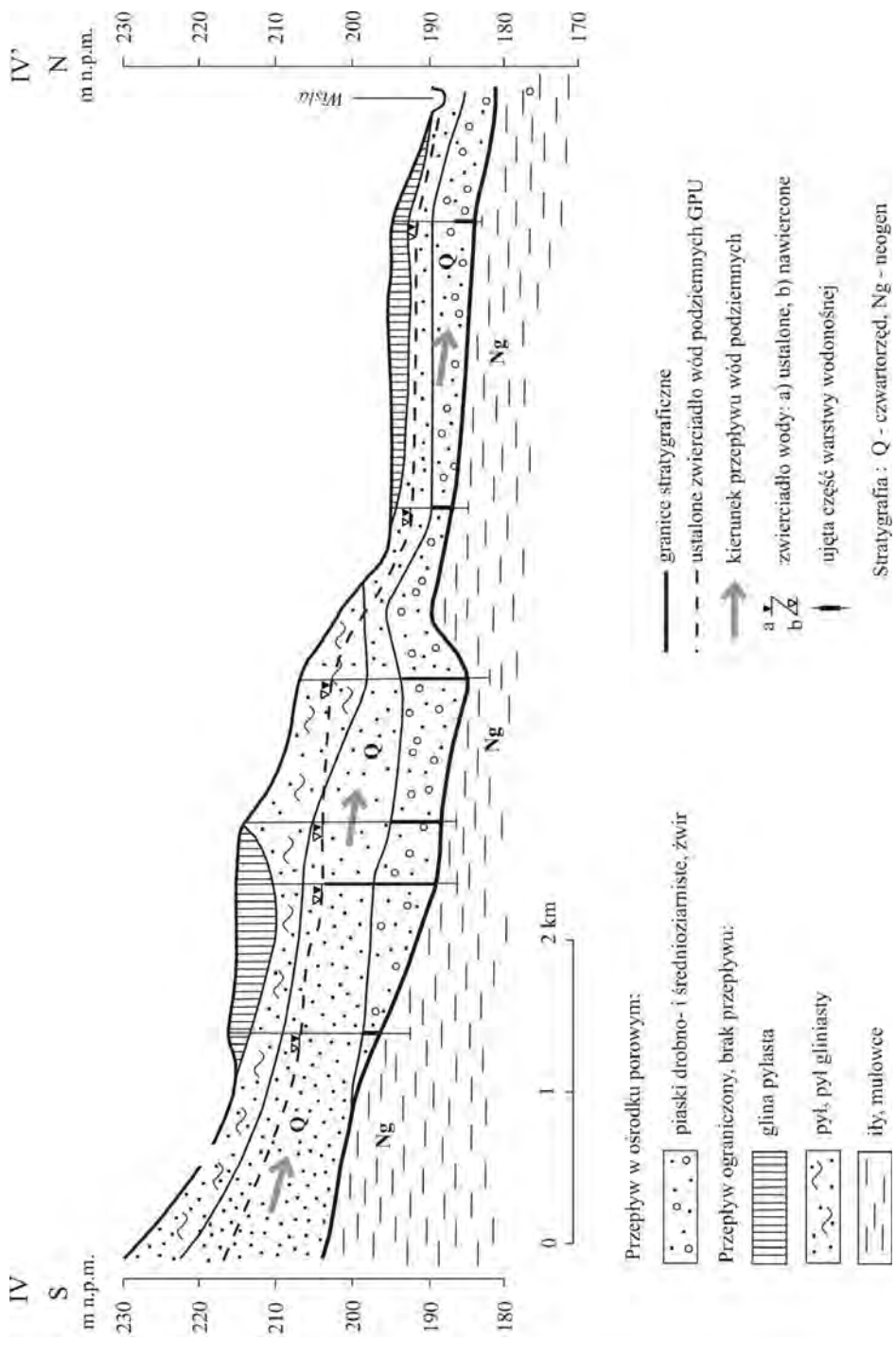

Fig. 6. Przekrój hydrogeologiczny IV–IV' w rejonie Krakowa według Chowańca, Witka (2005) – lokalizacja na fig. 1

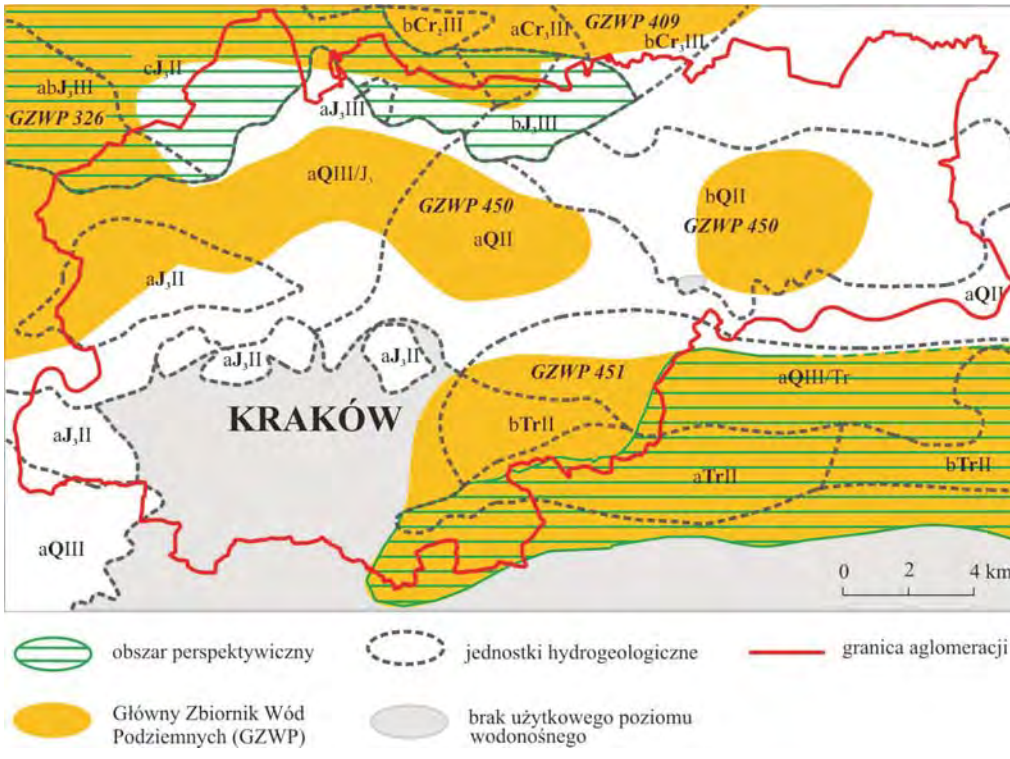

Fig. 7. Mapa warunków hydrogeologicznych w rejonie Krakowa

Jak wykazały badania, w obszarze wychodni wapienie jurajskie są zasilane prawie wyłącznie przez infiltrację opadów atmosferycznych, przy czym wskaźnik infiltracji jest znaczny w związku z rozwojem zjawisk krasowych i szeroko rozwartych szczelin w strefie przypowierzchniowej. Zbiornik jurajski w obszarach wychodni, tj. tam, gdzie nie występuje izolacja, jest bardzo narażony (mało odporny) na oddziaływanie ognisk zanieczyszczeń, co może niekorzystnie wpływać na jakość wód podziemnych. Szczególnie widoczne to jest w rejonie Krakowa-Podgórza i Krowodrzy (Motyka i in., 1994; Duda i in., 1997).

W licznych otworach stwierdzono, że w przypadkach izolowania wód jurajskich przez iły mioceńskie występują wody o charakterze artezyjskim bądź subartezyjskim. Są to jednak często wody o podwyższonej mineralizacji (Kleczkowski i in., 1994). System krążenia w rowach pod pokrywą miocenu jest skomplikowany, ale w korzystnych warunkach można i tutaj napotkać zwykłe wody podziemne. Ma to miejsce w zachodniej i północno-zachodniej części aglomeracji krakowskiej, gdzie wody te ujęte są kilkoma otworami, tzw. zdroje krakowskie.

W obrębie **kredowego piętra wodonośnego** istotne znaczenie użytkowe ma poziom górnokredowy występujący w północnej części obszaru (fig. 3, 4). Jest on słabo rozpoznany (Duda i in., 1997; Kowalski, 1997). Tworzą go margle, opoki, wapienie, wapienie margliste i piaszczyste oraz lokalnie zlepieńce górnej kredy. Jest to wielowarstwowy zbiornik wód podziemnych typu szczeli-

nowo-porowego. Zasilanie poziomu górnokredowego odbywa się głównie przez infiltrację opadów atmosferycznch bezpośrednio na wychodniach lub przez utwory czwartorzędu. Przypuszczalnie część wód przepływa ascenzyjnie z wapieni górnej jury do leżących na nich utworów górnej kredy. Wodonośne piętro kredowe jest drenowane licznymi źródłami i ciekami powierzchniowymi (Dynowska, 1983).

Współczynniki filtracji skał górnej kredy, określane na podstawie wyników próbnych pompowań w studniach wierconych, mieszczą się w przedziale $3{,}5 \cdot 10^{-2}$ – 115 m/d (Duda i in., 1997; Kowalski, 1997). Przewodność poziomu wodonośnego w górnej kredzie zmienia się od kilkudziesięciu do kilkuset m^2/d.

Obszar występowania kredowego piętra wodonośnego stanowi fragment Głównego Zbiornika Wód Podziemnych GZWP nr 409 – Niecka Miechowska SE wymagającego szczególnej ochrony (Kleczkowski, 1990) – fig. 7.

Znaczenie użytkowe w obrębie **neogeńskiego piętra wodonośnego** ma jedynie piaszczysty poziom związany z mioceńskimi warstwami grabowieckimi (piaski bogucickie) występujący we wschodniej części aglomeracji (fig. 4). Obszar ten stanowi fragment GZWP nr 451 – Subzbiornik Bogucice, wymagającego szczególnej ochrony (Kleczkowski, 1990) – fig. 7.

Użytkowy poziom wodonośny stanowią utwory piaszczyste, piaski i piaskowce o miąższości od 5 do 60 m, lokalnie ponad 100 m. Zasilanie poziomu wodonośnego piasków bogucickich odbywa się prawie wyłącznie przez infiltrację opadów atmosferycznych bezpośrednio na wychodniach, które rozciągają się równoleżnikowo w południowej części Krakowa i mają szerokość ok. 1 km. Pewną rolę w zasilaniu odgrywa tu także przesiąkanie wód z piętra czwartorzędowego (Nałęcki, 1994). Niewielki udział w zasilaniu może mieć również lateralny dopływ wód ze zrębów jurajskich Kurdwanowa i Podgórza. Poza pasem wychodni wody są chronione przed wpływami zewnętrznymi nieprzepuszczalnym kompleksem utworów ilastych i wyróżniają się korzystnymi cechami fizyczno-chemicznymi, takimi jak: niska mineralizacja oraz niewielka zawartość związków azotu i manganu (poniżej norm dla wód pitnych). Pewne zastrzeżenia budzi ponadnormatywna zawartość jonów żelaza, którą można usunąć przy zastosowaniu prostego uzdatniania. Ze względu na słabą odnawialność wód podziemnych zasoby dyspozycyjne poziomu mioceńskiego są ograniczone. Zbyt duża liczba studzien i niekontrolowany pobór stanowią zagrożenie dla poziomu, stąd konieczna jest ścisła jego ochrona. W obrębie omawianego zbiornika wody podziemne ujmowane są studniami, w których notuje się bardzo duże wydajności (Fabryka Drożdży w Krakowie-Bieżanowie – 218 m^3/h, samowypływ w Zakrzowie koło Niepołomic – 40 m^3/h). Naruszenie równowagi hydrodynamicznej może wywoływać i przyspieszać procesy degradacji (Kowalski, 1997).

Współczynnik filtracji piasków bogucickich jest mało zróżnicowany i mieści się w przedziale 0,5–6,9 m/d (Witek, 1984; Nałęcki, 1994). Przewodność warstwy wodonośnej wynosi zazwyczaj poniżej 100 m^2/d. Uzyskane dotychczas wydajności studzien neogeńskich kształtują się w bardzo szerokich granicach od 4,4 do 218 m^3/h. Wydatki jednostkowe sięgają kilku m^3/h m (Duda i in., 1997; Kowalski, 1997).

W obrębie neogeńskiego piętra wodonośnego, związanego z piaskami bogucickimi, wyróżniony został GZWP nr 451 – Subzbiornik Bogucice, sięgający poza aglomerację krakowską, o całkowitej powierzchni 176 km^2 i zasobach dyspozycyjnych 40 000 m^3/d (Witek, 1984; Kleczkowski, 1986, 1990; Myszka i in., 1990; Sawicki i in., 1990; Nałęcki, 1994) – fig. 7.

W obrębie **czwartorzędowego piętra wodonośnego** najważniejsze znaczenie ma poziom plejstoceński związany z pradoliną Wisły (Kleczkowski i in., 1974; Pyrich i in., 1982; Kleczkowski, Myszka, 1989; Myszka, 1992; Duda i in., 1997; Kowalski, 1997; Kleczkowski, 2003) – fig. 5, 6,

gdzie wody występują w utworach żwirowo-piaszczystych, najczęściej podścielonych nieprzepuszczalnymi iłami mioceńskimi. Tylko lokalnie podłoże ich zbudowane jest z utworów jury lub kredy. Poziom plejstoceński charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem materiału w profilu pionowym. Najgrubszy występuje w spągowej części warstwy wodonośnej. Utwory wodonośne czwartorzędu w kopalnej dolinie Wisły i w obrębie stożka Prądnika osiągają miąższość do kilkunastu metrów. Największe miąższości mają utwory dawnych nurtów Prawisły i Prabiałuchy, najmniejsze zaś osady współczesnego koryta Wisły, na przełomowym odcinku między Tyńcem a Wawelem.

Zasilanie piętra czwartorzędowego odbywa się przez bezpośrednią infiltrację wód opadowych oraz lateralny lub ascenzyjny dopływ z jurajskiego i kredowego piętra wodonośnego (fig. 8). W sposób naturalny piętro czwartorzędowe jest drenowane przez rzeki i cieki powierzchniowe, a sztucznie przez czynne studnie eksploatacyjne i odwodnieniowe. Studnie zlokalizowane na niskim tarasie Wisły odwadniają czwartorzędowe piętro wodonośne dla zniwelowania wpływu spiętrzenia Wisły przez wykonany w latach 60. stopień wodny w Dąbiu (do 4 m). Współczynniki filtracji utworów wodonośnych tego piętra wynoszą najczęściej od 8,6 do 17,2 m/d.

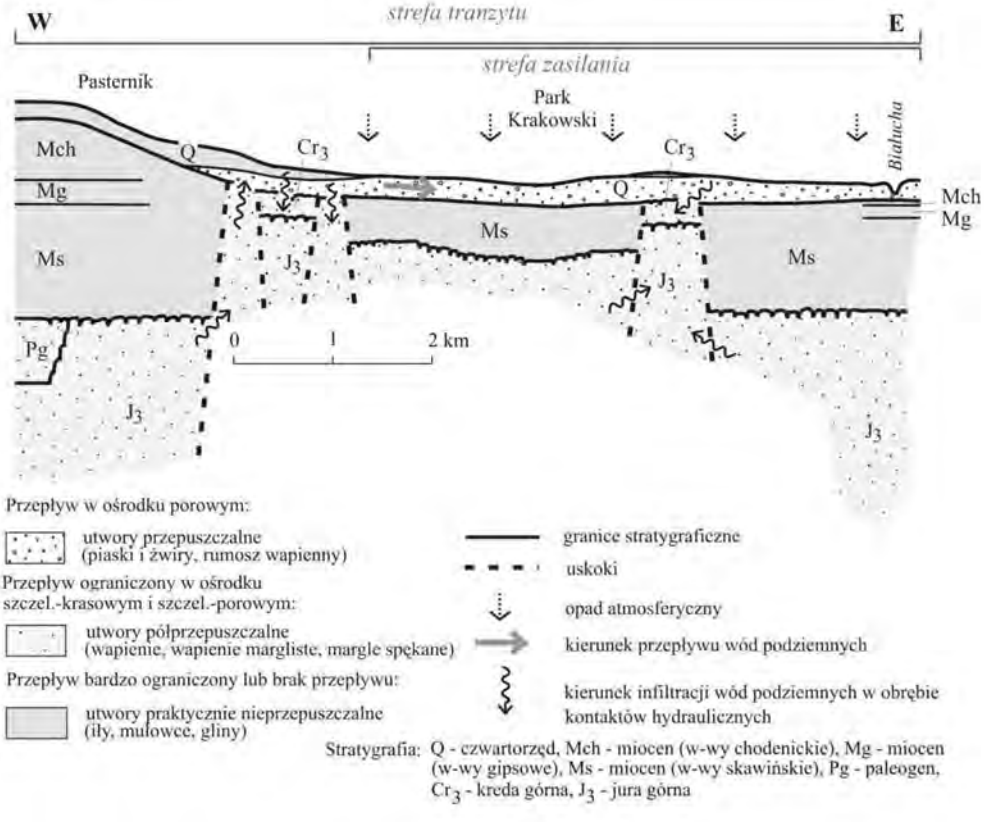

Fig. 8. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym w rejonie Krakowa

Czwartorzędowe piętro wodonośne obserwowane jest od 1993 r. w otworze należącym do krajowej sieci obserwacyjno-badawczej wód podziemnych (nr 771 – baza SOH) prowadzonej przez Państwowy Instytut Geologiczny. Zwierciadło wód podziemnych o charakterze swobodnym występuje na głębokości 8,8–9,8 m p.p.t. (obserwacje w latach 1993–2005), a jego wahania w okresie rocznym nie przekraczają 0,45 m. Na podstawie kilkunastoletnich badań obserwuje się niewielkie obniżenie zwierciadła, szczególnie w ostatnich 4 latach (Kazimierski, 2005).

Plejstoceński poziom wodonośny doliny Wisły stanowi część GZWP nr 450 – Dolina rzeki Wisła (Kraków), wymagającego szczególnej ochrony (Kleczkowski, 1990) – fig. 7.

Charakterystykę poszczególnych poziomów wodonośnych przedstawiono w tabeli 1, a ogólny schemat przepływu wód podziemnych na obszarze Krakowa na figurze 8.

Tabela 1

Charakterystyka pięter wodonośnych w aglomeracji krakowskiej

Poziom wodonośny/ piętro wodonośne	Litologia warstw	Wydajność potencjalna studni [m^3/h]	Moduł zasobów odnawialnych [$m^3/d\ km^2$]	Moduł zasobów dyspozycyjnych [$m^3/d\ km^2$]
Górnojurajski	wapienie skaliste, płytowe, kredowate	<10 – 50	372	223
Górnokredowy	margle, opoki, wapienie, wapienie margliste i piaszczyste, zlepieńce	10 – 70	337	202
Neogeńskie	piaski, piaskowce	10 – 70	372	149
Czwartorzędowe	piaski, piaski ze żwirem, żwiry	10 – 70	372	223

Zaopatrzenie aglomeracji w wodę

Zaopatrzenie Krakowa w wodę w warunkach normalnych wynosi przeciętnie 180 tys. m^3/d. Zapotrzebowanie to realizowane jest przez Zakłady Uzdatniania Wody: Bielany, Rudawa, Dłubnia, wraz z przepompownią i ujęciem wód podziemnych w Mistrzejowicach, oraz Raba (Dokumentacja..., 2002). Wymienione zakłady zaopatrywane są w wodę przed uzdatnieniem z następujących ujęć powierzchniowych: z rzeki Sanki, Rudawy, zbiornika Podkamyk, rzeki Dłubni i zbiornika Dobczyce na Rabie. Ponadto eksploatowane jest również ujęcie wód podziemnych w Mistrzejowicach. W ujęciach tych 98–99% stanowią wody powierzchniowe, a zaledwie 1–2% podziemne. Woda z ujęć magazynowana jest w zbiornikach zlokalizowanych na wzniesieniach otaczających Kraków, co pozwala utrzymać odpowiednie ciśnienie w sieci wodociągowej. Jednak niektóre obszary wymagają stosowania pompowni hydroforowych (głównie o zabudowie wielokondygnacyjnej). Zbiorniki napełniane są w nocy, a w ciągu dnia woda do odbiorców płynie grawitacyjnie. Ogólna pojemność zbiorników magazynowych wynosi ok. 233 tys. m^3. Stanowi to 130% pokrycie zapotrzebowania dobowego.

Całkowite możliwości eksploatacyjne ujęć wynoszą 316 tys. m^3/d, co – przy normalnym zapotrzebowaniu aglomeracji krakowskiej 180 tys. m^3/d – sprawia, że miasto dysponuje znacznymi rezerwami wody (tab. 2).

Tabela 2

Wybrane informacje o aglomeracji krakowskiej

Powierzchnia		326,5 km^2
Ludność (2005 r.)		760 000
Pobór	komunalny	180 000 m^3/d
	przemysłowy	38 500 m^3/d
Zaopatrzenie w wodę	ujęcia wód powierzchniowych	98–99%
	ujęcia wód podziemnych	1–2%
Zasoby wód podziemnych		ok. 65 000 m^3/d (2700 m^3/h); 16 692 m^3/d – zasoby eksploatacyjne ujęć komunalnych na terenie aglomeracji (st. awar.); 6000 m^3/d – ujęcie Mistrzejowice
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego	minimalne	5700 m^3/d (300,1 m^3/h)
	niezbędne	11 400 m^3/d (600,8 m^3/h)
	optymalne	22 800 m^3/d (1200,8 m^3/h)
Specyficzny problem aglomeracji		1. Aglomeracja bazuje przede wszystkim na ujęciach powierzchniowych. 2. Jedynym ujęciem wód podziemnych są Mistrzejowice. 3. Miasto dysponuje znacznymi rezerwami wody.

Chemizm wód podziemnych

Wody z utworów jurajskich charakteryzują się bardzo zróżnicowanym składem chemicznym. Wpływają na to warunki geologiczne, a przede wszystkim tektonika i charakter nadległych utworów miocenu. Na obszarze Krakowa mineralizacja wód jurajskich wynosi od 410 do 4290 mg/dm^3 (studnia przy ul. Paulińskiej; Zuber i in., 2004). Twardość ogólna waha się od 4,6 do 11,6 mval Ca/dm^3, zawartość żelaza od 0,3 do 2,4 mg/dm^3, a manganu od 0,1 do 23,0 mg/dm^3. Są to głównie wody typu HCO_3–Ca–Mg oraz HCO_3–Ca (Duda i in., 1997; Kowalski, 1997).

Jakość wód piętra jurajskiego jest zróżnicowana – od dobrej aż do złej, wymagającej skomplikowanego uzdatniania (Duda i in., 1997). Zazwyczaj jednak są to wody średniej jakości. W przypadku ich ograniczonej wymiany charakteryzują się podwyższoną mineralizacją lub są to wody mineralne. Do tej grupy należą wody eksploatowane przez zdroje krakowskie (Kleczkowski i in., 1994).

Wody z utworów kredowych charakteryzują się mineralizacją w granicach 430–900 mg/dm^3 i twardością ogólną 6,6–19,6 mval Ca/dm^3. Zawierają małe ilości żelaza, sporadycznie do 2,1–3,2 mg/dm^3. Najczęściej są typu HCO_3–Ca–Mg (Duda i in., 1997).

Wody neogeńskiego piętra wodonośnego (piaski bogucickie) charakteryzują się niską mineralizacją od 160 do 880 mg/dm^3 i średnią twardością ogólną. Są typu HCO_3–Ca–Mg. W kierunku

wschodnim, w miarę głębszego zalegania warstw wodonośnych, obserwuje się wzrost mineralizacji. Są to wody dobrej jakości, izolowane przed zanieczyszczeniami z powierzchni warstwą iłów i iłołupków, jednak często o podwyższonych zawartościach jonów żelaza (Witek, 1984; Myszka i in., 1990; Sawicki i in., 1990).

W piaskach paleogenu i w spękanych wapieniach miocenu, przykrytych iłami warstw skawińskich, na granicy z utworami kredy, występują artezyjskie wody mineralne stabilizujące się 3–10 m nad poziomem terenu (Kleczkowski, Myszka, 1989; Kleczkowski i in., 1994; Chowaniec, Felisiak, 1995). Są one cennym surowcem balneologicznym typu SO_4–Cl–Na–Mg–Ca, z zawartością H_2S i mineralizacją ok. 2,5 g/dm^3. Ujęte są 3 otworami o głębokości 30–40 m zlokalizowanymi w Krakowie-Podgórzu – Uzdrowisko Mateczny. Badania izotopowe tlenu i wodoru wskazują, że są one wodami infiltracyjnymi o czasie przebywania w systemie wodonośnym ponad 10 000 lat. Występują również domieszki wód młodszych (Zuber, Grabczak, 1991; Zuber i in., 2004).

Drugim zlokalizowanym na obszarze aglomeracji krakowskiej jest Uzdrowisko Swoszowice (południowa część miasta). Wody podziemne występują tu w mioceńskiej serii gipsonośnej i są typu SO_4–HCO_3–Ca–Mg ze znaczną zawartością H_2S i mineralizacją ok. 2,5 g/dm^3. Wydobywane są w dwóch źródłach: Głównym i Napoleon (Kleczkowski, 1993).

Mineralizacja wód podziemnych czwartorzędowego piętra użytkowego jest bardzo zróżnicowana przestrzennie i sezonowo. Sucha pozostałość zmienia się od ok. 0,2 do ponad 2 g/dm^3 (Kleczkowski, 2003). Przeważają wody wielojonowe, najczęściej cztero- i pięciojonowe: HCO_3–SO_4–Ca–Na, SO_4–HCO_3–Ca–Na i HCO_3–SO_4–Ca–Mg. Dla aglomeracji krakowskiej charakterystyczna jest mozaikowa zmienność pola hydrogeochemicznego. Dotyczy to szczególnie zawartości żelaza i manganu, ale także chlorków, siarczanów, twardości oraz azotu amonowego (Kleczkowski, 2003). Duże zróżnicowanie mineralizacji notuje się w utworach piaszczysto-żwirowych niskiego tarasu Wisły, gdzie waha się od ilości śladowych do kilkudziesięciu mg/dm^3. Na tę mozaikową zmienność mogą mieć wpływ czynniki naturalne, związane zarówno z charakterem ośrodka i warunkami krążenia wód, jak i przekształceniami wywołanymi wpływem rozwijającej się na tym obszarze infrastruktury miejskiej. Zmienne stężenia siarczanów, twardości oraz chlorków łączy się często z budową podłoża czwartorzędu (Duda i in., 1997; Kleczkowski, 2003), tzn. z obecnością w nim morskich utworów neogenu, oraz z możliwością wypływu z głębszego podłoża wód o podwyższonej mineralizacji (w rejonie zrębowych struktur jurajsko-kredowych).

Chemizm wód piętra czwartorzędowego obserwowany jest w otworze należącym do krajowej sieci obserwacyjno-badawczej wód podziemnych (nr 771 – baza SOH) prowadzonej przez Państwowy Instytut Geologiczny. Według analizy chemicznej, wykonanej w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG w 2005 r., jest to woda typu HCO_3–Ca o mineralizacji poniżej 1 g/dm^3. Stwierdzono tu podwyższoną zawartość jonów NH_4 – 0,93 mg/dm^3, natomiast stężenie pozostałych jonów mieści się w granicach przewidzianych dla wód pitnych: NO_3 – 12,20 mgN/dm^3, NO_2 – 0,02 mgN/dm^3, Fe – 0,04 mg/dm^3 oraz Mn od 0,012 mg/dm^3. Ze względu na znaczne przekroczenie zawartości amoniaku, wodę zalicza się do IV klasy jakości (niezadowalającej) według Rozporządzenia Ministra Środowiska z 11.02.2004 (Dz.U. z dn. 1 marca 2004 Nr 32, poz. 284; Kazimierski, 2005).

Obszary perspektywiczne

Aglomeracja krakowska zaopatrywana jest prawie wyłącznie z ujęć wód powierzchniowych. Miasto eksploatuje wodę z 4 podstawowych źródeł: ze zbiornika na Rabie w Dobczycach, z ujęcia na Rudawie, z ujęcia na Dłubni i z ujęcia na Sance. Jedynie 1–2% zapotrzebowania pokrywane jest z ujęcia wód podziemnych w Mistrzejowicach.

Na terenie aglomeracji krakowskiej, niezależnie od istnienia sieci wodociągowej oraz indywidualnych ujęć wód podziemnych, utworzony został w latach 80. system zaopatrzenia awaryjnego. Jego celem jest umożliwienie mieszkańcom korzystania z wody w przypadku awarii zasilania, kataklizmów i innych zdarzeń, mogących spowodować przerwy w działaniu wodociągów komunalnych. Obecnie system obejmuje 346 studni wierconych, kopanych i kopano-wierconych (pogłębionych), będących w gestii Zakładu Gospodarki Komunalnej. Wyposażone są one przeważnie w pompy ręczne. W skład systemu awaryjnego zaopatrzenia Krakowa wchodzą studnie, które czerpią wodę przede wszystkim z czwartorzędowego piętra wodonośnego oraz nieliczne ujęcia eksploatujące wody z piętra neogeńskiego i jurajskiego (w tym 4 źródła). Głębokość większości studni ujmujących czwartorzędowe piętro wodonośne wynosi od kilku do kilkunastu metrów, przy średniej wydajności 1,2 m^3/h.

Istotnym problemem, oprócz zapewnienia wystarczającej ilości wody, jest jej odpowiednia jakość. Ponieważ obszar aglomeracji krakowskiej jest silnie zurbanizowany, jakość wody przeważnie odbiega od wartości normatywnych dla wód pitnych zarówno pod względem składu fizykochemicznego, jak i stanu bakteriologicznego. Na ogólną liczbę 346 studni, jedynie w 71 woda charakteryzuje się dobrą lub bardzo dobrą jakością.

Obecnie z ujęć wód podziemnych, będących w gestii Miejskiego Przedsiębiorstwa Wodociągów i Kanalizacji, można uzyskać 22 692 m^3/d, z czego 6000 m^3/d pochodzi z ujęcia w Mistrzejowicach, a 16 692 m^3/d ze studni systemu awaryjnego (tab. 3).

Tabela 3

Ilość wody z systemu studni awaryjnych i z ujęcia Mistrzejowice w przeliczeniu na jednego mieszkańca

Miejsce poboru	Wydajność [m^3/d]	Ilość wody na 1 mieszkańca [m^3/d]
System studni awaryjnych	16 692	0,022
Ujęcie Mistrzejowice	6000	0,0078
Razem	22 692	0,0298

W sytuacjach ekstremalnych zapotrzebowanie ludności aglomeracji na wodę, obliczone zgodnie z Zarządzeniem Ministra Gospodarki Przestrzennej i Budownictwa z dnia 21.09.1995 r. i Rozporządzeniem Ministra Infrastruktury z dnia 14.01.2002 r., wynosi (przy założeniu liczby ludności aglomeracji krakowskiej 760 tys.):

– minimalne – 5700 m^3/d (ogółem), 0,0075 m^3/d (na jednego mieszkańca);
– niezbędne – 11 400 m^3/d (ogółem), 0,015 m^3/d (na jednego mieszkańca);
– optymalne – 22 800 m^3/d (ogółem), 0,030 m^3/d (na jednego mieszkańca).

Na podstawie powyższych danych można stwierdzić, że istnieje pokrycie zapotrzebowania w optymalną ilość wody z ujęć podziemnych (30 dm^3/d na jednego mieszkańca). Należy zaznaczyć, że jakość wód ujmowanych ze studni awaryjnych jest zróżnicowana i tylko 4032 m^3/d stanowi woda dobra, w związku z czym istnieje konieczność podjęcia prac nad uzyskaniem dodatkowych ilości wód dobrej jakości.

W zachodniej części aglomeracji krakowskiej w pięciu punktach zlokalizowane są ujęcia wody dobrej jakości (tzw. zdroje krakowskie). Eksploatują one wody piętra jurajskiego, które zostały udo-

stępnione mieszkańcom. Wody te izolowane są od wszelkich wpływów antropogenicznych, o czym świadczy brak w składzie chemicznym związków azotu, czystość bakteriologiczna i ich wiek szacowany na 10 000 lat. Są one zatem bezpieczne dla zdrowia pod względem chemicznym i mikrobiologicznym i nie wymagają uzdatniania. Zwierciadło wód podziemnych ma charakter naporowy i stabilizuje się powyżej 20 m ponad powierzchnią terenu (Kleczkowski i in., 1994) – fig. 3. Łączna wydajność otworów wynosi 393,3 m^3/d. Ponieważ otwory te nie znajdują się obecnie w gestii Zakładu Gospodarki Komunalnej, dlatego też nie są uwzględnione w bilansie zaopatrzenia awaryjnego aglomeracji krakowskiej. W planach MPWiK w Krakowie jest włączenie tych studni do tego systemu.

Jurajskie piętro wód podziemnych należy traktować jako perspektywiczne dla części aglomeracji krakowskiej znajdującej się na lewym brzegu Wisły (północna część Krakowa). Dla prawobrzeżnej części aglomeracji (południowa część Krakowa; fig. 7) rezerwuar wód pitnych o dobrej jakości mogą stanowić wody poziomu wodonośnego występującego w obrębie mioceńskich piasków bogucickich.

W celu pełnego pokrycia zaopatrzenia w wody podziemne dobrej jakości w przypadku zdarzeń ekstremalnych należy odwiercić na terenie miasta kolejne otwory ujmujące wody poziomu górnojurajskiego oraz mioceńskiego (piaski bogucickie).

PODSUMOWANIE

Analiza stanu zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych dla aglomeracji krakowskiej wykazała, że nie istnieją rezerwy wody, które można by wykorzystać za pomocą istniejącego systemu studni awaryjnych. Nowe ujęcia mogą być lokalizowane w zachodniej i północno-zachodniej (poziom górnojurajski) oraz południowo-wschodniej (poziom mioceński – piaski bogucickie) części aglomeracji. W rejonach tych należy się spodziewać wód podziemnych charakteryzujących się dobrą jakością, co wykazała analiza dostępnych wyników badań hydrogeologicznych.

LITERATURA

CHOWANIEC J., FELISIAK I., 1995 – Sebha – geneza mineralizacji wód uzdrowiska Mateczny w Krakowie. IV Krajowe Spotkanie Sedymentologów – Tradycja a nowoczesność w interpretacjach sedymentologicznych: 60–61. Kraków.

CHOWANIEC J., WITEK K., 2005 – Wytypowanie źródeł awaryjnego zaopatrzenia ludności w wody podziemne w warunkach wystąpienia zdarzeń ekstremalnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

DOKUMENTACJA zapewnienia funkcjonowania publicznych urządzeń zaopatrzenia miasta Krakowa w wodę w warunkach specjalnych, 2002 – MPWiK S.A. Kraków.

DUDA R., HAŁADUS A., WITCZAK S., 1997 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Kraków. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

DYNOWSKA J., 1983 – Stosunki wodne obszaru miasta Krakowa. *Folia Geogr*., *Ser. Geogr. Phys*., **5**, 1.

KAZIMIERSKI B., red., 2005 – Rocznik hydrogeologiczny Państwowej Służby Hydrogeologicznej. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KLECZKOWSKI A.S., 1986 – Zasoby wód podziemnych województwa miejskiego krakowskiego, dobra woda pitna dla mieszkańców miasta. *W*: Mat. sesji naukowej „Rozwój regionalnych badań hydrogeologicznych w Polsce": 231–237.Warszawa 1983. AGH. Kraków.

KLECZKOWSKI A.S., red., 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.

KLECZKOWSKI A.S., 1993 – Wody podziemne w okolicach Krakowa – potencjał i zagrożenia. Przewodnik III Konferencji Sozologicznej – Sozologia na obszarze antropopresji – przykład Krakowa: 35–38. AGH. Kraków.

KLECZKOWSKI A.S., 2003 – Kształtowanie chemizmu czwartorzędowych wód podziemnych Krakowa 1870–2002; tendencje dalszych zmian. Wyd. WGGiOŚ AGH. Kraków.

KLECZKOWSKI A.S., MYSZKA J., 1989 – Hydrogeologia regionu Krakowa. Przew. 60. Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 162–179.

KLECZKOWSKI A.S., MYSZKA J., KOWALSKI J., 1974 – Wody podziemne województwa krakowskiego (Regiony hydrogeologiczne i piętra wodonośne, zasoby i ich użytkowanie). *W*: Wody województwa krakowskiego. Mat. Konf. nauk.-techn. PH Kraków, IHIiGI AGH. Kraków.

KLECZKOWSKI A.S., MYSZKA J., SOLECKI T., STOPA J., 1994 – Krakowskie artezyjskie zdroje wód pitnych z wapieni jury. Wyd. WGGiOŚ AGH. Kraków.

KONDRACKI J., 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

KOWALSKI J., 1997 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Niepołomice. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

MOTYKA J., POSTAWA A., WITCZAK S., 1994 – Wtórne zanieczyszczenie wód podziemnych przez zasolone wody Wisły na przykładzie kamieniołomu „Zakrzówek" w Krakowie. *W*: Zasolenie rzeki Wisły: 114–120. Sekcja Ochr. Jakości Wód Kom. Gosp. Wodnej PAN. Kraków.

MYSZKA J., 1992 – Piętra i poziomy wodonośne obszaru Krakowa. *W*: W służbie polskiej geologii. Materiały Sesji Naukowej poświęconej prof. A.S. Kleczkowskiemu: 43–52. AGH. Kraków.

MYSZKA J., SAWICKI J., KOWALSKI J., PORWISZ B., 1990 – Koncepcja szczegółowa ochrony wód podziemnych dla wydzielonych regionów hydrogeologicznych, Etap III, Ochrona zbiornika GZWP nr 451, zapadlisko przedkarpackie – Subzbiornik (Tr) Bogucice (SZB). Arch. PG SA. Kraków.

NAŁĘCKI T., 1994 – Antropogeniczne zagrożenia jakości wód podziemnych subzbiornika Bogucice (GZWP 451). *W*: Kleczkowski A.S., red., Metodyczne podstawy ochrony wód podziemnych. Kraków.

PACZYŃSKI B. red., 1993 – Atlas hydrogeologiczny Polski, cz. I, Systemy zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PACZYŃSKI B., red., 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski, cz. II, Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PYRICH J., KOWALSKI J., ŁASKA K., TARABA W., 1982 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych z utworów czwartorzędu, trzeciorzędu, kredy, jury, triasu, permu, karbonu i dewonu rejonu Krakowskiego Zespołu Miejskiego. Arch. PG SA. Kraków.

RÓŻKOWSKI A., CHMURA A., SIEMIŃSKI A., red., 1997 – Użytkowe wody podziemne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **159**.

RUTKOWSKI J., 1993 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski wraz z objaśnieniami, 1:50 000, ark. Kraków. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

SAWICKI J., KOWALSKI J., PORWISZ B., 1990 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych z utworów trzeciorzędowych zachodniej części zapadliska przedkarpackiego w granicach woj. krakowskiego wraz z projektem II etapu badań w celu ustalenia zasobów tych wód. Arch. PG SA. Kraków.

WITEK K., 1984 – Rozpoznanie hydrogeologiczne stropu utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego między Krakowem a Tarnowem. *Prz. Geol.*, **28**, 1: 131–142.

ZUBER A., GRABCZAK J., 1991 – Badania izotopowe wód podziemnych Krakowa i okolic. *W*: Budowa geologiczna, warunki hydrogeologiczne i geotechniczne podłoża Krakowa: 51–58. AGH. Kraków.

ZUBER A., WEISE S.M., MOTYKA J., OSNABRÜCK K., RÓŻAŃSKI K., 2004 – Age and flow pattern of groundwater in a Jurassic limestone aquifer and related Tertiary sands derived from combined isotope, noble gas and chemical data. *J. Hydrol.*, **286**: 87–112.

LUBLIN

Jolanta **CZERWIŃSKA-TOMCZYK**
Piotr **HERBICH**
Rafał **ŁUSIAK**
Artur **RYSAK**

INFORMACJE OGÓLNE

Lublin, stolica województwa lubelskiego i powiatu grodzkiego, jest największym ośrodkiem gospodarczym, naukowym i kulturalnym wschodniej Polski. W roku 2006 miasto liczyło 354 967 mieszkańców. Jego powierzchnia wynosi 147,5 km^2. Położenie miasta sprawia, że jest ono ważnym węzłem komunikacyjnym (fig. 1). Przebiegają tędy trzy ważne drogi krajowe i międzynarodowe: nr 17 z Warszawy do Kijowa, nr 19 z Białegostoku do Rzeszowa i nr 82 z Lublina do Włodawy. Lublin jest ważnym węzłem kolejowym. Przez miasto przebiega linia łącząca Warszawę z granicą państwa

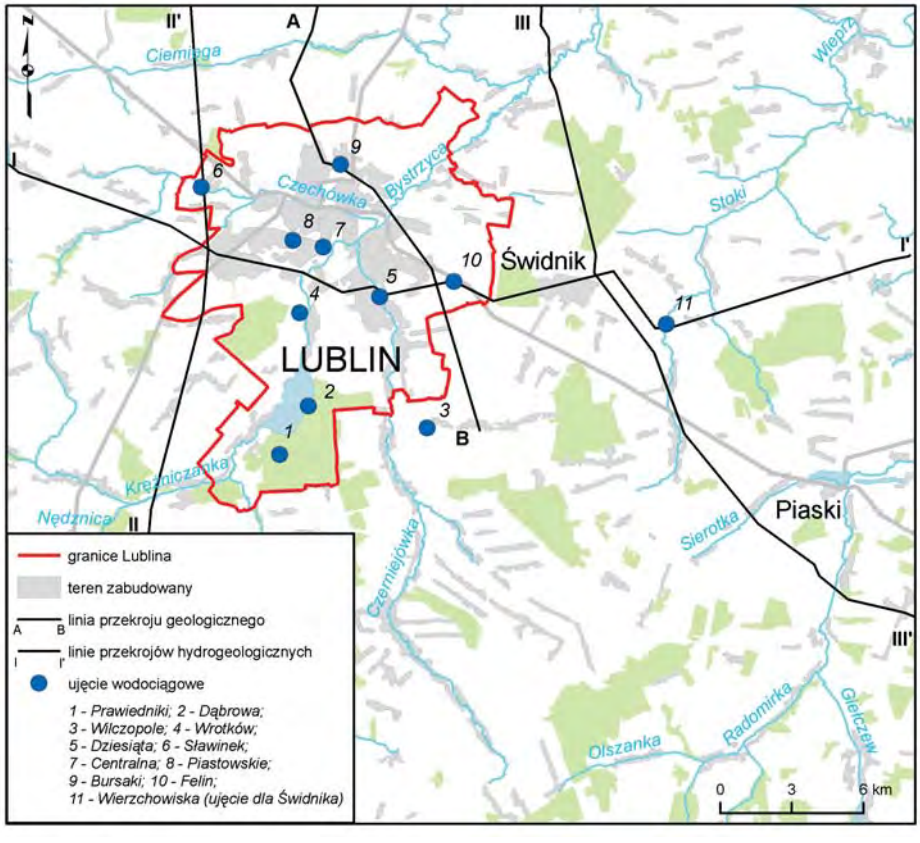

Fig. 1. Położenie obszaru Lublina

w Dorohusku, a dalej z Kijowem i Odessą. Dwie inne linie kolejowe biegną z Lublina w kierunkach: południowym (przez Stalową Wolę do Przeworska) oraz północnym (do Łukowa – obecnie nieużywana w ruchu pasażerskim).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Zgodnie z podziałem Polski na jednostki morfologiczne, Lublin położony jest na granicy mezoregionów: Płaskowyżu Nałęczowskiego i Płaskowyżu Świdnickiego, wchodzących w skład północnej części Wyżyny Lubelskiej (Kondracki, 2002). Jednostki te rozdziela dolina Bystrzycy. Północno-zachodnia część miasta należy do Płaskowyżu Nałęczowskiego. Jest to obszar atrakcyjny pod względem krajobrazowym o zróżnicowanej morfologii powierzchni, osiągającej wysokość ok. 220 m n.p.m. i z kulminacjami przekraczajacymi 250 m n.p.m., pocięty siecią wąwozów uchodzących do głęboko wciętych dolin Ciemięgi, Czechówki oraz Bystrej. Południową granicę Płaskowyżu Nałęczowskiego wyznacza zwarta pokrywa lessów, zalegająca na glinach, piaskach lub bezpośrednio na utworach kredowych. Część wschodnia i południowo-wschodnia Lublina leży w obrębie Płaskowyżu Świdnickiego, który jest dość płaską równiną denudacyjną, usytuowaną w widłach Wieprza i Bystrzycy, zbudowaną z margli i na ogół pozbawioną pokrywy lessowej. Powierzchnia jego lekko obniża się od ok. 220 m n.p.m. w części południowej do ok. 180 m n.p.m. w kierunku północnym. Pod Łęczną Wieprz tworzy mały przełom w osadach kredowych, wcinając się poniżej 20 m w podłoże.

Na południe od Płaskowyżu Nałęczowskiego położona jest Równina Bełżycka o znacznie słabszym urzeźbieniu, niewielkich wysokościach względnych i łagodnych zboczach. Zbudowana jest z utworów kredowych, przykrytych cienką warstwą osadów czwartorzędowych. Na południe od Płaskowyżu Świdnickiego rozciąga się Wyniosłość Giełczewska z dość urozmaiconą rzeźbą o wysokościach przekraczających 270 m n.p.m.

Hydrografia

Obszar Lublina leży w zlewni Bystrzycy, lewostronnym dopływie Wieprza. Powyżej Lublina do Bystrzycy uchodzą dwa dopływy: prawostronny – Kosarzewka (w okolicach Żabiej Woli) i lewostronny – Krężniczanka (w okolicy Krężnicy Jarej). W rejonie Zemborzyc w dolinie Bystrzycy wybudowano zaporę i utworzono zbiornik retencyjny zwany Zalewem Zemborzyckim, który przy normalnym piętrzeniu ma powierzchnię 278 ha i gromadzi ok. 6,3 mln m^3 wody. Poniżej zalewu Bystrzyca przepływa przez środek miasta z SW na NE w uregulowanym i obwałowanym korycie. W granicach Lublina przyjmuje dwa dopływy: prawostronną Czerniejówkę i lewostronną Czechówkę. W dolnym biegu, poza granicami miasta, Bystrzyca meandruje w szerokiej do 1 km dolinie i uchodzi do Wieprza na wysokości 152 m n.p.m. Na wschód od miasta Równina Świdnicka jest rozcięta dolinami Stawka i Giełczwi, lewostronnych dopływów Wieprza (Michalczyk, Wilgat, 1998).

Budowa geologiczna

Rejon aglomeracji lubelskiej w całości leży w obrębie rowu mazowiecko-lubelskiego, rozległej paleozoicznej struktury tektonicznej, uformowanej głównie w dewonie i karbonie, usytuowanej na przedpolu platformy wschodnioeuropejskiej. W wyniku zaangażowania tektonicznego

jego budowa jest dość skomplikowana, a dostateczny stopień rozpoznania dotyczy głównie utworów karbonu, w tym produktywnego, z udokumentowanymi złożami węgla kamiennego. Na denudacyjnej powierzchni karbonu zalegają prawie wyłącznie węglanowe utwory jury górnej, lokalnie w rynnach erozyjnych podścielone mułowcowo-piaszczystymi i ilastymi osadami jury środkowej, zawierającymi wkładki lignitów.

Po przerwie sedymentacyjnej, w której rozwinęły się procesy krasowe, w górnym albie rozpoczęła się kredowa transgresja morska, której osady – piaski kwarcowo-glaukonitowe z konkrecjami fosforytów – wyrównywały krasową powierzchnię jurajską. Skały kredy górnej to utwory węglanowe od cenomanu po mastrycht górny. Mastrycht reprezentują margle, wapienie margliste, kreda pisząca, opoki oraz występujące w najwyższych jego partiach wkładki gez. Największe znaczenie dla ukształtowania tektonicznego miała faza laramijska orogenezy alpejskiej, podczas której doszło do odnowienia dyslokacji w strukturach waryscyjskich pokrywy paleozoicznej, powstania powtarzających je liniowych stref osłabienia i niewielkiego potomnego sfałdowania pokrywy mezozoicznej (Krassowska, Niemczycka, 1984).

Wzdłuż tych stref powstały w trzeciorzędzie głębokie rynny erozyjne. Pochodną opisanych wyżej czynników tektonicznych jest zarówno stopień spękania utworów, jak i rzeźba powierzchni stropowej kredy górnej. W wyniku ruchów wypiętrzających fazy laramijskiej w górnym mastrychcie doszło do przerw w sedymentacji, zaznaczonych pojawieniem się poziomów „twardego dna". Dalsza sedymentacja odbywała się już w morzu paleoceńskim. Na opokach i marglach mastrychtu górnego osadziły się gezy piaszczyste, przewarstwiane cienkoławicowymi wapieniami i mułowcami wapnistymi. Utwory węglanowe przykryte są płatami paleogeńskich i neogeńskich piasków, mułków i iłów (Zwierzchowski, 1990) (fig. 2).

Utwory czwartorzędowe w zależności od położenia osiągają miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do nieco >30 m. Na północny zachód od miasta, w okolicach Piotrowic, Gutanowa i Bogucina, występują gliny zwałowe zlodowacenia środkowopolskiego o miąższości >30 m. Na Płaskowyżu Nałęczowskim na glinach zalega zwarta pokrywa lessów o miąższościach dochodzących do 20 m w części zachodniej i 3–4 m w części wschodniej. Na Płaskowyżu Świdnickim pokrywa czwartorzędowa jest nieciągła i cienka. Obserwuje się tylko izolowane płaty lessów, mułków, glin pylastych oraz zwietrzelin kredowych osiągających kilkumetrowe miąższości (Butrym i in., 1980).

Sedymentacja osadów holoceńskich charakteryzuje się nasileniem akumulacji organicznej w dolinach rzecznych, w zagłębieniach pochodzenia wytopiskowego, krasowego i krasowo-wietrzeniowego. Są to torfy, namuły torfiaste i gytie. Pozostałe utwory holocenu reprezentują piaski, mułki oraz iły jeziorne i rzeczno-rozlewiskowe, piaski eoliczne, piaski oraz mułki rzeczne tarasów zalewowych i stożków napływowych (*op.cit.*).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

Główny użytkowy poziom wodonośny, zwany dalej kredowym piętrem wodonośnym, na omawianym obszarze występuje w górnokredowo-paleoceńskich utworach szczelinowo-porowych. Zawodnienie osadów czwartorzędowych, zalegających w dnach dolin rzecznych, ma tylko lokalne znaczenie i to dla studni kopanych, ze względu na zdecydowanie korzystniejsze warunki hydrogeologiczne piętra kredowego. Piętro to stanowią opoki, opoki margliste i margle górnego mastrychtu oraz przykrywające je utwory paleocenu: gezy piaszczyste z przewarstwieniami wa-

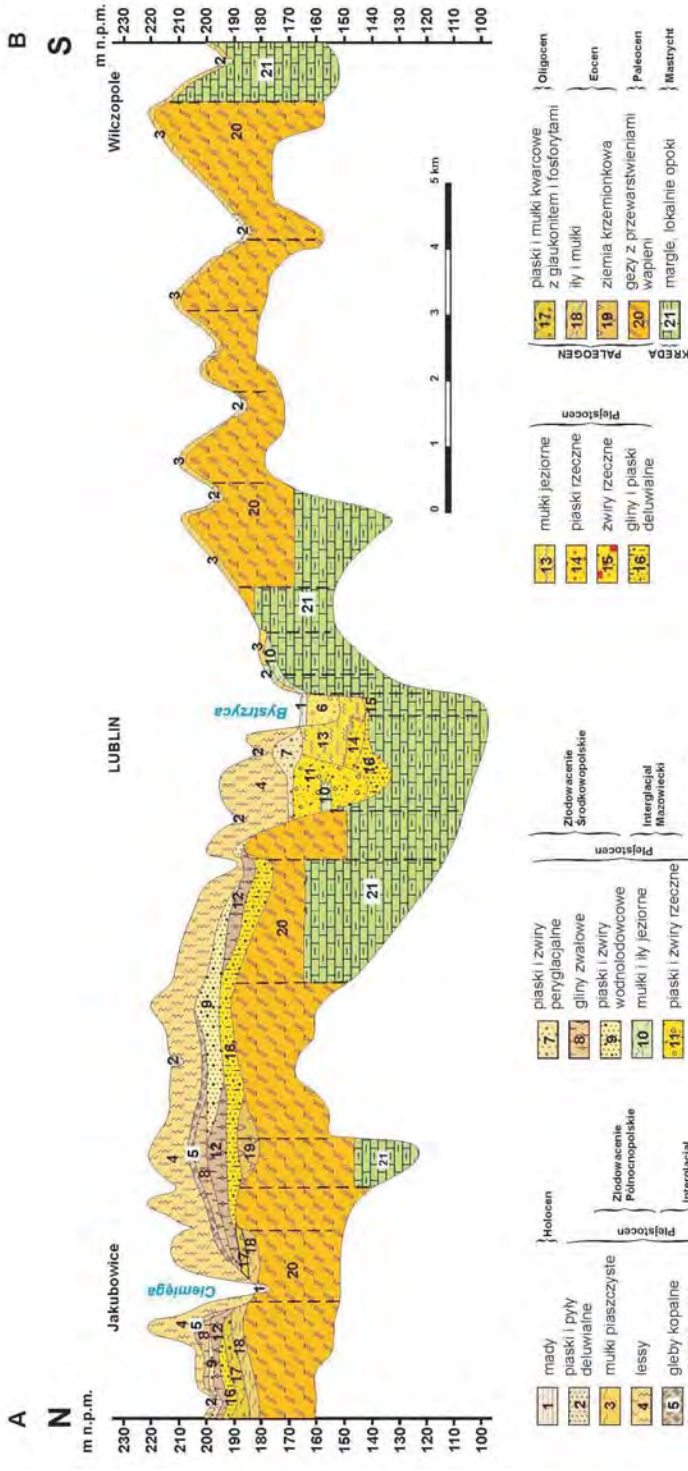

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B przez region lubelski według Butryma i in. (1980) – lokalizacja na fig. 1

pieni, mułowców wapnistych i margli, zwanych siwakami. Utwory te w strefie przypowierzchniowej są w różnym stopniu spękane w zależności od stanu naprężeń w górotworze, właściwości mechanicznych skał i ich zdolności do utrzymywania rozwartych szczelin w strefie zawodnienia. Współczynnik filtracji opok, gez i twardych margli wapnistych poza zasięgiem stref rozluźnienia przyuskokowego osiąga najczęściej od 2,6 do 43,2 m/d, margli – od 1,7 do 17,3 m/d i miękkich margli – od 0,7 do 4,3 m/d (Krajewski, 1972, 1984; Herbich, Krajewski, 1977; Herbich, 1984a).

Na zróżnicowanie właściwości hydrogeologicznych strefy przypowierzchniowej mają wpływ procesy wietrzeniowe w budujących ją utworach. Strefa rumoszu zwietrzelinowego, związanego z twardymi odmianami margli i opokami, stanowi często kilkunastometrowy lub większy kompleks. Miąższość słabo przepuszczalnej zwietrzeliny ilastej, związanej z miękkimi marglami i kredą piszącą, sięga lokalnie kilku metrów. Części ilaste, powstałe w wyniku wietrzenia chemicznego i rozpuszczenia węglanu wapnia w skałach o znacznej zawartości montmorylonitu, mogą się przemieszczać w szczelinach i uszczelniać je do dużych głębokości (*op. cit.*).

Najważniejsze znaczenie, ze względu na duży stopień szczelinowatości, zarówno dla występowania, jak i krążenia wód w węglanowych skałach kredy górnej omawianego obszaru, mają systemy szczelinowe związane z dyslokacjami. Uskoki i towarzyszące im strefy rozluźnionego materiału skalnego tworzą korzystniejsze warunki hydrogeologiczne niż równomiernie spękany masyw skalny. Jednocześnie wraz z głębokością zaciskają się spękania ciosowe i szczeliny tektoniczne oraz pogarszają się właściwości filtracyjne masywu. Skały twarde są wodonośne do głębokości ok. 150 m, skały miękkie zaś do ok. 70–100 m. Współczynnik filtracji masywu skalnego poniżej głębokości 200–250 m p.p.t. kształtowany jest przepuszczalnością mikroszczelin oraz makroporów i spada do wartości rzędu $n10^{-3}$ m/d i niższych. Swobodne zwierciadło wody warstwy wodonośnej znajduje się na głębokości od kilku do lokalnie ponad 50 m (Krajewski, 1972, 1984; Herbich, Krajewski, 1977; Herbich, 1984b; Zwierzchowski, 1990).

Największe wydajności potencjalne studni (>70, lokalnie >120 m^3/h) występują w obrębie dolin rzecznych, zwłaszcza przy ich krawędziach, oraz w rozluźnionych strefach przyuskokowych. Najmniejsze (10–30 i <10 m^3/h) związane są ze strefami wododziałowymi wysoczyzn, gdzie zwierciadło wody leży poniżej 50 m, co powoduje redukcję miąższości głównego użytkowego poziomu wodonośnego (GUPW).

Czynną pojemność wodną utworów górnokredowych współtworzą szczeliny oraz komunikujące się z nimi makropory i mikrospękania. Współczynnik porowatości efektywnej strefy saturacji ne = 0,02–0,06 i kształtowany jest szczelinowatością objętościową górotworu nv_s = 0,005–0,01 oraz kontaktującą się z nią częścią otwartej porowatości matrycy skalnej nm_p = 0,02–0,05 (Herbich, Krajewski, 1977; Herbich, 1984b). W procesie migracji roztworów znaczącą rolę odgrywa porowatość otwarta dostępna dla wody $n_o \leq 0{,}30$, która w strefie saturacji gromadzi wody tzw. martwe hydrodynamicznie – stagnujące; dzięki dyfuzji wody te znacznie opóźniają migrację zanieczyszczeń chemicznych (Herbich, Krajewski, 1991; Herbich, 1995).

Zasilanie poziomu wodonośnego odbywa się przez infiltrację wód opadowych w następstwie przesiąkania przez przepuszczalne utwory pokrywy kenozoicznej oraz poprzez dopływ podziemny systemem regionalnego obiegu wód z południa Wyżyny Lubelskiej. Na skałach marglistych i kredzie piszącej występują gliny zwietrzelinowe o miąższości 1,5–6,5 m i niewielkiej wodoprzepuszczalności. Na opokach, wapieniach i gezach do głębokości 1–5 m od stropu znajduje się rumosz skalny o korzystnych parametrach infiltracyjnych. Poniżej strefy zwietrzałej masyw skalny pocięty jest systemem spękań ciosowych, spękań z odprężenia i spękań towarzyszących dyslokacjom. O przebiegu tych ostatnich świadczą doliny rzeczne współczesne i pogrzebane, które rozwinęły się wzdłuż stref rozluźnionego podłoża (fig. 3, 4).

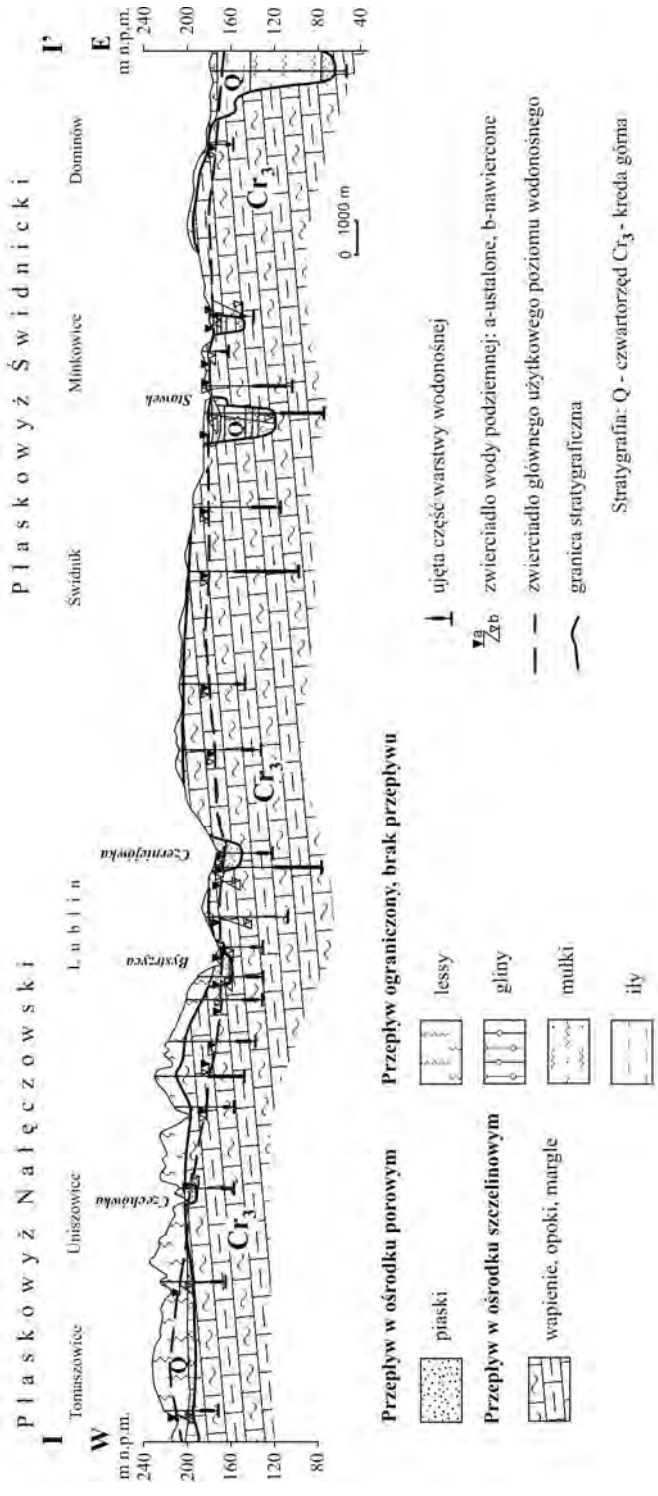

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' przez region lubelski (lokalizacja na fig. 1)

Cały omawiany obszar leży w obrębie GZWP nr 406 – Niecka Lubelska (zbiornik szczelinowo-porowy) – wydzielonego w celu ochrony zasobów wód podziemnych o dobrej jakości (Kleczkowski, 1990; Paczyński, 1995). Główne użytkowe piętro wodonośne tworzą tu zawodnione utwory kredowe. Zwierciadło wody jest swobodne, jedynie lokalnie napięte przez półprzepuszczalne wkładki margli ilastych, zwietrzelinę lub półprzepuszczalne osady czwartorzędowe. Wody podziemne czwartorzędowego piętra wodonośnego w strukturach dolinnych są najczęściej w bezpośredniej łączności hydraulicznej z wodami kredowymi. Podział na jednostki hydrogeologiczne na MhP w skali 1:50 000 został dokonany na podstawie kryterium hydrodynamicznego i zasięgu występowania użytkowego poziomu w utworach czwartorzędowych. Granicę jednostek poprowadzono wzdłuż podziemnych wododziałów zlewni Bystrzycy, Stawka i Giełczwi (Dziewa, Pietruszka, 1997; Czerwińska-Tomczyk, Sadurski, 1998; Mianowski, 2000; Pietruszka i in., 2002a–c) (fig. 5).

Jednostka 1 ab**Cr**$_3$II obejmuje podziemną część zlewni Bystrzycy. Ze względu na dużą powierzchnię i położenie jest zróżnicowana pod względem hydrogeologicznym. Część zachodnia i północno-zachodnia jednostki, należąca do Płaskowyżu Nałęczowskiego, jest przykryta lessami i glinami zwałowymi, dzięki czemu użytkowy poziom wodonośny jest chroniony przed zanieczyszczeniami. Część południowo-zachodnia jednostki, leżąca w obrębie Równiny Bełżyckiej, ze względu na brak izolacji narażona jest na bezpośrednie przenikanie zanieczyszczeń do warstwy wodonośnej. Ten poziom użytkowy cechuje się jednocześnie dobrymi warunkami zasilania. Odsłonięta część południowo-wschodnia, leżąca w granicach Płaskowyżu Świdnickiego, jest również narażona na bezpośrednie przenikanie zanieczyszczeń. W południowym fragmencie jednostki, wydzielonym w obrębie Wyniosłości Giełczewskiej, ponad poziomem głównym, w strefie aeracji występują 2–3 poziomy wód zawieszonych, podparte półprzepuszczalnymi przewarstwieniami słabo spękanych, plastycznych margli. Wody zawieszone są ujmowane przez studnie kopane. Niewielka część tych wód drenowana jest przez źródła, a przeważająca infiltruje przez słabo przepuszczalne utwory do poziomu głównego. Półprzepuszczalne wkładki ilaste występują również w obrębie strefy saturacji, powodując strefowe napięcie zwierciadła GUPW.

Wydajność potencjalna typowej studni wierconej w całej jednostce jest bardzo wysoka: najczęściej 70–120 m^3/h, lokalnie >120 m^3/h. Moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi 166 m^3/d km^2, co jest wartością średnią w zlewni Bystrzycy (Pietruszka i in., 2000a). Ponieważ znaczna część tej jednostki obejmuje obszar spływu wód podziemnych do ujęć Lublina, rezerwy zasobów dyspozycyjnych są tu ograniczone. W latach posusznych mogą lokalnie wystąpić deficyty zasobów dyspozycyjnych, powodujące rozwój leja depresji poszczególnych ujęć.

Jednostka 2 a**Q-Cr**$_3$II została wydzielona w obrębie pogrzebanej doliny Bystrzycy i ujściowego odcinka doliny Ciemięgi oraz zapadliskowo-erozyjnej struktury rejonu Łuszczowa, wypełnionych żwirowo-piaszczystą serią czwartorzędu. Spągowa część struktury o miąższości 10–30 m ma parametry umożliwiające budowę studni. Wynika to z przykrycia tej serii mułkami lub gliną zwałową, izolującymi ją od powierzchniowych źródeł zanieczyszczeń. Spąg tej serii znajduje się na głębokości 30–50 m, a szerokość struktury dochodzi do 2 km. W najgłębszym odcinku pogrzebanej doliny czwartorzędowej miąższość wodonośnych utworów kredowych jest zredukowana do 50–70 m. Wydajności potencjalne studni typowej przekraczają 120 m^3/h. Moduł odnawialności zasobów tej jednostki jest niższy niż na wysoczyźnie i wynosi 85 m^3/d km^2 ze względu na małą pojemność strefy aeracji we współczesnej dolinie Bystrzycy (Pietruszka i in., 2000b). Zasilanie tej jednostki odbywa się głównie przez dopływ boczny z obszarów wysoczyzn.

Jednostka 3 ab**Cr**$_3$II obejmuje część podziemnej zlewni Stawka i część bezpośredniej zlewni Wieprza. W jej obrębie notowane są pogrzebane struktury czwartorzędowe, w których lokalnie

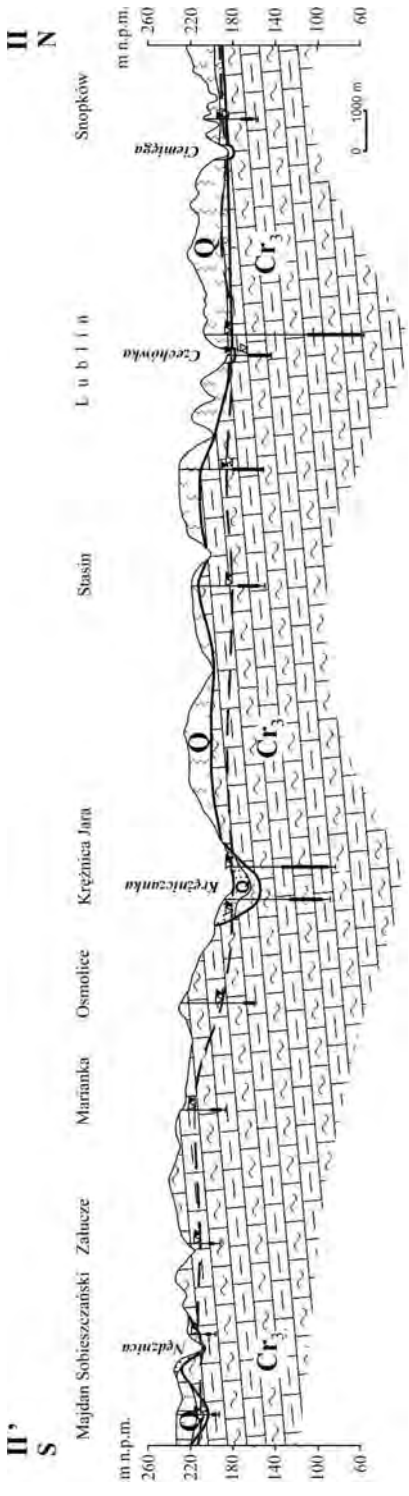

Fig. 4. Przekrój hydrogeologiczny II–II' przez region lubelski (lokalizacja na fig. 1)

Objaśnienia jak na fig. 3

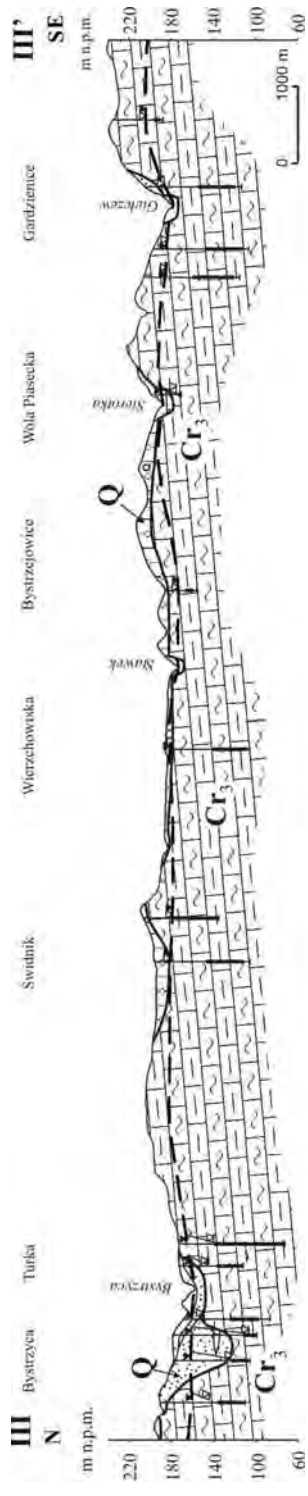

Fig. 5. Przekrój hydrogeologiczny III–III' przez region lubelski (lokalizacja na fig. 1)

Objaśnienia jak na fig. 3

(Ciechanki Krzesimowskie) występują korzystne warunki dla budowy ujęć. Poziom wodonośny jest najczęściej odkryty i przez to wrażliwy na zanieczyszczenia. Miejscami w partiach stropowych obserwuje się występowanie wód zawieszonych. Wydajność potencjalna studni jest zróżnicowana i waha się od 10 do ponad 70 m^3/h. Moduł zasobów dyspozycyjnych jednostki wynosi 168 m^3/d km^2 (*op.cit.*).

Jednostka 4 a**Cr**$_3$II obejmuje zlewnię Giełczwi. Na jej obszarze zlokalizowano ujęcie awaryjne dla zaopatrzenia w wodę ludności Lublina. Stopień potencjalnego zagrożenia GUPW zanieczyszczeniami z powierzchni jest bardzo wysoki w dolinie Giełczwi, a na pozostałym obszarze wysoki i średni. Wydajności potencjalne studni są zróżnicowane od 10 m^3/h na wysoczyznach wododziałowych do ponad 120 m^3/h przy krawędzi doliny. Moduł zasobów dyspozycyjnych jednostki wynosi 143 m^3/d km^2 (*op.cit.*).

Jednostka 5 a**Cr**$_3$II, wydzielona dla zlewni rzeki Marianki, zajmuje niewielki południowo-wschodni fragment opracowania. Parametry hydrogeologiczne jednostki są podobne do parametrów jednostek 1–4.

Zaopatrzenie aglomeracji w wodę

Potrzeby w zakresie zaopatrzenia ludności w wodę do celów pitnych i gospodarczych oraz przemysłu zaspokajane są na obszarze aglomeracji lubelskiej poprzez eksploatację zasobów zwykłych wód podziemnych z poziomu wodonośnego w górnokredowo-paleoceńskich utworach szczelinowo-porowych. Eksploatacją i dystrybucją zajmuje się Miejskie Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji, zaopatrujące w wodę przeważającą część mieszkańców i usługi. Eksploatuje ono obecnie 65 studni z 75 istniejących. Otwory eksploatacyjne zgrupowane są w 10 ujęciach. Kilka z nich to pojedyncze studnie podstawowe i awaryjne (Michalczyk i in., 2002). Jedyne większe ujęcie wód powierzchniowych znajduje się na terenie Elektrociepłowni Wrotków w Lublinie, które wykorzystuje wody Bystrzycy do celów technologicznych.

Komunalne i przemysłowe ujęcia Lublina wytwarzają regionalny lej depresji o powierzchni ponad 125 km^2 (stan na 2003 r.). Jednak mimo koncentracji poboru wody, rzeki – z wyjątkiem krótkiego odcinka Czechówki na Sławinku – nie utraciły swojego naturalnego, drenującego charakteru, co wynika z głębokości wcięcia doliny Bystrzycy. Infiltracja wód powierzchniowych do piętra kredowego zachodzi jedynie pod Zalewem Zemborzyckim.

Pobór wód a ich zasoby

W wykonanej w 2000 r. dokumentacji hydrogeologicznej ustalono zasoby dyspozycyjne dla zlewni Wieprza i jego dopływów (Pietruszka i in., 2000b). Dla zlewni Bystrzycy zasoby dyspozycyjne dla okresu normalnego (lata 1951–1970) wynoszą 213 100 m^3/d, zaś dla okresu posusznego (np. dla lat 1951–1965) 148 200 m^3/d. W dorzeczu Bystrzycy na potrzeby komunalne i przemysłowe pobiera się wodę z kredowego piętra wodonośnego. Ujęcia skoncentrowane w rejonie Lublina wykorzystują ponad 90% całkowitego poboru wody podziemnej dorzecza (tab. 1). Poza Lublinem ujęcia rozmieszczone są nierównomiernie i eksploatują niewielkie ilości wody (Michalczyk, 1997).

Wraz z rozwojem miasta w latach 70. ubiegłego wieku rosło zapotrzebowanie na wodę pobieraną w ujęciach komunalnych i przemysłowych. Jednak od ok. 1984 r. obserwuje się najpierw powolny, a od 1991 r. systematyczny spadek zużycia. Przyczyną takiego stanu jest zarówno restrukturyzacja gospodarki, jak i wzrost motywacji do oszczędnego używania wody, spowodo-

Tabela 1

Wybrane informacje o Lublinie

Powierzchnia		147,5 km^2
Ludność (2005 r.)		354 967
Pobór	komunalny	2234,5 m^3/h
	przemysłowy	431 m^3/h
Zaopatrzenie w wodę	ujęcia wód powierzchniowych	6,2%
	ujęcia wód podziemnych	93,8%
Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych		91,3 m^3/d
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego	minimalne	2662,25 m^3/d (110,9 m^3/h)
	niezbędne	5324,5 m^3/d (221,9 m^3/h)
	optymalne	10 649 m^3/d (443,7 m^3/h)
Specyficzny problem miasta		brak

wany wzrastającą opłatą za jej dostarczanie oraz wprowadzeniem indywidualnego pomiaru zużycia. Dla porównania w tabeli 2 przedstawiono pobór i zużycie wody w latach 1996–2005.

Według wcześniej obowiązujących kryteriów, suma zasobów zatwierdzonych dla ujęć MPWiK w kategorii A+B wynosiła 6929 m^3/h. Badania modelowe prowadzone przez Przedsiębiorstwo Hydrogeologiczne wskazały w „Dokumentacji hydrogeologicznej zasobów rzeki Bystrzycy" zasoby dla wszystkich ujęć MPWiK na poziomie 4630 m^3/h, a dla całej zlewni 9200 m^3/h (Jałowiec, 1989). W opracowaniu „Warunki korzystania z wód dorzecza Wieprza" natomiast wskazano średnią eksploatację wód podziemnych w ujęciach MPWiK na poziomie 96 220 m^3/d (4009 m^3/h) (Pietruszka i in., 2000a).

Aktualny stan poszczególnych ujęć jest następujący (Michalczyk i in., 2002):

W **ujęciu Prawiedniki** pracuje15 studni o głębokości od 68 do 116 m, cztery są w rezerwie. W 2001 r. średnia wydajność ujęcia wynosiła 19 516 m^3/d. Według dokumentacji, określającej warunki korzystania wód w zlewni Wieprza, możliwości eksploatacyjne ujęcia Prawiedniki zostały ocenione na 27 920 m^3/d. Z badań własnych MPWiK wynika, że średnia wydajność nie powinna przekraczać 1400 m^3/h (33 600 m^3/d).

Ujęcie Dąbrowa stanowi obecnie jedna pracująca studnia o głębokości 94 m. Średnie wydobycie w 2001 r. wyniosło tylko 506 m/d. Według opracowania dotyczącego zlewni Wieprza proponowany jest pobór w ilości 3780 m^3/d. Zgodnie z oceną MPWiK, po rozwiązaniu problemu jakości wody, ze studni tej będzie można uzyskać prawie 200 m^3/h (4800 m^3/d).

Ujęcie Wilczopole składa się z 9 studni (8 pracujących) o głębokości od 75 do 106 m. W 2001 r. średnia wydajność wynosiła tu 6779 m^3/d. Dokumentacja wykonana dla zlewni Wieprza określa średni pobór wody na 11 870 m^3/d. Z obserwacji MPWiK wynika, że pobór ten przy niskich zasobach nie powinien przekraczać 580 m^3/h (14 000 m^3/d).

Tabela 2

Pobór wody przez ujęcia MPWiK i ujęcia zakładowe w latach 1996–2005

Rok	Pobór wody					
	MPWiK		ujęcia zakładowe		razem	
	[m^3/a]	[%]	[m^3/a]	[%]	[m^3/a]	[%]
1996	30 218 600 (82 791)	84,5	5 530 000 (15 150,7)	15,5	35 748 600 (97 047)	100
2000	25 361 080 (69 293)	83	5 053 913 (13 808,8)	17,0	30 414 993 (83 101)	100
2005	19 572 015 (53 622)	88	2 659 982 (7288)	12,0	22 231 9976 (60 910)	100

W nawiasach podano pobór wody w m^3/d

W **ujęciu Wrotków** pracuje 8 studni o głębokości od 39 do 52 m. W 2001 r. średnia wydajność wynosiła 4170 m^3/d. Według dokumentacji zlewni Wieprza eksploatacja ujęcia nie powinna przekraczać 7740 m^3/d. Są to ilości zdecydowanie mniejsze od zasobów zatwierdzanych wcześniej. Na podstawie istniejących opracowań i wieloletnich obserwacji MPWiK uważa się za możliwe eksploatowanie ujęcia ze średnią wydajnością do 500 m^3/h (12 000 m^3/d).

Ujęcie Dziesiąta składa się z 8 studni o głębokości od 38 do 50 m, pracujących w systemie lewarowym, i dwóch studni awaryjnych o głębokości 73 i 78 m (pompy głębinowe). W 2001 r. ujęcie pracowało z wydajnością 14 843 m^3/d. Dokumentacja zlewni Wieprza wskazuje możliwy pobór wody na poziomie 17 320 m^3/d. Z wieloletnich obserwacji MPWiK wynika, że możliwa jest eksploatacja studni ze średnią wydajnością 750 m^3/h (18 000 m^3/d).

W **ujęciu Sławinek** eksploatowanych jest 9 studni o głębokości od 33 do 80 m. W 2001 r., z uwagi na wyłączenie części studni w czasie jego modernizacji, średni pobór wody wynosił tylko 5990 m^3/d. W dokumentacji zasobów dyspozycyjnych zlewni Wieprza proponowany jest pobór w wysokości 10 130 m^3/d i jest to ilość maksymalnie dopuszczalna, na co wskazują wyniki wieloletniej eksploatacji.

Ujęcie Centralna składa się z 4 studni o głębokości od 48 do 92 m. W 2001 r. pobierano średnio 3672 m^3/d wody. W dokumentacji zlewni Wieprza średni pobór określono na 3840 m^3/d, natomiast obserwacje MPWiK wskazują na możliwy średni pobór w ilości 300 m^3/h (7200 m^3/d).

W **ujęciu Piastowskie** pracują obecnie 4 studnie o głębokości od 57 do 69 m. W 2001 r. wydobywano średnio 4090 m^3/d wody. Według dokumentacji zlewni Wieprza średni pobór określono na 5910 m^3/d. Z badań MPWiK wynika, że przy ograniczonym poborze ze Sławinka ujęcie to może pracować z przeciętną wydajnością 350 m^3/h (8400 m^3/d).

W **ujęciu Bursaki** eksploatowane są 3 studnie o głębokości od 47,5 do 90 m. W 2001 r. wydobywano z nich średnio 1477 m^3/d wody. Jest to jedyne w tym rejonie ujęcie MPWiK, mające

duże znaczenie dla utrzymania odpowiedniego ciśnienia w sieci wodociągowej tej części miasta. W dokumentacji zlewni Wieprza proponowany jest pobór wody w ilości 2940 m^3/d. Z obserwacji hydrogeologicznych MPWiK wynika, że wartość maksymalna wynosi 120 m^3/h (2900 m^3/d).

Ujęcie Felin składa się z 2 studni o głębokości 75 i 85 m. W 2001 r. pobierano z niego 351 m^3/d wody. W dokumentacji zlewni Wieprza określono pobór średni na 560 m^3/d. Po kilkuletniej eksploatacji należy stwierdzić, że możliwy jest on na poziomie 1080 m^3/h (45 m^3/d).

Trzy studnie wspomagające rozrząd wody w sieci wodociągowej znajdują się przy ulicach: Konopnickiej (głęb. 68 m), Przyjaźni (36 m) i Jutrzenki (69 m). W 2001 r. ze studni przy ul. Konopnickiej i ul. Przyjaźni średnio wydobywano 1854 m^3/d. W dokumentacji zlewni Wieprza proponuje się następujące średnie wydajności dla tych studni: ul. Konopnicka – 1690 m^3/d, ul. Przyjaźni – 1130 m^3/d i ul. Jutrzenki – 1390 m^3/d. Biorąc pod uwagę dotychczasową pracę i rolę tych studni w sieci miejskiej, możliwy średni łączny pobór należy ustalić na poziomie 180 m^3/h (4300 m^3/d).

Chemizm wód podziemnych

Na rozpatrywanym obszarze występują wody proste, zawierające 2, 3, rzadziej 4 jony. Przeważają wody wodorowęglanowo-wapniowe i wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowe. Znacznie rzadziej obserwuje się wody wodorowęglanowo-chlorkowo-wapniowe, wodorowęglanowo-chlorkowo-wapniowo-magnezowe, wodorowęglanowo-siarczkowo-wapniowe i wodorowęglanowo-siarczkowo-wapniowo-magnezowe. Sporadycznie, punktowo – podczas wykonywania analiz chemicznych do MhP – stwierdzono wody wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowo-sodowe. Wody 4-jonowe charakterystyczne są dla obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych, natomiast wody 2- i 3-jonowe dla obszarów słabo zagospodarowanych, leśnych lub rolniczych.

Na większości obszaru wody kredowego piętra wodonośnego charakteryzują się niską mineralizacją, odczynem słabo zasadowym (pH od 5,9 do 8,3) i zawartością prawie wszystkich składników (z wyjątkiem żelaza, manganu oraz związków azotu) w granicach dopuszczalnych stężeń dla wód pitnych, określonych w Rozporządzeniu Ministra Zdrowia z dnia 19 listopada 2002 r. (Dz.U. Nr 203, poz. 1718 z dnia 5 grudnia 2002 r.). Wyjątkiem jest samo miasto Lublin i jego bezpośrednie okolice, gdzie w grupie substancji toksycznych stwierdzono przekroczenie dopuszczalnych stężeń NO_3, NO_2 i ołowiu. Ponadnormatywna zawartość Pb występuje na terenie byłej Fabryki Samochodów Ciężarowych (obecnie Daewoo Motor Polska w stanie upadłości), gdzie do połowy lat 90. funkcjonowało składowisko odpadów galwanizerskich. Seria analiz wykonanych w otworach na terenie tych zakładów w latach 1997–1998 ujawniła zawartość Pb od 0,02 do 0,1 mg/dm^3. Obecnie składowanie odpadów zostało uporządkowane i nie powoduje dalszej degradacji wód podziemnych. Innym rejonem skażenia wód podziemnych jest otoczenie Bazy Magazynowej nr 51, gdzie dochodziło do wycieków produktów naftowych. W poziomie wodonośnym nadal występuje tu plama ropy, co spowodowało konieczność wydzielenia tego obszaru (Meszczyński i in., 1994; Meszczyński, Pietruszka, 1996; Meszczyński, 2001). Przekroczenia stężeń związków azotu mają charakter lokalny i nie zostały uwzględnione przy rejonizacji jakości wód podziemnych. Ponadnormatywne zawartości Fe i Mn powodują obniżenie klas jakości i zostały uwzględnione przy opracowywaniu MhP. Na przeważającej części obszaru występują wody dobrej i bardzo dobrej jakości (fig. 6).

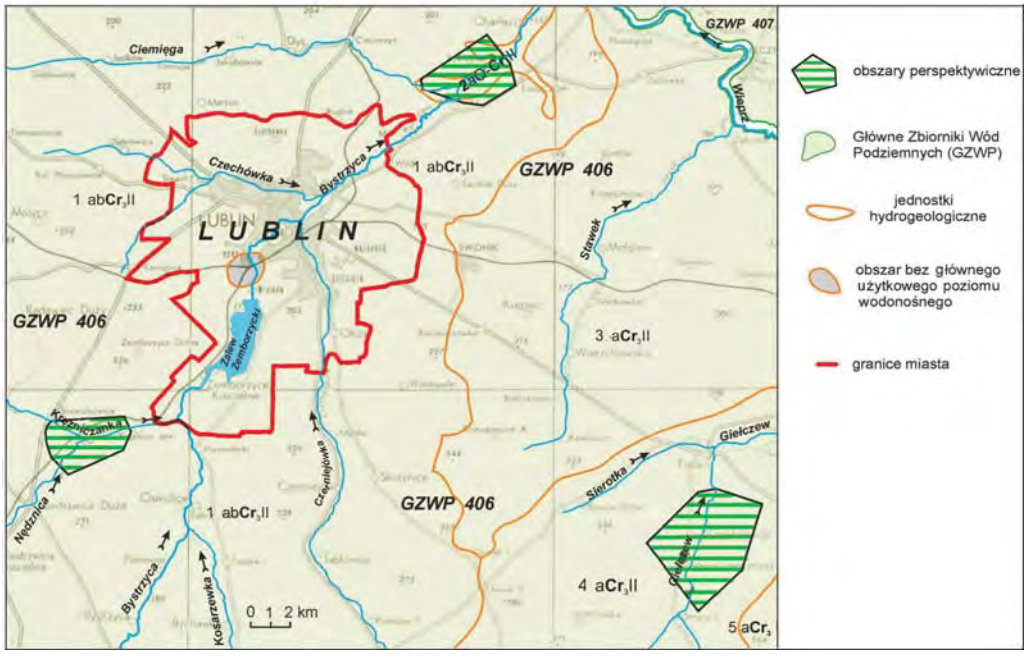

Fig. 6. Mapa warunków hydrogeologicznych w rejonie Lublina

Zagrożenia wód podziemnych

Stopień zagrożenia wód podziemnych głównego użytkowego poziomu wodonośnego jest pochodną wpływu trzech grup czynników: odporności GUPW na zanieczyszczenia, obecności ognisk zanieczyszczeń oraz dostępności terenu. Główny użytkowy poziom wodonośny związany ze szczelinowymi utworami kredy górnej jest bardzo wrażliwy na zanieczyszczenia z powierzchni. Głębokość do stropu warstwy wodonośnej jest wyraźnie powiązana z morfologią. Na wysoczyznach wododziałowych może sięgać 30–60 m, na zboczach dolin od kilku do kilkunastu metrów, a w dolinach rzek w warunkach naturalnych wody podziemne występują tuż pod powierzchnią. Koncentracje ognisk zanieczyszczeń notowane są głównie w miastach. Niektórych z uciążliwych zakładów już nie ma lub są w stanie likwidacji. Jednakże ze względu na działalność w przeszłości mogą stanowić nieujawnione jeszcze ogniska zanieczyszczeń dla poziomu wodonośnego. Potencjalne chemiczno-ekologiczne zagrożenie stwarzają głównie amoniakalne instalacje chłodnicze w zakładach przemysłu rolno-spożywczego, stacje paliw płynnych oraz zakłady zajmujące się produkcją i obrotem hurtowym chemikaliów. Zagrożenie zanieczyszczeniem mogą powodować zakłady przemysłowe i obiekty komunalne, dostarczające znacznych ilości ścieków i odpadów oraz emitujące pyły i gazy (Żelazny i in., 2003).

Obszary miejskie są skanalizowane, a ścieki odprowadzane do komunalnych oczyszczalni. W pozostałych rejonach ścieki wywożone są do nielicznych oczyszczalni lub usuwane bezpośred-

nio do gruntu, szamb lub dołów chłonnych, co jest poważną przyczyną lokalnego zanieczyszczenia wód podziemnych.

Potencjalnym źródłem zanieczyszczenia mogą być odpady stałe gromadzone na składowiskach komunalnych i przemysłowych. Jeśli składowisko odpadów zostało wykonane zgodnie z wymaganiami ekologicznymi, nie stanowi ono zagrożeń. Wiele wysypisk i składowisk nie ma jednak odpowiednich zabezpieczeń, co może skutkować bardzo poważnymi konsekwencjami dla wód podziemnych. Niedostateczna liczba zorganizowanych składowisk w gminach powoduje powstawanie „dzikich" składowisk w wąwozach, lasach bądź naturalnych zagłębieniach terenu, a rodzaj składowanych tam odpadów jest nieznany.

Zagrożenie środowiska przez rolnictwo ma charakter obszarowy. Potencjalne ogniska zanieczyszczeń (magazyny środków ochrony roślin, środków poprawy własności gleb, środków ochrony ziarna siewnego, składy nawozów mineralnych i organicznych, odpady z uprawy roślin i hodowli zwierząt) są równomiernie rozmieszczone na całym obszarze, a intensywność skażenia jest słabo rozpoznana, ale niewielka. Znaczne zagrożenie stanowią duże fermy hodowlane trzody chlewnej, bydła i drobiu.

Zagrożeniem dla jakości wód podziemnych są zanieczyszczenia występujące wzdłuż szlaków komunikacyjnych, zwłaszcza przebiegających przez tereny, gdzie poziom wodonośny jest odkryty. Zaliczyć tu można drogi o znacznym nasileniu ruchu: Warszawa–Lublin–Hrebenne oraz Lublin–Białystok.

Obszary perspektywiczne

W celu zwiększenia bezpieczeństwa zaopatrzenia w wodę ludności, szpitali, ośrodków użyteczności publicznej, szkół, policji itp. na obszarze metropolitarnym Lublina na wypadek zdarzenia ekstremalnego wytypowano trzy rejony, w obrębie których możliwe byłoby wybudowanie awaryjnych ujęć wód (fig. 7). Lokalizacja ich jest oparta na analizie wyników prac badawczych i dokumentacji hydrogeologicznych, wykonanych dla trzech ujęć usytuowanych poza granicami miasta. Ujęcia te nie są obecnie eksploatowane i mogą być wykorzystane jako źródła zaopatrzenia awaryjnego. Wstępne wytypowanie tych obszarów do szczegółowych badań na potrzeby budowy dużych ujęć zostało dokonane jeszcze w latach 70. na podstawie regionalnej analizy rozkładu parametrów hydrogeologicznych regionu kredy lubelskiej (Herbich i in., 1978).

Ujęcie Turka położone jest między miejscowościami Turka i Łuszczów, po prawej stronie Bystrzycy, oraz między miejscowościami Bystrzyca, Sobianowice i Łysaków, po jej lewej stronie. Prace rozpoznawcze rozpoczęto w 1976 r. Ich celem było udokumentowanie zasobów wód podziemnych dla Odlewni Żeliwa Fabryki Samochodów Ciężarowych w Lublinie. W pierwszym etapie (1976 r.) odwiercono 6 otworów poszukiwawczych do głębokości 100 m i 7 otworów obserwacyjnych do głębokości 60 m. W drugim etapie (1977–1979) wykonano: 7 otworów rozpoznawczych o głębokości od 80 do 100 m, 6 piezometrów o głębokości od 56 do 60 m na prawym brzegu Bystrzycy i 11 piezometrów o głębokości od 60 do 110 m na lewym brzegu Bystrzycy.

W części południowej ujęcia podczas próbnych pompowań uzyskiwano wydajności od 106 do 256 m^3/h, przy depresjach od 3,0 do 30,0 m, a w części północnej wydajności od 139 do 236 m^3/h, przy depresjach od 1,47 do 30,6 m. Analizy fizykochemiczne wykazały, że są to wody dobrej jakości, wymagające prostego uzdatniania, o średniej twardości i odczynie słabo zasadowym oraz zawartości żelaza od 0,03 do 1,6 mg/dm^3. Związki azotu, podobnie jak manganu, występowały w niewielkich ilościach.

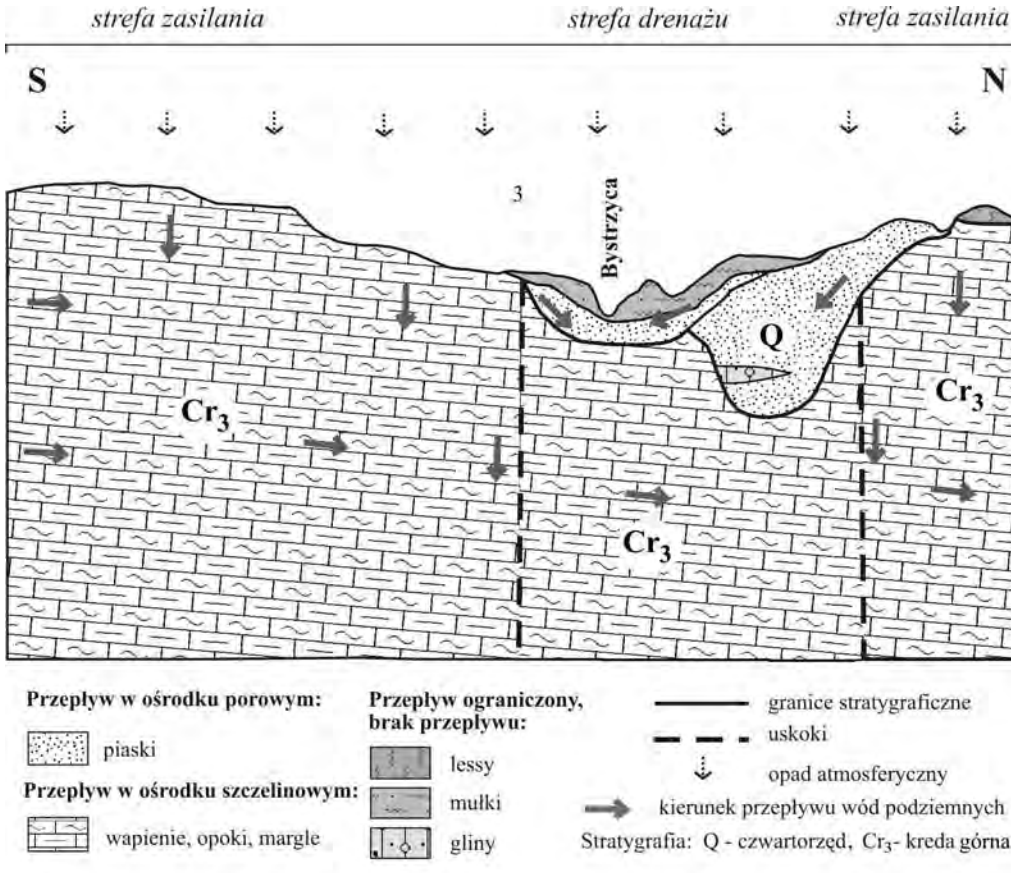

Fig. 7. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym w rejonie Lublina

W dokumentacji hydrogeologicznej przedstawiono do zatwierdzenia zasoby eksploatacyjne dla ujęcia w ilości 2378 m^3/h, przy depresji 5,0–33,0 m dla obszaru zasobowego o powierzchni 164,1 km^2 (Przemyski, 1980). Zasoby te zostały zatwierdzone na 5 lat, licząc od daty rozpoczęcia eksploatacji (KDH/013/4630/B/80). Ujęcie jako całość nie było do tej pory eksploatowane. Na bazie studni nr VIII wykonano ujęcie dla wodociągu wiejskiego w Sobianowicach, na bazie piezometru nr 9 – ujęcie dla wodociągu wiejskiego w Łuszczowie, a piezometr nr 24 wykorzystano jako studnię dla Szkoły Podstawowej w Pliszczynie.

Ujęcie Strzeszkowice zostało wykonane w latach 1980–1981 (Gross, Zezula, 1984). Zlokalizowane jest kilka kilometrów na SW od Lublina w dolinie rzeki Krężniczanki, lewostronnego dopływu Bystrzycy, w strefie korzystnych warunków hydrogeologicznych. Zasilanie wodonośca odbywa się drogą bezpośredniej infiltracji opadów atmosferycznych na wysoczyznach, a w dolinach rzecznych poprzez piaszczyste utwory czwartorzędowe. Ujęcie ma zatwierdzone zasoby wód podziemnych z utworów kredowych w kategorii B w ilości 2000 m^3/h, przy depresji 14 m.

Składa się z 24 otworów: 8 do głębokości 100 m i 16 do głębokości 80 m. W czasie próbnych pompowań indywidualnych przeprowadzonych w 1981 r. uzyskano wydajności od 48 do 213 m^3/h, przy depresjach od 0,34 do 25 m. Większość studzien wykazała wydajności powyżej 140 m, przy depresjach 2–5 m. Woda charakteryzowała się dobrą jakością, niewymagającą uzdatniania. Jako otwory podstawowe w ujęciu wytypowano 11 studzien o najkorzystniejszych parametrach hydrogeologicznych, 10 miałoby pełnić rolę studni awaryjnych, a trzy obserwacyjnych.

W 1988 r. odwiercono 10 z projektowanych wcześniej 11 otworów obserwacyjnych wokół ujęcia Strzeszkowice. Prac tych nie ukończono ze względu na trudności finansowe inwestora. Przez 10 lat ujęcie nie było eksploatowane. W 1991 r. przeprowadzono badania i prace sprawdzające stan odwierconych otworów. W otworach nr 2, II i III zaobserwowano spadki wydajności jednostkowej w porównaniu z rokiem 1981. W studniach nr 5, V, 5a, VI, 6a, 7a i VIII stwierdzono nieznaczną poprawę parametrów eksploatacyjnych, zaś w pozostałych, przy porównywalnych wydajnościach maksymalnych, wydatki jednostkowe nie uległy zmniejszeniu.

Ponadto w 1991 r. podczas 3-tygodniowego pompowania jednego z otworów (nr VI) ujęcia Strzeszkowice sprawdzono zmiany chemizmu wody. Analizy wykazały pogorszenie niektórych parametrów. W większości otworów wzrosła zawartość amoniaku, w niektórych żelaza, a w wodach z otworów 4, 4a, 6a, 7a i VII stwierdzono zapach siarkowodoru. Pozostałe parametry jakościowe wód z tego ujęcia nie uległy zmianom (Meszczyński, Gorczyński, 1992).

Na podstawie wyników badań w 1991 r. zaproponowano jako podstawowe dla ujęcia studnie: I, II, 2a, III, V, VI, 6, VII, 7a, VIII i 8a. Od tego czasu w ujęciu tym nie były prowadzone żadne prace.

Ujęcie Piaski–Gardzienice. Realizację projektu rozpoczęto w 1982 r. Prace prowadzono w dwu etapach. W pierwszym etapie wykonano 3 otwory rozpoznawcze i 7 poszukiwawczych o głębokościach od 50 do 120 m. W czasie próbnych pompowań z otworów rozpoznawczych uzyskano wydajności od 140 do 189 m^3/h, przy depresji od 0,4 do 3,48 m. W otworach poszukiwawczych wydajności wynosiły od 141 do 180 m^3/h, przy depresji od 0,55 do 3,3 m. Tylko jeden otwór poszukiwawczy cechował się słabymi parametrami eksploatacyjnymi: 12 m^3/h, przy depresji 16,85 m. Drugi etap prac badawczych prowadzony był w latach 1985–1986. Odwiercono 7 otworów rozpoznawczych o głębokości 90 m i 8 poszukiwawczych o głębokości 46–70 m. Próbne pompowania potwierdziły dobre warunki hydrogeologiczne ujęcia. Podczas trzystopniowych pompowań wydajności wynosiły od 140 do 230 m^3/h w otworach rozpoznawczych, przy depresji od 0,5 do 2,0 m. W otworach poszukiwawczych wyniki były bardziej zróżnicowane: od 6 do 240 m^3/h, przy depresjach od 0,95 do 8,93 m.

Analizy fizykochemiczne wód piętra kredowego wykazały, że są to wody wysokiej jakości, niewymagające uzdatniania, o średniej twardości i odczynie słabo zasadowym (pH 7,2–7,7). Manganu nie wykryto, a zawartość żelaza nie przekraczała 0,05 mg/dm^3, z wyjątkiem otworów S-2 i P-4, w których wynosiła 1,2–1,4 mg/dm^3. Związki azotu występowały w niewielkich ilościach.

Po wykonanych badaniach sporządzono dokumentację w kategorii C. Dla ujęcia zaproponowano zasoby w ilości 1650 m^3/h, przy depresji 5 m (Popiel, 1984). Od 1986 r. nie przeprowadzono w tamtym rejonie żadnych badań hydrogeologicznych.

Rejon Piaski–Gardzienice, w którym prowadzono prace badawcze w latach 80. ubiegłego wieku, jest bardzo korzystnym miejscem na lokalizację ujęcia awaryjnego dla Lublina. Istotnym czynnikiem dla gospodarki zasobami wód podziemnych regionu jest położenie ujęcia w zlewni Giełczwi, której zasoby wód podziemnych, w przeciwieństwie do zlewni Bystrzycy, mają znaczne rezerwy. W wykonanej w 2000 r. dokumentacji hydrogeologicznej zasoby dyspozycyjne dla zlewni Giełczwi wynoszą 54 200 m^3/d (Pietruszka i in., 2000b).

PODSUMOWANIE

1. Wody podziemne głównego użytkowego poziomu wodonośnego w utworach górnokredowych, lokalnie również paleoceńskich i czwartorzędowych, tworzą jeden system, hydraulicznie powiązany z wodami powierzchniowymi. Stanowi on podstawę zaopatrzenia w wodę ludności i przemysłu aglomeracji lubelskiej.

2. Zasilanie wodonośca górnokredowego odbywa się poprzez infiltrację opadów atmosferycznych. Niewielka pokrywa osadów czwartorzędowych, na ogół o dobrej przepuszczalności, występowanie w stropie kredy twardych, spękanych odmian skał węglanowo-krzemionkowych, dyslokacje i towarzyszące im strefy rozluźnionego górotworu tworzą warunki hydrogeologiczne korzystne dla odnawialności zasobów wód podziemnych.

3. Dla zlewni Bystrzycy, w obrębie której znajduje się omawiany obszar, zasoby dyspozycyjne ustalono na 213 100 m^3/d dla normalnych warunków hydrologicznych i 148 200 m^3/d dla warunków posusznych.

4. Koncentracja ujęć komunalnych i zakładowych występuje głównie na obszarze Lublina, gdzie łączny pobór wód podziemnych wynosi aktualnie 61 000 m^3/d, z czego 54 000 m^3/d przypada na ujęcia komunalne. Poza obszarem miasta rozbudowana sieć wodociągowa zaopatruje w wodę prawie 80% ludności.

5. Jakość wód podziemnych na przeważającym obszarze jest bardzo dobra i dobra – wody wymagają tylko prostego uzdatniania. Dla utrzymania wysokiej jakości głównego poziomu wodonośnego niezbędne jest ustanowienie stref ochronnych dla ujęć oraz uruchomienie sieci monitoringu.

6. Główny użytkowy poziom wodonośny jest podatny na zanieczyszczenia z powierzchni ze względu na brak naturalnej izolacji lub słabą izolację w obszarach występowania pokrywy czwartorzędowej. Jakości wód zagrażają ogniska zanieczyszczeń występujące punktowo, wprowadzające do środowiska związki azotu, metale ciężkie i produkty ropopochodne; wymagają one monitorowania. Dla jakości wód podziemnych poważne zagrożenie stwarza również brak kanalizacji i oczyszczalni ścieków, przy rozbudowanej sieci wodociągowej ośrodków wiejskich.

7. W niewielkiej odległości od granic miasta zlokalizowane są trzy nieczynne wielootworowe ujęcia o bardzo korzystnych warunkach hydrogeologicznych i udokumentowanych zasobach: Turka (57 000 m^3/d), Strzeszkowice (48 000 m^3/d) i Piaski–Gardzienice (40 000 m^3/d). Mogą być one wykorzystane jako źródła zaopatrzenia awaryjnego.

LITERATURA

CZERWIŃSKA-TOMCZYK J., SADURSKI A., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Niedrzwica. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

BUTRYM J., HARASIMIUK M., HENKIEL A., 1980 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Lublin. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

DZIEWA K., PIETRUSZKA W., 1997 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Bychawa. Państw. Inst. Geol. Warszawa

GROSS R., ZEZULA H., 1984 – Ujęcie wody podziemnej z utworów kredowych w rejonie Strzeszkowic. Arch. Urzędu Wojewódzkiego. Lublin

HERBICH P., 1984a – Hydrogeologiczna charakterystyka opok i margli górnego mastrychtu. Przew. 56. Zjazdu Pol. Tow. Geol: 165–174. Wyd. Geol. Warszawa.

HERBICH P., 1984b – Rola przewarstwień półprzepuszczalnych w zasilaniu i krążeniu szczelinowych wód podziemnych kredy lubelskiej. Ibidem:175–183.

HERBICH P., 1995 – Eksploatacyjne zmiany oporów dopływu do studzien ujmujących porowo-szczelinowe utwory węglanowe niecki lubelskiej i miechowskiej. Współczesne problemy hydrogeologii, **7**, cz. 2: 275–282. Wyd. PROFIL. Kraków.

HERBICH P., KRAJEWSKI S., 1977 – Określenie horyzontalnej anizotropii warunków filtracji w utworach szczelinowych na podstawie analizy nieustalonego dopływu do studzien. *Prz. Geol.*, **25**, 8–9: 454–462.

HERBICH P., KNYSZYŃSKI F., KRAJEWSKI S., SMOLEŃ Z., 1978 – Zasoby wód podziemnych województwa lubelskiego. Arch. Wydz. Geol. UW. Warszawa.

HERBICH P., KRAJEWSKI S., 1991 – Hydrogeologiczne warunki migracji zanieczyszczeń w strefie aeracji w regionie kredy lubelskiej. *Prz. Geol.*, **39**, 1: 19–21.

JAŁOWIEC L., 1989 – Dokumentacja regionalna badań hydrogeologicznych i modelowych rejonu Lublina, zlewni Bystrzycy. Arch. Urzędu Wojewódzkiego. Lublin

KLECZKOWSKI A.S., red., 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1: 500 000. AGH. Kraków.

KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

KRAJEWSKI S., 1972 – Strefowość zawodnienia utworów górnej kredy na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Hydrogeol. Ser. Spec.*, z. 3. Inst. Geol. Warszawa.

KRAJEWSKI S., 1984 – Wody szczelinowe kredy lubelskiej. *Prz. Geol.*, **32**, 6: 359–363.

KRASSOWSKA A., NIEMCZYCKA T., 1984 – Pokrywa mezozoiczna Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przew. 56. Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 36–55. Wyd. Geol. Warszawa.

MESZCZYŃSKI J., 2001 – Metodyka i technika prac kontrolnych i likwidacyjnych skażenia naftowego wód podziemnych przy ul. Zemborzyckiej w Lublinie – stan dotychczasowy i zamierzenia na rok 2002. Arch. Urzędu Wojewódzkiego. Lublin.

MESZCZYŃSKI J., GORCZYŃSKI A., 1992 – Aneks do dokumentacji hydrogeologicznej w kat. „B" zasobów wód podziemnych z utworów kredowych, zawierający sprawozdanie z prac i badań wykonanych w okresie wrzesień–listopad 1991 w rejonie ujęcia Strzeszkowice. Arch. Urzędu Wojewódzkiego. Lublin.

MESZCZYŃSKI J., PIETRUSZKA W., SZCZERBICKA M., 1994 – Warunki krążenia wód paleoceńsko-kredowego poziomu wodonośnego oraz zasięg oddziaływania ujęć przemysłowych w NE części aglomeracji lubelskiej. Arch. Urzędu Wojewódzkiego. Lublin.

MESZCZYŃSKI J., PIETRUSZKA W., 1996 – Dynamika wód podziemnych i zasięg oddziaływania ujęć w SE części aglomeracji lubelskiej. Arch. Urzędu Wojewódzkiego. Lublin.

MIANOWSKI Z., 2000 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Piaski Luterskie. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

MICHALCZYK Z., red., 1997 – Strategia wykorzystania i ochrony wód w dorzeczu Bystrzycy. Wyd. UMCS. Lublin.

MICHALCZYK Z. i in., 2002 – Bilans potrzeb wodnych miasta Lublina wraz z określeniem perspektywicznych rezerw wody. Arch. MPWiK. Lublin.

MICHALCZYK Z., WILGAT T., 1998 – Stosunki wodne Lubelszczyzny. Wyd. UMCS. Lublin.

PACZYŃSKI B., red., 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski, 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PIETRUSZKA W., PUSŁOWSKA D., SZCZERBICKA M., TYSZEWSKI S., ZEZULA H., 2000a – Warunki korzystania z wód dorzecza Wieprza. Arch. Urzędu Wojewódzkiego. Lublin.

PIETRUSZKA W., SZCZERBICKA M., ZEZULA H., 2000b – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych piętra górnokredowo-paleoceńskiego, trzeciorzędowego i czwartorzędowego zlewni Wieprza. Arch. Urzędu Wojewódzkiego. Lublin.

PIETRUSZKA W., SZCZERBICKA M., ZEZULA H., 2002a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Bełżyce. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PIETRUSZKA W., SZCZERBICKA M., ZEZULA H., 2002b – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Lublin. Państw. Inst. Geol. Warszawa

PIETRUSZKA W., SZCZERBICKA M., ZEZULA H., 2002c – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Łęczna. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

POPIEL S., 1984 – Dokumentacja hydrogeologiczna z ustaleniem zasobów wód podziemnych w kat. „C" z utworów kredowych w rejonie Piasków Luterskich dla wodociągu miejskiego w Lublinie + materiały z 2 etapu badań. Arch. Urzędu Wojewódzkiego. Lublin.

PRZEMYSKI S., 1980 – Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wód podziemnych z utworów kredowych w kat. „B" dla Odlewni Żeliwa FSC Lublin. Arch. Urzędu Wojewódzkiego. Lublin.

ZWIERZCHOWSKI A., 1990 – Wpływ tektoniki na krążenie wód podziemnych w północno-wschodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Arch. Państw. Inst. Geol. Lublin.

ŻELAZNY L. i in., 2003 – Raport o stanie środowiska województwa lubelskiego w 2002 r. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Lublin.

ŁÓDŹ

Edward **MIKUŁA**
Izabela **STĘPIŃSKA-DRYGAŁA**

INFORMACJE OGÓLNE

Łódź jest miastem na prawach powiatu i stolicą województwa łódzkiego. Na północy graniczy ze Zgierzem, na południu z Pabianicami, a na zachodzie z Aleksandrowem Łódzkim i Konstantynowem Łódzkim. Miasto liczy 780 tys. mieszkańców (stan na dzień 31 XII 2003 r. według GUS) i zajmuje powierzchnię ok. 280 km^2, co daje gęstość zaludnienia ponad 2600 mieszkańców na 1 km^2 (fig. 1).

Łódź wraz z miastami satelitarnymi była największym centrum przemysłu włókienniczego charakteryzującego się dużym poborem wody. Oprócz dominującego przemysłu lekkiego rozwinięty był tu przemysł maszynowy, elektrotechniczny, farmaceutyczny i gumowy. Po transformacji społeczno-gospodarczej w latach 90. nastąpiła generalna przebudowa jej struktury w kierunku dużej liczby średnich i małych podmiotów gospodarczych, ulokowanych często na terenie upadłych dużych zakładów przemysłowych. To spowodowało, że od 1989 r. następował systematyczny ciągły spadek zapotrzebowania na wodę. Średnie dobowe zużycie wody w Łodzi w 1995 r. wynosiło 260 600 m^3/d, a w 2004 r. już jedynie 150 000 m^3/d.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Według podziału fizycznogeograficznego (Kondracki, 1998) Łódź wchodzi w skład podprowincji Nizin Środkowopolskich, makroregionu Nizin Południowowielkopolskich i Wzniesień Południowomazowieckich. Zachodnia, silnie zurbanizowana część miasta należy do Wysoczyzny Łaskiej, a wschodnia do Wzniesień Łódzkich.

Aktualna struktura geomorfologiczna obszaru Łodzi związana jest ze zlodowaceniem środkowopolskim. Największe wzniesienia tworzące równoleżnikowy pas występują w okolicy Łagiewnik o wyniosłościach do ponad 250 m n.p.m. Pas ten ciągnie się poza granicami Łodzi w kierunku wschodnim przez Dąbrowę (283 m n.p.m.), Teolin (260 m n.p.m.) po Brzeziny. Północna granica tego pasma wzniesień nazywana jest krawędzią Wyżyny Łódzkiej. Występują tu największe lokalne deniwelacje przekraczające 40, a nawet 70 m (np. na odcinku Dąbrowa–Kalonka). Najniżej położona jest południowo-zachodnia część miasta w rejonie doliny Neru, poniżej ujścia Dobrzynki (poniżej 170 m n.p.m.)

Hydrografia

Łódź jest usytuowana na dziale wodnym I rzędu rozdzielającym dorzecza Odry i Wisły. W obrębie Wzniesień Łódzkich w rejonie Nowosolnej i Moskulik znajduje się węzeł hydrograficzny, w którym zbiegają się linie wododziałowe. Stąd rzeki i strumienie spływają promieniście do syste-

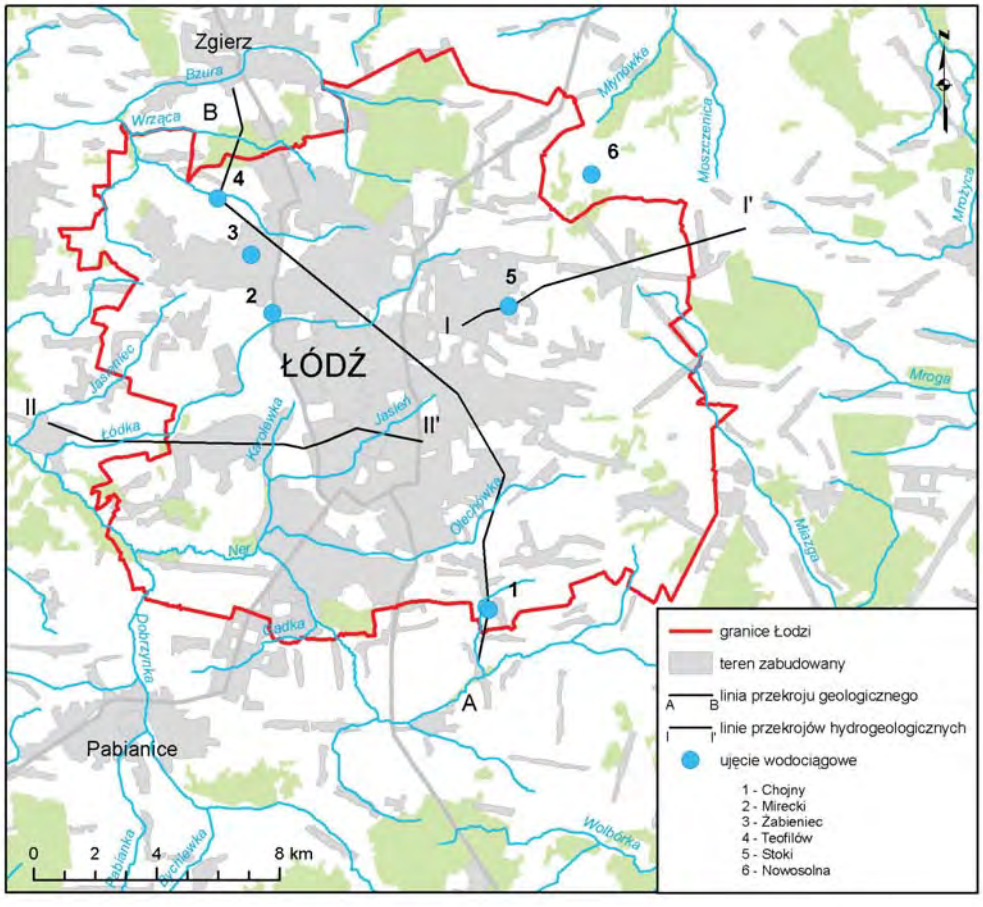

Fig. 1. Położenie obszaru Łodzi

mów Bzury (Moszczenica, Mroga, Mrożyca – północna część Łodzi), Neru (Ner z Olechówką, Jasień i Łódka – centralna i południowa część Łodzi) i Pilicy (Miazga – rejon Nowosolnej i Wiączynia). Dział wodny II rzędu między dorzeczami Bzury i Pilicy, który również rozpoczyna się w rejonie Moskulik, biegnie nad Nowosolną wzdłuż granicy administracyjnej miasta. Na terenie Łodzi brak jest naturalnych zbiorników wodnych, istnieje natomiast kilka drobnych zbiorników zaporowych: na Bzurze (Arturówek), na Sokołówce (Park Julianowski, Zgierska), na Olechówce (Młynek, Stawy Jana), na Jasieni (Przędzalniana, Park Reymonta) i Nerze (Staw Stefańskiego). Wszystkie rzeki płynące przez Łódź prowadzą wody pozaklasowe.

Zarys budowy gologicznej

Pod względem geostrukturalnym Łódź leży na wschodnim i południowo-wschodnim skłonie halitektonicznego ciągu antyklinanego, związanego z antykliną Justynowa, wchodzącego w skład odcinka rawskiego wału kujawsko-pomorskiego. Umowną granicę zasięgu wału stanowi spąg podkenozoicznej wychodni iłowcowych osadów albu górnego, która przebiega przez Łódź wzdłuż linii Moskuliki–Sikawa–Osiedle Chrobrego–Wiskitno Las. Obszar miasta, położony na zachód od tej linii, usytuowany jest w obrębie niecki łódzkiej wchodzącej w skład dużej jednostki strukturalnej niecki mogileńsko-łódzkiej. Niecka łódzka oddzielona jest od właściwej niecki mogileńsko-łódzkiej strukturą zrębową Parzęczew–Lutomiersk leżącą kilka kilometrów na zachód od granic miasta. Nadmienić należy, że profil litologiczno-stratygraficzny utworów od jury górnej po kredę górną w obrębie struktury Parzęczew–Lutomiersk znacznie się różni od analogicznego profilu obejmującego tereny centralnej i wschodniej części Łodzi, gdyż brak tu osadów wołgu, riazania i walanżynu. Posuwając się od wschodnich granic Łodzi ku zachodowi wychodnie podkenozoiczne reprezentowane są przez osady jury górnej oraz kredy dolnej i górnej. Pokrywę skał mezozoicznych stanowią osady trzeciorzędu i czwartorzędu (fig. 2.)

Osady neogenu nie tworzą ciągłej pokrywy, lecz występują w formie różnej wielkości płatów, które zachowały się w morfologicznych obniżeniach stropu skał mezozoicznych. Miąższość ich jest bardzo zmienna, najczęściej od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów, a jedynie w strefach zaburzeń glacitektonicznych (Las Łagiewnicki) może osiągać kilkadziesiąt metrów. Największe rozprzestrzenienie mają osady miocenu reprezentowane przez piaski drobnoziarniste z pyłem węglowym oraz mułki i iły z wkładkami węgla brunatnego. Miejscami osady podścielone są cienką warstwą wapieni typu *caliche* spoczywających na odwapnionych opokach. Utwory miocenu charakteryzują się dużą zmiennością litologiczną oraz zróżnicowanym położeniem stropu płatów w północno-zachodniej i północnej części Łodzi.

Utwory czwartorzędu tworzą ciągłą pokrywę o zmiennej miąższości od 60 do ponad 150 m (Bierkowska, 2002b). Różnice te spowodowane są urozmaiceniem zarówno powierzchni podłoża kenozoiku, jak i współczesnej rzeźby terenu. Najmniejsze miąższości występują w rejonie wysokiego zalegania stropu mezozoiku (okolice Olechowa i centrum Łodzi), największe zaś w rejonie Stoków i Nowosolnej oraz w dolinie Miazgi na wschód od granic Łodzi i w dolinie Neru na południowy wschód od miasta.

W obrębie Łodzi wyróżnić można dwa rejony o całkowicie odmiennym profilu litologiczno-stratygraficznym czwartorzędu:

I – rejon zachodni i południowo-zachodni, w którym dominują osady lodowcowe i zastoiskowe,

II – rejon wschodni i północno-wschodni, w którym osady wodnolodowcowe i rzeczne przeważają nad innymi utworami.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

Na obszarze Łodzi główne piętra wodonośne występują w utworach czwartorzędu, kredy dolnej i górnej, jury górnej oraz neogenu. Wody w osadach jury górnej z uwagi na korzystne warunki hydrogeologiczne nadległego piętra czwartorzędowego nie są praktycznie eksploatowane. Wody

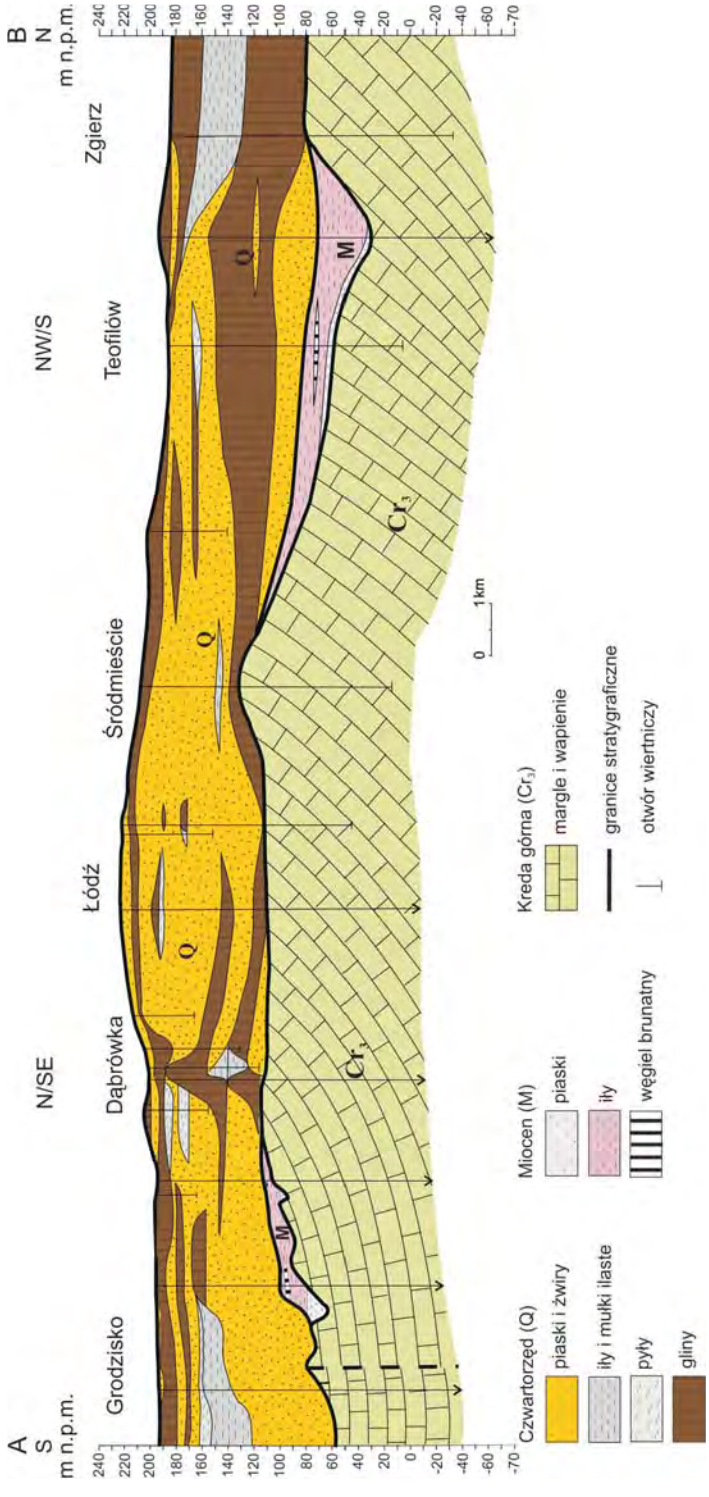

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B przez region łódzki (lokalizacja na fig. 1)

w utworach neogenu (piaski mioceńskie) ze względu na niekorzystne parametry hydrogeologiczne (zwiększona zawartość Fe oraz zanieczyszczenie pyłem węgla brunatnego), zmienną miąższość i rozprzestrzenienie nie stanowią poziomu użytkowego o znaczeniu regionalnym i eksploatowane są tylko lokalnie.

Czwartorzędowe piętro wodonośne występuje na całym obszarze Łodzi. W przekroju pionowym utworów czwartorzędowych wyróżnić można trzy poziomy wodonośne: poziom wód gruntowych, poziom międzyglinowy i poziom podglinowy. Poziomy te mogą występować w postaci dwu, a nawet jednego wspólnego poziomu wodonośnego.

Poziom wód gruntowych związany jest z osadami pokrywowymi zlodowacenia północnopolskiego i holocenu. Wody występują przeważnie w piaskach dolin rzecznych, a także (Bierkowska, 2002b) sporadycznie w spiaszczonych partiach glin morenowych zlodowacenia środkowopolskiego. Istnieje zatem ścisły związek tego poziomu z morfologią terenu, lokalną siecią hydrograficzną oraz warunkami klimatycznymi. Osady wodonośne charakteryzują się niewielką miąższością, a stan wód gruntowych ulega sezonowym wahaniom, co powoduje, iż są one mało zasobne (Bierkowska, 2002b). Na peryferiach Łodzi wody tego poziomu ujmowane są jedynie przez studnie kopane. Nie może on być brany pod uwagę nawet jako podrzędny użytkowy poziom wodonośny.

Poziom międzyglinowy występuje w osadach piaszczysto-żwirowych oddzielających gliny morenowe zlodowacenia środkowopolskiego i południowopolskiego. We wschodniej części Łodzi często pozbawiony jest nadkładu glin zwałowych i serie piaszczyste obserwowane są bezpośrednio na powierzchni, tworząc pierwszą warstwę wodonośną (rejon Arturówka, Łagiewnik, Stoków, Nowosolnej i Olechowa). W zależności od rejonu poziom międzyglinowy może spoczywać nie tylko na glinach zlodowacenia południowopolskiego, ale także bezpośrednio na utworach piaszczystych interglacjału mazowieckiego, tworząc wspólny kompleks żwirowo-piaszczysty o znacznej miąższości. Rozprzestrzenienie tego poziomu jest bardzo duże. Miąższość utworów zawodnionych jest zróżnicowana i waha się od 15 do ponad 80 m. Zasilanie poziomu międzyglinowego odbywa się zasadniczo na drodze bezpośredniej infiltracji wód opadowych na obszarach pozbawionych izolacji oraz na drodze przesączania z nadległego poziomu gruntowego przez gliny zwałowe o niewielkiej miąższości.

Na przeważającej części występowania poziomu międzyglinowego zwierciadło wody ma charakter swobodny, jedynie w rejonach, gdzie miąższość glin środkowopolskich jest znacząca, lekko napięty. Z uwagi na usytuowanie geomorfologiczne główny poziom użytkowy czwartorzędu występujący w obrębie Łodzi w całości należy traktować jako obszar zasilania wód podziemnych.

Z obszaru zasilania, a więc ze wschodniej części Łodzi, wody piętra czwartorzędowego rozchodzą się promieniście ku naturalnym bazom drenażu, położonym poza granicami miasta, jakimi są: dolina Wolbórki na południu, dolina Moszczenicy na północy i doliny Mrogi i Mrożycy na wschodzie. Zasadniczy wpływ na dynamikę wód podziemnych na obszarze zasilania ma lej depresji wywołany odpływem wód z piętra czwartorzędowego do poziomu dolnokredowego, intensywnie eksploatowanego przez wielootworowe ujęcia ZWiK Stoki–Sikawa oraz inne studnie zlokalizowane w centrum miasta. Obszar spływu wód do wspomnianego leja zajmuje większą część wschodniej Łodzi i wynosi ok. 50 km^2, przy depresji w stosunku do stanu pierwotnego rzędu 40 m. Eksploatacja licznych lokalnych ujęć wodociągowych o wydajności 50–100 m^3/h, okalających powyższy lej, nie prowadzi do tak drastycznych zmian w hydrodynamice tego poziomu.

W zachodniej części Łodzi poziom międzyglinowy bądź nie występuje, bądź też tworzy lokalnie nieużytkowy poziom wodonośny o niewielkiej miąższości, wykształcony głównie w postaci piasków drobnoziarnistych. W rejonie Teofilowa i Żabieńca pod zwartym kompleksem glin środ-

kowopolskich o znacznej miąższości tworzy użytkowy poziom wodonośny o ograniczonym rozprzestrzenieniu i zasilaniu.

W śródmieściu i w południowej części Łodzi (rejon Rudy Pabianickiej i Chojen) wyróżnić można użytkowy poziom wodonośny reprezentowany przez piaski, piaski ze żwirem i żwiry wodnolodowcowe, rozdzielające gliny zwałowe dwu stadiałów zlodowacenia środkowopolskiego. Poziom ten jest powszechnie ujmowany przez studnie publiczne, lecz – jak wykazują systematyczne badania stacji sanitarno-epidemiologicznej – znajduje się on pod silną presją antropogeniczną (zawartość chlorków ponad 100 mg/l).

Według dotychczasowych badań hydrogeologicznych w istniejących otworach studziennych, parametry filtracyjne głównego poziomu użytkowego czwartorzędu są zróżnicowane i mieszczą się w przedziałach (Bierkowska, 2002b): wodoprzewodność – od <100 do >1000 m^2/d, współczynnik filtracji – od 0,3 do 32,6 m/d, wydajności potencjalne – od kilku do >120 m^3/h i wydajność jednostkowa – od 0,2 do 35,7 m^3/h m.

Poziom podglinowy tworzą piaski wodnolodowcowe o miąższości od 5 do 20 m występujące pod glinami południowopolskimi. Rozpoznany został w rejonie Bedonia i Wiączynia, gdzie stanowi podrzędny poziom wodonośny o ograniczonym zasięgu i będący w bezpośredniej więzi hydraulicznej z poziomem wodonośnym jury górnej. Największe rozprzestrzenienie ma w południowo-wschodniej części Łodzi w rejonie ujęcia Dąbrowa. Ujęcie to, o otworach rozmieszczonych południkowo, usytuowane jest na łagodnym północnym zboczu doliny kopalnej, wyżłobionej w utworach neogenu i kredy górnej (fig. 2).

W miejscu występowania glin zwałowych zlodowacenia południowopolskiego warstwę wodonośną stanowią głównie piaski drobnoziarniste zapylone o miąższości od ok. 15 do 50 m. W osiowej części doliny, gdzie strop utworów kredy górnej występuje poniżej 70 m n.p.m. oraz gdzie gliny południowopolskie zostały erozyjnie usunięte, w profilu pionowym dominują pospółki żwirowo-piaszczyste i żwiry o miąższości ok. 50 m, pokryte grubym kompleksem mułków i iłów zastoiskowych.

Omawiana dolina kopalna jest bazą drenażu wszystkich poziomów użytkowych (najczęściej podrzędnych) czwartorzędu tej części Łodzi, a występujące tu główne czwartorzędowe piętro wodonośne znajduje się w bezpośredniej więzi hydraulicznej z wodami poziomu górnokredowego. Ujmowane jest jednym otworem studziennym Grodziska k. Rzgowa, z którego uzyskano wydajność ponad 350 m^3/h. Studnia ta eksploatowana jest od kilkudziesięciu lat ze stałą wydajnością ok. 300 m^3/h.

Górnokredowy poziom wodonośny związany jest ze spękanymi osadami turonu, santonu i koniaku. Iłowce, iło-margle i margle ilaste albu górnego, cenomanu i turonu dolnego uznaje się za niewodonośne lub słabo wodonośne. Od wód w utworach czwartorzędowych oddzielony jest mułowo-ilastymi utworami trzeciorzędu i glinami zlodowacenia południowopolskiego o znacznej miąższości (Fabianowski, 2002b).

Wody poziomu górnokredowego mają charakter naporowy. Krążenie ich zostało naruszone na skutek intensywnej eksploatacji. Powstał rozległy i głęboki lej depresji, który osiągnął punkt kulminacyjny w latach 70. ubiegłego wieku. Centrum leja usytuowane było na południu śródmieścia Łodzi, gdzie zwierciadło wody zeszło poniżej stropu napinającego. Z powodu ograniczeń poboru wody, wprowadzanych systematycznie przez administrację geologiczną od 1965 r., a w szczególności recesji przemysłu włókienniczego (wyłączono z eksploatacji znaczną liczbę otworów studziennych), lej depresji wypełnił się o ok. 30 m, a jego centrum przesunęło się ku północy (Zgierz), w miejsce aktualnego największego poboru wód poziomu górnokredowego. Bazą drenażu są wyłącznie otwory studzienne ujmujące ten poziom, zlokalizowane w części o najlepszej

wodoprzewodności. Spływ wód ku naturalnym bazom drenażu, usytuowanym w znacznej odległości od granic miasta, odbywa się w kierunku zachodnim, od Konstantynowa Łódzkiego ku dolinie Neru, oraz w kierunku północnym i północno-zachodnim, na terenach na północ od Zgierza. Z południowej części miasta wody spływają w kierunku południowym do górnokredowego leja depresji Pabianic.

Jedynym rejonem Łodzi, gdzie górnokredowy lej depresji nie rozwinął się, mimo intensywnej eksploatacji (począwszy od lat 30.) przez wielootworowe ujęcie Dąbrowa, jest południowo-wschodnia część miasta. Przyczyny tego należy szukać w istnieniu głębokiej czwartorzędowej doliny kopalnej, biegnącej wzdłuż południowo-wschodniej granicy Łodzi, gdzie wodonośne piętro czwartorzędowe o bardzo korzystnych parametrach hydrogeologicznych znajduje się w bezpośredniej więzi hydraulicznej z piętrem górnokredowym. Wspomnianą dolinę kopalną należy uznać za główny obszar zasilania wodonośnego poziomu górnokredowego rejonu Łodzi (fig. 2).

Zależnie od stopnia spękań, uwarunkowanego zasadniczo wykształceniem litologicznym i głębokością otworu studziennego, współczynnik wodoprzewodności utworów kredy górnej wykazuje dużą rozpiętość od 13 do >2000 m^2/d (najczęściej ok. 500 m^2/d). Wydajności potencjalne otworów studziennych są również bardzo zróżnicowane i mieszczą się w przedziale od 10 do ponad 200 m^3/h (Fabianowski, 2002b).

Dolnokredowy poziom wodonośny tworzą słabo zwięzłe piaskowce albu środkowego oraz piaskowce hoterywu o łącznej miąższości do ok. 180 m (średnio ok. 100 m). W rejonie Łodzi utwory te wychodzą na powierzchnię podkenozoiczną wzdłuż krawędzi rozdzielającej nieckę łódzką od wału kujawsko-pomorskiego i zapadają dość stromo ku centrum miasta pod iły oraz iły margliste albu górnego i cenomanu, stanowiące warstwę napinającą.

Zasilanie poziomu dolnokredowego odbywa się w obszarze jego wychodni podkenozoicznych, znajdujących się na dużych głębokościach (ponad 140 m p.p.t.), które nie zostały rozpoznane wierceniami. Stwierdzony lej depresji w utworach czwartorzędu w rejonie Stoki–Nowosolna świadczy o istnieniu bliżej nierozpoznanego okna hydrogeologicznego, którym odbywa się główne zasilanie poziomu dolnokredowego. Lustro wody tego poziomu stabilizuje się na rzędnej od ok. 180 m n.p.m. w obrębie wychodni podkenozoicznych do ok. 130 m n.p.m. w centrum Łodzi w otworach, w których stwierdzono połączenie poziomu dolnokredowego z górnokredowym.

W ramach zwykłych wód podziemnych poziom ten może być eksploatowany w Łodzi otworami studziennymi o głębokości ok. 600 m. Przy głębokościach większych temperatura wód dolnokredowych wynosi powyżej 20°C. Aktualnie istnieją otwory studzienne o głębokości ponad 800 m, które ujmują wody poziomu dolnokredowego o temperaturze poniżej 20°C. Spowodowane jest to dopływem do nich „zimnych" (ok. 10°C) wód z poziomu górnokredowego (podczas próbnych pompowań stwierdzano oddziaływanie ujęcia Dąbrowa oraz studni EC I i EC II, ujmujących poziom górnokredowy, na studnie dolnokredowe).

Poziom dolnokredowy charakteryzują duże wydajności eksploatacyjne od 146 do 210 m^3/h. Wydajności jednostkowe wynoszą od ok. 3 do ok. 10 m^3/h m. Współczynnik filtracji mieści się w granicach od 1,2 do 8,6 m/d, a wodoprzewodność od ok. 100 do ok. 600 m^2/d.

Wody tego poziomu są intensywnie eksploatowane przez Zakłady Wodociągów i Kanalizacji (wielootworowe ujęcia Stoki i Dąbrowa oraz ujęcia Teofilów i Żabieniec).

Nadmienić należy, że w stosunku do górnokredowego poziomu wodonośnego, który został rozpoznany w rejonie Ozorkowa, poziom dolnokredowy ma korzystniejsze warunki zasilania, przepływu oraz drenażu. Badania izotopowe wód wymienianych poziomów przeprowadzone przez M. Ziułkiewicza (2003) wykazały inwersję wiekową. Wiek wód poziomu górnokredowego określony został na 9766,2 lat, natomiast dolnokredowego na 409,7 lat.

Górnojurajski poziom wodonośny ma charakter szczelinowo-krasowy. Tworzą go spękane i kawerniste utwory węglanowe, przede wszystkim wapienie oksfordu i kimerydu dolnego. Jura górna od kimerydu górnego wzwyż reprezentowana jest przez osady ilasto-mułowcowo-margliste z wkładkami wapieni o niewielkiej miąższości (Bierkowska i in., 1990). Poziom ten zasilany jest w obrębie wychodni podkenozoicznych oraz poprzez drenaż nadległych warstw kenozoicznych. Charakteryzuje się bardzo dobrymi parametrami hydrogeologicznymi: wodoprzewodność od >1000 do >2200 m^2/h, wydajności potencjalne <200 m^3/h, przy wydajnościach jednostkowych od 6,2 do 90,0 m^3/h m (Bierkowska, 2002b). Poziom górnojurajski jest eksploatowany wyłącznie przez ujęcie wodociągowe w Bedoniu Przykościelnym ze średnią wydajnością 830 m^3/d.

W świetle przedstawionej budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych na obszarze Łodzi występują dwa główne poziomy użytkowe wód podziemnych:

– główny poziom użytkowy czwartorzędu obejmujący wschodnią część Łodzi (fig. 3),

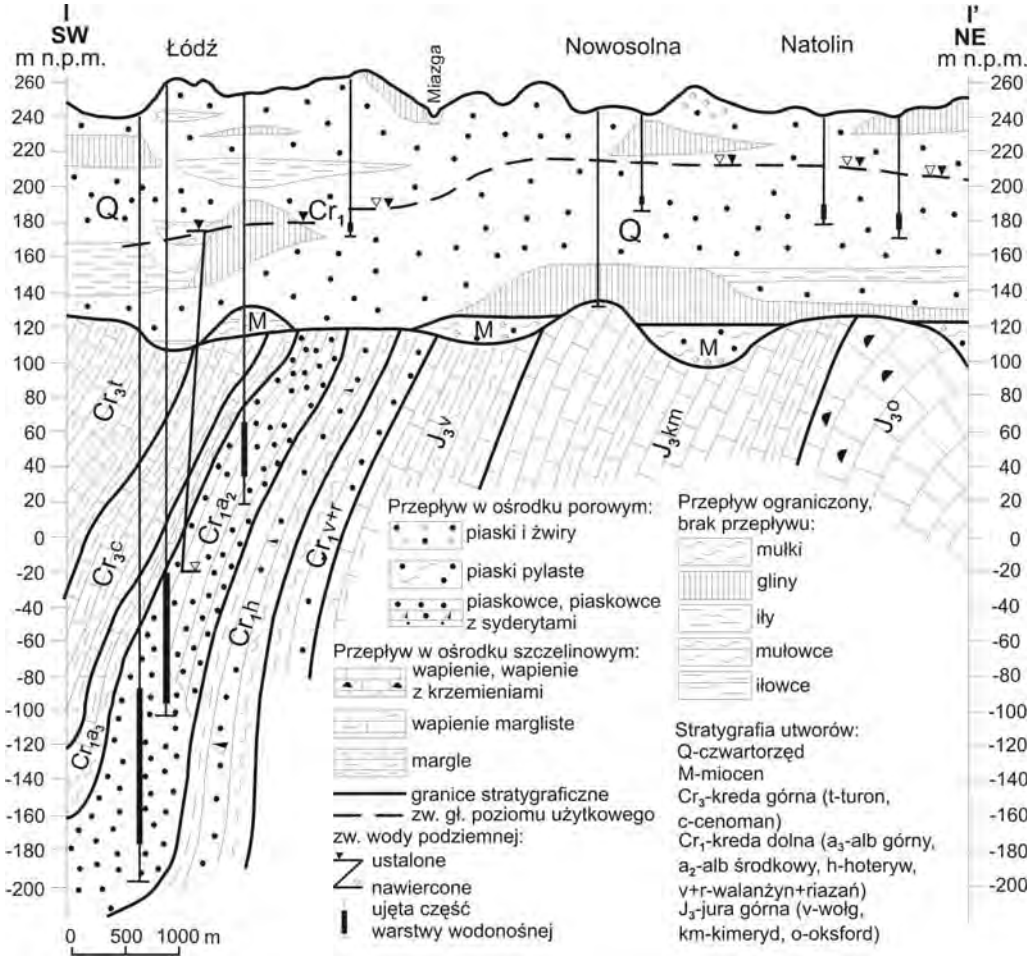

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' przez region łódzki według Bierkowskiej (2002a) z poprawkami E. Mikuły (lokalizacja na fig. 1)

– główny poziom użytkowy kredy górnej obejmujący centralną, silnie zurbanizowaną, i zachodnią część Łodzi, tj. miejsca, gdzie główny poziom użytkowy czwartorzędu nie występuje (fig. 4).

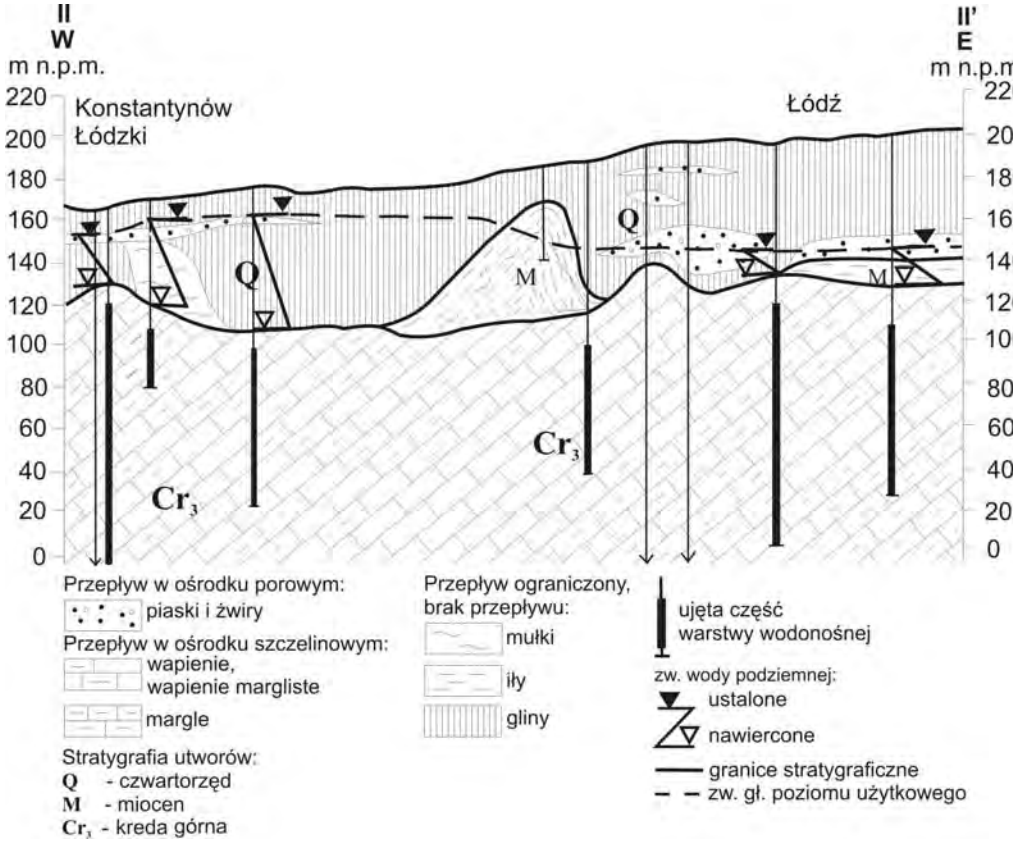

Fig. 4. Przekrój hydrogeologiczny II–II' przez region łódzki według Fabianowskiego (2002a) – lokalizacja na fig. 1

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w rejonie Łodzi

W rejonie Łodzi występują trzy Główne Zbiorniki Wód Podziemnych: GZWP nr 401 – Niecka łódzka, GZWP nr 403 – Zbiornik międzymorenowy Brzeziny–Lipce Reymontowskie i GZWP nr 404 – Zbiornik Koluszki–Tomaszów (fig. 5). Pierwszy obejmuje poziom dolnokredowy niecki łódzkiej od Ozorkowa po Tomaszów Mazowiecki. W Łodzi występuje w obrębie niecki łódzkiej, z wyłączeniem jej wschodniej części należącej do wału kujawsko-pomorskiego. Jest to zbiornik

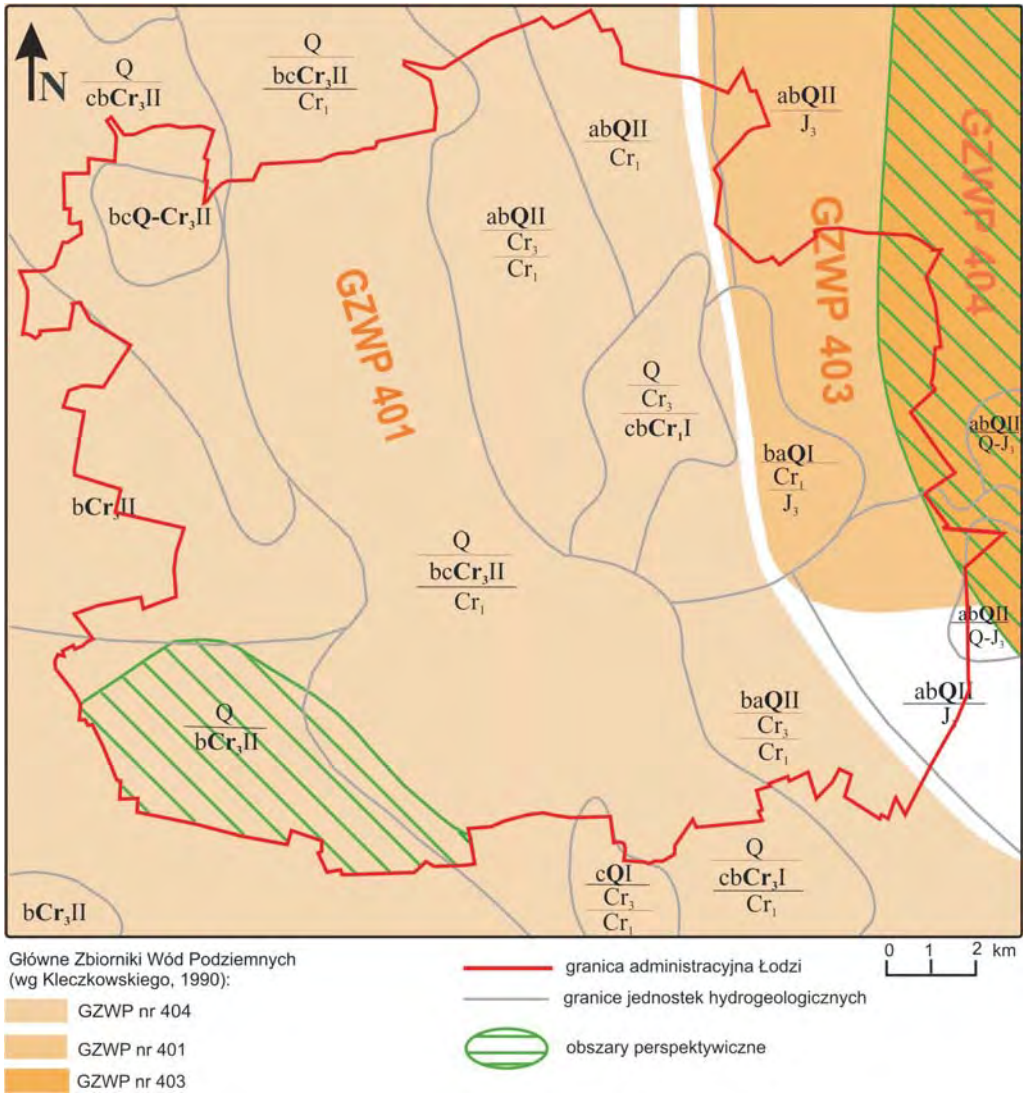

Fig. 5. Mapa warunków hydrogeologicznych rejonu Łodzi

porowo-szczelinowy charakteryzujący się wodami wysokiej jakości o stałych i jednorodnych parametrach fizykochemicznych. Zbiornik nr 403 obejmuje piętro czwartorzędowe. W swym zachodnim zasięgu ma wschodnią część Łodzi oraz tereny przyległe (Janów, Andrzejów, Wiączyń, Byszewy, Bedoń). Jest to rozległy zbiornik porowy, najczęściej odkryty, ze swobodnym lustrem wody zalegającym pod grubym nadkładem piasków strefy aeracji, stanowiący w kierunku

wschodnim i północno-wschodnim kontynuację głównego poziomu użytkowego piętra czwartorzędowego. Zbiornik nr 404 obejmuje poziom górnojurajski. Granica jego przebiega przez peryferyjną, wschodnią część Łodzi i ciągnie się w kierunku wschodnim. Jest to zbiornik szczelinowo-krasowy o potencjalnej dużej wydajności otworowej. Rozpoznany został w rejonie Byszew i Wiączynia.

Schemat przepływu wód podziemnych

Piętro czwartorzędowe charakteryzuje się wieloma warstwami wodonośnymi będącymi ze sobą w różnorodnych związkach hydraulicznych. Zasilanie wód śródmorenowych na obszarze występowania głównego poziomu użytkowego kredy górnej odbywa się zasadniczo poprzez przesiąkanie przez utwory słabo przepuszczalne z warstw nadglinowych zasilanych bezpośrednią infiltracją wód atmosferycznych. Obie te warstwy drenowane są przez drobne cieki i pionowa migracja wód infiltracyjnych kończy się praktycznie na osiągnięciu poziomu wód międzyglinowych.

Główna strefa zasilania wód śródmorenowych znajduje się we wschodniej części miasta, gdzie gliny zwałowe zlodowaceń środkowopolskich są porozrywane, często nieobecne lub występują w formie szczątkowej (fig. 3). Na taki rozkład zasilania wód śródmorenowych wskazuje kierunek ich spływu ze wschodu na zachód.

Wody poziomu podmorenowego i głównego poziomu użytkowego kredy górnej w zachodniej części Łodzi odizolowane są od górnych warstw wodonośnych i czwartorzędu zwartym i grubym kompleksem utworów nieprzepuszczalnych. Ponadto znajdują się one poza zasięgiem drenażu wód powierzchniowych. Bazą drenażu wód poziomu podmorenowego i użytkowego kredy górnej jest rozległy i głęboki lej depresyjny poziomu górnokredowego wywołany nadmierną eksploatacją.

Potwierdzeniem słabego zasilania poziomu górnokredowego w obrębie leja depresyjnego Łodzi jest brak spadku lustra wody w nadległych warstwach wodonośnych czwartorzędu. Nawet 100-metrowa różnica ciśnień między poziomem górnokredowym a czwartorzędowym, jaka istniała w 1970 r., nie objawiła się pionowymi spadkami hydraulicznymi w nadległych warstwach wodonośnych. Pionowe spadki hydrauliczne w czwartorzędowej warstwie wodonośnej zaobserwowano w południowej części Łodzi (Bierkowska i in., 1972), w rejonie wielootworowego ujęcia wód górnokredowych Dąbrowa, co świadczy o odpływie wód z piętra czwartorzędowego do poziomu górnokredowego.

Pełny model przepływu wód podziemnych ma jedynie poziom dolnokredowy, w którym wydzielić można strefę zasilania, przepływu i drenażu. Strefa zasilania rozpoznana jest poprzez lej depresyjny, jaki rozwinął się w GPU czwartorzędu we wschodniej części Łodzi. Studnie ujmujące poziom dolnokredowy znajdują się w strefie przepływu skierowanego na W i NW. Poziom ten w strefie osiowej niecki łódzkiej schodzi na głębokość poniżej 1000 m p.p.t. Strefa drenażu tych wód usytuowana jest w odległości ponad 25 km na NW od strefy zasilania, w dolinie Bzury w rejonie Ozorkowa, dając samowypływy wód o temperaturze ok. 20°C. Schemat przepływu wód na obszarze zasilania poziomu dolnokredowego przedstawia figura 6.

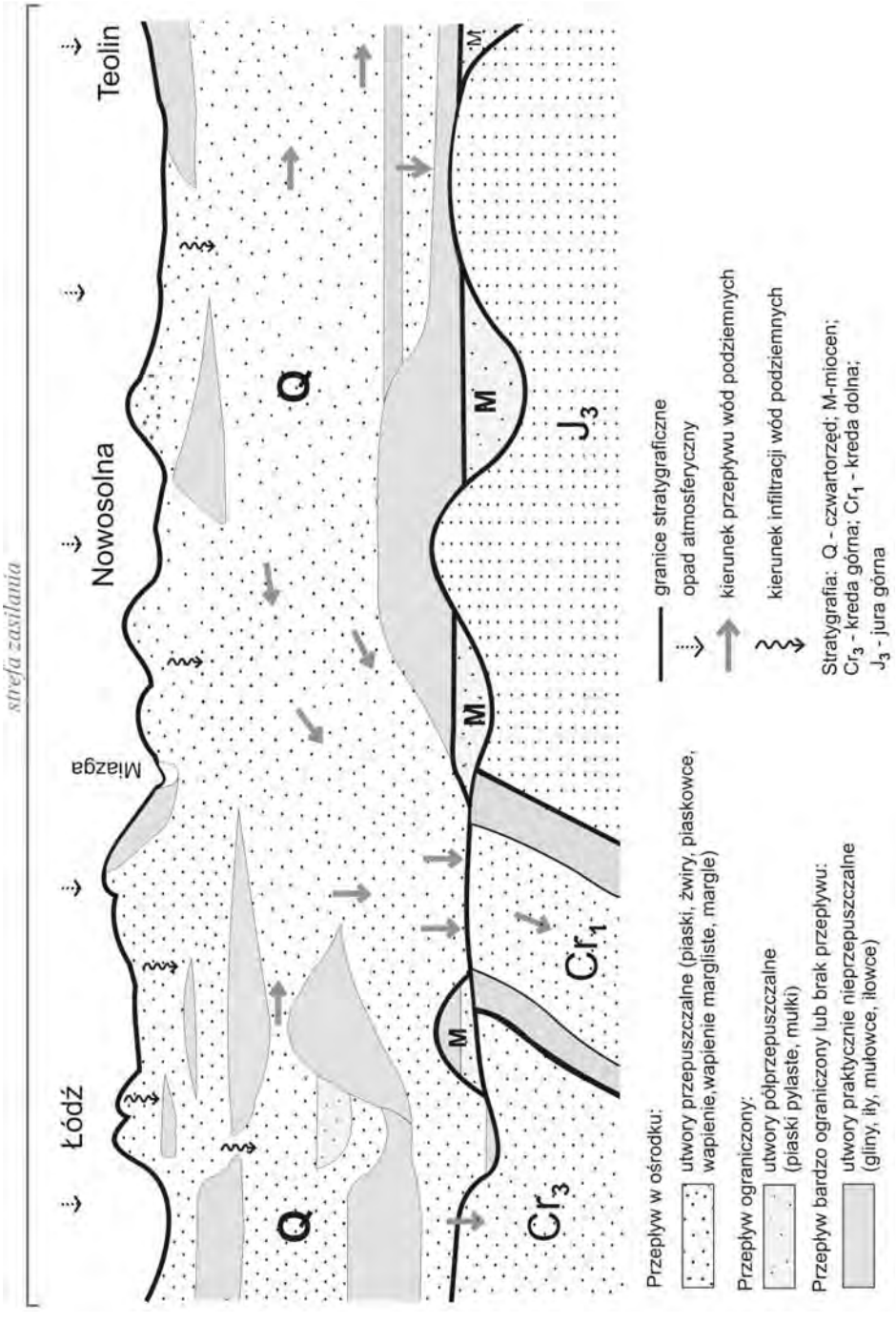

Fig. 6. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym na obszarze zasilania poziomu dolnokredowego na terenie Łodzi

Zaopatrzenie miasta w wodę

Aktualnie Łódź zaopatrywana jest w wodę pitną z trzech niezależnych, współdziałających systemów wodociągowych: Sulejów–Łódź, Tomaszów–Łódź i Łódź.

Sieć wodociągowa miasta podzielona jest na dwie strefy ciśnień. Północna i centralna część Łodzi jest zasilana z systemu Tomaszów–Łódź i częściowo z systemu Łódź (wodociąg Dąbrowa – 13 studni głębinowych), natomiast południowa część wyłącznie wodami systemu Sulejów–Łódź.

Woda w systemie **Sulejów–Łódź** pobierana jest z ujęcia wód powierzchniowych Jeziora Sulejowskiego w Bronisławowie oraz z ujęcia wód podziemnych z utworów kredy górnej w rejonie Adamów–Bronisławów. Woda przesyłana jest rurociągiem o długości 36,6 km do stacji uzdatniania w Kalinku, a następnie do pompowni Chojny, zlokalizowanej w południowej części miasta, rurociągiem o długości 7,6 km.

Zdolność produkcyjna tego systemu może wynosić:

– z ujęć wód powierzchniowych – 30 000 m^3/d,

– z ujęć wód podziemnych (7 studni głębinowych) – 50 000 m^3/d,

– razem – 80 000 m^3/d.

Począwszy od połowy 2004 r. całkowicie zrezygnowano z ujęcia wód powierzchniowych i system ten zaopatrywany jest wyłącznie wodą podziemną w ilości nieco ponad 50 000 m^3/d.

Woda w systemie **Tomaszów–Łódź** pobierana jest z ujęcia wód powierzchniowych Pilicy, usytuowanego w Tomaszowie Mazowieckim, oraz z ujęcia wód podziemnych składającego się z 8 górnojurajskich studni głębinowych, zlokalizowanych w Rokicinach, w połowie drogi między Tomaszowem Mazowieckim a Łodzią. System ten dostarcza również uzdatnioną wodę z ujęcia powierzchniowego dla Tomaszowa Mazowieckiego oraz dla gminy Rokiciny. Woda ze stacji uzdatniania w Tomaszowie Mazowieckim przesyłana jest rurociągami, o długości 23,5 km każdy, do pompowni pośredniej w Rokicinach, a następnie wraz z wodą podziemną ujęcia Rokiciny do odległych o 22,7 km zbiorników Stoki zlokalizowanych na terenie Łodzi.

Aktualna zdolność produkcyjna systemu Tomaszów–Łódź wynosi 125 280 m^3/d, z czego 101 280 m^3/d (w tym 66 000 m^3/d wody powierzchniowej i 35 280 m^3/d wody podziemnej) dla Łodzi oraz 24 000 m^3/d dla Tomaszowa Mazowieckiego.

W okresie pogorszenia jakości ujmowanej wody powierzchniowej, spowodowanego spływem wód powodziowych lub roztopowych, całkowita zdolność produkcyjna systemu ulega zmniejszeniu do 71 280 m^3/d.

W skład systemu **Łódź** wchodzi 5 większych wodociągów (Dąbrowa, Teofilów, Mirecki, Żabieniec i Sikawa–Stoki), dostarczających ok. 94% wody, oraz 8 mniejszych wodociągów (Mileszki, Podklasztorze, Łukaszewska, Imielnik, Nowosolna, Olkuska, Henrykowska, Żółwiowa), opartych na lokalnych ujęciach wód podziemnych. Woda w tym systemie pobierana jest przez 43 studnie o głębokości od 100 do 900 m zlokalizowane na terenie miasta i jego obrzeżach. W 22 studniach woda nie wymaga uzdatniania.

Zdolność produkcyjna systemu Łódź wynosi: Dąbrowa (13 studni) – 52 560 m^3/d, Teofilów – 11 000 m^3/d, Żabieniec – 4560 m^3/d, Mirecki – 3100 m^3/d, Sikawa–Stoki – 12 840 m^3/d, wodociągi lokalne – 4992 m^3/d, co stanowi łącznie – 89 052 m^3/d. Aktualny pobór wód podziemnych w tym systemie nie przekracza 80 000 m^3/d.

Zdolność produkcyjna wszystkich systemów wodociągowych wynosi obecnie 304 332 m^3/d, w tym dla Łodzi 270 332 m^3/d, a w warunkach wód roztopowych i powodziowych 209 172 m^3/d, w tym dla Łodzi 191 372 m^3/d.

Dla systemu wodociągowego Łodzi przyjęto zasadę maksymalnego wykorzystania wód podziemnych. W miarę spadku zapotrzebowania ilość wody z ujęć powierzchniowych zmniejsza się, natomiast rośnie udział wody podziemnej. W 2001 r. wynosił on średnio 64%, aktualnie waha się od 85 do 90%.

W 2003 r. pobór wody przez wodociągi Łodzi wynosił: z ujęć wód podziemnych – 118 036 m^3/d, z ujęć wód powierzchniowych – 45 130 m^3/d, co stanowi łącznie 163 166 m^3/d. Z tego gospodarka komunalna zużyła 146 479 m^3/d (89%), a zakłady przemysłowe 16 687m^3/d (11%). Duża część zakładów przemysłowych korzysta z własnych ujęć wód podziemnych. W 2003 r. pobór ten wyniósł 16 300 m^3/d. Największymi poborcami tego typu były: Elektrociepłownia EC-2 Łódź (2916 m^3/d), ZTK Teofilów–Łódź (1403 m^3/d) i zakłady Uniontex Łódź (1203 m^3/d). Łączne zaopatrzenie Łodzi w 2003 r. wyniosło zatem 179 466 m^3/d, z czego 146 479 m^3/d (82%) do celów komunalnych, a 32 987 m^3/d (18%) do celów przemysłowych.

Na terenie Łodzi brak jest ujęć wód powierzchniowych. Ciągła rozbudowa ujęć wód podziemnych oraz zapotrzebowanie miasta powodują stopniowe zastępowanie wód powierzchniowych, spoza obszaru miasta, wodami podziemnymi.

Pobór wód a ich zasoby

Próby ustalenia i uporządkowania zasobów wód podziemnych rejonu Łodzi, przeprowadzone w 1960, 1972, i 1983 r., w opracowaniach regionalnych nigdy nie zostały sfinalizowane, a po 1990 r. uległy całkowitej dezaktualizacji. Sądzić należy, że aktualny pobór wód podziemnych jest znacznie niższy od sumy dotychczasowych punktowych zasobów eksploatacyjnych (tab. 1).

Tabela 1

Wybrane informacje o Łodzi

Powierzchnia		295 km^2
Ludność (2003 r.)		780 000
Pobór (2003 r.)	komunalny	146 479 m^3/d
	przemysłowy	32 987 m^3/d
Zaopatrzenie w wodę	ujęcia wód powierzchniowych	10–15%
	ujęcia wód podziemnych	85–90%
Zasoby wód podziemnych		brak danych
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego		23 400 m^3/d
Specyficzny problem miasta		brak

Cechą charakterystyczną Łodzi jest fakt, iż mimo specyficznego położenia w strefie działu wodnego I rzędu, rozdzielającego dorzecza Odry i Wisły, swoje powstanie zawdzięcza dynamicznemu rozwojowi wodochłonnego przemysłu włókienniczego, bazującego na ujęciach wód powierzchniowych na Nerze, Jasieni, Olchówce, Łódce, Bałutce i innych rzekach. Systematyczny wzrost poboru wody spowodował konieczność poszukiwania nowych źródeł zaopatrzenia, tak iż pod koniec XIX w. rozpoczęto gwałtowną eksploatację ujęć podziemnych. Rabunkowa gospodarka tymi wodami, szczególnie w latach 1950–1970, doprowadziła do szybkiego zubożenia tych zasobów, a tym samym do konieczności uzupełnienia niedoborów z ujęć wód powierzchniowych na Pilicy (w latach 60. ujęcie Tomaszów–Brzustówka, a w latach 70. z Jeziora Sulejowskiego w Bronisławowie). Inwestycje miasta w budowę nowych studni głębinowych oraz spadek zapotrzebowania spowodowały znaczne zmiany w systemie zaopatrzenia.

Chemizm wód podziemnych

Pod względem chemicznym wody piętra czwartorzędowego charakteryzują się dużą zmiennością zawartości poszczególnych składników. Najbardziej uwidacznia się to na obszarach silnie zurbanizowanych, przy czym podwyższone zawartości typowych składników notuje się w rejonach większych zakładów przemysłowych, a w szczególności w obszarze byłych zakładów Anilana oraz na terenach nieskanalizowanych (Chojny, Stoki).

Wody w utworach czwartorzędowych należą do wód zwykłych typu HCO_3–Ca i HCO_3–Ca–Mg, o mineralizacji od 200 do 300, rzadziej od 100 do 200 mg/dm^3 i od 300 do 400 mg/dm^3. Charakteryzują się małą i średnią twardością (1,8–6,0 mval Ca/dm^3, wyjątkowo 6–10 mval Ca/dm^3) i dużą klarownością.

Zawartość chlorków (przeciętnie 6–20 mg/dm^3), siarczanów (20–60 mg/dm^3), azotanów (0,2–6,8 mgN/dm^3) i azotynów (0–0,1 mgN/dm^3) nie przekracza dopuszczalnych wartości dla wód pitnych. W niektórych rejonach stężenia żelaza i manganu osiągają podwyższone zawartości: żelazo do 3,0 mg/dm^3, mangan do 4,0 mg/dm^3. W większości przypadków, a w szczególności tam, gdzie piętro wodonośne czwartorzędu występuje na obszarze GZWP czwartorzędu, wody nie wymagają uzdatniania. W pozostałych przypadkach należy stosować proste odżelazianie. W rejonie zurbanizowanym wody charakteryzują się większą mineralizacją, przeciętnie od 200 do 500 mg/dm^3, maksymalnie do 1400 mg/dm^3, oraz wyższą zawartością związków żelaza do 10 mg/dm^3, manganu do 0,8 mg/dm^3, siarczanów do 600 mg/dm^3, azotynów 1,2 mgN/dm^3 i amoniaku do 1,3 mgN/dm^3. Z tych względów w rejonach najwyższych stężeń wymienionych jonów wykluczono piętro czwartorzędowe jako użytkowe. Ponadto bardzo niekorzystna zmiana jakości wód piętra czwartorzędowego występuje w otoczeniu wysypisk w rejonie Nowosolnej, gdzie stwierdzono podwyższone stężenia związków azotowych, detergentów oraz miejscami wysoką mętność. W strefie wysypiska Marmurowa zawartość żelaza dochodzi do 17 mg/dm^3, manganu do 6,1 mg/dm^3, azotynów do 0,35 mgN/dm^3 i jonu amonowego do 2,5 mgN/dm^3.

Chemizm wód w utworach kredy górnej, dolnej i jury górnej jest bardziej stabilny i jednorodny od chemizmu wód piętra czwartorzędowego. Skład fizykochemiczny wód poziomów kredy dolnej i jury górnej jest bardzo zbliżony do składu wód głównego poziomu użytkowego czwartorzędu, z wyjątkiem mniejszej zawartości siarczanów, azotanów, azotynów i jonów amonowych. Związki żelaza w wodach dolnokredowych mieszczą się w przedziale 0,0–0,5 mg/dm^3, natomiast manganu 0,0–0,05 mg/dm^3. W wodach poziomu górnojurajskiego zawartość żelaza przeciętnie waha się od 0,5 do 1,1 mg/dm^3, a manganu od 0,05 do 0,1 mg/dm^3. Często wody w utworach kredy dolnej i jury górnej wymagają prostego uzdatniania na odżelaziaczach. Wody poziomu górnokredowego pod

względem fizykochemicznym zbliżone są do wód wymienionych poziomów, lecz charakteryzują się nieco większą mineralizacją i twardością oraz większym zróżnicowaniem zawartości związków żelaza i manganu. Najczęściej wymagają prostego uzdatniania (Bierkowska, 2002b).

Zagrożenia wód podziemnych

Czwartorzędowe główne piętro użytkowe w granicach Łodzi charakteryzuje się zróżnicowanym stopniem zagrożenia od bardzo niskiego do bardzo wysokiego. W większości przypadków stopień zagrożenia jest jednak wysoki, ze względu na brak izolacji i płytkie występowanie utworów wodoprzepuszczalnych, i wzrasta do bardzo wysokiego w rejonach lokalizacji obiektów uciążliwych. Należą do nich:

– 13 nieczynnych bądź zrekultywowanych składowisk odpadów; największe zagrożenie dotyczy leja depresyjnego w czwartorzędzie, gdzie zlokalizowane są trzy duże wysypiska: Marmurowa (zrekultywowane), Kasprowicza (w trakcie rekultywacji i odgazowania) i Brzezińska (częściowo zrekultywowane, gdzie odpady składowano nielegalnie); w rejonie wysypiska Kasprowicza stwierdzono również podwyższone ilości detergentów (Bierkowska, 2002b);

– 2 oczyszczalnie ścieków zlokalizowane w Łodzi–Olechowie i Andrespolu;

– zakłady przemysłowe w Łodzi–Olechowie, Łodzi–Widzewie, Nowosolnej, Andrespolu; największe to: Elektrociepłownia EC-IV, Zespół przemysłowy Damis-Centrum, Lokomotywownia Olechów i Wagonownia Janów oraz Wytwórnia Mas Bitumicznych Unidro;

– stacje paliw płynnych;

– głębokie (25–80 m) kopalnie piasku.

Innego rodzaju zagrożeniem są ogniska zanieczyszczeń związane z rolnictwem (Bierkowska, 2002b). Mają one charakter przestrzenny i związane są z powszechnym stosowaniem związków chemicznych przy uprawie roślin. Nawozy sztuczne zagrażają wodom podziemnym ze względu na duże ilości zawartego w nich azotu i fosforu, natomiast środki ochrony roślin z uwagi na ich toksyczność.

Górnokredowy główny poziom użytkowy charakteryzuje niski stopień zagrożenia. Występuje on na głębokości powyżej 50 m pod nadkładem utworów izolujących, które stanowią wystarczającą ochronę wód podziemnych. Obiekty gospodarcze nie stanowią zagrożeń dla wód tego poziomu, mogą być jednak potencjalnie niebezpieczne dla wód powierzchniowych oraz podrzędnych użytkowych warstw wodonośnych w utworach czwartorzędu. Do potencjalnych ognisk zanieczyszczeń wód podziemnych w zachodniej części Łodzi należą składowiska odpadów, wylewiska i oczyszczalnie ścieków, ze względu na ewentualne nieszczelności i awaryjność urządzeń, oraz obiekty magazynujące paliwa płynne, które stwarzają duże zagrożenie w przypadku awarii.

W zachodniej części Łodzi największe składowiska to: składowisko odpadów pofermentacyjnych „laguna” o wymiarach 400 x 500 m (obiekt nr 60) – Łódź, ul. Sanitariuszek – i składowisko odpadów komunalnych o wymiarach 250 x 300 m – Łódź-Laskowice.

Oczyszczalnie ścieków zlokalizowane są w Arturówku (mechaniczno-biologiczna), przy ul. Sanitariuszek (mechaniczno-biologiczna grupowa oczyszczalnia ścieków dla aglomeracji łódzkiej) oraz przy ul. Odrzańskiej (mechaniczna).

Na obszarze występowania górnokredowego głównego poziomu użytkowego oraz w rejonie, gdzie poziom dolnokredowy pokryty jest niewodonośnymi utworami albu górnego i cenomanu, stopień zagrożenia tego ostatniego jest bardzo niski. Tylko w obrębie wychodni podkenozoicznych wodonośnych utworów kredy dolnej, gdzie brak glin i iłów zastoiskowych zlodowacenia

południowopolskiego, które stanowią spąg czwartorzędowego GPU Łodzi, stopień zagrożenia poziomu dolnokredowego jest wysoki i bardzo wysoki. W miejscu występowania okna hydrogeologicznego między piętrem czwartorzędowym i poziomem dolnokredowym, co potwierdzone zostało istnieniem rozległego leja depresyjnego, stopień zagrożenia poziomu dolnokredowego należy uznać za bardzo wysoki, ponieważ jest związany z zagrożeniem nadległego piętra czwartorzędu.

Wystarczającą ochronę górnojurajskiego poziomu wodonośnego przed zanieczyszczeniami z powierzchni stanowią utwory zlodowacenia południowopolskiego, występujące pod czwartorzędowym piętrem użytkowym lub podglinową warstwą wodonośną czwartorzędu, która znajduje się w bezpośredniej więzi hydraulicznej z poziomem górnojurajskim. Uwzględniając to oraz dużą głębokość występowania utworów jury górnej, stopień zagrożenia poziomu górnojurajskiego należy uznać za niski i bardzo niski.

Obszary perspektywiczne

Jedynym perspektywicznym obszarem umożliwiającym ujęcie wód podziemnych z utworów kredy górnej w ilości ok. 20–30 tys. m^3/d jest południowo-zachodnia część Łodzi (fig. 5). Występujący tu GPU kredy górnej nie jest w tej części miasta eksploatowany. Ponadto usytuowany jest poza zasięgiem leja depresyjnego, od którego oddzielony jest strefą o słabej wodoprzewodności utworów kredy górnej, podkreślonej na mapie hydrogeologicznej zagęszczeniem hydroizohips od 170 do 150 m n.p.m. Obszar ten może być perspektywiczny dla awaryjnego zaopatrzenia w wodę II strefy ciśnień wykorzystującej system Sulejów–Łódź. Atutem tego obszaru jest bliskość pompowni Chojny zasilającej II strefę ciśnień systemu Łódź.

Najbardziej perspektywicznym obszarem dla Łodzi jest GZWP nr 404 – Zbiornik Koluszki–Tomaszów jury górnej (fig. 5). Zachodni zasięg tego zbiornika przebiega przez peryferyjną wschodnią część Łodzi. Charakteryzuje się dużą zasobnością i korzystnymi parametrami hydrogeologicznymi. Jego potencjał zasobowy wykorzystywany jest tylko w niewielkim stopniu. W latach 1980–1990 w sąsiadujących z Łodzią miejscowościach Byszewy i Wiączyń wykonano dwa ujęcia wód podziemnych, każde składające się z 6 otworów, ujmujące wodę z utworów jury górnej (oksford). Wybudowano je dla zaopatrzenia wschodniej części Łodzi, lecz do chwili obecnej nie zostały oddane do eksploatacji. Ustalone wydajności eksploatacyjne tych ujęć wynoszą: dla Byszew 1150 m^3/h, dla Wiączynia 1200 m^3/h, a razem 2350 m^3/h. Wydajność obu tych ujęć jest wystarczająca dla awaryjnego zaopatrzenia Łodzi w przypadku braku możliwości dostarczenia wody systemem Tomaszów–Łódź.

PODSUMOWANIE

Aktualnie Łódź zaopatrywana jest w wodę z trzech systemów wodociągowych: systemu Sulejów–Łódź, bazującego na ujęciu wód powierzchniowych z Jeziora Sulejowskiego w Bronisławowie oraz na ujęciu wód podziemnych z utworów kredy górnej Adamów–Bronisławów, systemu Tomaszów–Łódź, bazującego na ujęciu wód powierzchniowych Pilicy w Tomaszowie Mazowieckim oraz na ujęciu wód podziemnych z utworów jury górnej w Rokicinach, oraz systemu Łódź, bazującego wyłącznie na ujęciach wód podziemnych zlokalizowanych w różnych częściach miasta.

Dla systemu Łódź przyjęto zasadę maksymalnego wykorzystania wód podziemnych. W miarę spadku zapotrzebowania ilość wody pobieranej z ujęć powierzchniowych zmniejsza się, rośnie natomiast udział wody podziemnej od 85 do 90%. Zapotrzebowanie na wodę w Łodzi i ciągła rozbudowa ujęć wód podziemnych pozwalają na stopniowe zastępowanie wód powierzchniowych wodami podziemnymi. Południowa część miasta jest obecnie zaopatrywana wyłącznie z ujęć wód podziemnych (zrezygnowano z ujmowania wód powierzchniowych z Jeziora Sulejowskiego).

W obrębie Łodzi podstawę zaopatrzenia stanowią wody podziemne piętra czwartorzędowego oraz poziomów kredy górnej i dolnej. Piętro czwartorzędowe jest głównym piętrem użytkowym we wschodniej części miasta, natomiast poziom górnokredowy w części zachodniej oraz centralnej, silnie zurbanizowanej. W efekcie intensywnej eksploatacji w głównym użytkowym poziomie górnokredowym rozwinął się głęboki i rozległy lej depresyjny, który osiągnął swe maksimum w początkach lat 70. Lej ten, głównie z powodu wyłączenia znacznej liczby otworów studziennych w wyniku transformacji gospodarczej, wypełnił się przeciętnie o ok. 30 m. Obecnie obejmuje on obszar o powierzchni ponad 100 km^2 i ma korzystne warunki do pełnienia roli zbiornika retencyjnego sztucznie zasilanego. Jedynym rejonem, gdzie lej depresyjny się nie rozwinął, jest południowa oraz południowo-wschodnia część miasta. Obszar ten należy uznać za perspektywiczny dla ujęcia wód GPU kredy górnej.

Przez wschodnie peryferie Łodzi przebiega zachodnia granica GZWP nr 404 – Zbiornik Koluszki–Tomaszów poziomu górnojurajskiego. Jest to zbiornik szczelinowo-krasowy o bardzo sprzyjających parametrach hydraulicznych. Z uwagi na głębokie zaleganie i korzystne wykształcenie nadległego czwartorzędowego GPU, nie jest on ujmowany. Zbiornik ten należy uznać za główny perspektywiczny obszar ujęcia wód podziemnych dla potrzeb Łodzi.

Wody podziemne rejonu Łodzi były przedmiotem licznych prac o charakterze dokumentacyjnym i kartograficznym, które pozwoliły na rozpoznanie rozprzestrzenienia i podstawowych parametrów hydrogeologicznych poszczególnych pięter i poziomów wodonośnych. Rozpoznane zostały także najważniejsze ogniska zanieczyszczeń.

Do chwili obecnej nie zostały jednak ustalone zasoby dyspozycyjne poszczególnych pięter i poziomów wodonośnych, ani też nie opracowano jednolitego bilansu przepływu wód podziemnych w całym systemie wodonośnym rejonu Łodzi, obejmującym wszystkie piętra i poziomy, a tym samym brak prognozowania zmian w obrębie lejów depresyjnych w strefach zasilania i poboru.

LITERATURA

BIERKOWSKA M., BŁASZCZYK J., FILAS T., KASJAŃSKI F., MIKUŁA E., 1972 – Studium hydrogeologiczne wykorzystania wód podziemnych w łódzkim systemie wodnym. Arch. Przeds. Hydrogeol. Łódź.

BIERKOWSKA M., BŁASZCZYK J., FILAS T., SZADKOWSKA M., 1990 – Regionalna dokumentacja hydrogeologiczna (I etap prac) wraz z projektem badań modelowych na ustalenie zasobów wód podziemnych niecki łódzkiej (II etap prac). PG w Warszawie, Zakład w Łodzi.

BIERKOWSKA M., 2002a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Łódź Wschód. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

BIERKOWSKA M., 2002b – Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski, 1:50 000, ark. Łódź Wschód. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

FABIANOWSKI W., 2002a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Łódź Zachód. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

FABIANOWSKI W., 2002b – Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski, 1:50 000, ark. Łódź Zachód. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KLECZKOWSKI A.S., red., 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1:500 00. AGH. Kraków.

KONDRACKI J., 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

ZIUŁKIEWICZ M., 2003 – Zmienność chemizmu wód podziemnych na obszarze Łodzi. *Prz. Geol.*, **51**, 4.

OLSZTYN

Beata **PASIEROWSKA**
Anna **SZELEWICKA**

INFORMACJE OGÓLNE

Olsztyn jest miastem na prawach powiatu, pełniącym funkcję stolicy administracyjnej województwa warmińsko-mazurskiego. Położony nad Łyną zajmuje powierzchnię 87,9 km^2. W 2004 r. liczba ludności Olsztyna wynosiła 173,5 tys. Uwarunkowania historyczne i środowiskowe sprawiły, że tej największej aglomeracji regionu warmińsko-mazurskiego przypisuje się głównie funkcję ośrodka usługowego i naukowego oraz obsługi ruchu turystycznego o znaczeniu ponadregionalnym (fig. 1). Stanowi on również ważny węzeł komunikacyjny Warmii i Mazur. Spośród gałęzi przemysłu dominującą rolę odgrywają przemysł chemiczny i spożywczy.

Fig. 1. Położenie obszaru Olsztyna

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Według regionalizacji fizycznogeograficznej (Kondracki, 1998) rejon Olsztyna znajduje się w mezoregionie Pojezierza Olsztyńskiego, będącego zachodnią częścią makroregionu Pojezierza Mazurskiego.

Omawiany obszar leży na bezpośrednim zapleczu moren czołowych górnego stadiału zlodowacenia wisły, stąd rzeźbę terenu cechuje duże urozmaicenie, typowe dla obszarów młodoglacjalnych. Powierzchnię zasadniczych jednostek geomorfologicznych: ciągów moren czołowych, wysoczyzny polodowcowej i sandru rozcinają doliny rzeczne, głównie Łyny i Wadąga. Licznie występują tu jeziora oraz mniejsze zagłębienia terenu, często wypełnione torfami.

Najwyższe kulminacje terenu, osiągające 180 m n.p.m., związane są z ciągiem moren czołowych rozpościerającym się na południe od Olsztyna, na wysokości Jeziora Wulpińskiego. Drugie, mniej czytelne pasmo moren czołowych, rozciąga się wzdłuż północnych granic miasta (Rumiński, 2003a, b). Pomiędzy dwoma pasmami tych moren rozprzestrzenia się falista wysoczyzna polodowcowa, która w południowo-wschodniej części Olsztyna osiąga wysokość ok. 150 m n.p.m. i obniża się generalnie w kierunku północnym.

Największą część omawianego obszaru zajmują równiny sandrowe towarzyszące ciągom moren czołowych. Ich występowanie pokrywa się w dużej mierze z zasięgiem lasów. Sandr południowy wznosi się do wysokości ok. 150 m n.p.m., zaś sandr północny osiąga 120–140 m n.p.m. Powierzchnię tego ostatniego rozcina głęboka rynna jeziora Wadąg. Najniżej położony jest obszar doliny Łyny. W okolicy ujścia jej dopływu – Wadąga poziom wody w rzece znajduje się na wysokości 88 m n.p.m. W granicach administracyjnych miasta poziom Łyny na skutek spiętrzenia jest wyższy i wynosi ok. 95 m n.p.m.

Hydrografia

Aglomeracja olsztyńska wraz z otaczającym ją obszarem położona jest w zlewni Łyny. Dział wodny II rzędu pomiędzy zlewniami Łyny i Pasłęki przebiega na zachód i południowy zachód od miasta. Sieć hydrograficzną Olsztyna tworzą Łyna wraz z dwoma jej dopływami: Kortówką i Wadągiem oraz 11 jezior, z których 9 położonych jest w zachodniej części miasta. Wody powierzchniowe zajmują łącznie ok. 10% powierzchni aglomeracji. Łyna stanowi oś hydrograficzną miasta, dzieląc je na część wschodnią i zachodnią. Przepływająca przez miasto rzeka tworzy przełom, omijając ciągnący się na zachodzie system rynnowy, z którym łączy się dopiero poniżej ujścia rzeki Wadąg. Naturalne walory doliny zostały wykorzystane poprzez zabudowę stopni wodnych. Średni roczny przepływ Łyny w Olsztynie-Kortowie wynosi 4,14 m^3/s. Otaczające miasto od wschodu obszary wysoczyznowe odwadniane są przez Pisę oraz kanały Kiermas i Elżbiety.

Największe jeziora omawianego obszaru: Ukiel (396 ha) w Olsztynie i Wadąg (494 ha), leżące poza granicami administracyjnymi miasta, należą do typu rynnowo-wytopiskowego. Jezioro Wadąg wraz z dopływającą do niego Pisą i rzeką Wadąg, która wypływa z jeziora, stanowią obok Łyny główną bazę drenażu dla wód podziemnych obszaru opracowania.

Zarys budowy geologicznej

Rejon Olsztyna znajduje się w obrębie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej i należy do jednostki tektonicznej niższego rzędu zwanej wyniesieniem mazursko-suwalskim. Od północy i zachodu otacza je obniżenie nadbałtyckie.

Strop kredy, wykształconej jako kreda pisząca, występuje na głębokości 327,0 m (185,0 m p.p.m.). Powierzchnia stropu osadów starszych od plejstoceńskich charakteryzuje się dużym urozmaiceniem rzeźby, w strefach wyniesień osiąga 118,5 m n.p.m., a w kopalnej dolinie rejonu Olsztyna schodzi do prawie 190 m p.p.m. Dolina kopalna powstała przed plejstocenem i ma charakter najprawdopodobniej głównie erozyjny, chociaż nie wyklucza się wpływu mezozoicznych założeń tektonicznych. Została ona znacznie pogłębiona na skutek egzaracyjnej i glacitektonicznej działalności lądolodu zlodowacenia najstarszego i zlodowaceń południowopolskich. Po obu stronach doliny znajdują się wyniesienia. Powstały one na skutek diapirowego wyciśnięcia plastycznych osadów mioceńsko-plioceńskich podłoża podczas gwałtownego nasuwania się i nierównomiernego piętrzenia mas lodu (Rumiński, 1996a, b).

Najstarszymi osadami paleogenu są utwory paleocenu nawiercone w rejonie głębokiej doliny kopalnej. Są to ciemnoszare mułowce, jasnoszare margle i gezy oraz szarozielonawe piaskowce. W eocenie sedymentacja rozpoczyna się iłami szarobrunatnymi, silnie spękanymi i zlustrowanymi, które przechodzą w szarozielonawe piaski drobno- i średnioziarniste, w spągu często zailone, zawierające miejscami konkrecje fosforytów.

Strop utworów oligocenu leży płasko na wysokości 65–70 m p.p.m. Reprezentują go zielone i szarozielone piaski glaukonitowe, iły i mułki piaszczyste, miejscami również zawierające konkrecje fosforytów. Osady miocenu to przede wszystkim iły szaroniebieskie i brunatne z przemazami substancji węglistej, wkładkami drewna i węgla brunatnego. Lokalnie występują też piaski i mułki brunatnowęglowe. Utwory pliocenu notowane są tylko w górnych partiach najwyższych wyniesień powierzchni podplejstoceńskiej. Są to iły szare lub brązowo-żółte oraz mułki szarozielonawe. Osady plejstocenu występują na całym omawianym obszarze w postaci ciągłej pokrywy na utworach paleogenu i starszego neogenu (fig. 2). Są to głównie utwory lodowcowe, wodnolodowcowe, zastoiskowe, rzeczne i jeziorne. Miąższość ich jest bardzo zróżnicowana, w strefach wypiętrzeń miocenu-pliocenu rzędu 20–30 m, a w osi doliny kopalnej przekracza nawet 300 m.

Charakterystyczną cechą utworów plejstocenu jest nieciągłość serii glin zwałowych. Opisano 7 różnowiekowych ich poziomów (Morawski, 2005). Serie wodnolodowcowe występują jako wypełnienia koryt, czasami głęboko wciętych jedne w drugie. Typowe jest tu występowanie serii osadów zastoiskowych o znacznej miąższości.

Dno doliny kopalnej jest wypełnione głównie utworami wodnolodowcowymi związanymi z recesją zlodowacenia narwi, w mniejszym stopniu glinami tego zlodowacenia. Gliny te są często silnie rozmyte, tworząc zagliniony bruk rezydualny. Wyżej znajdują się osady zastoiskowe, mułki i piaski związane ze zlodowaceniem nidy. Utwory zlodowaceń południowopolskich nie tworzą ciągłej pokrywy, miejscami zostały całkowicie zniszczone. Są to gliny zlodowacenia nidy i sanu, które były najprawdopodobniej silnie erodowane w interglacjale wielkim. Górną część doliny kopalnej wypełniają piaski i mułki zastoiskowe związane z sedymentacją, która odbywała się w czasie zlodowacenia odry. Wyodrębnione dwa poziomy glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich mają niewielkie miąższości. Miejscami podczas deglacjacji lądolodu zlodowacenia warty zostały one całkowicie zniszczone. Osady zlodowacenia wisły leżą bezpośrednio na powierzchni lub pod utworami holoceńskimi. Mamy tu do czynienia z osadami dwóch cykli glacjalnych zlodowacenia wisły: stadiału środkowego (świecia) i stadiału górnego (głównego).

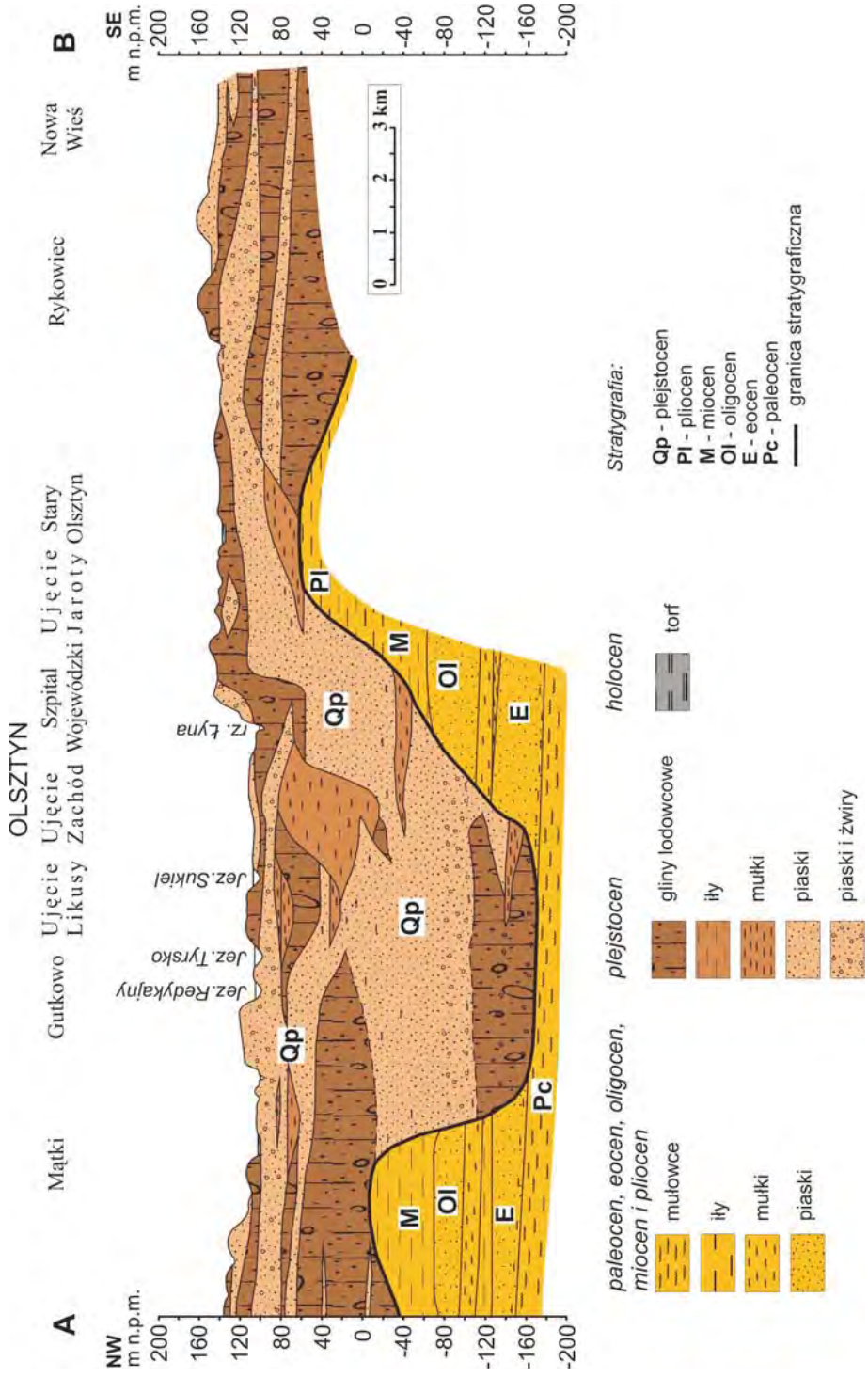

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B w rejonie Olsztyna (lokalizacja na fig. 1)

Gliny zlodowacenia wisły są często przewarstwione lub podścielone piaskami wodnolodowcowymi, nierzadko ze żwirami. Znaczne obszary pokryte są piaskami sandrowymi, miejscami z domieszką żwiru.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

W rejonie Olsztyna rozpoznane i wykorzystywane gospodarczo są wody podziemne w utworach plejstocenu, eocenu górnego i oligocenu (fig. 3). Wody podziemne występujące lokalnie w piaskach miocenu nie mają zasadniczego znaczenia w zaopatrzeniu miasta w wodę.

Wody podziemne w utworach plejstocenu występują powszechnie. Można wśród nich wyróżnić dwa zasadnicze poziomy. Górny poziom jest głównym użytkowym poziomem wodonośnym w rejonie Olsztyna, natomiast dolny, zbudowany z piasków, występuje tylko w rejonie doliny kopalnej. Miejscami utwory piaszczyste dolnego plejstoceńskiego poziomu wodonośnego są w kontakcie z piaskami paleogenu (oligocenu lub eocenu górnego), tworząc wspólny poziom.

Górnoplejstoceński poziom wodonośny (Qp_1) występuje w różnorodnych genetycznie i stratygraficznie utworach. Można wyróżnić tu dwie warstwy. Pierwszą od góry warstwę stanowią piaski różnoziarniste, głównie wodnolodowcowe, często ze żwirami. Leży ona pod glinami zlodowacenia wisły lub bezpośrednio pod piaskami sandrowymi znajdującymi się na powierzchni. Niżej znajduje się druga warstwa, którą budują piaski związane przede wszystkim z sedymentacją zachodzącą w obrębie rozległych zastoisk, stąd są to najczęściej piaski drobnoziarniste, często zamulone. Pakiet glin zlodowacenia wisły przykrywający górny poziom ma zróżnicowaną miąższość od kilku do ok. 40 m. Miąższość utworów wodonośnych wynosi najczęściej 20–40 m, chociaż lokalnie (np. rejon jeziora Wadąg, ujęcia szpitala wojewódzkiego, ujęcia Kortowo) jest dużo większa i przekracza 40 m. W okolicy ujęcia Zachód, gdzie utwory zastoiskowe wykształcone są głównie jako iły i mułki, miąższość górnego poziomu jest mniejsza i z reguły zawiera się w przedziale 10–20 m. Współczynnik filtracji zmienia się w szerokim zakresie od ok. 2,0 do ponad 48,0 m/d. Wydajność potencjalna, obliczona dla poszczególnych studni, mieści się w przedziale 50–70 m^3/h, a na obszarze, gdzie znajdują się podstawowe ujęcia, jest wyższa, w granicach 70–120 m^3/h, a nawet przekracza 120 m^3/h. W rejonie ujęcia Jaroty, na północ od niego i w strefie krawędzi doliny kopalnej wydajność potencjalna wynosi poniżej 50 m^3/h. Wody górnego poziomu wodonośnego często są swobodne lub występują pod nieznacznym naporem. Są eksploatowane w wielu ujęciach i stanowią podstawę zaopatrzenia Olsztyna. Bazują na nim ujęcia komunalne: Wadąg, Kortowo, Wschód, Jaroty oraz ujęcia zakładowe.

Dolnoplejstoceński poziom wodonośny (Qp_2) jest związany z doliną kopalną i lokalnie odgrywa dużą rolę w zaopatrzeniu miasta. Jest to dużej miąższości kompleks piasków wodnolodowcowych, średnioziarnistych z otoczakami oraz piasków zastoiskowych, drobnoziarnistych, często zailonych. Miąższość osadów tego poziomu w miejscach, w których poszczególne poziomy są rozdzielone osadami słabo przepuszczalnymi, mieści się z reguły w przedziale od 50 do 100 m. Dotyczy to np. rejonu ujęcia Likusy, gdzie brak jest osadów słabo przepuszczalnych, rozdzielających piaski górnego i dolnego poziomu plejstoceńskiego. Łączna ich miąższość jest tu znaczna i przekracza 100 m. Strop dolnego plejstoceńskiego poziomu wodonośnego występuje na rzędnych od ok. 40 do 80 m p.p.m. na głębokości od 140 do ponad 200 m. Średni współczynnik filtracji wynosi 18,0 m/d. Wydajność potencjalna jest wysoka i przekracza 120 m^3/h.

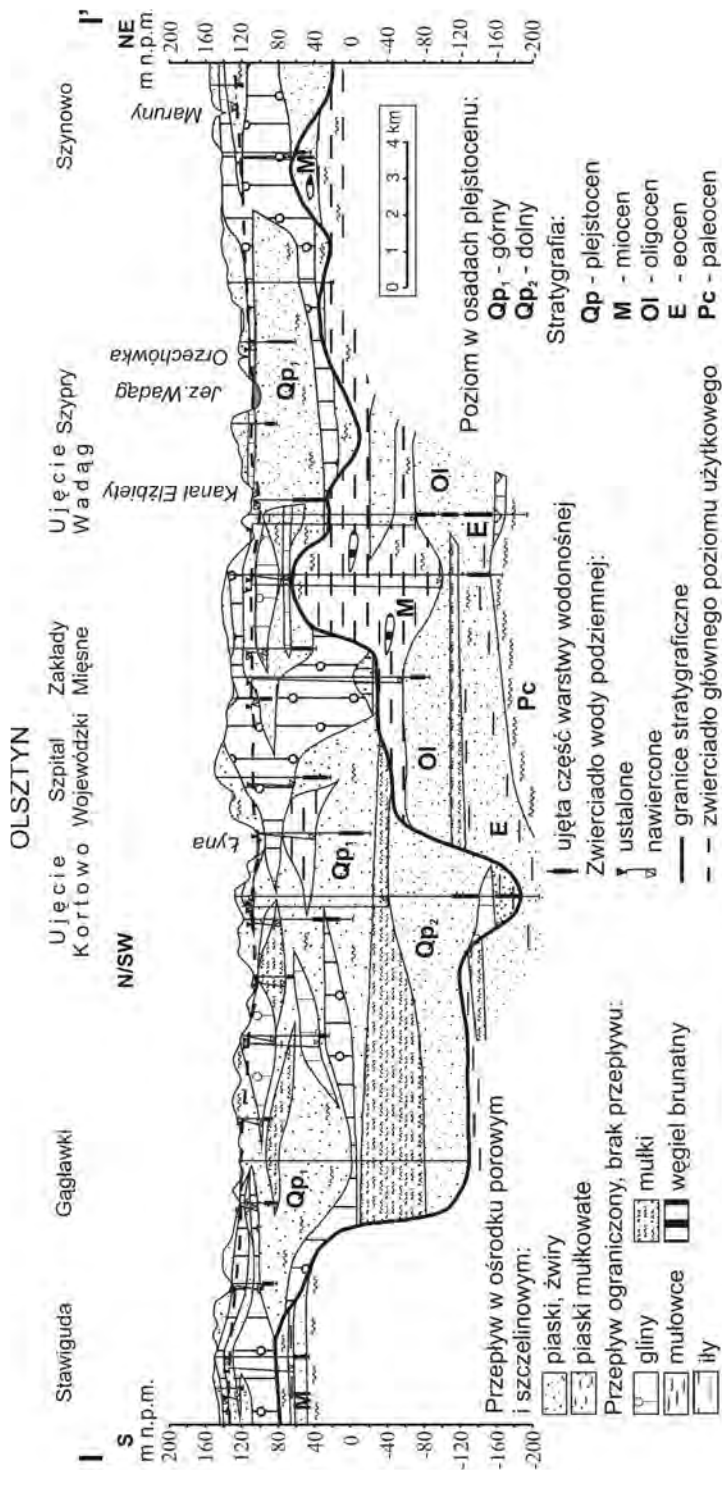

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' w rejonie Olsztyna (lokalizacja na fig. 1)

W rejonie największego przegłębienia doliny kopalnej brak jest poziomu wodonośnego w obrębie utworów paleogenu. W zasięgu występowania tej doliny stwierdzono bezpośredni kontakt osadów wodonośnych dolnego poziomu plejstoceńskiego i oligocenu oraz eocenu górnego. Wody tych połączonych poziomów eksploatowane są w ujęciach Zachód i Kortowo. Średnia miąższość osadów wodonośnych waha się od ok. 110 m (ujęcie Zachód) do ponad 150 m (ujęcie Kortowo). Parametry hydrogeologiczne są znacznie korzystniejsze dla ujęcia Zachód. Średni współczynnik filtracji wynosi tam ok. 12,0 m/d, a średnia wydajność jednostkowa 15,5 m^3/h m. W ujęciu Kortowo zafiltrowana została dolna część poziomu wodonośnego, gdzie są słabsze warunki. Wydajność jednostkowa wynosi tu ok. 5 m^3/h m, a współczynnik filtracji 3,6 m/d. Wydajność potencjalna dla obu ujęć jest wyższa niż 120 m^3/h.

Poza rejonem doliny kopalnej występują nieliczne otwory hydrogeologiczne, w których ujęty został poziom wodonośny w utworach piaszczystych miocenu, oligocenu lub eocenu. Niekorzystne parametry hydrogeologiczne powodują, że poziomy te nie mają większego znaczenia w zaopatrzeniu miasta w wodę.

Jednostki hydrogeologiczne (fig. 4) pokazujące główne i podrzędne użytkowe poziomy wodonośne wyznaczone zostały na podstawie Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (Felter, Śmietański, 2002a, b; Lidzbarski, 2004).

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w rejonie Olsztyna

Prawie cały obszar miasta znajduje się w zasięgu występowania czwartorzędowego Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 213 – Zbiornik międzymorenowy Olsztyn. Dużą część Olsztyna (fig. 4) obejmuje również trzeciorzędowy GZWP nr 205 – Subzbiornik Warmia (Kleczkowski, 1990).

Schemat przepływu wód podziemnych

System wodonośny w rejonie Olsztyna obejmuje poziomy wodonośne w obrębie utworów neogenu i paleogenu. Liczne okna, występujące zwłaszcza w obrębie doliny kopalnej, umożliwiają bezpośredni kontakt hydrauliczny między tymi poziomami. Najlepiej rozpoznany jest system krążenia wód podziemnych w poziomach wodonośnych neogenu. Obejmuje on obszar o powierzchni ok. 380 km^2 (fig. 4 i 5).

Główne obszary zasilania znajdują się na południowy wschód i północny wschód od granic Olsztyna. Stanowią one ok. 40% powierzchni spływu wód do tego miasta. Podrzędne znaczenie w zasilaniu systemu wodonośnego mają obszary położone na zachód od Olsztyna. Ogranicza je wododział zlewni Łyny i Pasłęki, który stanowi jednocześnie zachodnią granicę systemu krążenia wód podziemnych.

Obszary zasilania głębszych poziomów wodonośnych (utwory paleogenu) są zapewne znacznie większe i wykraczają poza granice systemu krążenia wód. Wyznaczenie granic tego obszaru uniemożliwia brak dostatecznego rozpoznania warunków hydrogeologicznych na terenie Pojezierza Olsztyńskiego.

W dolinie Łyny i jej prawobrzeżnego dopływu – rzeki Wadąg – wraz z otoczeniem jeziora Wadąg znajduje się główna strefa drenażu wód podziemnych. Zlokalizowane są w niej główne ujęcia zaopatrujące w wodę Olsztyn. Analizując warunki hydrodynamiczne, można wyodrębnić dwa zasadnicze strumienie przepływu wód podziemnych. Pierwszy płynie z południowego wschodu. Prędkość przepływu jego wód jest zmienna: od 7 m/a w strefie alimentacji do 250 m/a w strefie tranzytu. Drugi strumień płynie z północnego wschodu. Zróżnicowanie prędkości przepływu jest tu mniejsze: od 7 m/a w strefie zasilania do ok. 60 m/a w strefie tranzytu wód.

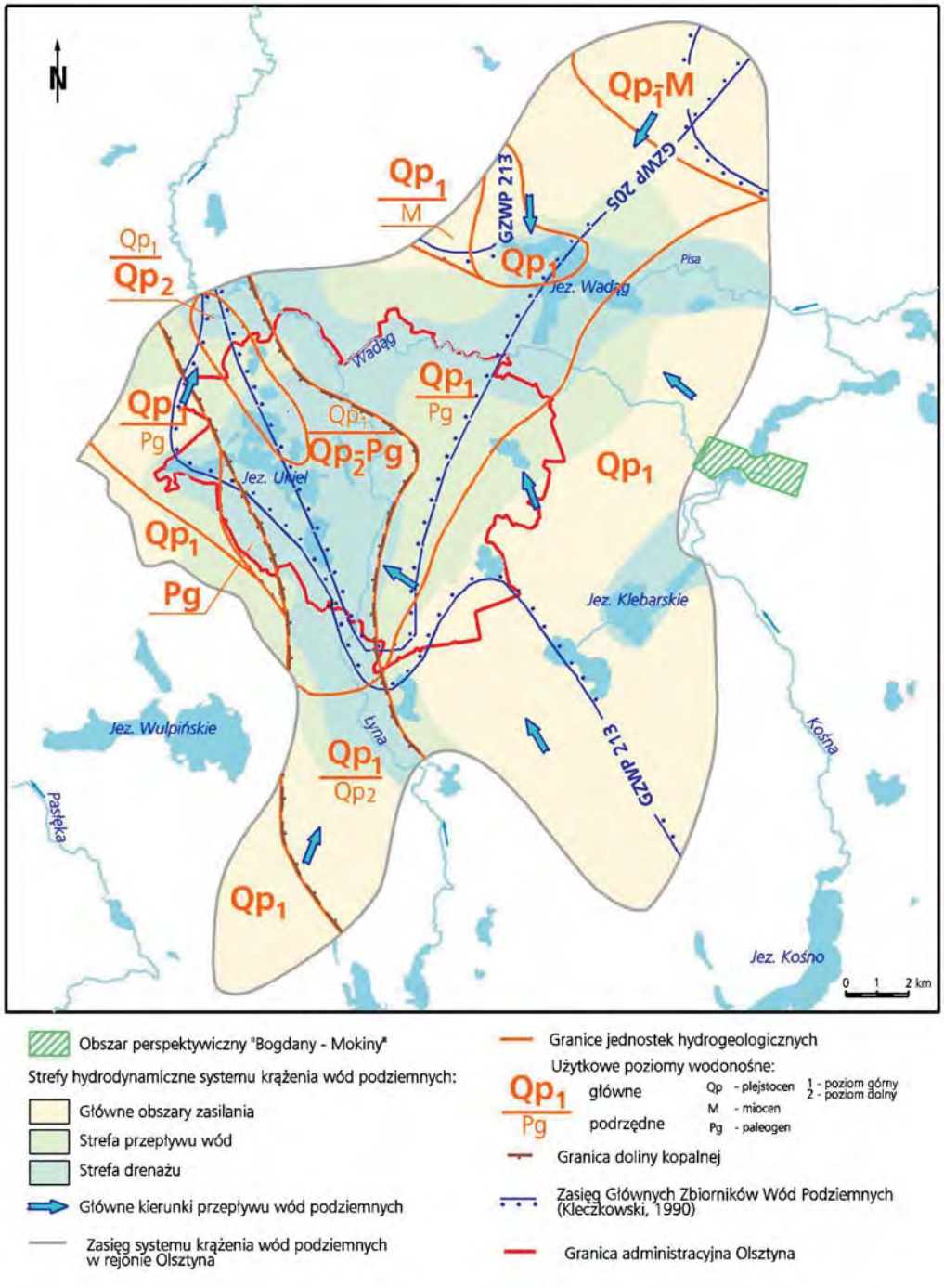

Fig. 4. Mapa warunków hydrogeologicznych okolic Olsztyna

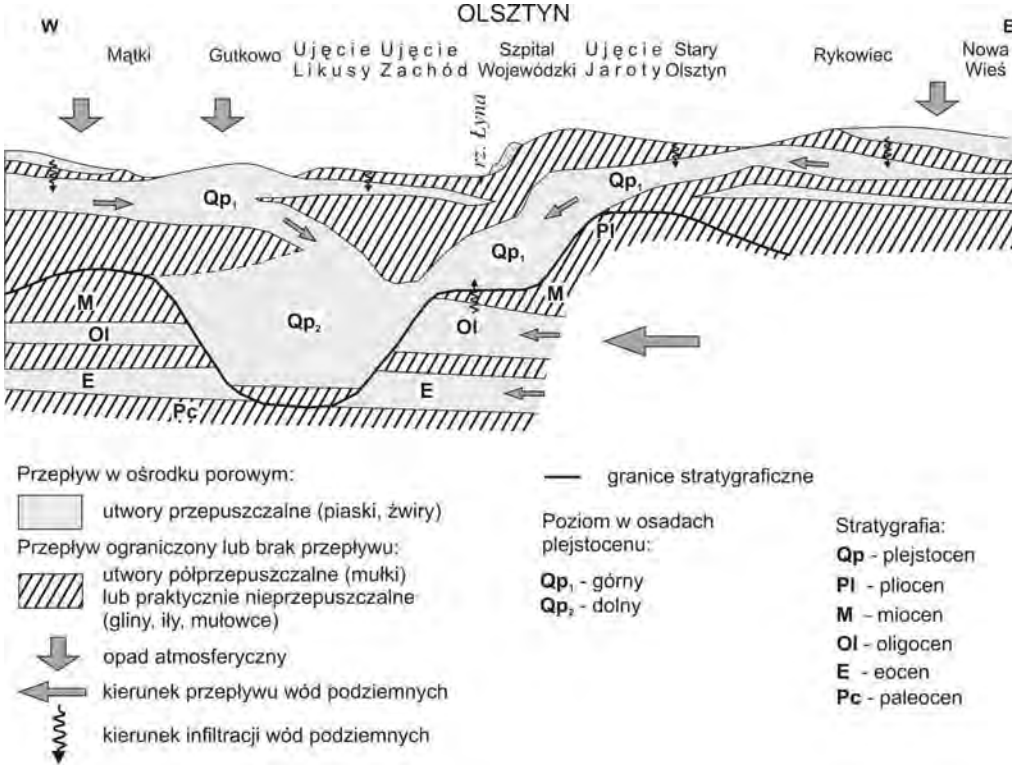

Fig. 5. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym w rejonie Olsztyna

Zaopatrzenie aglomeracji w wodę

Źródłem zaopatrzenia miasta w wodę do celów komunalnych, gospodarczych i przemysłowych (oprócz jednego zakładu) są zwykłe wody podziemne. Udział ich w całkowitym poborze wód na potrzeby aglomeracji w 2004 r. stanowił 79%, zaś wód powierzchniowych 21%. Wody powierzchniowe są wykorzystywane wyłącznie do celów technologicznych.

Wodę pitną dla mieszkańców miasta dostarcza 6 ujęć komunalnych. Ujęcia Zachód, Likusy i Kortowo zlokalizowane są na zachodnim brzegu Łyny, zaś ujęcia Wadąg, Wschód i Jaroty na wschodnim. Największe ujęcie Wadąg (pokrywające ok. 60% zapotrzebowania) położone jest w rejonie jeziora Wadąg, w odległości ok. 2 km na północny wschód od granic administracyjnych Olsztyna. Pozostałe ujęcia komunalne zlokalizowane są na terenie miasta. Zakłady przemysłowe, korzystające z zasobów wód podziemnych, 40% zapotrzebowania pokrywają z ujęć własnych, a pozostałą część z ujęć komunalnych. Ujęcie wód powierzchniowych z jeziora Wadąg służy zaopatrzeniu zakładu przemysłu gumowego Michelin w Olsztynie.

Pobór wód a ich zasoby

W latach 1994–2004 nastąpił w Olsztynie ok. 50% spadek zapotrzebowania na wodę. Od 2002 r. eksploatacja wód podziemnych na potrzeby aglomeracji utrzymuje się na zbliżonym poziomie. W 2004 r. średni dobowy pobór wód podziemnych z ujęć komunalnych wynosił 30 768 m^3, zaś z ujęć zakładowych 2818 m^3. Pobór wód powierzchniowych w analogicznym okresie wynosił 9208 m^3/d (tab. 1).

Tabela 1

Wybrane informacje o Olsztynie

Powierzchnia		87,9 km^2
Ludność (2004 r.)		173 500
Pobór (2004 r.)	komunalny	30 768 m^3/d
	przemysłowy	2818 m^3/d – wody podziemne 9208 m^3/d – wody powierzchniowe
Zaopatrzenie w wodę (2004 r.)	ujęcia wód powierzchniowych	21%
	ujęcia wód podziemnych	79%
Zasoby wód podziemnych		119 280 m^3/d
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego	niezbędne	2600 m^3/d
	minimalne	1300 m^3/d
Specyficzny problem miasta		brak

Wielkość ustalonych zasobów eksploatacyjnych zarówno dla ujęć komunalnych, jak i przemysłowych znacznie przekracza obecne zapotrzebowanie. Zasoby eksploatacyjne wód podziemnych dla ujęć komunalnych Olsztyna wynoszą łącznie 4269 m^3/h (102 456 m^3/d), a ujęć zakładowych (czynnych w 2004 r.) 701 m^3/h (16 824 m^3/d). W 2004 r. zasoby eksploatacyjne dla podanych ujęć wykorzystane były odpowiednio w 30 i niespełna 17%.

Obliczone dla rejonu Olsztyna zasoby perspektywiczne wskazują, że ustalone zasoby eksploatacyjne są znacznie zawyżone (Herbich i in., 2003). Potwierdzają to także badania hydrogeologiczne prowadzone w latach 80. i 90. XX w. w rejonie największych ujęć: Wadąg i Zachód. Badania te dotyczyły rozwoju leja depresji dla obu ujęć. Stwierdzono, że dla ujęcia Wadąg depresje w otworach znacznie przekroczyły ustalone w dokumentacji zasobowej i zakwestionowano tezę, że 75% zasobów tego ujęcia pochodzi z infiltracji dennej jeziora Wadąg.

Chemizm wód podziemnych

Skład chemiczny wód zarówno górnego, jak i dolnego użytkowego poziomu wodonośnego jest podobny. Wody plejstoceńskie należą do nisko zmineralizowanych, typu wodorowęglanowo-wapniowego. Mineralizacja ogólna wyrażona suchą pozostałością wynosi średnio ok. 350 mg/dm^3. Są to wody średnio twarde, o barwie nieprzekraczającej na ogół 20 mg Pt/dm^3. Pod-

wyższona, uwarunkowana geogenicznie, zawartość związków żelaza i manganu sprawia, że konieczna jest ich redukcja w procesie uzdatniania. Dolny poziom plejstoceński, występujący jedynie w obrębie doliny kopalnej, z uwagi na kontakt z wodami paleogenu dodatkowo wykazuje wyższe, choć nieprzekraczające wartości dopuszczalnych dla wód pitnych, zawartości azotu amonowego. Tu także stwierdza się wyższe niż w wodach płytszego krążenia stężenia fluorków (0,5 mg/dm^3).

Jakość wód użytkowych poziomów wodonośnych w rejonie Olsztyna należy ocenić jako średnią. Jedynie na skrajach obszarów zasilania, gdzie stężenia związków żelaza i manganu są mniejsze, wody są dobrej jakości.

Zagrożenia wód podziemnych

Czynnikami wpływającymi na ocenę zagrożenia wód podziemnych jest z jednej strony naturalna odporność środowiska, uwarunkowana stopniem izolacji od powierzchni i dynamiką wód podziemnych, z drugiej zaś potencjalne ognisko zanieczyszczeń. W rejonie Olsztyna główne użytkowe poziomy wodonośne należą do średnio i słabo izolowanych. Pierwsze związane są z obszarami wysoczyzn i rejonem doliny kopalnej, zaś drugie z obszarami sandrowymi oraz obniżeniami zajętymi przez doliny rzeczne. Najintensywniej zurbanizowane i uprzemysłowione tereny zlokalizowane są w centralnej części miasta, w strefie przepływu i drenażu wód podziemnych. Koncentracja wielu potencjalnych źródeł zanieczyszczeń, do których – oprócz zakładów wykorzystujących w swoich instalacjach substancje niebezpieczne – należą m.in. składowiska odpadów przemysłowych, magazyny paliw płynnych i drogi, w szczególności tranzytowe, stwarza wysokie zagrożenie dla wód podziemnych. W takim rejonie zlokalizowane jest ujęcie Wschód, mające podrzędne znaczenie w zaopatrzeniu miasta w wodę. Pozostałe ujęcia komunalne są zagrożone w stopniu średnim, ponieważ usytuowane są w rejonach o większej odporności poziomów wodonośnych na zanieczyszczenia. W dolinie Pisy i jeziora Wadąg stopień zagrożenia użytkowego poziomu wodonośnego, pozbawionego praktycznie izolacji, jest wysoki. Znajduje się tu największe ujęcie komunalne miasta – Wadąg, gdzie następuje intensywny pobór wód. Sytuację tę pogarsza fakt, iż wokół tego ujęcia nie ma ustanowionej strefy ochronnej, która gwarantowałaby należytą jego ochronę. Na obszarach zasilania i przepływu wód, poza miastem, gdzie dominuje osadnictwo wiejskie i znaczną ich część zajmują lasy, występują nieliczne, rozproszone źródła zanieczyszczeń, np. składowiska odpadów komunalnych i przemysłowych, lokalne oczyszczalnie ścieków, magazyny substancji chemicznych, stacje paliw oraz intensywnie nawożone obszary rolnicze. Tereny te należą do zagrożonych w stopniach średnim i niskim. Za sprawą walorów turystyczno-krajobrazowych pojezierza, wokół jezior powstało szereg ośrodków rekreacyjnych i letnisk. Niewłaściwie realizowana gospodarka wodno-ściekowa w wielu skupiskach zabudowy rekreacyjnej, podobnie jak na obszarach wiejskich pozbawionych kanalizacji, stwarza zagrożenie dla jakości wód podziemnych i powierzchniowych.

Obszary perspektywiczne

Prace hydrogeologiczne związane z określeniem możliwości budowy nowego ujęcia wody dla miasta rozpoczęto już w latach 80. ubiegłego stulecia. Najbardziej znaczącym obszarem perspektywicznym okazał się być rejon miejscowości Bogdany–Mokiny położony ok. 10 km na wschód od Olsztyna (fig. 4). Dla wybudowanego wówczas ujęcia zostały udokumentowane i zatwierdzone zasoby eksploatacyjne w ilości 400 m^3/h, przy depresji S = 15 m. Warunki hydrogeologiczne

tego rejonu pozwalają na uzyskanie większych ilości wody, wymagałoby to jednak rozbudowy ujęcia (Ułanowicz, 2002a, b). Na skutek dużego spadku zapotrzebowania na wodę w latach 90. zaniechano prac zmierzających do jego uruchomienia. Istniejąca do dziś infrastruktura techniczna w ujęciu stwarza zatem możliwość pozyskania nowych zasobów wody dla miasta z jednoczesnym ograniczeniem kosztów takiego przedsięwzięcia.

Poziom wodonośny w rejonie miejscowości Bogdany–Mokiny tworzy międzymorenowy kompleks osadów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych o miąższości od 20 do ponad 50 m. Prowadzą one wodę o zwierciadle napiętym, lokalnie przechodzącym w swobodne. Głębokość do stropu warstwy wynosi ok. 20–45 m. Naturalną ochronę dla wód podziemnych stanowią występujące w nadkładzie warstwy glin zwałowych. Zmienne warunki filtracji i miąższości warstwy wodonośnej wpływają na zróżnicowanie przewodności, która w tym rejonie waha się od 300 do 1000 m^2/d. Na obszarze tym istnieje możliwość uzyskania wydajności ponad 50 m^3/h (lokalnie do 120 m^3/h) z jednego otworu studziennego. Jakość wód podziemnych rejonu Bogdany–Mokiny należy ocenić jako dobrą, choć cechuje je podwyższona zawartość związków żelaza i manganu, co wymaga prostego uzdatniania.

PODSUMOWANIE

Szczególną cechą olsztyńskiej aglomeracji jest położenie miasta w rejonie zasobnym zarówno w wody powierzchniowe, jak i podziemne. Woda przeznaczona do spożycia pochodzi z zasobów zwykłych wód podziemnych. Podstawę zaopatrzenia stanowią wody podziemne występujące głównie w strukturach wodonośnych górnego poziomu plejstoceńskiego, a dodatkowo w obrębie doliny kopalnej w dolnym poziomie plejstoceńskim i paleogenie (oligocenie i eocenie). Największy pobór skoncentrowany jest w rejonie jeziora Wadąg oraz na zachodnim brzegu Łyny, gdzie przebiega południkowa struktura doliny kopalnej. Do największych należą ujęcia Wadąg i Zachód. Stopień zagrożenia poziomu wodonośnego, na którym bazuje ujęcie Wadąg, ze względu na znikomą izolację i brak formalnie ustanowionej strefy ochronnej jest wysoki. Wielkość udokumentowanych i zatwierdzonych zasobów wód podziemnych w rejonie Olsztyna jest kilkakrotnie większa niż aktualny ich pobór. Istnieją jednak przesłanki, że przekracza ona możliwe do udostępnienia zasoby dyspozycyjne i należałoby ją zweryfikować. Wody podziemne eksploatowane w rejonie Olsztyna wymagają uzdatniania, głównie z uwagi na podwyższone w stosunku do obowiązujących standardów zawartości związków żelaza i manganu. Należą one głównie do wód średniej jakości.

Dzięki wykorzystaniu wód powierzchniowych dla potrzeb technologicznych największego zakładu przemysłowego Olsztyna (Michelin, dawniej Stomil Olsztyn) pobór wód podziemnych podlega znaczącemu ograniczeniu. Szansą na pozyskanie w przyszłości przez miasto dodatkowych zasobów wody jest istniejące w odległości ok. 10 km od Olsztyna ujęcie perspektywiczne, dla którego zostały już udokumentowane i zatwierdzone zasoby eksploatacyjne. Warunki hydrogeologiczne w rejonie miejscowości Bogdany–Mokiny, gdzie zlokalizowane są studnie tego ujęcia, stwarzają możliwość pozyskania większych ilości wody w przypadku jego rozbudowy.

LITERATURA

FELTER A., ŚMIETAŃSKI L., 2002a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Olsztynek. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

FELTER A., ŚMIETAŃSKI L., 2002b – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Jedwabno. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

HERBICH P., DĄBROWSKI S., NOWAKOWSKI C., 2003 – Ustalenie zasobów perspektywicznych wód podziemnych na obszarze działalności Regionalnych Zarządów Gospodarki (raport końcowy). Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KLECZKOWSKI A., red., 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce, wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.

KONDRACKI J., 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

LIDZBARSKI M., 2004 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Jeziorany. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

MORAWSKI W., 2005 – Warmińska prowincja paleogeograficzna plejstocenu (północno-wschodnia Polska). *Prz. Geol.*, **53**, 6.

RUMIŃSKI J., 1996a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000, ark. Olsztyn. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

RUMIŃSKI J., 1996b – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000, ark. Barczewo. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

RUMIŃSKI J., 2003a – Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Barczewo. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

RUMIŃSKI J., 2003b – Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Olsztyn. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

UŁANOWICZ M., 2002a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Barczewo. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

UŁANOWICZ M., 2002b – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Olsztyn. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

OPOLE

Andrzej **PACHOLEWSKI**
Zbigniew **KACZOROWSKI**

INFORMACJE OGÓLNE

Centrum historyczne i kulturalne Śląska Opolskiego – Opole – jest administracyjną stolicą województwa opolskiego. Powierzchnia miasta wynosi obecnie 96 km^2 (fig. 1). W latach 1990–2004 liczba ludności Opola nie ulegała większym zmianom i oscylowała w przedziale 128–130 tys. Maksymalną liczbę mieszkańców notowano w połowie lat 90., kiedy to przekraczała

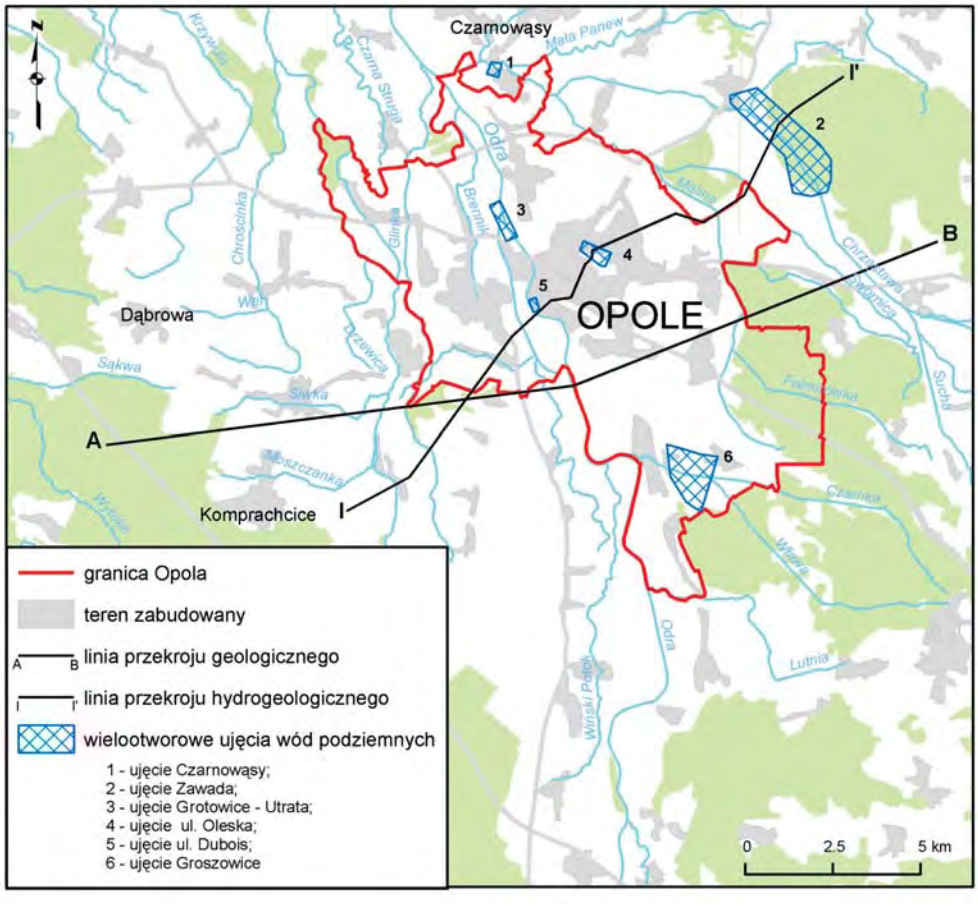

Fig. 1. Położenie obszaru Opola

nieznacznie 130 tys. Obecnie zaznacza się trend spadkowy, co jest związane z ujemnym przyrostem naturalnym i ujemnym saldem migracji (2004 r. – 128,7 tys.). Gęstość zaludnienia w ostatnich latach wynosi ok. 1340 mieszkańców/km^2.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Według regionalizacji fizycznogeograficznej Polski (Kondracki, 2000) obszar Opola znajduje się w obrębie prowincji Niżu Środkowoeuropejskiego, podprowincji Niziny Środkowopolskiej, w makroregionie Niziny Śląskiej, w mezoregionie Pradoliny Wrocławskiej. W rejonie Opola Pradolina Wrocławska sąsiaduje od zachodu z Równiną Niemodlińską, a od wschodu z Równiną Opolską. Najwyższa część Opola, leżąca na marglach turonu, znajduje się na rzędnej powyżej 170 m n.p.m., a najwyższy punkt na rzędnej 183,1 m n.p.m. Najniżej położona część miasta leży nad brzegiem Odry. Rzędne terenów nadbrzeżnych wynoszą od ok. 155 m n.p.m. na południu do ok. 146 m n.p.m. na północy.

Hydrografia

Rejon Opola należy do przedsudeckiej dzielnicy klimatycznej. Jest to jedna z najcieplejszych stref klimatycznych Polski. Średnia roczna temperatura dla Opola wynosi 8,2^{o}C. Okres wegetacji jest tu najdłuższy w Polsce i wynosi 225 dni. Wielkość opadu, czynnika decydującego o zasobach wodnych obszaru, jest zróżnicowana. W sąsiedztwie wyrobiska margli kredowych Groszowice I jest zlokalizowana Stacja Meteorologiczna IMGW w Opolu. W wieloleciu 1951–1993 średnie roczne opady atmosferyczne wahały się od 418 mm/a (rok 1989) do 841 mm/a (rok 1977) (Staśko, 1992). Średni opad w latach 1961–1993 wynosił 629 mm/a, a aktualnie wynosi 650 mm/a (dane ze strony internetowej http://www.opole.pl/ekologia/inwentaryzacja.html). Opady atmosferyczne półrocza ciepłego notuje się na poziomie 400 mm, a zimnego 250 mm. Klimat miasta jest w dużym stopniu uwarunkowany doliną Odry, która jest główną osią przemieszczania się powietrza z południa (przez Bramę Morawską) i z zachodu (wzdłuż nizin środkowoeuropejskich).

Obszar Opola leży w zlewni I rzędu Odry, która przepływa południkowo przez miasto. Przez Opole Odra płynie skanalizowanym korytem, Kanałem Ulgi i Kanałem Młynówki. Średni przepływ rzeki przy ujściu Małej Panwi wynosi 82,5 m^3/s. Drugą pod względem wielkości rzeką jest tu Mała Panew – dopływ prawobrzeżny Odry. W obrębie miasta mają w niej ujście dwa dopływy: Chrząstawa (Jemielnica) i Swornica. Do tej ostatniej wpada Malina, która przepływa przez wschodnią część Opola. Na południu Opola do Odry wpada Czarnka, a po zachodniej stronie Odry Prószkowianka, Ryjec, Kanał Winów–Folwark, Kanał Przerzutowy i Olszynka. Gęstość sieci rzecznej na obszarze miasta wynosi 1–1,25 km/km^2. Na północ od Małej Panwi i na zachód od Odry występuje gęsta sieć małych cieków powierzchniowych.

Zarys budowy geologicznej

Opole położone jest we wschodniej części niecki opolskiej – struktury geologicznej zwanej kredą opolską (Biernat, 1956, 1960a, b; Alexandrowicz, 1960; Oberc, 1960; Bossowski, 1974; Tarkowski, 1991). Na podłoże paleozoiczne składają się (Biernat, 1960b; Bossowski, 1974): osa-

dy kulmu – szarogłazy z wkładkami iłowców i mułowców oraz osady permu – piaskowce i zlepieńce. Na nich zalegają niezgodnie utwory triasu i kredy. Trias jest reprezentowany przez wszystkie ogniwa od pstrego piaskowca do kajpru. Pstry piaskowiec budują piaskowce, mułowce i iłowce, które w górnej części (ret) przechodzą w dolomity, margle, wapienie oraz gipsy i anhydryty. Miąższość ich w Opolu osiąga 137 m. Wapień muszlowy tworzą wapienie, margle i dolomity o miąższości do 176 m. Kajper jest reprezentowany przez iły, iły margliste z wkładkami gipsów i anhydrytów o miąższości 32 m. Bezpośrednio na kajprze leżą osady górnej kredy.

Zachodnia granica niecki opolskiej (Biernat, 1960a, b; Tarkowski, 1991) przechodzi przez okolice Otmuchowa, Grodkowa i Oławy, a północno-wschodnia ok. 10 km na NE od Odry. Wschodnią granicę wyznaczają odsłonięcia triasu i karbonu (kulmu), a południową brzeg rowu tektonicznego Nysa–Prudnik.

Spąg osadów kredy występuje w tym rejonie na różnych głębokościach od 28 do 55 m.

Na podstawie opracowań Biernata (1960b), Alexandrowicza (1960) i Tarkowskiego (1991) profil kredy opolskiej przedstawia się następująco:

– cenoman – wychodnie jego znajdują się jedynie po prawej stronie Odry pod cienką warstwą zwietrzeliny oraz gleby i wyznaczają NE granicę niecki kredowej; osady cenomanu reprezentowane są przez piaski i piaskowce, niekiedy ze spoiwem wapnistym, ilastym i glaukonitem lub muskowitem; łączna miąższość do ponad 40 m;

– turon dolny – podkenozoiczna wychodnia utworów turonu tworzy pas o szerokości ok. 10 km wzdłuż NE i E granicy niecki; są to margle i margle wapniste o miąższości do 20 m;

– turon środkowy zbudowany jest z zespołu margli o miąższości do 60 m oraz margli ilastych i piaszczystych, niekiedy piaskowców;

– turon górny to wapienie margliste, margle i margle wapniste o miąższości od kilku do 100 m;

– koniak zbudowany jest z zespołu margli ilastych o miąższości do 60 m i mułowców o miąższości do 180 m.

Zmienność głębokości stropu osadów kredy jest związana z licznymi uskokami o zrzutach kilku metrów.

Trzeciorzęd, według nowej terminologii paleogen i neogen, jest reprezentowany przez mioceńskie (neogeńskie) osady słodkowodnych jezior. Na lewym brzegu Odry występują w postaci warstwy, a na prawym, w rejonie Opola w krasowych zagłębieniach stropu kredy. Są to głównie iły oraz piaski różnoziarniste, niekiedy wyłącznie kwarcowe. Sporadycznie spotyka się soczewki węgla brunatnego o maksymalnej miąższości do 3 m.

Osady plejstocenu mają zróżnicowaną miąższość, od całkowitego ich braku w rejonie wychodni utworów kredy w Opolu do ok. 60–90 m w dolinach kopalnych. Do zlodowacenia środkowopolskiego (Biernat, 1960b) zalicza się piaski i żwiry wodnolodowcowe, gliny (podrzędnie w formie płatów), piaski i żwiry tarasów o wysokości 10–15 m nad poziom Odry. Do zlodowacenia bałtyckiego (północnopolskiego) należą piaski i żwiry tarasów o wysokości 5–7 m nad poziom Odry. Holocen tworzą osady rzeczne (mady i łachy piaszczyste i żwirowe), pokrywające najniższe tarasy, oraz piaski jeziorne, w stropie humusowe. W czwartorzędzie występują też osady eoliczne – wydmy (fig. 2).

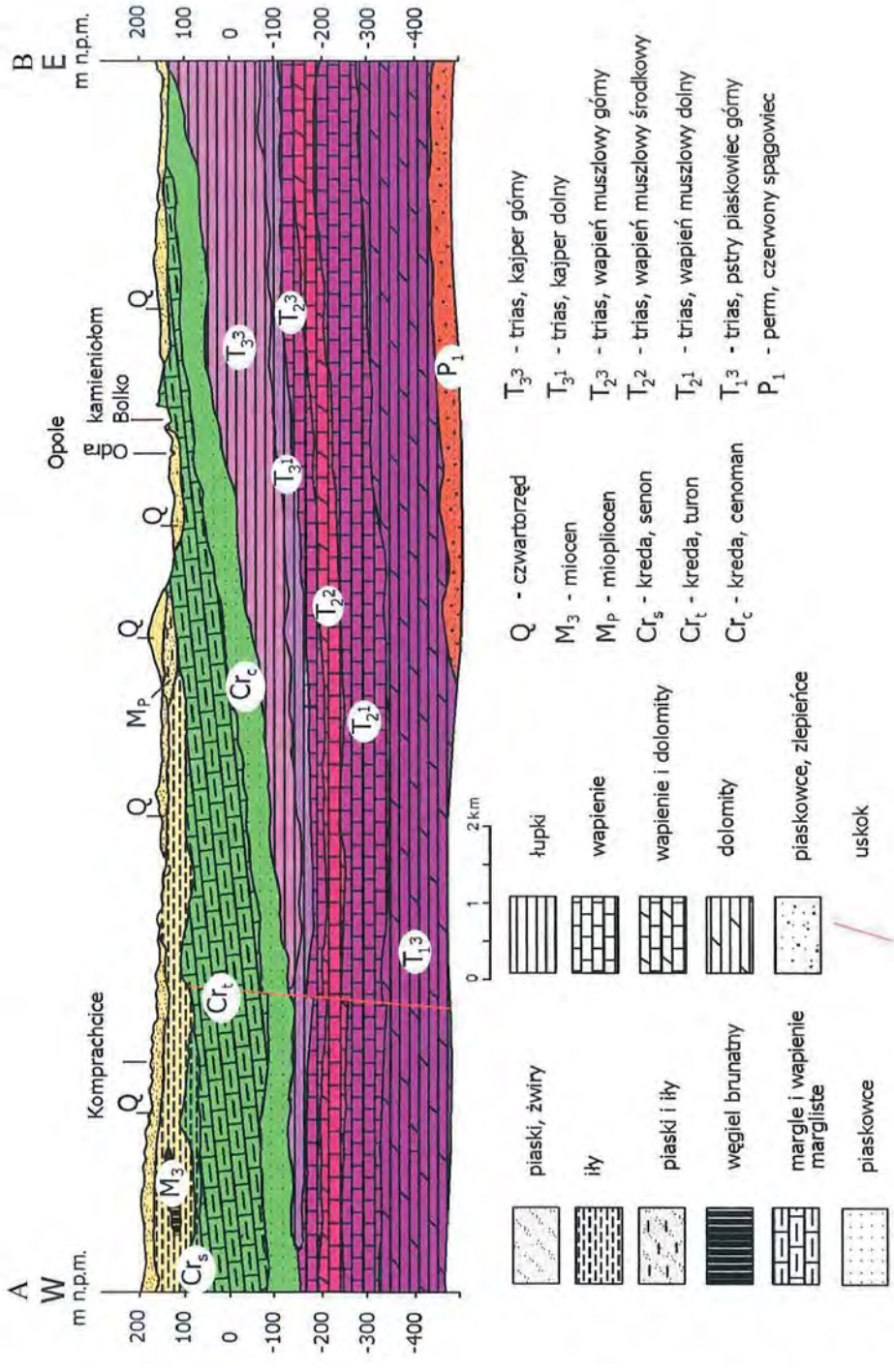

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B przez rejon Opola według Biernata (1956) – lokalizacja na fig. 1

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Według Atlasu hydrogeologicznego Polski (Paczyński, 1993, 1995) obszar badań należy do regionu śląsko-krakowskiego (XII), subregionu opolskiego (XII_{1A}). Użytkowe poziomy wodonośne występują w utworach czwartorzędu oraz triasu i kredy.

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

Według kryteriów zastosowanych w Mapie hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, na obszarze Opola wydzielono główne użytkowe piętra wodonośne w utworach czwartorzędu, kredy (turonu i cenomanu), triasu (wapienia muszlowego i pstrego piaskowca) oraz podrzędne w utworach permu (fig. 3).

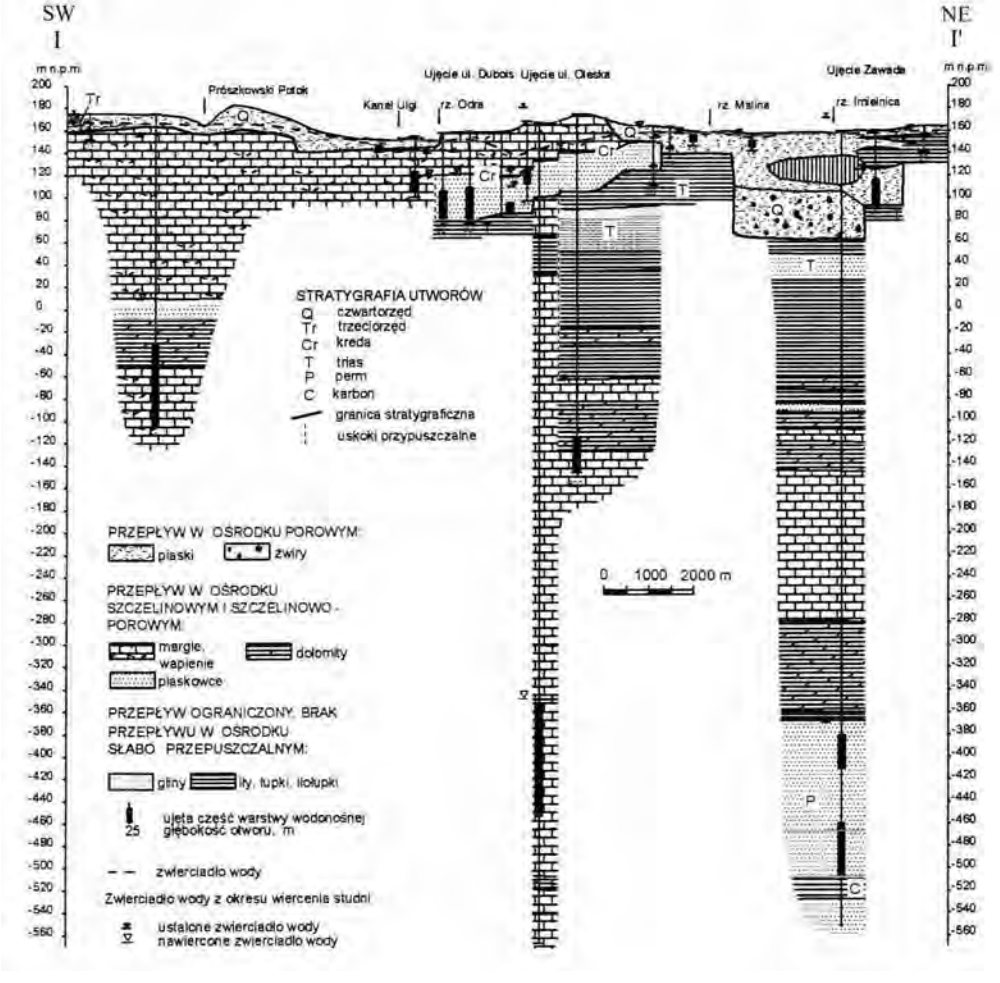

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' przez rejon Opola (lokalizacja na fig. 1)

Czwartorzędowe piętro wodonośne wykazuje duże zróżnicowanie w zakresie genezy i zawodnienia. Wyróżnić w nim można trzy typy poziomów wodonośnych w obrębie różnych genetycznie osadów:

– poziom wodonośny w osadach fluwioglacjalnych i wydmowych wysoczyzn,
– poziomy wodonośne dolin kopalnych,
– poziom wodonośny współczesnej doliny Odry i jej dopływów.

Poziom wodonośny w osadach fluwioglacjalnych wysoczyzn ma charakter nieciągły. Jest związany z piaszczysto-żwirowymi utworami plejstocenu o miąższości kilku metrów, zalegającymi na glinie zwałowej lub marglach turońskich. Parametry hydrogeologiczne są bardzo zróżnicowane, co jest związane z dużą zmiennością wykształcenia litologicznego i miąższości. Najbardziej zasobny jest poziom wodonośny doliny kopalnej Małej Panwi przebiegającej w kierunku NW–SE od Nowych Siołkowic do Zawady. Miąższość osadów piaszczystych w osi doliny dochodzi do ponad 90 m. Współczynnik filtracji waha się od 16 do 39 m/d, a wydajności studni przekraczają 100 m^3/h. W dolinie kopalnej Małej Panwi zlokalizowane jest ujęcie Zawada, główne dla zaopatrzenia w wodę Opola.

Poziom wodonośny szerokiej doliny Odry budują piaski i żwiry tarasów akumulacyjnych oraz współczesne utwory dolinne, tj. piaski, żwiry, namuły i mady. Współczesna dolina Odry rozcina utwory triasu w części południowej, zaś utwory kredy w północnej części rejonu Opola. Zwierciadło wody ma charakter swobodny, a zasilanie odbywa się bezpośrednio przez wody opadowe. Poziom wody jest silnie związany ze stanami Odry i kształtuje się na głębokości od 0,5 do 3 m p.p.t. Miąższość poziomu wynosi od kilku do kilkunastu metrów, współczynnik filtracji od 14,2 do 32,8 m/d, a przewodność warstwy wodonośnej od 200 do 500 m^2/d.

Kredowe piętro wodonośne tworzą dwa poziomy związane z osadami turonu i cenomanu. Turoński poziom wodonośny budują margle, margle ilaste i margle wapniste. Wodonośność tych utworów w rejonie Opola jest niewielka. Wody ze skał turońskich ujmuje tylko studnia w Ogrodzie Zoologicznym i kamieniołomy Groszowice, Odra i Folwark. Wschodnią i południową granicę poziomu tworzą wychodnie osadów turonu.

Cenomański poziom wodonośny budują piaski i piaskowce zapadające ku zachodowi pod margle turonu. Wschodnią i południową granicę poziomu stanowią wychodnie cenomanu. W ich strefie zwierciadło wody ma charakter swobodny, które w kierunku zachodnim zmienia się w naporowy. Zasilanie cenomańskiego poziomu wodonośnego odbywa się bezpośrednio w strefie wychodni i pośrednio drogą przesiąkania wód z poziomu turońskiego przez margle ilaste oraz drogą ascenzji wód triasowych. W rejonie Opola przepływ wód cenomanu skierowany jest ku północy i północnemu zachodowi (do ujęć wód podziemnych i Odry). Miąższość poziomu zmienia się od 14 do 45 m, współczynnik filtracji od 0,4 do 21,6 m/d, a przewodność warstwy wodonośnej od 28 do 600 m^2/d (odpowiednio z zachodu na wschód).

W warunkach eksploatacji wód poziomu cenomańskiego w obrębie wytworzonego leja depresyjnego (o charakterze regionalnym) poziom ten zasilają wody turońskie. Lej depresji sięga po wyrobisko Groszowice I aż do wychodni cenomanu (Jaremski, 1991, 1993).

Triasowe piętro wodonośne obejmuje dwa poziomy: wapienia muszlowego i pstrego piaskowca. Wody związane są z wapieniami i dolomitami dolnego i środkowego wapienia muszlowego o miąższości do 80–100 m. Jest to poziom szczelinowo-porowy i szczelinowo-krasowy. Zasilany jest poprzez infiltrację wód opadowych (na wychodniach), lateralnie i ascenzyjnie z poziomów podścielających o wyższym ciśnieniu. Drenaż poziomu następuje poprzez dolinę Odry i odwadnianie kopalń wapienia (w Strzelcach Opolskich, Rozmierce, Tarnowie Opolskim).

W rejonie Opola występuje jeden zbiornik GZWP nr 333 – Opole–Zawadzkie w utworach wapienia muszlowego, który można podzielić na dwa subzbiorniki: Grotowice–Krupski Młyn i Opole. W subzbiorniku Grotowice–Krupski Młyn zwierciadło wody jest swobodne i występuje na głębokości 2–30 m. Miąższość warstwy wodonośnej wynosi 20–110 m, a współczynnik filtracji 30–100 m/d. W subzbiorniku Opole warstwa wodonośna występuje na głębokości 180–200 m, zwierciadło wody jest naporowe. Miąższość warstwy wodonośnej wynosi 45–60 m, a współczynnik filtracji 1–10 m/d.

Poziom wodonośny w pstrym piaskowcu ma charakter artezyjski i subartezyjski. Miąższość warstwy wodonośnej wynosi 83–98 m, a współczynnik filtracji 0,7–0,9 m/d. Niekiedy poziom wodonośny dolnego triasu łączy się z poziomem czerwonego spągowca, tworząc wspólny kompleks wodonośny permotriasu.

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych na obszarze Opola

W rozpatrywanym obszarze (fig. 4) wydzielono cztery Główne Zbiorniki Wód Podziemnych (GZWP) (Kleczkowski, 1990a, b; Mapa głównych zbiorników..., 2000):

– GZWP nr 333 – Opole–Zawadzkie, T_2, szczelinowo-krasowy, o powierzchni 750 km^2 i szacowanych zasobach dyspozycyjnych 200 tys. m^3/d;

– GZWP nr 334 – Dolina kopalna rzeki Mała Panew, Q, porowy, o powierzchni 80 km^2 i szacowanych zasobach dyspozycyjnych 100 tys. m^3/d;

– GZWP nr 335 – Krapkowice–Strzelce Opolskie, T_1, szczelinowo-porowy, o powierzchni 2050 km^2 i szacowanych zasobach dyspozycyjnych 50 tys. m^3/d;

– GZWP nr 336 – Niecka Opolska, Cr_3, szczelinowo-porowy, o powierzchni 138 km^2 i szacowanych zasobach dyspozycyjnych 25 tys. m^3/d.

Łączne zasoby dyspozycyjne wód GZWP w rejonie Opola wynoszą 375 tys. m^3/d i tworzą poważne rezerwy.

Schemat przepływu wód podziemnych

Poziomy wodonośne czwartorzędu i poziom kredy górnej – turonu występujące na powierzchni są zasilane bezpośrednio na wychodniach przez wody opadowe. Utwory cenomanu zasilane są bezpośrednio na wschód od Opola i pośrednio poprzez warstwę czwartorzędowych piasków oraz spękane margle turonu. W strefie wychodni zwierciadło wody jest swobodne, ku zachodowi w miarę obniżania się warstwy piaskowców staje się subartezyjskie.

Piętro wodonośne triasu zasilane jest bezpośrednio na obszarze wychodni oraz poprzez boczny dopływ ze wschodu, a także ascenzyjnie z poziomów podścielających, charakteryzujących się wyższym ciśnieniem. Drenaż następuje do doliny Odry (fig. 4, 5). Dodatkowy antropogeniczny drenaż utworów mezozoicznych powodują ujęcia wód podziemnych oraz odwadnianie kopalń margli turonu w Opolu i Folwarku, a także bardzo intensywne odwadnianie kopalń odkrywkowych wapienia w Strzelcach Opolskich, Rozmierze i Tarnowie Opolskim, już poza granicami miasta.

Pierwszy poziom wodonośny występuje na zróżnicowanej głębokości: stosunkowo płytko w dolinach rzek, zaś głębiej od 5 do 20 m p.p.t. na wychodniach utworów mezozoicznych. Przebieg hydroizohips wszystkich poziomów wodonośnych wyraźnie wskazuje na ścisły związek wód podziemnych z wodami powierzchniowymi i na drenujący charakter rzek. Odra i jej dolina są regionalną podstawą drenażu dla wszystkich pięter i poziomów wodonośnych.

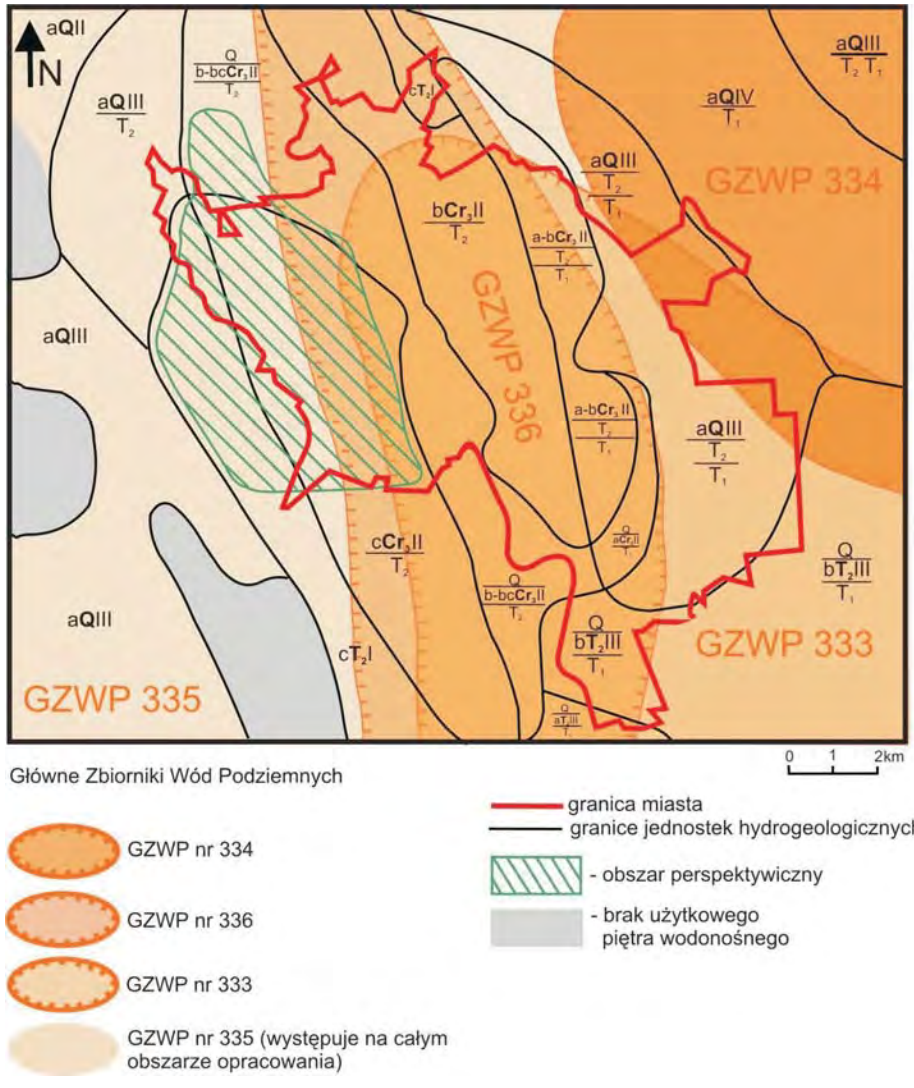

Fig. 4. Mapa warunków hydrogeologicznych w rejonie Opola

Zaopatrzenie miasta w wodę

Opole zaopatruje się w wodę dla celów komunalnych i przemysłowych wyłącznie z ujęć wód podziemnych położonych na terenie miasta i w jego najbliższym sąsiedztwie (fig. 1). Głównymi ujęciami komunalnymi są:

– ujęcie Zawada, znajdujące się poza granicami administracyjnymi miasta (fig. 1, nr 2), o zatwierdzonych zasobach 35 000 m^3/d, eksploatuje piętro wodonośne czwartorzędu z doliny kopalnej Małej Panwi i pokrywa ok. 53% zapotrzebowania;

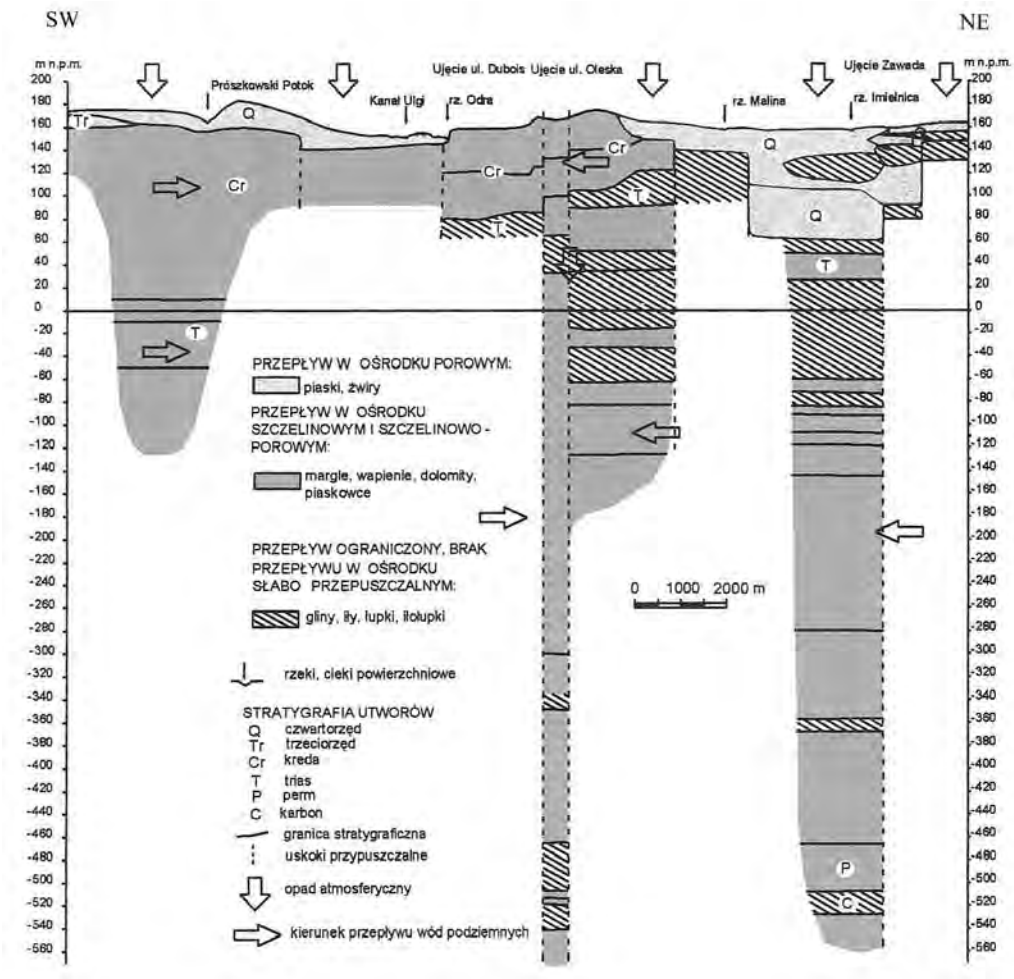

Fig. 5. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym w rejonie Opola

– ujęcie Grotowice–Utrata (fig. 1, nr 3), o zatwierdzonych zasobach 20 993 m^3/d, ujmuje poziom wodonośny wapienia muszlowego i pokrywa ok. 27% zapotrzebowania;

– ujęcie przy ul. Oleskiej (fig. 1, nr 4), o zatwierdzonych zasobach 20 160 m^3/d, ujmuje głównie poziom wodonośny cenomanu oraz podrzędnie wapienia muszlowego i pokrywa ok. 19% zapotrzebowania;

– ujęcia Zawada, Groszowice i przy ul. Oleskiej dodatkowo o zatwierdzonych zasobach 8400 m^3/d z utworów wodonośnych permotriasu.

Obecnie nie są eksploatowane i pełnią rolę rezerwy:

– ujęcie Groszowice (fig. 1, nr 6) o zatwierdzonych zasobach 24,6 m^3/h, ujmujące piętro wodonośne czwartorzędu;

– ujęcie przy ul. Dubois (fig. 1, nr 5) o zatwierdzonych zasobach 34,0 m^3/h, ujmujące poziom wodonośny cenomanu.

Oprócz wymienionych ujęć komunalnych w Opolu istnieje ok. 500 studzien w zakładach usługowych i przemysłowych. Suma zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych tych pojedynczych ujęć wynosi 4359 m^3/h, tj. 104 616 m^3/d.

Ważną rolę w poborze wód podziemnych odgrywa górnictwo wapieni i margli turonu, prowadzące eksploatację podpoziomową. Obecnie szacuje się, że odwodnienie kopalń odkrywkowych daje od 2700 do 4700 m^3/d wody, przeciętnie 3000 m^3/d, wliczając w to wody opadowe, pomimo zaprzestania odwodnienia w kilku odkrywkach w rejonie Groszowic.

Tabela 1

Wybrane informacje o Opolu

Powierzchnia		96 km^2
Ludność (2004 r.)		128 700
Pobór (2005 r.)	komunalny	18 603 m^3/d
	przemysłowy i odwodnienia kopalń	14 400 m^3/d
Zaopatrzenie w wodę (2005 r.)	ujęcia wód powierzchniowych	0%
	ujęcia wód podziemnych	100%
Zasoby wód podziemnych		197 631 m^3/d
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego	niezbędne	1930,5 m^3/d
	minimalne	965,2 m^3/d
Specyficzny problem miasta		1. Wielopiętrowy układ hydrogeologiczny. 2. Znaczne rezerwy zasobów wód podziemnych.

Chemizm wód podziemnych

Wody piętra czwartorzędowego wykazują dużą zmienność składu fizykochemicznego, co jest spowodowane brakiem izolacji od powierzchni oraz związkiem wód podziemnych z wodami powierzchniowymi. Wody podziemne doliny Odry w strefie oddziaływania wód korytowych mają skład zbliżony do wód rzecznych; do zanieczyszczenia wód dolinnych wodami korytowymi dochodzi głównie w czasie powodzi. W mało zasobnym i słabo odnawialnym wysoczyznowym poziomie wodonośnym chemizm wód jest również zdeformowany czynnikami antropogenicznymi. Najbardziej narażona na skażenia jest płytka, przygruntowa warstwa wodonośna ujmowana studniami kopanymi. Średnia wartość suchej pozostałości wód piętra czwartorzędowego wynosi 498 mg/dm^3, maksymalna 1350 mg/dm^3. Wielkości ponadnormatywne suchej pozostałości stwierdzo-

no w jednej ze studni w Dobrzeniu Wielkim, w Opolu w Cementowni Odra, a także w studni kopanej w Katach oraz w studniach Elektrowni Opole. Zawyżona w stosunku do obowiązujących norm zawartość siarczanów występuje w rejonie Cementowni Odra w Opolu oraz w Sławicach.

Chemizm wody poziomu cenomańskiego jest stabilniejszy, kształtują go głównie naturalne procesy hydrogeologiczne. Dominują wody o niskiej mineralizacji oraz małej zawartości siarczanów, wapnia i magnezu. Mineralizacja wyraźnie wzrasta ku zachodowi. Zachodnią granicę użytkowego poziomu wodonośnego cenomanu wyznacza linia mineralizacji wód (do 800 mg/dm^3). Oceny jakości wody dokonano na podstawie 40 analiz. Średnia wartość suchej pozostałości wynosi 289 mg/dm^3 (od 66 do 1800 mg/dm^3), chlorków 20 mg/dm^3, a siarczanów 47 mg/dm^3 (maksymalnie do 186 mg/dm^3). Zawartość żelaza kształtuje się w granicach od 0 do 7,6 mg/dm^3 (średnio 2 mg/dm^3), a manganu od 0 do 0,3 mg/dm^3 (średnio 0,1 mg/dm^3). W aglomeracji opolskiej wody cenomańskie wykazują lokalną zmienność (wzrasta miejscami zawartość suchej pozostałości do 1800 mg/dm^3, pojawiają się zanieczyszczenia metalami ciężkimi – Cu i Cr). Wody cenomańskiego poziomu wodonośnego w rejonie Opola, czyli tam, gdzie jest on głównym użytkowym poziomem wodonośnym, zaliczono do II klasy, tj. wód o średniej jakości, wymagających prostego uzdatniania.

Wody piętra triasowego cechuje przestrzenne zróżnicowanie jakości. W miarę oddalania się od wychodni, zgodnie z kierunkiem zapadania osadów ku N i NW, następuje znaczny wzrost mineralizacji. Zasięg poziomów użytkowych piętra triasowego określono na podstawie mineralizacji, która w wodach Opola sięga 800 mg/dm^3. Poza granicami miasta, w rejonie miejscowości Domecko, Przypiecz i Wybłyszczów, stwierdzono podwyższoną mineralizację od 818 do 1460 mg/dm^3. W obrębie miasta wody w utworach wapienia muszlowego wykazują niską minaralizację ogólną w granicach 143–550 mg/dm^3, zawartość siarczanów 127–154 mg/dm^3 (wzrasta wyraźnie w kierunku północnym), chlorków 5,7–7,8 mg/dm^3, żelaza 0,1–0,5 (maksymalnie do 2,4) mg/dm^3 oraz manganu 0,02 mg/dm^3. Średnia twardość ogólna wynosi 6,6 mval Ca/dm^3. W obrębie tego poziomu wodonośnego (GPU) w zachodniej i północno-zachodniej części miasta wyznaczono obszar perspektywicznego zaopatrzenia w wodę. Wody pstrego piaskowca mają mineralizację ogólną w granicach 348–796 mg/dm^3, zawartość siarczanów 10,4–119 mg/dm^3, chlorków 8,5–178 mg/dm^3, żelaza 0,2–0,5 mg/dm^3 i manganu <0,1 mg/dm^3 (twardość 6–19 mval Ca/dm^3). Wody piętra triasowego są generalnie dobrej jakości, lokalnie obserwuje się wzrost zawartości żelaza. Z uwagi na dobrą izolację od powierzchni, nie są narażone na skażenia pochodzenia antropogenicznego.

Zagrożenia wód podziemnych

Badania przeprowadzone w 2005 r. przez Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska dokumentują wysoki (IV i V klasa) poziom zanieczyszczenia wód w trzech przekrojach pomiarowo-kontrolnych, zlokalizowanych w Opolu. Wody złej jakości (V klasa) prowadziła Odra w przekrojach Groszowice i Wróblin. Wody te mają wysokie wskaźniki zasolenia spowodowane zrzutem wód kopalnianych z Górnego Śląska, jak również zanieczyszczone są bakteriologicznie wskutek braku kanalizacji w obszarach wiejskich. Nieco niższym poziomem zanieczyszczenia (IV klasa, wody niezadowalającej jakości, według Rozporządzenia Ministra Środowiska z dnia 11 lutego 2004) charakteryzowała się Mała Panew przy ujściu do Odry w przekroju Czarnowąsy.

Główne poziomy użytkowe (GPU) w utworach czwartorzędu charakteryzują się brakiem izolacji, w poziomach górnokredowych jej brakiem, izolacją słabą lub dobrą (fig. 4), a w piętrze triasowym generalnie dobrą (Bielecka, 1997; Kieńć, 1997).

Analogicznie przedstawia się stopień zagrożenia wód podziemnych. Główny poziom użytkowy w utworach czwartorzędowych cechuje się najwyższym, tj. bardzo wysokim, stopniem zagrożenia (ujęcia Zawada i Groszowice), w poziomach górnej kredy – średnim lub niskim stopniem zagrożenia (ujęcia przy ul. Oleskiej i Dubois), a w utworach triasu (poziomy wodonośne wapienia muszlowego i pstrego piaskowca) bardzo niskim lub niskim. Wyjątkiem są dwie jednostki hydrogeologiczne tworzące środkowotriasowy GPU, zlokalizowane na wychodniach utworów triasu, charakteryzujące się brakiem izolacji oraz bardzo wysokim stopniem zagrożenia. Jednostki te położone są na południe i południowy wschód od Opola.

Obszary perspektywiczne

Na terenie miasta wytypowano jeden obszar perspektywiczny obejmujący spękane wapienie i dolomity wapienia muszlowego tworzące zbiornik typu szczelinowo-krasowego. Wydajności potencjalne studni mieszczą się w przedziale od 70 do 120 m^3/h. Moduł zasobów dyspozycyjnych waha się od 22 do 256 $m^3/d\ km^2$. Obszar ten zlokalizowano w zachodniej i północno-zachodniej części miasta (fig. 4). Wody piętra triasowego są generalnie dobrej jakości, należą do wód słodkich o mineralizacji 150–550 mg/dm^3. Lokalnie obserwuje się wzrost zawartości żelaza.

Wytypowany obszar perspektywiczny na przeważającym obszarze jest dobrze izolowany od powierzchni. Warstwę izolującą tworzą margliste utwory górnej kredy, iły neogenu, a zwłaszcza nieprzepuszczalne iły górnego triasu (fig. 2). Jakość wód podziemnych jest trwała, a stopień zagrożenia bardzo niski.

Jako awaryjne źródło zaopatrzenia w wodę można wykorzystać również nieeksploatowane obecnie ujęcia miejskie (ul. Dubois i Groszowice) oraz liczne studnie zlokalizowane na obszarze miasta lub w jego najbliższym otoczeniu, charakteryzujące się dobrym stanem technicznym i ujmujące wody z głębszych poziomów wodonośnych. Inne awaryjne źródło mogą stanowić wody z kopalń odkrywkowych margli i wapieni, obecnie zrzucane do cieków powierzchniowych.

Analiza stanu zasobów wód podziemnych dla Opola wykazała jednoznacznie, że istnieją znaczne rezerwy z dotychczasowych ujęć, a dodatkowym źródłem zaopatrzenia może być wytypowany obszar perspektywiczny.

PODSUMOWANIE

Opole zaopatruje się wyłącznie z ujęć wód podziemnych. Wodociągi komunalne eksploatują je z kilku ujęć położonych na terenie miasta i w jego bliskim sąsiedztwie. Wody podziemne występują tu w trzech głównych użytkowych piętrach wodonośnych: czwartorzędowym, kredowym i triasowym. Analiza stanu zasobów wykazała jednoznacznie, iż miasto ma znaczne rezerwy w istniejących ujęciach, a dodatkowe źródło zaopatrzenia może stanowić wytypowany obszar perspektywiczny o bardzo niskim stanie zagrożenia wód podziemnych.

LITERATURA

ALEXANDROWICZ S.W., 1960 – Kreda opolska, nr 12, Materiały do geologii obszaru śląsko-krakowskiego, **5**.

BIELECKA H., 1997 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Opole Północ. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

BIERNAT S., 1956 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000, ark. Opole Południe. Inst. Geol. Warszawa.

BIERNAT S., 1960a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000, ark. Opole. Inst. Geol. Warszawa.

BIERNAT S., 1960b – Budowa geologiczna kredy opolskiej, nr 12, Materiały do geologii obszaru śląsko-krakowskiego, **5**.

BOSSOWSKI A., 1974 – Formacje przedczwartorzędowe Opolszczyzny. Przew. 46. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Warszawa.

JAREMSKI J., 1991 – Analiza wpływów odpadów paleniskowych "Elektrowni Opole" deponowanych w wyrobiskach cementowni na skład wód gruntowych pobieranych dla potrzeb komunalnych miasta Opola. V Ogólnopolskie Symp. Współczesne problemy hydrogeologii. Warszawa–Jachranka.

JAREMSKI J., 1993 – The influence of waste from Power stadion Opole deposited in the open casts upon the composition of ground water. 4th Intern. Symp. on the Reclamation Treatment and Utilization of Coal Mining Wastes, **2**: 535–542. Kraków.

KIEŃĆ D., 1997 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Opole Południe. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KLECZKOWSKI A.S., red., 1990a – Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) w Polsce – własności hydrogeologiczne, jakość wód, badania modelowe i poligonowe. SGGW-AR, Warszawa, AGH, Kraków.

KLECZKOWSKI A.S., red., 1990b – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.

KONDRACKI J., 2000 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

MAPA głównych zbiorników wód podziemnych wg CAG na dzień 30 czerwca 2000 r. 2000 – Państw. Inst. Geol. Warszawa.

OBERC J., 1960 – Zarys tektoniki Opolszczyzny, nr 12, Materiały do geologii obszaru śląsko-krakowskiego, **5**.

PACZYŃSKI B., red., 1993 – Atlas hydrogeologiczny Polski, cz. I, Systemy zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PACZYŃSKI B., red., 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski, cz. II, Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

STAŚKO S., 1992 – Wody podziemne w węglanowych utworach triasu opolskiego. *Pr. Geol.-Miner. UWroc*., **32**.

TARKOWSKI R., 1991 – Stratygrafia makroskamieniałości, paleogeografia utworów górnej kredy niecki opolskiej. *Zesz. Nauk. AGH*. Kraków.

POZNAŃ

Andrzej **WIJURA**
Grzegorz **LICHTARSKI**
Mariusz **MIKOŁAJCZYK**
Anna **PIECHÓWKA**

INFORMACJE OGÓLNE

Poznań jest jednym z największych miast w Polsce, powiatem grodzkim, stanowiącym centrum gospodarcze i administracyjne regionu wielkopolskiego, z silnie rozwiniętym przemysłem maszynowym, środków transportu, metalowym, spożywczym, elektromaszynowym oraz chemicznym. Jest bardzo ważnym węzłem komunikacyjnym drogowym, kolejowym i lotniczym. Leży na wyniesionych wysoczyznach morenowych na obszarze o powierzchni 261,3 km^2. W roku 2004 miasto liczyło 570 800 mieszkańców. W ostatnich latach nastąpił intensywny gospodarczy i osadniczy rozwój miast satelitarnych: Swarzędza, Lubonia, Mosiny, Puszczykowa, Murowanej Gośliny oraz terenów gmin podmiejskich. Stanowią one jednolitą infrastrukturę miejską, tworząc aglomerację poznańską o powierzchni ok. 700 km^2 zamieszkaną przez ok. 750 000 mieszkańców. Prezentowane opracowanie dotyczy terenu Poznania w granicach administracyjnych, jednakże ze względu na rozmieszczenie głównych ujęć komunalnych i obszarów perspektywicznych poza terenem miasta i aglomeracji, odniesiono się do znacznie większego rejonu (fig. 1).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Według regionalizacji fizycznogeograficznej (Kondracki, 2000) Poznań położony jest w podprowincji Pojezierzy Południowobałtyckich w trzech mezoregionach: Pojezierze Poznańskie, Poznański Przełom Warty i Równina Wrzesińska. Rejon Poznania charakteryzuje się bardzo urozmaiconą rzeźbą. Jedną z dominujących form geomorfologicznych na terenie miasta i w jego otoczeniu jest wysoczyzna morenowa, wznosząca się przeważnie od 80 do 100 m n.p.m. Powierzchnia tej struktury porozcinana jest przez formy erozyjne – rynny glacjalne, doliny, dolinki i zagłębienia bezodpływowe oraz akumulacyjne równiny sandrowe. Najniżej położonym rejonem miasta jest dolina Warty (50 m n.p.m.), najwyżej zaś Góra Moraska (154,4 m n.p.m.).

Na terenie Poznania wydzielono mniejsze jednostki geomorfologiczne. Na północnym zachodzie znajduje się wysoczyzna winiarska, falista o niewielkich deniwelacjach. Na południe od niej, pomiędzy dolinami Bogdanki i Potoku Junikowskiego, rozciąga się wysoczyzna jeżycka**.** Na wschód od Warty, pomiędzy jej doliną a rynną Kobylepole–Gądki leży wysoczyzna krzesińska. Przebiegająca południkowo przez miasto dolina Poznańskiego Przełomu Warty znacząco wpływa na ukształtowanie powierzchni Poznania. Tworzą ją tarasy o zróżnicowanych spadkach, a najniższy z nich – zalewowy budują piaski i żwiry oraz częściowo namuły rzeczne. W rejonie miasta (Naramowice, Umultowo, Junikowo–Przeźmierowo, Sypniewo oraz Krzesiny) występują również dość liczne równiny sandrowe.

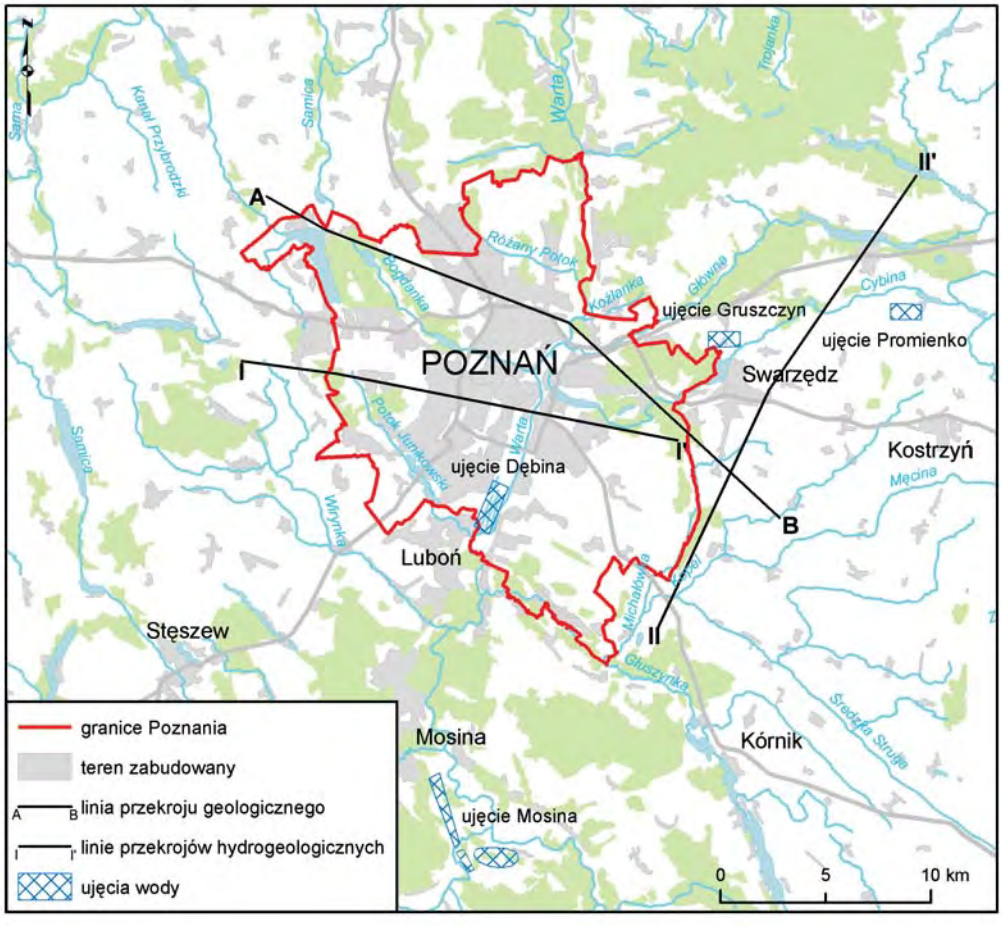

Fig. 1. Położenie obszaru Poznania

Hydrografia

Przepływająca przez Poznań z południa na północ Warta kształtuje układ drenażu wód powierzchniowych i gruntowych miasta. Dolina Warty ma charakter przełomowy i wcina się do 40 m w wysoczyznę, a długość odcinka rzeki w granicach miasta wynosi 15 km. Dzięki dobrej przepuszczalności osadów ma ona bezpośrednie związki hydrauliczne z poziomem wód gruntowych w obrębie tarasów rzecznych.

Dopływy lewobrzeżne Warty mają kierunek NW–SE. Najważniejsze z nich to: Główna, Potok Junikowski, Bogdanka i Potok Różany, a ich cechą charakterystyczną są łagodne, stosunkowo szerokie formy dolinne. Doliny dopływów prawobrzeżnych mają orientację NE–SW, są często zabagnione lub zajęte przez jeziora. Należą do nich dopływy: Cybina, Główna i Głuszynka. W rejonie Radojewa i Góry Moraskiej w północnej części miasta usytuowane są źródła i obszary podmokłe, które dają początek potokom: Umultowskiemu i Różanemu.

Na terenie Poznania znajdują się dwa zbiorniki naturalne pochodzenia polodowcowego: Jez. Kierskie w północno-zachodniej części oraz znacznie mniejsze Jez. Strzeszyńskie. Ponadto jest tu kilka sztucznych zbiorników zaporowych i powyrobiskowych powstałych w wyniku gospodarczej działalności człowieka. Do największych z nich zaliczyć można Jez. Maltańskie na Cybinie, Rusałkę w dolinie Bogdanki oraz stawy Baczkowskie w dolinie Potoku Junikowskiego. Najuboższa w zbiorniki wodne jest północna część miasta leżąca w strefie czołowomorenowej. Z występującymi tam tylko niewielkimi oczkami wytopiskowymi tworzy lokalne strefy bezodpływowe (Jez. Umultowskie).

Zarys budowy geologicznej

W rejonie Poznania w stropie utworów mezozoicznych, znajdującym się na rzędnych od –70 do –120 m n.p.m., występują margle i wapienie jury górnej i kredy górnej. Obszar ten stanowi strefę kontaktu monokliny przedsudeckiej z synklinorium szczecińsko-szamotulskim i mogileńsko-łódzkim (Chmal, 1997). W trzeciorzędzie powstało zapadlisko w formie rowu tektonicznego o kierunku południkowym i zrzucie dochodzącym do 200 m. Struktura ta przebiega przez miasto. Osady trzeciorzędowe reprezentowane są przez utwory oligocenu i miocenu o miąższościach od 50 do 150 m, natomiast w rowie tektonicznym dochodzących do 330 m. Oligocen tworzą utwory ilasto-mułkowate z warstwami piasków o miąższości od kilku do 70 m. Utwory mioceńskie o miąższości od 70 do 180 m to serie sedymentacji piasków, drobnych mułów i pokładów węgli brunatnych przykrytych kompleksem iłów poznańskich o średniej miąższości ok. 60 m.

Osady czwartorzędowe występują na terenie całego miasta. Ich miąższość zależna jest od morfologii podłoża przedczwartorzędowego oraz powierzchni terenu i zmienia się od kilku metrów w rejonie wyniesień trzeciorzędowych i wcięć powierzchni w dolinach rzecznych do 40–50 m w obniżeniach podłoża przedczwartorzędowego. W profilu litologicznym dominują gliny morenowe. Największe miąższości, ponad 100 m, występują w północnej części miasta w strefie moren czołowych (Góra Moraska). Osady holoceńskie to piaski, mułki i torfy o miąższości do 10 m budujące tarasy dolin rzecznych (fig. 2).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

Na obszarze Poznania występują poziomy użytkowe wód podziemnych w utworach wodonośnych czwartorzędu i w warstwie mioceńskiej. Wody podziemne w utworach czwartorzędowych notowane są na przeważającej części miasta w strefie głębokości średnio do 20 m, lokalnie do 40 m. Tworzą one system płytkiego krążenia położony w strefie zasilania, którego bazą drenażu jest dolina Warty. W obrębie **piętra czwartorzędowego** wydzielono poziomy: wód gruntowych, międzyglinowy górny i międzyglinowy środkowy.

Poziom wód gruntowych o swobodnym zwierciadle występuje w utworach piaszczysto-żwirowych tarasów i dolin rzecznych oraz w osadach sandrowych na głębokościach od 0,6 do 12 m. Zasilany jest przez infiltrację opadów oraz przez drenaż głębszych poziomów w rejonach obniżeń dolinnych.

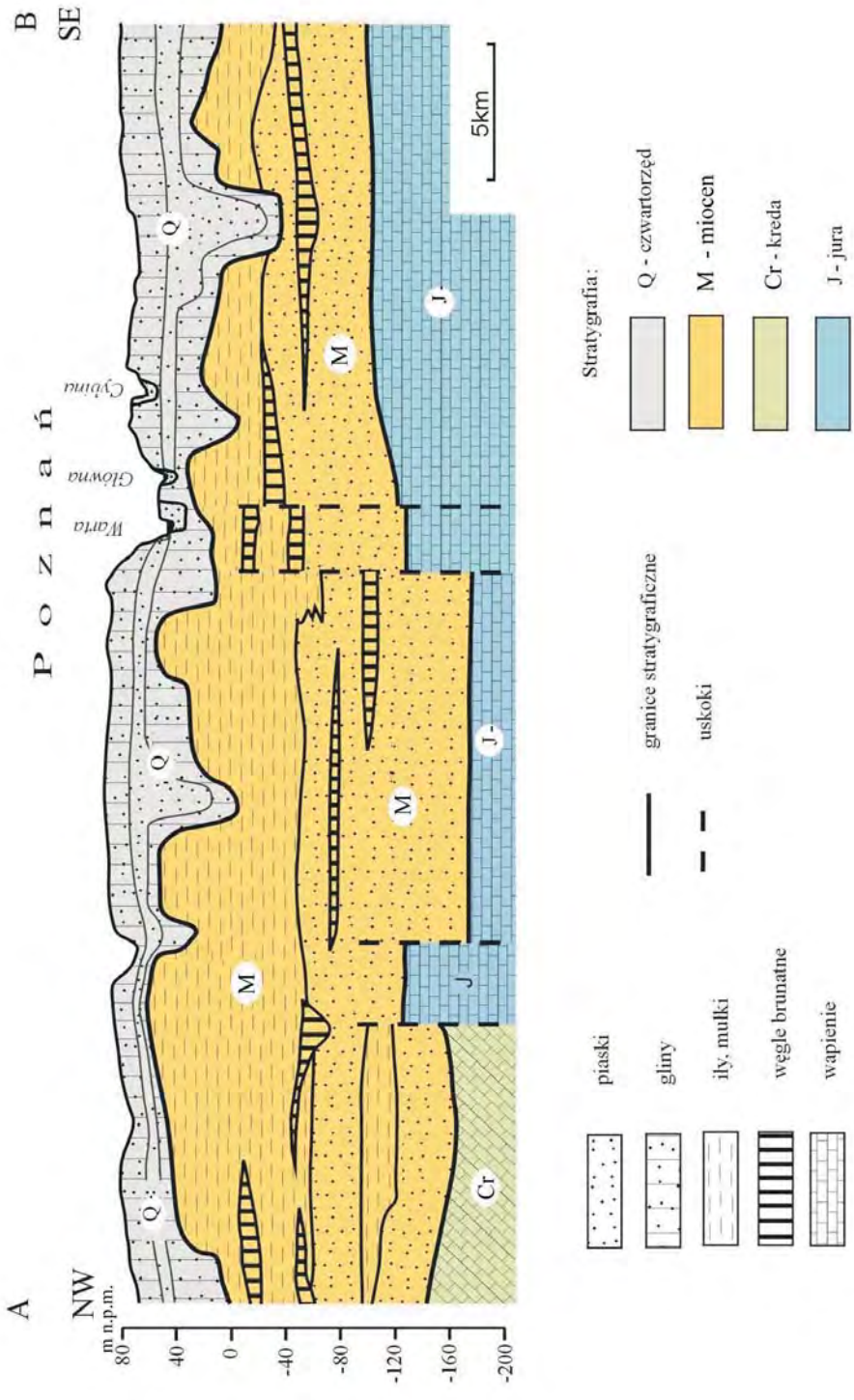

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B przez rejon Poznania (lokalizacja na fig. 1)

Występowanie poziomów wodonośnych związane jest z określonymi strukturami piaszczysto-żwirowymi. Wody podziemne w tych utworach są przeważnie izolowane od powierzchni glinami zwałowymi, iłami i mułkami zastoiskowymi. Miąższość warstwy izolującej najczęściej zmienia się w przedziale od 5 do 15 m, lokalnie do 20–25 m.

Na terenie miasta największe rozprzestrzenienie ma *poziom międzyglinowy górny* utworzony z piasków i żwirów fluwioglacjalnych oddzielających gliny zlodowacenia środkowopolskiego od glin zlodowacenia bałtyckiego, które są warstwą napinającą. Stanowi go struktura sandru kopalnego o miąższości od 5 do 20 m, występująca na głębokości ok. 5–15 m.

Poziom międzyglinowy środkowy tworzą piaski średnio- i gruboziarniste wypełniające dolinę kopalną Komorniki–Złotniki o przebiegu południkowym i szerokości 500–1000 m. Miąższość osadów waha się od 10 do 30 m. Poziom ten zasilany jest głównie przez przesączanie się wód z nadległych poziomów oraz lokalnie poprzez okna hydrogeologiczne. Zwierciadło wody zmienia wówczas charakter z naporowego na swobodny.

Wody podziemne **poziomu mioceńskiego** występują na terenie całego miasta. Warstwę wodonośną tworzą piaski drobnoziarniste i mułkowate, lokalnie średnioziarniste o miąższości od kilkunastu do 80 m, rozdzielone strefowo warstwami mułów i węgli brunatnych. Poziom ten izolowany jest od powierzchni słabo przepuszczalnymi glinami zwałowymi i bardzo słabo przepuszczalnymi iłami górnomioceńskimi o zmiennej miąższości od 50 do ponad 150 m (fig. 3, 4).

W trakcie realizacji Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 na terenie Poznania wydzielono dwa główne poziomy użytkowe wód podziemnych w utworach czwartorzędowych i mioceńskich. Pozwalają one jedynie na lokalne zaopatrzenie w wodę lub dla celów przemysłowych, jednak – ze względu na niewielką zasobność – nie mają one większego znaczenia w ogólnym zaopatrzeniu miasta w wodę.

Na obszarze występowania czwartorzędowego głównego poziomu użytkowego, zajmującego 35% powierzchni, wyznaczono 7 jednostek hydrogeologicznych (Dąbrowski, 1997a, b). Jednym z podstawowych kryteriów wydzieleń oprócz parametrów hydrogeologicznych był stopień izolacji poziomów użytkowych. Najczęściej są to jednostki o słabej izolacji lub jej pozbawione (według kryteriów wydzieleń na MhP w skali 1:50 000 typu a**Q** i ab**Q)**. Moduły zasobów dyspozycyjnych są niskie i nie przekraczają 200 $m^3/d\ km^2$. We wschodniej części miasta znajduje się fragment GZWP nr 144 – Dolina kopalna Wielkopolska (18 km^2) o średnim stopniu izolacji (według kryteriów MhP typ b**Q**).

Poziom wód mioceńskich występujący na terenie całego miasta, a na obszarze 170 km^2 (65% powierzchni), spełniający rolę głównego poziomu użytkowego, jest bardzo dobrze izolowany od powierzchni warstwą słabo przepuszczalnych glin zwałowych i bardzo słabo przepuszczalnych iłów górnomioceńskich o zmiennej miąższości od 50 do ponad 150 m (według kryteriów MhP typ c**Tr**). Wody te ujmowane są głównie we wschodniej części miasta. Ze względu na bardzo słabe zasilanie moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi tu średnio ok. 20 $m^3/d\ km^2$.

Poziomy podrzędne na terenie Poznania występują w utworach czwartorzędowych nad poziomem głównym mioceńskim, a ich znaczenie jest marginalne.

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w rejonie Poznania

W bliskim sąsiedztwie miasta wydzielono dwa Główne Zbiorniki Wód Podziemnych: GZWP nr 144 – Dolina kopalna Wielkopolska oraz GZWP nr 150 – Pradolina Warszawa–Berlin (Koło–Odra). Pierwszy z nich jest doliną kopalną o szerokości 8–9 km, przebiegającą równoleżnikowo na północ

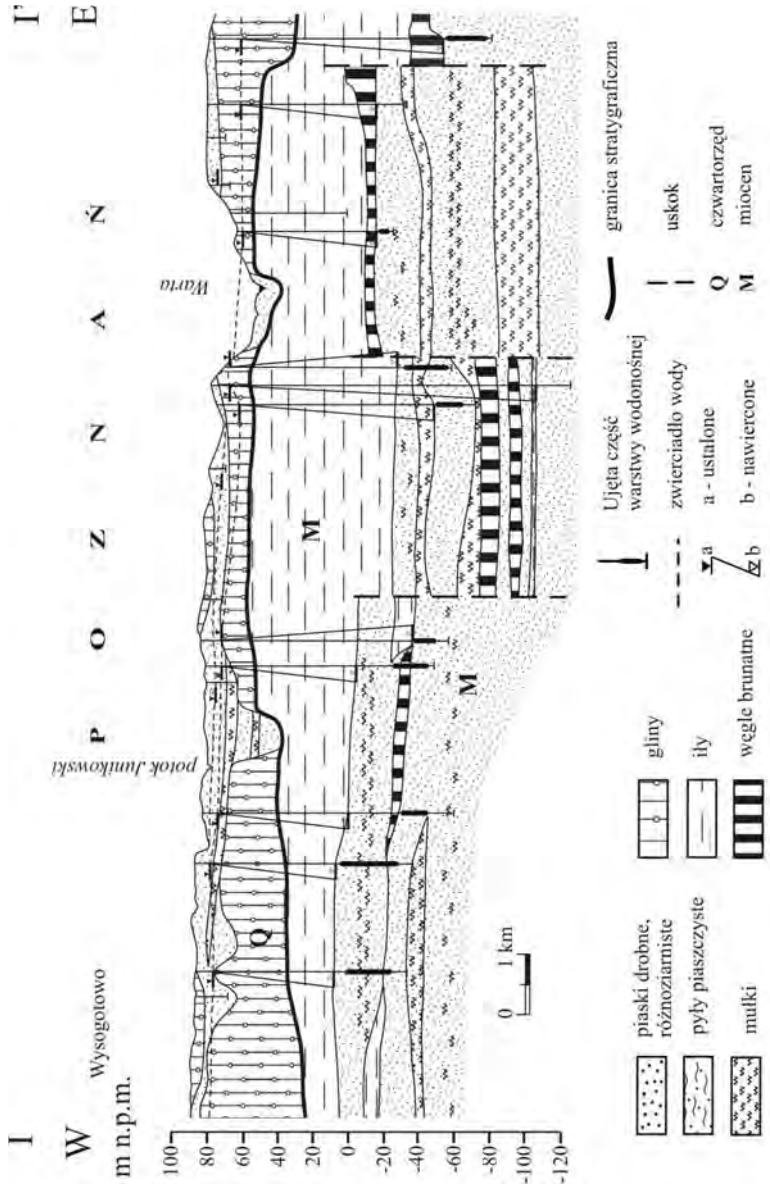

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' przez rejon Poznania (lokalizacja na fig. 1)

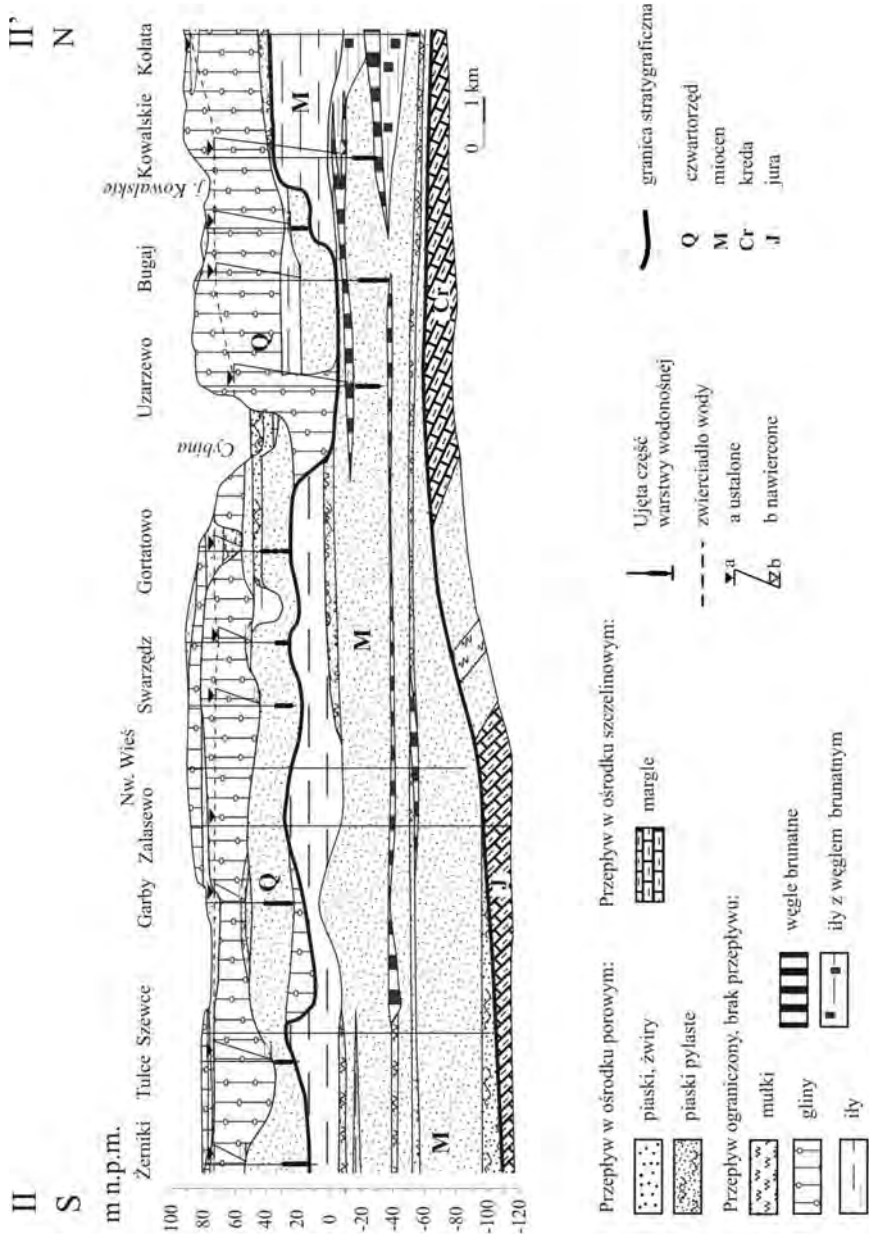

Fig. 4. Przekrój hydrogeologiczny II–II' przez rejon Poznania (lokalizacja na fig. 1)

od pradoliny warszawsko-berlińskiej. Utwory wodonośne tworzą piaski średnio- i gruboziarniste interglacjału mazowieckiego i zlodowacenia środkowopolskiego. Miąższość warstwy jest zmienna, od kilku do ponad 40 m. Struktura o naporowym zwierciadle wody jest przykryta gliną morenową o miąższości od 20 do ponad 60 m. Zasilanie odbywa się poprzez infiltrację opadów lub przesączanie z wyżej leżących poziomów. Niewielki fragment o powierzchni ok. 18 km^2 znajduje się we wschodniej i południowo-wschodniej części Poznania. W tym rejonie dolina zmienia kierunek na południkowy i ma ok. 5 km szerokości, aby z kolei w rejonie Krzesin powrócić do przebiegu równoleżnikowego i kontynuować się w kierunku zachodnim w pobliżu granic miasta. Na tym odcinku GZWP nr 144 ma szerokość 10–12 km, a dodatkowo nakłada się na ten zbiornik dolina przełomowa Warty. Zwierciadło wód podziemnych ma tu charakter swobodny.

W odległości ok. 7 km na południe od granic miasta znajduje się północna granica GZWP nr 150 – Pradolina Warszawa–Berlin (Koło–Odra), struktury pradolinnej o szerokości ok. 8 km. Tworzą ją osady piaszczysto-żwirowe o miąższości od 10 do 20 m. Stanowi ona strukturę miejscami odkrytą lub słabo izolowaną od powierzchni. W części północno-wschodniej na zbiornik ten nakłada się przełomowy odcinek doliny Warty.

Na południu, w rejonie Mosiny GZWP nr 144 i nr 150 nakładają się na siebie, a dodatkowo w tym rejonie przebiega dolina Warty, tworząc wyjątkowo korzystne warunki hydrogeologiczne. Zlokalizowano tu największe ujęcie komunalne dla Poznania (Mosina–Krajkowo). W strefie nałożenia się głównych zbiorników na znacznej części obszaru miąższość izolującej warstwy glin zwałowych jest niewielka lub często brak jej i poziomy wodonośne są w bezpośrednim kontakcie hydraulicznym (fig. 5).

Schemat przepływu wód podziemnych

Analiza układu hydrodynamicznego przepływu wód podziemnych na terenie Poznania pozwoliła na wydzielenie trzech systemów ich krążenia. Pozostają one ze sobą w związkach wynikających z warunków hydrogeologicznych, wykształcenia i zasięgu struktur czwartorzędowych oraz występowania warstw rozdzielających o zróżnicowanym stopniu przepuszczalności.

Pierwszy system związany jest z płytkim krążeniem wód w poziomach międzyglinowych utworów czwartorzędowych i występuje na terenie niemal całego miasta. Zasilanie odbywa się poprzez infiltrację opadów lub z lokalnych poziomów gruntowych, a drenaż przez doliny rzek: Bogdanki, Potoku Junikowskiego, Głównej i Cybiny oraz dolinę Warty, która jest jego główną bazą. Rzędne zwierciadła wód podziemnych zmieniają się tu od 55 do ponad 100 m n.p.m. Ciśnienia na znacznej części obszaru występowania tego poziomu są dużo wyższe niż niżej leżącego poziomu mioceńskiego.

Drugim systemem krążenia, występującym fragmentarycznie przy wschodniej granicy miasta, jest przepływ wód w GZWP nr 144 – Dolina kopalna Wielkopolska. Struktura ta, zasilana z infiltracji opadów i przesączania z górnych poziomów wód gruntowych, zasila z kolei poziom mioceński przez znacznie cieńszą warstwę iłów górnomioceńskich. Jednakże w wyniku dużego poboru wód podziemnych z GZWP nr 144 – Dolina kopalna Wielkopolska lokalnie może odbywać się zasilanie z warstwy mioceńskiej.

Trzecim systemem krążenia jest przepływ wód podziemnych w utworach wodonośnych miocenu. W warunkach naturalnych bazą drenażu zarówno od wschodu, jak i zachodu był przełomowy odcinek doliny Warty. W wyniku eksploatacji ujęć z utworów miocenu na terenie miasta drenujący charakter tego odcinka został zwiększony, a jednocześnie wzrosło zasilanie z wyżej leżących poziomów czwartorzędowych.

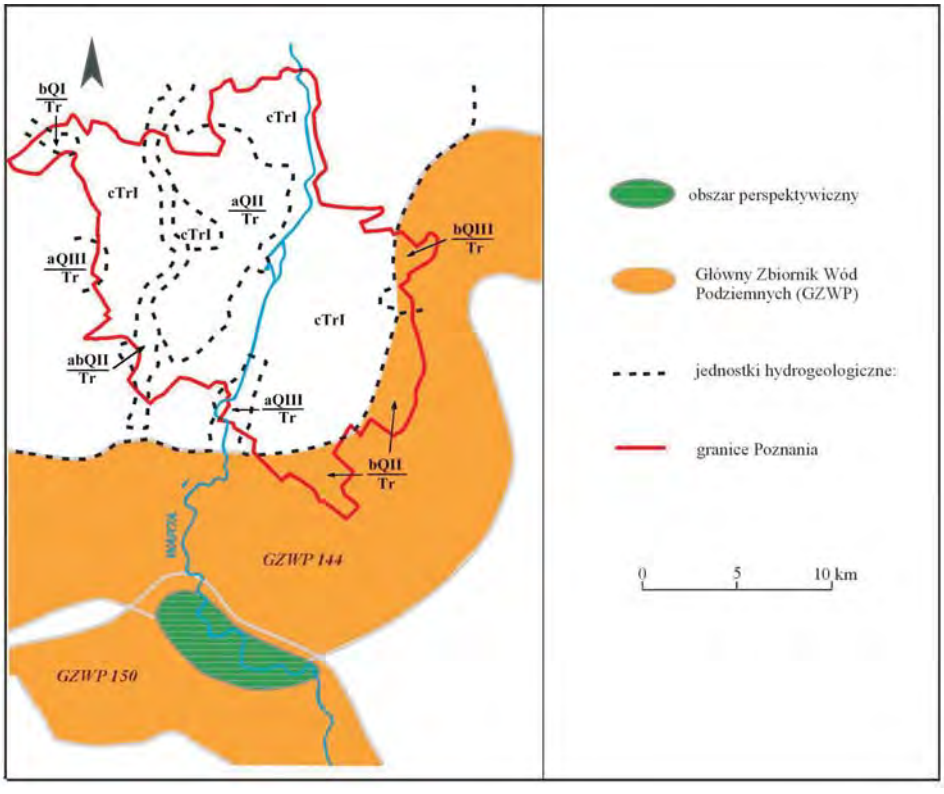

Fig. 5. Mapa warunków hydrogeologicznych rejonu Poznania

Ze względu na niewielką zasobność poziomów wodonośnych występujących na terenie Poznania przepływy pionowe przez utwory bardzo słabo przepuszczalne (pomimo ich dużej powierzchni kontaktu) są stosunkowo niewielkie (fig. 6).

Zaopatrzenie aglomeracji w wodę

Wody podziemne na terenie Poznania występują w dwóch poziomach użytkowych: czwartorzędowym i mioceńskim. Ze względu na niekorzystne warunki hydrogeologiczne i niską zasobność tych struktur od dawna nie spełniają kryteriów umożliwiających zaopatrzenie miasta w wodę. Podstawowym źródłem zaopatrzenia są aktualnie dwa ujęcia: Dębina, ujmujące studniami wody powierzchniowe tłoczone do stawów filtracyjnych otoczonych barierami studni, oraz Mosina, eksploatujące wody podziemne i poddenną studnię promienistą. W ramach aglomeracji poznańskiej czynnych jest ponadto 15 ujęć wód podziemnych, przy czym kilka największych ma połączenia z siecią wodociągową Poznania. Eksploatacją ujęć i zaopatrzeniem miasta i aglomeracji zajmuje się przedsiębiorstwo Aquanet Sp. z o.o. w ramach działającego obecnie Poznańskiego Systemu Wodociągowego. W strukturze dystrybucji ujmowanych wód największym odbiorcą są mieszkańcy zuży-

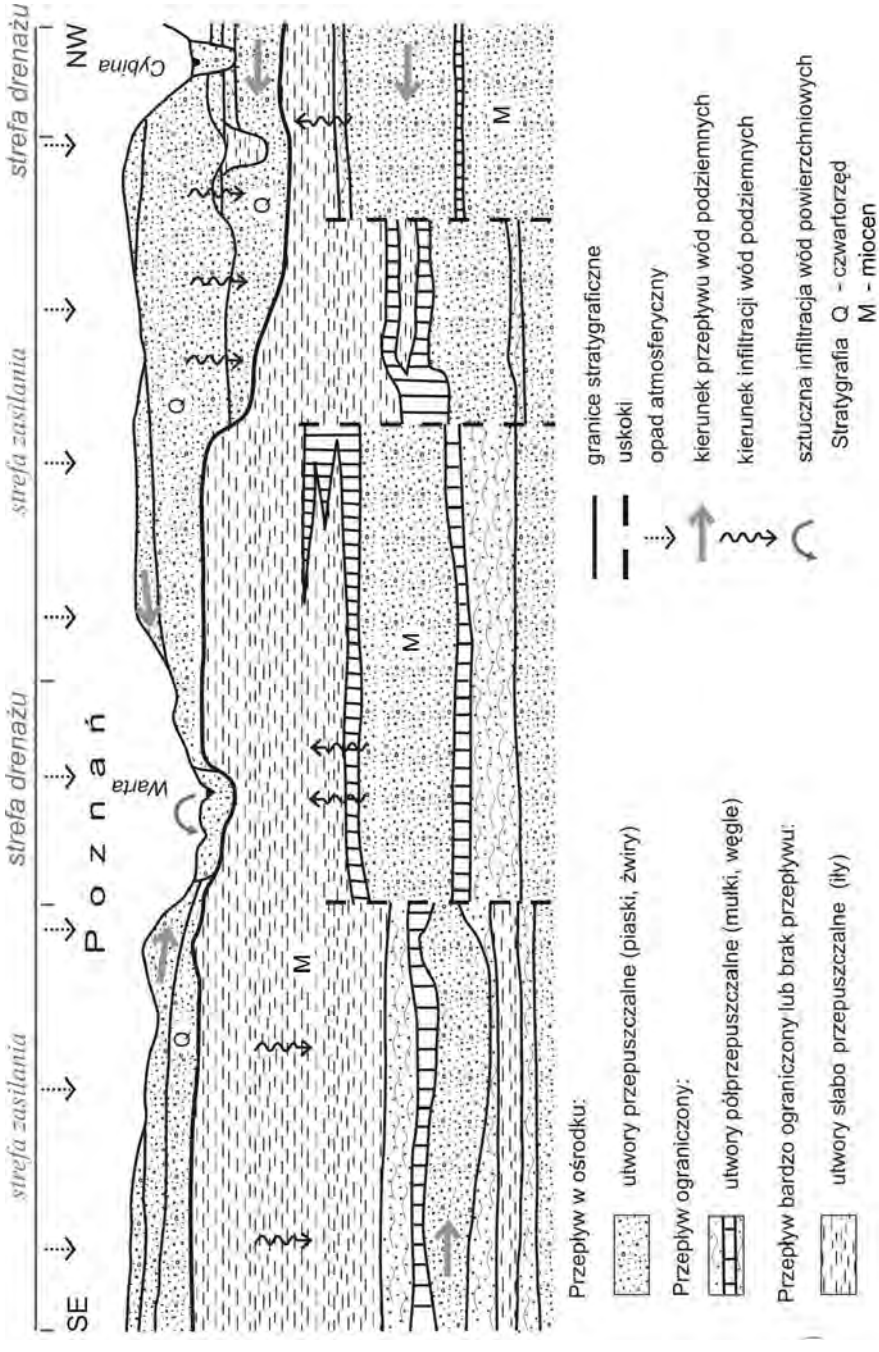

Fig. 6. Schemat przepływu wód w profilu pionowym w rejonie Poznania

wający 68% pobieranej wody. Dla potrzeb przemysłu dostarczane jest 13% poboru, a pozostałe 19% dla innych odbiorców. W ogólnym poborze wody powierzchniowe stanowią 62%, a podziemne 38%, zaś w przypadku aglomeracji odpowiednio 53 i 47%.

Ze względu na złożone i wyjątkowo niekorzystne warunki hydrogeologiczne poziomów wodonośnych oraz jakość wód podziemnych, na terenie Poznania jedynie ujęcie Dębina korzystające ze sztucznej infiltracji znajduje się w granicach miasta. Ujęcie w Mosinie położone jest w odległości ponad 10 km od jego południowej granicy.

Pobór wód a ich zasoby

W 2004 r. średnie dobowe zaopatrzenie Poznania w wodę wynosiło 117 070 m^3 z ujęć komunalnych i 9440 m^3 z ujęć przemysłowych (tab. 1). Obecnie największe ujęcie komunalne (281 studni) Dębina eksploatuje średnio 63 090 m^3/d wody przy wykorzystaniu sztucznej infiltracji. Taki system eksploatacji, podobnie jak studnia promienista w Mosinie, traktowany jest jako ujęcie wód powierzchniowych. Eksploatacja wód podziemnych w ujęciu Mosina–Krajkowo wynosi 34 000 m^3/d. W ostatnich latach obserwuje się tu znaczny spadek poboru, co jest związane z czyn-

Tabela 1

Wybrane informacje o Poznaniu i aglomeracji poznańskiej

Powierzchnia		261,3 km^2 (700,0 km^2)
Ludność (2004 r.)		570 800 (750 000)
Pobór (2004 r.)	komunalny	117 070 m^3/d (138 400 m^3/d)
	przemysłowy	9440 m^3/d
Zaopatrzenie w wodę	ujęcia wód powierzchniowych	62% (53%)
	ujęcia wód podziemnych	38% (47%)
Zasoby wód podziemnych	dyspozycyjne	Poznańskie Dorzecze Warty 23 600 m^3/h
	eksploatacyjne	Poznań 6310 m^3/h
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku awaryjnego zaopatrzenia	minimalne	4280 m^3/d (5625 m^3/d)
	niezbędne	8560 m^3/d (11 250 m^3/d)
	optymalne	17 120 m^3/d (22 500 m^3/d)
Specyficzny problem miasta/aglomeracji		Główne ujęcia wód podziemnych poza aglomeracją.

Liczby bez nawiasów dotyczą Poznania, a w nawiasach aglomeracji poznańskiej

nikami ekonomicznymi. Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne dla tego ujęcia wynoszą 178 000 m^3/d, przy zalecanym ograniczeniu poboru do 148 000 m^3/d. Należy zwrócić uwagę na duże rezerwy zasobów w stosunku do zapotrzebowania Poznania, zwłaszcza że w 1995 r. wydajność ujęć komunalnych była dwukrotnie większa.

W ramach aglomeracji poznańskiej czynnych jest ponadto 15 ujęć wód podziemnych różnej wielkości o łącznym poborze 21 300 m^3/d. Ze względu na ich rozproszenie w różnych strukturach wodonośnych określenia rezerw zasobów można dokonać na tle zasobów dyspozycyjnych Poznańskiego Dorzecza Warty.

Chemizm wód podziemnych

Wody podziemne ujmowane na terenie Poznania w utworach czwartorzędu i miocenu są zazwyczaj typu Ca–Mg–HCO_3 o mineralizacji od 50 do 1000 mg/dm^3. Oceny stanu jakości wód podziemnych dokonano na podstawie klasyfikacji przyjętej podczas realizacji MhP 1:50 000. Jakość badanych wód jest zmienna, od dobrej do złej (klasy IIa do III) w zależności od warunków hydrogeologicznych i oddziaływań antropogenicznych. Poziom wód gruntowych ze względu na antropopresję charakteryzuje się mineralizacją od 500 do ponad 1000 mg/dm^3, z podwyższoną zawartością chlorków, siarczanów i azotanów oraz stężeniem związków żelaza do 10 mg/dm^3. Wody poziomów międzyglinowych w większości odpowiadają średniej klasie jakości (IIb) o mineralizacji od 300 do 800 mg/dm^3. Podobnie przedstawia się jakość wód podziemnych w poziomie wodonośnym GZWP nr 144 – Dolina kopalna Wielkopolska, gdzie mineralizacja ogólna zawiera się w granicach 220–500 mg/dm^3.

Jakość wód z utworów miocenu jest zróżnicowana w zależności od ujmowanej warstwy wodonośnej, głębokości oraz oddziaływania strefy rowu tektonicznego Poznań–Gostyń. W większości mają one mineralizację od 240 do 1065 mg/dm^3 i można je zaliczyć do klasy średniej (IIb) ze względu na podwyższone zawartości żelaza, manganu i amoniaku. Wody podziemne z rejonu rowu tektonicznego Poznań–Gostyń, ze względu na podwyższoną barwę i zawartości żelaza, manganu i amoniaku, przekraczające wartości normatywne, uznano za wody złej (III klasa) jakości.

Szczegółowszej analizy stanu jakości wód podziemnych nie przedstawiono ze względu na duże zróżnicowanie wszystkich składników w układzie przestrzennym.

Zagrożenia wód podziemnych

Na obszarze Poznania, ośrodka o wysokim stopniu urbanizacji i dobrze rozwiniętym przemyśle, istnieje wiele potencjalnych ognisk zanieczyszczeń wód podziemnych. Są one związane z działalnością gospodarczo-przemysłową, zabudową mieszkaniową, oddziaływaniem środków transportu oraz różnych form zagospodarowania terenu. Obiekty te mają charakter obszarowy, liniowy i punktowy. Tylko w trakcie realizacji MhP w skali 1:50 000 zinwentaryzowano 129 potencjalnych ognisk zanieczyszczeń, przy czym jest to zbiór niekompletny. Znaczna liczba obiektów uciążliwych użytkowana jest od wielu lat, co powoduje kumulację skutków ich oddziaływania na wody podziemne. Szereg tego typu obiektów od dawna nieczynnych zostało zagospodarowanych jako parki, obszary rekreacyjne, ogródki działkowe, osiedla mieszkaniowe itp. bez odpowiedniej rekultywacji i nadal może wpływać na wody podziemne w utworach plejstoceńskich. Przy stosun-

kowo niewielkich miąższościach warstwy izolującej może to prowadzić do szybkiego i trwałego zanieczyszczenia poziomu wodonośnego. Na wody podziemne oddziaływują również ścieki zrzucane do wód powierzchniowych i gruntu, odpady przemysłowe i komunalne, emisje pyłów i gazów, środki utrzymywania dróg oraz nawozy i środki ochrony roślin. Dynamiczny rozwój pod względem zagospodarowania przestrzennego w latach 70. i 80. spowodował ekspansję terytorialną miasta, przy jednoczesnym braku ewidencji i rekultywacji tych obiektów, które – wcześniej położone w strefie podmiejskiej – znalazły się w granicach miasta.

Oceniając ogólne warunki stopnia zagrożenia poziomu czwartorzędowego, przy stosunkowo niewielkiej miąższości i nieciągłości warstwy izolującej i średnim czasie pionowej migracji zanieczyszczeń ok. 25 lat, należy stwierdzić, że jest on wrażliwy na ich oddziaływanie. Migracji zanieczyszczeń w obrębie poziomu mogą również sprzyjać dosyć duże spadki zwierciadła wód podziemnych. Interpretacja wyników badań składu chemicznego wód wykazała obszarowe zanieczyszczenie poziomu czwartorzędowego w obrębie całego miasta w postaci wyraźnie podwyższonego stężenia chlorków i siarczanów. Wyniki badania gleb miejskich pozostają w dużej zbieżności z wynikami analiz wód podziemnych o obszarowym zanieczyszczeniu wód i środowiska na terenie Poznania. Wskazuje to jednocześnie na kumulację i możliwość oddziaływania starych, nieczynnych wysypisk, hałd i gruntów nasypowych. Zanieczyszczenie wodonośnych poziomów użytkowych jest efektem sumarycznym wpływu wielu obiektów uciążliwych dla wód podziemnych (Wijura, 2003). Spośród 248 studni lokalnych na terenie miasta, znajdujących się w gestii Aquanet Sp. z o.o., 21 przebadanych pod względem jakości wody było silnie zanieczyszczonych, 83 średnio, a 107 wyraźnie. Wskazane byłoby przeprowadzenie stosownych badań, ewidencji aktualnych i dawnych nieczynnych już obiektów, oszacowanie możliwości ich oddziaływania oraz stworzenie sieci monitoringu.

Zagrożeniem dla poziomu mioceńskiego, zwłaszcza w centralnej części miasta, jest migracja zmineralizowanych wód z podłoża w strefie rowu tektonicznego Poznań–Gostyń. Geogeniczny charakter tego zanieczyszczenia objawia się przede wszystkim wysoką barwą do 2000 mg Pt/dm^3, dyskwalifikującą wody jako pitne, ponadnormatywną utlenialnością, obecnością amoniaku jak również podwyższonymi zawartościami chlorków i siarczanów.

Obszary perspektywiczne

Ze względu na niekorzystne warunki hydrogeologiczne i przy braku możliwości zwiększenia poboru wód z poziomu mioceńskiego wieloletnie badania hydrogeologiczne w szerokiej strefie wokół Poznania dotyczyły przede wszystkim rozpoznania zasobów wód podziemnych w strukturach czwartorzędowych.

W wyniku prac studialnych nad stworzeniem rejonu stanowiącego szeroko pojęte zaplecze wodne dla Poznania i aglomeracji wydzielone zostało Poznańskie Dorzecze Warty (PDW). Przeznaczeniem tego obszaru jest umożliwienie gospodarowania zasobami wód podziemnych i powierzchniowych. PDW jest obszarem zlewni cząstkowej Warty o powierzchni 3108,4 km^2 między wodowskazami na Warcie w Śremie i Obrzycku. Obejmuje ona przełomowy odcinek doliny Warty, w którego centrum położony jest Poznań. Wody podziemne w utworach czwartorzędowych rejonu Poznania występują jako zbiorniki i struktury na obszarze 1979 km^2 (63,7% obszaru PDW). Wydzielono sześć zbiorników o powierzchni 1407,5 km^2 (45,2%). Na pozostałym terenie 571,5 km^2 (18,3%) jest to 30 struktur lokalnych w pięciu rejonach zasobowych. Dla rejonu PDW opracowana została dokumentacja zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych (Dąbrowski i in., 1999, 2000).

Z analizy warunków hydrogeologicznych (Wijura i in., 2005), wielkości zasobów dyspozycyjnych i oszacowanych rezerw dla obszarów zbiorników czwartorzędowych Poznańskiego Dorzecza Warty wynika, że perspektywiczne możliwości budowy ujęć wód podziemnych dla Poznania i aglomeracji istnieją na następujących obszarach:

– GZWP nr 144 – Dolina kopalna Wielkopolska (Podsystem Warty Prawobrzeżnej i Podsystem Cybiny) – rezerwa łącznie 1200 m^3/h;

– GZWP nr 150 – Pradolina Warszawa–Berlin (Koło–Odra) – rezerwa zasobów 6689 m^3/h, w tym 4700 m^3/h z infiltracji brzegowej.

Możliwości perspektywiczne budowy ujęcia występują szczególnie na terenie GZWP nr 150 na odcinku pradoliny od Śremu do Radzewicz na południe od ujęcia mosińskiego. Dla obszaru o powierzchni 62 km^2, położonego na prawym brzegu Warty, zatwierdzone zostały zasoby dyspozycyjne w wysokości 6122 m^3/h, przy udziale infiltracji brzegowej 4700 m^3/h (77 %). Istotnym problemem aktualnym i w przyszłości jest i będzie jakość ujmowanych wód podziemnych. Związane jest to z brakiem lub słabą izolacją użytkowego poziomu wodonośnego, sezonowymi wahaniami stanów wód podziemnych, przebiegiem procesów hydrogeochemicznych oraz możliwością zanieczyszczeń wód powierzchniowych.

PODSUMOWANIE

Obszar Poznania położony jest w rejonie o niskiej zasobności w wody podziemne i powierzchniowe. Niekorzystne warunki hydrogeologiczne już na początku XX w. powodowały trudności w zaopatrzeniu z ujęć wód podziemnych na terenie miasta. Od lat 20. ubiegłego wieku zaopatrzenie pokrywało ujęcie Dębina w dolinie Warty korzystające ze sztucznej infiltracji. W latach 60. uruchomiono ujęcie wód podziemnych Mosina zlokalizowane w strukturze o wyjątkowo korzystnych warunkach hydrogeologicznych, wykorzystujące w znacznym stopniu infiltrację brzegową (ponad 50%) i znaczne rezerwy zasobowe. W badaniach hydrogeologicznych wytypowano rejony perspektywiczne dla lokalizacji ujęć również opartych na infiltracji brzegowej na południe od Mosiny oraz realizowana jest koncepcja sztucznej infiltracji w ujęciu Mosina.

W ostatnim okresie, wobec znacznego spadku zapotrzebowania na wodę i ograniczania jej poboru z ujęcia Mosina oraz ze względu na ponad 10-kilometrową odległość od granic miasta, coraz większą rolę spełnia ujęcie Dębina. Istotnym problemem jest zagrożenie jakości wód ujmowanych w tych ujęciach wynikające ze złej jakości wód powierzchniowych Warty (Dębina) i przemian hydrogeochemicznych w słabo izolowanym poziomie wodonośnym (Mosina) .

LITERATURA

CHMAL R., 1997 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000, ark. Poznań. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

DĄBROWSKI S. i in., 1997a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Swarzędz. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

DĄBROWSKI S. i in., 1997b – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Mosina. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

DĄBROWSKI S. i in., 1999 – Dokumentacja hydrogeologiczna Regionu Poznańskiego Dorzecza Warty zawierająca ocenę zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych z utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych. Hydroconsult Sp. z o.o. w Warszawie, Oddział w Poznaniu.

DĄBROWSKI S. i in., 2000 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Poznań. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KONDRACKI J., 2000 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

WIJURA A., 2003 – Ocena stanu zagrożenia w strefach zasilania i poboru wód podziemnych głównych użytkowych poziomów wodonośnych na obszarze Poznania. Państwowa Służba Hydrogeologiczna. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WIJURA A. i in., 2005 – Wytypowanie źródeł awaryjnego zaopatrzenia w wody podziemne w warunkach występowania zdarzeń ekstremalnych (Etap I, miasta powyżej 250 000 osób – Poznań). Państwowa Służba Hydrogeologiczna. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

RZESZÓW

Józef **CHOWANIEC**
Piotr **FREIWALD**
Robert **PATORSKI**
Krzysztof **WITEK**

INFORMACJE OGÓLNE

Pod względem administracyjnym aglomeracja rzeszowska należy do województwa podkarpackiego, którego stolicą jest Rzeszów. Na obszarze tym mieszka ok. 165 tys. ludności na stałe oraz ok. 35 tys. czasowo (głównie studenci wyższych uczelni).

Obszar miejskiej aglomeracji Rzeszowa jest silnie uprzemysłowiony. Zlokalizowanych jest tu wiele zakładów przemysłowych, z których do największych należą: Spółka Zelmer SA czy WSK PZL Rzeszów SA. Rzeszów stanowi również ważny na Podkarpaciu ośrodek nauki, skupiający kilka wyższych uczelni, z których najważniejszymi są Politechnika Rzeszowska i Uniwersytet Rzeszowski. Pobiera na nich naukę ok. 45 tys. studentów.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Według fizycznogeograficznego podziału Polski (Kondracki, 1998) obszar aglomeracji rzeszowskiej położony jest w obrębie Kotliny Sandomierskiej i Pogórza Rzeszowskiego. Pogórze Rzeszowskie stanowi przykarpacką część Kotliny Sandomierskiej rozciągającą się między dolinami Sanu i Wisłoka. Powierzchnia tego regionu wynosi 860 km^2, długość ok. 60 km i szerokość do 18 km. Opisywany obszar charakteryzuje się płaskimi garbami, o wysokości 240–280 m n.p.m., zbudowanymi z iłów mioceńskich, przykrytych piaskami i glinami oraz lessami czwartorzędowymi. W południowej części Pogórza Rzeszowskiego aglomeracja graniczy z Pogórzem Strzyżowskim i Dynowskim. Sam Rzeszów położony jest w zachodniej części Pogórza Rzeszowskiego.

Hydrografia

Pod względem hydrograficznym obszar Rzeszowa należy do dorzecza Wisłoka, lewego dopływu Sanu. W okolicach Rzeszowa Wisłok jest spiętrzony stopniem wodnym, tworząc tzw. zbiornik rzeszowski. Rzeka ma dominujący wpływ na stosunki wodne piętra czwartorzędowego, drenując je w okresach stanów niskich i średnich, natomiast podpiętrzając wody gruntowe w okresach wezbrań. Na obszarze aglomeracji rzeszowskiej Wisłok płynie w kierunku S–N, skręcając za Rzeszowem ku wschodowi i dalej tzw. Pradoliną Podkarpacką (Kondracki, 1998). W południowej części aglomeracji rzeszowskiej do Wisłoka wpada rzeka Strug. Na północny wschód od miasta rozciągają się liczne rozlewiska wypełniające kopalną dolinę Wisłoka (fig. 1).

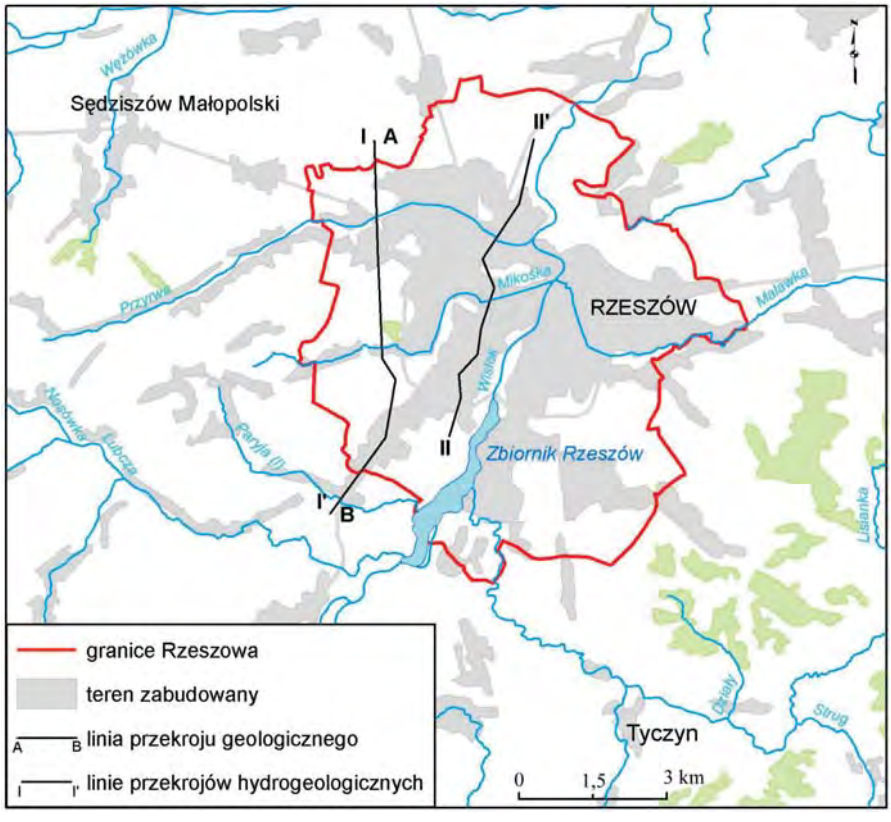

Fig. 1. Położenie obszaru Rzeszowa

Zarys budowy geologicznej

Pod względem budowy geologicznej obszar Rzeszowa znajduje się w obrębie zapadliska przedkarpackiego (zatoka rzeszowska), które stanowi nieckę przedgórską wypełnioną utworami miocenu, spoczywającymi niezgodnie na utworach starszych: prekambryjskich, paleozoicznych i mezozoicznych (fig. 2). Osady mioceńskie wykształcone są jako iły, mułowce i łupki z wkładkami piasków (warstwy krakowieckie). W okolicach Rzeszowa pod utworami neogeńskimi (miocenu) występują fliszowe osady Karpat zewnętrznych jednostki skolskiej. Reprezentowane są przez naprzemianległe piaskowce i łupki. W strefie przypowierzchniowej leżą utwory czwartorzędowe o zmiennej miąższości, uzależnionej głównie od morfologii stropu podłoża mioceńskiego (Woiński, 1994). Na północ od aglomeracji rzeszowskiej istnieje struktura kopalna o przebiegu W–E, tzw. rynna przedkarpacka, której częścią składową jest kopalna dolina Wisłoka (Paczyński, 1985; Radwan, 1990; Górka i in., 1996). Dolinę Wisłoka wypełniają osady głównie zlodowacenia środkowopolskiego, o miąższości od 7 do 33 m. W dnie doliny zalegają żwiry, zaś wyżej piaski różnej granulacji. W południowej części doliny utwory są przykryte lessami. Miejscami lessy zalegają bezpośrednio na żwirach. Na południe od Rzeszowa osady czwartorzędowe leżą bezpośrednio na fliszowych utworach Karpat zewnętrznych.

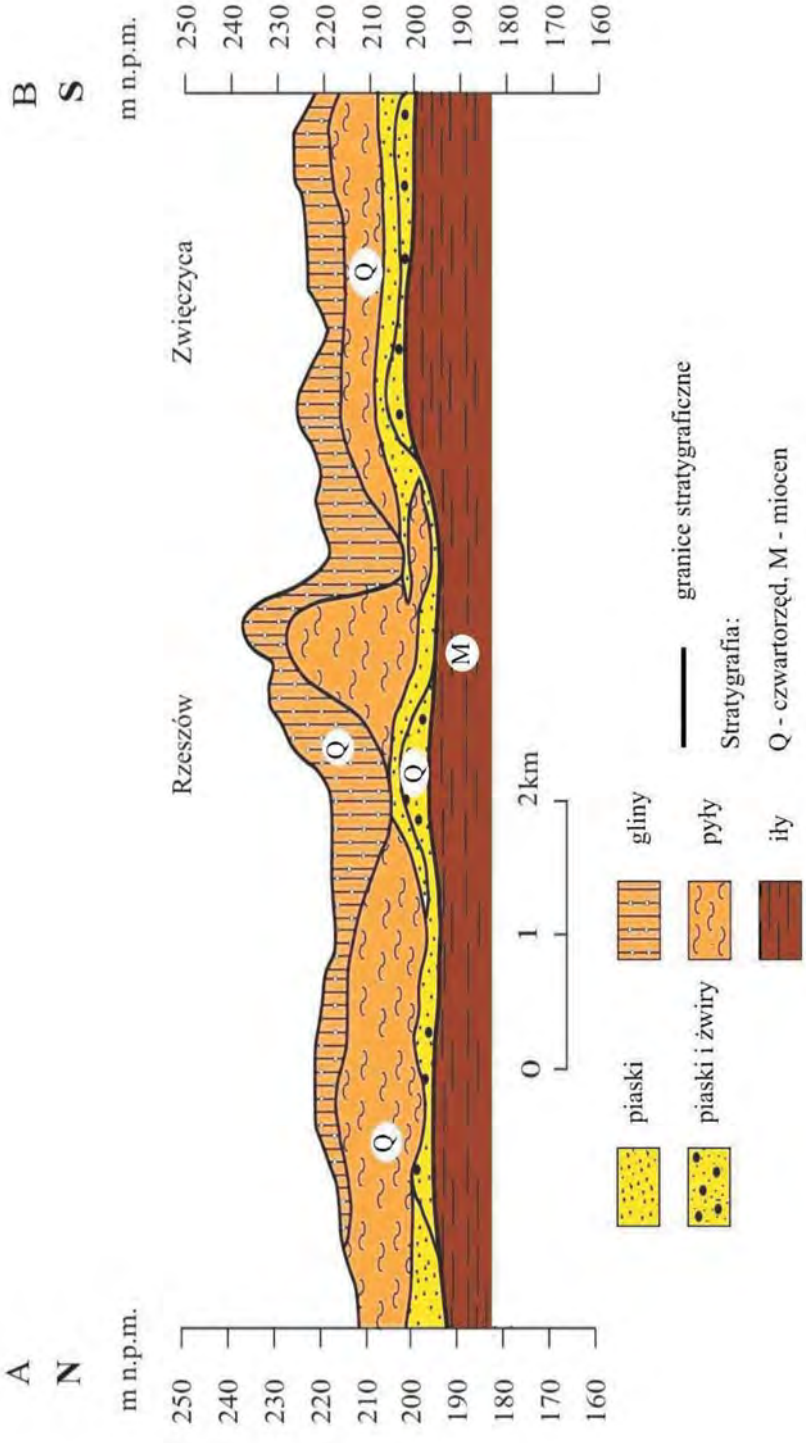

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B przez rejon Rzeszowa według Gorczycy, Krawczyka (2002) – lokalizacja na fig. 1

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

Zgodnie z regionalnym podziałem zwykłych wód podziemnych Polski omawiany teren należy do makroregionu południowego i zaliczony został do regionu XIII przedkarpackiego (Paczyński, 1993, 1995).

Na obszarze aglomeracji rzeszowskiej występują: mioceński poziom wodonośny i czwartorzędowe piętro wodonośne (Chmielewska, 1984; Wróblewska, Herman, 1984; Chowaniec i in., 1986, 1987, 1988, 1989; Kruk, Skąpski, 1998; Skąpski, Garecki, 1998; Gorczyca, Krawczyk, 2002; Krawczyk, 2002) – fig. 3, 4.

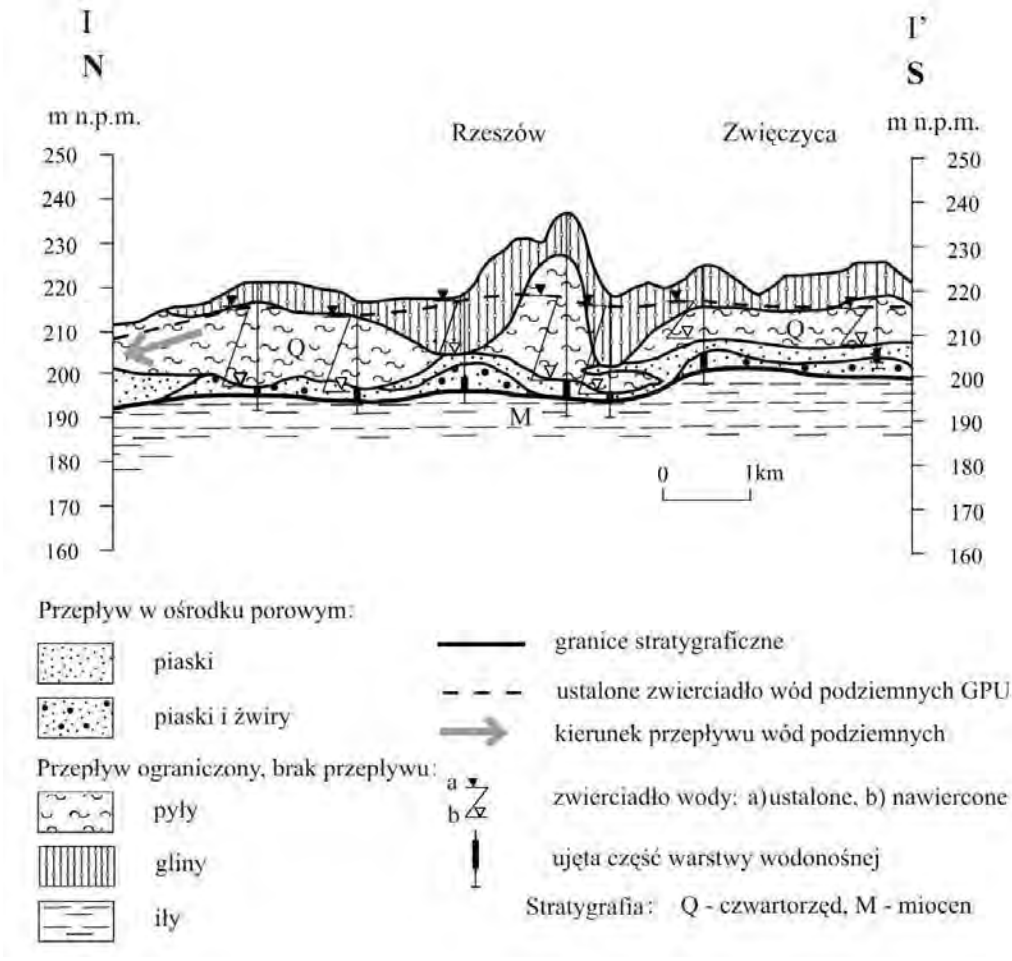

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' przez region Rzeszowa według Gorczycy, Krawczyka (2002) – lokalizacja na fig. 1

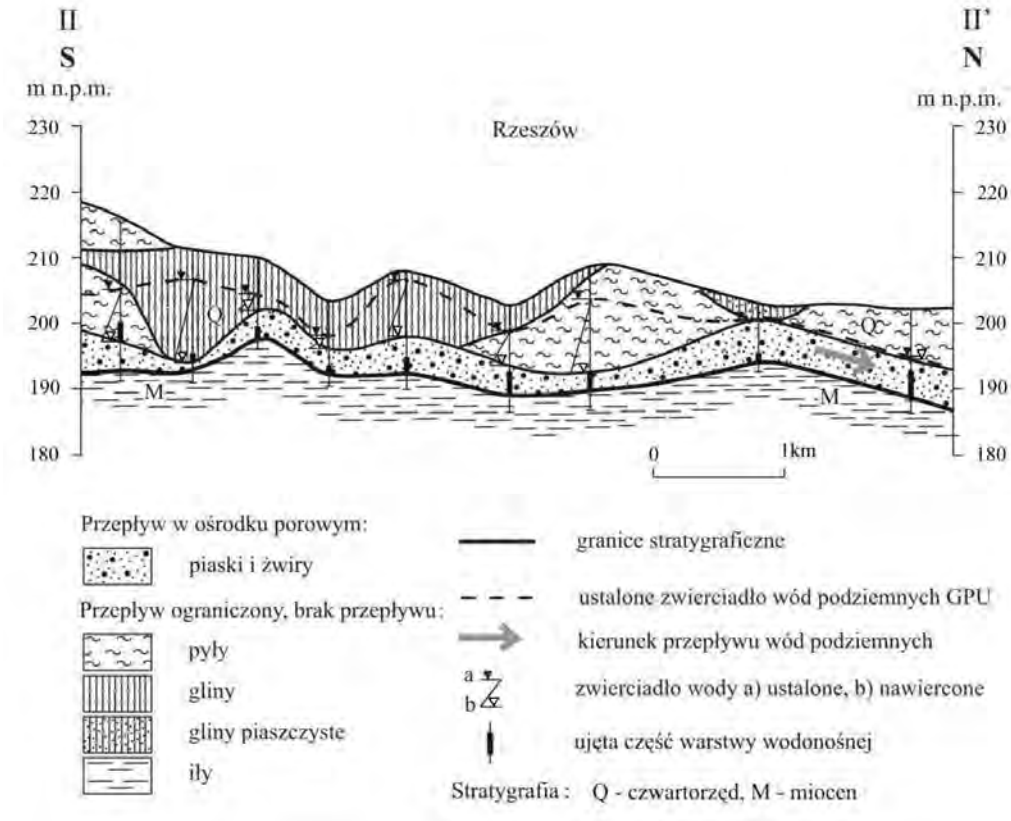

Fig. 4. Przekrój hydrogeologiczny II–II' przez region Rzeszowa według Chowańca i in. (2006) – lokalizacja na fig. 1

Mioceński poziom wodonośny notowany jest lokalnie wśród iłów w obrębie piaszczystych wkładek o nieznacznej miąższości i rozprzestrzenieniu. Są to najczęściej wody typu HCO_3–Na o podwyższonej mineralizacji (Witek, 1985). Ze względu na słabe parametry hydrogeologiczne (wydajność, przewodność, miąższość warstwy wodonośnej, jakość wód itp.) na obszarze aglomeracji rzeszowskiej poziom ten nie ma znaczenia użytkowego.

Czwartorzędowe piętro wodonośne występuje w piaszczysto-żwirowych utworach tarasów Wisłoka i stanowi główny poziom użytkowy. Zasilane jest na drodze infiltracji opadów atmosferycznych. Jego zwierciadło występuje na głębokości od 1 do kilkunastu metrów i ma przeważnie charakter swobodny. Wody o charakterze naporowym notowane są w południowej części obszaru badań, gdzie w stropie warstwy wodonośnej występują często utwory słabo przepuszczalne. Miąższość warstwy wodonośnej wynosi od kilku do kilkunastu metrów. Wodonośność jest zróżnicowana. W przeważającej części obszaru, głównie w granicach pradoliny Wisłoka, potencjalne wydajności otworów studziennych wynoszą najczęściej od 10 do 30 m^3/h. Lokalnie, w części środkowej i zachodniej aglomeracji, występują obszary, w których wydajność z pojedynczego ujęcia nie przekracza 10 m^3/h, a są również rejony (północny i wschodni), gdzie waha się w granicach 30–50 m^3/h.

Zgodnie z danymi archiwalnymi, moduł zasobów odnawialnych wód podziemnych przyjęto w przedziale od 150 do 160 $m^3/d\ km^2$. Zasoby dyspozycyjne, które można wykorzystywać bez wywierania trwałego, ujemnego wpływu na funkcjonowanie systemu wodnego i jego otoczenia przyrodniczego, na obszarze badań stanowią ok. 70% zasobów odnawialnych. W związku z powyższym moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi 105–120 $m^3/d\ km^2$ (Radwan, 1990; Górka i in., 1996; Kruk, Skąpski, 1998; Skąpski, Garecki, 1998; Gorczyca, Krawczyk, 2002; Krawczyk, 2002).

Główny Zbiornik Wód Podziemnych w aglomeracji rzeszowskiej

W obrębie czwartorzędowego piętra wodonośnego istnieje fragment Głównego Zbiornika Wód Podziemnych GZWP nr 425 – Zbiornik Dębica–Stalowa Wola–Rzeszów (Q_{DK}), którego zasięg w rejonie aglomeracji rzeszowskiej przedstawiono na figurze 5 (Kleczkowski, 1990; Górka i in., 1996). W granicach tego obszaru (północny rejon miasta) znajduje się jego niewielka część o powierzchni ok. 3 km^2.

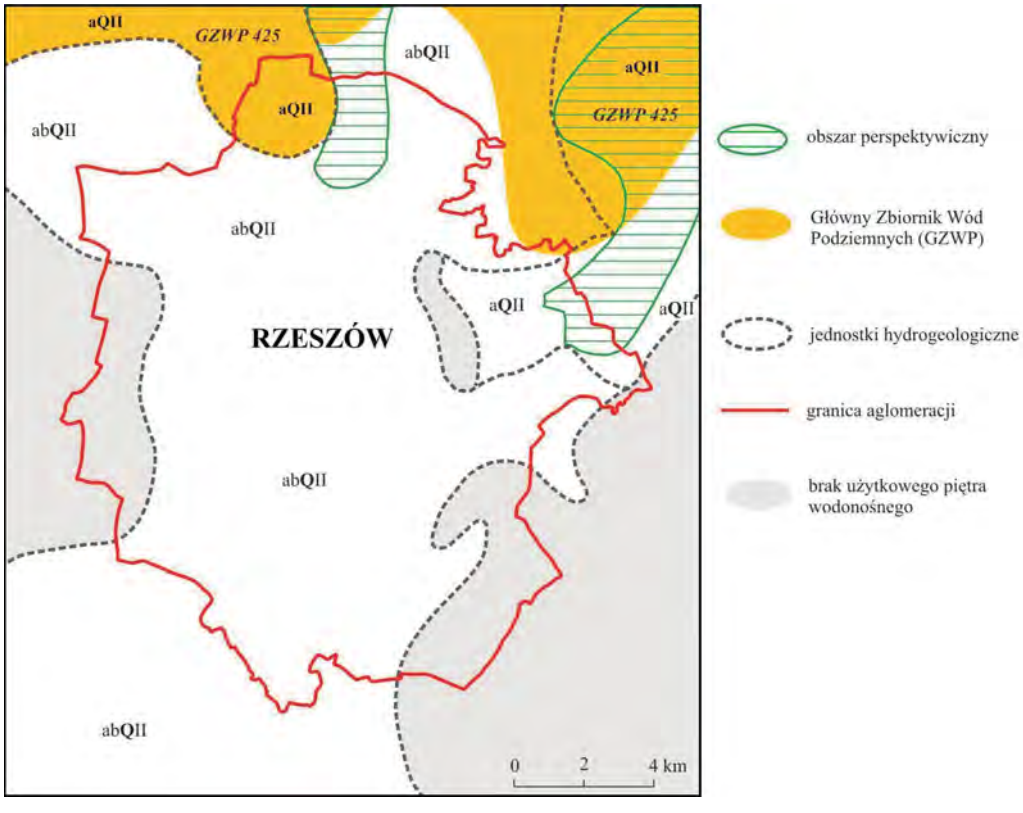

Fig. 5. Mapa warunków hydrogeologicznych rejonu Rzeszowa

Zaopatrzenie aglomeracji w wodę

Zaopatrzeniem aglomeracji rzeszowskiej w wody pitne zajmuje się Miejskie Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji Sp. z o.o. Woda dostarczana jest na teren całego Rzeszowa oraz do okolicznych wsi (Boguchwała, Zwięczyca, Racławówka, Niechobrz, Mogielnica, Przybyszówka, Załęże, Biała, Budziwój, Miłocin). Zaopatrzenie w wodę dla celów komunalnych i przemysłowych pochodzi prawie wyłącznie z dwóch ujęć powierzchniowych o zdolności produkcyjnej 84 000 m^3/d zlokalizowanych na Wisłoku. Są to: ujęcie Zwięczyca I – wydajność 36 500 tys. m^3/d i ujęcie Zwieńczyca II – wydajność 47 500 tys. m^3/d. Ponadto przy ul. Mazowieckiej zlokalizowane jest lokalne ujęcie eksploatujące wody podziemne w ilości 703 m^3/d.

Największymi odbiorcami wody są wodociągi komunalne oraz zakłady przemysłowe, takie jak Spółka Zelmer SA czy WSK PZL Rzeszów SA. Niektóre zakłady posiadające własne ujęcia pobierają dodatkowo wody z ujęcia powierzchniowego zarządzanego przez Miejskie Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji.

Pobór wody dla Rzeszowa wynosił w 2005 r. ok. 35 600 m^3/d, co stanowi jedynie 42,38% możliwości produkcyjnej (tab. 1). Od kilku lat obserwuje się tendencję zmniejszającego się poboru dla celów komunalnych i przemysłowych, wynikającą z uszczelnienia sieci wodociągowej, stosowania nowych technologii oraz oszczędzania wody przez użytkowników indywidualnych i zbiorowych.

Cała sieć wodociągowa o łącznej długości 680,8 km składa się z sieci magistralnej (49,5 km), sieci rozdzielczej (348,6 km) oraz z przyłączy wodociągowych (282,7 km). Ponadto w jej skład wchodzi 25 hydrofornii, 7 zbiorników wyrównawczych o łącznej pojemności 16 200 m^3 i 186 awaryjnych studni publicznych (129 – studnie wiercone, 57 – studnie kopane).

Na terenie aglomeracji rzeszowskiej zlokalizowane są dwie stacje uzdatniające wodę z ujęć powierzchniowych na Wisłoku. Proces technologiczny uzdatniania obejmuje: wstępne ozonowanie, koagulację, sedymentację, filtrację i dezynfekcję. Jakość wody wprowadzanej do sieci odpowiada obowiązującym przepisom. W ramach systemu wczesnego ostrzegania o zanieczyszczeniach wód Wisłoka w 1999 r. oddano do użytku stację osłonową w Zarzeczu (gmina Boguchwała) monitorującą 8 parametrów (tab. 2).

Zagrożenia wód podziemnych

Z analizy materiałów archiwalnych wynika, iż głównymi wskaźnikami stanowiącymi o zanieczyszczeniu i decydującymi o jakości wody na obszarze aglomeracji rzeszowskiej są żelazo i mangan. Występują one w sposób naturalny w poziomach wodonośnych dolin rzecznych (pochodzenie geogeniczne).

Uwzględniając wyniki analiz chemicznych, wykonanych dla opracowania arkuszy MhP 1:50 000, wydzielono następujące klasy jakości wód podziemnych: IIb i III (według podziału przyjętego dla MhP 1:50 000), a więc wody średniej i niskiej jakości (Kruk, Skąpski, 1998; Skąpski, Garecki, 1998; Gorczyca, Krawczyk, 2002; Krawczyk, 2002). Wody klasy IIb występują na przeważającej części obszaru, natomiast wody III klasy w centralnej części Rzeszowa, gdzie zasadniczy wpływ na ich jakość mają liczne ogniska zanieczyszczeń.

Na podstawie wyników badań laboratoryjnych wykonanych w ostatnich 30 latach można stwierdzić, że mineralizacja wód podziemnych czwartorzędowego piętra wodonośnego w strefie granicznej zewnętrznych Karpat fliszowych i zapadliska przedkarpackiego jest zróżnicowana. Przeważają wody wielojonowe: HCO_3–SO_4–Ca–Na, SO_4–HCO_3–Ca–Na i HCO_3–SO_4–Ca–Mg. Dużą zmienność składu jonowego notuje się w utworach piaszczysto-żwirowych niskiego tarasu

Tabela 1

Wybrane informacje o aglomeracji rzeszowskiej

Powierzchnia		54,1 km^2
Ludność (2006 r.)		165 000
Pobór	komunalny (2005 r.)	35 600 tys. m^3/d
	przemysłowy (2004 r.)	5500 tys. m^3/d
Zaopatrzenie w wodę	ujęcia wód powierzchniowych	100%
	ujęcia wód podziemnych	0%
Zasoby wód podziemnych		16 891,2 m^3/d – eksploatacyjne z ujęć komunalnych na terenie aglomeracji (studnie awaryjne), 703 m^3/d (ujęcie przy ul. Mazowieckiej)
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego	minimalne	1500 m^3/d
	niezbędne	3000 m^3/d
	optymalne	6000 m^3/d
Specyficzny problem aglomeracji		1. Pobór bazuje na dwóch ujęciach w Zwięczycy eksploatujących wody powierzchniowe Wisłoka. 2. Jedyne ujęcie wód podziemnych do celów komunalnych znajduje się przy ul. Mazowieckiej (obecnie awaryjne). 3. Całkowite możliwości ujęć wynoszą 84 000 m^3/d, co przy normalnym zapotrzebowaniu 35 600 m^3/d sprawia, że miasto dysponuje znacznymi rezerwami wody.

Wisłoka na północ od aglomeracji rzeszowskiej. Mineralizacja waha się od 465 do 883 mg/dm^3, zawartość żelaza dochodzi do 8,3 mg/dm^3, a manganu do 0,26 mg/dm^3.

Należy zaznaczyć, że ze względu na obecność powyżej warstwy wodonośnej utworów o ograniczonym przepływie, mogą do niej przenikać zanieczyszczenia z powierzchni (fig. 3, 4, 6). Zagrożenie jest duże, ponieważ na terenie aglomeracji zarejestrowano ponad 100 ognisk zanieczyszczeń. Są to głównie magazyny i stacje paliw płynnych, magazyny środków ochrony roślin, zakłady przemysłowe, fermy hodowlane, nielegalne wysypiska śmieci oraz inne (Kruk, Skąpski, 1998; Skąpski, Garecki, 1998; Gorczyca, Krawczyk, 2002; Krawczyk, 2002).

Tabela 2

Monitorowane parametry jakości wody w stacji osłonowej Zarzecze (Rak, 2005)

Parametry	Częstotliwość pomiaru
Odczyn pH	ciągły
Mętność	ciągły
Temperatura wody	ciągły
Przewodnictwo	ciągły
Tlen rozpuszczony	ciągły
Azot amonowy	co 1 godz.
Węgiel organiczny	co 45 min
Węglowodory	co 4 godz.

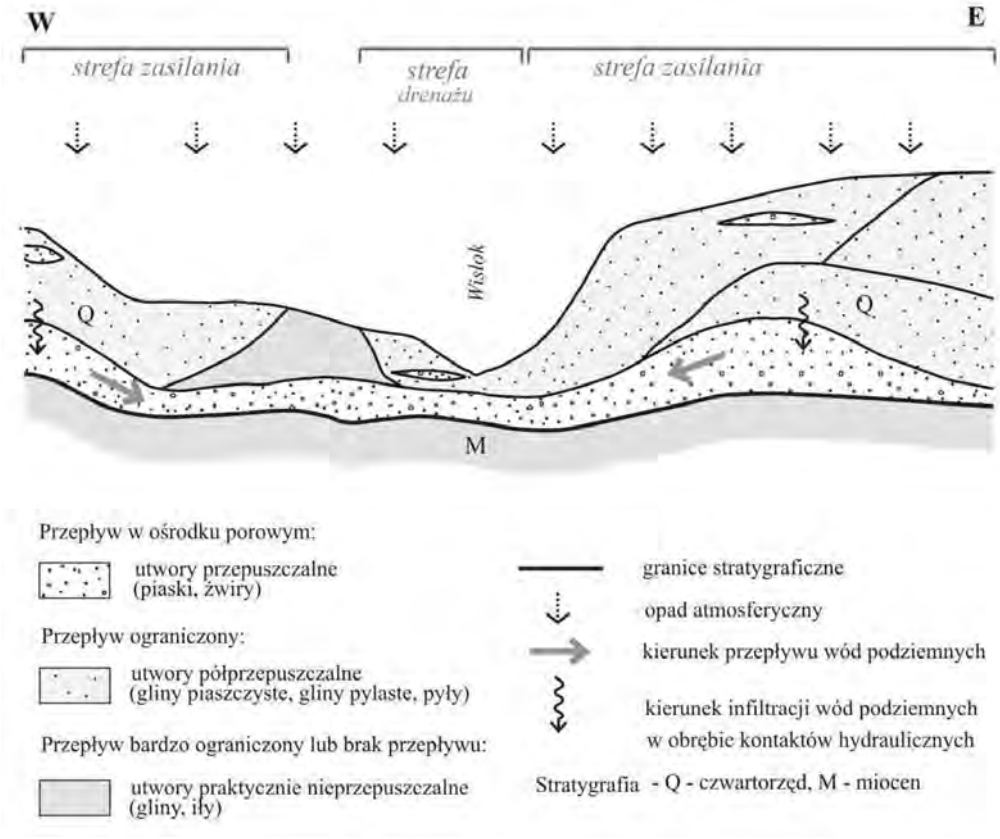

Fig. 6. Schemat przepływu wód w profilu pionowym rejonu Rzeszowa

Obecnie na terenie aglomeracji rzeszowskiej nie ma otworów hydrogeologicznych należących do krajowej sieci badawczo-obserwacyjnej wód podziemnych (baza SOH) oraz monitoringu jakości wód podziemnych (baza MONBADA).

Obszary perspektywiczne

Jak wspomniano, aglomeracja rzeszowska zaopatrywana jest w wody pitne tylko z ujęć powierzchniowych zlokalizowanych na Wisłoku w Zwięczycy. Przy możliwości dostarczenia 84 000 m^3/d wody, wykorzystuje się (2005 r.) jedynie 35 600 m^3/d. W związku z dużymi nadwyżkami nie przewiduje się w najbliższej przyszłości prac nad wykorzystaniem wód podziemnych. Prace takie prowadzono natomiast przy opracowywaniu zagadnień związanych z wystąpieniami warunków specjalnych czy ekstremalnych, w wyniku których może dojść do sparaliżowania działania istniejącego na Wisłoku ujęcia wód powierzchniowych.

W chwili obecnej MPWiK dysponuje ujęciem przy ul. Mazowieckiej. Jest to studnia wiercona o głębokości 32,6 m, której zasoby eksploatacyjne określono na 703 m^3/d (0,0035 m^3/d na

1 mieszkańca). W pozwoleniu wodnoprawnym zezwolono na eksploatację 288 m^3/d. Zwiększenie wydajności mogłoby spowodować zanik wody w okolicznych studniach prywatnych. Obecnie studnia przy ul. Mazowieckiej jest wyłączona z eksploatacji i pełni rolę ujęcia awaryjnego (Rak, 2005). Ponadto w Rzeszowie, w gestii Zakładu Gospodarki Komunalnej znajduje się 186 studni awaryjnych o łącznej wydajności 16 891,2 m^3/d (703,8 m^3/h; 0,084 m^3/d na 1 mieszkańca). W przypadku zaistnienia warunków specjalnych zabezpieczenie w wodę pitną w oparciu o ujęcie przy ul. Mazowieckiej i system ujęć awaryjnych będzie wystarczające, nawet dla zapewnienia optymalnej ilości wody.

W warunkach ekstremalnych zapotrzebowanie ludności aglomeracji na wodę, obliczone zgodnie z Zarządzeniem Ministra Gospodarki Przestrzennej i Budownictwa z dnia 21.09.1995 r. i Rozporządzeniem Ministra Infrastruktury z dnia 14.01.2002 r., wynosi (przy założeniu liczby ludności aglomeracji rzeszowskiej 200 tys.):

– minimalne – 1500 m^3/d (ogółem), tj. 0,0075 m^3/d na jednego mieszkańca,
– niezbędne – 3000 m^3/d (ogółem), tj. 0,015 m^3/d na jednego mieszkańca,
– optymalne – 6000 m^3/d (ogółem), tj. 0,030 m^3/d na jednego mieszkańca.

Należy jednak zaznaczyć, że wody podziemne na obszarze aglomeracji rzeszowskiej charakteryzują się średnią lub niską jakością. W związku z tym wyznaczone zostały obszary występowania wód o dobrej jakości i znacznych wydajnościach (20–30 m^3/h). Zlokalizowano je w północnej i wschodniej części aglomeracji, w miejscach, gdzie nie istnieją większe skupiska ognisk zanieczyszczeń i gdzie potencjalna wydajność poziomu wodonośnego jest odpowiednio wysoka (fig. 5).

Na północ od aglomeracji rzeszowskiej, w rejonie Bratkowic, Miłocin i Rudnej, znajduje się ujęcie wód podziemnych składające się z 21 studni wierconych o głębokości od 4,85 do 20,8 m (Rak, 2005). Łączna wydajność eksploatacyjna ujęcia wynosi 21 120 m^3/d. Woda z 8 studni zlokalizowanych w rejonie Miłocina (wydajność eksploatacyjna 9362 m^3/d) jest dobrej jakości i nie wymaga uzdatniania, natomiast woda ze studni w rejonie Bratkowic i Rudnej charakteryzuje się podwyższoną zawartością związków żelaza i manganu. Obecnie ujęcie Bratkowice–Zaczernie nie jest eksploatowane.

PODSUMOWANIE

Analiza stanu zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych dla aglomeracji rzeszowskiej wykazała, że istnieją tu znaczne rezerwy wody, głównie średniej i niskiej jakości. Dodatkowych źródeł należy poszukiwać w północnej i wschodniej części aglomeracji, gdzie w czwartorzędowym piętrze wodonośnym występują wody podziemne dobrej jakości. Potencjalne wydajności studzien na tych obszarach przekraczają 20 m^3/h.

LITERATURA

CHMIELEWSKA T., 1984 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:200 000, ark. Mielec wraz z objaśnieniami. Inst. Geol. Warszawa.

CHOWANIEC J., GIERAT-NAWROCKA D., KARWAN K., WITEK K., 1986 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:200 000, ark. Przemyśl. Inst. Geol. Warszawa.

CHOWANIEC J., GIERAT-NAWROCKA D., KARWAN K., WITEK K., 1987 – Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski, 1:200 000, ark. Przemyśl. Inst. Geol. Warszawa.

CHOWANIEC J., GIERAT-NAWROCKA D., WITEK K., 1988 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:200 000, ark. Jasło. Inst. Geol. Warszawa.

CHOWANIEC J., GIERAT-NAWROCKA D., WITEK K., 1989 – Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski, 1:200 000, ark. Jasło. Inst. Geol. Warszawa.

CHOWANIEC J., FREIWALD P., PATORSKI R., WITEK K., 2006 – Możliwości awaryjnego zaopatrzenia aglomeracji Rzeszowa w wody podziemne w warunkach wystąpienia zdarzeń ekstremalnych. *Gaz, Woda i Tech. Sanit*., **11**. Wyd. Sigma.

GORCZYCA G., KRAWCZYK J., 2002 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1: 50 000, ark. Głogów Małopolski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

GÓRKA J., LEŚNIAK J., SZKLARCZYK T., 1996 – Dokumentacja hydrogeologiczna zbiornika wód podziemnych nr 425, 426, 427. ProGeo Sp. z o.o. Kraków.

KLECZKOWSKI A.S., red., 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.

KONDRACKI J., 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

KRAWCZYK J., 2002 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Rzeszów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KRUK L., SKĄPSKI K., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Strzyżów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PACZYŃSKI B., 1985 – Rola czwartorzędowych struktur kopalnych w retencjonowaniu wód podziemnych zapadliska przedkarpackiego. III Ogólnopolskie Symp. „Aktualne problemy hydrogeologii", Kraków–Karniowice. AGH. Kraków.

PACZYŃSKI B., red., 1993 – Atlas hydrogeologiczny Polski, cz. I, Systemy zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PACZYŃSKI B., red., 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski, cz. II, Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

RADWAN J., 1990 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych rozpoznanych w kat. C zapadliska przedkarpackiego – obszaru dolnego Sanu. PG SA. Kraków.

RAK J., 2005 – Podstawy bezpieczeństwa systemów zaopatrzenia w wodę. Monografia Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, **28**. Lublin.

SKĄPSKI K., GARECKI J., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Błażowa. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WITEK K., 1985 – Dokumentacja hydrogeologiczna wód podziemnych w kat. B z utworów miocenu ujętych otworem Przybyszówka–Świlcza w Rudnej Wielkiej koło Rzeszowa. Arch. Państw. Inst. Geol. Oddz. Kraków.

WOIŃSKI J., 1994 – Mapa geologiczna Polski, 1:200 000, ark. Rzeszów, A – mapa utworów powierzchniowych, B – mapa bez utworów czwartorzędowych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WRÓBLEWSKA E., HERMAN G., 1984 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:200 000, ark. Rzeszów wraz z objaśnieniami. Inst. Geol. Warszawa.

SZCZECIN

Piotr **JEZIERSKI**
Ryszard **HOC**

INFORMACJE OGÓLNE

Szczecin jest miastem na prawach powiatu grodzkiego, stolicą i największym ośrodkiem województwa zachodniopomorskiego. Położony jest w odległości ok. 60 km od morza i 30 km od Zalewu Szczecińskiego. Powierzchnia miasta wynosi 301,3 km^2. Stanowi główny ośrodek gospodarczy regionu. Zlokalizowane są tu: stocznia, port morski, przemysł maszynowy, spożywczy, włókienniczy i stalowy. Przepływająca przez Szczecin Odra dzieli miasto na dwie części: zachodnią (Lewobrzeże) i wschodnią (Prawobrzeże). W 2004 r. Szczecin liczył 411 900 mieszkańców.

Obszar opracowania obejmuje teren miasta w obrębie jego granic administracyjnych (fig. 1).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Według regionalizacji fizycznogeograficznej J. Kondrackiego (1998) obszar Szczecina wraz z terenami przyległymi znajduje się w makroregionie Pobrzeża Południowobałtyckiego i obejmuje następujące mezoregiony lub ich fragmenty: Wzgórza Bukowe, Dolinę Dolnej Odry, Wzgórza Szczecińskie i Równinę Goleniowską.

W zachodniej części Szczecina do najważniejszych form geomorfologicznych należą:

– Wzgórza Warszewskie, wyniesione od ok. 35 do 132 m n.p.m., urozmaicone pagórkami, rozcięciami erozyjnymi i zagłębieniami wytopiskowymi, stanowiące ciąg wzniesień czołowomorenowych fazy szczecińskiej;

– subglacjalna rynna kopalna o przebiegu południkowym (Tanowo–Pilchowo–Szczecin), głęboko (lokalnie do ok. 100 m) wcięta w starsze podłoże;

– Niecka Niebuszewska, stanowiąca rozległe obniżenie na południowym wschodzie lewobrzeżnej części miasta.

We wschodniej części Szczecina wyróżnia się:

– Wzgórza Bukowe, będące wałem spiętrzonych moren czołowych o wybitnym zróżnicowaniu rzeźby, warunków wodnych, glebowych i topologicznych, osiągające wysokość 148,4 m n.p.m.;

– Równinę Goleniowską, rzeczno-rozlewiskową równinę powstałą u schyłku ostatniego zlodowacenia, rozciągającą się na wschód od jeziora Dąbie i Zalewu Szczecińskiego.

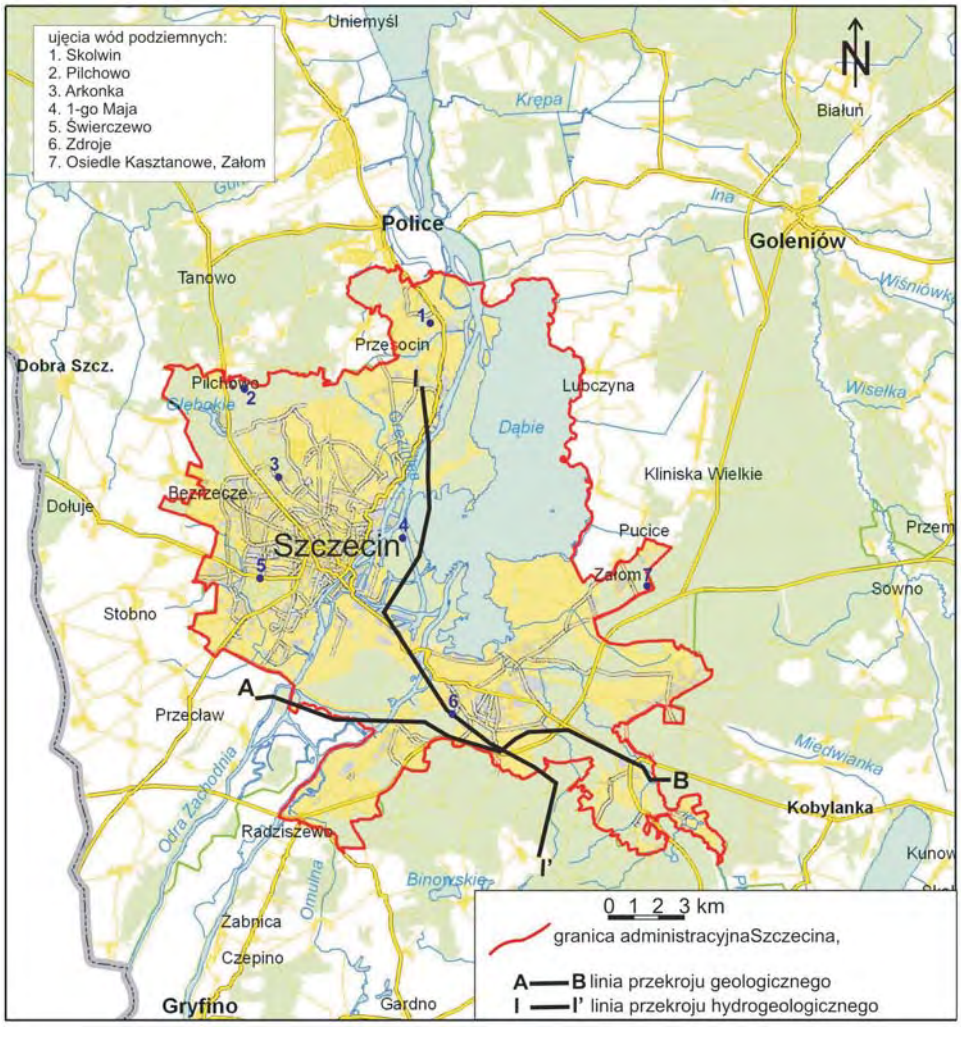

Fig. 1. Położenie obszaru Szczecina

Hydrografia

Zróżnicowanie form morfologicznych powoduje, że na obszarze Szczecina, po zachodnie stronie Odry, dobrze rozwinięta jest wewnętrzna sieć zlewni cząstkowych. Tworzą je naturalne i sztuczne cieki oraz zbiorniki wodne.

W skład systemu hydrograficznego na zachód od Odry wchodzą:

– zlewnia Gunicy z Kanałem Wołczkowskim;

– zlewnia Jeziora Głębokiego i potoków przecinających południowe stoki Wzgórz Szczecińskich (Warszewskich), obejmująca południowo-wschodni rejon Puszczy Wkrzańskiej;

– zlewnia Bukowej z dopływami, drenowana w górnej części przez Jezioro Słoneczne.

Wody powierzchniowe po wschodniej stronie Odry drenowane są do jeziora Dąbie przez złożony system melioracyjny równiny rzeczno-rozlewiskowej oraz przez cieki spływające z obszaru Wzgórz Bukowych. Główną bazą drenażu dla wód powierzchniowych obszaru opracowania jest Odra.

Zarys budowy geologicznej

Obszar badań położony jest w północnej części synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskiego. Istnieje tu szereg mezozoicznych struktur synklinalnych i antyklinalnych, które pozostają w bezpośrednim związku z miąższością i budową geologiczną osadów kenozoicznych (Dobracki, 1982).

Utwory kredy występują bezpośrednio pod osadami czwartorzędowymi na głębokości ponad 80 m w rejonie Szczecina. Na pozostałym obszarze notowane są pod utworami paleogeńskimi i neogeńskimi, na różnej głębokości, do ponad 500 m w rejonie Tanowa (*op.cit.*).

Utwory oligoceńskie i/lub mioceńskie występują na obszarze opracowania w postaci porwaków w osadach czwartorzędowych. W formie ciągłej rozprzestrzeniają się poza obszarem bezpośredniego zalegania utworów kredowych jako różnego typu osady mułkowe, piaszczyste i piaszczysto-żwirowe. Największą miąższość osadów paleogenu i neogenu stwierdzono w rowie Tanowa – ponad 400 m (*op.cit.*).

Utwory czwartorzędowe zalegają przeważnie na osadach paleogenu i neogenu. Są reprezentowane przez osady plejstoceńskie (lodowcowe, wodnolodowcowe, jeziorne i rzeczne) oraz holoceńskie (rzeczne, bagienne, eoliczne i morskie). Wykształcenie powierzchni czwartorzędu pozostaje w bezpośrednim związku z morfologią podłoża. W rejonach występowania struktur antyklinalnych mezozoiku spąg czwartorzędu leży płytko, na głębokości 26–40 m (Szczecin). Największą miąższość czwartorzędu, ponad 200 m, stwierdzono w rejonie Wzgórz Warszewskich (fig. 2).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

W obszarze Szczecina i jego okolic głównym użytkowym piętrem wodonośnym jest piętro czwartorzędowe, niemniej jednak miejscami wydziela się również poziomy: mioceńskie i oligoceńskie oraz piętro kredowe, które nie mają charakteru użytkowego ze względu na słabe parametry hydrauliczne budujących je warstw lub jakość występujących w ich obrębie wód podziemnych.

Czwartorzędowe piętro wodonośne można podzielić na:

– poziom wód gruntowych, występujący na wysoczyznach w lewobrzeżnej części Szczecina, w obrębie nieizolowanych utworów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych oraz w dolinie Odry i na równinie rzeczno-rozlewiskowej na północ od miasta (na Lewobrzeżu) oraz na północ od Wzgórz Bukowych (na Prawobrzeżu); są to osady wieku plejstoceńskiego i holoceńskiego;

– poziomy międzyglinowe w obrębie utworów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych wieku plejstoceńskiego;

– poziom podglinowy, zbudowany z piaszczystych i piaszczysto-żwirowych utworów plejstoceńskich, zalegających poniżej najstarszych glin; często jest on w kontakcie hydraulicznym z poziomem oligoceńskim i/lub mioceńskim (fig. 3).

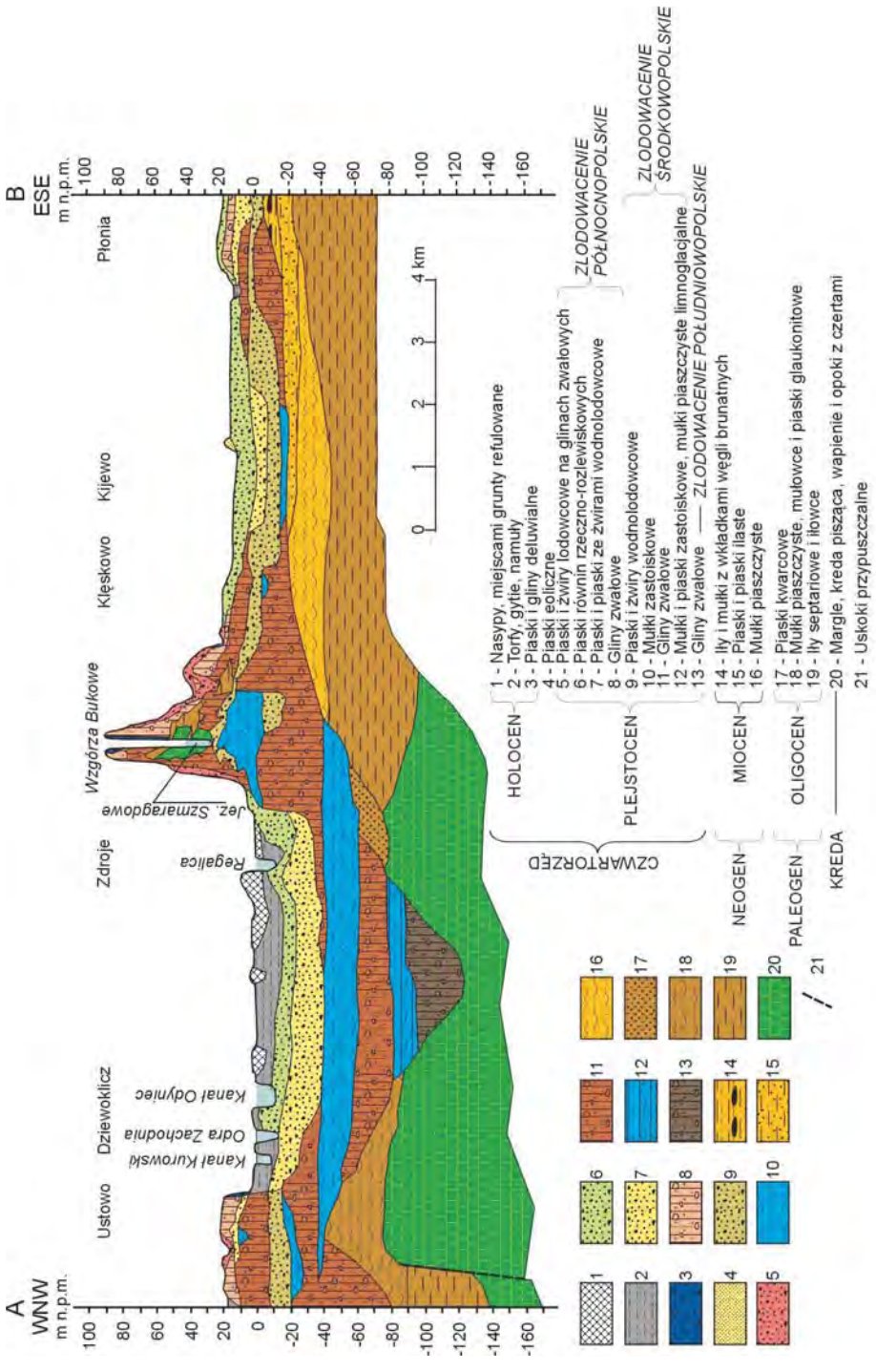

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B w rejonie Szczecina według Dobrackiego (1982) – lokalizacja na fig. 1

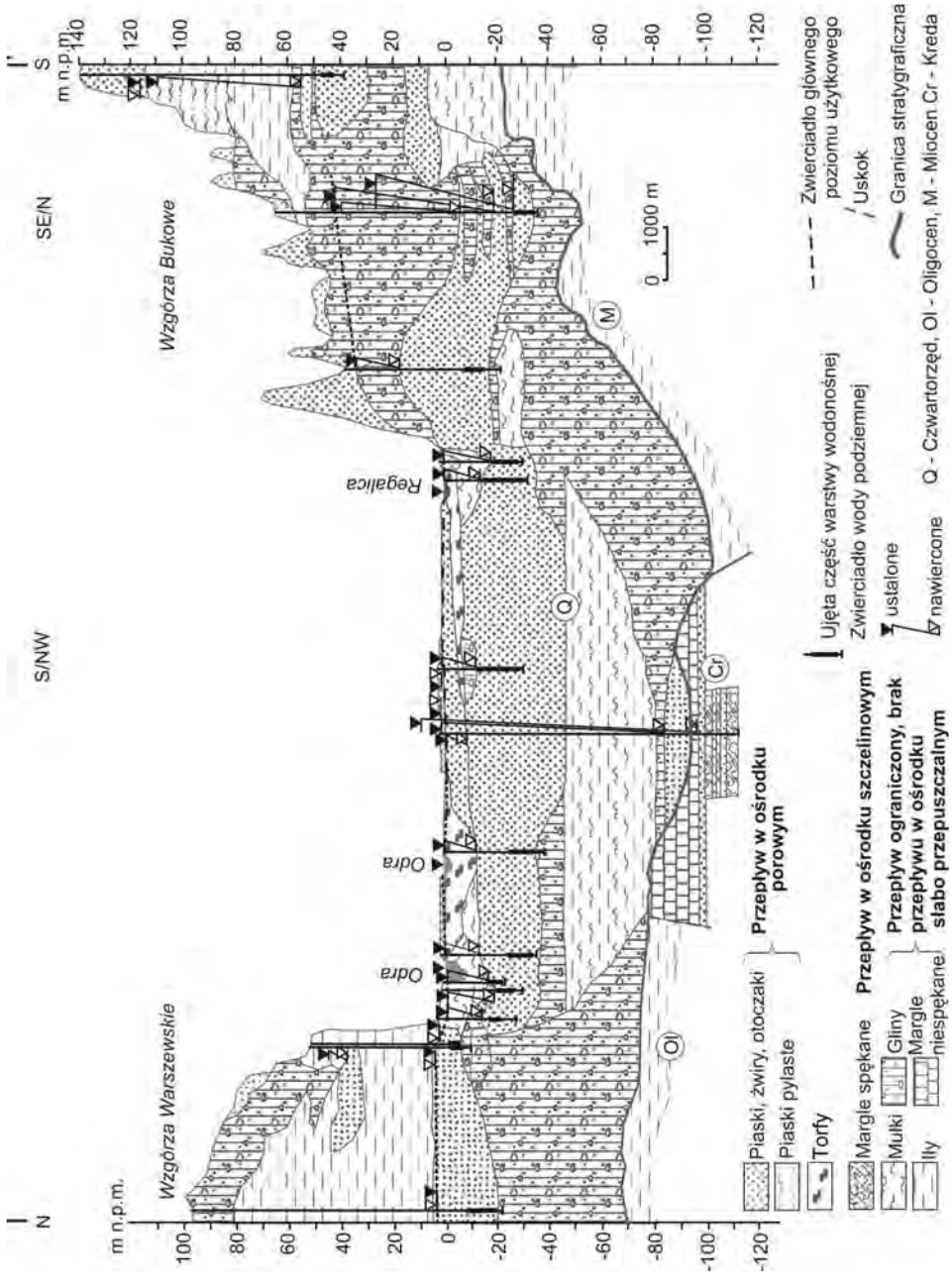

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' w rejonie Szczecina (lokalizacja na fig. 1)

Największe znaczenie dla zaopatrzenia Szczecina w wody podziemne ma struktura hydrogeologiczna doliny kopalnej, ciągnącej się od Zalesia na północnym zachodzie do doliny Odry na południowym wschodzie (jednostki 2 abc**Q**III – fig. 4) (Dobracka, 1998; Matkowska, 1998; Hoc, 2000a, b; Wiśniowski, 2000). Struktura ta stanowi GZWP nr 122 – Dolina kopalna Szczecin.

W pobliżu GZWP nr 122 występują również tereny o dobrych parametrach hydraulicznych, związane z międzyglinowymi poziomami wodonośnymi (jednostki: 1 ab**Q**III, 9 b**Q**III – fig. 4). W obrębie tych struktur zlokalizowane są 4 działające ujęcia wód podziemnych dla Szczecina – Pilchowo, Arkonka, Świerczewo i 1-go Maja.

Zarówno na zachód i południe od Szczecina, w obrębie Wału Stobniańskiego i Wzgórz Warszewskich (jednostka 4 bc**Q**II), jak również na wschód od Odry, w obrębie Wzgórz Bukowych (jednostka 12 c**Q**I), parametry hydrogeologiczne zaburzonych glacitektonicznie warstw wodonośnych są niesprzyjające dla budowy ujęć wód podziemnych.

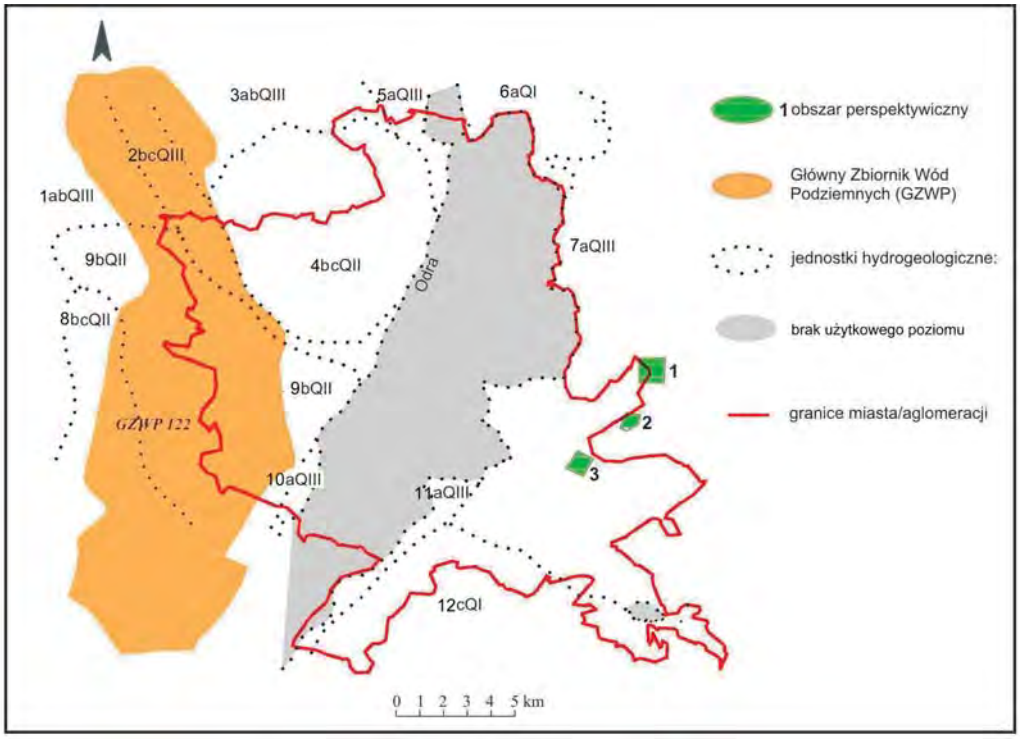

Fig. 4. Mapa warunków hydrogeologicznych rejonu Szczecina

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w rejonie Szczecina

Na omawianym obszarze wydzielono dwa Główne Zbiorniki Wód Podziemnych: GZWP nr 122 – Dolina kopalna Szczecin – w całości stanowiący obszar wysokiej ochrony – oraz nr 124 – Dolina rzeki Odry (Widuchowa–Szczecin). Ten ostatni, po wykonaniu dokumentacji hydrogeologicznej, z uwagi na niekorzystną jakość wody na obszarze Międzyodrza, nie został jednak ostatecznie udokumentowany jako Główny Zbiornik Wód Podziemnych.

Główne znaczenie użytkowe dla Szczecina ma zbiornik GZWP nr 122 – Dolina kopalna Szczecin (fig. 4). Jest to zbiornik czwartorzędowy o powierzchni 132 km^2 (Nowacki i in., 1998). W jego obrębie wydzielono obszar najwyższej ochrony (ONO) o powierzchni ok. 2,3 km^2 i obszar wysokiej ochrony (OWO) o powierzchni 27,2 km^2. Obszary te obejmują rynnę glacjalną Tanowo–Pilchowo–Szczecin, będącą strefą zasilania górnego poziomu międzyglinowego. Około 70% obszarów ochronnych ONO i OWO pokrywają lasy. Pozostałe tereny związane są z zabudową mieszkaniową, przemysłową i uprawami rolnymi. Bazę drenażu dla wód zbiornika stanowią Zalew Szczeciński oraz dolina Odry. Obszary zasilania zbiornika leżą w zachodniej części Niziny Szczecińskiej. Użytkowe poziomy wód słodkich na obszarze GZWP nr 122 występują w utworach czwartorzędowych do głębokości 100–160 m. Zasoby dyspozycyjne wynoszą tu: w rejonie B (zlewnia Gunicy) 12 016 m^3/d i w rejonie C (zlewnia Odry) 23 796 m^3/d (Nowacki i in., 1998).

Schemat przepływu wód podziemnych

W rejonie Szczecina, na zachód od Odry strefa zasilania wód podziemnych rozprzestrzenia się pomiędzy wyniesieniami Bezrzecza a granicą państwa. Niemniej jednak w zasilaniu mają udział również wody spływające ze Wzgórz Warszewskich. Mała miąższość w tym rejonie warstw izolujących od powierzchni oraz okna hydrogeologiczne sprzyjają szybszej, niż na pozostałym terenie, infiltracji wód opadowych. Strefa tranzytu wód przebiega od obszaru zasilania w kierunku głównej bazy (strefy) drenażu, jaką jest dla systemu dolina Odry (fig. 5).

Po wschodniej stronie Odry zasilanie struktur hydrogeologicznych następuje w obszarze zlokalizowanym na wschód od Wielgowa oraz w rejonie Wzgórz Bukowych. Ponieważ górny poziom wodonośny (odpowiadający górnemu poziomowi międzyglinowemu z obszaru Lewobrzeża) na Prawobrzeżu jest bardzo słabo izolowany, a w jego stropie występują do powierzchni terenu młodsze osady fluwioglacjalne, zasilanie struktury zachodzi, w odróżnieniu od obszaru położonego na zachód od Odry, całą powierzchnią, również w strefie tranzytu. Drenaż wód następuje poprzez dolinę Odry (fig. 5).

Zaopatrzenie aglomeracji w wodę

Podział miasta na część wschodnią i zachodnią w sposób naturalny dotyczy także systemu zaopatrzenia w wodę. We wschodniej części (Prawobrzeże), zamieszkałej przez ok. 60 000 osób, wodę pitną zapewniają ujęcia: Miedwie (wody powierzchniowe) oraz Zdroje, a także ujęcie na terenie Fabryki Kabli i Osiedla Bukowego (wody podziemne). W części zachodniej (Lewobrzeże), zamieszkałej przez ok. 350 000 osób, wody pitnej dostarczają dwa ujęcia wód powierzchniowych – Miedwie i Pomorzany oraz pięć ujęć wód podziemnych – Pilchowo, Świerczewo, Arkonka, 1-go Maja i Skolwin (fig. 1).

Uzdatnianiem wody i jej dystrybucją na terenie Szczecina zajmuje się Zakład Wodociągów i Kanalizacji (ZWiK) Sp. z o.o. W całkowitym poborze wód przez ZWiK wody powierzchniowe

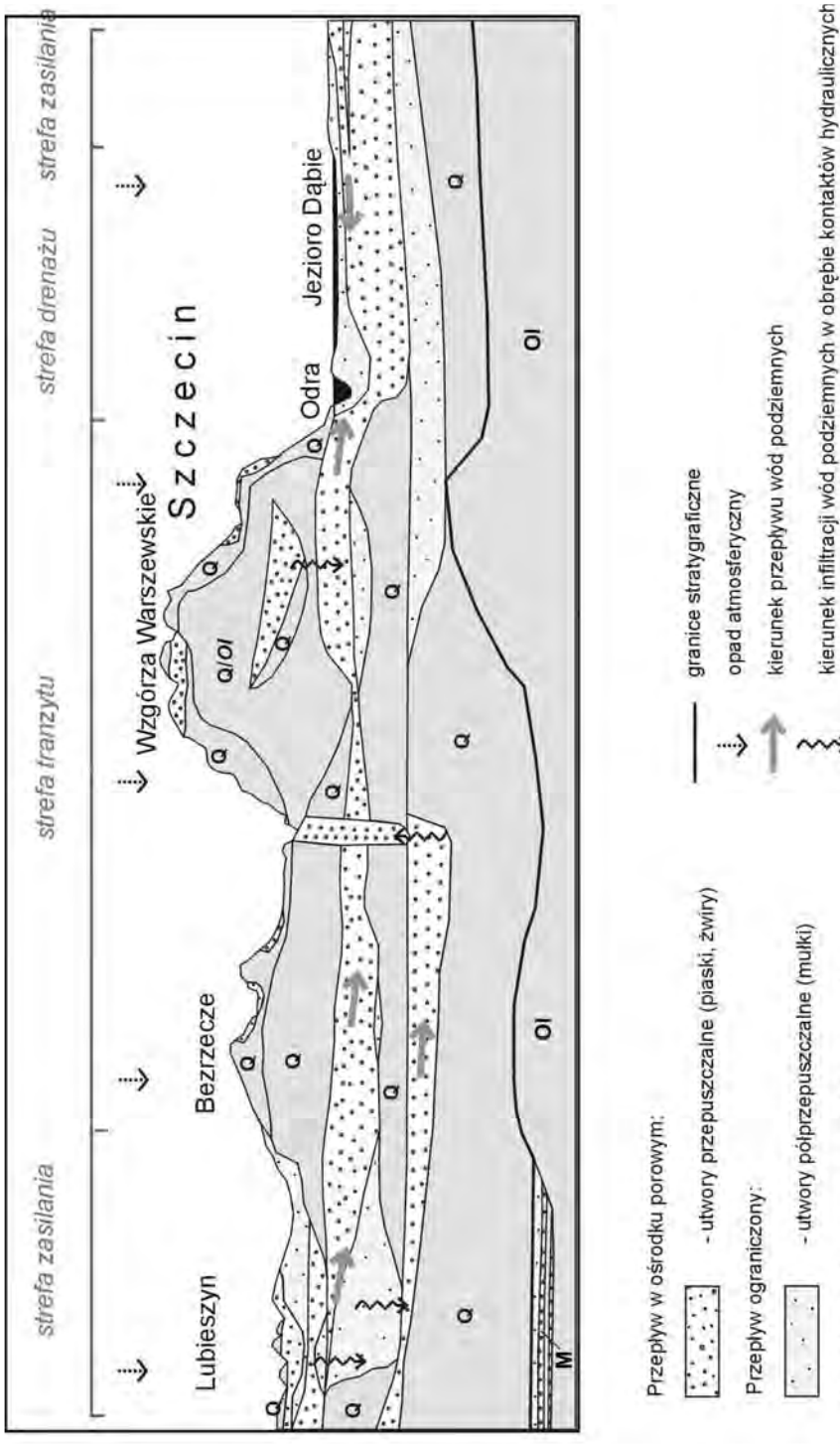

Fig. 5. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym w rejonie Szczecina

stanowią 87%, natomiast podziemne 13% (2004 r.). W 2004 roku średni dobowy pobór wody w Szczecinie wynosił 67 615 m^3, w tym 58 471 m^3 stanowił pobór komunalny, natomiast 9144 m^3 pobór przemysłowy (tab. 1).

Obecnie dla systemu wodociągowego Szczecina podstawowym ujęciem jest ujęcie wód powierzchniowych z jeziora Miedwie. Jego zdolność produkcyjna wynosi 120 000 m^3/d, ograniczona jest jednak do 84 000 m^3/d przepustowością magistrali. Trzeba zwrócić uwagę, że wielkość zasobów eksploatacyjnych ujęć wód podziemnych, wynosząca 146 870 m^3/d (tab. 1), jest na tyle duża, że mogłaby w całości pokryć zapotrzebowanie Szczecina.

Tabela 1

Wybrane informacje o Szczecinie

Powierzchnia		301,3 km^2
Ludność (2004 r.)		411 900
Pobór (średni dobowy z 2004 r.)	komunalny	58 471 m^3/d
	przemysłowy	9144 m^3/d
Zaopatrzenie w wodę (2004 r.)	ujęcia wód powierzchniowych	87%
	ujęcia wód podziemnych	13%
Zasoby wód podziemnych		146 870 m^3/d
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego	niezbędne	23 823 m^3/d
	minimalne	4834 m^3/d
Specyficzny problem miasta		brak

Ważnym zjawiskiem, z punktu widzenia gospodarki wodami podziemnymi, jest obserwowany od początku lat 90. systematyczny spadek ich poboru. Dzieje się tak głównie ze względu na przejęcie funkcji podstawowego źródła zaopatrzenia miasta przez ujęcie wód powierzchniowych z jeziora Miedwie oraz na czynnik ekonomiczny związany z wysokością opłat za wodę (dane Zakładu Wodociągów i Kanalizacji w Szczecinie).

Chemizm wód podziemnych

Wody piętra czwartorzędowego są najczęściej typu Ca–Mg–HCO_3, o suchej pozostałości 200–344 mg/dm^3; na większości obszaru należą do klasy jakości Ia i Ib lub II (Dobracka, 1998; Matkowska, 1998; Hoc, 2000a, b; Wiśniowski, 2000), z uwagi na ponadnormatywne zawartości związków żelaza i manganu. Do najniższych klas przyporządkowane są wody występujące w obszarach zurbanizowanych. W decydującej większości ujmowane wody podziemne wymagają prostego uzdatniania.

Najniższą jakością cechują się wody Międzyodrza, w których występują ponadnormatywne stężenia żelaza, manganu, jonów amonowych oraz węgla organicznego.

Wody mineralne

Wodę słoną w Szczecinie stwierdzono m.in. na Łasztowni (Linstow, 1913). Występowała ona na głębokości ok. 66 m, a stężenie rozpuszczonych soli wynosiło blisko 0,5%. W latach 60. w tym samym punkcie wykonano otwór do głębokości 114,0 m, w którym zasolenie wody (typ Na–Cl) kształtowało się na poziomie nieco ponad 0,5%. W kilku innych punktach Szczecina również nawiercono wody zasolone (na południe od Dworca Głównego na głębokości ok. 60 m, w mleczarni przy ul. Jagiellońskiej, przy ul. Kolumba, w rejonie Starego Rynku na SE od Zamku na głębokości 101 m, w rejonie ul. Szewskiej – wody o stężeniu blisko 0,5% na głębokości 92,7 m).

Prace dokumentacyjne wykazały, że na obszarze Szczecina można nawiercić wody o mineralizacji powyżej 1000 mg/dm^3 (solanki) na głębokości od 80 do 150 m p.p.m. Ciepłe wody solankowe występują natomiast na głębokości od 400 do 500 m.

Zagrożenia wód podziemnych

W strefie zasilania wód podziemnych lewobrzeżnej części aglomeracji nie występują istotne ogniska zanieczyszczeń, a stopień zagrożenia tych wód, ze względu na pokrycie terenu lasami, jest niski. Jednak urbanizacja i uprzemysłowienie Szczecina, leżącego w strefie tranzytu wód podziemnych, niesie ze sobą zagrożenie ich jakości.

Strefa zasilania wód podziemnych terenów położonych na wschód od Odry rozprzestrzenia się w obszarze obecności słabo izolowanego poziomu wodonośnego. W miejscach występowania dużych kompleksów leśnych stopień zagrożenia ocenia się na niski i średni. Należy jednak zwrócić uwagę, że w strefie tranzytu wód podziemnych znajdują się liczne obiekty mogące zagrozić ich jakości (Jezierski, Wiśniowski, 2004a).

W obszarach eksploatacji wód podziemnych zagrożenia związane z pogorszeniem ich składu chemicznego należy wiązać:

– ze stagnacją wód podziemnych o zwiększonej koncentracji żelaza, manganu oraz związków organicznych w rejonie Międzyodrza; dopływ ich do ujęcia jest możliwy podczas jego eksploatacji (ujęcie Zdroje);

– z zagrożeniem ujęć Mścięcino i Świerczewo ze strony dopływu zanieczyszczonych wód Odry lub innych cieków;

– z krótkim czasem przesączania potencjalnych zanieczyszczeń z wyżej leżących warstw wodonośnych lub z powierzchni terenu do użytkowego poziomu wodonośnego (ujęcia: Pilchowo, Mścięcino, Świerczewo).

Należy zwrócić uwagę, że w wodach podziemnych ujęć: Świerczewo, Arkonka, 1-go Maja i Pilchowo (fig. 1) obserwuje się systematyczny wzrost stężeń chlorków i siarczanów (analizy wody nieuzdatnionej), będących jonami transportowanymi praktycznie bez strat, co może świadczyć o pojawianiu się frontu zanieczyszczeń (Jezierski, Wiśniowski, 2004a, b). Stężenia azotanów w wodzie przed uzdatnianiem najważniejszych ujęć wód podziemnych występowały i występują na poziomie odpowiadającym Ia klasie jakości (wg MhP). Nie obserwuje się też wyraźnych zmian ich stężeń w ostatnich latach (Jezierski, Wiśniowski, 2004b).

Na obszarze GZWP 122 prawdopodobieństwo zanieczyszczenia z powierzchni wód podziemnych dolnego poziomu międzyglinowego jest niewielkie. Jednak obecne zagospodarowanie przestrzenne oraz zinwentaryzowane potencjalne ogniska zanieczyszczenia stwarzają zagrożenie dla jakości nadległych poziomów wodonośnych – gruntowego i międzyglinowego górnego – oraz

czystości wód powierzchniowych, pozostających lokalnie w więzi hydraulicznej z dolnym poziomem międzyglinowym.

Na obszarze objętym opracowaniem wśród głównych, potencjalnych ognisk zanieczyszczeń wód podziemnych w strefach zasilania i poboru należy wymienić: zanieczyszczenia powierzchniowe infiltrujące do wód podziemnych, nieskanalizowaną zabudowę Szczecina, niesprawne systemy oczyszczania ścieków, stacje paliw oraz ogródki działkowe (Jezierski, Wiśniowski, 2004a).

Obszary perspektywiczne

Obszary perspektywiczne dla budowy ujęć, mogących stanowić awaryjne źródło zaopatrzenia ludności Szczecina w wody podziemne, wyznaczono na Równinie Goleniowskiej – na wchód od Odry i jeziora Dąbie i na północny wschód od Wzgórz Bukowych (Mazurowski, 2004). Główny poziom użytkowy stanowią tu osady piaszczyste równiny rzeczno-rozlewiskowej. Zwierciadło wody ma charakter swobodny; w pobliżu misy jeziora Dąbie znajduje się blisko powierzchni, w sąsiedztwie Wzgórz Bukowych na głębokości ok. 9 m p.p.t., a na wydmach na obszarze Puszczy Goleniowskiej ok. 10 m p.p.t. Miąższość warstwy wodonośnej wynosi od kilkunastu do ok. 40 m, średnio powyżej 20 m. Wydajność potencjalna studni mieści się w granicach od 30 do 70 m^3/h. Wody są dobrej jakości, podwyższona jest jedynie zawartość żelaza. W obszarze tym zlokalizowanych jest szereg niewielkich ujęć w prawobrzeżnych dzielnicach Szczecina, a większe ujęcia znajdują się na terenie fabryki kabli w Załomiu i Osiedla Kasztanowego.

Wytypowane obszary perspektywiczne (Mazurowski, 2004) znajdują się w granicach jednostki 7 a**Q**III (fig. 4). Wyodrębniono 3 obszary perspektywiczne dla zaopatrzenia Szczecina w wody podziemne (Mazurowski, 2004). Lokalizację terenów ujęć zaproponowano wzdłuż istniejącej infrastruktury linii kolejowej Szczecin–Świnoujście z uwagi na możliwość minimalizacji kosztów uzbrojenia terenu. Ujęcia usytuowane są w pasie o długości ok. 6 km. Granice obszarów spływu wód do ujęcia wyznaczono na podstawie dynamiki wód podziemnych. Granicę, od której następuje spływ wód do ujęć, stanowi wododział pomiędzy zlewniami rzek Płoni i Iny oraz jeziora Dąbie.

Obszar perspektywiczny nr 1. Powierzchnia spływu wód dla tego obszaru wynosi 14,56 km^2. Proponowany teren budowy ujęcia zajmuje 1,1 km^2; jego południowa granica znajduje się w odległości ok. 750 m na północny wschód od Osiedla Kasztanowego i ok. 1 km na południowy wschód od Pucic. Niemal cały obszar pokryty jest lasami Puszczy Goleniowskiej. Zwierciadło wód podziemnych ma charakter swobodny, znajduje się na głębokości od 1 do 9 m p.p.t. Na największych głębokościach leży przy wschodniej granicy obszaru, na wododziale, i zmniejsza się sukcesywnie w kierunku zachodnim w miarę zbliżania do jeziora Dąbie. Średnia miąższość warstwy wodonośnej wynosi 20–40 m, tylko w północnej części jest mniejsza, 10–20 m. Przewodność warstwy wodonośnej mieści się w przedziale 200–500 m^2/d na niemal całym obszarze, z wyjątkiem okolic Załomia, gdzie zwiększa się do 500–1000 m^2/d. Wydajność potencjalna studni wynosi średnio ok. 50 m^3/h.

Obszar perspektywiczny nr 2. Powierzchnia spływu wód dla tego obszaru wynosi 10,49 km^2. Proponowany teren budowy ujęcia zajmuje 0,44 km^2. Obszar perspektywiczny nr 2 leży na wschód od Osiedla Kasztanowego, a jego wschodnia granica sięga linii kolejowej Szczecin–Świnoujście. Proponowany teren ujęcia znajdzie się ok. 500 m na wschód od wspomnianej linii kolejowej. Powierzchnia tego obszaru pokryta jest lasami. Swobodne zwierciadło wód podziemnych występuje na głębokości od 2 do 9 m p.p.t. Podobnie jak w przypadku obszaru perspektywicznego nr 1, głębokość występowania zwierciadła wód podziemnych zmniejsza się ku zachodowi, w kierunku jeziora Dąbie. Średnia miąższość warstwy wodonośnej wynosi na całym obszarze 20–40 m.

Przewodność warstwy wodonośnej na przeważającej części obszaru mieści się w przedziale 200–500 m^2/d, zwiększając się do 500–1000 m^2/d w części południowej, na północ od Wielgowa (dzielnicy Szczecina). Wydajność potencjalna studni wynosi średnio ok. 50 m^3/h.

Obszar perspektywiczny nr 3. Jest to największy spośród wytypowanych obszarów perspektywicznych awaryjnego zaopatrzenia w wody podziemne. Ich spływ obejmuje powierzchnię 20,26 km^2. W granicach tego obszaru znajdują się dzielnice: Wielgowo, Sławociesze, Cieszyce i Błędów. Część środkowa obszaru jest zdecydowanie bardziej zurbanizowana od pozostałych części pokrytych lasami Puszczy Bukowej. Proponowany teren budowy ujęcia o powierzchni 0,66 km^2 znajduje się na południe od dzielnicy Cieszyce, w odległości ok. 600 m od linii kolejowej Szczecin–Świnoujście. Swobodne zwierciadło wód podziemnych występuje najpłycej, poniżej 1 m p.p.t., w okolicy proponowanego terenu budowy ujęcia. Głębokość jego zalegania wzrasta ku wschodowi, w kierunku wododziału, osiągając ok. 9 m p.p.t. Warstwa wodonośna ma miąższość 20–40 m na niemal całym obszarze, z wyjątkiem części południowej i południowo-wschodniej, gdzie zmniejsza się do 10–20 m. Przewodność warstwy wodonośnej największa jest w okolicy Wielgowa i Sławociesz – 500–1000 m^3/d, w pozostałej części mieści się w przedziale 200–500 m^3/d. Wydajność potencjalna studni wynosi średnio ok. 50 m^3/h (fig. 4).

Dużą zasobnością wodną cechuje się GZWP nr 122, jednak ma on słabą odnawialność, co nie pozwala na umieszczenie tam obszarów perspektywicznych dla awaryjnego zaopatrzenia w wodę.

Obszary zasobne w wody podziemne znajdują się także w dolinie Odry (dawny GZWP nr 124). Zostały one wydzielone w obrębie struktury dolinnej i równiny rzeczno-rozlewiskowej Odry (jednostki: 5 a**Q**III, 6 a**Q**I, 10 a**Q**III, 11 a**Q**III – fig. 4). Utwory o tej samej genezie i podobnym wykształceniu znajdują się w dolinie Odry w okolicach Polic i w północnej części Szczecina. W obrębie tych struktur pracują ujęcia wód podziemnych Zdroje i Mścięcino. Wody podziemne, występujące w obrębie utworów dolinnych, charakteryzują się niestabilnością składu chemicznego w toku eksploatacji. W przeszłości podwyższone zawartości związków azotu, głównie amoniaku, oraz chlorków i żelaza, a także spadek zapotrzebowania na wodę były przyczyną rezygnacji z uruchomienia ujęcia Mścięcino. Obszary w dolinie Odry dodatkowo są narażone na zalanie podczas dużych powodzi. Wszystko to powoduje, że nie są to tereny traktowane jako obszary awaryjnego zaopatrzenia w wody podziemne.

PODSUMOWANIE

Szczecin zlokalizowany jest w rejonie Polski zasobnym zarówno w wody podziemne, jak również powierzchniowe. Udokumentowane zasoby wód podziemnych i powierzchniowych są wielokrotnie większe niż aktualne zapotrzebowanie miasta wyrażone wielkością poboru. Szczecin ma wyznaczone obszary perspektywiczne dla lokalizacji ujęć wód podziemnych. Obecnie podstawowym źródłem zaopatrzenia jest ujęcie wód powierzchniowych z jeziora Miedwie.

LITERATURA

DOBRACKA E., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Tanowo. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

DOBRACKI R., 1982 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski wraz z objaśnieniami, 1:50 000, ark. Szczecin. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

HOC R., 2000a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Dołuje. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

HOC R., 2000b – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Żelisławiec. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

JEZIERSKI P., WIŚNIOWSKI Z., 2004a – Zmiany jakości wód podziemnych użytkowego poziomu wodonośnego na obszarze Niziny Szczecińskiej na zachód od Odry do granicy państwa w ostatnich pięćdziesięciu latach. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

JEZIERSKI P., WIŚNIOWSKI Z., 2004b – Ocena stanu zagrożenia w strefach zasilania i poboru wód podziemnych użytkowych poziomów wodonośnych na obszarze Szczecina. Państwowa Służba Hydrogeologiczna. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KONDRACKI J., 1998 — Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

LINSTOW O., 1913 – Die Tektonik der Kreide im Untergrund von Stettin und Umgebung und die Stettiner Stahlquelle. *Jahr. Pr. Geol. Land*. Stettin.

MATKOWSKA Z., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Szczecin. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

MAZUROWSKI M., 2004 – Wytypowanie źródeł awaryjnego zaopatrzenia ludności miasta Szczecina w wody podziemne w warunkach wystąpienia zdarzeń ekstremalnych. Państwowa Służba Hydrogeologiczna. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

NOWACKI F. i in., 1998 – Dokumentacja warunków hydrogeologicznych dla ustanowienia stref ochronnych zbiornika wód podziemnych w utworach czwartorzędowych GZWP nr 122 – Dolina kopalna Szczecin. Hydroconsult Sp. z o.o. Poznań.

WIŚNIOWSKI Z., 2000 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Wielgowo. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

TRÓJMIASTO

GDAŃSK

SOPOT

GDYNIA

Mirosław **LIDZBARSKI**

INFORMACJE OGÓLNE

Obszar aglomeracji trójmiejskiej zamyka się w granicach administracyjnych Gdańska, Gdyni i Sopotu oraz sąsiednich miast: Pruszcza Gdańskiego, Rumi i Redy. Ważne znaczenie dla zaopatrzenia aglomeracji w wodę mają również przylegające gminy. Na wyodrębnionym obszarze o powierzchni ok. 480 km^2 wiele istotnych funkcji komunalnych jest realizowanych wspólnie, w tym gospodarka wodna.

Aglomeracja trójmiejska rozciąga się wzdłuż zachodniego wybrzeża Zatoki Gdańskiej (fig. 1). Skupia ona największy potencjał gospodarczy i intelektualny województwa pomorskiego. Dominuje tu przemysł stoczniowy, rafineryjny, spożywczy, maszynowy i chemiczny. Porty morskie w Gdańsku i Gdyni są ważnym węzłem transportu. Znacząca liczba szkół wyższych stanowi intelektualne i technologiczne zaplecze rozwoju naukowego i gospodarczego regionu. Dużym atutem są tu walory krajobrazowe, co w połączeniu z licznymi obszarami przyrody chronionej stwarza korzystne warunki dla rozwoju turystyki.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

W regionie gdańskim występuje znaczne zróżnicowanie warunków fizyczno-geograficznych. W południowej części obszaru dominują płaskie tereny Żuław Gdańskich i Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego otoczone od zachodu wysoczyzną Pojezierza Kaszubskiego, natomiast na północy wyróżniają się pradoliny: Kaszubska i Redy-Łeby, które sąsiadują z wysoczyznami (kępami) nadmorskimi i Pojezierzem Kaszubskim. Od zachodu rejon aglomeracji trójmiejskiej zamyka Zatoka Gdańska i dolny odcinek Wisły (Kondracki, 1998).

Żuławy Gdańskie obejmują południowo-wschodnie dzielnice Gdańska. Stanowią płaską równinę aluwialną, wznoszącą się niewiele ponad poziom morza, a blisko 30% ich powierzchni znajduje się poniżej poziomu morza. Wschodnią granicę obszaru stanowi dolny odcinek Wisły. Między Żuławami a brzegiem morza ciągnie się wschodni odcinek Mierzei Wiślanej. Od północy Żuławy Gdańskie przechodzą w płaską równinę akumulacyjną Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego, wznoszącego się na wysokość od 10 do 30 m n.p.m. Pradolina Kaszubska oraz Pradolina Łeby i Redy powstały w wyniku działalności wód lodowcowych ostatniego zlodowacenia. Ich powierzchnia jest na ogół płaska, nachylona w kierunku Zatoki Puckiej i basenów portowych Gdyni. Pradolinę Kaszubską od brzegu morza oddzielają wzniesienia kęp nadmorskich: Puckiej, Oksywskiej i Redłowskiej, których powierzchnie występują na wysokości 60–100 m n.p.m.

Z płaską powierzchnią obniżeń kontrastuje Pojezierze Kaszubskie, którego krawędź morfologiczna wyraźnie zaznacza się, sięgając miejscami kilkudziesięciu metrów wysokości. Rzeźba Pojezierza Kaszubskiego jest przede wszystkim efektem morfogenezy plejstoceńskiej. Na większej

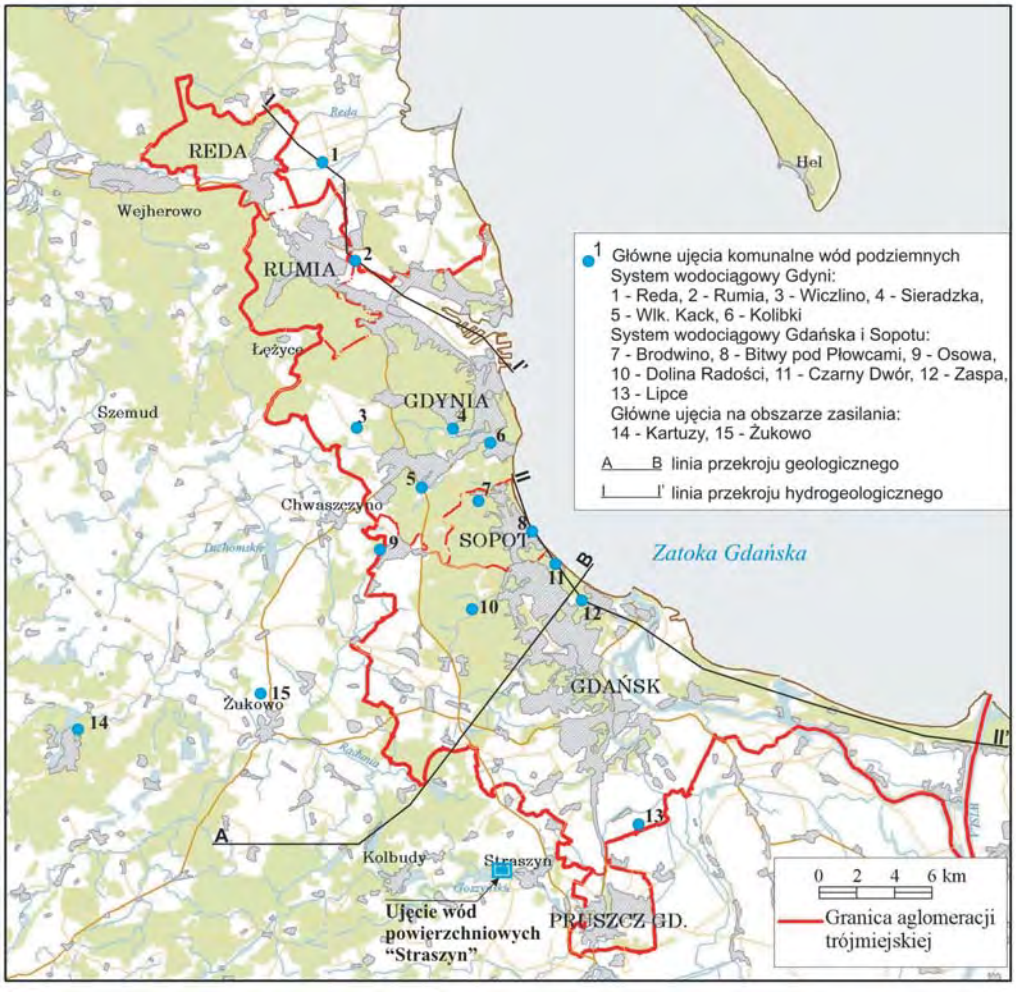

Fig. 1. Położenie obszaru Trójmiasta

części przeważają osady moreny dennej, których powierzchnia układa się na rzędnych ok. 160 m n.p.m. Na ogół są to gliny i piaski lodowcowe. Falistą powierzchnię moreny dennej urozmaicają moreny czołowe, wznoszące się w rejonie Trójmiasta do 205 m n.p.m.

Hydrografia

Największą rzeką omawianego obszaru jest Wisła, która wraz z Martwą Wisłą, Motławą i Radunią stanowi główny system hydrograficzny w południowej części aglomeracji. Stosunki wodne na obszarze Żuław Gdańskich są od wielu stuleci regulowane przez system wodnomelioracyjny. Odprowadza on nadmiar wód z polderów za pomocą przepompowni. Szacuje się go na ok.

8,0 l/s km^2. Ochronę przeciwpowodziową zapewnia system wałów i wrota sztormowe. Charakterystyczną cechą delty Wisły jest niska infiltracja efektywna nieprzekraczająca najczęściej 1% opadów atmosferycznych.

Przez obszar Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego przepływają nieliczne, krótkie potoki, spływające ze strefy krawędziowej Pojezierza Kaszubskiego, m.in. Potok Jelitkowski i Strzyża. Wschodni odcinek Pradoliny Łeby i Redy oraz Pradolina Kaszubska są odwadniane przez Redę i Zagórską Strugę, a w rejonie Gdyni przez Chylonkę. Zlewnie Redy i Zagórskiej Strugi wyróżniają duże odpływy jednostkowe, które w rejonie pradolin przekraczają nawet 15 l/s km^2. Wysoki jest również udział wód podziemnych w zasilaniu tych rzek – przekracza 75% odpływu całkowitego.

Zarys budowy geologicznej

Aglomeracja trójmiejska położona jest na skraju syneklizy perybałtyckiej. Podłoże krystaliczne stwierdzono na głębokości ok. 3300 m, na którym leży kompleks osadów paleozoiczno-mezozoicznych o miąższości ok. 3000 m.

Utwory kredy cechuje trójdzielność. W spągu są to mułowce, mułki, piaskowce i iłowce. Z uwagi na cechy litologiczne tych osadów najczęściej przyjmuje się, że stanowią one granicę aktywnej strefy wymiany wód (Sadurski, 1985, 1989). Młodszą serię osadową stanowią piaski kampanu i santonu określane mianem ***gdańskiego zbiornika górnokredowego***. Występują one powszechnie, chociaż ich miąższość jest zróżnicowana: ok. 150 m w rejonie Gdańska i Sopotu oraz ok. 50 m w północnej i zachodniej części omawianego obszaru. Ostatnie ogniwo kredy górnej stanowią utwory serii węglanowo-krzemionkowej (fig. 2).

Utwory paleogenu reprezentowane są najczęściej przez osady oligocenu. Przeważają w nich piaski kwarcowo-glaukonitowe oraz iły, mułki i mułowce. Osady neogenu (najczęściej miocenu) występują powszechnie z wyjątkiem rynien egzaracyjnych i przegłębień powierzchni podczwartorzędowej na obszarze pradolin. Nie ma ich również w rejonie delty Wisły, gdzie wraz z osadami paleogenu zostały całkowicie usunięte w wyniku egzaracji lodowcowej i erozji rzecznej. Miąższość utworów paleogenu i neogenu jest znacznie zróżnicowana: największa na obszarze Pojezierza Kaszubskiego, gdzie przekracza nawet 100 m (Mojski, 1979a, b, 1981).

Osady plejstocenu występują na całym omawianym obszarze w postaci ciągłej pokrywy. Miąższość ich jest bardzo zmienna: od kilku metrów w strefie krawędziowej obszaru do ponad 150 m na Pojezierzu Kaszubskim. Stanowią je naprzemianległe kompleksy utworów wodnolodowcowych, lodowcowych, zastoiskowych i rzecznych prawie wszystkich ogniw plejstocenu. Na Żuławach Gdańskich osady plejstocenu są przykryte kilkunastometrowym kompleksem utworów holoceńskich, w których dominują osady organiczne (namuły i torfy serii korytowej) wraz z utworami piaszczystymi (Prussak, 1994; Pikies, Zaleszkiewicz, 1997; Pikies, 1999).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

Na kształtowanie się warunków hydrogeologicznych zasadniczy wpływ mają wodonośne utwory plejstocenu, miocenu, oligocenu i kredy górnej. Stanowią one podstawę gdańskiego systemu wodonośnego (Kozerski, 2001).

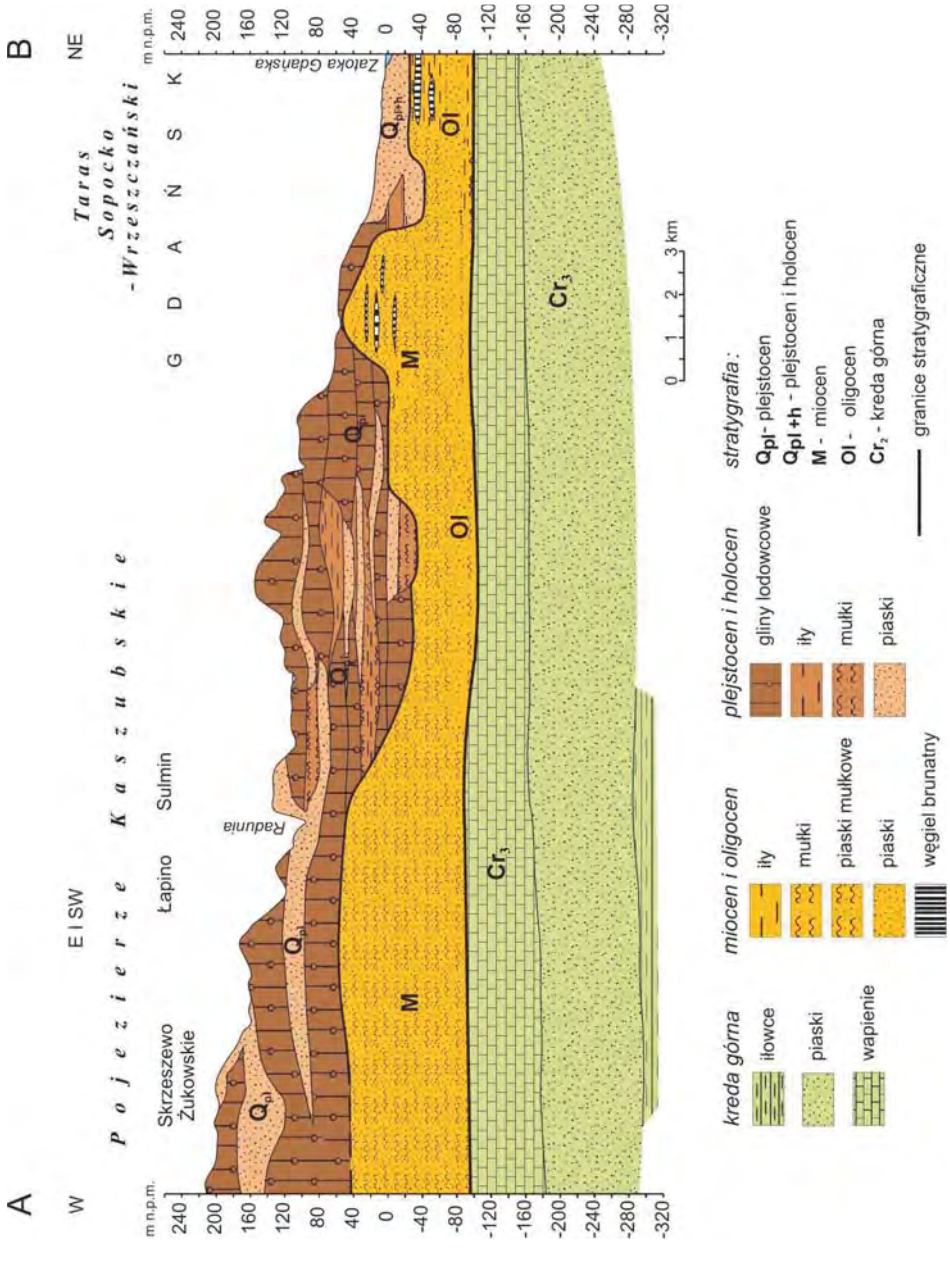

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B w rejonie Gdańska (lokalizacja na fig. 1)

Plejstoceński poziom wodonośny występuje na całym opisywanym terenie. Na Pojezierzu Kaszubskim zostały rozpoznane *międzymorenowe* poziomy wodonośne: Q_I i Q_{II}, związane przede wszystkim z piaszczysto-żwirowymi osadami zlodowacenia wisły i zlodowaceń środkowopolskich, oraz poziom podglinowy Q_{III} występujący w piaskach zlodowaceń południowopolskich (Kozerski, 2001).

Poziomy międzymorenowe występują dość powszechnie, chociaż w zlewni Raduni są miejscami nieciągłe i wykazują dużą zmienność w wykształceniu litologicznym (Balcer, 1998). Miejscami gliny rozdzielające są zredukowane i w efekcie poziomy międzymorenowe tworzą wspólny kompleks wodonośny o znacznej miąższości. W strefie krawędziowej pierwszy poziom międzymorenowy jest całkowicie zredukowany, a drugi najczęściej występuje w bezpośrednim kontakcie hydraulicznym z warstwami wodonośnymi miocenu (*Q-M*). Poziomy międzymorenowe leżą zwykle na głębokości od 10 do 100 m. Zbudowane są z piasków drobno- i średnioziarnistych o miąższości od 5 do 40 m. Współczynnik filtracji jest znacznie zróżnicowany: od 3 do 50 m/d. Przewodność jest zmienna: w pierwszym poziomie kształtuje się w granicach 200–1000 m^2/d, a w drugim jest znacznie niższa i z reguły nie przekracza 200 m^2/d. Zwierciadło wody występuje pod niewielkim ciśnieniem lub jest swobodne. Najwyżej stabilizuje w zachodniej części Pojezierza Kaszubskiego na wododziale Raduni i Redy (140–165 m n.p.m.). Generalnie opada ono w kierunku pradolin, Żuław Gdańskich oraz doliny Raduni. Lokalnie w dolinach kopalnych występuje poziom podglinowy (Q_{III}), związany z utworami zlodowaceń południowopolskich, pozostający najczęściej w kontakcie hydraulicznym z osadami wodonośnymi miocenu lub oligocenu. W strefie krawędziowej Pojezierza Kaszubskiego wody drugiego międzymorenowego poziomu wodonośnego ujmowane są przez ujęcia komunalne na potrzeby aglomeracji trójmiejskiej (Chmielowska, 1998; Orłowski, 1998).

W Pradolinie Kaszubskiej i w Pradolinie Łeby i Redy w osadach piaszczysto-żwirowych został wyodrębniony *pradolinny* poziom wodonośny (Q_{pr}) (fig. 3). Jego miąższość wynosi 30–100 m, a współczynnik filtracji 25–60 m/d, maksymalnie 100 m/d (Prussak, 1997). W strefie krawędziowej kontaktuje się on z poziomami międzymorenowymi, a poprzez głębokie rynny subglacjalne również z poziomem oligoceńskim. Wody o zwierciadle swobodnym lub lekko napiętym występują na głębokości od 0,5 m w centralnych partiach pradoliny do 10–15 m na obszarach stożków napływowych. Powierzchnia piezometryczna nachylona jest w kierunku Redy i brzegu morskiego. Bazę drenażu stanowią: Reda, Zagórska Struga, Chylonka, Zatoka Gdańska oraz system kanałów i rowów melioracyjnych. Na podstawie wyjątkowo korzystnego wykształcenia poziomu wodonośnego i znacznej zasobności został wydzielony GZWP nr 110 – Dolina Kaszuby. Zbiornik ten stanowi podstawę zaopatrzenia w wodę Gdyni, Rumi i Redy. W jego obrębie są zlokalizowane największe ujęcia komunalne: Reda i Rumia oraz liczne ujęcia przemysłowe (Lidzbarski, 2002).

Na Tarasie Sopocko-Wrzeszczańskim i Żuławach Gdańskich (fig. 4) wydzielono *plejstoceńsko-holoceński* ($Q_{pl\text{-}h}$) poziom wodonośny (Kozerski, Kwaterkiewicz, 1984). Wody podziemne występują najczęściej w osadach plejstocenu, zwłaszcza w piaskach i żwirach interglacjału eemskiego i zlodowacenia północnopolskiego. W skład tego poziomu wchodzą również piaszczyste osady serii deltowej. W strefie przykrawędziowej nadbudowany jest on piaszczystymi utworami stożków napływowych, a na mierzei piaskami morskimi. Strop warstwy wodonośnej występuje płytko pod powierzchnią na głębokości od jednego do kilkunastu metrów. Miejscami osady wodonośne są przykryte utworami półprzepuszczalnymi facji zastoiskowej. Miąższość warstwy wodonośnej na ogół wynosi 25–40 m. Na Żuławach Gdańskich wzdłuż zachodniej krawędzi wysoczyzny wzrasta ona do 60 m, gdzie żwirowe i piaszczysto-żwirowe utwory zlodowacenia wisły łączą się z piaszczystymi utworami interglacjału mazowieckiego. Współczynnik filtracji za-

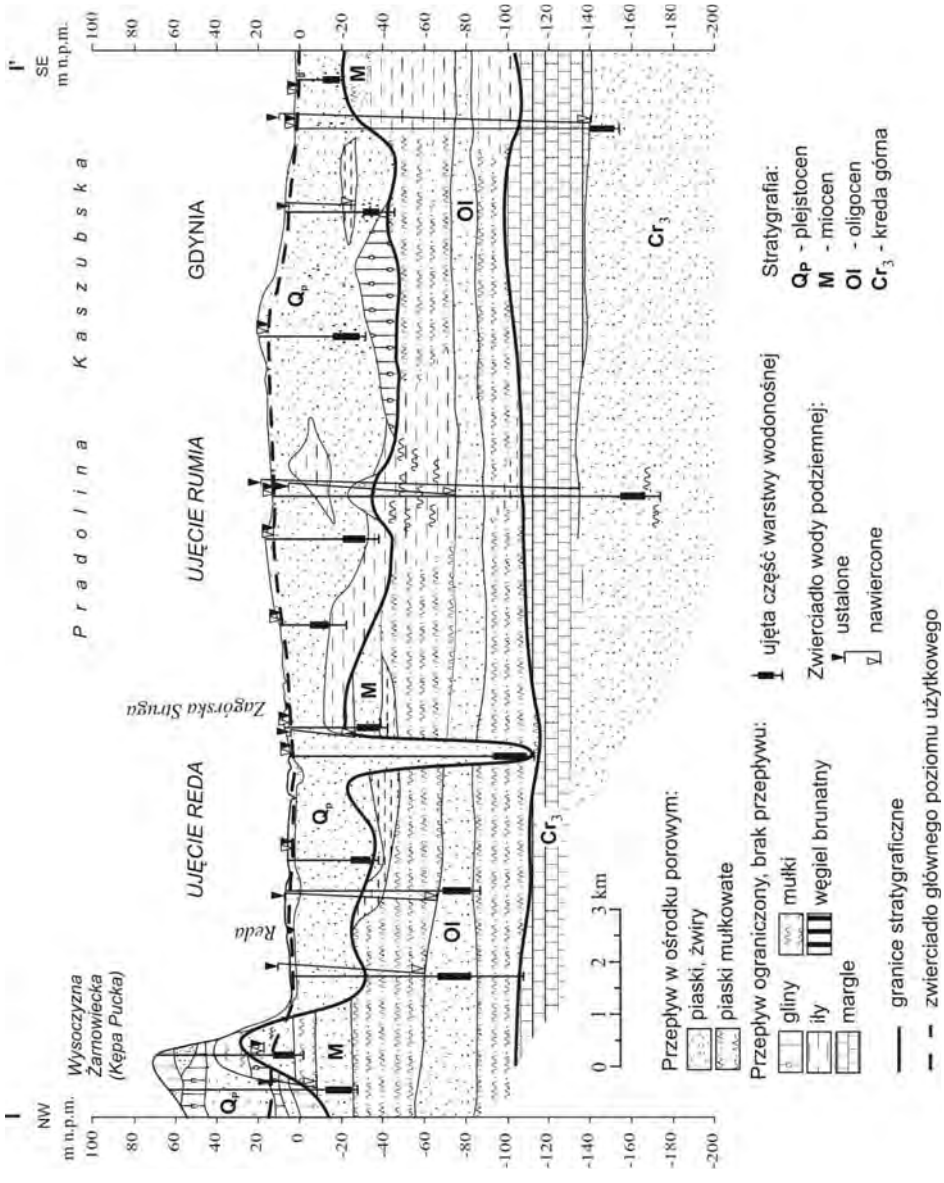

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' w rejonie Trójmiasta (lokalizacja na fig. 1)

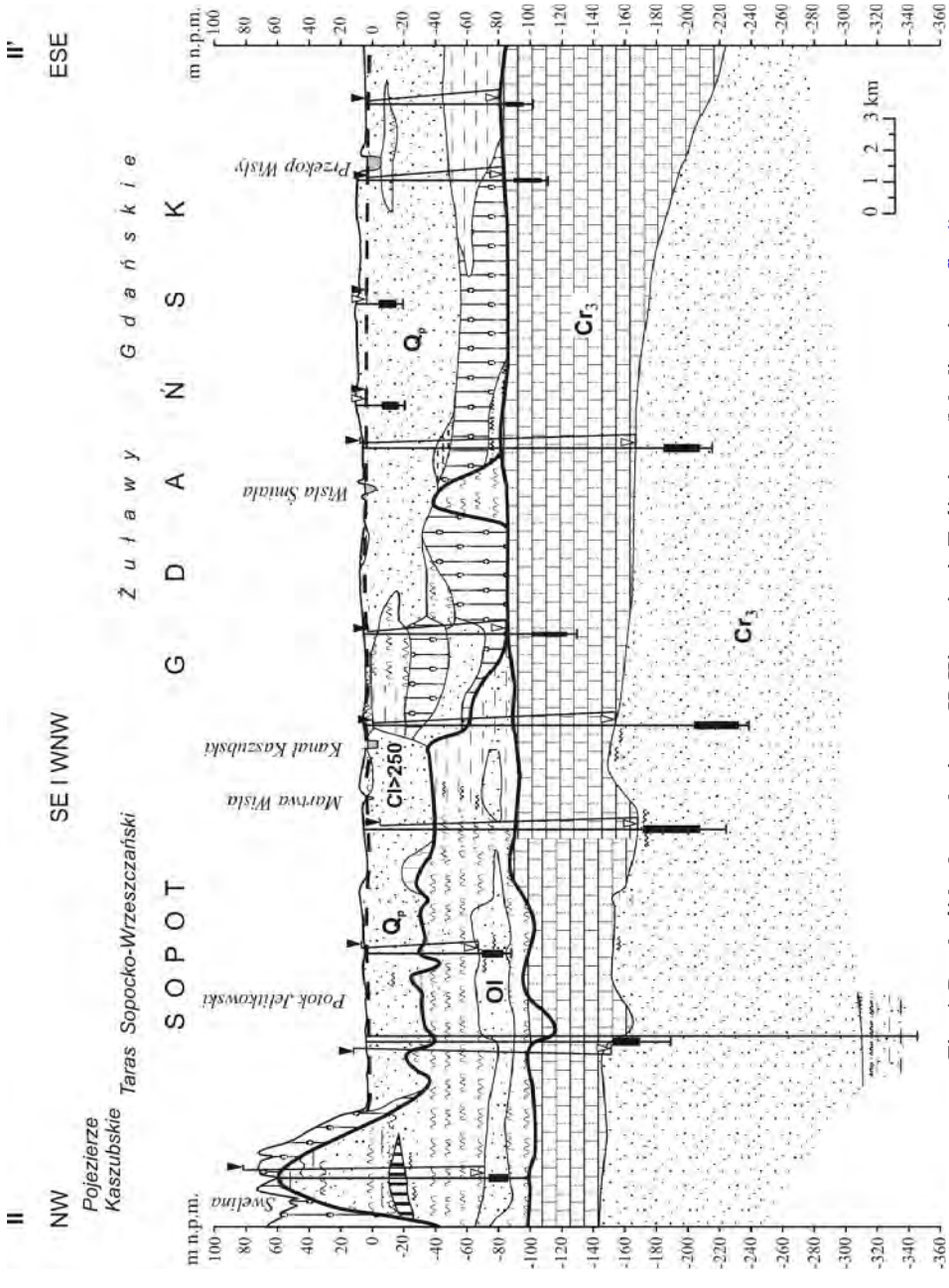

Fig. 4. Przekrój hydrogeologiczny II–II' w rejonie Trójmiasta (lokalizacja na fig. 1)

Objaśnienia jak do fig. 3

wiera się w szerokich granicach 24–200 m/d. Najwyższe wartości (powyżej 120 m/d) obejmują centralną część Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego i zachodnią część Żuław Gdańskich. Efektem dobrze wykształconego poziomu wodonośnego jest także wyjątkowo wysokie przewodnictwo wodne, które na przeważającym obszarze znacznie przekracza 1000, a nawet 3000 m^2/d. Ze względu na korzystne parametry hydrogeologiczne warstw wodonośnych został wyodrębniony GZWP nr 112 – Żuławy Gdańskie. Stanowi on podstawę zaopatrzenia systemu wodociągowego Gdańska i Sopotu. Od lat wody tego zbiornika eksploatowane są przez największe ujęcia komunalne: Bitwy pod Płowcami, Czarny Dwór, Zaspa i Lipce oraz liczne ujęcia zakładowe (Kozerski, 1988; Uścinowicz, 1998a, b).

Na obszarze Kępy Oksywskiej występowanie wód podziemnych związane jest z warstwami wodonośnymi plejstocenu i miocenu stanowiącymi najczęściej wspólny *plejstoceńsko-mioceński* poziom wodonośny (*Q-M*). Miąższość warstw wodonośnych zwykle nie przekracza 20 m, a współczynnik filtracji wynosi 8–25 m/d. Subartezyjskie zwierciadło wody stabilizuje się na rzędnych 0–15 m n.p.m.

Mioceński poziom wodonośny (*M*) w rejonie Trójmiasta występuje powszechnie z wyjątkiem Żuław Gdańskich oraz głębokich struktur erozyjnych i egzaracyjnych. Związany jest piaskami drobnoziarnistymi, często pylastymi z wkładkami mułków. W strefie krawędziowej Pojezierza Kaszubskiego jako poziom plejstoceńsko-mioceński występuje najpłycej na ogół na głębokości 10–50 m, natomiast na pozostałym obszarze w przedziale głębokości 50–100 m. Miąższość osadów wodonośnych jest bardzo zmienna: od kilku–kilkunastu metrów w pradolinach i na Tarasie Sopocko-Wrzeszczańskim do kilkudziesięciu metrów na Pojezierzu Kaszubskim. Największa jest w strefach kontaktu hydraulicznego z osadami plejstocenu, np. w strefie krawędziowej sięga 70 m. Współczynniki filtracji są również bardzo zmienne od 0,1 do 42 m/d, jednak największe ich wartości (do 66 m/d) stwierdza się w obrębie wspólnego plejstoceńsko-mioceńskiego poziomu wodonośnego na obszarze Kępy Oksywskiej i Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego. Przewodność hydrauliczna waha się od 50 do 100 m^2/d, chociaż w strefach kontaktów hydraulicznych z warstwami plejstocenu osiąga nawet 1000 m^2/d. Zwierciadło wody o ciśnieniach subartezyjskich najwyżej stabilizuje w północnej części Pojezierza Kaszubskiego (150–160 m n.p.m.). Obniża się ono w kierunku pradolin, Żuław Gdańskich i doliny Raduni, gdzie wody mioceńskiego poziomu wodonośnego są drenowane. Wody mioceńskiego i czwartorzędowo-mioceńskiego poziomu wodonośnego eksploatowane są przez ujęcia komunalne Gdyni: Kolibki, Sieradzka i Sopotu – Brodwino.

Oligoceński poziom wodonośny (*Ol*) obejmuje piaski kwarcowe, glaukonitowe, drobno- i różnoziarniste, miejscami ze żwirem, zaliczane do warstw mosińskich i czempińskich. Występuje on na całym omawianym obszarze z wyjątkiem Żuław Gdańskich i głębokich struktur w podłożu plejstocenu. Najczęściej zalega na rzędnej od –60 do –80 m n.p.m. Miąższość warstwy wodonośnej oscyluje między 5 a 30 m. Średnia wartość współczynnika filtracji wynosi 14 m/d; najwyższe jego wartości stwierdzono na Tarasie Sopocko-Wrzeszczańskim, gdzie przekraczają 35 m/d, a nawet lokalnie 60 m/d. Najsłabiej wykształcone są warstwy wodonośne na obszarze Pojezierza Kaszubskiego, gdzie średni współczynnik filtracji nie przekracza 8 m/d. Przewodność hydrauliczna najczęściej występuje w przedziale 50–200 m^2/d, z wyjątkiem Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego, gdzie przekracza 500 m^2/d. Wydajności eksploatacyjne studni są najwyższe również na Tarasie Sopocko-Wrzeszczańskim i w Pradolinie Kaszubskiej (> 100 m^3/h). Na pozostałym obszarze najczęściej wahają się od 40 do 60 m^3/h. Subartezyjskie zwier-

ciadło wód podziemnych najwyżej stabilizuje na Pojezierzu Kaszubskim (ok. 60–100 m n.p.m.). Bazę drenażu oprócz Zatoki Gdańskiej stanowią Żuławy Gdańskie, Taras Sopocko-Wrzeszczański i pradoliny (Lidzbarski, Kordalski, 2003a, b).

W strefie brzegowej oraz na obszarze Pradoliny Kaszubskiej i na Tarasie Sopocko-Wrzeszczańskim, w okresie poprzedzającym eksploatację, zwierciadło wody stabilizowało się nad powierzchnią terenu (w Brodwinie nawet 35 m). Główne ujęcia eksploatujące ten poziom wodonośny zlokalizowane są w Redzie (ujęcie Reda), Sopocie (ujęcie Bitwy pod Płowcami) i w Gdańsku (ujęcie Czarny Dwór).

Wodonośne utwory **piętra kredowego** w rejonie Trójmiasta występują powszechnie. Piętro to związane jest z serią węglanowo-krzemionkową (wody szczelinowe) i niżej zalegającymi glaukonitowymi piaskami (wody porowe) górnokredowego zbiornika wód podziemnych.

Wody zbiornika górnokredowego występują głównie w piaskach drobnoziarnistych kampanu i santonu. Osady te tworzą rozległą strukturę hydrogeologiczną rozprzestrzeniającą się w całym regionie gdańskim, zwaną subniecką gdańską (Sadurski, 1989). Wschodnia część tej struktury została objęta granicami GZWP nr 111. Miąższość warstwy wodonośnej jest największa w rejonie Gdańska, gdzie wynosi 150 m. Maleje ona w kierunku północno-zachodnim, do kilkunastu metrów na Wysoczyźnie Żarnowieckiej. Uziarnienie piasków jest zmienne; na północ od osi Pradoliny Łeby i Redy stają się coraz bardziej muliste. Największe współczynniki filtracji 3–31 m/d stwierdzono w Gdańsku. Przewodność zmienia się w bardzo szerokim zakresie: najwyższa jest w pasie Gdańsk–Pruszcz Gdański, gdzie dochodzi do 500 m^2/d. Wody piętra kredowego, a zwłaszcza subniecki górnokredowej, są od wielu lat ujmowane w licznych ujęciach komunalnych i zakładowych Trójmiasta. Zwierciadło wody kredowego piętra wodonośnego stabilizuje się najwyżej na terenie Pojezierza Kaszubskiego, skąd opada w kierunku północnym i ku Zatoce Gdańskiej. Ostateczną bazę drenażu stanowi dno Zatoki Gdańskiej w pasie odległym od linii brzegowej o kilka kilometrów. W warunkach niezaburzonych eksploatacją na terenie Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego i w Pradolinie Kaszubskiej zwierciadło wody stabilizowało się ponad powierzchnią terenu (Sadurski, 1985, 1989).

Syntetyczną charakterystykę omówionych poziomów wodonośnych przedstawiono w tabeli 1 oraz na figurze 5.

Obszary perspektywiczne w rejonie Trójmiasta zostały wyznaczone w strukturach wodonośnych Pojezierza Kaszubskiego i Pradoliny Łeby i Redy. Mogą one stanowić awaryjne źródło zaopatrzenia ludności w wodę w przypadku zdarzeń ekstremalnych, w wyniku których zostałyby wykluczone dotychczasowe strefy zaopatrzenia.

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w rejonie Trójmiasta

Na omawianym obszarze wydzielono dwa Główne Zbiorniki Wód Podziemnych związane z wodonośnymi osadami plejstocenu: nr 110 – Dolina Kaszuby i nr 112 – Żuławy Gdańskie oraz nr 111 – Subniecka Gdańska, wyodrębniony w utworach kredowych. Wszystkie zbiorniki mają szczegółowe rozpoznanie hydrogeologiczne zakończone opracowaniem dokumentacji hydrogeologicznej.

Tabela 1

Parametry hydrogeologiczne głównych poziomów wodonośnych

Jednostka hydrogeoloiczna	Piętro/poziom wodonośny	Parametry hydrogeologiczne	Strefa zasilania	Strefa drenażu
			statyczne zwierciadło wód podziemnych [m n.p.m.]	
Pojezierze Kaszubskie	*międzymorenowy* Q_I	20–40* 200–1000** 40–90***	Pojezierze Kaszubskie 160–170	pradoliny, dolina Raduni 30–90
	międzymorenowy Q_{II}, Q_{III}, (*Q-M*)	20–40 100–500 40–75	Pojezierze Kaszubskie 150	Żuławy Gdańskie, pradoliny, dolina Raduni, Q_I 5–90
	mioceński M	5–40 50–500 10–50	Pojezierze Kaszubskie 150 Wysoczyzna Żarnowiecka 50	Q_{II}, Q_{pr}, $Q_{pl\text{-}h}$, Zatoka Gdańska 0–20
Taras Sopocko--Wrzeszczański	*plejstoceńsko--holoceński* ($Q_{pl\text{-}h}$)	20–100 500–2000 40–150	Pojezierze Kaszubskie 80–100	Zatoka Gdańska, Martwa Wisła, kanały portowe 0–10
Żuławy Gdańskie	*plejstoceńsko--holoceński* ($Q_{pl\text{-}h}$)	20–100 500–2000 40–150	Pojezierze Kaszubskie 80–100	Zatoka Gdańska, Martwa Wisła, kanały portowe, system melioracyjny 0–5
Pradolina Kaszubska Pradolina Łeby i Redy	*pradolinny* (Q_{pr})	30–80 500–5000 90	Pojezierze Kaszubskie 100–170 Wysoczyzna Żarnowiecka 50	Reda, Zagórska Struga, Bałtyk 0–10
Pradoliny, Taras Sopocko--Wrzeszczański	*oligoceński* (*Ol*)	10–30 100–1500 30–90	Pojezierze Kaszubskie 150 Wysoczyzna Żarnowiecka 50	Q_{II}, Q_{pr}, $Q_{pl\text{-}h}$, Zatoka Gdańska 0–20
Cały obszar	*kredowe* (*Cr*) (*seria piaszczysta*)	30–50 100–500 60–90	Pojezierze Kaszubskie 140	Q_{II}, Q_{pr}, $Q_{pl\text{-}h}$, Zatoka Gdańska 0–20

* głębokość w m, ** przewodność w m^2/d, *** wydajność w m^3/h

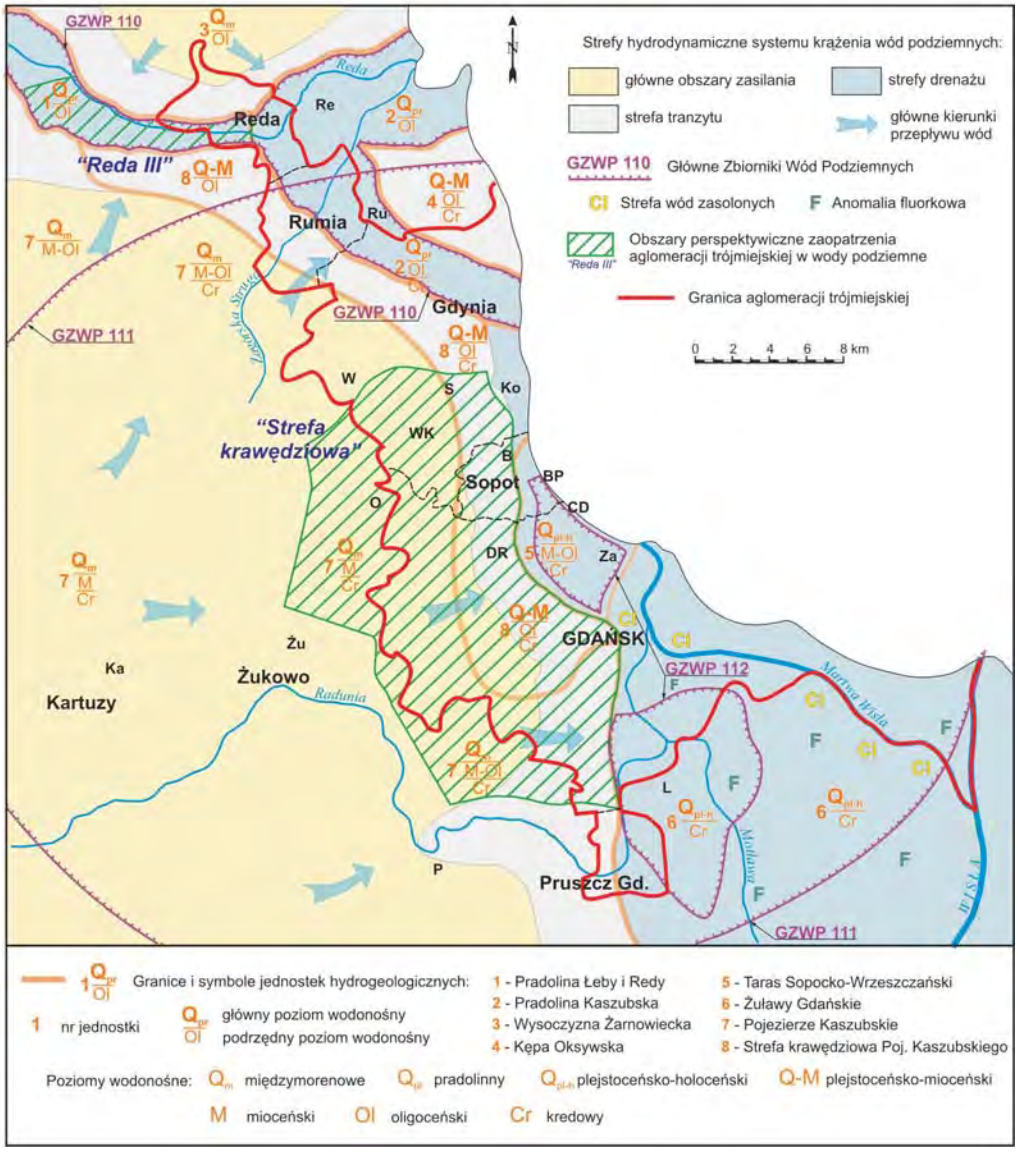

Fig. 5. Mapa warunków hydrogeologicznych rejonu Trójmiasta

Dwa zbiorniki plejstoceńskie charakteryzują podobne warunki hydrogeologiczne. Położone są w strefie drenażu gdańskiego systemu wodonośnego, co zapewnia im wysokie zasoby wód podziemnych: GZWP nr 110 – ok. 3500 m^3/h (w granicach Trójmiasta), a GZWP nr 112 – ok. 2700 m^3/h. Parametry hydrogeologiczne poziomu wodonośnego są również wyjątkowo wysokie: wydatki jed-

nostkowe przekraczają najczęściej 20 m/h m depresji, a wydajność potencjalna studni sięga nawet 150 m^3/h. Do głównych czynników kształtujących zasoby wodne tych zbiorników należy dopływ lateralny z obszaru Pojezierza Kaszubskiego oraz ascenzja wód z głębszych poziomów wodonośnych. Istotne jest również zasilanie bezpośrednią infiltracją opadami atmosferycznymi, chociaż jest ona znacznie ograniczona na obszarach zwartej zabudowy miejskoprzemysłowej. Od wielu lat wody tych zbiorników stanowią podstawę zaopatrzenia aglomeracji trójmiejskiej. W celu ochrony tych wód zostały wyznaczone granice stref ochronnych na podstawie ustaleń dokumentacji hydrogeologicznych. Pomimo braku formalnych decyzji o ustanowieniu stref ochronnych, najważniejsze zalecenia ochronne są respektowane przez miejscowe i regionalne plany zagospodarowania przestrzennego.

Wyjątkowym zbiornikiem w regionie gdańskim jest GZWP nr 111 – Subniecka Gdańska, wyodrębniony w porowych osadach kredy górnej. Rejon aglomeracji trójmiejskiej obejmuje część tego zbiornika o najlepszych parametrach filtracyjnych. Zasoby dyspozycyjne w tej części zbiornika szacuje się na 3700 m^3/h. W ubiegłym wieku były one prawie w całości wykorzystane przez liczne ujęcia komunalne i zakładowe. Obecnie eksploatacja znacznie spadła i nie przekracza 1000 m^3/h. W rezultacie w wielu miejscach powierzchnia piezometryczna kształtuje się powyżej terenu i nawiązuje do stanów sprzed eksploatacji. Z uwagi na znaczną głębokość zalegania (poniżej 150 m) i obecność osadów słabo przepuszczalnych w nadkładzie warstwy wodonośnej, wody zbiornika są niemal całkowicie izolowane od presji antropogenicznych. W rezultacie strefa ochronna jest zbędna (Sadurski, 1989).

Schemat przepływu wód podziemnych

Szczególną cechą rejonu aglomeracji trójmiejskiej jest wielopiętrowy układ pięter i poziomów wodonośnych powiązanych w spójny system obiegu wód podziemnych zwany ***gdańskim systemem wodonośnym*** (Kozerski, 1988). Struktura tego systemu obejmuje kenozoiczne poziomy wodonośne plejstocenu (międzymorenowe, pradolinne, dolinne, sandrowe), neogenu (mioceński), paleogenu (oligoceński) oraz kredowe piętro wodonośne (Subniecka Gdańska). Zasadniczym obszarem zasilania tego systemu jest Pojezierze Kaszubskie, gdzie formowane są główne strumienie przepływu wód w poszczególnych piętrach i poziomach wodonośnych (fig. 6). Skierowane są one ku Pradolinie Kaszubskiej i Pradolinie Łeby i Redy oraz w kierunku Żuław Gdańskich i Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego. Największa infiltracja efektywna zachodzi w północnej części Pojezierza Kaszubskiego, gdzie przekracza 250 mm/a. Poziom mioceński zasilany jest strumieniem filtracyjnym z poziomu plejstoceńskiego, którego natężenie miejscami sięga 150 mm/a (Lidzbarski, Kordalski, 2003b). Dalsza infiltracja w głąb systemu wodonośnego do poziomu oligoceńskiego jest jednak znacznie ograniczona i najczęściej nie przekracza 50 mm/a. Jeszcze mniejsza jest w piętrze kredowym – do 20 mm/a (Sadurski, 1989).

Obszar tranzytu wód najwyraźniej występuje w strefie krawędziowej Pojezierza Kaszubskiego. Cechują ją znaczne spadki zwierciadła wód podziemnych. Miejscami warunki hydrogeologiczne są bardzo skomplikowane i przeważają przepływy przez utwory słabo i półprzepuszczalne. W obrębie głęboko wciętych dolin rzecznych występują rejony intensywnych przepływów pionowych do płytszych warstw wodonośnych, zwłaszcza z poziomu mioceńskiego do utworów czwartorzędowych. Na wschodniej i północnej granicy Pojezierza Kaszubskiego zachodzi kontakt lateralny między poziomami międzymorenowymi a plejstoceńsko-holoceńskim poziomem wodonośnym na Żuławach Gdańskich i poziomem pradolinnym w Pradolinie Kaszubskiej.

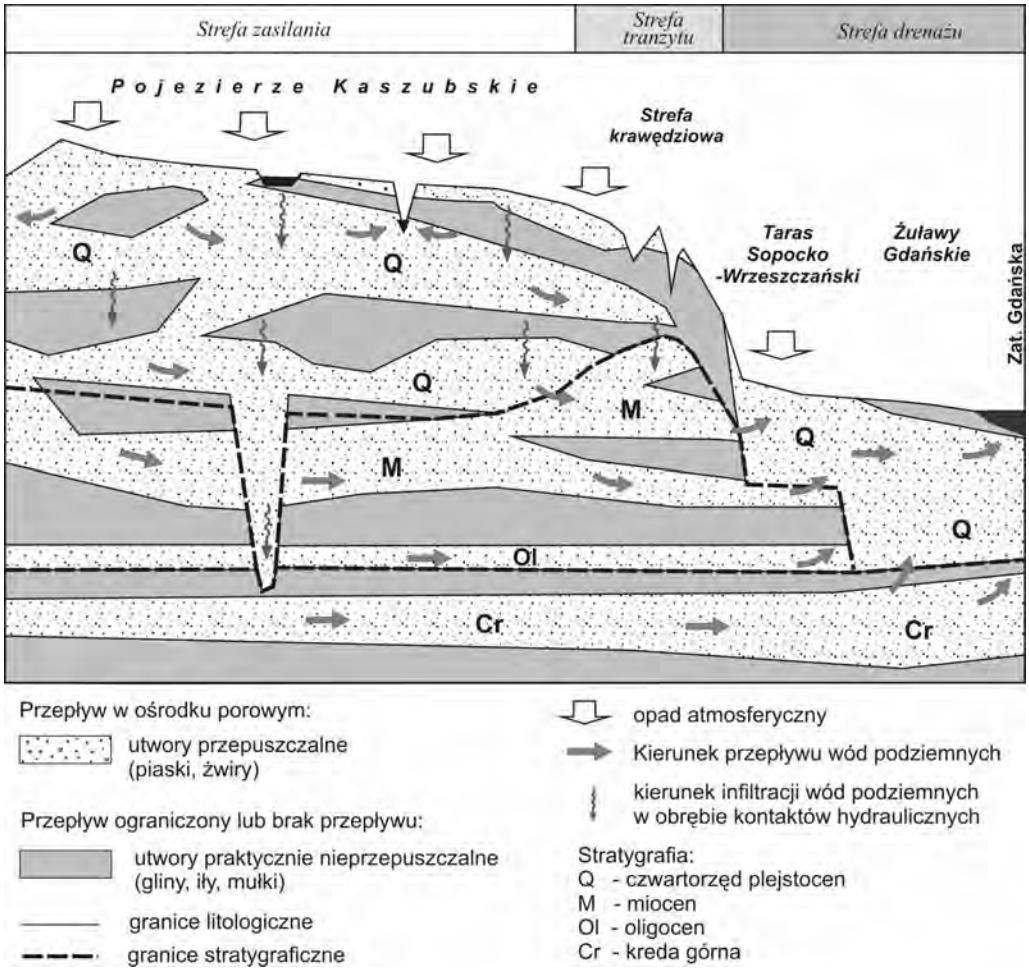

Fig. 6. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym w rejonie Trójmiasta

Główne strefy drenażu wód związane są z Zatoką Gdańską oraz z obszarem Żuław Gdańskich, Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego i Pradoliny Kaszubskiej (Kozerski, Sadurski, 1983). Struktury wodonośne w granicach wymienionych jednostek spełniają rolę „kolektora" bezpośrednio i pośrednio odbierającego wody ze wszystkich poziomów wodonośnych występujących na obszarze Pojezierza Kaszubskiego. W okresie poprzedzającym intensywną eksploatację wód podziemnych dominowały przepływy pionowe skierowane ku powierzchni. W miejscach bezpośrednich kontaktów hydraulicznych między poziomami wodonośnymi przekraczały one wartość efektywnej infiltracji opadów atmosferycznych. Obecnie, w rejonach największych ujęć komunalnych naturalny kierunek drenażu wód jest odwrócony na skutek zmienionych warunków hydrodynamicznych, wywołanych wieloletnią eksploatacją wód podziemnych (Lidzbarski, 2002).

Zaopatrzenie aglomeracji w wodę

Potrzeby w zakresie zaopatrzenia ludności w wodę do celów pitnych oraz przemysłu do celów produkcyjnych zaspokajane są na omawianym terenie głównie poprzez eksploatację zwykłych wód podziemnych. Wyróżnia się dwa systemy wodociągowe: jeden obejmuje Pruszcz Gdański, Gdańsk i Sopot – SAUR Gdańsk, drugi – PWiK Gdynia – zaopatruje w wody pitne Gdynię, Rumię i Redę. Główne ujęcia wód podziemnych zlokalizowane są na terenie tych miast oraz częściowo w granicach sąsiednich gmin. Do największych ujęć komunalnych na obszarach nizinnych należą: Rumia i Reda położone w północnej części aglomeracji, Bitwy pod Płowcami w Sopocie oraz Czarny Dwór–Zaspa i Lipce w Gdańsku. W strefie krawędziowej Pojezierza Kaszubskiego zlokalizowane są ujęcia komunalne: Wiczlino, Sieradzka, Wielki Kack, zaopatrujące w wodę część Gdyni, ujęcie Brodwino dla Sopotu oraz ujęcia: Dolina Radości i Osowa dla Gdańska. Ważne jest również ujęcie drenażowe w Pręgowie. Jedyne ujęcie wód powierzchniowych, dostarczające wodę do celów bytowo-gospodarczych, znajduje się w Straszynie. Wykorzystuje ono wody Raduni i zaopatruje południowo-wschodnie dzielnice Gdańska oraz miasto i gminę Pruszcz Gdański.

Pobór wód a ich zasoby

Na terenie Trójmiasta pracuje obecnie 110 ujęć wód podziemnych, w tym 45 ze średnią wydajnością powyżej 10 m^3/h. Zdecydowana większość studni (78%) znajduje się na nizinach nadmorskich, gdzie przeważają studnie stosunkowo płytkie (do 50 m), które ujmują wody z plejstoceńskich warstw wodonośnych.

Całkowity pobór wód podziemnych w rejonie Trójmiasta w 2004 r. wyniósł ok. 47,7 mln m^3 (5445 m^3/h) (tab. 2), z czego ok. 73% przeznaczone było na cele socjalno-bytowe, a pozostałe 27% na cele przemysłowe. W tabeli 3 przedstawiono wielkości poboru wody podziemnej i powierzchniowej w poszczególnych miastach aglomeracji. Jak wynika z przedstawionych danych, zapotrzebowanie na wodę dla ludności Gdyni i Sopotu pokrywane jest w całości z wód podziemnych. Inaczej przedstawia się sytuacja w Gdańsku; tam bowiem blisko 42% tego zapotrzebowania pokrywane jest z ujęcia wód powierzchniowych w Straszynie i ujęcia drenażowego w Pręgowie.

Wodonośne struktury Żuław Gdańskich, Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego i Pradoliny Kaszubskiej dostarczają średnio ponad 4200 m^3/h wody dla całej aglomeracji trójmiejskiej. Pozostałe 1600 m^3/h pochodzi z ujęć komunalnych położonych w strefie krawędziowej Pojezierza Kaszubskiego.

Na omawianym terenie zatwierdzono zasoby dyspozycyjne wód podziemnych dla Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego i Żuław Gdańskich oraz strefy krawędziowej Pojezierza Kaszubskiego. Na obszarze Pradoliny Kaszubskiej oraz Pradoliny Łeby i Redy obowiązują zasoby eksploatacyjne o charakterze regionalnym (tab. 4).

Największe rezerwy wód podziemnych istnieją w strukturach wodonośnych Pradoliny Łeby i Redy, gdzie aktualna ich eksploatacja nieznacznie wykorzystuje dostępne zasoby. Między innymi z tego względu jest to obszar perspektywiczny dla rejonu Trójmiasta. W najbliższej przyszłości zapotrzebowanie na wody podziemne Trójmiasta zapewnią obszary zasobowe wyznaczone w granicach administracyjnych aglomeracji i w sąsiadujących z nią gminach.

Tabela 2

Wybrane informacje o aglomeracji trójmiejskiej

Powierzchnia		490,5 km^2
Ludność (2004 r.)		841 100
Pobór (średni dobowy z 2004 r.)	komunalny	129 041 m^3/d
	przemysłowy	41 096 m^3/d
Zaopatrzenie w wodę (2004 r.)	ujęcia wód powierzchniowych	25%
	ujęcia wód podziemnych	75%
Zasoby wód podziemnych		502 440 m^3/d (w tym 264 000 m^3/d zasobów eksploatacyjnych tzw. regionalnych Pradoliny Kaszubskiej i Pradoliny Łeby i Redy)
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego	niezbędne	15 616 m^3/d,
	minimalne	7808 m^3/d
Specyficzny problem aglomeracji		Zagrożenie powodzią odlądową i odmorską.

Tabela 3

Zestawienie wielkości poboru wody w miastach aglomeracji trójmiejskiej

Miasto	Pobór na cele socjalno-bytowe	Pobór przez przemysł	Pobór całkowity	
	tys. m^3/a		tys. m^3/a	m^3/h
wody podziemne				
Gdynia (z Rumią i Redą)	15 600	5400	21 000	2397
Sopot	4 200	800	5000	571
Gdańsk	14 700	7000	21 700	2477
Razem	34 500	13 200	47 700	5445
wody powierzchniowe i drenaż				
Straszyn	10 500	1400	11 900	1358
Pręgowo	2100	400	2500	285

Tabela 4

Zestawienie dostępnych zasobów wód podziemnych w aglomeracji trójmiejskiej

Rejon hydrogeologiczny	Dostępne zasoby wód podziemnych [m^3/h]	Wykorzystanie dostępnych zasobów [%]	Uwagi
Taras Sopocko-Wrzeszczański i Żuławy Gdańskie	5970	41	zasoby dyspozycyjne
Pradolina Kaszubska	6500	ok. 30	zasoby eksploatacyjne regionalne
Strefa krawędziowa Pojezierza Kaszubskiego	3965	32	zasoby dyspozycyjne
Pradolina Łeby i Redy	4500	ok. 3	zasoby eksploatacyjne regionalne

Chemizm wód podziemnych

Skład chemiczny wód podziemnych występujących w rejonie Trójmiasta jest charakterystyczny dla młodoglacjalnych rejonów pojeziernych Polski północnej (Pruszkowska, 2004). Są to najczęściej wody typu typu HCO_3–Ca, słabo zmineralizowane, przy czym sucha pozostałość najczęściej nie przekracza 500 mg/dm^3. W strefie drenażu na obszarze Żuław Gdańskich zaznacza się udział jonów Cl^- i Na^+ pochodzących z ascenzji wód zmineralizowanych i ingresji słonych wód morskich (Kozerski, Pruszkowska, 1996). Zmienność składu chemicznego w systemie obiegu wód przedstawiono w tabeli 5.

Jakość wód podziemnych w rejonie Trójmiasta jest znacznie zróżnicowana. Decydują o tym warunki występowania i system ich obiegu oraz zmiany hydrodynamiczne i obecność ognisk zanieczyszczeń na powierzchni. Jednym z głównych czynników ograniczających możliwość eksploatacji wód podziemnych w strefie nadmorskiej jest zasolenie. Podwyższone zawartości jonu chlorkowego (powyżej 250 mg/dm^3) występują na Tarasie Sopocko-Wrzeszczańskim, na wyspie Ostrów i w jej najbliższym otoczeniu oraz na Żuławach Gdańskich wzdłuż Martwej Wisły (Kozerski, Kwaterkiewicz, 1984). W północnej i centralnej części Żuław Gdańskich zauważa się również podwyższone zawartości fluorków: od 0,35 do 0,45 mg/dm^3 w poziomie plejstoceńskim, natomiast w poziomie kredowym lokalnie nawet do 5,5 mg/dm^3. Anomalia fluorkowa występująca w wodach podziemnych w rejonie Gdańska nie jest skutkiem zmian antropogenicznych. Jej genezę należy wiązać ze środowiskiem skalnym, w którym występują wody podziemne (Kozerski i in., 1987). Innym czynnikiem obniżającym jakość wód plejstoceńskiego poziomu wodonośnego są podwyższone zawartości związków żelaza i manganu. Nie stanowią one jednak zanieczyszczeń antropogenicznych, lecz są naturalnym składnikiem wód podziemnych. Z uwagi na wyżej wymienione czynniki w strefach drenażu wody można zaliczyć najczęściej do klasy IIb. W strefie krawędziowej Pojezierza Kaszubskiego wody plejstoceńskich poziomów wodonośnych są słabo zmineralizowane (sucha pozostałość najczęściej nie przekracza 300 mg/dm^3), a jony chlorkowe występują zwykle w stężeniach 5–15 mg/dm^3. Koncentracja związków żelaza i manganu jest zróżnicowana, najczęściej jednak nie

Tabela 5

Typy wód w gdańskim systemie wodonośnym

Piętro wodonośne/ poziom wodonośny	Strefa zasilania	Strefy drenażu	
	Pojezierze Kaszubskie	Pradolina Kaszubska	Żuławy Gdańskie i Taras Sopocko-Wrzeszczański
Plejstoceński	HCO_3–Ca	HCO_3–Ca	HCO_3–Ca, HCO_3–Na–Ca, HCO_3–Na, HCO_3–Cl–Ca–Na, Cl–Na
Mioceński i oligoceński	HCO_3–Ca HCO_3–Ca–Na	HCO_3–Ca	HCO_3–Ca, HCO_3–Ca–Na
Kredowe	HCO_3–Na HCO_3–Ca	HCO_3–Ca	HCO_3–Na, HCO_3–Na–Ca, HCO_3–Cl–Ca

przekracza odpowiednio 2,0 i 0,1 mg/dm^3. Są to zatem wody dobrej i średniej jakości (klasy IIa i IIb), wymagające prostego uzdatniania.

Jakość wód występujących w utworach miocenu i oligocenu jest zbliżona do jakości wód plejstoceńskich. Dominuje klasa IIa i IIb. Wody wymagają prostego uzdatniania z uwagi na podwyższone zawartości związków żelaza i manganu. Cechuje je również niska zawartość jonu chlorkowego (ok. 15 mg/dm^3). Tylko w rejonie wyspy Ostrów (południowy skraj Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego), w ujęciach stoczniowych, zasolenie jest zdecydowanie większe.

O jakości wód podziemnych gdańskiego zbiornika górnokredowego oraz ich wykorzystaniu decydują przede wszystkim zawartości związków żelaza, stężenie jonu fluorkowego, amoniaku i obecność siarkowodoru. Na przeważającym obszarze występują wody bardzo dobrej i dobrej jakości wymagające prostego uzdatniania. Wody niższej klasy stwierdzono tylko we wschodniej części Żuław Gdańskich z uwagi na stężenie jonów chlorkowego i fluorkowego (Kozerski i in., 1987) oraz w przykrawędziowej części Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego i Żuław Gdańskich, gdzie występują podwyższone zawartości amoniaku.

Wody mineralne

W rejonie Trójmiasta wody mineralne zostały rozpoznane w utworach wodonośnych triasu (pstry piaskowiec) na głębokości 877 m (Płochniewski, 1973). Poziom ten ma regionalne rozprzestrzenienie i jest dość dokładnie rozpoznany w rejonie gdańskim. Obecnie wody tego poziomu są ujmowane w Sopocie i zaliczono je do wód leczniczych. Są to wody chlorkowo-sodowe, bromkowe, jodkowe, borowe o temperaturze (na wypływie) 18,5^{o}C. Zasoby eksploatacyjne wynoszą 44 m^3/h, przy samowypływie na rzędnej 2,2 m n.p.m.

Zagrożenia wód podziemnych

Najbardziej zagrożone są plejstoceńskie poziomy wodonośne występujące na obszarze nizin nadmorskich, tj. w Pradolinie Kaszubskiej, na Tarasie Sopocko-Wrzeszczańskim oraz w zachodniej części Żuław Gdańskich. Dominuje tutaj bardzo wysoki i wysoki stopień zagrożenia, gdyż brakuje naturalnej warstwy izolacyjnej. Zwierciadło wody występuje płytko, najczęściej na głębokości od 0 do 15 m. W związku z tym odporność poziomu wodonośnego na przenikanie zanieczyszczeń z powierzchni jest bardzo słaba. Zagrożenie stanowią pobliskie tereny zurbanizowane i uprzemysłowione, a także zanieczyszczone wody cieków oraz zasolone wody kanałów stoczniowych i portowych. Do obiektów potencjalnie zagrażających wodom podziemnym należą: porty i stocznie w Gdyni i Gdańsku, Zespół Elektrociepłowni Wybrzeże w Gdańsku i w Gdyni wraz ze składowiskami pyłów, popiołów i żużli paleniskowych w Rewie, Letnicy i Przegalinie, zakłady przemysłu chemicznego: Fosfory, Siarkopol, Rafineria Gdańska, obiekty magazynowania paliw, oczyszczalnie ścieków i składowiska odpadów przemysłowych. Poważnym zagrożeniem dla wód podziemnych jest także pas komunikacyjny drogowo-kolejowy, o dużym natężeniu ruchu, przebiegający u podnóża Pojezierza Kaszubskiego na odcinku od Pruszcza Gdańskiego do Sopotu i dalej z Gdyni przez Redę do Wejherowa. Nadmierna eksploatacja wód z ujęć położonych w bezpośredniej bliskości brzegu morskiego i kanałów portowych może doprowadzić do ingresji zasolonych wód z Zatoki Gdańskiej do warstwy wodonośnej. Sytuacja taka wystąpiła w Gdańsku w latach 80. ubiegłego wieku na obszarze położonym wokół Martwej Wisły i kanałów stoczniowych. Z tego powodu zostały zlikwidowane studnie dużego gdańskiego ujęcia komunalnego Grodza Kamienna, eksploatujące plejstoceński poziom wodonośny. W Gdańsku Przegalinie i w rejonie Wisły Śmiałej wody podziemne poziomu plejstoceńskiego są również niezdatne do celów pitnych i przemysłowych ze względu na ich zasolenie. Stanowią one równocześnie zagrożenie dla wód podziemnych w bezpośrednim ich sąsiedztwie oraz dla wód głębszych poziomów.

We wschodniej części Żuław Gdańskich, poza rejonem ujęcia Lipce, plejstoceńsko-holoceński poziom wodonośny przykrywają ciągłą warstwą słabo przepuszczalne osady holoceńskie delty Wisły zbudowane z iłów, mułków i osadów organicznych: namułów i torfów, przewarstwionych piaskami. Równocześnie gęsta sieć rowów melioracyjnych utrudnia tu infiltrację zanieczyszczeń do czwartorzędowego piętra wodonośnego. Czynniki te powodują, że przeważa średni i niski stopień zagrożenia.

Zagrożenie wód podziemnych na Pojezierzu Kaszubskim jest zróżnicowane. Przeważa niski i bardzo niski stopień z uwagi na obecność utworów izolujących w nadkładzie warstwy wodonośnej oraz nieliczne ogniska zanieczyszczeń. Wyjątkiem są obszary zwartej zabudowy mieszkaniowej w zachodnich dzielnicach Gdańska i Gdyni, gdzie płytkie wody poziomów plejstoceńskich mogą być podatne na presje antropogeniczne.

Wody podziemne miocenu i oligocenu na ogół są chronione od powierzchni ciągłą serią osadów słabo przepuszczalnych plejstocenu i oligocenu i z tego względu są one praktycznie odporne na wpływ zanieczyszczeń z powierzchni. Jedynym zagrożeniem dla jakości tych wód może być ich nadmierna eksploatacja, co może zainicjować infiltrację zasolonych wód powierzchniowych oraz z poziomu plejstoceńskiego (rejon Zespołu Elektrociepłowni Wybrzeże w Gdańsku).

Z uwagi na znaczną miąższość kompleksu izolującego, wody kredy są całkowicie wolne od zanieczyszczeń pochodzenia antropogenicznego. Pogorszenie ich jakości może jednak nastąpić w przypadku dopływu wód z obszaru anomalii fluorkowych w wyniku wytwarzania nadmiernych depresji w studniach w trakcie ich eksploatacji.

Istotnym zagrożeniem dotyczącym Żuław Gdańskich mogą być powodzie odlądowe i odmorskie. Główne ich źródło stanowi Wisła, zwłaszcza w czasie, gdy prowadzi „wysoką wodę", oraz Bałtyk w okresie spiętrzeń sztormowych. W przypadku przerwania wałów dotyczy to całych Żuław Gdańskich. Zagrożenie powodziowe również związane jest z wysokimi stanami zimowo-wiosennymi, szczególnie gdy występują spiętrzenia stanów wód Bałtyku i odpływ z kanałów żuławskich jest zahamowany.

Od wielu dziesięcioleci obserwuje się stałą tendencję podnoszenia się poziomu wód Bałtyku w sąsiedztwie polskich wybrzeży. W dalszej perspektywie zjawisko to może stanowić zagrożenie dla obszarów lądowych przylegających bezpośrednio do brzegu morskiego. Według wstępnych ocen dotyczy to części lądu położonej poniżej 2,5 m n.p.m.

Obszary perspektywiczne

Najważniejsze obszary perspektywiczne dla zaopatrzenia w wodę mieszkańców Trójmiasta są położone w jego bezpośrednim sąsiedztwie. Obejmują one strefę krawędziową Pojezierza Kaszubskiego i wschodni odcinek Pradoliny Łeby i Redy.

W **obszarze perspektywicznym „strefa krawędziowa"** Pojezierza Kaszubskiego znaczenie użytkowe mają dwa poziomy wodonośne: plejstoceńsko-mioceński i górnokredowy. Poziom górnokredowy z uwagi na znaczną głębokość zalegania należy uznać jako podrzędne źródło zaopatrzenia. Główny kompleks wodonośny strefy krawędziowej Pojezierza Kaszubskiego zbudowany jest z utworów piaszczystych miocenu, które lokalnie łączą się z osadami piaszczystymi plejstocenu. Występuje on na głębokości ok. 50–100 m. Miąższość warstwy wodonośnej zmienia się od kilku do kilkudziesięciu metrów, a współczynniki filtracji wahają się od 5 m/d na południu i wzdłuż krawędzi wysoczyzny do 26 m/d w części centralnej. Zwierciadło wody jest zwykle napięte i stabilizuje się na rzędnych od ok. 5 m n.p.m. w strefie przykrawędziowej Żuław do 140 m n.p.m. w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego. Zasoby dyspozycyjne tego obszaru sięgają prawie 4000 m^3/h i są aktualnie wykorzystywane w ok. 30%.

Na **obszarze perspektywicznym Pradoliny Łeby i Redy** główny użytkowy poziom wodonośny jest bardzo dobrze wykształcony. Związany jest on z piaszczysto-żwirowymi osadami pradolinnymi, których współczynniki filtracji wahają się od 20 do 50 m/d, a przewodność – od 500 do 3000 m^2/d. Miąższość warstwy wodonośnej przekracza na ogół 25 m. Zwierciadło wody o charakterze swobodnym zalega płytko pod powierzchnią, najczęściej od 1 do 5 m. Istnieje tu możliwość uzyskania ok. 200 m^3/h wody z jednego otworu studziennego. Na wytypowanym obszarze wody podziemne są eksploatowane pojedynczymi studniami; nie ma tu większego ujęcia. We wschodniej części tego obszaru prowadzono wieloletnie badania nad pozyskaniem wód z ujęcia drenażowego Reda III. Możliwości eksploatacyjne przekraczają tu 3000 m^3/h, a dostępne zasoby dla całego obszaru perspektywicznego zostały ustalone na 4500 m^3/h.

PODSUMOWANIE

Aglomeracja trójmiejska leży w obrębie gdańskiego systemu wodonośnego, obejmującego wielopoziomowe struktury wodonośne plejstocenu, neogenu, paleogenu i kredy górnej. Podstawę zaopatrzenia stanowią wody podziemne Żuław Gdańskich i Tarasu Sopocko-Wrzeszczańskiego oraz Pradoliny Kaszubskiej. Całkowity pobór wód podziemnych na potrzeby Trójmiasta w 2003 r.

wynosił 48 mln m^3, z czego 35 mln m^3 przeznaczono na potrzeby ludności. Poważnym źródłem zaopatrzenia aglomeracji gdańskiej w wodę pitną jest ujęcie w Straszynie, skąd czerpie się ok. 12 mln m^3/a wód powierzchniowych.

Wielkość udokumentowanych zasobów wód podziemnych i powierzchniowych jest znacznie większa niż aktualne zapotrzebowanie aglomeracji wyrażone wielkością poboru. Trójmiasto ma wyznaczone obszary perspektywiczne dla lokalizacji ujęć wód podziemnych. Obejmują one strefę krawędziową Pojezierza Kaszubskiego i wschodni odcinek Pradoliny Łeby i Redy.

LITERATURA

BALCER M., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Dzierżążno. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

CHMIELOWSKA U., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Żukowo. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KONDRACKI J., 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

KOZERSKI B., 1988 – Warunki występowania i eksploatacji wód podziemnych w Gdańskim systemie wodonośnym. 4. Ogólnopolskie Symp. „Aktualne problemy hydrogeologii". Wyd. Inst. Morsk. Gdańsk.

KOZERSKI B., 2001 — Praktyczne aspekty regionalizacji hydrogeologicznej. *W:* Współczesne problemy hydrogeologii. Wyd. Sudety, Oficyna Wyd. Oddz. Wrocł. PTTK. Wrocław.

KOZERSKI B., KWATERKIEWICZ A., 1984 — Strefowość zasolenia wód podziemnych a ich dynamika na obszarze delty Wisły. *Arch. Hydrotech.*, **31**, 3: 231–255.

KOZERSKI B., MACIOSZCZYK A., PAZDRO Z., SADURSKI A., 1987 – Fluor w wodach podziemnych rejonu gdańskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **57**.

KOZERSKI B., PRUSZKOWSKA M., 1996 — O pochodzeniu zasolenia wód podziemnych polskiego wybrzeża Bałtyku. *Inż. Morsk. i Geotech.*, **1**. Gdańsk.

KOZERSKI B., SADURSKI A., 1983 – Klasyfikacja hydrogeologiczna strefy brzegowej południowego Bałtyku. Peribalticum III: 27–36. Ossolineum. Gdańsk.

LIDZBARSKI M., 2002 – Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych na obszarze Pradoliny Kaszubskiej. *Prz. Geol.,* **50**, 6.

LIDZBARSKI M., KORDALSKI Z., 2003a – Warunki eksploatacji wód podziemnych oligoceńskiego poziomu wodonośnego w rejonie Gdyni. *W:* Współczesne problemy hydrogeologii. Gdańsk.

LIDZBARSKI M., KORDALSKI Z., 2003b – Występowanie i dynamika trzeciorzędowego piętra wodonośnego w regionie gdańskim. *Ibidem*.

MOJSKI J.E., 1979a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski wraz z objaśnieniami, 1:50 000, ark. Gdańsk. Inst. Geol. Warszawa.

MOJSKI J.E., 1979b – Szczegółowa mapa geologiczna Polski wraz z objaśnieniami, 1:50 000, ark. Gdynia. Inst. Geol. Warszawa.

MOJSKI J.E., 1981 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski wraz z objaśnieniami, 1:50 000, ark. Pruszcz Gdański. Inst. Geol. Warszawa.

ORŁOWSKI R., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Rumia. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PIKIES R., 1999 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski wraz z objaśnieniami, 1:50 000, ark. Żukowo. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PIKIES R., ZALESZKIEWICZ R., 1997 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski wraz z objaśnieniami, 1:50 000, ark. Rumia. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PŁOCHNIEWSKI Z., 1973 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód mineralnych z utworów triasu w Sopocie. Inst. Geol. Warszawa.

PRUSSAK W., 1994 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski wraz z objaśnieniami, 1:50 000, ark. Wejherowo. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PRUSSAK W., 1997 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Wejherowo. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PRUSZKOWSKA M., 2004 – Hydrogeochemia wód podziemnych z utworów czwartorzędu Pojezierza Kaszubskiego. Wyd. Pol. Gdańskiej. Monografie, **51**. Gdańsk.

SADURSKI A., 1985 – Warunki hydrogeochemiczne utworów kredowych w rejonie Gdańska. *Kwart. Geol.*, **29**, 2: 405–418.

SADURSKI A., 1989 – Górnokredowy system wód podziemnych Pomorza Wschodniego. *Zesz. Nauk. AGH,* **46**.

UŚCINOWICZ S., 1998a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Pruszcz Gdański. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

UŚCINOWICZ S., 1998b – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Gdańsk. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WARSZAWA

Agnieszka **KOWALCZYK**
Zbigniew **NOWICKI**

INFORMACJE OGÓLNE

Od 2002 r. Warszawa jest jedną gminą podzieloną na 18 dzielnic: Śródmieście, Żoliborz, Bielany, Bemowo, Wola, Ochota, Włochy, Ursus, Mokotów, Ursynów, Wilanów, Praga Północ, Praga Południe, Białołęka, Targówek, Wawer, Rembertów i Wesoła. Jest stolicą Polski i województwa mazowieckiego oraz największym w kraju ośrodkiem naukowo-kulturalnym. Powierzchnia miasta wynosi 516,9 km^2. Oficjalnie liczy 1 692 854 mieszkańców (dane GUS, 2005). Dalsze kilkadziesiąt tysięcy dojeżdża codziennie do pracy. Tak duża gęstość zaludnienia (3275 mieszkańców/km^2) oraz szereg ośrodków przemysłu maszynowego, elektrotechnicznego, elektronicznego, precyzyjnego, metalowego, chemicznego, poligraficznego, odzieżowego, spożywczego, materiałów budowlanych i hutnictwa przyczynia się do ogromnego zapotrzebowania na wodę. Warszawa usytuowana jest na obszarze dwóch Głównych Zbiorników Wód Podziemnych, jednak w strukturze zaopatrzenia mają one obecnie podrzędne znaczenie. Stolica bowiem zaopatrywana jest głównie z ujęć wód powierzchniowych (fig. 1).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Obszar Warszawy położony jest nad środkową Wisłą i wchodzi w skład trzech mezoregionów fizycznogeograficznych ukształtowanych w neogenie (Kondracki, 2000). Większa jego część usytuowana jest w centrum Kotliny Warszawskiej, natomiast część południowo-zachodnia na Równinie Warszawskiej. Nieznaczny, skrajny fragment prawobrzeżnej Warszawy należy do Równiny Wołomińskiej.

Głównymi jednostkami geomorfologicznymi w obrębie Warszawy są:

– dolina Wisły z tarasami nadzalewowymi (kampinoskim, praskim, falenickim i otwockim) i zalewowymi, charakteryzująca się asymetrią i znacznym zróżnicowaniem morfologicznym;

– zdenudowana wysoczyzna polodowcowa, w której wyróżniono kemy, pagórki akumulacji szczelinowej i zagłębienia po martwym lodzie;

– zdenudowany taras erozyjno-akumulacyjny warszawsko-błoński (pradolina Wisły).

Najwyżej położony obszar Warszawy, wznoszący się ok. 110 m n.p.m., znajduje się w zachodniej części miasta i związany jest z wysoczyzną polodowcową. Kulminacja sięgająca nieco ponad 115 m n.p.m. zlokalizowana jest na obszarze dzielnicy Wola. Najniżej położone jest koryto Wisły (ok. 75 m n.p.m. przy północnej granicy miasta). Deniwelacje ukształtowania terenu w obrębie miasta sięgają 40 m. Lokalnie, w rejonie Bielan, stromy brzeg Wisły osiąga wysokość ok. 20 m.

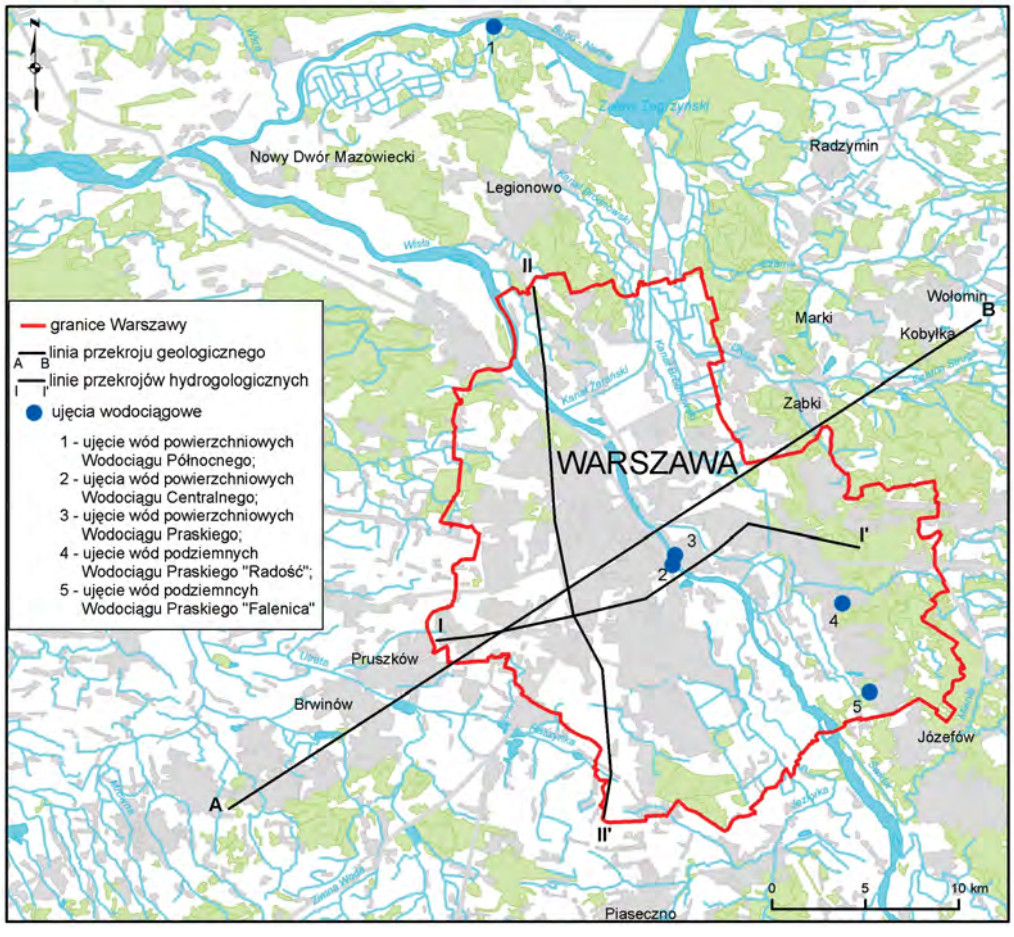

Fig. 1. Położenie obszaru Warszawy

Hydrografia

Obszar Warszawy należy do zlewni środkowej Wisły. Jej długość w administracyjnych granicach miasta wynosi ok. 31 km. Koryto rzeki o przebiegu z południowego wschodu na północny zachód dzieli stolicę na część lewobrzeżną i prawobrzeżną. Na południu i częściowo na północy został zachowany naturalny układ rzeki z rozszerzoną strefą korytową, wyprostowaną linią brzegową i piaszczystymi wyspami pokrytymi roślinnością. Szerokość koryta Wisły zmienia się od 350 m na wysokości Zamku Królewskiego, przez typową szerokość na odcinku śródmiejskim wynoszącą 500 m, do ok. 1000 m w południowej części miasta. Średni przepływ wody w Wiśle na terenie Warszawy wynosi 570 m^3/s, natomiast podczas niskich stanów może zmniejszyć się do

100 m^3/s. Roczna różnica poziomów wody w Wiśle wynosi na ogół 4–5 m, maksymalnie dochodzi do 8 m. Spadek dna Wisły w granicach Warszawy jest nieregularny. W części południowej miasta wynosi 0,28‰, zaś w części północnej 0,24‰ (Kuźniar, Kwietniewski, 2006) .

Obszar Warszawy odwadniany jest ciekami naturalnymi lub sztucznymi bezpośrednio do Wisły lub jej dopływów. Południowa część odwadniana jest przez jej lewobrzeżny dopływ, Wilanówkę. Zbiera ona wody z Potoku Służewieckiego, który zasilany jest przez Rów Powsiński i Natoliński. Północna część miasta odwadniana jest przez prawobrzeżne dopływy Wisły: rzekę Buchnik (Kanał Henrykowski) i rzekę Długą (Kanał Markowski) oraz Kanał Żerański, który łączy Długą z Wisłą. Na pozostałym obszarze sieć hydrograficzna ograniczona jest do paru niewielkich cieków, przeważnie sztucznych, związanych z melioracją. Są to kanały: Nowy, Bródnowski, Kamionkowski (Gocławski), Nowa Ulga, Zagoździański i Rów Miedzeszyński w obrębie prawobrzeżnej Warszawy oraz Kanał Młociński, Lipkowska Woda, Kanał Piaseczyński, rzeka Rudawka – na terenie Warszawy lewobrzeżnej (Mapa podziału hydrograficznego, 2005).

W dolinie Wisły występują liczne starorzecza wypełnione wodą oraz tzw. jeziorka w zagłębieniach bezodpływowych różnej genezy, np. Jeziorko Czerniakowskie i Gocławskie. Na obszarze Warszawy znajduje się także kilkadziesiąt niewielkich sztucznych zbiorników w postaci glinianek i stawów, a ponadto rowy melioracyjne o łącznej długości ok. 150 km oraz grunty rolne (ok. 1000 ha) objęte urządzeniami drenarskimi.

W analizie przebiegu cieków wodnych istotne znaczenie mają warunki fizjograficzne, które na znacznej części miasta należy ocenić jako bardzo złożone. Wpływają na to płaskie ukształtowanie większości terenu oraz skomplikowane warunki hydrogeologiczne. Często trudno określić przebieg działów wodnych.

Obecny układ hydrograficzny Warszawy jest w istotny sposób zmieniony przez zabudowę. Większość rzek, przepływających kiedyś przez miasto i mających dla Warszawy duże znaczenie, zniknęła zasypana w wyniku chaotycznej urbanizacji, która niestety zdecydowanie dominowała w historii miasta nad rozsądnym komponowaniem przestrzeni. Warto przypomnieć, że okolice dzisiejszego Muzeum Kolejnictwa (dawny Dworzec Główny) były ongiś obszarem źródliskowym, z którego bifurkacyjnie wypływały dwie rzeki: na wschód wzdłuż ul. Nowogrodzkiej i Żurawiej płynęła Żurawka, natomiast na północ wzdłuż ul. Okopowej płynęła Drna, wpadająca do Wisły w rejonie dzisiejszego Mostu Gdańskiego. W rejonie ul. Bagno brała początek rzeczka Bełcząca, tworząca szereg niewielkich kaskad w swoim odcinku ujściowym do Wisły, w rejonie obecnej Mennicy Państwowej (Nowicki, 2000). Było jeszcze wiele innych rzek oraz cieków i, gdyby obecnie istniały, stanowiłyby wielką ozdobę Warszawy.

Zarys budowy geologicznej

Warszawa położona jest w centralnej części niecki mazowieckiej na wschód od linii TESZ (*Trans-European Suture Zone*). Podłoże krystaliczne na obszarze niecki występuje na głębokości dochodzącej do 9 km, choć lokalnie leży na głębokości rzędu 2–3 km. Na skałach podłoża krystalicznego spoczywają osady paleozoiku i mezozoiku, które tworzyły się w warunkach sedymentacji morskiej.

Szkic budowy geologicznej rejonu Warszawy przedstawiony na figurze 2 obejmuje okres od kredy górnej do holocenu. Wynika to z faktu, że w centralnej części regionu mazowieckiego zwykłe wody podziemne, a więc wody słodkie, występują w utworach pochodzących właśnie z tego przedziału czasowego. Poniżej, w osadach mezozoiku i paleozoiku stwierdzane są wody o mineralizacji od kilku do kilkuset g/dm^3.

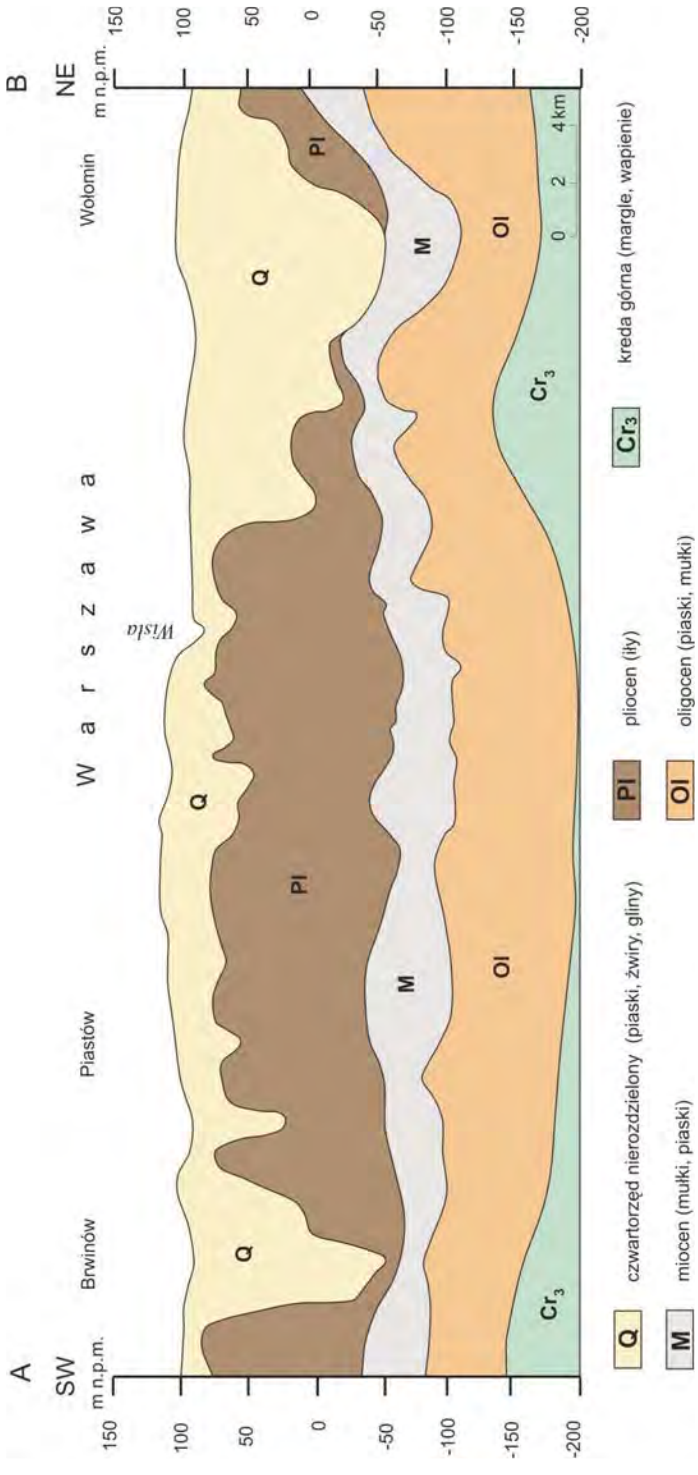

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B przez rejon Warszawy (lokalizacja na fig. 1)

W rejonie Warszawy utwory kredy górnej kończące sedymentację mezozoiczną to głównie wapienie margliste i organogeniczne, glaukonitowe margle piaszczyste, wapniste gezy, margliste opoki z glaukonitem, zaś na wschód od miasta również kreda pisząca (Krassowska, 1975, 1977; Marek, 1983). Miąższość tych utworów, utworzonych w stosunkowo płytkim zbiorniku sedymentacyjnym, wynosi ok. 800 m. Na utworach kredy górnej lokalnie występują, zaledwie kilkumetrowej miąższości, margle piaszczyste i gezy wapniste paleocenu (Krassowska, 1974).

Utwory oligocenu, osiągające miejscami miąższość 80 m, reprezentowane są głównie przez kwarcowe piaski drobnoziarniste i pylaste z glaukonitem oraz pyły i iły. Utwory te, zwane również oligoceńską formacją glaukonitową (Lewiński, 1921; Samsonowicz, 1942; Łyczewska, 1958 i in.), są charakterystyczne dla płytkiego morza. W Warszawie występują na głębokości 220–240 m.

Na piaszczystej serii glaukonitowej oligocenu występuje formacja brunatnowęglowa miocenu, zwana w starszych opracowaniach formacją lignitową (Lewiński, 1921). Utwory te wykształcone są w postaci nawzajem przeławicających się piasków, z reguły drobnoziarnistych i pylastych, oraz mułów, iłów i węgli brunatnych.

Piaszczysto-węgliste utwory miocenu przykryte są ilastymi osadami pliocenu, wykształconymi w facji tzw. iłów pstrych. Miąższość ich na obszarze lewobrzeżnej Warszawy dochodzi do 165 m, natomiast w obrębie prawobrzeżnej (i dalej na wschód) są silnie zredukowane aż do całkowitego ich braku (fig. 2). Zmienność ta związana jest z występowaniem licznych i głębokich wcięć erozyjnych oraz glacitektonicznych wyciśnięć iłów pliocenu w kierunku powierzchni, rozpoznanych m.in. w rejonie Warszawy i Pruszkowa.

Ilaste osady pliocenu kończące sedymentację neogeńską przykryte są utworami czwartorzędowymi. Są to osady typowe dla zlodowaceń kontynentalnych mających zmienny zasięg. Akumulacja lodowcowa, wodnolodowcowa oraz w zbiornikach przed czołem lądolodu (procesy typowe dla glacjałów) pozostawiły po sobie gliny zwałowe, wodnolodowcowe piaski i żwiry oraz piaski, iły i mułki zastoiskowe. Z okresów interglacjalnych, kiedy dominowała akumulacja i erozja rzeczna oraz denudacja, pozostały piaski, żwiry i mułki rzeczne oraz żwiry, głazy i piaski rezydualne. Z glacistadiału wkry pochodzą iły warwowe, które utworzyły się w obrębie zastoiska warszawskiego zajmującego wówczas centralną część niecki mazowieckiej.

Cechą szczególną utworów czwartorzędowych na obszarze miasta jest ich zróżnicowana miąższość. Po stronie lewobrzeżnej zmienia się od ok. 10 do kilkudziesięciu metrów w najgłębszych wcięciach erozyjnych i dolinach kopalnych, natomiast po stronie lewobrzeżnej średnio jest większa i wynosi zazwyczaj ok. 40–60 m, a w części północno-wschodniej nawet 100 m.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

Według podziału regionalnego zwykłych wód podziemnych Polski (Paczyński, 1995) obszar Warszawy znajduje się w obrębie regionu mazowieckiego. Występują tu dwa piętra wodonośne o charakterze użytkowym: czwartorzędowe, częściowo związane z utworami zbiornikowymi wchodzącymi w skład GZWP nr 222 – Dolina Środkowej Wisły, oraz oligoceńskie, związane z GZWP nr 215A – Subniecka Warszawska – jednostką hydrogeologiczną o charakterze regionalnym (Kazimierski i in., 1998). Charakteryzują się one zróżnicowaną miąższością i różnymi parametrami przewodności pionowej i poziomej. Wody słabo rozpoznanego poziomu kredy górnej

dotychczas nie są ujmowane ze względu na niezbyt korzystne parametry hydrogeologiczne, znaczną mineralizację oraz gorszą dostępność w stosunku do wód pięter wyższych (fig. 3).

Wodonośne piętro czwartorzędowe występuje na obszarze całego miasta i na większej jego części pełni rolę głównego użytkowego poziomu wodonośnego. Na pozostałym terenie stanowi podrzędny użytkowy poziom wodonośny. Jedynie strefy Śródmieścia i Pragi, ze względu na złą jakość wód, uznano za pozbawione tego piętra. Decydujące znaczenie dla wykształcenia się wodonośnych osadów czwartorzędowych miało ukształtowanie stropu pliocenu, wynikające z nakładających się procesów erozji i glacitektoniki.

W obrębie wysoczyzny, która obejmuje przeważającą część lewobrzeżnej Warszawy, główny poziom związany jest z osadami wodnolodowcowymi zlodowaceń środkowopolskich i południowopolskich (oraz preglacjału). Obszar wysoczyzny w granicach miasta dzieli się na część wschodnią o wielowarstwowym poziomie wodonośnym i część zachodnią z jedną warstwą wodonośną. Występujące w części wschodniej przeważnie dwie warstwy wodonośne, a lokalnie na południowym wschodzie trzy, pozostają w więzi hydraulicznej, przy czym ku północy mogą łączyć się w jedną warstwę (fig. 4).

Główny użytkowy poziom wodonośny w obrębie wysoczyzny występuje przeważnie na głębokości 10–50 m, a jego miąższość i wydajność potencjalna wykazują znaczne zróżnicowanie: odpowiednio od 10 do ok. 20 m i od 10 do 90 m^3/h (na ogół 30–70 m^3/h). Zróżnicowanie to wynika w dużym stopniu ze znacznej zmienności wykształcenia litologicznego – od piasków pylastych przez piaski o różnej granulacji do żwirów.

Pozostały obszar Warszawy znajduje się w zasięgu doliny Wisły, gdzie w obrębie piętra czwartorzędowego warunki hydrogeologiczne są korzystniejsze niż na wysoczyźnie. Cała prawobrzeżna Warszawa i południowa część Wilanowa charakteryzują się bardzo korzystnymi parametrami wodonośnymi utworów czwartorzędowych i należą do zbiornika wód podziemnych GZWP nr 222 – Dolina Środkowej Wisły. W obrębie doliny stwierdzono warstwę wodonośną w osadach zlodowacenia północnopolskiego i środkowopolskiego. Pełni ona tutaj rolę głównego użytkowego poziomu wodonośnego. W kierunku wschodnim poziom ten miejscami jest dwuwarstwowy i, oprócz wspomnianych wyżej utworów, budują go osady interglacjału mazowieckiego i preglacjału. W przegłębieniach doliny kopalnej, biegnącej od okolic Zielonki–Ossowa po Miedzeszyn, poza granicami miasta, udokumentowano także trzecią warstwę. Wykształcona jest ona w ośrodku porowym utworzonym z osadów zlodowacenia południowopolskiego i interglacjału kromerskiego. Trzy wymienione warstwy wodonośne pozostają w ścisłej więzi hydraulicznej. Na tarasach nadzalewowym i zalewowym Wisły swobodne zwierciadło wody głównego użytkowego poziomu wodonośnego stwierdza się na głębokości do 5 m. Miąższość warstwy wodonośnej (czasem rozdzielonej wkładką iłów warwowych lub glin zwałowych) wynosi przeważnie 10–40 m, a na wschód od linii Kawęczyn–Elżbietówek wzrasta do powyżej 40 m. Najkorzystniej pod względem hydrogeologicznym wykształcona jest centralna i wschodnia cześć Kotliny Warszawskiej, a także fragment kopalnej doliny Wisły przebiegającej od Rembertowa przez Anin do Otwocka, gdzie miąższość warstwy wodonośnej (lokalnie trójdzielnej) może dochodzić do 70–80 m, przewodnictwo wodne przekracza 40 m^2/h i wydajność potencjalna studni wierconej >120 m^3/h.

Wodonośny poziom mioceński występuje pod pokrywą iłów plioceńskich, których miąższość na obszarze Warszawy osiąga 160 m. Miąższość warstwy wodonośnej najczęściej wynosi kilkanaście metrów, a lokalnie może dochodzić do 20–40 m. Nie ma on znaczenia użytkowego dla stolicy i nie jest ujmowany, głównie ze względu na wysoką barwę. Jest to również przyczyną znacznie słabszego rozpoznania tego poziomu w porównaniu z poziomem oligoceńskim.

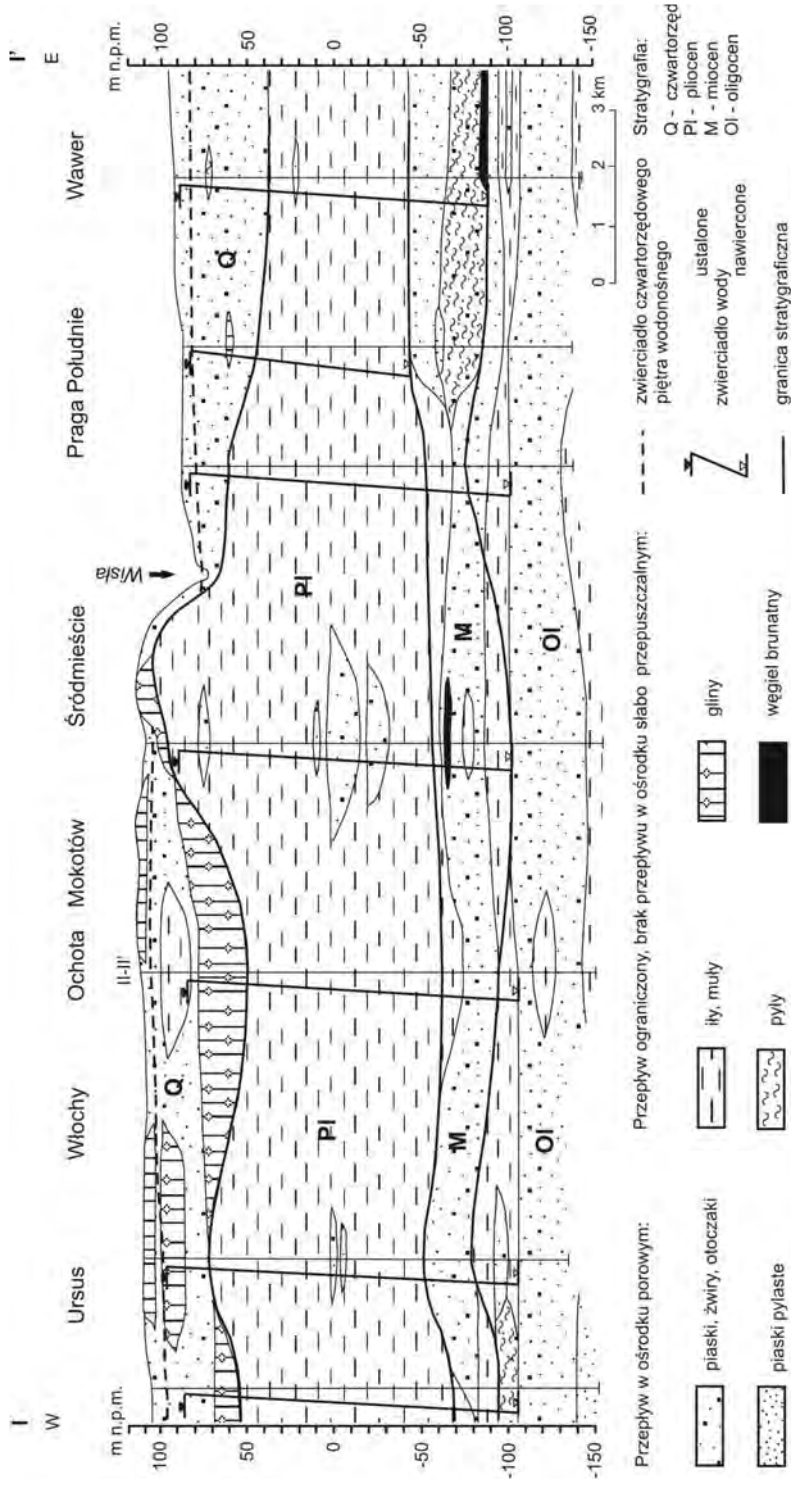

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' przez rejon Warszawy (lokalizacja na fig. 1)

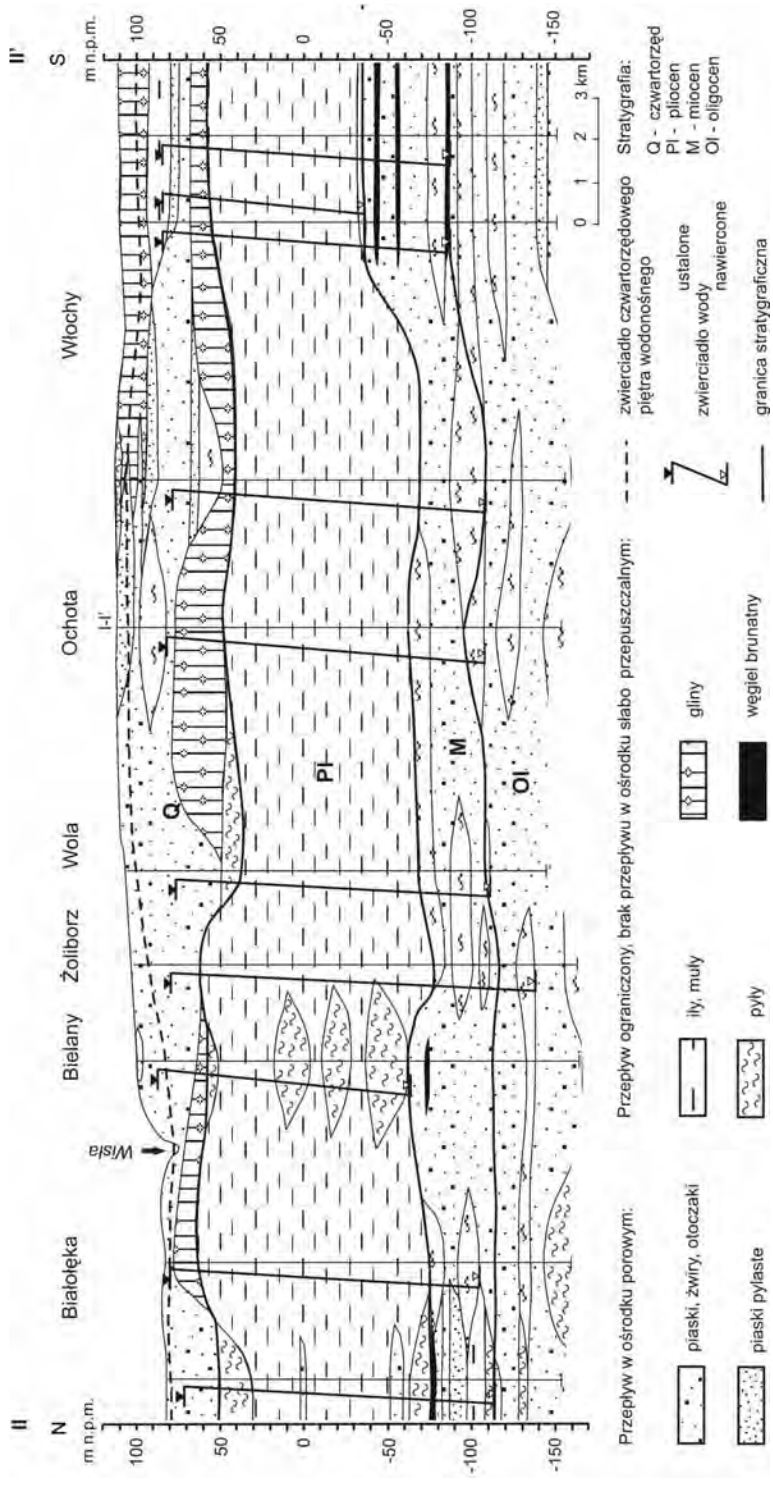

Fig. 4. Przekrój hydrogeologiczny II–II' przez rejon Warszawy (lokalizacja na fig. 1)

Wodonośny poziom oligoceński na obszarze Warszawy związany jest z osadami piaszczystymi i piaszczysto-żwirowymi występującymi na głębokości 200–260 m. Średni współczynnik filtracji wynosi 8 m/d (Macioszczyk, 1985) i zmienia się w poziomie.

Wody w utworach oligocenu w zależności od morfologii powierzchni mają charakter artezyjski lub subartezyjski, przy czym obecnie obserwowany rozkład ciśnień piezometrycznych jest znacznie zmieniony w stosunku do pierwotnego, w wyniku intensywnej eksploatacji wód w rejonie Warszawy i w położonych na zachód i południowy zachód miastach satelitarnych. Przed rozpoczęciem poboru zwierciadło wody w osadach oligocenu stabilizowało się w Warszawie o 20 m wyżej niż średni poziom wody w Wiśle (Łodziński, 1976). Rabunkowa eksploatacja tych wód w latach 70., dochodząca do 50–60 tys. m^3/d, spowodowała, że maksimum depresji leja przekraczało 50 m poniżej powierzchni terenu. W związku z tym w 1977 r. prezydent m.st. Warszawy ustanowił ochronę poziomu oligoceńskiego. Wprowadzono zakaz budowy nowych ujęć dla celów przemysłowych i jednocześnie ograniczono pobór dla tych celów. Przestrzeganie zarządzeń prezydenta Warszawy spowodowało szybką odbudowę ciśnień piezometrycznych i już na początku lat 80. zaobserwowano samowypływy w Wilanowie. Analiza zmian powierzchni piezometrycznej wód podziemnych w utworach oligocenu do roku 1997 przedstawiona została w pracy Bażyńskiego (1997).

Użytkowy poziom oligoceński w rejonie Warszawy występuje na głębokości 170–240 m p.p.t. Charakteryzuje się zmienną miąższością od kilku do ok. 60 m. Wykształcony jest w postaci piasków drobno- i średnioziarnistych z glaukonitem. Przewodność warstwy wodonośnej jest niska i nie przekracza 100 m^2/d. Wydajności potencjalne studni są bardzo zróżnicowane, średnio wynoszą 30–50 m^3/h.

W wyniku prac związanych z opracowaniem Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 i próbą regionalizacji hydrogeologicznej na terenie Warszawy wydzielono pięć jednostek hydrogeologicznych (Cygański, Woźniak, 1997a, b; Mianowski, 1997a, b). W obrębie zbiornika GZWP nr 222 – Dolina Środkowej Wisły, położonego głównie na terenie prawobrzeżnej Warszawy, wyróżniono dwie jednostki hydrogeologiczne:

Jednostka $\frac{\text{a}\mathbf{Q}\text{III}}{\text{Tr}}$ rozciąga się na znacznym obszarze prawobrzeżnej części miasta szerokim pasem od północnych terenów aż poza południowo-wschodnie granice. Związana jest z tarasami akumulacyjnymi Wisły, gdzie występuje pierwszy poziom wodonośny i lokalnie drugi w bezpośredniej więzi hydraulicznej. Swobodne zwierciadło wody występuje na głębokości do 5 m, miejscami nieco głębiej. Najmniejsze miąższości 5–10 m notowane są w strefach płytko stwierdzonych iłów plioceńskich. Maksymalna miąższość znacznie przekracza 20 m, a średnia wynosi 20 m. Podobnie zróżnicowana jest potencjalna wydajność studni od 10–30 do 50–70 m^3/h. W południowo-wschodniej części miasta wydajność potencjalna studzien jest znacznie wyższa i mieści się w przedziałach 70–120 i >120 m^3/h. Brak izolacji stwarza dobre warunki odnawialności zasobów, których moduł określono na 260 m^3/d km^2. Moduł zasobów dyspozycyjnych, stanowiący 90% zasobów odnawialnych, wynosi 234 m^3/d km^2. Jednostka została zaliczona do obszarów o bardzo wysokim stopniu zagrożenia jakości wód podziemnych.

Jednostka $\frac{\text{a}\mathbf{Q}\text{IV}}{\text{Tr}}$ zajmuje najbardziej wysuniętą na wschód część oraz niewielki fragment południowej części Warszawy, rozpościerając się daleko poza granice miasta. Obejmuje swym zasięgiem taras erozyjno-akumulacyjny rzeki. Występują tu zazwyczaj dwa poziomy wodonośne, a w przegłębieniach doliny kopalnej również trzeci w bezpośredniej więzi hydraulicznej. Swo-

bodne zwierciadło wody w zachodniej części jednostki leży na głębokości <5 m, obniżając się ku wschodowi do ok. 10 m. Czasami wody bywają pod minimalnym ciśnieniem hydrostatycznym. Średnia miąższość poziomu wodonośnego tej jednostki wynosi 46 m, osiągając w przegłębieniach doliny kopalnej 70–80 m. Wydajność potencjalną studni określono od 70 do >120 m^3/h. Fragmentaryczna, kilkumetrowej grubości izolacja utworów słabo przepuszczalnych nie ogranicza dobrych warunków odnawialności zasobów, których moduł oszacowano na 350 m^3/d km^2. Moduł zasobów dyspozycyjnych, stanowiący 90% zasobów odnawialnych, wynosi 315 m^3/d km^2. Jednostka została zaliczona do obszarów o bardzo wysokim i wysokim stopniu zagrożenia jakości wód podziemnych.

Po lewobrzeżnej stronie Warszawy wyróżniono cztery jednostki hydrogeologiczne (fig. 5):

Jednostka $\frac{\mathbf{bQI}}{\mathrm{Tr}}$ położona jest w południowo-zachodniej części miasta w obrębie wysoczyzny, gdzie poziom wodonośny występuje na głębokości 15–50 m, lokalnie płycej. Miąższość jest dosyć zróżnicowana, przeważnie wynosi 10–20 m, a przewodność mieści się w dwu przedziałach: 100–200 i 200–500 m^2/d. Wydajność potencjalna studni w północnej części jednostki wynosi 50–70 m^3/h i zmniejsza się stopniowo do 10–30 m^3/h ku południowi, a moduł zasobów dyspozy-

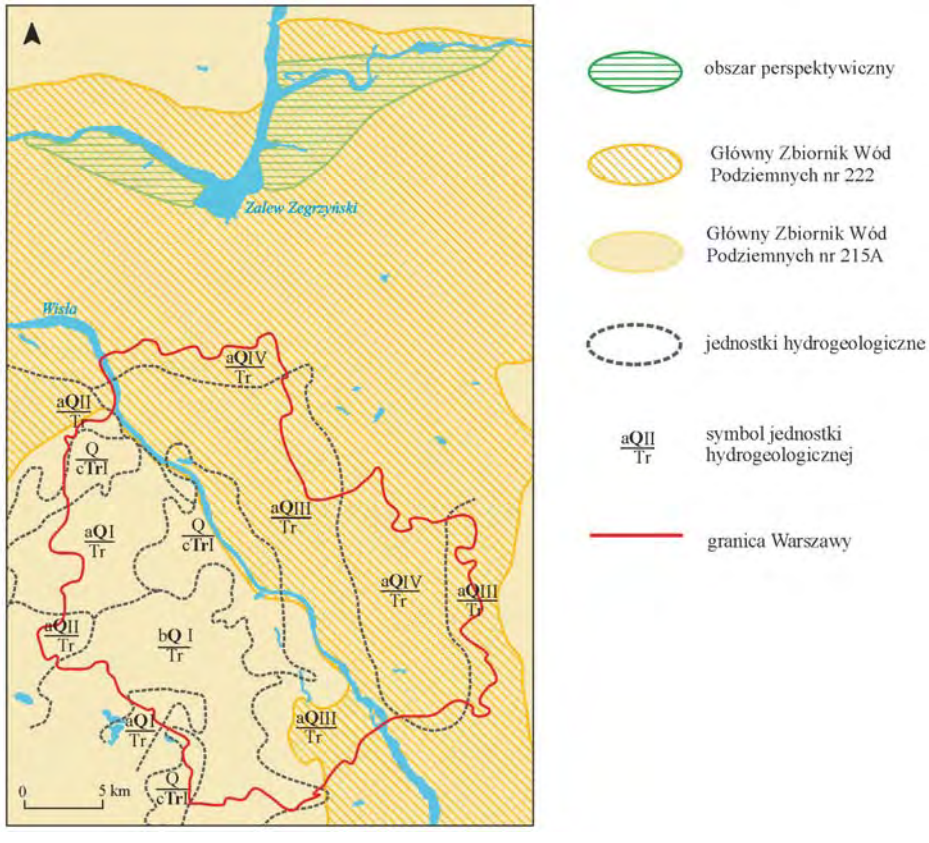

Fig. 5. Mapa warunków hydrogeologicznych w rejonie Warszawy

cyjnych 96 $m^3/d\ km^2$ i stanowi 80% modułu zasobów odnawialnych wynoszącego 120 $m^3/d\ km^2$. Słaba na ogół izolacja o grubości kilkunastu metrów może być miejscami cieńsza. Obszar jednostki zaliczono do terenów o średnim stopniu zagrożenia wód podziemnych. Jedynie w rejonie lotniska Okęcie zagrożenie może osiągać stopień wysoki.

Jednostka $\frac{\mathrm{a}\mathbf{Q}\mathrm{I}}{\mathrm{Tr}}$ obejmuje zachodni fragment miasta i kontynuuje się poza jego granicami. Zajmuje ona wysoczyznę o zróżnicowanej budowie geologicznej. W granicach Warszawy poziom wodonośny zalega generalnie na głębokości 15–50 m. Miąższość jego wynosi przeważnie 10–20 m, lokalnie jest większa. Przewodność mieści się w przedziale 100–200 m^2/d, a potencjalna wydajność studni na ogół 30–70 m^3/h. Poziom wodonośny tej jednostki praktycznie nie ma izolacji. Moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi 98 $m^3/d\ km^2$, co stanowi 70% modułu zasobów odnawialnych. Ze względu na zwartą zabudowę i słabą izolację w obrębie miasta jednostka została zaliczona w przeważającej części do obszarów o bardzo wysokim, a w pozostałej części wysokim stopniu zagrożenia wód podziemnych.

Jednostka $\frac{\mathrm{a}\mathbf{Q}\mathrm{II}}{\mathrm{Tr}}$ na terenie Warszawy została wyróżniona w dwóch miejscach. Pod względem genetycznym i obszarowym są to dwie różne jednostki, natomiast pod względem podobnych parametrów hydrogeologicznych jest to jedna jednostka.

Pierwsza z tych jednostek zajmuje niewielki fragment zachodniej części miasta (rejon Ursusa), wykraczając poza granice Warszawy. Warstwa wodonośna występuje tu na głębokości od kilku do miejscami ponad 15 m. Średnia miąższość w rejonie Ursusa mieści się w przedziale 10–20 m. Potencjalne wydajności studni, w zależności od miąższości warstwy wodonośnej, są na poziomie 30–70 m^3/h. Moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi 180 $m^3/d\ km^2$ i stanowi 90% modułu zasobów odnawialnych. Jednostka ta nie ma izolacji od powierzchni i w związku z tym zaliczono ją do obszarów o bardzo wysokim stopniu zagrożenia wód podziemnych.

Druga ze wspomnianych jednostek obejmuje kampinoski taras Wisły i północną część wysoczyzny. W jej obrębie mieści się Kampinoski Park Narodowy wraz z częścią jego otuliny, na terenie której stwierdzono warstwę wodonośną przeważnie o dobrych parametrach hydrogeologicznych. Chociaż sama jednostka jest dość rozległa, w granicach miasta znajduje się jedynie jej niewielki fragment (południowo-zachodnia Białołęka, Młociny). Warstwa wodonośna, pozbawiona izolacji, występuje na głębokości do 5 m. Miąższość jej zawiera się na ogół w przedziale 15–20 m, a lokalnie przekracza 20 m. Potencjalna wydajność studni waha się od 50 do 70 m^3/h. Określając górny przedział tego parametru dla tego rejonu i całej jednostki, uwzględniono ograniczenia podyktowane warunkami ochrony KPN. Wyraża się to również w oszacowaniu modułu zasobów dyspozycyjnych na 110 $m^3/d\ km^2$, stanowiącego 50% modułu zasobów odnawialnych.

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w rejonie Warszawy

Na terenie Warszawy występują dwa Główne Zbiorniki Wód Podziemnych: GZWP nr 222 – Dolina Środkowej Wisły, związany z wodonośnymi osadami plejstocenu, i GZWP nr 215A – Subniecka Warszawska (część centralna), dotyczący utworów oligocenu (Kleczkowski, 1990).

Zbiornik Dolina Środkowej Wisły ma wysoką odnawialność i zasobność. Zasilany jest głównie przez infiltrację wód opadowych na swoim obszarze oraz dodatkowo przez niewielki lateralny dopływ z Wysoczyzny Siedleckiej. Wody podziemne dopływają do rejonu prawobrzeżnej Warszawy ze wschodu z prędkością szacowaną na 30–100 m/a (Kazimierski i in., 1998). W rejonie

Białołęki kierunek dopływu zmienia się na północno-wschodni. Praktycznie cały obszar GZWP nr 222 pozbawiony jest tu izolacji od powierzchni. Charakteryzuje się on jednolitym wykształceniem litologicznym osadów wodonośnych, o czym świadczą wysokie wartości współczynnika filtracji (przeciętnie ok. 26 m/d). Zmienność warunków hydrogeologicznych, wyrażona zróżnicowanym przewodnictwem wodnym, związana jest ze zróżnicowaną miąższością warstwy wodonośnej w obrębie zbiornika. Na omawianym terenie zaznacza się bardzo wyraźna tendencja wzrostu miąższości utworów wodonośnych w kierunku północnym (od ok. 40 na granicznych terenach południowych stolicy do ok. 100 m na północy miasta). Zbiornik nr 222 obejmuje ponad 50% powierzchni Warszawy (ok. 280 km^2 w granicach miasta) i rozpoznany jest hydrogeologicznie (Kazimierski i in., 1998).

Zasoby poziomu oligoceńskiego GZWP nr 215A oszacowano na ok. 370 000 m^3/d (tab. 1) i nie wystąpiono z wnioskiem o ich zatwierdzenie (Macioszczyk, Kazimierski, 1984). Warszawa leży w centralnej części zbiornika, którego obszar rozciąga się znacznie poza granice miasta.

Tabela 1

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych na terenie Warszawy (według stanu na dzień 31 marca 2006 r.)

GZWP	Powierzchnia [km^2]	Wiek utworów wodonośnych	Typ ośrodka	Szacunkowe zasoby dyspozycyjne [tys. m^3/d]
215A – Subniecka Warszawska (część centralna)	14 928	oligocen	porowy	372 146
222 – Dolina Środkowej Wisły (Warszawa–Puławy)	2674	plejstocen	porowy	616 680

Schemat przepływu wód podziemnych

Szczególnie istotnym zagadnieniem przy badaniu pochodzenia i krążenia wód podziemnych są regionalne kierunki przepływu. W przypadku oligoceńskiej warstwy wodonośnej tradycyjny schemat krążenia wód podziemnych na obszarze niecki mazowieckiej zakładał przepływ z południowego wschodu ku północnemu zachodowi, przyjmując na tych kierunkach odpowiednio: główną strefę zasilania i główną strefę drenażu (Samsonowicz, 1942; Paczyński i in., 1962; Łodziński, 1976; Macioszczykowa, 1979, 1980 i in.).

Macioszczyk (1985), nie negując występowania tak przyjmowanego kierunku przepływu, stwierdził na podstawie badań modelowych, iż zarówno zasilanie, jak i drenaż na peryferiach niecki mazowieckiej mają podrzędne znaczenie, natomiast o dopływie wód do utworów oligoceńskich i miocenu decyduje przesiąkanie przez słabo przepuszczalny kompleks pliocenu, przy czym podstawowy drenaż tych utworów występuje w strefach dolin większych rzek, zwłaszcza Wisły w rejonie tarasu kampinoskiego.

Wykonane w ostatnich latach badania izotopowe oraz analiza paleohydrogeologiczna (Nowicki, 1999, 2001) wykazały, że w utworach oligocenu na obszarze Warszawy lewobrzeżnej występują wody podziemne wieku powyżej 70 tys. lat, przy czym dopływ następuje z zachodu i z południowego zachodu. Na wschód od Wisły wody w osadach oligocenu są znacznie młodsze, a ich wiek szacuje się na 2–3 tys. lat (dopływ ze wschodu). Na linii Wisły i dalej na północ aż do Zalewu Zegrzyńskiego jest strefa drenażu wód z utworów oligocenu (fig. 6).

Przepływy wód podziemnych w obrębie utworów czwartorzędowych na terenie Warszawy wynikają z drenującego charakteru Wisły i ogólnie skierowane są ku rzece.

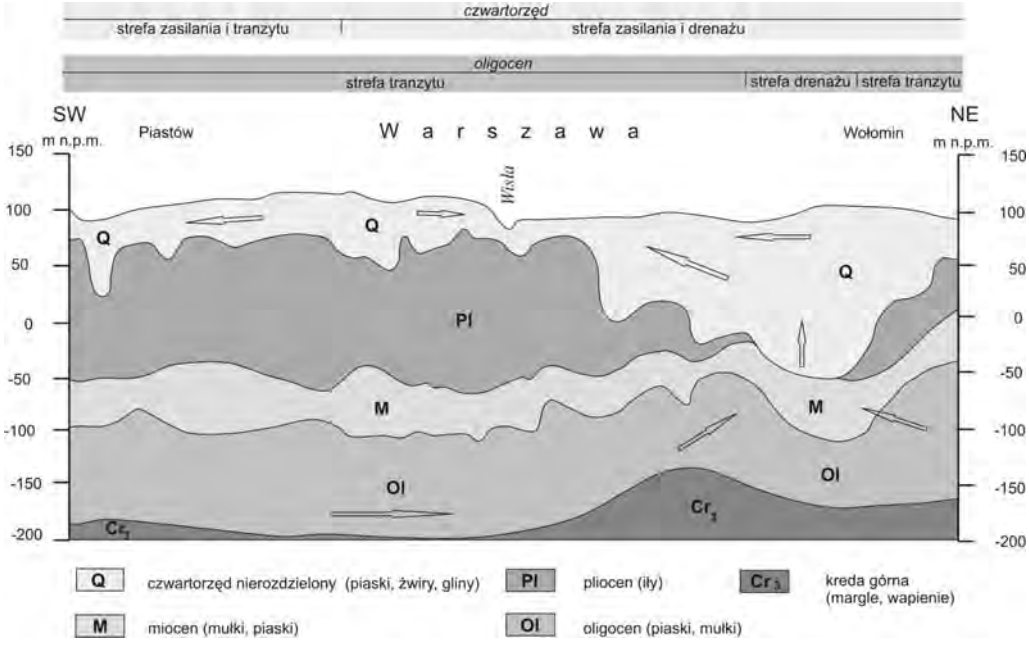

Fig. 6. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym w rejonie Warszawy

Zaopatrzenie miasta w wodę

Produkcją wody i jej dystrybucją na terenie miasta zajmuje się Miejskie Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji m.st. Warszawy SA. System wodociągowy ujmuje głównie wody powierzchniowe, obejmuje swym zasięgiem ok. 80% terenów w granicach administracyjnych i zaspokaja potrzeby 95,5% mieszkańców. Pozostali użytkownicy korzystają z ujęć wodociągów lokalnych (osiedlowych) lub ze studni indywidualnych – wierconych, wbijanych bądź kopanych.

Podstawowymi źródłami wody dla miasta są należące do MPWiK trzy zakłady (fig. 1):

1. Zakład Wodociągu Centralnego (pokrywa 55% zapotrzebowania) rozprowadza wodę z Wisły poprzez dwa ujęcia: ujęcie powierzchniowe zlokalizowane na 509,4 km rzeki i ujęcie infiltracyjne między 510,2 a 508,5 km rzeki. Potencjalna zdolność produkcyjna zakładu wynosi ok. 480 tys. m^3/d. W 2003 r. wodociąg pracował z wydajnością ok. 240 tys. m^3/d.

2. Zakład Wodociągu Praskiego (pokrywa 20% zapotrzebowania) rozprowadza wodę pobieraną spod dna Wisły w trzech ujęciach: ujęciu zasadniczym Gruba Kaśka zlokalizowanym na 509,9 km Wisły oraz ujęciu uzupełniającym, składającym się ze studni nr 1 usytuowanej na 508,1 km Wisły i studni nr 2 – na 507,7 km rzeki. Zdolność produkcyjna wodociągu wynosząca ok. 120 tys. m^3/d jest w całości wykorzystana. Do zakładu należą dwie stacje wodociągowe w Radości i Falenicy, ujmujące wodę podziemną o wydajności 3,6 tys. m^3/d każda, zaopatrujące południową część Wawra.

3. Zakład Wodociągu Północnego ujmuje wody powierzchniowe z Zalewu Zegrzyńskiego. Jego zdolność produkcyjna wynosi ok. 300 tys. m^3/d i jest wykorzystana w ok. 50%.

Wymienione zakłady wodociągów powiązane są ze sobą i tworzą system Wodociągów Układu Centralnego. Ważnym elementem tego układu są zbiorniki wody czystej, które dostarczają średnio ok. 60–70% dobowego zużycia. Rezerwę zdolności produkcyjnej wodociągów warszawskich szacuje się na ok. 400 tys. m^3/d.

Od roku 2000 sprzedaż wody utrzymuje się na bardzo zbliżonym poziomie i nie ma przesłanek, aby w najbliższych latach uległa większym zmianom. W tabeli 2 przedstawiono ilość wody wyprodukowanej przez poszczególne Zakłady MPWiK w 2004 r. (wg danych MPWiK).

Tabela 2

Bilans wody wyprodukowanej i wtłoczonej do sieci miejskiej przez poszczególne Zakłady MPWiK w 2004 r. (wg danych MPWiK)

Nazwa zakładu	Woda ujęta	Woda wyprodukowana	Woda wtłoczona do sieci miejskiej
	[m^3/a]	[m^3/a]	[m^3/a]
Zakład Wodociągu Centralnego	94 737 100	91 935 500	91 935 500
Zakład Wodociągu Praskiego	19 953 300	18 224 100	18 224 100
SUW Radość	840 624	822 324	822 324
SUW Falenica	636 113	624 773	624 773
Zakład Wodociągu Północnego	41 190 800	40 211 000	40 211 000
Zakład Wodociągów i Kanalizacji w Pruszkowie	64 226	518	518
Warszawa ogółem	157 357 937	151 817 697	151 817 697

W niektórych rejonach Warszawy, głównie w dzielnicach: Białołęka, Wesoła, Wawer, Wilanów i Włochy, znajduje się szereg ujęć wód podziemnych zaopatrujących małe osiedla mieszkaniowe lub pojedyncze, wielorodzinne budynki mieszkalne. Ponadto na terenie miasta istnieje sieć punktów czerpalnych – studni publicznych udostępnionych mieszkańcom do indywidualnego zaopatrywania. Są to studnie ujmujące poziom oligoceński (przeważnie) lub czwartorzędowe piętro wodonośne. Część z nich wykonana została wyłącznie dla potrzeb ludności, a część należy do zakładów, szpitali lub innych instytucji (studnie czynne lub awaryjne).

Pobór wód a ich zasoby

W rejestrze Centralnego Banku Danych Hydrogeologicznych HYDRO (CBDH/PIG) na terenie Warszawy znajduje się 499 ujęć wód podziemnych. Według przeprowadzonych w ostatnich latach

weryfikacji obecnie w granicach miasta istnieje ok. 200 ujęć czynnych. Ankieterom udało się zebrać dane dotyczące poboru w 2004 r. w 44 ujęciach. Suma tego poboru wyniosła 3337 tys. m^3/a.

Całkowity pobór wód (podziemnych i powierzchniowych) na terenie Warszawy według danych GUS wyniósł w roku 2004 ok. 3316 mln m^3 (380 tys. m^3/h), z czego 460 mln m^3 stanowiły wody podziemne. W Warszawie, zarówno na cele bytowo-gospodarcze, jak i produkcyjne dominuje pobór wód powierzchniowych. W 2004 r. stanowiły one 76%, a wody podziemne 14% całkowitego poboru. Około 17% wód powierzchniowych i podziemnych przeznaczone było na cele komunalne, a 73% na cele przemysłowe (tab. 3, 4). W poprzednich latach pobór wód podziemnych był znacząco mniejszy i wynosił zaledwie ok. 2% poboru całkowitego.

Tabela 3

Pobór wody w Warszawie w 2004 r. (dane GUS, 2005 r.)

Wody	Pobór [tys. m^3/a]	
	Cele socjalno-bytowe	Cele produkcyjne (oprócz rolnictwa i leśnictwa z własnych ujęć)
Powierzchniowe	168 300	2 354 000
Podziemne	381 400	78 100
Razem	549 700	2 435 400
Ogółem	3 316 100	

Cały obszar Warszawy objęty jest zbiornikiem wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych: GZWP nr 215A – Subniecka Warszawska – część centralna, o zatwierdzonych zasobach dyspozycyjnych w wysokości 372 146 m^3/d (dla obszaru 14 928 km^2).

Część wschodnia Warszawy położona jest w obrębie nieizolowanego zbiornika wód podziemnych w utworach czwartorzędowych GZWP nr 222 – Dolina Środkowej Wisły. Zasoby odnawialne jego części północnej określono na 568 784 m^3/d, a dyspozycyjne stanowiące 75% zasobów odnawialnych – 429 457 m^3/d (dla powierzchni 1961 km^2).

Południowo-zachodnia część Warszawy, położona w obrębie czwartorzędowego piętra wodonośnego w podrejonach hydrogeologicznych nr V i VIIA (Wielomska i in., 1980), ma zatwierdzone zasoby odnawialne:

– dla podrejonu nr V – wysoczyznowego (z izolowanym poziomem wodonośnym) – 62 981 m^3/d (dla powierzchni 316 km^2);

– dla podrejonu nr VIIA – dolinnego (z nieizolowanym poziomem wodonośnym) – 27 298 m^3/d (dla powierzchni 104 km^2). Na obszarze o powierzchni ok. 15 km^2 w rejonie Wilanowa poziom ten spełnia wymogi określone dla Głównych Zbiorników Wód Podziemnych.

W tabeli 5 podano źródła informacji o zasobach w rejonie Warszawy i oszacowane zasoby dyspozycyjne wód podziemnych w granicach administracyjnych miasta (Dobkowska i in., 2005). Szacuje się, że zasoby dyspozycyjne w granicach miasta wynoszą 20 000 m^3/d (poziom oligoceński), 76 000 m^3/d (piętro czwartorzędowe nieizolowane od wpływów z powierzchni) i 45 000 m^3/d (piętro czwartorzędowe izolowane od wpływów z powierzchni). W sumie zasoby dyspozycyjne na obszarze miasta szacuje się na ok. 140 000 m^3/d.

Tabela 4

Wybrane informacje o Warszawie

Powierzchnia		516,9 km^2
Ludność (2004 r.)		1 692 854
Pobór (2004 r.)	komunalny	549 700 tys. m^3/a
	przemysłowy (oprócz rolnictwa i leśnictwa, korzystających z własnych ujęć)	2 435 400 tys. m^3/a
Zaopatrzenie w wodę (2004 r.)	ujęcia wód powierzchniowych	76%
	ujęcia wód podziemnych	14%
Zasoby wód podziemnych		140 000 m^3/d
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego		szacowane zasoby dyspozycyjne pokrywają zapotrzebowanie miasta
Specyficzny problem miasta		1. Zła jakość wody powierzchniowej, będącej podstawą zaopatrzenia przez MPWiK, niespełniająca wymagań stawianych wodzie do przygotowania wody pitnej (zła ochrona wód zlewni Wisły i Narwi). 2. Niedostatecznie rozbudowany układ sieci wodociągowej, uniemożliwiający dostarczenie wody m.in. do rejonu Łuku Siekierkowskiego, części Wilanowa i Wawra.

Z przytoczonych wartości wynika, że zasoby dyspozycyjne wód podziemnych poziomu oligoceńskiego i piętra czwartorzędowego odizolowanego od wpływów z powierzchni teoretycznie wystarczają dla pokrycia zapotrzebowania miasta w przypadku zdarzeń ekstremalnych, zarówno krótko-, jak i długotrwałych. Zważywszy jednak na ograniczoną liczbę punktów czerpalnych (studni ujmujących poziom oligoceński lub izolowane piętro czwartorzędowe) w stosunku do liczby mieszkańców, niewątpliwym problemem, w razie sytuacji ekstremalnej, będzie dystrybucja wody dla ludności.

Chemizm wód podziemnych

W obrębie piętra czwartorzędowego występują głównie wody średniej i złej jakości. Długoletnia miejska zabudowa z wieloma różnorodnymi obiektami zagrażającymi jakości wód podziemnych, przy niewielkiej warstwie izolującej lub jej braku, spowodowały znaczną degradację tego piętra. Wody te na terenie całego miasta charakteryzują się również podwyższonymi stężeniami żelaza i manganu, wielokrotnie przekraczającymi obowiązujące normy dla wód pitnych.

Wody wyraźnie zmienione antropogenicznie o złej jakości i wymagające skomplikowanego uzdatniania występują na znacznym obszarze zurbanizowanej prawobrzeżnej części Warszawy – Białołęki, Pragi Północ, Pragi Południe i Targówka. Woda w tych dzielnicach charakteryzuje się wysoką suchą pozostałością 450–800 mg/dm^3, dużymi zawartościami amoniaku, azotynów, siar-

Tabela 5

Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych Warszawy

Źródło informacji o zasobach	Obszar	Zasoby oszacowane w granicach Warszawy (Dobkowska i in., 2005)
Kazimierski i in. (1998)	GZWP nr 215A – Subniecka Warszawska – część centralna	dyspozycyjne 20 000–25 000 m^3/d
Oficjalska i in. (1996)	GZWP nr 222 – Dolina Środkowej Wisły	dyspozycyjne: 66 000 m^3/d, w tym dla części leżącej w obrębie Warszawy prawobrzeżnej 56 000 m^3/d (rejony nr V i VI) i 10 000 m^3/d (rejon nr III)
Wielomska i in. (1980)	Warszawska aglomeracja miejska (czwartorzęd)	55 000 m^3/d, w tym: w obszarze wysoczyzny Warszawy lewobrzeżnej ok. 45 000 m^3/d (ok. 270 km^2) oraz ok. 10 000 m^3/d w obszarach dolinnych (ok. 50 km^2)

czanów, a lokalnie składników specyficznych (w tym toksycznych). Na lewym brzegu Wisły wody złej jakości udokumentowane zostały w rejonie Siekierek, Augustówki, Gołąbek, lotniska Okęcie i Śródmieścia. Najbardziej zanieczyszczone wody stwierdzono w obszarze od centralnej części Pragi i Śródmieścia poprzez Żerań po Marcelin, gdzie odnotowano m.in. przekroczenia dopuszczalnych ilości amoniaku, azotynów i siarczanów.

Na terenie prawobrzeżnej Warszawy dobrą jakość wód, która jednakże może nie być trwała z uwagi na brak izolacji czwartorzędowego piętra wodonośnego, odnotowano w pasie od Kawęczyna po Zbytki oraz w okolicach Radości, a na obszarze lewobrzeżnej Warszawy – na Ochocie, w okolicach Salomei (wschodnie Włochy) oraz południowego Śródmieścia i Mokotowa, w pasie od Dworca Centralnego po Służewiec. Na tych terenach nie wymaga ona uzdatniania. W pozostałej części Warszawy są to wody średniej jakości charakteryzujące się nieco podwyższonymi zawartościami związków żelaza i manganu, a po prawej stronie Wisły – podwyższoną barwą. Lokalnie występują tu znaczne ilości związków azotu – amoniaku (północna część Bielan, rejon styku Woli, Ochoty i Włoch, okolice Królikarni na Mokotowie) i azotanów (Bemowo na południe od ul. Górczewskiej) oraz azotynów (Wawer).

W pobliżu takich zakładów jak elektrociepłownie Żerań, Kawęczyn i Siekierki, emitujących duże ilości pyłów, zaznaczają się strefy o podwyższonej zawartości metali ciężkich.

W bezpośrednim sąsiedztwie składowisk popiołów elektrociepłowni Kawęczyn w wodach przypowierzchniowych w latach 80. i 90. zanotowano okresowe podwyższenie wskaźników promieniowania jonizującego.

Wody występujące w utworach oligocenu niecki mazowieckiej wykazują dość znaczne zróżnicowanie chemizmu, przy czym dotyczy to zwłaszcza zawartości jonu chlorkowego i mineralizacji. Według Macioszczykowej (1980) chemizm wód w rejonie Warszawy przedstawia się następująco (wartości średnie):

$$M^{0,51}\ \frac{HCO_3{}^{64}Cl^{32}SO_4{}^{4}}{(Na+K)^{61}\,Ca^{26}Mg^{13}}.$$

Łodziński (1973) na linii Wisły wyznaczył „próg hydrochemiczny", od którego w kierunku wschodnim następuje obniżenie mineralizacji do 250–350 mg/dm^3 oraz zawartości chlorków do ok. 20 mg/dm^3, w stosunku do obszaru położonego na zachód od Wisły. Na zachód od Wisły wody

w utworach oligocenu charakteryzują się z reguły podwyższonymi mineralizacjami rzędu 400–1000 mg/dm^3 (lokalnie >1000 mg/dm^3) oraz dość wysokimi zawartościami chlorków, często przekraczającymi 200 mg/dm^3, przy czym regionalne kulminacje tych wartości występują w rejonie Sochaczewa, Chodakowa i Płocka (Macioszczykowa, 1979). Należy przy tym zaznaczyć, iż obszar na zachód od Warszawy w obrębie oligocenu nie jest jednolity hydrochemicznie i często obserwuje się bardzo znaczne zmienności mineralizacji i zawartości chlorków.

Zagrożenia wód podziemnych

Ze względu na słabą naturalną izolację przed zanieczyszczeniami z powierzchni stopień zagrożenia wód piętra czwartorzędowego w poszczególnych dzielnicach został oceniony na bardzo wysoki bądź, miejscami, średni (tab. 6).

Biorąc także pod uwagę typowo miejski sposób zagospodarowania – bardzo gęstą zabudowę wraz z szeregiem obiektów zagrażających jakości wód podziemnych oraz infiltracyjny charakter zasilania czwartorzędowego piętra wodonośnego – generalnie obszar całego miasta charakteryzuje się bardzo wysokim stopniem zagrożenia i wodami przeważnie średniej bądź złej jakości wymagającymi skomplikowanego uzdatniania. Zgodnie z MhP w obrębie piętra czwartorzędowego średni stopień zagrożenia wód podziemnych wydzielono jedynie w południowo-zachodniej części Śródmieścia i na Mokotowie.

Stopień zagrożenia oligoceńskiego poziomu wodonośnego zanieczyszczeniami z powierzchni jest bardzo niski ze względu na dobrą izolację naturalną. Tworzy ją ponad 100-metrowej miąższości pakiet iłów plioceńskich. Zapewnia to trwałość chemizmu wód i ich dobrą jakość. Wiek wód czerpanych obecnie z tego poziomu w rejonie Warszawy oceniany jest na dziesiątki tysięcy lat. Zagrożeniem mogą tu być jedynie zanieczyszczenia o charakterze geogenicznym. Objawia się to miejscami podwyższoną barwą, związaną z infiltracją wód z poziomu mioceńskiego (obecność węgli brunatnych w osadach tego wieku na obszarze miasta), oraz zawartością chlorków w zachodniej części Subniecki Warszawskiej spowodowaną ascenzją zasolonych wód z utworów mezozoicznych. Na średnią, miejscami, jakość wód wpływają również podwyższone stężenia żelaza, manganu oraz amoniaku. Są to jednak związki łatwo usuwalne poprzez proste procesy uzdatniania.

Obszary perspektywiczne

Częścią najbardziej perspektywiczną GZWP nr 222 pod kątem lokalizacji ujęć o dużym poborze jest jego północno-wschodni fragment obejmujący okolice Nieporętu i Radzymina. Występują tu utwory wodonośne o miąższości ok. 60–80 m, zbudowane z piasków różnej granulacji ze żwirem głównie z interglacjału mazowieckiego oraz zlodowacenia środkowopolskiego i północnopolskiego. Tworzą one jeden kompleks wodonośny miejscami przewarstwiony utworami słabo przepuszczalnymi (mułkami, iłami, glinami) o niewielkiej miąższości nieprzekraczającej kilku metrów.

Parametry hydrogeologiczne piętra czwartorzędowego są bardzo dobre (Włostowski, Borkowski, 2000). Przewodność na większości obszaru mieści się w przedziale 1000–1500 m^2/d, przy współczynniku filtracji 10–20 m/d. W rejonie Zalewu Zegrzyńskiego oraz w okolicach Radzymina i Rembelszczyzny wodoprzewodność może nawet przekraczać 1500 m^2/d. Wydajności potencjalne studni są bardzo wysokie, z reguły powyżej 120 m^3/h.

Tabela 6

Zależność stopnia zagrożenia głównych użytkowych poziomów wodonośnych od miąższości słabo przepuszczalnych warstw nadkładu

Dzielnice		Wiek użytkowego piętra wodonośnego	Miąższość nadkładu wg MhP [m]	Stopień zagrożenia
Prawobrzeżne	Białołęka	Q	< 15	bardzo wysoki
	Praga Płd.	Q	< 15	bardzo wysoki
	Targówek	Q	< 15	bardzo wysoki
	Praga Płn.	Tr	> 50	bardzo niski
	Rembertów	Q	< 15	bardzo wysoki
	Wesoła	Q	< 15 (50%), 15–50 (50%)	bardzo niski / średni
	Wawer	Q	< 15	bardzo wysoki
Lewobrzeżne	Bielany	Q / Tr	< 15 (50 %), > 50 (50%)	bardzo wysoki / bardzo niski
	Żoliborz	Tr	> 50	bardzo niski
	Bemowo	Q	< 15	bardzo wysoki
	Wola	Tr	> 50	bardzo niski
	Śródmieście	Tr	> 50	bardzo niski
	Ochota	Q	15–50	średni
	Ursus	Q	< 15	bardzo wysoki
	Włochy	Q	15–50 / < 15	średni / bardzo wysoki
	Mokotów	Q / Tr	< 15, 15–50, < 50	zróżnicowany
	Wilanów	Q	< 15	bardzo wysoki
	Ursynów	Q	15–50	średni

Czwartorzędowe piętro wodonośne generalnie pozbawione jest izolacji od powierzchni, dzięki czemu moduł zasobów odnawialnych jest wysoki i przekracza 300 $m^3/d\ km^2$. Brak izolacji od powierzchni oznacza jednak, że wody podziemne są wrażliwe na zanieczyszczenia powierzchniowe.

Ogólny spływ wód odbywa się z południowego wschodu na północny zachód, w kierunku doliny Narwi. Czwartorzędowe piętro wodonośne w pewnym stopniu drenowane jest również przez doliny rzek Czarnej i Rządzy, a także w strefach eksploatacji w rejonie Radzymina, Kobyłki i Wołomina.

Pod względem jakości są to wody o nieco podwyższonych stężeniach żelaza i manganu, co powoduje, że wymagają prostego uzdatniania. Pozostałe wskaźniki jakości nie przekraczają wartości dopuszczalnych dla wód pitnych.

W 2006 r. została wykonana dokumentacja hydrogeologiczna (Nowicki i in., 2006) zawierająca ocenę zasobów dyspozycyjnych jednostki bilansowej Radzymin (część obszaru bilansowego Z 8b) oraz wskazanie optymalnej lokalizacji dużego ujęcia komunalnego dla Warszawy wraz z oceną możli-

wej eksploatacji. W dokumentacji wykazano, że w ujęciu infiltracyjnym zlokalizowanym na obszarze międzyrzecza Bugu i Rządzy możliwa jest eksploatacja na poziomie 150 000 m^3/d. Zaproponowano również dwie inne lokalizacje ujęć, gdzie eksploatacja może wynosić 200 000 m^3/d.

PODSUMOWANIE

Na obszarze Warszawy zwykłe wody podziemne występują w obrębie piętra czwartorzędowego i poziomu oligoceńskiego. Wody czwartorzędowe są w znacznej części zdegradowane zanieczyszczeniami antropogenicznymi, natomiast oligoceńskie są wprawdzie dobrej jakości, ale ich zasoby są stosunkowo nieduże i wystarczają jedynie na pokrycie zapotrzebowania w sytuacjach kryzysowych. Warto tu zwrócić uwagę na fakt, iż w Warszawie nie ma infrastruktury ani systemu pozwalającego na rozdział wód wśród ludności w sytuacji awaryjnej.

Obszar perspektywiczny położony jest bardzo blisko Warszawy, na północ od miasta. Wyjątkowo korzystna budowa geologiczna oraz niezwykle sprzyjające warunki hydrogeologiczne w rejonie Zegrza sprawiają, iż z tego obszaru możliwy jest pobór wód podziemnych w ilości 300 000 m^3/d, co stanowi ponad 70% zapotrzebowania. Dotychczasowy system zaopatrzenia stolicy, oparty jedynie na poborze wód powierzchniowych, powinien być rozbudowany i wzbogacony o ujęcia wód podziemnych usytuowanych na obszarach perspektywicznych.

LITERATURA

BAŻYŃSKI J., 1997 – Eksploatacja wód poziomu oligoceńskiego w Warszawie na tle zmian depresji regionalnej. Mat. Konf. nt. „Oligoceński zbiornik wód podziemnych niecki mazowieckiej i obszarów przyległych". Warszawa.

CYGAŃSKI K., WOŹNIAK E., 1997a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Warszawa Zachód. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

CYGAŃSKI K., WOŹNIAK E., 1997b – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Warszawa Wschód. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

DOBKOWSKA A., HULBOJ A., KUBICZEK I., 2005 – Wytypowanie źródeł awaryjnego zaopatrzenia ludności Warszawy w wody podziemne w warunkach wystąpienia zdarzeń ekstremalnych. POLGEOL, Raport PSH. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KAZIMIERSKI B., CABAŃSKA J., MIKOŁAJCZYK A., MODLIŃSKI P., PRZYTUŁA E., NOWICKI Z., 1998 – Dokumentacja hydrogeologiczna regionu mazowieckiego centralnej części niecki mazowieckiej. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KLECZKOWSKI A.S., red., 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.

KONDRACKI J., 2000 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

KRASSOWSKA A., 1974 – Alb górny, kreda górna i paleocen. *W:* Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol., z. 13, Tłuszcz IG 1. Inst. Geol. Warszawa.

KRASSOWSKA A., 1975 – Kreda górna. *W:* Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol., z. 29, Okuniew IG 1. Inst. Geol. Warszawa.

KRASSOWSKA A., 1977 – Kreda górna. *W:* Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol., z. 38, Białobrzegi IG 1. Inst. Geol. Warszawa.

KUŹNIAR P., KWIETNIEWSKI M., 2006 – System hydrograficzny Warszawy i możliwości jego wykorzystania do przejęcia wód opadowych. Internet – strona urzędu miejskiego Warszawy.

LEWIŃSKI J., 1921 – Badania hydrogeologiczne okolic Warszawy. Roboty Publiczne, **4**. Warszawa.

ŁODZIŃSKI S., 1973 – Zmiany składu fizykochemicznego wód z otworów oligoceńskich w rejonie Warszawy. *Prz. Geol.*, **3**.

ŁODZIŃSKI S., 1976 – Rozwój warszawskiej depresji rejonowej. *Prz. Geol.*, **9**.

ŁYCZEWSKA J., 1958 – Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski północnej. *Kwart. Geol.*, **2**, 1.

MACIOSZCZYK T., 1985 – Hydrogeologia niecki mazowieckiej w świetle badań modelowych. *W:* Modelowanie dużych regionalnych systemów hydrogeologicznych (T. Macioszczyk red.). Wyd. NOT. Warszawa.

MACIOSZCZYK T., KAZIMIERSKI B., 1984 – Struktura bilansu wód podziemnych centralnego rejonu niecki mazowieckiej. Mat. Symp. „Metody badań wód podziemnych, ich użytkowania i ochrony". Wyd. Geol. Warszawa.

MACIOSZCZYKOWA A., 1979 – Chemizm wód trzeciorzędowych i kredowych oraz jego geneza w zachodniej części niecki mazowieckiej. *Pr. Hydrogeol.*, *Ser. Spec.*, z. 11. Warszawa.

MACIOSZCZYKOWA A., 1980 – Regionalna strefowość hydrochemiczna niecki mazowieckiej. Symp. nt. „Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej". Jachranka.

MAPA podziału hydrograficznego Polski, 2005. wersja cyfrowa. IMiGW. Warszawa.

MAREK S., 1983 – Neokom obszaru warszawsko-radomskiego. *Kwart. Geol.*, **27**, 2.

MIANOWSKI Z., 1997a – Objaśnienia do mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Pruszków. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

MIANOWSKI Z., 1997b – Objaśnienia do mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Piaseczno. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

NOWICKI Z., 1999 – Pochodzenie i „wiek" wód podziemnych występujących w przedczwartorzędowych utworach niecki mazowieckiej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

NOWICKI Z., 2000 – Woda w Warszawie na przestrzeni dziejów. Referat na sesji naukowej Państwowego Instytutu Geologicznego. Warszawa.

NOWICKI Z., 2001 – „Wiek" wód podziemnych występujących w utworach oligocenu we wschodniej i południowej części niecki mazowieckiej na podstawie oznaczeń izotopów węgla i chloru. Grant KBN. Projekt badawczy nr rejestracyjny 9 T12B 041.

NOWICKI Z., DĄBROWSKI S., FELTER A., FRANKOWSKI Z., GAŁKOWSKI P., JANICA R., JAROS M., KOWALCZYK A., LEWKOWICZ M., MAJER K., MICHALAK J., OLĘDZKA D., 2006 – Dokumentacja zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych części obszaru bilansowego Z 8b wraz ze wskazaniem optymalnej lokalizacji i wydajności ujęcia komunalnego dla Warszawy zasilanego wodami z poziomu plejstoceńskiego, w tym z infiltracji brzegowej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

OFICJALSKA H. i in., 1996 – Dokumentacja określająca warunki hydrogeologiczne dla ustanowienia stref ochronnych zbiorników wód podziemnych w utworach czwartorzędowych GZWP 222 – Dolina Środkowej Wisły. PG Polgeol. Warszawa.

PACZYŃSKI B., red., 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski, 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

PACZYŃSKI B., JARZĄBEK H., KANASIEWICZ T., MICHALSKA M., 1962 – Zasoby wód podziemnych z utworów trzeciorzędowych w kat. „C" niecki mazowieckiej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

SAMSONOWICZ J., 1942 – Badania hydrogeologiczne nad poziomami wód artezyjskich m. st. Warszawa. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WIELOMSKA E. i in., 1980 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych z utworów czwartorzędowych na obszarze warszawskiej aglomeracji miejskiej. Kombinat Geologiczny Północ, ZPiDG. Warszawa.

WŁOSTOWSKI J., BORKOWSKI P., 2000 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Radzymin. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WROCŁAW

Linda **SOBOL**
Marek **CZERSKI**
Marek **MICHNIEWICZ**
Andrzej **WOJTKOWIAK**

INFORMACJE OGÓLNE

Wrocław jest miastem na prawach powiatu grodzkiego, stolicą i największym ośrodkiem województwa dolnośląskiego. W 2003 r. liczył 637 548 mieszkańców. Jego powierzchnia wynosi 293 km^2. Położenie miasta sprawia, że jest ważnym węzłem komunikacyjnym: przebiegają tędy 3 międzynarodowe drogi, znajduje się duży węzeł kolejowy, a także 2 porty żeglugi rzecznej oraz międzynarodowy port lotniczy. Miasto stanowi główny ośrodek gospodarczy regionu. Zlokalizowany jest tu przemysł: wytwórstwa środków transportu, maszynowy, elektrotechniczny, konstrukcji metalowych oraz spożywczy.

Podstawę opracowania stanowiły arkusze Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. Administracyjny obszar Wrocławia w większości objęty jest arkuszami Wrocław i Leśnica oraz, w południowych fragmentach, arkuszami Oborniki Śląskie i Trzebnica. Ponadto wykorzystano arkusze: Żmigród, Twardogóra, Czeszów, Brzeg Dolny, Oleśnica, Środa Śląska i Laskowice, na których znajdują się perspektywiczne obszary wodonośne, mogące być źródłem zaopatrzenia ludności Wrocławia w wody podziemne (fig. 1).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Według regionalizacji fizycznogeograficznej J. Kondrackiego (1998) obszar opracowania znajduje się w makroregionie Nizin Środkowopolskich i obejmuje następujące mezoregiony lub ich fragmenty: Wzgórza Trzebnickie, Wzgórza Twardogórskie, Wysoczyznę Rościsławską, Pradolinę Wrocławską, Równinę Wrocławską i Równinę Oleśnicką. Wrocław jest usytuowany w obrębie trzech mezoregionów: Pradoliny Wrocławskiej, Równiny Wrocławskiej i Równiny Oleśnickiej. Pradolina Wrocławska w obrębie Wrocławia wznosi się od 105 do 148 m n.p.m. Różnice wysokości względnych między dnem doliny a wysoczyzną przekraczają 50 m. Lewy brzeg doliny Odry w obszarze miasta to Równina Wrocławska, najmniej urozmaicona pod względem rzeźby na Nizinie Śląskiej. Przeważa zdecydowanie płaski krajobraz moreny dennej; średnie wysokości wynoszą 156–165 m n.p.m., a wysokości względne 50–100 m. Prawe pobrzeże Odry jest bardziej urozmaicone. Rozciąga się tu Równina Oleśnicka (120–160 m n.p.m.) zamknięta od północy Wałem Trzebnickim. Jest to teren zbudowany z gliny zwałowej z ostańcami form glacjalnych zlodowacenia odry.

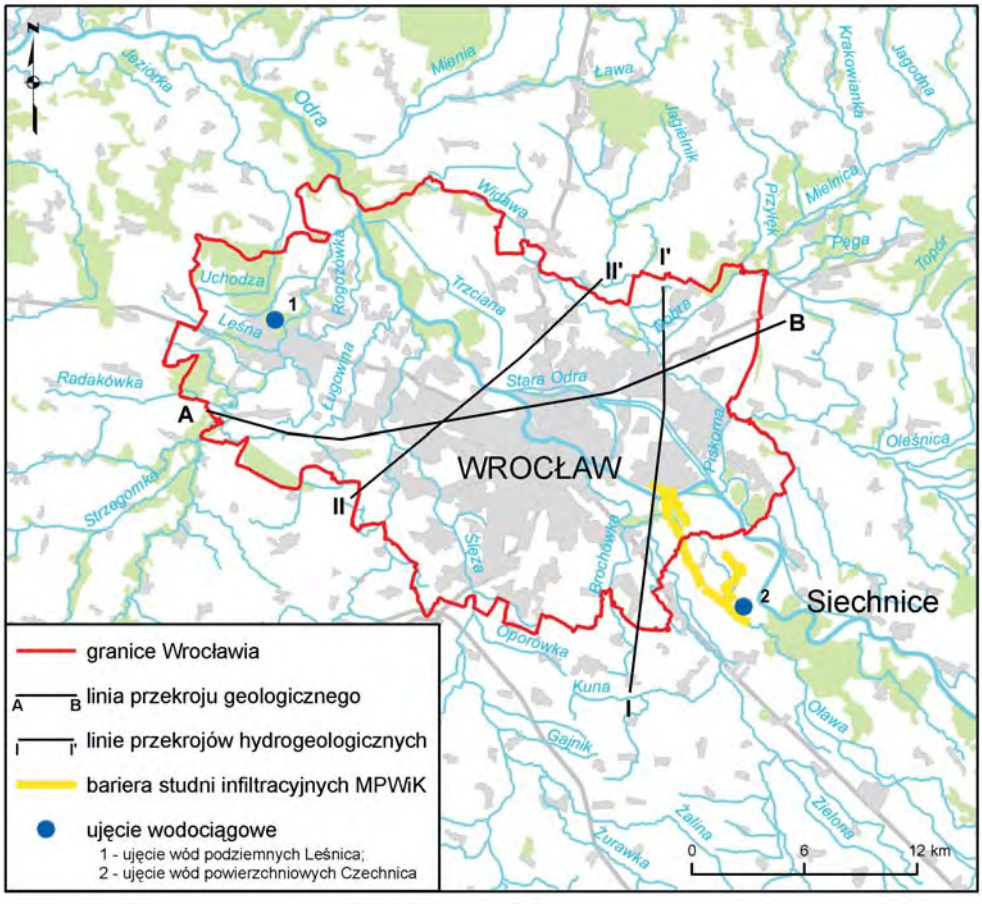

Fig. 1. Położenie obszaru Wrocławia

Hydrografia

Region Wrocławia pod względem hydrograficznym położony jest w dorzeczu Odry. Rzeka ta stanowi naturalną oś drenażu wód odprowadzanych przez główne lewo- i prawobrzeżne dopływy.

Głównymi lewobrzeżnymi dopływami Odry są tu:

– Oława, odwadniająca centralną część Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich; stanowi ona główne źródło zaopatrzenia aglomeracji wrocławskiej w wodę;

– Ślęza, która wraz z Małą Ślęzą odwadnia południowo-zachodnią część Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich, w dalszym biegu wpływa na Równinę Wrocławską;

– Bystrzyca, biorąca początek w Górach Kamiennych i Górach Sowich, przepływająca przez Równinę Wrocławską;

– Średzka Woda, przepływająca przez Wysoczyznę Średzką;

– Cicha Woda, odwadniająca południową część Wzgórz Strzegomskich oraz zachodnią część Wysoczyzny Średzkiej.

Głównymi prawobrzeżnymi dopływami Odry są tu:

– Widawa, odwadniająca wraz z Czarną Widawą Wzgórza Twardogórskie oraz drenująca Równinę Oleśnicką, a na wschodzie Równinę Kępińską;

– Smortawa, odwadniająca południową część Równiny Oleśnickiej oraz Bory Namysłowskie.

Zarys budowy geologicznej

Obszar objęty opracowaniem znajduje się w zasięgu dwóch dużych jednostek geologicznych: bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej. W obrębie bloku przedsudeckiego krystaliczne podłoże okolic Wrocławia tworzą proterozoiczno-paleozoiczne łupki metamorficzne, gnejsy i granitoidy oraz amfibolity i serpentynity. Skały proterozoiczne leżą bezpośrednio pod osadami karbońskimi bądź też permskimi piaskowcami monokliny przedsudeckiej. Monoklinę przedsudecką tworzą osady permskie, triasowe i kredowe (Kłapciński, 1993). Perm wykształcony jest w postaci piaskowców i zlepieńców czerwonego spągowca oraz cechsztyńskich iłowców, anhydrytów, dolomitów, wapieni i piaskowców. Miąższość czerwonego spągowca przekracza 200 m, a cechsztynu 100 m. Osady triasu reprezentują tu ogniwa stratygraficzne pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru. Utwory pstrego piaskowca budują piaskowce z wkładkami iłowców oraz margliste iłowce. Miąższość ich waha się od 100 do ponad 400 m. Powyżej zalegają skały wapienia muszlowego o miąższości od 150 do 200 m, wykształcone jako wapienie, dolomity i margle. Kajper zbudowany jest z serii łupków i iłołupków (o miąższości 200 m) z wkładkami piaskowców i dolomitów.

Podłoże utworów przedkenozoicznych przykrywa ciągła pokrywa osadów neogeńskich, o miąższości 100–500 m, odsłaniających się w zachodniej części miasta, w rejonie Pilczyc, Stabłowic i Żernik (fig. 2). Utwory neogenu (miocen, pliocen) reprezentują osady jeziorne i bagienne o miąższości do 170 m, wykształcone jako iły, gliny, margle, mułki oraz piaski drobno- i średnioziarniste. Seria poznańska, mająca największe rozprzestrzenienie, zbudowana jest z iłów, cienkich warstw i przewarstwień węgla brunatnego z lignitem, mułków oraz warstw piaszczystych. Jest to poziom iłów płomienistych i zielonych. Na opisywanym obszarze neogeńską sedymentację kończą plioceńskie gliny, piaski i żwiry serii Gozdnicy.

Utwory czwartorzędowe w rejonie Wrocławia związane są głównie z osadami wysoczyzn morenowych, wykształconych jako kompleks glin zwałowych rozdzielanych nieciągłymi przewarstwieniami piasków i żwirów wodnolodowcowych, powstałych w czasie zlodowaceń plejstoceńskich (Winnicka, 1988). Lokalnie w profilu spotykane są również mułki, piaski i iły zastoiskowe, a także utwory eoliczne o charakterze wydmowym. W trakcie ostatniego zlodowacenia ostatecznie formuje się współczesna dolina Odry wraz z tarasami nadzalewowymi. W holocenie wody Odry tworzą tarasy zalewowe, zbudowane z piasków i żwirów oraz namułów.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

Na obszarze Wrocławia i jego okolic wody podziemne rozpoznano w piętrach wodonośnych: czwartorzędowym, neogeńskim (wg poprzednio obowiązującego podziału – trzeciorzędowym) i triasowym.

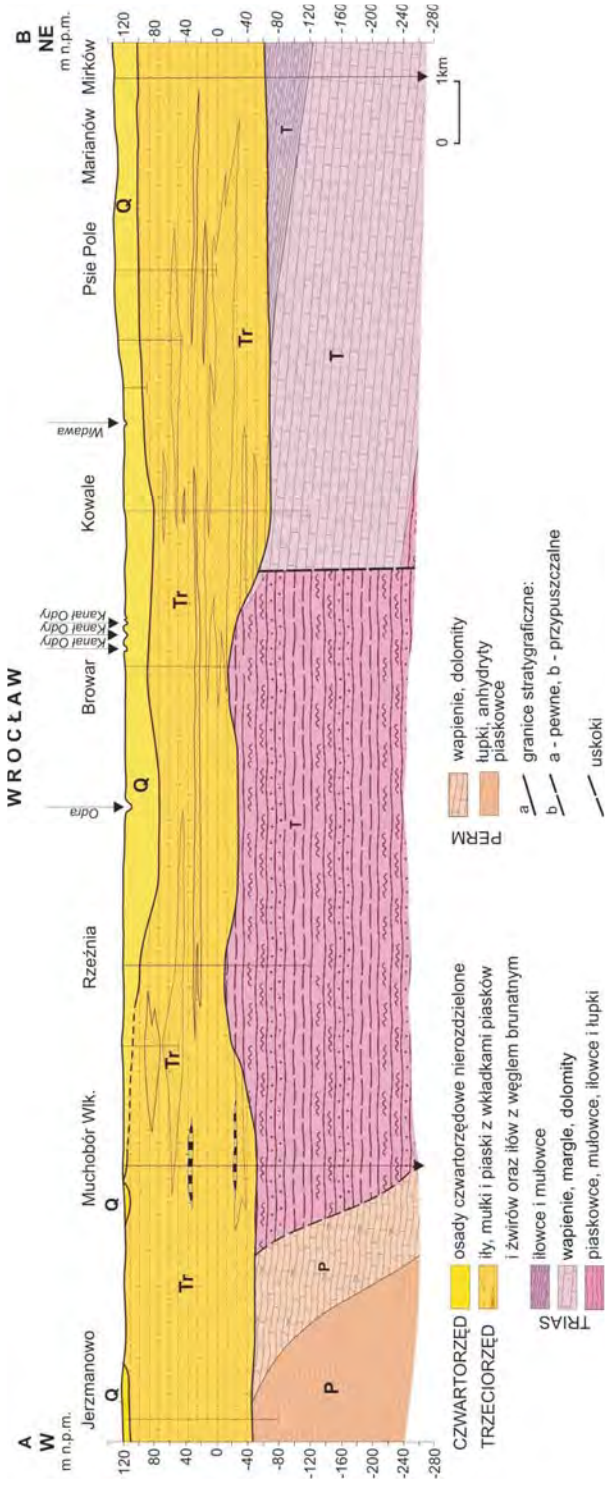

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B przez rejon Wrocławia według Buksińskiego (1974) – lokalizacja na fig. 1

Czwartorzędowe piętro wodonośne występuje na większości aglomeracji wrocławskiej, z wyjątkiem południowo-zachodniej części, gdzie brak utworów czwartorzędu. Zawodnienie formacji czwartorzędowej związane jest z występowaniem osadów piaszczysto-żwirowych pochodzenia glacjalnego, fluwioglacjalnego i rzecznego, które stanowią najłatwiej dostępny, a przez to najczęściej wykorzystywany, zbiornik wód podziemnych. Miąższość tego piętra waha się od 5 do 30 m, najczęściej od 5 do 10 m (fig. 3, 4). Zwierciadło wody leży swobodnie na głębokości poniżej 5 m. Wydajność potencjalna waha się od 10 do 90 m^3/h, a przewodność od

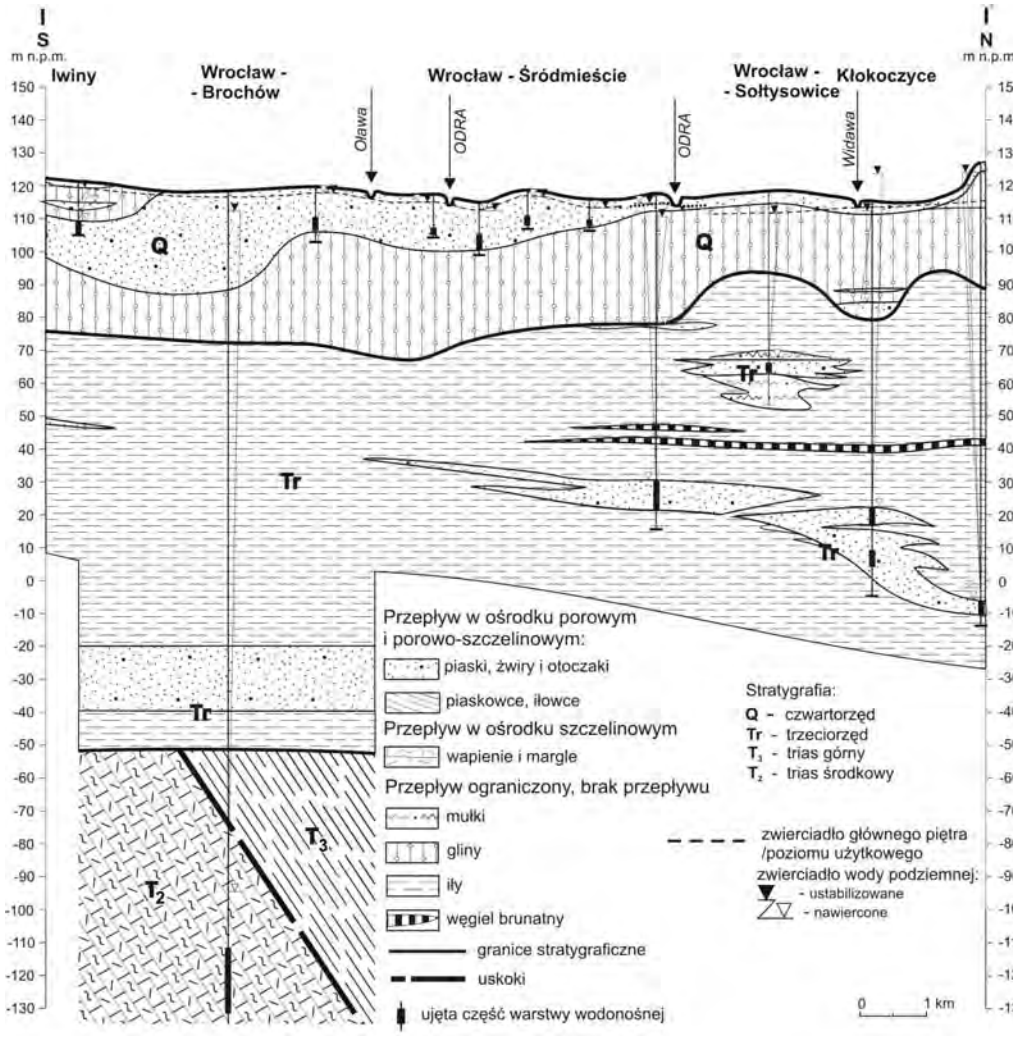

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' przez rejon Wrocławia (lokalizacja na fig. 1)

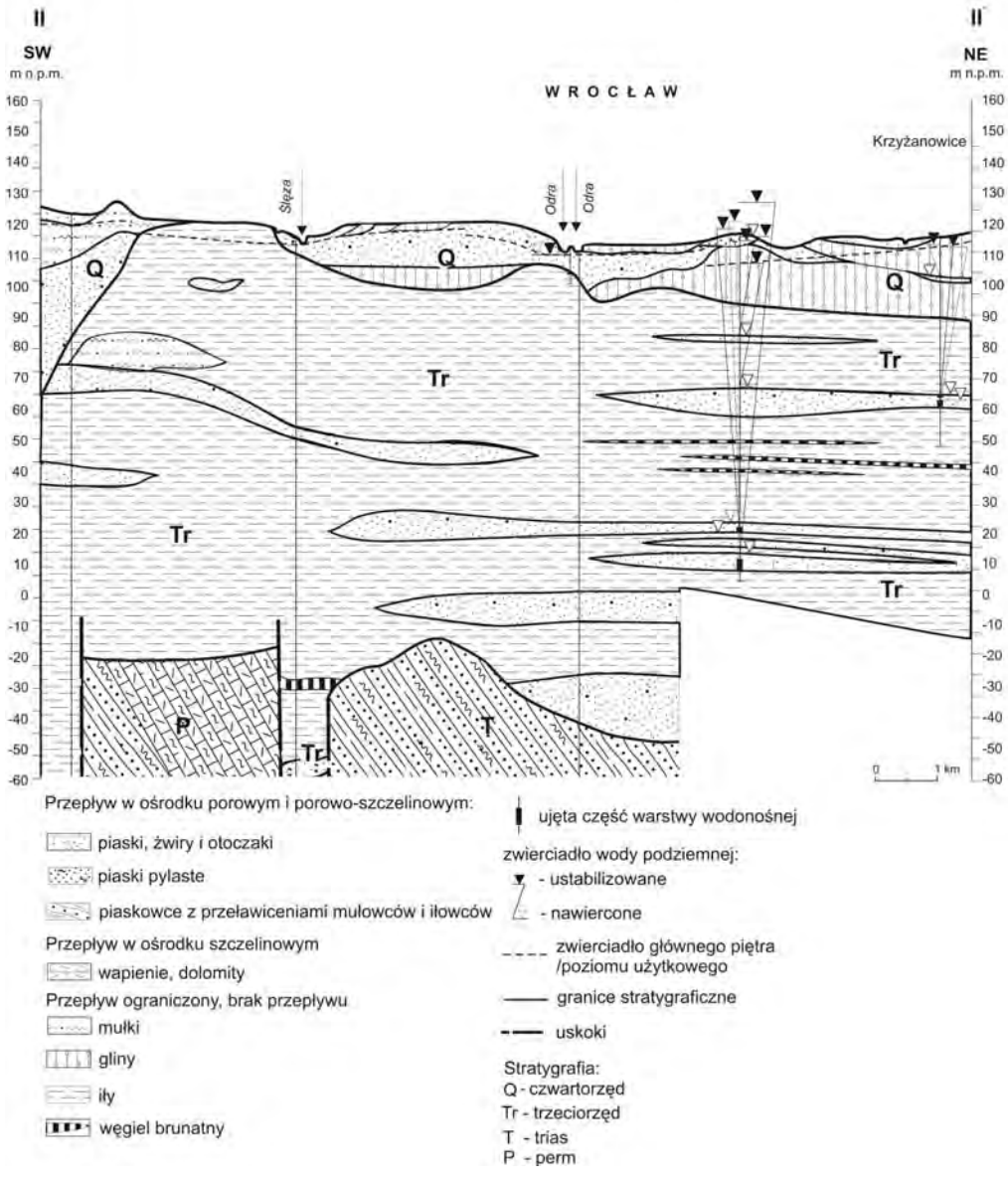

Fig. 4. Przekrój hydrogeologiczny II–II' przez rejon Wrocławia (lokalizacja na fig. 1)

285 do 300 m^2/d. W części południowej miasta występuje rejon o mniejszej zasobności. Użytkowe piętro wodonośne jest tam położone na głębokości ponad 15 m, zwierciadło wody ma charakter naporowy. Miąższość utworów zawodnionych wynosi 5–10 m, przewodność nie przekracza 120 m^2/d (Mroczkowska, 1997).

Występowanie **neogeńskiego piętra wodonośnego** jest związane z obecnością piaszczysto-żwirowych przeławiceń i soczew w obrębie osadów ilastych. Jego wody są eksploatowane na potrzeby komunalne w zachodniej części miasta – w Leśnicy. W piętrze tym wyróżniono dwa poziomy: górny i dolny. Za ich wyodrębnieniem przemawia fakt, że oba charakteryzują się różnymi parametrami reżimu naporowego i nieco innym składem chemicznym wód.

Głębokość zalegania górnego poziomu piętra neogeńskiego wyznacza dolna granica rozcięcia kompleksu ilastego przez czwartorzędowe doliny kopalne, maksymalnie przekraczająca nawet 100 m głębokości (Krawczyk i in., 1996). Struktury takie, jak np. Bogdaszowic czy Oleśnica–Nieciszów, występują w bliskim sąsiedztwie Wrocławia. W południowej jego części nie stwierdzono poziomu górnego. Na przeważającym obszarze miasta jest on wykształcony jako jedna warstwa wodonośna, jedynie w zachodniej części – w rejonie Leśnicy – w postaci dwóch warstw. Łączna miąższość poziomu waha się od kilku do ok. 15 m, a wodoprzewodność od poniżej 40 do ok. 80 m^2/d. Liczba warstw oraz łączna miąższość poziomu zwiększa się na północny zachód od miasta. Wydajności pojedynczych studni eksploatujących górny poziom piętra neogeńskiego wynoszą ok. 70 m^3/h.

Poziom dolny na przeważającym terenie aglomeracji wykształcony jest w postaci dwóch warstw wodonośnych, natomiast lokalnie, w północnej części w postaci jednej warstwy, a w części zachodniej – trzech lub więcej warstw. Charakteryzuje się naporowym reżimem wód podziemnych. Utwory wodonośne tworzą piaski pylaste z przejściami do piasków drobnoziarnistych o łącznej miąższości od kilku do 20 m (Krawczyk i in., 1996) (maksymalne miąższości stwierdzono w rejonie Leśnicy). Wodoprzewodność dolnego poziomu waha się od poniżej 40 m^2/d w północno-zachodniej i południowo-wschodniej części miasta do ok. 240 m^2/d w zachodniej. Wydajności potencjalne pojedynczych otworów studziennych są niższe niż w przypadku poziomu górnego i rzadko przekraczają 70 m^3/h, a przeciętnie wynoszą 20–40 m^3/h.

Piętro wodonośne triasu stanowią wody szczelinowo-krasowe w utworach wapienia muszlowego oraz pstrego piaskowca. Występowanie utworów wapienia muszlowego jest ograniczone do wschodniej części Wrocławia. Od południa zasięg wyznaczają wychodnie podkenozoiczne oraz założenia tektoniczne monokliny przedsudeckiej. Sumaryczna miąższość utworów zawodnionych waha się od 50 do 150 m, a większe miąższości, rzędu 150–250 m, związane są ze strefami spękań tektonicznych. Głębokość zalegania poziomu wodonośnego wapienia muszlowego wynosi ok. 200 m w strefie wychodni podkenozoicznych i zwiększa się ku północy. Zawodnione utwory wapienia muszlowego stanowią wodonosiec szczelinowo-porowy charakteryzujący się zwierciadłem naporowym. W rejonie Wrocławia panują warunki artezyjskie – zwierciadło wód podziemnych, nawiercone na głębokości ok. 200–300 m, stabilizowało się ok. 10–15 m powyżej powierzchni terenu (Krawczyk i in., 1996). Na północny zachód od Wrocławia następuje spadek ciśnienia hydrostatycznego, natomiast na południowy wschód oraz na północny wschód – w kierunku prostopadłym do wychodni – jego wzrost. Wodoprzewodność poziomu na większości obszaru aglomeracji waha się od ok. 240 do 720 m^2/d. Udział wód wapienia muszlowego w zasilaniu piętra neogeńskiego wynosi od 12 do 50% i zmniejsza się wraz z odległością od wychodni podkenozoicznych wapienia muszlowego (Dendewicz, Krawczyk, 1988).

Poziom wodonośny pstrego piaskowca jest hydrogeologicznie słabo rozpoznany. Dane uzyskane z pojedynczego otworu potwierdziły niekorzystne parametry hydrogeologiczne. Wydajność studni wyniosła zaledwie 2 m^3/h, przy depresji nieustalonej poniżej 60 m. Mineralizacja całkowita wody wynosiła 6,6 g/dm^3, zawartość siarczanów 1 g/dm^3, a zawartość chlorków 2,5 g/dm^3.

Autorzy arkuszy Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, w zasięgu których znajduje się administracyjny obszar Wrocławia, do użytkowych zaliczyli piętro wodonośne czwartorzędu i piętro wodonośne neogenu. Z uwagi na wielkość obszaru opracowania, poniżej scharakteryzowano jednostki hydrogeologiczne znajdujące się w zasięgu administracyjnym Wrocławia. Jednostki te, oznaczone symbolami od 1 do 9, zostały przedstawione na figurze 5.

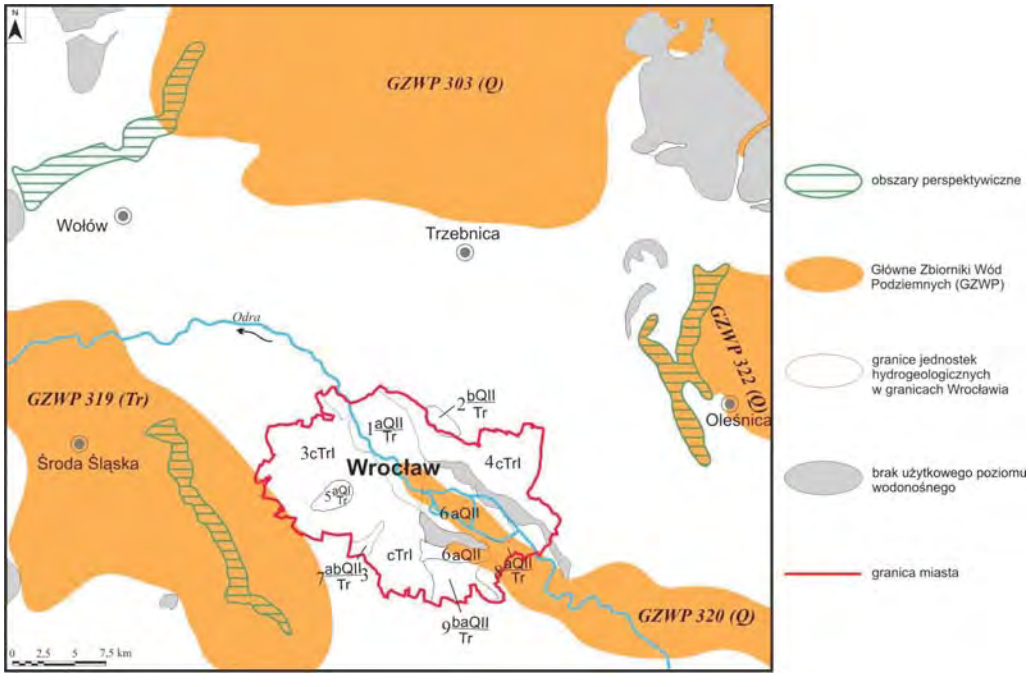

Fig. 5. Mapa warunków hydrogeologicznych w rejonie Wrocławia

W obrębie użytkowego piętra czwartorzędowego wydzielone zostały jednostki: 1 $\frac{\mathbf{aQ}\mathrm{II}}{\mathrm{Tr}}$, 2 $\frac{\mathbf{bQ}\mathrm{I}}{\mathrm{Tr}}$, 5 $\frac{\mathbf{aQ}\mathrm{I}}{\mathrm{Tr}}$, 6 a**Q**II, 7 $\frac{\mathrm{ab}\mathbf{Q}\mathrm{II}}{\mathrm{Tr}}$, 8 $\frac{\mathbf{aQ}\mathrm{II}}{\mathrm{Tr}}$, 9 $\frac{\mathrm{ba}\mathbf{Q}\mathrm{II}}{\mathrm{Tr}}$, a w piętrze neogeńskim: 3 c**Tr**I i 4 c**Tr**I.

Jednostkę 1 $\frac{\mathbf{aQ}\mathrm{II}}{\mathrm{Tr}}$ wyodrębniono w północnej części miasta, w obrębie doliny Odry. Budują ją czwartorzędowe utwory wodonośne doliny Odry, pozbawione izolacji od powierzchni. Swobodne zwierciadło wody występuje płytko, na głębokości 0,5–5 m. Miąższość warstwy użytkowej waha się od 4 do 18 m, współczynnik filtracji od 5,9 do 90,7 m/d, a wodoprzewodność od 22 do 950 m^2/d. Potencjalna wydajność studni wynosi od 10 do ok. 70 m^3/h, moduł zasobów odnawialnych 168 m^3/d km^2, a dyspozycyjnych 100 m^3/d km^2.

Jednostka 6 a**Q**II, obejmująca swym zasięgiem fragment pradoliny Odry, leżący w obszarze gęstej zabudowy Wrocławia, jest kontynuacją wyżej omówionej jednostki. Stanowi ona faktycznie tylko jednostkę umowną, a to z uwagi na charakter użytkowości piętra wodonośnego czwartorzędu dla celów przemysłowych i gospodarczych. Piętro to nie przedstawia tu bowiem wartości użytkowych dla celów pitnych z powodu antropogenicznych zmian jakości wody – wysokich, ponadnormatywnych, w odniesieniu do wymagań sanitarnych dla wód pitnych, wartości suchej pozostałości i stężeń jonów SO_4^{2-}, Fe, Mn oraz bardzo wysokiego stopnia zagrożenia wód, wynikającego z braku izolującego nadkładu i obecności licznych ognisk zanieczyszczeń. Niżej leżące neogeńskie piętro wodonośne na obszarze tej jednostki prowadzi także wodę złej jakości, pozaklasową (ascenzja wód podziemnych z triasu) i nie przedstawia wartości użytkowych. Na obszarze jednostki 6 a**Q**II występuje tylko jedno piętro wodonośne – czwartorzędowe, pozbawione, jak już wspomniano, izolacji, ze swobodnym zwierciadłem na głębokości poniżej 5 m. Jedynie lokalnie ma ono charakter lekko naporowy. Miąższość piętra wodonośnego czwartorzędu kształtuje się od 5 do 26 m (średnio 11,1 m), lokalnie osiągając 33 m. Współczynnik filtracji wynosi średnio 35,5 m/d (maksymalnie do 70 m/d), średnia przewodność 332 m^2/d (maksymalnie przekracza 500 m^2/d). Wydajność potencjalna studni mieści się w przedziale od 15 do 90 m^3/h, moduł zasobów odnawialnych wynosi 178 m^3/d km^2, a zasobów dyspozycyjnych 134 m^3/d km^2.

Jednostka 8 $\frac{\text{a}\mathbf{Q}\text{II}}{\text{Tr}}$ została wydzielona na południowy wschód od omówionej jednostki. Utwory wodonośne są tu pozbawione izolacji, a zwierciadło wody zalega swobodnie na głębokości poniżej 5 m. Ich miąższość waha się przeważnie od 5 do 10 m (średnio 8,1 m), lokalnie osiągając 10–20 m, średni współczynnik filtracji wynosi 32,2 m/d, dominuje przewodność od 135–600 m^3/d (średnio 258 m^2/d). Wydajność potencjalna studni kształtuje się od 10 do 50 m^3/h, lokalnie przekracza 50 m^3/h. Moduł zasobów odnawialnych wynosi 178 m^3/d km^2, natomiast zasobów dyspozycyjnych 134 m^3/d km^2. W obrębie tej jednostki eksploatowane jest ujęcie infiltracyjne MPWiK Wrocław.

Jednostka 9 $\frac{\text{ba}\mathbf{Q}\text{II}}{\text{Tr}}$ obejmuje południowy obszar miasta, dzielnicę Krzyki. Występują tu dwie warstwy wodonośne: górna, odkryta, ze swobodnym zwierciadłem wody, i dolna (na głębokości 14–31 m) z naporowym zwierciadłem wody. Lokalnie zachowana jest więź hydrauliczna między obydwiema warstwami. Naturalny kierunek spływu wód odbywa się zgodnie z nachyleniem terenu ku Odrze. W północnych rejonach jednostki warstwa górna, zasobna w wody, ma znaczną miąższość od 20 do 30 m, przewodność 100–400 m^2/d i wydajność potencjalną 30–70 m^3/h. Dolna użytkowa warstwa wodonośna charakteryzuje się mniejszą miąższością (5–10 m), jej przewodność wynosi ok. 100 m^2/d, a wydajność potencjalna 10–30 m^3/h. Na obszarze całej jednostki przeważa dolna warstwa czwartorzędowego piętra wodonośnego. Średnia jej miąższość wynosi 8,7 m, współczynnik filtracji 19,2 m/d, przewodność 118 m^2/d, moduł zasobów odnawialnych 135 m^3/d km^2, a zasobów dyspozycyjnych 108 m^3/d km^2.

Jednostka 2 $\frac{\text{b}\mathbf{Q}\text{II}}{\text{Tr}}$ jest związana z doliną Odry, przy czym częścią jej jest także ujściowy fragment doliny Widawy. Warstwę wodonośną budują piaski i żwiry rzeczne, występujące pod przykryciem mad z iłami warwowymi i pyłami. Poziom wodonośny występuje na głębokości 19,4–20,7 m. Zwierciadło wody stabilizuje się na głębokości 1,0–2,5 m. Z otworów uzyskano wydajności 14,0–42,0 m^3/h (średnio 29,7 m^3/h). Miąższość warstwy wodonośnej jest rzędu 7,3 m, średni współczynnik filtracji 40,0 m/d, a przewodność 200–500 m^2/d (średnio 296 m^2/d). Poziom

wodonośny jest częściowo izolowany przez wspomniane warstwy słabo przepuszczalne. Moduł zasobów odnawialnych wynosi 156 $m^3/d\ km^2$, a zasobów dyspozycyjnych 130 $m^3/d\ km^2$. W obrębie omawianej jednostki, w Psarach, czynne jest ujęcie wodociągowe o zasobach eksploatacyjnych 35 m^3/h, przy depresji 1,9 m.

Jednostkę 5 $\frac{\mathrm{a}\mathbf{Q}\mathrm{I}}{\mathrm{Tr}}$ wydzielono w rejonie Jerzmanów–Złotniki. Swobodne zwierciadło wody występuje tu na głębokości 1,3–2,0 m. Utwory wodonośne pozbawione są izolacji. Ich miąższość wynosi 4,2–9,5 m (średnio 6,5 m), współczynnik filtracji 15–380 m/d (średnio 109 m/d), a przewodność 5–2800 m^2/d (średnio 775 m^2/d). Wydajność potencjalna studni mieści się w przedziale 10–30 m^3/h, lokalnie 50–70 m^3/h. Moduł zasobów odnawialnych oszacowano na 135 $m^3/d\ km^2$, a zasobów dyspozycyjnych na 108 $m^3/d\ km^2$.

Jednostka 7 $\frac{\mathrm{ab}\mathbf{Q}\mathrm{II}}{\mathrm{Tr}}$ położona jest w rejonie Muchoboru Wielkiego (dzielnica Wrocław-Fabryczna). Występują tu wody o zwierciadle swobodnym lub lekko napiętym, o ciśnieniu do 75 kPa, stabilizującym się na głębokościach od 1,5 do 7,2 m. Miąższość utworów wodonośnych wynosi 10–25 m (średnio 13,9 m), współczynnik filtracji, w zależności od wykształcenia litologicznego, 4–140 m/d (średnio 48,6 m/d), natomiast przewodność 50–1500 m^2/d (średnio 619 m^2/d). Wydajności pojedynczych otworów oscylują od 10,5 m^3/h, przy depresji 4,6 m, do 70,8 m^3/h, przy depresji 4,5 m. Moduł zasobów odnawialnych wynosi 141 $m^3/d\ km^2$, natomiast dyspozycyjnych 114 $m^3/d\ km^2$.

Jednostkę 3 c**Tr**I wydzielono w zachodniej części miasta. Warstwę wodonośną budują utwory piaszczyste, izolowane od powierzchni kilkudziesięciometrowym kompleksem skał ilastych. Miąższość użytkowego poziomu wodonośnego wynosi 4–30 m (średnio 13,4 m). Współczynnik filtracji waha się od 3 do 40 m/d (średnio 11,4 m/d), a przewodność od 9 do 611 m^2/d (średnio 155 m^2/d). Są to wody naporowe o ciśnieniu od 100 hPa, przy czym w północno-zachodniej części jednostki mają charakter artezyjski. Wydajności potencjalne studni kształtują się w przedziale 50–70 m^3/h. Moduł zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych (równoważny) wynosi 20 $m^3/d\ km^2$ (Mroczkowska, Kiełczawa, 1997) .

Jednostka 4 c**Tr**I położona jest we wschodniej części Wrocławia. Występują tu wody o ciśnieniu subartezyjskim lub artezyjskim. Utwory wodonośne notowane są na głębokości 70–115 m. Miąższość ich waha się od 7 do 30 m (średnio 9,4 m). Współczynnik filtracji wynosi ok. 87 m/d, przewodność oscyluje w granicach 56–260 m^2/d (średnio 86 m^2/d). Wydajność potencjalna studni w obrębie jednostki jest zróżnicowana, przy czym dominuje zakres 10–30 m^3/h, lokalnie 50–100 m^3/h. Moduł zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych wynosi ok. 20 $m^3/d\ km^2$ (Mroczkowska, 1997).

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych okolic Wrocławia

Na terenie Wrocławia oraz w jego pobliżu wydzielono 3 Główne Zbiorniki Wód Podziemnych: GZWP nr 319 – Subzbiornik Prochowice–Środa, GZWP nr 320 – Pradolina rzeki Odra i GZWP nr 322 – Zbiornik Oleśnica (Kleczkowski, 1990; Skrzypczyk, 2004).

GZWP nr 320 – Pradolina rzeki Odra (fig. 5) ma główne znaczenie użytkowe dla miasta. Jest to zbiornik czwartorzędowy o powierzchni 231 km^2 i zasobach odnawialnych 24 090 m^3/d. W jego obrębie znajdują się główne tereny wodociągowe Wrocławia wraz ze stawami infiltracyjnymi i barierami studni. Wody powierzchniowe infiltrują do czwartorzędowego piętra wodonośnego, występującego w osadach piaszczysto-żwirowych plejstoceńskich tarasów akumulacyjnych. Pię-

tro to charakteryzuje się zwierciadłem swobodnym o bardzo płytkim zaleganiu. Miąższość utworów wodonośnych waha się od 5 do 15 m, a maksymalnie wynosi 20 m. W całym obszarze GZWP nr 320 to piętro wodonośne pozbawione jest jakiejkolwiek warstwy izolującej, co wpływa ujemnie na odporność na zanieczyszczenia (Krawczyk i in., 1996). Wodoprzewodność jest większa od 240 m^2/d, natomiast moduł zasobów, zwiększony na skutek infiltracji wód powierzchniowych, wynosi 5,79 l/s km^2 (Krawczyk i in., 1996).

GZWP nr 319 – Subzbiornik Prochowice–Środa obejmuje fragment górnego piętra wodonośnego neogenu. Północna część zbiornika charakteryzuje się artezyjskim reżimem wód podziemnych. Odpływ odbywa się w kierunku Odry, która jest lokalną bazą drenażu. Obszar zbiornika wynosi 378,4 km^2, a zasoby dyspozycyjne 10 069 m^3/d. Przewodność poziomu wodonośnego zbiornika wynosi 120–240 m^2/d i powyżej. Warstwy wodonośne mają miąższość 20–30 m i wodoprzewodność 80–250 m^2/d.

GZWP nr 322 – Zbiornik Oleśnica zbudowany jest z czwartorzędowych osadów piaszczystych pochodzenia fluwioglacjalnego oraz sandrowego. Miąższość utworów zawodnionych jest zmienna, waha się w przedziale 50–150 m. Powierzchnia zbiornika wynosi 231 km^2, zasoby dyspozycyjne 20 927 m^3/d. Obszar zbiornika obejmuje wodonośne struktury Oleśnicy i Nieciszowa, które zostały wytypowane jako perspektywiczny obszar wodonośny.

Schemat przepływu wód podziemnych

Czwartorzędowe piętro wodonośne zasilane jest przez wody meteoryczne. W obrębie ujęcia infiltracyjnego naturalna dynamika wód podziemnych jest zakłócona, a charakter rzek zmienia się z drenującego na zasilający. Neogeńskie piętro wodonośne jest izolowane miąższym nadkładem iłów i glin zwałowych. W jego zasilaniu znaczną rolę odgrywa infiltracja w obszarach wysoczyznowych oraz kontakty hydrauliczne z piętrem czwartorzędowym w obrębie struktur rynnowych. Odra stanowi oś i bazę drenażu obu pięter. W naturalnym układzie hydrodynamicznym wody z utworów czwartorzędu mogły zasilać piętro neogeńskie jednak eksploatacja ujęcia w Bogdaszowicach spowodowała obniżenie zwierciadła wód obu pięter. Eksploatacja piętra neogeńskiego na terenie Wrocławia doprowadziła do zaniku warunków artezyjskich. Dolny poziom tego piętra zasilany jest poprzez ascenzję silnie zmineralizowanych wód podziemnych z utworów triasu i permu (fig. 6).

Zaopatrzenie aglomeracji w wodę

Podstawą zaopatrzenia Wrocławia są wody powierzchniowe Oławy i Nysy Kłodzkiej, ujmowane w ujęciu brzegowym Czechnica. Jest ono zlokalizowane we wschodniej części aglomeracji, w większości na terenie gminy Święta Katarzyna. Obecnie zaopatruje ok. 680 000 odbiorców indywidualnych, z czego ok. 645 000 we Wrocławiu i 35 000 w Oławie (Szczepiński i in., 2001). Część ujętych wód tłoczona jest do systemu stawów infiltracyjnych, a następnie, po sztucznej infiltracji, do utworów czwartorzędowych. Eksploatowane są one studniami wierconymi. Pozostała część wód tłoczona jest do ZPW Mokry Dwór oraz do ZPW Na Grobli. Ponadto na terenie Wrocławia znajduje się ujęcie komunalne wód podziemnych z utworów trzeciorzędu zlokalizowane w zachodniej części miasta – Leśnicy.

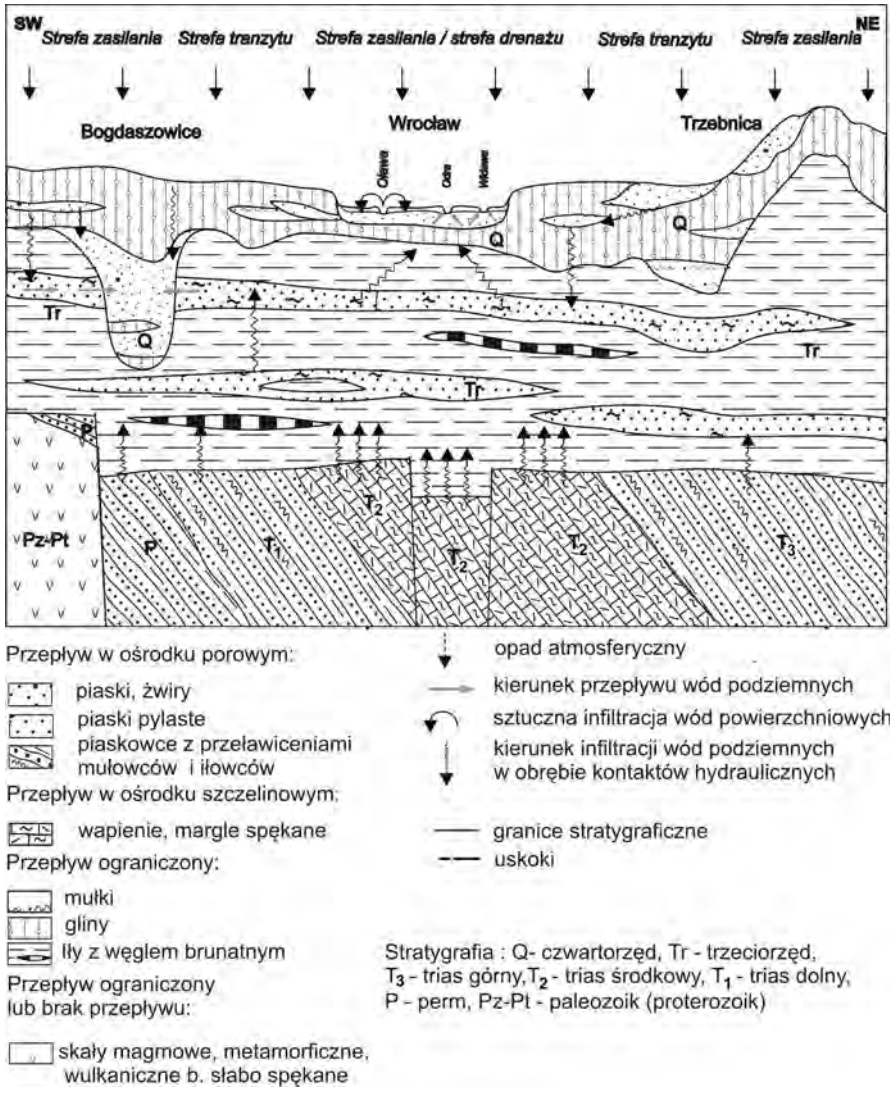

Fig. 6. Schemat przepływu wód w profilu pionowym w rejonie Wrocławia

Produkcją wody i jej dystrybucją na terenie miasta zajmuje się Miejskie Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji (MPWiK) Sp. z o.o. W całkowitym poborze wód przez MPWiK wody powierzchniowe stanowią 46%, infiltracyjne 53,1%, natomiast podziemne 0,9% (2003 r.)

Pobór wód a ich zasoby

W 2003 r. średni dobowy pobór wody we Wrocławiu wynosił 105 705 m^3/d, w tym 81 223 m^3 stanowił pobór komunalny, natomiast 24 673 m^3 pobór przemysłowy (tab. 1). Obecnie podstawowe dla systemu wodociągowego Wrocławia jest ujęcie wód powierzchniowych Oławy i Nysy Kłodzkiej oraz zespół ujęć infiltracyjnych w dolinie Odry i Oławy. Zdolność produkcyjna obu ujęć wynosi 300 000 m^3/d.

Tabela 1

Wybrane informacje o Wrocławiu

Powierzchnia		293 km^2
Ludność (2003 r.)		637 548
Pobór średni dobowy (2003 r.)	komunalny	81 223 m^3/d
	przemysłowy	24 673 m^3/d
Zaopatrzenie w wodę (2003 r.)	ujęcia wód powierzchniowych	46%
	ujęcia wód infiltracyjnych	53,1%
	ujęcia wód podziemnych	0,9%
Zasoby wód podziemnych		16 208 m^3/d
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego	niezbędne	9675 m^3/d
	minimalne	4837,5 m^3/d
Specyficzny problem miasta		brak

Zasoby ujęcia wód podziemnych w Leśnicy wynoszą 1560 m^3/h. W 2003 r. średni dobowy pobór wynosił 1315 m^3/d, a wody wykorzystywane były do zaopatrzenia lokalnego dzielnicy.

Chemizm wód podziemnych

Skład chemiczny wód podziemnych wodonośnego piętra czwartorzędowego charakteryzuje się dużą zmiennością. Na obszarze doliny w granicach terenów zurbanizowanych są to wody niskiej jakości, co jest wynikiem wpływu różnych czynników antropogenicznych. Sucha pozostałość wynosi 120–860 mg/dm^3 (maksymalnie 1308 mg/dm^3), zawartość chlorków 300–352 mg/dm^3, siarczanów 250–640 mg/dm^3, azotanów 10,0–78,4 mgN/dm^3, azotynów

0,1–0,9 mgN/dm^3, amoniaku 0,5–3,0 mgN/dm^3, żelaza 5–28 mg/dm^3 i manganu 0,5–6,5 mg/dm^3. Wody te wymagają skomplikowanego uzdatniania.

Jakościowo lepsza woda występuje w części doliny Odry położonej na południowy wschód od Wrocławia (woda średniej jakości). Są to obszary leżące poza miastem; znajdują się tu również tereny wodonośne ujęć infiltracyjnych wodociągów Wrocławia oraz dawnych wodociągów Siechnicy. Jakość wód nie została tu jeszcze zdominowana przez czynniki antropogeniczne, co potwierdzają wyniki badań próbek z ujęcia wodociągowego dla Wrocławia i ujęcia Elektrociepłowni Czechnica (Żuk, 2000a, b). Najlepsze jakościowo wody występują w osadach piaszczysto-żwirowych struktury rynnowej Bogdaszowic. Są to wody obojętne o niskiej mineralizacji – zawartość suchej pozostałości nie przekracza 350 mg/dm^3. Nieco podwyższone są zawartości żelaza do 1,76 mg/dm^3 oraz manganu do 0,33 mg/dm^3 (Mroczkowska, Kiełczawa, 1997). Pozostałe elementy składu chemicznego charakteryzują się niskimi stężeniami. Po prostym uzdatnieniu wody te spełniają wymagania dla wód pitnych zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Zdrowia z dn. 19 listopada 2002 r. (Dz. U. Nr 203 z 5.12.2002 r., poz. 1718).

Chemizm wód piętra neogeńskiego cechuje się dużym zróżnicowaniem zarówno w zakresie stężeń poszczególnych jonów, jak i ich rozkładu i zmian w profilu głębokościowym. Mineralizacja tych wód waha się od 140 do 3210 mg/dm^3, zawartość siarczanów od ilości śladowych do 950 mg/dm^3 i chlorków od kilku do 805 mg/dm^3. Wysokie wartości tych wskaźników wiążą się według wszelkiego prawdopodobieństwa z ascenzją wód triasowych, charakteryzujących się ciśnieniem artezyjskim i wysoką mineralizacją na obszarach, gdzie utwory kenozoiczne leżą bezpośrednio na wapieniu muszlowym. Wpływ ten jest widoczny przede wszystkim na północno-zachodnim obrzeżu Wrocławia. Wody piętra neogeńskiego mają typ wielojonowy: począwszy od wód wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowych, przez wody siarczanowo-chlorkowo-wapniowe, po chlorkowo-siarczanowo-magnezowo-wapniowo-sodowe. Dodatkowo w rejonie miasta stwierdzano równocześnie wzrost zawartości żelaza do 22,0 mg/dm^3 oraz manganu do 1,6 mg/dm^3. Powoduje to, że są one zaliczane do wód pozaklasowych. Poza obszarem zurbanizowanym woda eksploatowana z piętra neogeńskiego przez ujęcia wiejskie jest najczęściej średniej, a rzadziej niskiej jakości i wymaga z reguły prostego uzdatniania.

Wody mineralne

Wody o podwyższonej mineralizacji występują w piętrze triasowym i permskim. Charakteryzują się wysoką suchą pozostałością: od 1,7–3,0 g/dm^3 w wapieniu muszlowym do 6,64 g/dm^3 w pstrym piaskowcu i do 13,7 g/dm^3 w permie. Maksymalne zawartości niektórych jonów przedstawiają się następująco: siarczany 830,0 mg/dm^3 (wapień muszlowy), chlorki 635,0 mg/dm^3 (perm), żelazo 9,0 mg/dm^3 (perm) i mangan 0,25 mg/dm^3 (perm).

Zagrożenia wód podziemnych

Na degradację jakości wód podziemnych piętra czwartorzędowego doliny Odry ma wpływ znaczna ilość obiektów uciążliwych w obrębie aglomeracji, mianowicie: zakładów przemysłowych, magazynów paliw, infrastruktury transportowej, zrzutów niedostatecznie oczyszczonych ścieków, składowisk odpadów komunalnych i przemysłowych oraz hałd przemysłowych. Ponadto jakość wód Odry i jej dopływów w rejonie Wrocławia jest bardzo niska. Głównym zagrożeniem wód piętra neogeńskiego jest ascenzja silnie zmineralizowanych wód piętra triasowego i permskiego.

Szczególne zagrożenie dla jakości wód ujęcia infiltracyjnego w dolinie Odry i Oławy stanowią: zalanie terenów wodonośnych wodami powodziowymi, długotrwała susza, niskie stany przepływów w Nysie Kłodzkiej i Oławie, awaryjne zanieczyszczenie wód tych rzek, zanieczyszczenia obszarowe pochodzenia rolniczego na terenie obu zlewni oraz hałda żużli żelazowo-chromowych byłej huty Siechnice.

Obszary perspektywiczne

Wrocław otoczony jest trzema głównymi zbiornikami wód podziemnych oraz zasobnymi w wodę czwartorzędowymi strukturami kopalnymi. Na zachód od granicy miasta obszary zasobne w wodę związane są z GZWP nr 319 – Subzbiornik Prochowice–Środa, w skład którego wchodzi czwartorzędowa struktura Bogdaszowic. Na północnym zachodzie, między doliną Odry a doliną Baryczy, rozpoznano czwartorzędową strukturę Wołowa. Od wschodu Wrocław otaczają GZWP nr 322 – Zbiornik Oleśnica, wraz z dolinami kopalnymi: oleśnicką i nieciszowską, oraz GZWP nr 320 – Pradolina rzeki Odra. Obszary te tworzą nieciągłe strefy wokół Wrocławia. Można jednak przypuszczać, że niektóre z nich mogą pozostawać ze sobą w łączności hydraulicznej. Przeprowadzone badania geoelektryczne wskazują, że w rejonach: Dziewin–Brodno–Szczepanów, Ligota Mała–Piekary–Wójcice oraz Żmigród–Złotów–Białe Błota mogą występować zasobne w wodę struktury kopalne (fig. 5). Niezbędne są dalsze badania hydrogeologiczne nad przebiegiem i zasobnością tych struktur.

Dla zaopatrzenia ludności Wrocławia w wody podziemne wytypowano trzy obszary perspektywiczne: wodonośna struktura Bogdaszowic, wodonośna struktura kopalna Wołowa oraz wodonośna struktura Oleśnica–Nieciszów.

Wodonośna struktura Bogdaszowic położona jest 15 km na zachód od Wrocławia. Powierzchnia jej wynosi 32,2 km^2, a zasoby dyspozycyjne 13 797 m^3/d. Strukturę wypełniają subglacjalne utwory piaszczyste o miąższości 44–120 m. Poziom wodonośny izolowany jest od góry warstwą szarych glin, lokalnie rozciętych erozyjnie. Zwierciadło wody ma charakter swobodno-naporowy, stabilizuje się na zmiennych głębokościach od 1 do 25 m (125 m n.p.m.). Układ hydroizohips wskazuje na generalny kierunek przepływu SW–NE ku dolinie Odry. Poziom ten jest zasilany na znacznym obszarze wprost z powierzchni. Rozpoznanie warunków hydrogeologicznych wskazuje ponadto na częściowe zasilanie poziomu rynnowego wodami górnego poziomu wodonośnego neogenu z kierunku południowo-zachodniego (Krawczyk i in., 1996).

Koncepcja eksploatacji wód podziemnych na potrzeby Wrocławia zakłada wykorzystanie istniejącego ujęcia wody Bogdaszowice–Radakowice, które nie jest eksploatowane. Zasoby eksploatacyjne ujęcia ustalono na 24 000 m^3/d, przy depresji rejonowej 13 m (Grzegorczyk i in., 1993).

Wodonośna struktura kopalna Wołowa położona jest ok. 10 km na północ od Wołowa. Układ hydroizohips czwartorzędowego piętra wodonośnego wskazuje na obecność dwóch zlewni wód podziemnych, przez które przebiega omawiana struktura (Krawczyk i in., 1996). W obszarze położonym na północ od granicy zlewni spływ wód podziemnych ma generalny kierunek NE ku dolinie Baryczy, zaś na południe od tej granicy ma kierunek SW ku dolinie Odry.

Warstwę wodonośną w obrębie struktury stanowi ciągły kompleks osadów piaszczystych, jedynie w części środkowej i południowej lokalnie napotkać można soczewy osadów serii zastoiskowej. Miąższość warstwy wodonośnej sięga maksymalnie 64 m i zmniejsza się w kierunku północy (rejon Głębowic) do 43,8 m (Krawczyk i in., 1996). Poziom wodonośny tej struktury jest zasilany na przeważającym obszarze bezpośrednio z powierzchni. Ponadto w części południowej i środkowej rynny pozostaje on w bezpośredniej więzi hydraulicznej z warstwami górnego pozio-

mu piętra neogeńskiego. Warstwa wodonośna cechuje się dobrą wodoprzewodnością 787 m^2/d. W północnej części struktury wydajności potencjalne mieszczą się w przedziale 70–120 m^3/h, w południowej – powyżej 120 m^3/h (Malinowska-Pisz, Jędrusiak, 2000a, b). Zasoby dyspozycyjne wynoszą tu 16 086 m^3/d, co daje moduł zasobów dyspozycyjnych w wysokości 383 m^3/d km^2.

Wodonośna struktura Oleśnica–Nieciszów wchodzi w skład czwartorzędowego GZWP nr 322 – Zbiornik Oleśnica, którego zasoby dyspozycyjne wynoszą 20 927 m^3/d.

Struktura Oleśnicy rozciąga się na długości 15 km, przy zmiennej szerokości 1–1,5 km. Warstwę wodonośną tworzy ciągły kompleks piasków różnoziarnistych o zróżnicowanej miąższości od 50 do 150 m, przykryty serią szarych glin. Przeławicenia lub wkładki osadów gliniasto-mułkowych występują jedynie w krańcowych częściach struktury. Wody poziomu rynnowego charakteryzują się reżimem naporowym; zwierciadło stabilizuje się na głębokości od kilku do kilkunastu metrów, na rzędnych 142–157 m n.p.m. Przewodność warstwy wodonośnej mieści się w przedziale od 190 do 2500 m^2/d (średnio 1050 m^2/d). Wydajność potencjalna studni wynosi ok. 110 m^3/h (Bielecka, Wojciechowska, 2000a, b).

Struktura Nieciszowa biegnie na zachód od struktury Oleśnicy. Jej szerokość wynosi 0,7–1,5 km, głębokość sięga 60–85 m. Wypełniają ją piaszczyste osady subglacjalne oraz gliny zwałowe, przykryte kompleksem utworów zastoiskowych. Miąższość warstwy wodonośnej w południowym fragmencie struktury wynosi 46–54 m, zaś w północnym zmniejsza się do 20 m. Warstwa wodonośna o reżimie naporowym charakteryzuje się niezbyt dużym i zmiennym ciśnieniem subartezyjskim. Przewodność mieści się w przedziale 420–1350 m^2/d. Wydajność potencjalna studni wynosi ok. 90 m^3/h.

Wyniki dotychczasowych badań hydrogeologicznych wykazały, że między strukturą Oleśnicy i strukturą Nieciszowa może istnieć łączność hydrauliczna, jednak zagadnienie to wymaga przeprowadzenia dokładnych badań.

PODSUMOWANIE

1. Obecny system zaopatrzenia w wodę Wrocławia bazuje w 46% na wodach powierzchniowych Oławy i Nysy Kłodzkiej i w 53,1% na wodach pochodzących ze sztucznej infiltracji do czwartorzędowego piętra wodonośnego. Około 0,9% całkowitej produkcji pochodzi z ujęcia wody podziemnej w Leśnicy.

2. Główne zasoby wód podziemnych w rejonie aglomeracji wrocławskiej udokumentowane zostały w utworach czwartorzędu i neogenu, jednak na terenie miasta brak jest zasobów gwarantujących całkowite zapewnienie wszelkich potrzeb komunalnych.

3. W bezpośrednim sąsiedztwie Wrocławia występują czwartorzędowe kopalne struktury rynnowe, które mogą stanowić dodatkowe źródło zaopatrzenia. Obszary te cechują bardzo korzystne warunki hydrogeologiczne. Są to struktury: Bogdaszowic, Oleśnicy i Nieciszowa oraz Wołowa. Niezbędne są dalsze badania ich przebiegu i zasobności.

LITERATURA

BIELECKA H., WOJCIECHOWSKA R., 2000a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Oleśnica. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

BIELECKA H., WOJCIECHOWSKA R., 2000b – Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Oleśnica. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

BUKSIŃSKI S., 1974 – Atlas geologiczny Wrocławia, cz. I, Mapy i przekroje geologiczne.

DENDEWICZ A., KRAWCZYK J., 1988 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych w utworach czwartorzędowych i wapienia muszlowego rejonu niecki wrocławskiej – Etap I oraz skorygowany projekt badań hydrogeologicznych – Etap II. PG Proxima SA. Wrocław.

GRZEGORCZYK K. i in., 1993 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów ujęcia wód podziemnych Bogdaszowice–Radakowice. PG Proxima SA. Wrocław.

KLECZKOWSKI A.S., 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.

KŁAPCIŃSKI J., 1993 – Litostratygrafia profili głębokich otworów wiertniczych w regionie opolskim. *Pr. Geol.-Miner.*, **37,** *Acta Univ. Wratisl.*

KONDRACKI J., 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

KRAWCZYK J., BOROWIEC A., JĘDRUSIAK M., KIEŃĆ D., NOWAK A., KUZYNKÓW H., 1996 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych w utworach czwartorzędowych, trzeciorzędowych i triasowych rejonu niecki wrocławskiej (II etap) z uwzględnieniem GZWP. PG Proxima SA. Wrocław.

MALINOWSKA-PISZ A., JĘDRUSIAK M., 2000a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Wołów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

MALINOWSKA-PISZ A., JĘDRUSIAK M., 2000b – Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Wołów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

MROCZKOWSKA B., 1997 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Środa Śląska. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

MROCZKOWSKA B., KIEŁCZAWA J., 1997 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Leśnica. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

SKRZYPCZYK L., 2004 – Mapa głównych zbiorników wód podziemnych (według stanu CAG z dnia 31 marca 2004 r.). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

SZCZEPIŃSKI J., JĘDRUSIAK M., ŁONIEWSKI P., DĄBROWSKI S., 2001 – Koncepcja modernizacji i rozbudowy ujęć infiltracyjnych dla miasta Wrocławia. Część I. Ocena zasobów dyspozycyjnych ujęć infiltracyjnych dla miasta Wrocławia metodą modelowania numerycznego. Integrated Management Services Sp. z o.o. Wrocław.

WINNICKA G., 1988 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Wrocław. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

ŻUK U., 2000a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Wrocław. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

ŻUK U., 2000b – Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Wrocław. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

ZIELONA GÓRA

Linda **SOBOL**
Marek **CZERSKI**
Marek **MICHNIEWICZ**
Andrzej **WOJTKOWIAK**

INFORMACJE OGÓLNE

Zielona Góra jest stolicą oraz drugim co do wielkości miastem województwa lubuskiego. W 2004 r. liczyła 118 700 mieszkańców. Jej powierzchnia zajmuje 58,32 km^2. Położenie miasta sprawia, że jest ono ważnym węzłem komunikacyjnym. W sąsiedztwie miasta przebiega międzynarodowa droga E 65 łącząca Polskę z Berlinem oraz trzy główne drogi krajowe. W odległości 40 km od centrum Zielonej Góry, w Babimoście znajduje się towarowo-pasażerski port lotniczy. W mieście koncentruje się przemysł maszynowy, włókienniczy, spożywczy oraz handel i usługi.

Opracowanie zostało wykonane w Oddziale Dolnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego w ramach działalności Państwowej Służby Hydrogeologicznej. Celem opracowania była analiza aktualnego stanu rozpoznania warunków hydrogeologicznych regionu zielonogórskiego oraz wytypowanie obszarów perspektywicznych dla zaopatrzenia ludności w wody podziemne. Przedstawiono system zaopatrzenia w wodę oraz wyznaczono perspektywiczne obszary wodonośne w okolicach Zielonej Góry. Przeprowadzono również ocenę stanu zagrożenia w strefach zasilania i poboru wód podziemnych użytkowych poziomów wodonośnych, a także obszarów perspektywicznych.

Obszar opracowania stanowią arkusze Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000: Buchałów oraz Zielona Góra, w obrębie których znajduje się Zielona Góra, oraz arkusze: Torzym, Toporów, Krosno Odrzańskie, Czerwieńsk, Chotków i Nowa Sól, obejmujące obszary perspektywiczne mogące stanowić źródło zaopatrzenia w wody podziemne (fig. 1).

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW ŚRODOWISKOWYCH

Geomorfologia

Według regionalizacji fizycznogeograficznej J. Kondrackiego (2001) obszar Zielonej Góry, wraz z terenami przyległymi, znajduje się w prowincji Niżu Środkowoeuropejskiego i obejmuje dwie podprowincje: Pojezierza Południowobałtyckie i Niziny Środkowopolskie. Północna część opisywanego obszaru znajduje się w obrębie Pojezierza Lubuskiego, centralna w obrębie Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej i Wzniesień Zielonogórskich, południowa zaś w obrębie Obniżenia Milicko-Głogowskiego.

W skład części Pojezierza Lubuskiego, znajdującej się na obszarze opracowania, wchodzą mezoregiony: Równina Torzymska i Pojezierze Łagowskie. W Pradolinie Warciańsko-Odrzańskiej znajduje się część Doliny Środkowej Odry oraz część Kotliny Kargowskiej. W obrębie Wzniesień Zielonogórskich usytuowane są Wysoczyzna Czerwieńska i Wał Zielonogórski, a w obrębie Obniżenia Milicko-Głogowskiego – Obniżenie Nowosolskie oraz Pradolina Głogowska.

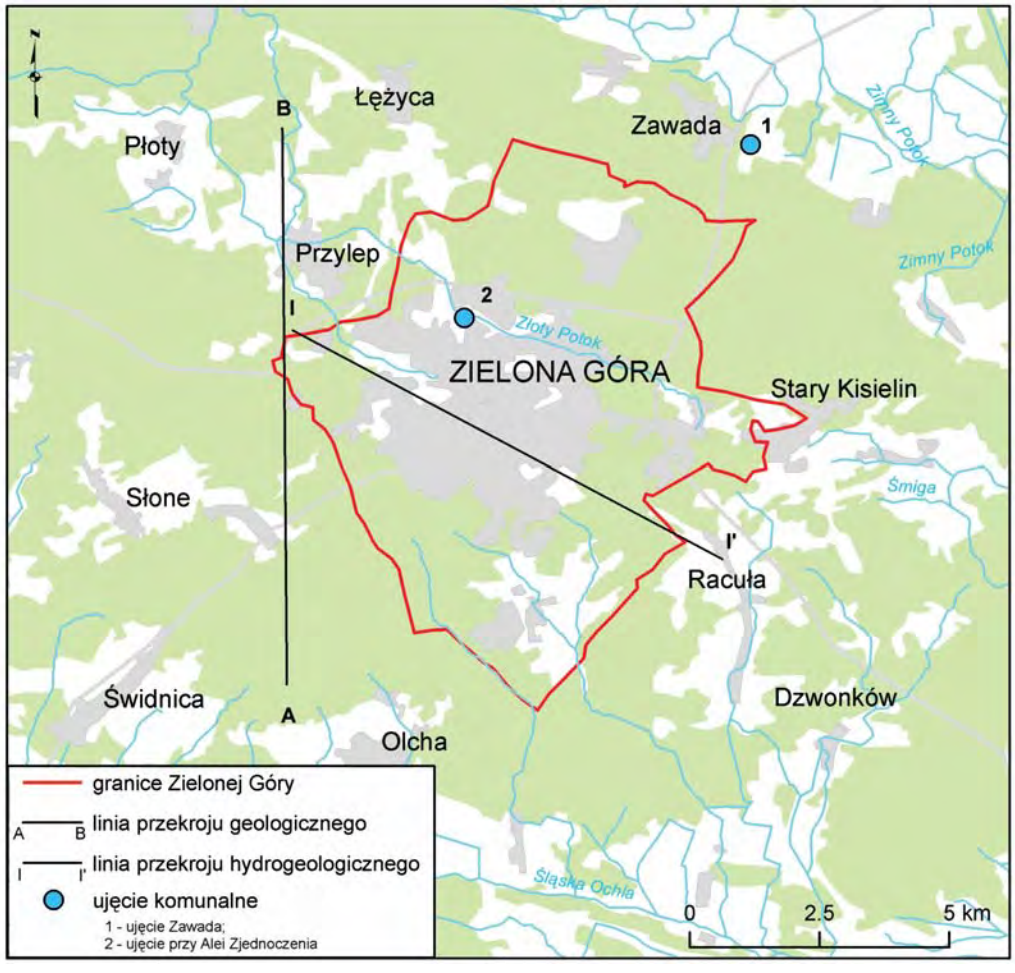

Fig. 1. Położenie obszaru Zielonej Góry

Zielona Góra leży na stokach Wału Zielonogórskiego, na pograniczu trzech nadrzędnych jednostek fizycznogeograficznych: Wzniesień Zielonogórskich, Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej i Obniżenia Milicko-Głogowskiego (Kondracki, 2001). Wał Zielonogórski to glacitektoniczne wypiętrzenie sięgające wysokości 221 m n.p.m. i osiągające ok. 100 m wysokości względnej. Stara część miasta znajduje się w niewielkiej wklęsłości na północnych stokach wału. W najnowszych czasach zabudowa wkroczyła wyżej i objęła kulminacje wzgórz morenowych. Najwyższymi punktami miasta są: Wzgórze Jagodowe o wysokości 210,8 m n.p.m., leżące w południowej części Zielonej Góry – w obrębie Wzgórz Piastowskich, i Wzgórze Braniborskie, o wysokości 202,6 m n.p.m, leżące w centrum miasta.

Hydrografia

Region zielonogórski pod względem hydrograficznym położony jest w dorzeczu środkowej Odry. Rzeka stanowi naturalną oś drenażu wód odprowadzanych przez główne lewo- i prawobrzeżne dopływy (Wróbel, 1997).

Głównymi lewobrzeżnymi dopływami Odry są tu:

– Czarna Struga, która w całym swoim biegu płynie Obniżeniem Nowosolskim, odwadniając wraz z Śląską Ochlą jego wschodnią część (Czarnecka, 1983);

– Śląska Ochla, odwadniająca wschodnią część Obniżenia Nowosolskiego;

– Śmiga, wypływająca w NE części Wału Zielonogórskiego;

– Zimny Potok, odwadniający stoki Wału Zielonogórskiego;

– Bóbr, który jest bazą drenażu dla cieków Wysoczyzny Czerwieńska; na obszarze objętym opracowaniem leży jego ujściowy odcinek.

Głównymi ciekami odwadniającymi obszar po wschodniej stronie Odry są:

– Obrzyca, która wypływa z Jeziora Sławskiego i uchodzi do Odry w rejonie Głuchowa;

– Obra, prawy dopływ Obrzycy, za której początek przyjęto uregulowany ciek zwany Kanałem Głównym lub Głównym Odpływem;

– Ołobok, prawy dopływ Odry, wypływający z jeziora Niesłysz;

– Gryżynka drenuje wody poprzez jeziora Gryżyńskie i Jelito do Szklarki Radnickiej, gdzie uchodzi do Odry;

– Biała, wypływająca z jeziora Kolno, drenuje wody poprzez jeziora Środkowe, Głębokie i Bytnickie i uchodzi do Odry w rejonie Osiecznicy;

– Pliszka, prawy dopływ Odry, wypływająca z jeziora Malcz i przepływająca przez jezioro Wielicko.

Zarys budowy geologicznej

Opisywany obszar leży w granicach monokliny przedsudeckiej, zbudowanej z utworów karbonu, permu i triasu, o łącznej miąższości 1800 m, które zapadają pod niewielkim kątem w kierunku północno-wschodnim. Na nich zalega pokrywa kenozoiczna o miąższości przekraczającej 200 m.

Najstarszymi stwierdzonymi utworami są sfałdowane skały osadowe i krystaliczne karbonu dolnego, stanowiące podłoże monokliny przedsudeckiej. Leżące nad nimi osady górnego karbonu to piaskowce i mułowce (Urbański, 2002a, 2003). Najstarsze skały permskie, reprezentowane przez utwory czerwonego spągowca o zmiennej miąższości, wykształcone są jako piaski i mułowce. Na nich spoczywa miąższy kompleks osadów ewaporacyjnych cechsztynu wykształconych cyklicznie. Stwierdzono tu cyklotemy: werra, stassfurt, leine i aller. Utwory triasu reprezentowane są przez osady pstrego piaskowca, wapienia muszlowego oraz kajpru. Pstry piaskowiec (trias dolny) tworzą przeławicające się piaskowce i wapienie. Nad nimi zalegają środkowotriasowe wapienie i dolomity. Trias górny (kajper) budują piaskowce, mułowce i iłowce.

Najstarszymi utworami trzeciorzędowymi są tu mułki ilasto-piaszczyste serii lubuskiej zaliczane do oligocenu (Urbański, 2002a, 2003). W stropie profilu występują warstwy węgla, które prawdopodobnie można skorelować z pokładem głogowskim. Miąższość serii lubuskiej na ogół nie przekracza 30 m. Miocen jest reprezentowany przez wszystkie ogniwa: dolne, środkowe i górne. Najstarsze osady mioceńskie to utwory serii żarskiej, wykształcone jako piaski i żwiry z cienkim pokładem węgla brunatnego w stropie (Dyjor, Wróbel, 1978). Nad serią żarską zalegają piaski serii śląsko-łużyckiej. Osady miocenu środkowego tworzą: górna część serii śląsko-łużyc-

kiej z cienkimi pokładami węgla należącymi najprawdopodobniej do 2. pokładu łużyckiego, utwory serii Mużakowa z pokładem węgla Henryk oraz dolna część serii poznańskiej wykształcona jako iły szare. Miocen górny reprezentują iły i mułki wyższej części serii poznańskiej. Pliocen występuje w postaci piasków i żwirów serii Gozdnicy w formie nieciągłych, kilkumetrowych pokryw.

Utwory czwartorzędu wykształcone są jako osady rzeczne, zastoiskowe, wodnolodowcowe i lodowcowe plejstocenu zlodowaceń południowopolskich, środkowopolskich i północnopolskich oraz osady rzeczne, jeziorne, zastoiskowe i eoliczne holocenu. Miąższość plejstocenu jest zróżnicowana. Najbardziej miąższe serie wypełniają rynny kopalne utworzone w wyniku działalności lądolodu zlodowaceń południowopolskich. Są to głównie piaski, mułki i gliny zwałowe. Rynny kopalne, na opisywanym obszarze, występują pod młodszymi osadami w dolinie Odry i pod Pradoliną Głogowsko-Barucką. W rejonie Zielonej Góry utwory czwartorzędowe są silnie zaburzone glacitektonicznie (fig. 2). Osady holoceńskie: mady, piaski rzeczne, mułki, torfy i namuły tworzą najniższy taras w dolinie Odry i w Pradolinie Głogowsko-Baruckiej.

CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Charakterystyka poziomów wodonośnych zwykłych wód podziemnych

W rejonie zielonogórskim głównym użytkowym piętrem wodonośnym jest piętro czwartorzędowe, natomiast podrzędne znaczenie ma piętro trzeciorzędowe (Wagner, Sadurski, 2004a–d).

W obrębie **piętra czwartorzędowego** można wyróżnić cztery poziomy wodonośne, różniące się usytuowaniem geomorfologicznym i panującymi w ich obrębie warunkami hydrogeologicznymi:

– poziom występujący w dolinach współczesnych cieków wodnych,
– poziom pradolinno-rynnowy,
– poziom związany ze zbiornikami elewacyjnymi Wału Zielonogórskiego,
– wysoczyznowy poziom sandrowo-kemowy.

Podstawowe znaczenie ma tu poziom związany ze strukturami pradolinno-rynnowymi. Największymi strukturami tego typu w rejonie Zielnej Góry są: biegnąca równoleżnikowo, na północ od miasta, pradolina warszawsko-berlińska, na wschodzie biegnąca południkowo pradolina Barycz-Głogów (część zachodnia) oraz na południu biegnąca równoleżnikowo pradolina Zasieki–Nowa Sól. Przebieg dwóch pierwszych struktur pokrywa się z przebiegiem współczesnej doliny Odry. Poziom pradolinny budują najczęściej dwa kompleksy wodonośne (górny i dolny), złożone z piasków i żwirów wodnolodowcowych, o miąższościach od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, z nieregularnymi przewarstwieniami słabo przepuszczalnych iłów, mułów oraz glin zwałowych. Kompleks górny leży bezpośrednio pod poziomem dolinnym Odry, choć lokalnie mogą być one rozdzielone torfami lub glinami zwałowymi. Kompleks górny od piasków i żwirów kompleksu dolnego oddzielają kilkudziesięciometrowej miąższości przewarstwienia glin zwałowych oraz piasków i mułków zastoiskowych. Całkowita miąższość osadów czwartorzędowych w obrębie dolin kopalnych przekracza niekiedy 100 m. Wydajności potencjalne zmieniają się w szerokim zakresie od kilkunastu do ponad 100 m^3/h.

Oprócz wymienionych pradolin w sąsiedztwie Zielonej Góry występują również mniejsze, wypełnione zwykle pojedynczym kompleksem piaszczysto-żwirowym, kopalne struktury rynnowe, o długości dochodzącej do kilku kilometrów, szerokości rzędu kilkuset metrów i głębo-

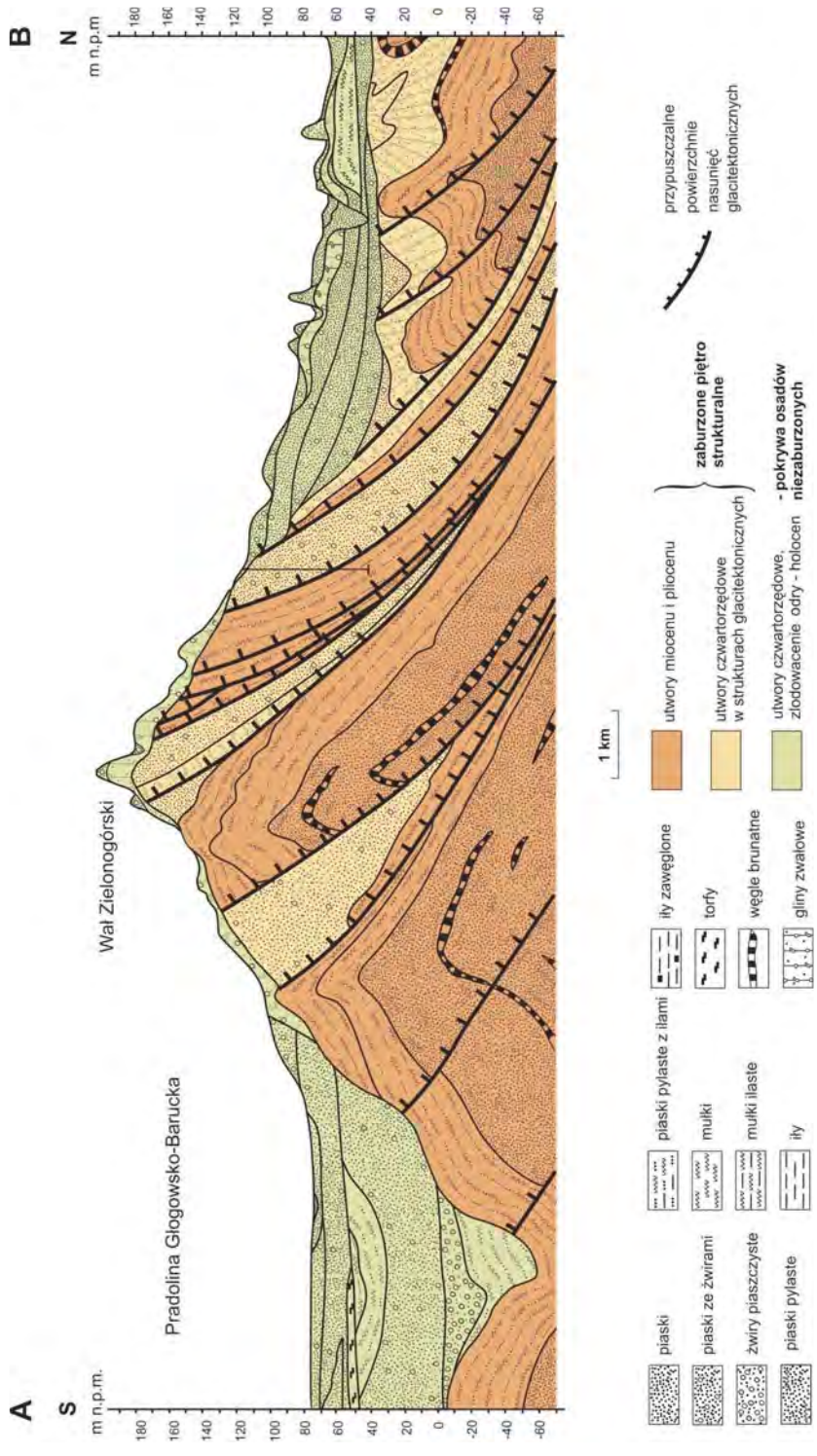

Fig. 2. Przekrój geologiczny A–B przez rejon Zielonej Góry według Urbańskiego (2002b) – lokalizacja na fig. 1

kości do 60–70 m. Ponieważ są to formy stosunkowo niewielkie, zlokalizowane często w najwyższych partiach wysoczyzny, zasilane są głównie wodami atmosferycznymi, a tylko lokalnie w wyniku infiltracji wodami z cieków i zbiorników powierzchniowych. Odnawialność ich zasobów jest niska.

Zielona Góra położona jest w obrębie Wzniesień Zielonogórskich. Warunki hydrogeologiczne są tu bardzo skomplikowane i zróżnicowane. Ośrodek skalny zbudowany jest z plejstoceńskich utworów piaszczysto-żwirowych, występujących w obrębie struktur rynnowych o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Struktury rynnowe o długości do kilku kilometrów i szerokości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów są przedzielane glinami zwałowymi o miąższości do 110 m oraz osadami trzeciorzędowymi. Miąższość utworów wodonośnych waha się od 20 do 60 m. Lokalnie występują dwie lub trzy warstwy, a niekiedy brak jest warstw wodonośnych. Niektóre poziomy mogą prowadzić wody pod ciśnieniem hydrostatycznym.

Po północno-wschodniej stronie Wału Zielonogórskiego i na Wysoczyźnie Czerwieńska poziom wodonośny związany jest z tarasem kemowym, a na południe od Wału Zielonogórskiego z tarasem sandrowym. Występują tu wody czwartorzędowe o zwierciadle swobodnym lub lekko napiętym. Miąższość pierwszego poziomu wód podziemnych wynosi 20–30 m. Jest on dość jednolicie wykształcony w postaci serii piaszczysto-żwirowej. Lokalnie może być rozdzielony glinami lub mułkami na dwie lub trzy warstwy wodonośne. Na północnych i południowych stokach Wału Zielonogórskiego oraz w jego części centralnej i zachodniej występują obszary pozbawione ciągłych, użytkowych warstw wodonośnych.

Na południe od Wału Zielonogórskiego, w Kotlinie Nowosolskiej, pierwszy poziom wód podziemnych związany jest z piaskami drobnymi i średnimi. Miąższość warstwy wodonośnej waha się od 5 do 20 m, sporadycznie przekracza 40 m (średnio ok. 15 m). Zwierciadło wód jest swobodne i leży na głębokości od 0,5 do 5,0 m. Poniżej występuje warstwa mułków i iłów zastoiskowych o miąższości od 20 do 40 m z przewarstwieniami piaszczysto-żwirowymi o miąższości dochodzącej do 15 m. Drugi poziom wód podziemnych związany jest z osadami piaszczysto-żwirowymi o miąższości ok. 20 m, zalegającymi na nieprzepuszczalnym podłożu. Zwierciadło wody ma charakter napięty.

Utwory wodonośne poziomu związanego z dolinami współczesnych rzek wykształcone są najczęściej w postaci jednego piaszczysto-żwirowego horyzontu wodonośnego przewarstwianego płatami glin zwałowych bądź wkładkami iłów czy też mułów. Zwierciadło wody ma charakter swobodny i występuje na głębokościach od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Miąższość utworów wodonośnych dochodzi do kilkunastu metrów. Wydajności potencjalne wahać się mogą od kilku do kilkudziesięciu m^3/h. Poziom ten zachowuje bezpośredni kontakt hydrauliczny z kompleksem wodonośnym poziomu pradolinnego.

W obrębie **piętra trzeciorzędowego** wyróżnić można dwa poziomy wodonośne: oligoceński i mioceński. Poziom oligoceński tworzy z reguły jedną, czasem dwie warstwy wodonośne. Poziom mioceński, w obrębie którego występują liczne pokłady węgla brunatnego, zbudowany jest z:

– górnomioceńskiego (nadwęglowego) horyzontu wodonośnego w utworach piaszczysto-żwirowych serii Mużakowa,

– środkowomioceńskiego horyzontu wodonośnego (międzywęglowego) w utworach piaszczystych serii śląsko-łużyckiej,

– dolnomioceńskiego horyzontu wodonośnego (podwęglowego) w utworach piaszczystych serii żarskiej.

Pod względem hydrogeologicznym rozpoznane zostały głównie tylko górne partie wodonośne miocenu – wodonośny horyzont nadwęglowy i, lokalnie, międzywęglowy. Horyzont nadwęglowy cechuje się stosunkowo niskimi wydajnościami, od kilku do maksymalnie kilkunastu m^3/h, oraz niską odnawialnością zasobów. Czynnikiem stawiającym pod znakiem zapytania celowość ujmowania wód podziemnych z horyzontu międzywęglowego i podwęglowego jest drobnoziarnisty i pylasty charakter warstw wodonośnych, zawierających często trudną do usunięcia koloidalną zawiesinę węgla brunatnego, zabarwiającą wody na ciemnobrunatno. Z kolei wody, których obecność stwierdzono nielicznymi otworami w strefie spągowej trzeciorzędu, na kontakcie z utworami starszego podłoża mogą mieć charakter mineralny, o wysokiej zawartości jonu chlorkowego, siarczanowego i sodowego, a także fluorkowego i bromkowego (fig. 3).

Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w rejonie Zielonej Góry

Niemal połowa powierzchni miasta leży w granicach czwartorzędowego GZWP nr 150 – Pradolina Warszawa–Berlin (Koło–Odra), przebiegającego równoleżnikowo przez północną część Zielonej Góry (Skrzypczyk, 2004). Jego całkowita powierzchnia wynosi 1904 km^2, średnia głębokość ujęć w jego obrębie 25–30 m, a szacunkowe zasoby dyspozycyjne 19 000 m^3/h.

Ponadto na północ od miasta wydzielono czwartorzędowy GZWP nr 148 – Sandr rzeki Pliszka i GZWP nr 144 – Dolina kopalna Wielkopolska. Powierzchnia pierwszego zbiornika wynosi 506 km^2, średnia głębokość ujęć 35 m, a zasoby dyspozycyjne 10 125 m^3/h. Powierzchnia drugiego zbiornika wynosi 4000 km^2, średnia głębokość ujęć 60 m, a szacunkowe zasoby dyspozycyjne 20 000 m^3/h. Na wschodzie rozciąga się czwartorzędowy GZWP nr 302 – Pradolina Barycz–Głogów (część zachodnia), o przebiegu południkowym. Jego powierzchnia wynosi 435 km^2, średnia głębokość ujęć 30 m, a zasoby dyspozycyjne 2458 m^3/h. Na południu przebiega równoleżnikowo GZWP nr 301 – Pradolina Zasieki–Nowa Sól. Jedynie dla tego zbiornika, dla fragmentu rozciągającego się od Nowogrodu Bobrzańskiego do Nowej Soli, sporządzono dokumentację. Jego powierzchnia wynosi 213 km^2, a zasoby dyspozycyjne 2217 m^3/h, przy odnawialności 3411 m^3/h (fig. 4).

Schemat przepływu wód podziemnych

Czwartorzędowe piętro wodonośne zasilane jest przez wody meteoryczne. Infiltrują one w głąb. Część z nich zostaje zakumulowana w obrębie struktur rynnowych w centralnej części Wału Zielonogórskiego i na obszarach bezodpływowych, gdzie lokalnie mogą istnieć kontakty hydrauliczne z piętrem trzeciorzędowym, część zaś w ramach odpływu podziemnego spływa na północ i południowy wschód, w kierunku doliny Odry, oraz na południe, w stronę Śląskiej Ochli. Odra stanowi oś i bazę drenażu piętra czwartorzędowego. W obrębie współczesnej doliny Odry, ze względu na dużą przepuszczalność osadów i płytkie zwierciadło wód podziemnych, wody opadowe oraz spływające z wysoczyzny swobodnie infiltrują w głąb i przez okna hydrogeologiczne, wypełnione piaskami i żwirami płytszego poziomu pradolinnego, zasilają położone głębiej utwory. Wody podziemne granicach struktury pradolinnej odpływają do Odry i jej dopływów, a następnie na północ i zachód, zgodnie z kierunkiem przepływu rzeki. Główna oś odpływu podziemnego jest skierowana na zachód. Obszar pradoliny Zasieki–Nowa Sól, oprócz infiltracji wód opadowych, jest zasilany lateralnie z północy przez wody spływające z południowego skłonu Wału Zielonogórskiego oraz z zachodu i południa, z wysoczyzny od strony Wzgórz Dalkowskich. Zbliżając się do części osiowej struktury, przepływ wód podziemnych zmienia się na równoleżni-

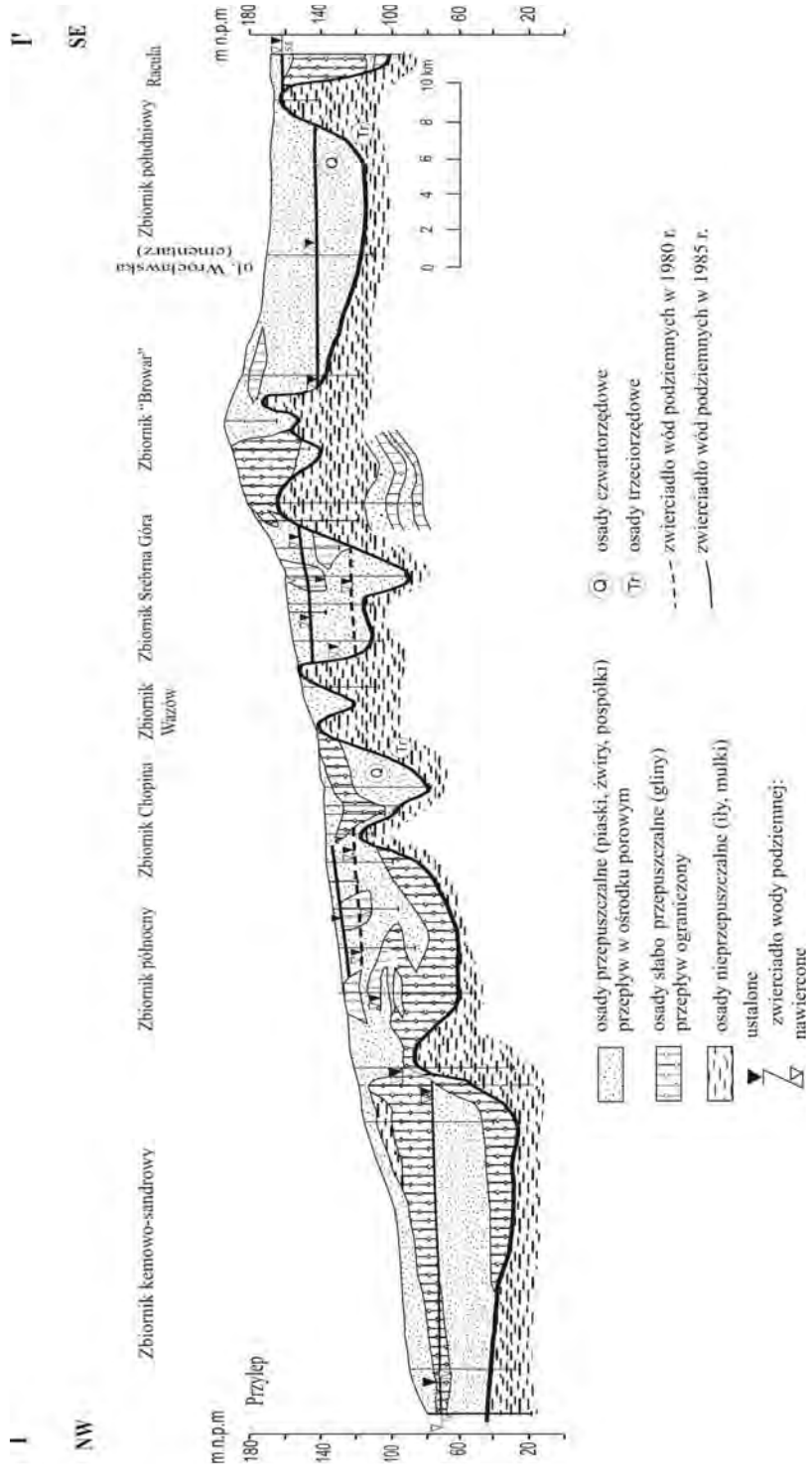

Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny I–I' przez rejon Zielonej Góry według Wróbla (1989) – lokalizacja na fig. 1

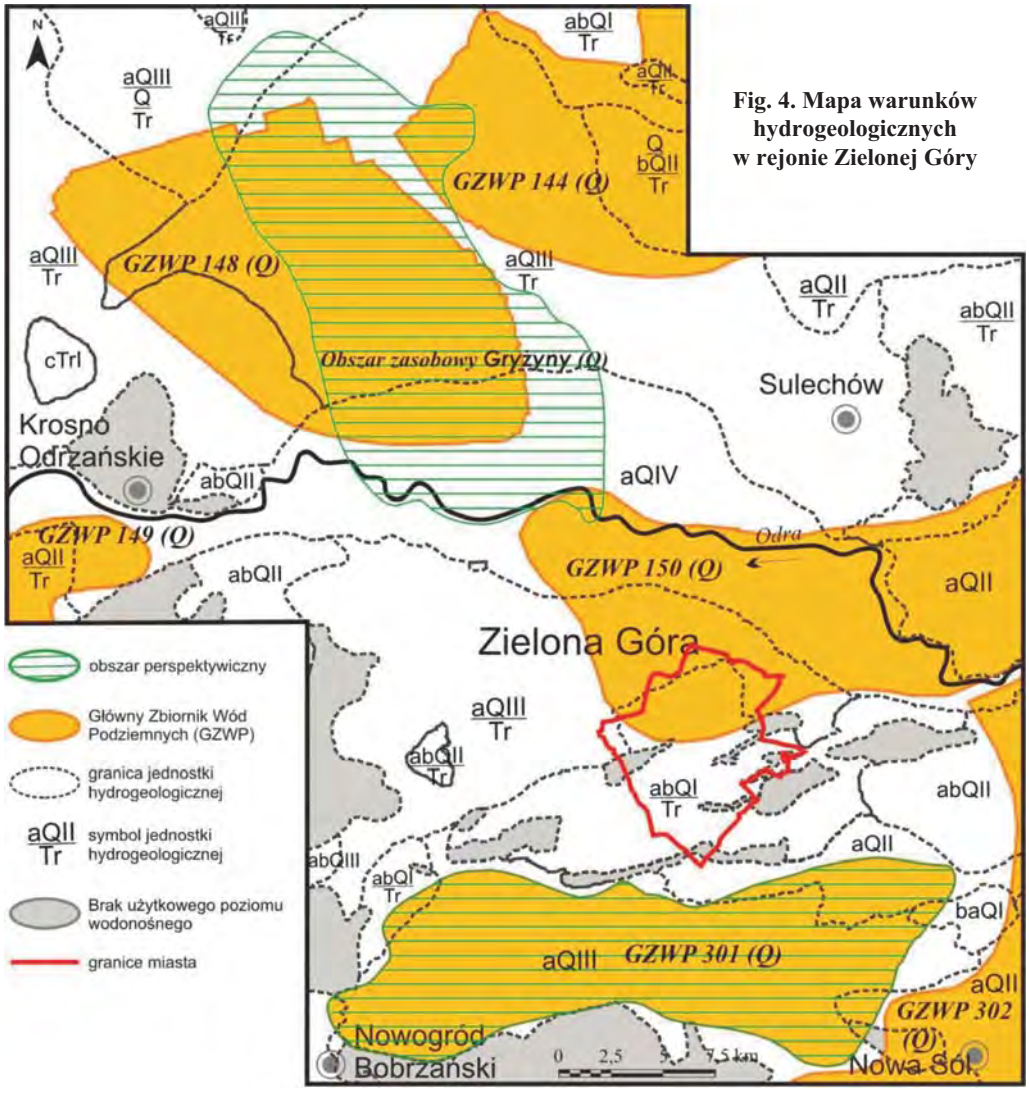

Fig. 4. Mapa warunków hydrogeologicznych w rejonie Zielonej Góry

kowy, skierowany na wschód, ku dolinie Odry. W obrębie struktury rynnowej Gryżyny, położonej na północ od doliny Odry, wody spływają w kierunku tej rzeki, a więc z północy na południe. Dopływ wód ma tu charakter wybitnie lateralny. W obrębie płytko występujących pomniejszych kopalnych struktur rynnowych piętro czwartorzędowe zasilane jest przez infiltrację wód opadowych. Następować tu również może wymiana wód z utworami wodonośnymi piętra trzeciorzędowego.

Trzeciorzędowe piętro wodonośne jest izolowane od powierzchni przez miąższy nadkład iłów i miejscami glin zwałowych. Zasilanie górnego poziomu tego piętra poprzez infiltrację wód piętra czwartorzędowego, ewentualnie przez bezpośrednią infiltrację wód meteorycznych na wychod-

niach trzeciorzędu, jest raczej niewielkie. W rejonach silnie zaburzonych glacitektonicznie utwory trzeciorzędowe występują w postaci łusek, wyciśnięć, diapirów, czy też kier glacitektonicznych w obrębie z utworów czwartorzędowych (ich obecność stwierdzana jest często bardzo płytko pod powierzchnią); następuje tu infiltracja wód opadowych poprzez przepuszczalne utwory czwartorzędowe. Większe znaczenie w zasilaniu piętra trzeciorzędowego ma infiltracja w obszarach wysoczyznowych oraz kontakty hydrauliczne między piętrem czwartorzędowym i trzeciorzędowym w obrębie czwartorzędowych kopalnych struktur rynnowych głęboko wciętych w osady trzeciorzędu. Dolny poziom wodonośny piętra trzeciorzędowego zasilany jest przez ascenzję wód podziemnych z podłoża triasowego. Wody ujęte w tej strefie wodonośnej mogą mieć jednak charakter wód mineralnych, o wysokiej zawartości jonu chlorkowego, siarczanowego i sodowego, a także fluorkowego i bromkowego (fig. 5).

Zaopatrzenie aglomeracji w wodę

Produkcją wody i jej dystrybucją na terenie Zielonej Góry zajmują się Zielonogórskie Wodociągi i Kanalizacja Sp. z o.o. W 2004 r. w całkowitym poborze wód przez ZWiK wody podziemne stanowiły 55%, natomiast powierzchniowe 45%. Całkowita sprzedaż wody w Zielonej Górze wyniosła 6456 tys. m^3, z czego 4456 tys. m^3 zostało zużyte do celów komunalnych. Produkcja wody od roku 1990 do 2003 spadła z 16 156 do 5897 tys. m^3 i dopiero w 2004 r. zapotrzebowanie na nią nieznacznie wzrosło. Od 1999 r. sprzedaż wody utrzymuje się na bardzo zbliżonym poziomie, co sugeruje, że w najbliższych latach zapotrzebowanie nie ulegnie większym zmianom (tab. 1).

Tabela 1

Wybrane informacje o Zielonej Górze

Powierzchnia		58,32 km^2
Ludność (2004 r.)		118 700
Pobór (średni dobowy w 2004 r.)	komunalny	12 208,2 m^3/d
	przemysłowy	5479,5 m^3/d
Zaopatrzenie w wodę (2004 r.)	ujęcia wód powierzchniowych	49,5%
	ujęcia wód podziemnych	50,5%
Zasoby wód podziemnych		22 656 m^3/d
Zapotrzebowanie na wodę w przypadku zaopatrzenia awaryjnego	niezbędne	1780,6 m^3/d
	minimalne	890,3 m^3/d
Specyficzny problem miasta		brak

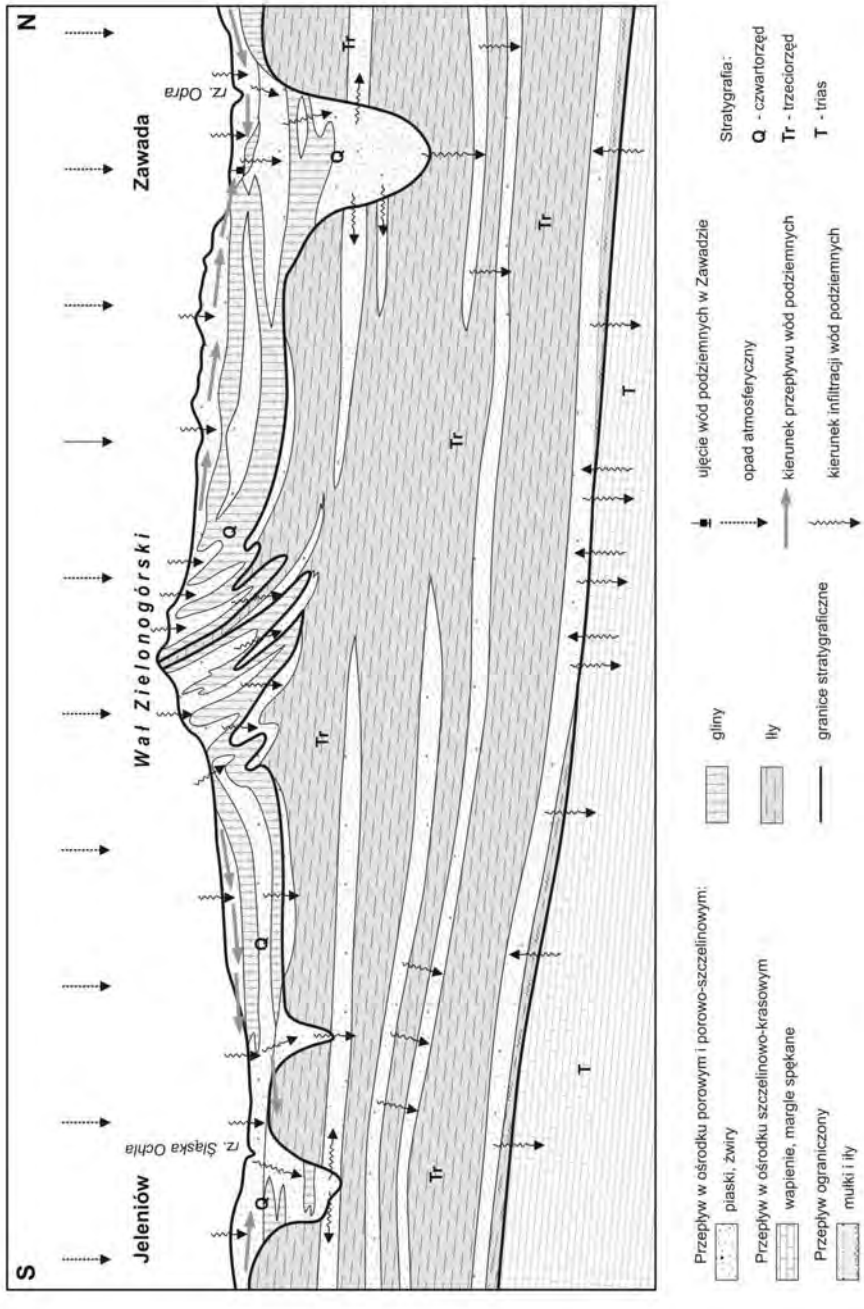

Fig. 5. Schemat przepływu wód podziemnych w profilu pionowym w rejonie Zielonej Góry

Podstawą zaopatrzenia miasta (90% całkowitej produkcji) są wody powierzchniowe Obrzycy, pobierane w Sadowej, oraz wody podziemne ujmowane studniami głębinowymi w rejonie Zawady. Wody Obrzycy mieszane są z wodami podziemnymi w Stacji Uzdatniania Wody (SUW) w Zawadzie, po czym podawane do sieci. W 2004 r. 49,5% wody produkowanej przez SUW pochodziło z ujęcia wód powierzchniowych w Sadowej, a 50,5% z ujęcia wód podziemnych w Zawadzie. Na terenie Zielonej Góry (al. Zjednoczenia) czynne są 3 studnie głębinowe, których udział w całkowitej produkcji wody wynosi 10%. Łącznie zasoby eksploatacyjne dla Zawady i ujęć na terenie miasta wynoszą 22 656 m^3/d. Ujęcie w Sadowej może dostarczyć maksymalnie 34 560 m^3/d.

Chemizm wód podziemnych

Skład chemiczny wód piętra czwartorzędowego spełnia większość wymogów stawianych wodom pitnym zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Zdrowia w sprawie wymagań dotyczących jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi, z dnia 19 listopada 2002 r. (Dz. U. Nr 203 z 5. 12. 2002 r., poz. 1718). Mineralizacja ogólna, stężenia chlorków i siarczanów wykazują wartości normatywne. Zawartość takich związków jak azotany, azotyny i fosforany również mieszczą się w zakresie niskich wartości. Normy dla wód pitnych przekraczają jedynie stężenia żelaza i manganu, w związku z czym wody na tym obszarze zaliczane są w większości do klasy IIb.

Wody piętra czwartorzędowego ujmowane w Zawadzie objęte są lokalnym monitoringiem. W 2004 r. analizy wykazały ponadnormatywną zawartość żelaza i manganu. Ponadto wody te charakteryzują się wysoką mineralizacją ogólną wyrażoną suchą pozostałością 330–402 mg/dm^3; pH wód kształtuje się w przedziale 7,07–7,37.

Wody ujmowane na obszarze Zielonej Góry (al. Zjednoczenia) wykazują I klasę jakości i nie wymagają uzdatniania.

Wody mineralne

Wody mineralne występują w obrębie piętra triasowego i permskiego. Wody kajpru są w dużym stopniu zmineralizowane (50–100 g/dm^3) i zawierają znaczne ilości bromu i jodu. Mają temperaturę ok. 40°C. Wody w wapieniu muszlowym są typu chlorkowo-sodowego lub chlorkowo-sodowo-wapniowego, mają mineralizację rzędu 50–200 g/dm^3. Wody pstrego piaskowca mają charakter chlorkowo-sodowy bądź chlorkowo-sodowo-wapniowy, mineralizację od 1 do 300 g/dm^3, przy czym niekiedy zawierają bardzo duże ilości bromu (ponad 1000 mg/dm^3) i jodu. Ich temperatura wynosi powyżej 30°C. Wody cechsztyńskie charakteryzują się podwyższoną mineralizacją, od kilku do ok. 400 g/dm^3. Można wśród nich wyróżnić wody o charakterze ługów solnych, będących roztworami nasyconymi NaCl z domieszką metali ziem alkalicznych, wysoko zmineralizowane solanki typu chlorkowo-wapniowego oraz wody o niewielkiej mineralizacji typu siarczanowo-sodowego. Cechują je również podwyższone temperatury, od 40 do 80°C. Wody w osadach czerwonego spągowca są także wysoko zmineralizowane, o zawartości składników rozpuszczalnych od ok. 9 do ponad 381 g/dm^3. Są to ponadto często wody o charakterze termalnym; temperatury (w złożu) wahają się od ok. 30 do ok. 60°C (Wróbel, 1989).

Zagrożenia wód podziemnych

Zagrożenia na terenie miasta. Na terenie miasta istnieją liczne punktowe ogniska zanieczyszczeń typu: zakłady przemysłowe, magazyny, magazyny i stacje paliw płynnych oraz inne związane z funkcjonowaniem dużego ośrodka miejskiego. Wodom podziemnym zagrażają ścieki miejskie z sieci kanalizacyjnej oraz systemy kanalizacyjne zakładów przemysłowych, odprowadzające ścieki o różnym stopniu oczyszczenia do wód powierzchniowych. Miasto jest skanalizowane w 95%. Miejskiego systemu kanalizacyjnego nie ma jeszcze dzielnica Chynów, część dzielnicy Jędrzychów oraz część osiedla Słowackiego. Do obiektów zagrażających wodom podziemnym zaliczyć można również zakłady przemysłowe emitujące pyły i gazy, np. Elektrociepłownię Zielona Góra, lokalne kotłownie i spalarnie.

Zagrożenia w dolinie Odry – ujęcie w Zawadzie. Ujęcie w Zawadzie zlokalizowane jest u podnóża stoku współczesnej doliny Odry na tarasie zalewowym w odległości ok. 3 km od koryta, na rzędnej niewiele przewyższającej rzędne zwierciadła tej rzeki. Wraz z jej wodami spływają zanieczyszczenia wprowadzane przez liczne dopływy. Odra jest odbiornikiem największej ilości ścieków w południowo-zachodniej części kraju, doprowadzanych do niej bezpośrednio i poprzez dopływy. Kumuluje się tu wpływ antropopresji z całego obszaru województw lubuskiego i dolnośląskiego. Na terenie zlewni istnieją liczne ogniska zanieczyszczeń w postaci aglomeracji miejskich, w obrębie których występują punktowe emitery substancji zagrażających środowisku naturalnemu typu: zakłady przemysłowe, stacje i magazyny paliw płynnych oraz inne, związane z funkcjonowaniem dużych ośrodków miejskich.

Bardzo istotnym źródłem zagrożenia dla jakości wód Odry jest zlokalizowane kilkadziesiąt kilometrów w górę rzeki Lubińskie Zagłębie Miedziowe i działająca w jego obrębie Huta Miedzi Głogów. Swój wpływ często zaznacza również działalność górnicza na Śląsku.

Zagrożenia w zlewni Obrzycy – ujęcie powierzchniowe w Sadowej. Rzeka Obrzyca, o długości ok. 50 km, wraz z wpadającą do niej od północy Gniłą Obrą, o długości również ok. 50 km, drenują obszar o powierzchni ponad 1800 km^2. Obrzyca wypływa z Pojezierza Sławskiego, natomiast Gniła Obra płynie po wschodnim obrzeżu Pojezierza Łagowskiego. Są to obszary w znacznej mierze pokryte lasami i jeziorami. W pozostałej części są to pola uprawne, łąki, pastwiska, nieużytki rolne oraz tereny z zabudową miejską i wiejską. Dominuje tu gospodarka rolna, roślinna i zwierzęca oraz coraz dynamiczniej rozwijający się przemysł turystyczny. Wody tej zlewni zagrożone są zatem działalnością rolniczą, która powoduje powstawanie obszarowych ognisk zanieczyszczeń. Kumulują się tu i przemieszczane są wraz ze spływem powierzchniowym zanieczyszczenia związane ze stosowaniem nawozów oraz środków ochrony roślin, nieprawidłowo gromadzonym obornikiem i gnojowicą oraz usuwaniem odpadów na terenie osiedli wiejskich.

Zagrożenia w strukturze Gryżyny. W całości zlokalizowana jest w granicach Puszczy Lubuskiej. Są to tereny pokryte borami suchymi i mieszanymi, łęgami, olsami i torfowiskami. Część obszaru zajmują jeziora i tereny podmokłe, będące miejscem lęgu i bytowania ptactwa wodnego. Dolina Gryżynki, wraz z terenami przyległymi, od 1996 r. wchodzi w skład Gryżyńskiego Parku Krajobrazowego w 90% pokrytego lasami. Park otacza rozległa strefa otulinowa, której północna granica przebiega nieco na południe od doliny Pliszki, a południowa opiera się o współczesne koryto Odry. Zachodnia granica ciągnie się wzdłuż linii wyznaczonej przez miejscowości Dobrosułów–Radnica, a wschodnia – Toporów–Niedźwiedź–Cibórz–Brody. Prócz

lasów i jezior część obszaru w granicach otuliny zajmują łąki i pastwiska (w części chronione) oraz, w mniejszym stopniu, grunty orne zgrupowane najczęściej wokół nielicznych małych wsi i przysiółków. Bardzo rzadka jest tu sieć dróg publicznych, a natężenie ruchu jest bardzo małe. Brak jest tu więc istotnych źródeł zanieczyszczeń w postaci zakładów przemysłowych wraz z ich emisjami pyłowo-gazowymi oraz zrzutem ścieków, baz paliwowych, wielkich składowisk itp. Zagrożeniem dla wód podziemnych mogą być jedynie niewielkie miejscowości, w których do chwili obecnej nie została uregulowana gospodarka ściekowa (zanieczyszczenia typu fekalnego, detergenty i in.), a także gospodarka odpadami komunalnymi. Dość często w sąsiedztwie skupisk ludzkich są zlokalizowane drobne, nigdzie nieinwentaryzowane „dzikie" wysypiska śmieci. W pewnym stopniu wpływ na jakość wód podziemnych może mieć również prowadzona przez okolicznych mieszkańców gospodarka rolna. W grę wchodzi w tym przypadku przenikanie do wód gruntowych, wraz z opadami atmosferycznymi, związków chemicznych związanych z nawożeniem pól (nawozy azotowe i fosforowe) oraz środków ochrony roślin (pestycydy), a także produktów ubocznych hodowli zwierząt (utylizacja obornika i gnojowicy przez wywóz na pola). Jednak ze względu na małą gęstość zaludnienia wszystkie wymienione zagrożenia nie powinny mieć kluczowego znaczenia dla wykorzystania potencjalnych zasobów wodnych struktury Gryżyny.

Zagrożenia w obrębie GZWP nr 301 – Pradolina Zasieki–Nowa Sól. Ten odcinek pradoliny przebiega równoleżnikowo wzdłuż najniżej położonej części Obniżenia Nowosolskiego. Płyną tu dwie rzeki z dość gęstą siecią drobnych, bezimiennych dopływów: Śląska Ochla i Czarna Struga, drenujące rozległy fragment Obniżenia Nowosolskiego począwszy od Nowogrodu Bobrzańskiego po Nową Sól i odprowadzające wody z powierzchni całego GZWP na wschód w kierunku doliny Odry. Obszar od Nowogrodu Bobrzańskiego i Grabowca aż po Jeleniów i Jarogniewice pokrywa strefa lasów ochronnych, ciągnących się wzdłuż południowej krawędzi Borów Zielonogórskich. Jest to rejon najmniej narażony na wprowadzenie do wód gruntowych zanieczyszczeń antropogenicznych. Pozostała część powierzchni GZWP, pocięta gęstą siecią drobnych cieków powierzchniowych, pokryta jest polami uprawnymi, łąkami oraz płatami lasów gospodarczych. Wśród nich dość regularnie rozrzucone są obszary o zabudowie wiejskiej; są to wsie, w których liczba mieszkańców nie przekracza z reguły kilkuset. Na całym tym obszarze brak jest większych obiektów stanowiących zagrożenia dla wód podziemnych. Mogą tu występować najwyżej niezbyt licznie małe punkty hodowli zwierząt, co może prowadzić do rozprowadzania po okolicznych polach obornika i gnojowicy. Lokalnie istnieć też mogą nielegalne wysypiska odpadów komunalnych o małej pojemności. Ponadto na skutek prowadzenia upraw rolnych do gleby trafia pewna ilość związków chemicznych związanych z nawożeniem (nawozy azotowe i fosforowe) oraz środków ochrony roślin (pestycydy). Zagrożenie stanowią również te wsie, do których nie doprowadzono jeszcze kanalizacji, a wszelkie ścieki bytowe i inne nieczystości odprowadzane są do rowów oraz cieków powierzchniowych. Ponadto przebiega tędy kilka dróg o znaczeniu krajowym i lokalnym, wzdłuż których wzrasta emisja pyłów i spalin oraz istnieje również możliwość wystąpień punktowych ognisk zanieczyszczeń związanych z kolizjami drogowymi. Ponieważ spływ wód (zarówno powierzchniowy, jak i podziemny) odbywa się ku części osiowej Obniżenia Nowosolskiego z północy (Wał Zielonogórski) i południa (Wzgórza Dalkowskie), a następnie zmienia kierunek na wschodni, wszystkie potencjalne zanieczyszczenia, przez gęstą sieć cieków powierzchniowych oraz w wyniku infiltracji w głąb warstw wodonośnych, mogą skutecznie rozprzestrzeniać się w obrębie omawianego zbiornika.

Obszary perspektywiczne

Wytypowano dwa obszary perspektywiczne dla zaopatrzenia ludności Zielonej Góry w wody podziemne (Staśko i in., 1998). Są to: struktura Gryżyny oraz GZWP nr 301 – Pradolina Zasieki–Nowa Sól.

Struktura Gryżyny. Ten obszar perspektywiczny zlokalizowany jest ok. 16 km na NW od Zielonej Góry na terenie gmin: Łagów, Bytnica, Skąpe, Krosno Odrzańskie, Czerwieńsk i Sulechów. Główny użytkowy poziom wodonośny występuje tu w czwartorzędowych piaskach i piaskach ze żwirem na głębokości od kilku do kilkudziesięciu metrów (Brodziński i in., 2004a–c; Krawczyk, 2000). W zasięgu rynny Gryżyny warstwę wodonośną stanowią piaski drobno- i średnioziarniste, lokalnie z domieszką żwirów. W części północnej rynny, na odcinku Kosobudki–Kosobudz, występują dwie warstwy wodonośne: górna o miąższości 9–18 m i dolna o miąższości 9–13,5 m. W kierunku południowo-wschodnim wzrasta miąższość osadów wodonośnych do sumarycznej wartości 80 m w rejonie Gryżyny i do 100–130 m w okolicach Podłej Góry–Sycowic. W rejonie północnym wydajność pojedynczej studni wynosi od 45 do 90 m^3/h. W rejonie Gryżyny–Podłej Góry wydajność sięga 93,0 m^3/h. Południowa część opisywanego obszaru obejmuje pradolinę warszawsko-berlińską na odcinku doliny Odry. Warstwa wodonośna ma charakter piaszczysto-żwirowy i miąższość 8–18 m. Wydajność potencjalna studni wierconej waha się w przedziale 50–70 m^3/h (Brodziński i in., 2004a–c). Zwierciadło wody ma charakter swobodny i leży na zróżnicowanych głębokościach od 3 m w Radnicy i 1,7 m w Sycowicach do 23 m w Podłej Górze. W centralnej części rynny Gryżyny zwierciadło kształtuje się na poziomie 9–16 m p.p.t. Kierunek przepływu wód podziemnych odzwierciedla drenujący charakter Gryżynki i Odry. Spływ odbywa się od NE i NW do Gryżynki i następnie na południe do doliny Odry. Zasoby odnawialne rynny Gryżyny określono na 7100 m^3/h (Pleczyński, Zborowski, 1992). Koncepcja eksploatacji wód podziemnych na potrzeby Zielonej Góry zakłada wykonanie dwóch barier studni o sumarycznej wydajności 2660 m^3/h.

GZWP nr 301 – Pradolina Zasieki–Nowa Sól. Obszar ten położony jest 15 km na południe od Zielonej Góry i obejmuje częściowo gminy: Nowogród Bobrzański, Świdnica, Zielona Góra, Nowa Sól i Kożuchów. Jest to zbiornik ujmujący czwartorzędowy poziom wodonośny związany z osadami lodowcowymi pradoliny Barycz–Głogów. Powierzchnia zbiornika wynosi 213 km^2, a wielkość zasobów dyspozycyjnych 2217 m^3/h (Bielecka i in., 2001).

W utworach czwartorzędowych wyróżniono dwie piaszczyste warstwy wodonośne oraz rozdzielającą je nieciągłą warstwę mułkową (Czerski, 2004a, b). Górną warstwę wodonośną tworzą piaski drobno- i średnioziarniste wodnolodowcowe i rzeczne o miąższości od 15 do 20 m. Zwierciadło wody jest swobodne i stabilizuje się na głębokości 1–2 m. Warstwę rozdzielającą budują mułki i iły pochodzenia zastoiskowego, z licznymi wtrąceniami piaszczysto-żwirowymi tworzącymi okna hydrogeologiczne. Miąższość dolnej warstwy wodonośnej jest zmienna, w części centralnej zbiornika dochodzi do 90 m. Zwierciadło wody jest zazwyczaj napięte, lokalnie wykazuje charakter swobodny i leży na głębokości od 3–4 do 5 m n.p.t. Warstwy wodonośne są zasilane głównie w strefach przykrawędziowych przez infiltrację opadów atmosferycznych, a także ze spływów wód opadowych po zboczach wysoczyzn (przy intensywnych opadach). Wodoprzewodność zbiornika jest zmienna i kształtuje się w przedziale od kilkudziesięciu do ponad 291,7 m^2/h. Wydajności potencjalne studni mogą się wahać od kilkunastu w częściach peryferyjnych do 120 m^3/h w części przyosiowej struktury. Koncepcja eksploatacji wód podziemnych na potrzeby Zielonej Góry zakłada wykonanie ujęcia złożonego z siedmiu barier studni o sumarycznej wydajności 2000 m^3/h (Rynarzewski i in., 1992).

PODSUMOWANIE

Zielona Góra zlokalizowana jest w rejonie o skomplikowanych i zróżnicowanych warunkach hydrogeologicznych, które utrudniają dostęp do zasobów wodnych miasta. Obecny system zaopatrzenia w wodę bazuje w 45% na wodach powierzchniowych Obrzycy (ujęcie w Sadowej) i w 45% na wodach podziemnych z ujęcia Zawada. Około 10% całkowitej produkcji wody pochodzi z nielicznych studni wierconych zlokalizowanych na terenie miasta.

Zielona Góra ma wyznaczone obszary perspektywiczne dla lokalizacji ujęć wód podziemnych. Są to struktura Gryżyny i GZWP nr 301 – Pradolina Zasieki–Nowa Sól.

LITERATURA

BIELECKA H., JĘDRUSIAK M., KIEŃĆ D., KUZYNKÓW K., 2001 – Dokumentacja hydrogeologiczna dla ustalenia stref ochronnych czwartorzędowego zbiornika wód podziemnych GZWP nr 301 Zasieki–Nowa Sól na odcinku Nowogród Bobrzański–Nowa Sól, **3**. PG Proxima SA. Wrocław.

BRODZIŃSKI I., FORMOWICZ R., ZEMBAL M., 2004a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Czerwieńsk. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

BRODZIŃSKI I., FORMOWICZ R., ZEMBAL M., 2004b – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Sulechów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

BRODZIŃSKI I., FORMOWICZ R., ZEMBAL M., 2004c – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Toporów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

CZARNECKA H., red., 1983 – Podział hydrograficzny Polski. IMGW. Warszawa.

CZERSKI M., 2004a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Chotków. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

CZERSKI M., 2004b – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Nowa Sól. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

DYJOR S., WRÓBEL I., 1978 – Rozwój formacji trzeciorzędowej i czwartorzędowej oraz surowce mineralne Ziemi Lubuskiej. Przew. 50. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.

KRAWCZYK J., 2000 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Torzym. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

KONDRACKI J., 2001 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.

PLECZYŃSKI J., ZBOROWSKI K., 1992 – Dokumentacja hydrogeologiczna w kat. B z utworów czwartorzędowych rynny Gryżyny. GEOKOM Sp. z o.o. Poznań.

RYNARZEWSKI W., RYSZKOWSKA J., TRZECIAKOWSKA M., ZBOROWSKI K., 1992 – Badania modelowe Obniżenia Nowosolskiego. GEOKOM Sp. z o.o. Poznań.

SKRZYPCZYK L., 2004 – Mapa głównych zbiorników wód podziemnych (według stanu CAG z dnia 31 marca 2004 r.). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

STAŚKO S., CZERSKI M., KŁONOWSKI M., 1998 – Studium zaopatrzenia w wodę miasta Zielonej Góry w okresach perspektywicznym i kierunkowym. Arch. Państw. Inst. Geol. Wrocław.

URBAŃSKI K., 2002a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000, ark. Buchałów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

URBAŃSKI K., 2002b – Deformacje glacitektoniczne w środkowo-zachodniej Polsce (rejon Zielonej Góry) i ich wpływ na rozwój paleogeograficzny regionu. Arch. Państw. Inst. Geol. Wrocław.

URBAŃSKI K., 2003 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000, ark. Zielona Góra. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WAGNER J., SADURSKI A., 2004a – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Buchałów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WAGNER J., SADURSKI A., 2004b – Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Buchałów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WAGNER J., SADURSKI A., 2004c – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Zielona Góra. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WAGNER J., SADURSKI A., 2004d – Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Zielona Góra. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

WRÓBEL I., 1989 – Wody podziemne środkowego Nadodrza i problemy ich ochrony. WSI. Zielona Góra.

WRÓBEL I., 1997 – Zmiany w środowisku hydrologicznym i hydrogeologicznym w rejonie Zielonej Góry. WPH. 3. WIND. Zielona Góra.

SŁOWNICZEK TERMINOLOGICZNY
(stosowane skróty i określenia)

Główny poziom/piętro użytkowy wodonośny (GPUW)

Pierwszy od powierzchni poziom/piętro użytkowy, stanowiący podstawowe źródło zaopatrzenia o regionalnym zasięgu i znacznej zasobności.

Główny Zbiornik Wód Podziemnych (GZWP)

Zbiornik wód podziemnych spełniający ustalone podstawowe kryteria ilościowe i jakościowe, w tym: wydajność potencjalnego otworu studziennego >70 m^3/h, wydajność ujęcia >10 000 m^3/d, przewodność warstwy wodonośnej >10 m^2/h, najwyższa klasa jakości wody.

Jednostka hydrogeologiczna

Obszar wydzielony ze względu na jednolitość warunków hydrostrukturalnych, zbliżony stopień izolacji od powierzchni oraz zbliżone moduły zasobowe. Symbol jednostki hydrogeologicznej obejmuje:

a, b, c – stopień izolacji od powierzchni (objaśnienie poniżej); **Q, Tr, Cr, J** itd. z dodatkiem I, II, III, IV – piętro, w obrębie którego występuje główny użytkowy poziom wodonośny (GUPW); cyfry rzymskie oznaczają klasę zasobową (objaśnienia poniżej); Q, Tr, Cr, J itd. poniżej kreski oznacza piętro, w obrębie którego występuje podrzędny poziom wodonośny; Q-Tr, Tr-Cr oznacza łączność hydrauliczną między piętrami wodonośnymi.

Przykład: $\frac{a\mathbf{Q}III}{Tr}$ oznacza, że główny poziom użytkowy występuje w czwartorzędzie bez izolacji od powierzchni, jednostkowe zasoby dyspozycyjne mieszczą się w przedziale 200–300 $m^3/d\ km^2$, a podrzędny poziom wodonośny występuje w trzeciorzędzie.

Klasy jakości wód podziemnych

<u>Do klasy I – wód o bardzo dobrej jakości</u> – zaliczają się wody podziemne, które bez uzdatniania spełniają warunki stawiane wodzie do picia i na potrzeby gospodarstw domowych zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Zdrowia z dnia 4.09.2000 r. (Dz. U. Nr 82, poz. 937)

<u>Do klasy IIa – wód o dobrej jakości</u> – zaliczają się wody wymagające prostego uzdatniania ze względu na nieznaczne przekroczenia dopuszczalnej w Rozporządzeniu Ministra Zdrowia wartości nie więcej niż dwóch z następujących wskaźników jakości: Fe, Mn, barwa i mętność ($0,2 < mg\ Fe/dm^3 \leq 2,0$; $0,05 < mg\ Mn/dm^3 \leq 0,1$; barwa $15 < mg\ Pt/dm^3 \leq 20$; mętność $1 < mg\ SiO_2/dm^3 \leq 5$); pozostałe oznaczone wskaźniki jakości wody w tej klasie spełniają wymagania w/w Rozporządzenia MZ.

<u>Do klasy IIb – wód o średniej jakości</u> – zaliczają się wody wymagające uzdatniania, w których co najmniej jeden z czterech wymienionych wskaźników jakości osiąga następujące wartości: $2,0 < mg\ Fe/dm^3 \leq 5,0$; $0,1 < mg\ Mn/dm^3 \leq 0,5$; barwa >20 mg/dm^3, mętność >5 $mg\ SiO_2/dm^3$, a jednocześnie zawartość wskaźników istotnych dla technologii uzdatniania wynosi, odpo-

wiednio: $NH_4 \leq 0,2$ mg/dm^3, utlenialność ≤4 mg/dm^3, zasadowość >4,5 mval/dm^3, pH>7, przy spełnieniu wymagań jakościowych wobec pozostałych wskaźników.
Do klasy III – wód o niskiej jakości – zaliczają się wody, które nie spełniają kryteriów klas wyższej jakości, a w szczególności wody, w których stwierdzono przekroczenie wartości dopuszczalnych dla wód do picia co najmniej trzech wskaźników o charakterze nietoksycznym (z zastrzeżeniem kryteriów klasy IIb) i/lub występowanie co najmniej jednego wskaźnika toksycznego.

Klasa zasobowa piętra wodonośnego

I – zasoby dyspozycyjne jednostkowe <100 m^3/d km^2,
II – zasoby dyspozycyjne jednostkowe 100–200 m^3/d km^2,
III – zasoby dyspozycyjne jednostkowe 200–300 m^3/d km^2,
IV – zasoby dyspozycyjne jednostkowe 300–400 m^3/d km^2,
V – zasoby dyspozycyjne jednostkowe 400–500 m^3/d km^2,
VI – zasoby dyspozycyjne jednostkowe 500–1000 m^3/d km^2.

Stopień izolacji od powierzchni

Termin stosowany w MhP 1:50 000 z zapisem symbolicznym a, b, c, określający miąższość utworów słabo przepuszczalnych między warstwą wodonośną a powierzchnią (w obrębie jednostki hydrogeologicznej):
a – brak izolacji – miąższość utworów słabo przepuszczalnych < 15 m,
b – izolacja słaba – miąższość utworów słabo przepuszczalnych 15–50 m,
c – izolacja dobra – miąższość utworów słabo przepuszczalnych > 50 m.
Dopuszczalne są zapisy mieszane, np. ab, bc.

Stopień zagrożenia wód podziemnych

Termin stosowany w MhP 1:50 000 do opisowej oceny zagrożenia wód podziemnych zanieczyszczeniami antropogenicznymi. Przyjęto 5 stopniową skalę stopni zagrożenia:
Bardzo wysoki – obecność licznych ognisk zanieczyszczeń na terenach o niskiej odporności poziomu głównego (a, ab); niektóre z nich spowodowały już zanieczyszczenie wód podziemnych.
Wysoki – obecność ognisk zanieczyszczeń na terenach o niskiej odporności poziomu głównego (a, ab).
Średni – obszar o niskiej odporności (a, ab), ale ograniczonej dostępności (parki narodowe, rezerwaty, masywy leśne) poziomu głównego, bez ognisk zanieczyszczeń, lub obszar o średniej odporności poziomu głównego (b) z ogniskami zanieczyszczeń.
Niski – obszar o średniej odporności poziomu głównego (b) bez ognisk zanieczyszczeń.
Bardzo niski – obszar o wysokiej odporności poziomu głównego (c) lub o średniej odporności poziomu głównego (b) i ograniczonej dostępności.

Użytkowy poziom wodonośny

Warstwa lub zespół warstw wodonośnych, wykazujących łączność hydrauliczną, o parametrach kwalifikujących do eksploatacji komunalnej, tj. miąższość utworów wodonośnych >5 m, wodoprzewodność >50 m^2/d, wydajność potencjalna studni >10 m^3/h. W Karpatach i Sudetach parametry te mogą być odpowiednio niższe: miąższość 2–3 m, przewodność 25 m^2/d, wydajność potencjalna 5 m^3/h.

Wydajność potencjalna studni

Maksymalna wydajność umownej studni wierconej, optymalnie zafiltrowanej (długość, średnica), przy dopuszczalnej depresji.

Pełny zakres terminologii zawarty jest w „Słowniku hydrogeologicznym" dostępnym w Internecie