

ROZPOZNANIE BUDOWY GEOLOGICZNEJ DLA HYDROGEOLOGICZNEGO MODELU ZASILANIA TORFOWISKA REZERWATU CZERWONE BAGNO

ASCERTAINMENT OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE FOR THE CZERWONE BAGNO RESERVE UNDERGROUND WATER FEEDING MODEL

TOMASZ FALKOWSKI¹, HANNA ZŁOTOSZEWSKA-NIEDZIAŁEK¹

Abstrakt. Głównym celem badań prowadzonych w rejonie rezerwatu Czerwone Bagno było ustalenie budowy geologicznej dla hydrogeologicznego modelu zasilania wodą występujących tam torfowisk. Model będzie wykorzystany w takim kreowaniu gospodarki wodnej obszaru, aby stabilizować aktualny stan cennych pod względem przyrodniczym siedlisk hydrogenicznych. Kluczowe znaczenie dla zasilania torfowisk ma na badanym terenie charakter przypowierzchniowego poziomu wodonośnego, w tym także obecność w jego obrębie ciągów form wzdłużnych blokujących przepływ w stropowej części strumienia.

Słowa kluczowe: torfowiska, warunki hydrogeologiczne, zasilanie torfowisk odpływem gruntowym, rezerwat Czerwone Bagno, dolina Biebrzy.

Abstract. The main purpose of the research conducted in the area of Czerwone Bagno Reserve was to determine the geological structure of the area for a hydrogeological model of water supply of the peat bogs. This model will be used to manage the water balance of the area in such a way that the current state of environmentally valuable hydrogenic habitats is stabilized. The properties of the near surface water-bearing layer are of primary importance for water supply of the peat bogs. The presence of rows of dune forms, in the layer blocking the flow of the upper part of the stream, is one of those properties.

Key words: peat bog, hydrogeological conditions, peat bog groundwater feeding, Czerwone Bagno Reserve, Biebrza valley.

WSTĘP

Torfowiska to elementy środowiska przyrodniczego w sposób szczególny zależne od zmian warunków wilgotnościowych, wynikających między innymi z położenia zwierciadła wód gruntowych i wielkości zasilania torfowiska odpływem gruntowym. Obniżenie poziomu wód gruntowych w torfowiskach wywołuje ubytek masy torfowej w procesie jej mineralizacji. W przypadku torfowisk o wysokiej wartości przyrodniczej występujących tam ekosystemów, wahania poziomu zwierciadła wód gruntowych mogą powodować zmiany charakteru siedlisk hydrogenicznych (Okruszko, 2005).

Rezerwat Czerwone Bagno znajduje się w obrębie Biebrzańskiego Parku Narodowego. Dotychczas wykonywane opracowania hydrogeologiczne tego terenu opierały się głównie na wierceniach i kartowaniu hydrogeologicznym obszarów sąsiednich (Pajnowska, Poźniak, 1991; Małecka, 1992; Pajnowska, 1996). Praktycznie brak jest na obszarze Czerwonego Bagna danych wiertniczych dotyczących charakteru i miąższości utworów wodonośnych występujących w podłożu torfowiska. W charakterystyce profilu utworów organicznych zawartej w opracowaniach torfoznawczych (np.

¹ Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Wydział Inżynierii i Kształtowania Środowiska, ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa

Oświt, 1991) litologia i geneza podłoża traktowana jest z dokładnością niewystarczającą dla analiz hydrogeologicznych. Główną jednak przyczyną ubogiej faktografii geologicznej rejonu rezerwatu jest niedostępność terenu, a także względy ochrony gatunkowej. Ponad połowa obszaru Czerwonego Bagna jest niedostępna do badań przez cały rok, a pozostała część jest przez władze Biebrzańskiego Parku Narodowego udostępniana okresowo.

CEL I ZAKRES BADAŃ

Celem badań było rozpoznanie budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych do konstrukcji modelu zasilania obszaru rezerwatu Czerwone Bagno przepływem podziemnym. Praca jest częścią projektu „Ochrona bioróżnorodności Czerwonego Bagna, reliktu wielkich torfowisk wysokich Europy Środkowej” (Norweski Mechanizm Finansowy, PL0082), w ramach którego prowadzone są także prace badawcze z zakresu hydrologii, torfoznawstwa i botaniki. Tworzony numeryczny model bilansu wodnego rezerwatu ma ułatwić zarządzanie zasobami wodnymi obszaru w celu zapewnienia stabilizacji aktualnego stanu środowiska przyrodniczego.

ZARYS MORFOGENEZY OBSZARU

Objęty badaniami fragment rozległej Kotliny Biebrzańskiej znajduje się w obrębie Niziny Północnopodlaskiej (Kondracki, 2001). Z Kotliną Biebrzy sąsiadują: Wysoczyzna Kolneńska na zachodzie (z wzniesieniami dochodzącymi od 120 do 200 m n.p.m.), Wysoczyzna Białostocka na wschodzie (wzniesienia do ok. 200 m n.p.m.). Geneza obszarów wysoczyznowych związana jest z deglacją lądolodu zlodowacenia warty (Lindner, 1988; Lindner, Marks, 1995). Według interpretacji Bera podanej na arkuszu Ełk Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000 (1973), a także Mojskiego (1972) obszary te zostały uformowane w czasie zlodowacenia środkowopolskiego, w trakcie zaniku lądolodów stadiów północnomazowieckiego i mazowiecko-podlaskiego. W monografii „Ziemie polskie w czwartorzędzie” okres ten nazywany jest stadiem warty zlodowacenia odry (Mojski, 2005). Od północy z Kotliną Biebrzańską sąsiaduje Pojezierze Ełckie – obszar młodej rzeźby glacialnej wchodzący w skład podprovincji Pojezierzy Wschodniobałtyckich. Wysoczyzny Białostocka i Kolneńska wchodzi w skład podprovincji Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich (Kondracki, 2001).

Według Mojskiego (1972) powierzchnia podczwartorzędowa (zbudowana ze skał górnej kredy i trzeciorzędu; Bałuk, 1973) wykazuje cechy rzeźby erozyjno-denuwacyjnej, a według Musiała (1992) rzeźba podłoża nosi ślady zaburzeń glacictonicznych.

Profil osadów czwartorzędowych to wielowarstwowa sekwencja glin zwałowych i osadów wodnolodowcowych.

W artykule przedstawiono wstępne wyniki badań prowadzonych na obszarze przyległym do torfowisk rezerwatu, a także prowadzonych w jego obrębie, gdzie opisano profil podłoża torfowego do głębokości około 9 m. Jak wykazały badania, istotne znaczenie dla zasilania torfowisk odpływem gruntowym ma zróżnicowanie przepuszczalności utworów organicznych w profilu pionowym, a także morfologia stropu ich mineralnego podłoża (szczególnie ułożone w ciągi formy wydymowe).

W ramach prac przeprowadzono analizę geomorfologiczną obszaru na podstawie map topograficznych, zdjęć lotniczych i zdjęć satelitarnych. W ramach badań terenowych pomierzono poziom zwierciadła wody w 35 studniach gospodarskich na obszarze bezpośrednio przyległym do Czerwonego Bagna. Na obszarze rezerwatu wykonano 31 sond geologicznych o głębokości 5–9 m. W bezpośrednim sąsiedztwie rezerwatu wykonano 14 sond. Wszystkie punkty dokumentacyjne zostały umieszczone w bazie danych GIS.

Najstarszym osadem gliniastym jest szara glina zlodowacenia najstarszego – podlaskiego (Różycki, 1972), nawiercona na obszarze Wysoczyzny Kolneńskiej na rzędnej 12,8 m n.p.m., a na obszarze Wysoczyzny Białostockiej na rzędnej 43 m n.p.m. Powyżej występuje 5–6 różnowiekowych serii lodowcowych wytopnieniowych (glin zwałowych) i fluwio-glacialnych. Trzy dolne serie należą do zlodowacenia południowopolskiego, kolejne wyższe należą do zlodowaceń środkowopolskich (Mojski, 1972). Utwory czwartorzędowe są zmiennej miąższości, wykazują duże zróżnicowanie facyjne, także są silnie zaburzone glacictonicznie, o czym świadczy obecność w osadach glacialnych licznych porwań kredy piszącej i duży udział materiału kredowego (krzemieni) oraz wysoka węglanowość osadów fluwio-glacialnych (Nowicki, Radlicz, 1961; Musiał, 1992).

Główne zręby morfologii i budowy geologicznej strefy powierzchniowej północnego odcinka Kotliny Biebrzańskiej związane są z transgresją i deglacją lądolodu stadiu mazowiecko-podlaskiego zlodowacenia warty (Lindner, 1988; Lindner, Marks, 1995), a w części północnej zlodowacenia wisły.

Kotlina Biebrzy to rozległe obniżenie o powierzchni ok. 2600 km², długości około 100 km i szerokości 10–20 km (Kondracki, 2001). Według Galona (1972) obniżenie to funkcjonowało jako pradolina w czasie zlodowacenia wisły, odprowadzając wody roztopowe do Narwi.

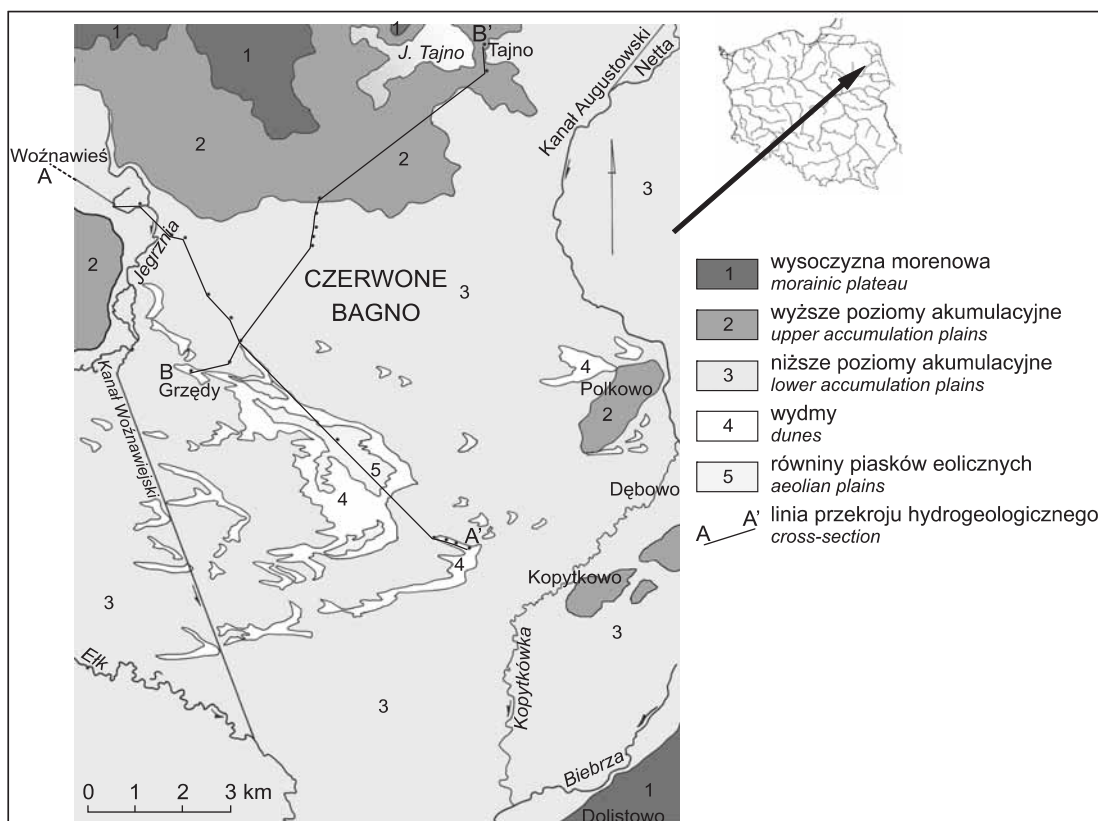


Fig. 1. Szkic geomorfologiczny rejonu rezerwatu Czerwone Bagno

Geomorphological outline of the Czerwone Bagno Reserve area

Odmienne poglądy na genezę obniżenia Kotliny Biebrzy podaje Musiał (1992). W Kotlinie Biebrzy Górnej powszechnie występują „kępy” i „wyspy” wysoczyznowe zbudowane z materiału piaszczysto-żwirowego, źle wysortowanego, z dużą domieszką materiału ablacyjnego. Na zboczach form występuje często glina zwałowa a na powierzchni głazy narzutowe. Pomiedzy „wyspami” i „kępami” znajdują się obniżenia, w większości bezodpływowe, w których deponowane są osady organiczne. Wspomniane wzniesienia Musiał interpretuje jako glacyfluwialno-ablacyjne kemy (Kopytkowo, Polkowo, fig. 1). W czasie zlodowacenia wisły rejon basenu gór-

nego Kotliny Biebrzańskiej znajdował się w strefie odpływu wód roztopowych lodowca (Mojski, 2005).

Geneza obniżen o utrudnionym odpływie występujących na całym obszarze Kotliny Biebrzańskiej może być analogiczna z genezą obniżen wytopiskowych z obszaru na północ od rejonu Czerwonego Bagna (Ber, 2000). Autor ten uważa, że powstawały one jako efekt nałożenia się zjawisk glacytektonicznych i pionowych ruchów skorupy ziemskiej wzdłuż strukturalnych pęknięć głębokiego podłoża.

W rejonie badań powierzchnię podłoża utworów czwartorzędowych (strop trzeciorzędowych piasków kwarcowych) stwierdzono na rzędnej -82 m n.p.m.

WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Na obszarze basenu środkowego Kotliny Biebrzy wydziela się dwa systemy wód podziemnych: trzeciorzędowy i czwartorzędowy (Paczyński i in., 1993).

Rezerwat Czerwone Bagno znajduje się w obrębie Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 217 – Pradolina rzeki Biebrzy (Kleczkowski red., 1990). Zbiornik ten obejmuje obszar Kotliny Biebrzańskiej z dolinami jej dopływów. Jego powierzchnia wynosi 1295 km².

Użytkowymi poziomami wodonośnymi są poziom międzymorenowy oraz poziom przypowierzchniowy (Bieniaszewska, 1980; Malinowski red., 1991; Małecka, 1992; Paczyński i in., 1993).

Poziom międzymorenowy ograniczają od góry warstwy osadów słabo przepuszczalnych – glin zwałowych oraz zastoiszkowych mułków i ilów. W rejonie rezerwatu Czerwone Bagno miąższość tych utworów wynosi od 6 do 22 m.

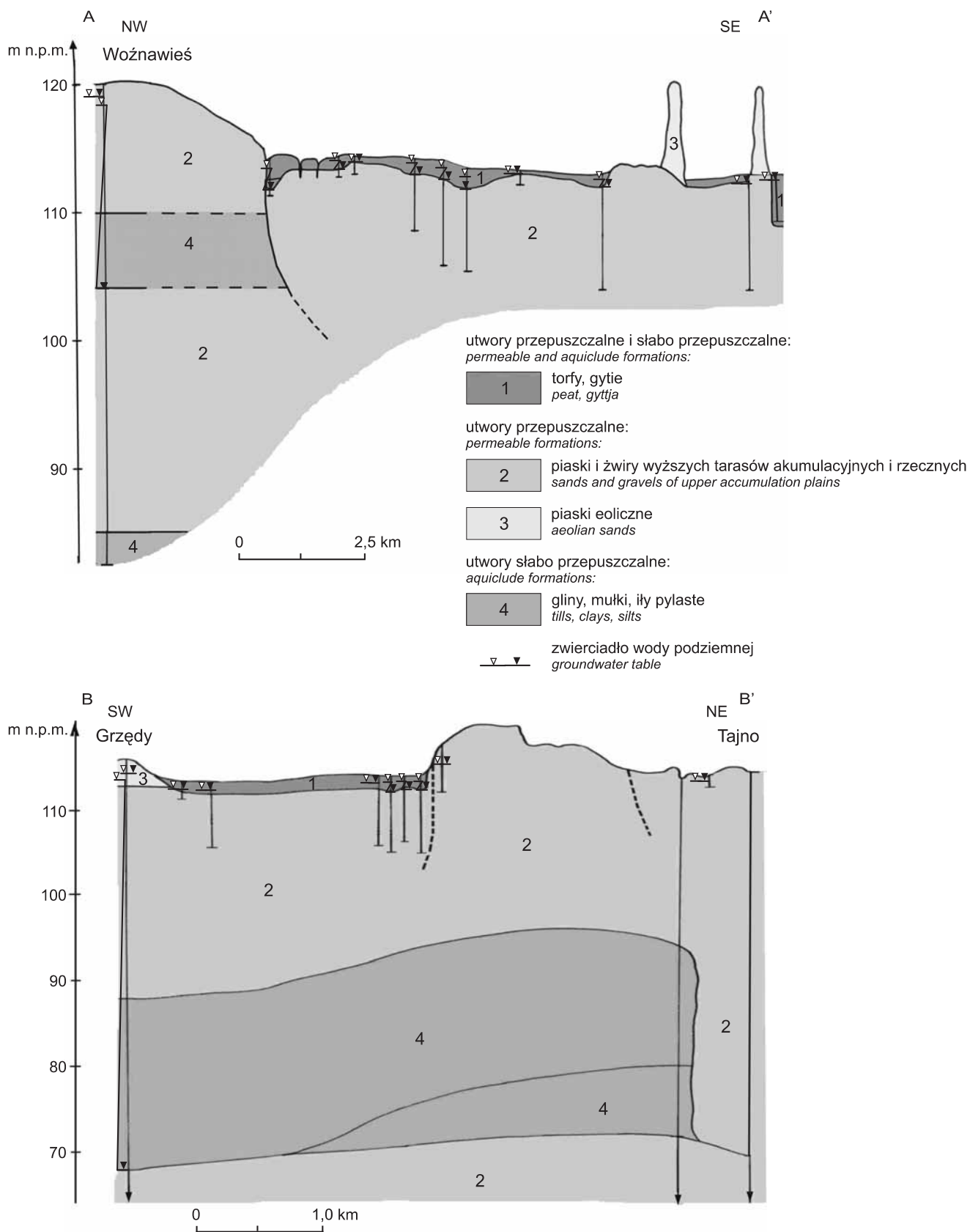


Fig. 2. Schematyczne przekroje hydrogeologiczne przez obszar rezerwatu Czerwone Bagno

Schematic hydrogeological cross-sections of the Czerwone Bagno Reserve

Strop międzymorenowego poziomu wodonośnego leży na głębokości od 13,6 do 16 m w rejonie Orzechówki i Woźnejwi (fig. 1, 2) do 45–48 m w rejonie Dębowa, Grzęd i Tajna. W południowej części basenu środkowego (okolice miejscowości Dolistowo) strop utworów wodonośnych poziomu międzymorenowego leży na głębokości od 23 do 36 m. Wśród osadów budujących tę strukturę dominują utwory fluwioglacjalne – piaski i żwiry. Podrzedne znaczenie mają zastoiskowe piaski drobne i mułki, których miąższość waha się od kilku (Grzędy) do kilkunastu metrów (Orzechówka, Woźnawieś). Wielkość współczynnika filtracji tych osadów wynosi od $1,7 \cdot 10^{-5}$ do $3 \cdot 10^{-4}$ m/s. Wydatki pojedynczych otworów studziennych są rzędu 3,6–95 m³/h, a wydatki jednostkowe wynoszą od 0,94 do 14 m³/h.

Zasilanie międzymorenowego poziomu wodonośnego następuje w wyniku przesączania się wód z nadległego, przypowierzchniowego poziomu poprzez kompleks osadów słabo przepuszczalnych oraz na drodze dopływu lateralnego z rejonu wysoczyzn. Według Bieniaszewskiej (1980) i Małeckiej (1992) istotną rolę w zasilaniu tego poziomu odgrywają również okna hydrogeologiczne (głównie o charakterze wcięć erozyjnych), znajdujące się w centralnej części zbiornika. Położenie stropu poziomu międzymorenowego na obszarze rezerwatu nie jest znane.

Przypowierzchniowy poziom wodonośny budują osady rzeczne (także fluwioglacjalne) – piaski drobno- i średnioziarniste oraz żwiry, o miąższości od 8–10 m w okolicach Woźnejwi do 20–26 m w rejonie Tajna i Grzęd. Do poziomu tego należy włączyć także przepuszczalne utwory jeziorne i bagienne występujące na powierzchni. Ich maksymalna miąższość stwierdzona w trakcie badań terenowych wynosi 4 m.

Wydajność pojedynczych otworów ujmujących ten poziom, zlokalizowanych w sąsiedztwie rezerwatu, wynosi od ponad 2 do 70 m³/h. Wydatki jednostkowe wahają się od 0,4 do 21 m³/h. Przepuszczalność utworów wodonośnych jest rzędu $2,9 \cdot 10^{-5}$ – $1,9 \cdot 10^{-3}$ m/s (Małeczka, 1992). W rejonie zachodniej granicy rezerwatu (pensjonat „Zagroda Kuwasy” w Woźnejwi) funkcjonuje ujęcie, którego wydajność eksploatacyjna wynosi 4 m³/h, a wydatek jednostkowy 2,77 m³/h. Współczynnik filtracji warstwy piasków drobnoziarnistych budujących ujmowany horyzont wodonośny wynosi $7,8 \cdot 10^{-5}$ m/s.

Przypowierzchniowy poziom wodonośny jest eksploatowany także studniami gospodarskimi. W czasie badań terenowych prowadzonych w czerwcu 2007 r. w studniach zlokalizowanych na wyższych poziomach akumulacyjnych (wydzielenie 2, fig. 1) zwierciadło wody gruntowej występowało na głębokości od 2,0 do 7,15 m. W miejscowości Polkowo, położonej na ostańcu wyższego poziomu akumulacyjnego (wydzielenie 2, fig. 1), zwierciadło wody podziemnej w stu-

dniach gospodarskich występowało na głębokości od 1,35 do 1,95 m.

W otworach wykonanych w czerwcu 2007 r. na obszarze rezerwatu Czerwone Bagno w strefach wychodni torfu szuwarowego (obejmujących głównie sąsiedztwo cieków) zwierciadło wody poziomu przypowierzchniowego miało charakter napięty i występowało na głębokości od 0,5 do 2 m (fig. 2). W strefach wychodni torfu mechowiskowego (środkowa część rezerwatu) zwierciadło wód podziemnych ma charakter swobodny i występowało na głębokości około 0,6 m.

W dolnej części profilu osadów organicznych występują utwory sapropelowe – słabo przepuszczalne gytie organiczne, które podobnie jak torfy szuwarowe „napinają” zwierciadło wody poziomu przypowierzchniowego. Powierzchnia mineralnego podłoża osadów organicznych, stanowiących główny element przypowierzchniowego poziomu wodonośnego, tworzy system stopni tarasowych obniżających się w kierunku na południe.

Zasilanie utworów wodonośnych rejonu rezerwatu odbywa się na drodze lateralnego dopływu z północy z obszarów sąsiednich. Wody podziemne płyną generalnie na południe do Biebrzy. Drenujący charakter Biebrzy i jej dopływów w stosunku do poziomu przypowierzchniowego rejestrowano w obrębie całej Kotliny Biebrzańskiej (Pajnowska i in., 1984; Byczkowski, Pajnowska, 1994).

Jak wynika z przeprowadzonych badań, istotnym elementem reżimu hydrologicznego rejonu rezerwatu Czerwone Bagno jest ukształtowanie powierzchni utworów mineralnego podłoża torfów. Od południa i południowego zachodu rejon rezerwatu ograniczają ułożone w ciągi formy wydmowe. Od południowego wschodu przepływ ograniczają ostańce wyższych poziomów akumulacyjnych (okolice miejscowości Polkowo i Kopytkowo, fig. 1). Położenie zwierciadła wody w obrębie tych form dowodzi, że przepływ wód podziemnych, przynajmniej w części powierzchniowej strumienia, odbywa się na północ.

Ważnymi elementami ograniczającymi rejon objęty konstruowanym modelem oprócz leżącej na północy strefy wyższych poziomów akumulacyjnych, gdzie występuje warunek brzegowy pierwszego rodzaju, są także rzeka Netta i Kanał Augustowski, Biebrza, a także Kanał Woźnawiejski. Z wyjątkiem koryta Biebrzy, która posiada zwartą, aluwialną strefę korytową, odcinki pozostałych cieków naturalnych i sztucznych przecinają obniżenia wytopiskowe wypełnione osadami jeziornymi. Należy liczyć się zatem z możliwością występowania ograniczonego kontaktu hydraulicznego pomiędzy wodą w korycie a wodami podziemnymi poziomu przypowierzchniowego. Na linii wspomnianych cieków występuje warunek brzegowy trzeciego rodzaju. Dokładne określenie parametrów granic modelu na ciekach wymaga przeprowadzenia badań geologicznych ich stref korytowych.

PODSUMOWANIE

Podstawowe znaczenie dla reżimu hydrogeologicznego torfowisk rezerwatu Czerwone Bagno ma przypowierzchniowy poziom wodonośny. Granice modelu przyjęto następująco:

- granica północna – wyższy poziom akumulacyjny – warunek pierwszego rodzaju;
- granica południowa – rzeka Biebrza – warunek pierwszego i trzeciego rodzaju;

- granica wschodnia – rzeka Netta i Kanał Augustowski – warunek pierwszego i trzeciego rodzaju;
- granica zachodnia – Kanał Woźnawiejski – warunek pierwszego i trzeciego rodzaju;

W modelu należy uwzględnić:

- oddziaływanie ciągów form wydmowych, blokujących przepływ stropowej części strumienia wód poziomu przypowierzchniowego oraz zróżnicowanie przepuszczalności utworów organicznych na obszarze rezerwatu.

LITERATURA

- BAŁUK A., 1973 – Mapa geologiczna Polski w skali 1: 200 000, arkusz Łomża. Wyd. Geol., Warszawa.
- BER A., 1973 – Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Elk. Wyd. Geol., Warszawa.
- BER A., 2000 – Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **170**.
- BIENIASZEWSKA H., 1980 – Ocena zasobów dyspozycyjnych metodą hydrodynamiczną wielopoziomowych seriach czwartorzędowych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*: 130–143. Jachranka.
- BYCZKOWSKI A., PAJNOWSKA H., 1994 – Rozpoznanie hydrogeologiczne jako warunek efektywnego kształtowania środowiska. *Rocz. Akademii Rolniczej w Poznaniu*, **15**, 1: 183–192.
- DEMBEK W., DANIELEWSKA A., 1996 – Zróżnicowanie siedliskowe doliny górnej Narwi od zbiornika Siemianówka do Suwały. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 428.
- GALON R., 1972 – Główne etapy tworzenia się rzeźby Niziny Polskiej. *W: Geomorfologia Polski*, t. 2. PWN, 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., 2001 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- LINDNER L., 1988 – Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe. *Acta Geol. Pol.*, **38**, 1–4.
- LINDNER L., MARKS L., 1995 – Zarys paleogeomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich. *Prz. Geol.*, **43**, 7, 591–594.
- MALINOWSKI J. (red.), 1991 – Budowa geologiczna Polski, t. 7, Hydrogeologia. Wyd. Geol., Warszawa.
- MAŁECKA D., 1992 – Zastosowanie tradycyjnych i statystycznych metod badawczych w interpretacji regionalnych warunków hydrogeologicznych. *Prz. Geol.*, **40**, 5: 290–295.
- MOJSKI J.E., 1972 – Nizina Podlaska. *W: (red. R. Galon), Geomorfologia Polski*. PWN, Warszawa.
- MOJSKI J.E., 2005 – Ziemie polskie w czwartorzędzie, zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MUSIAŁ A., 1992 – Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia. Wyd. Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- NOWICKI A., RADLICZ K., 1961 – O występowaniu i genezie zlepieńca czwartorzędowego. *Kwart. Geol.*, **5**, 4: 915–928.
- OKRUSZKO T., 2005 – Kryteria hydrologiczne w ochronie mokradł. Wyd. SGGW, Warszawa.
- OŚWIT J., 1991 – Łąkowe zbiorowiska roślinne bagien biebrzańskich na tle warunków siedliskowych. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 372: 297–333.
- PACZYŃSKI B. i in., 1993 – Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1:500 000, cz. 1. Systemy zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol., Warszawa
- PAJNOWSKA H., 1996 – Hydrogeologia i zasilanie wodami podziemnymi Basenu Środkowego Biebrzy. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 432: 45–70.
- PAJNOWSKA H., POŹNIAK R., 1991 – Hydrogeologia pradoliny Biebrzy i obszarów otaczających. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 372: 63–74
- PAJNOWSKA H., POŹNIAK R., WIENCLAW E., 1984 – Ground waters of the Biebrza valley. *Pol. Ecol. Stud.*, **10**, 3–4: 301–311.
- RÓŻYCKI S.Z., 1972 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.