

Problem zasobów wód podziemnych na przykładzie Półwyspu Helskiego*

Kazimierz Burzyński**, Andrzej Sadurski***

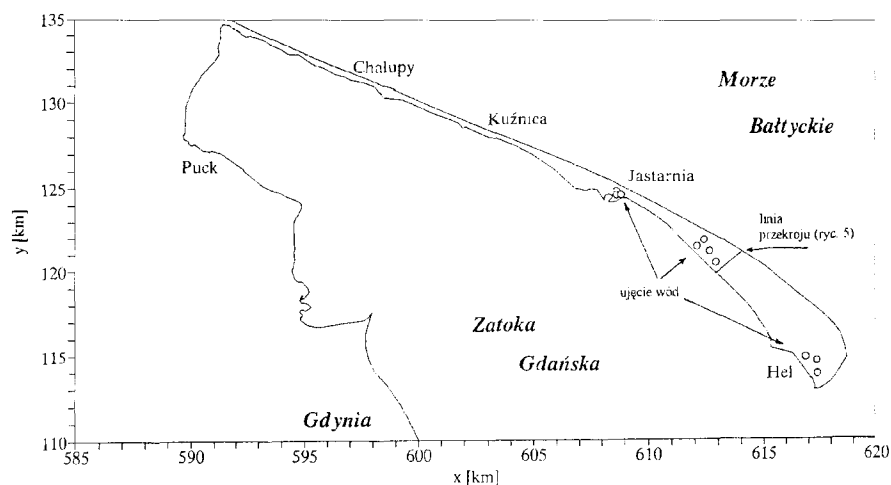
Wyspy i mierzeje należą do obszarów o bardzo niskich zasobach wodnych. Na wybrzeżu Bałtyku Południowego są one terenami o dużej koncentracji ośrodków wypoczynkowych. W miejscach o skoncentrowanej eksploatacji zasoby wód słodkich zostały już wyczerpane [9,10]. W perspektywie rozwoju miejscowości położonych na mierzejach zwiększenie, dostaw wody słodkiej będzie pokrywane z zasobów znajdujących się na wybrzeżu. Obszar mierzei lub wyspy stanowi zamkniętą jednostkę hydrogeologiczną, w której zasoby wód słodkich powstają wskutek wieloletniej akumulacji nadwyżek opadów. Można w nich jednak wyróżnić wszystkie elementy właściwe regionalnej jednostce zasobowej. Są nimi obszar zasilania, którym jest strefa wydm nadmorskich oraz obszar drenażu, do którego należy strefa wzdłuż linii brzegowej. Soczewa wód podziemnych stanowi odrębne środowisko hydrogeochemiczne w stosunku do otaczających ją wód słonych (morskich). Te specyficzne problemy badawcze znalazły odzwierciedlenie w pracach Międzynarodowej Asocjacji Hydrogeologów (IAH), w której powołano sekcję hydrogeologii wybrzeży. Prace uczestników cyklicznych seminariów *Salt Water Intrusion Meeting* są poświęcone właśnie tej tematyce. Hydrogeologia Półwyspu Helskiego była w ostatnim dziesięcioleciu przedmiotem wielu prac [5, 9, 12].

Obowiązująca dotychczas w kraju klasyfikacja zasobów wód podziemnych jest bardzo rozbudowana pod względem formalnym. Termin „zasoby” obejmuje zarówno objętości wód naturalnie powstałych, będących w spoczynku, jak i w stanie przepływu, sztucznie zwiększonych i dopływających do ujęć. Bardzo trudno jest zastosować obowiązujący podział zasobów do ich oceny w nietypowych warunkach mierzei, które przypominają niemal skalę laboratoryjną. Podjęto zatem próbę uproszczenia terminologii zasobów wodnych mierzei w celu jednoznacznego ich stosowania w efektywnej, porządkowanej obecnie gospodarce wodnej terenów nadmorskich.

Warunki występowania wód podziemnych

Zasoby wód podziemnych wykorzystywane na ujęciach w obszarze Półwyspu Helskiego występują w porowym ośrodku warstw czwartorzędowych oraz w szczelinach i porach piętka kredowego. Piaski plejstoceń-

skie w rynnach erozyjnych są grubo- i średnioziarniste z domieszką frakcji zwirowej oraz pojedynczymi otoczkami. Spotykane są w nich okruchy geiz i margli kredy górnej. Wodoprzepuszczalność tych utworów jest wielokrotnie większa od kontaktujących się z nimi w podłożu piasków drobnoziarnistych z glaukonitem wieku kredowego. Zwierciadło wód nawiercane na głębokości poniżej 90 m, stabilizowało się pierwotnie na rzędnej ok. 2,0 m npm. Obecnie, zwierciadło dynamiczne w sąsiedztwie ujęć w Juracie i w Helu obniżono od -3 do -5 m npm [6, 9]. Próbnopompowania otworów studziennych dostarczyły parametrów hydrogeologicznych ośrodka skalnego. Współczynnik filtracji piasków poziomu plejstoceńsko-kredowego wynosi od 0,1 m/h w Jastarni, ok. 0,2 m/h w Juracie do 1,5 m/h w Helu. Przewodnictwo wodne tego poziomu zmienia się od kilku m²/h w Jastarni do ponad 50 m²/h w Helu. Z rozkładem tym korespondują wydajności studni, które w Helu dochodzą do 200 m³/h, przy depresji 5–6 m, podczas gdy w Jastarni 40–60 m³/h. Lokalizację ujęć podano na ryc. 1. Wody w warstwach kredy górnej są nisko zmineralizowane, typu HCO₃-Na. Intensywny pobór wód doprowadził do lokalnego pogorszenia się ich jakości. Wzrostowi stężenia jonu Cl⁻ towarzyszy wzrost suchej pozostałości i twardości wód. Geneza wód poziomu plejstoceńsko-kredowego była w ostatnich latach przedmiotem badań, których wyniki były publikowane w [5, 12]. Wyjaśniono w nich problemy zasilania tego poziomu, wymiany wód i ich genezy. Posłużono się przy tym analizami składu izotopów naturalnych wodoru, tlenu i radiowęglą, a ich wyniki zestawiono na ryc. 2. Niskie wartości δ¹⁸O i δD oraz minimalna zawartość radiowęglą w badanych wodach wskazują, że infiltrowały one do systemu wodonośnego na przełomie plejstocenu i holocenu w klimacie strefy peryglacjalnej. Poziom Bałtyckiego Jeziora Lodowego był wtedy 50–60 m niższy i wskutek przesuniętej



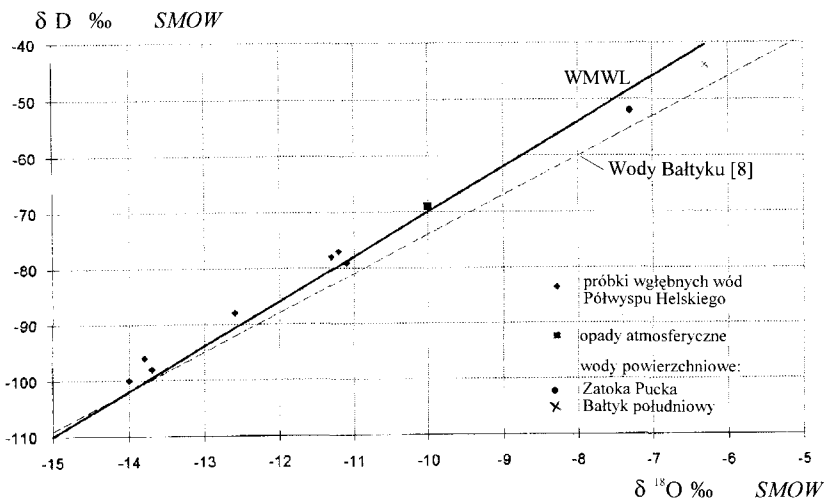
Ryc. 1. Półwysp Hel — szkic sytuacyjny. Podano współrzędne topograficzne
Fig. 1. Hel Peninsula — situation outline. Topographical coordinates are given

linii brzegowej na północ, wgłębne warstwy wodonośne dzisiejszego półwyspu były zasilane lateralnie przez wody infiltrujące na wysoczyźnie pojezierza [9, 12]. Po transgresji litorynowej wody w tych warstwach zostały wyłączone z obiegu i jako stagnujące przetrwały do czasów współczesnych. W pierwszych studniach ujmujących warstwy kredowe na półwyspie zwierciadło wód stabilizowało się ok. 2 m npm. Wynikało to z warunków równowagi wód słodkich i słonych (morskich). Poziom odniesienia równowagi tych wód znajduje się na głębokości poniżej 150 m. W głą-

*Artykuł został złożony do redakcji przed wejściem w życie Ustawy prawo geologiczne i górnicze, stąd nazwy zasobów złożyły się inne niż obecnie obowiązujące.

**Wydział Hydrotechniki Politechniki Gdańskiej, ul. Narutowicza 11/12, 82-952 Gdańsk-Wrzeszcz;

***Zakład Geologii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, ul. Sienkiewicza 4, 87-100 Toruń



Ryc. 2. Wykres wyników oznaczeń składu izotopowego wód podziemnych i powierzchniowych z rejonu Półwyspu Helskiego. (Dane według: [5, 8, 9, 12])

Fig. 2. Graph of the isotope composition of surface and groundwater in the Hel Peninsula region. (Data according to [5, 8, 9, 12])

bokim podłożu poziomym plejstocenijsko-kredowego występują wody słone

, które przechodzą niżej w solanki mezozoiku.

W okresie atlantyckim powstał prąd litoralny i w następstwie transportu rumowiska wzdłuż wybrzeża w kierunku wschodnim, rozpoczął się proces tworzenia mierzei. W tym czasie zostały odcięte zatoki morskie, dając początek jeziorom przybrzeżnym. Na północno-wschodnim krańcu kępy swarzewskiej akumulacja piasków doprowadziła do powstania szeregu wysp w miejscu dzisiejszego Półwyspu Helskiego. Proces narastania tej formy jest nadal aktywny. Jeszcze w dziewiętnastym wieku półwysep był przerywany w wielu miejscach, gdzie pas wydm był niski i wąski [1]. Datowanie osadów holocenijskich pozwala stwierdzić, że najstarsze osady pochodzą sprzed okresu jeziora ancylusowego [11]. Osady te zaliczono do utworów morza yoldia. Od tego czasu aż do transgresji lityrnowej akumulowane były ropy i mułki zawierające substancje organiczne. Akumulacja piasków i ukształtowanie półwyspu, początkowo w formie oddzielnych wysp, przypada na fazę posttransgresyjną, kiedy zaznaczył się wpływ prądów falowo-wiatrowych [9, 11].

W piaskach holocenijskich, oddzielonych mułkami i ropy od warstw plejstocenijsko-kredowych występuje pierwszy poziom wodonośny Półwyspu Helskiego. Do niedawna był on głównym źródłem zaopatrzenia w wodę indywidualnych gospodarstw. Studnie gospodarskie mają głębokość 1–2 m i do dziś są sprawne. Ujęcie komunalne w Juracie bazujące na zasobach tego poziomu zostało wyłączone w latach siedemdziesiątych wskutek wyeksploatowania zasobów.

Wydajności jednostkowe studni ujmujących I poziom wodonośny wynoszą 5–10 m³/h/1mS. Współczynnik filtracji tych warstw wynosi $k = 0,5\text{--}1,5$ m/h, co pozwala wyznaczyć wartość współczynnika odsączalności $\mu = 0,12\text{--}0,18$ (według formuły Biecińskiego). Piaski wydymowe przy powierzchni terenu mają współczynnik filtracji $k = 3\text{--}5$ m/h. Miąższość piasków wodonośnych holocenu wynosi średnio 30 m. We wschodniej części półwyspu w ich spągu znajdują się praktycznie nieprzepuszczalne mułki i ropy z początkowych faz ewolucji półwyspu. W części zachodniej piaski te akumulowane były bezpośrednio na warstwach piaszczystych plejstocenu.

Równowaga wód słonych i słodkich (model matematyczny)

Na obszarze Półwyspu Helskiego w pierwszym poziomie wodonośnym, soczewa wód słodkich powstała wyłącznie wskutek długookresowej akumulacji wód opado-

wych. Również tą drogą odbywa się jej naturalne zasilanie.

W warunkach ustalonych, pomiędzy wodą słodką a wodą słoną wytwarza się stan równowagi zależny głównie od ciężarów objętościowych płynów. W analizowanym przypadku przepływu wody słonej i słodkiej w warstwie wodonośnej, opis matematyczny równowagi wód opiera się na założeniach, że dwa płyny, tj. woda słona i słodka są nie mieszającymi się i oddziela je od siebie powierzchnia rozdziału faz oraz że spełnione są założenia Dupuita, co do rozkładu ciśnienia w przekroju pionowym warstwy, a przepuszczalność ośrodka gruntowego jest stała (uśredniona) w przekroju pionowym [2]:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho_p z$$

gdzie:

p — ciśnienie, z — rzędna,

ρ_p — gęstość cieczy,

$\rho_p = \rho^f$ — dla wody słodkiej,

$\rho_p = \rho^s$ — dla wody słonej.

Przepływ w płaszczyźnie (x, y) opisano prawem Darcy:

$$\bar{q} = -\frac{k}{\mu} \text{grad } p$$

gdzie:

k — przepuszczalność gruntu,

μ — lepkość dynamiczna płynu.

Przyjmując, że ważny jest wzór Badona-Ghybena-Herzberga [4] postaci:

$$Z = \frac{\rho^f}{\rho^s - \rho^f} h^f$$

to wykorzystując prawo Darcy'ego i równanie ciągłości przepływu, otrzymujemy poniższy układ równań różniczkowych, który opisuje ewolucję swobodnej powierzchni wody słodkiej i powierzchni rozdziału fazy słonej i słodkiej.

$$\frac{\partial}{\partial x} [K_x^f (h^f - Z) \frac{\partial h^f}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [K_y^f (h^f - Z) \frac{\partial h^f}{\partial y}] =$$

$$= Q^f + S^f \frac{\partial h^f}{\partial t} - S^s \frac{\partial Z}{\partial t},$$

$$\frac{\partial}{\partial x} [K_x^s (Z - Z_s) \frac{\partial}{\partial x} (\frac{\rho^f}{\rho^s} h^f + \frac{\rho^s - \rho^f}{\rho^f} Z)] +$$

$$+ \frac{\partial}{\partial y} [K_y^s (Z - Z_s) \frac{\partial}{\partial y} (\frac{\rho^f}{\rho^s} h^f + \frac{\rho^s - \rho^f}{\rho^f} Z)] = Q^s + S^s \frac{\partial Z}{\partial t}$$

gdzie:

f, s — indeksy oznaczają parametry ośrodka; odpowiednio dla wody słodkiej i słonej,

K — składowe tensora współczynnika filtracji,

h^f — wysokość hydrauliczna dla wody słodkiej,

Z — rzędna powierzchni rozdziału fazy słodkiej i słonej,

Z_s — rzędna spągu warstwy nieprzepuszczalnej,

S — współczynnik odsączalności,

Q — wielkość zasilania zewnętrznego.

Przytoczone równania były podstawą opracowanego

modelu matematycznego równowagi wód słonych i słodkich, wykorzystanego do symulacji zmian zasobów wód pierwszego poziomu wodonośnego Półwyspu Helskiego.

Do przestrzennej dyskretyzacji równań wykorzystano metodę elementów skończonych. Dyskretyzacja równań względem czasu została wykonana według różnicowego niejawnego schematu Adamsa pierwszego rzędu. Opisany model umożliwił badanie zarówno ustalonego jak też niestabilnego stanu systemu [3].

Zasoby wód

Bilans hydrologiczny

Powstanie zasobów wód słodkich w formie soczewy podpartej wodami słonymi (morskimi) zachodzi z opóźnieniem w stosunku do wylaniającej się wyspy, bądź piaszczystego pasa mierzei. Wielkość opadów infiltrujących w piaszczyste podłoże musi być większa od parowania terenowego, które w pierwszej fazie zbliżone jest do parowania z wolnej powierzchni wody. Dostatecznie duża powierzchnia wyspy i rozwój wydmy wpływają na zdolność retencjonowania wód opadowych. W okresie historycznym zasoby wód pierwszego poziomu zostały uformowane na całej długości Półwyspu Helskiego dopiero w XX w. po wprowadzeniu umocnień chroniących go przed przerywaniem w czasie sztormów, po których stawał się ciągiem izolowanych wysp. Drugi, plejstoceno-kredowy poziom wodonośny ma zasoby słodkich wód zaliczane do młodoreliktowych. Nie są one współcześnie odnawiane i powstały w przeszłości geologicznej, przed transgresją litorynową [5, 9, 12]. Odnawianie zasobów wodnych półwyspu zachodzi tylko w pierwszym, holoceno-skądowym poziomie wód. Bilansowanie zasobów tego poziomu polega na porównaniu opadów z odpływem i parowaniem według równania:

$$Z + P = H + S + R$$

gdzie:

Z — retencja początkowa (na początku okresu bilansowania),

P — wskaźnik opadów atmosferycznych w rozpatrywanym obszarze,

H — wskaźnik odpływu z obszaru,

S — ewapotranspiracja i pobór wód (suma strat),

R — retencja końcowa (w końcu okresu bilansowania).

Jeżeli przyjmijemy bilans wodny dla roku hydrologicznego a okres bilansowania jest dostatecznie długi, to w związku z rocznym cyklem zmian retencji różnica retencji końcowej i początkowej dąży do zera:

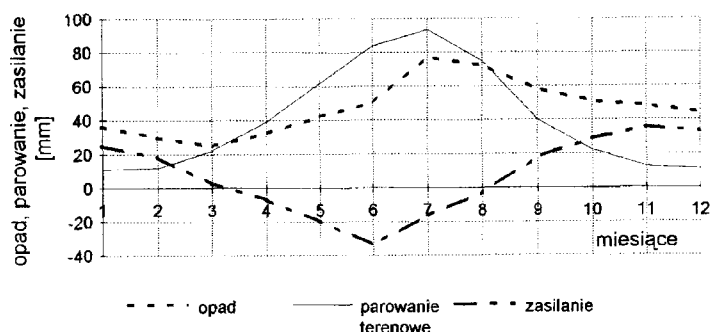
$$\Delta R = R - Z \rightarrow \min$$

Stąd średni z wielolecia roczny bilans wodny półwyspu można wyrazić w postaci:

$$\bar{P} = \bar{H} + \bar{S}$$

Straty \bar{S} związane są głównie z parowaniem i można je utożsamiać ze średnim z wielolecia rocznym parowaniem terenowym (ewapotranspiracją) \bar{E} . Weryfikację tak sformułowanego bilansu można by wykonać, gdyby jego elementy były wyznaczone metodami wzajemnie niezależnymi. Niestety na obszarze półwyspu prowadzi się jedynie systematyczne pomiary opadów. Wielkość wskaźnika pa-

rowania terenowego można wyznaczyć pośrednio z obserwacji meteorologicznych [9]. Do konstrukcji wykresu (ryc. 3) wykorzystano średnie miesięczne sumy opadów z lat 1951–1980 opublikowane przez PIHM–IMGW. Istotne różnice wielkości średnich w roku opadów są niwelowane w dłuższych 20–30 letnich odcinkach czasu. Różnica między opadem średnim a parowaniem nazywana jest wskaźnikiem odpływu potencjalnego i oznacza potencjalne możliwości odpływu. Wykres opadów, parowania terenowego i zasilania I-go poziomu półwyspu podano na ryc. 3. Od kwietnia do sierpnia suma miesięczna parowania terenowego przewyższa sumę miesięcznych opadów. W pozostałych miesiącach (wrzesień–marzec) opady przewyższają parowanie terenowe i w zasadzie tylko w tym okresie może nastąpić przyrost retencji wód podziemnych. Wskaźnik odpływu potencjalnego dla półrocza letniego jest ujemny, natomiast nadwyżka opadów nad parowaniem w półroczu zimowym powoduje również nadwyżkę zasilania w okresie roku. Wielkość ta decyduje o odnawialności zasobów. Wskaźnik rocznej sumy odpływu potencjalnego dla Helu wynosi ok.



Ryc. 3. Wykres opadów, parowania terenowego (ewapotranspiracji) i zasilania wód podziemnych (infiltracji efektywnej) według pomiarów w stacji IMGW Hel

Fig. 3. Graph of the precipitation, evapotranspiration and recharge (effective infiltration) of the first aquifer according to observation in the IMGW station Hel

88 mm i obarczony jest błędem, na który złożyły się błędy popełnione przy określaniu wskaźników opadu i parowania terenowego. Powszechnie wiadomo, że rzeczywiste opady są wyższe od opadów mierzonych na stacjach opadowych. Hydrologicy określają tę różnicę na terytorium Polski na ok. 20%. Gdyby opady rzeczywiste były większe o 20% od pomierzonych, wówczas wskaźnik parowania terenowego obliczony metodą Konstantinowa byłby ok. 10% niższy od parowania rzeczywistego. Jeżeli przyjmijemy, że opady rzeczywiste są tylko o 10% wyższe od obserwowanych i odpowiednio obniżymy wskaźnik parowania terenowego, to otrzymamy wskaźnik odpływu rzeczywistego:

$$H_r = P_r - \bar{E} = 622 - 484 = 138 \text{ mm.}$$

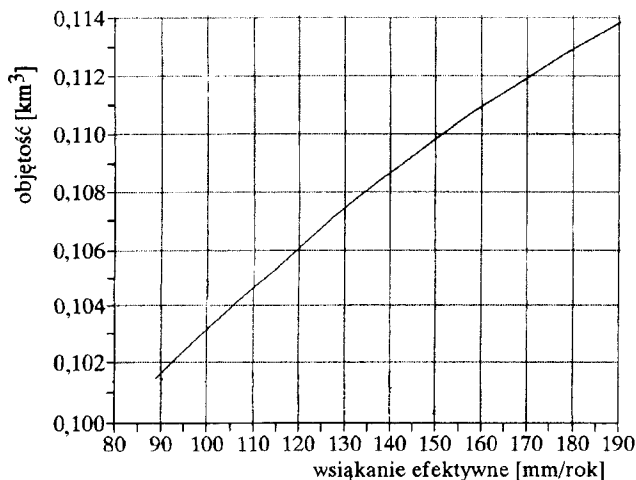
Odpływ ten można traktować jako sumę odpływu powierzchniowego i podziemnego ze strefy saturacji. Eksploatacja zasobów wód podziemnych zwiększa sumę strat i jeżeli przekroczy zasilanie to naruszona zostanie quasi-stacjonarność układu wód podziemnych. Oznacza to stałą, powolną degradację ich zasobów.

Dyskusja zasobów wód

W literaturze krajowej z zakresu hydrologii, gospodarki wodnej i hydrogeologii spotyka się kilkanaście terminów na określenie zasobów wodnych. Celem prowadzonych prac terenowych, analiz i obliczeń jest ustalenie bez-

pieczonej gwarantowanej objętości wód, którą można w sposób ciągły pobierać do zaopatrzenia w wodę. Objętość ta, w przypadku ujęć wód podziemnych, nazywana jest zasobami eksploatacyjnymi. W obszarze Półwyspu Helskiego wykorzystywane do zaopatrzenia ludności są jedynie zasoby wód podziemnych. Zasoby eksploatacyjne ustalane i zatwierdzone są dla poszczególnych ujęć, jak i dla regionów hydrogeologicznych. Praktyka ostatnich lat wykazała, że zasoby ujęć nie bilansują się w ramach zasobów eksploatacyjnych regionów. W obszarach o intensywnej eksploatacji, suma zatwierdzonych zasobów ujęć i wydanych dla nich pozwoleń wodno-prawnych przekracza zasoby regionu. Na Półwyspie Helskim „gwarantowana” wielkość poboru określona przez zasoby eksploatacyjne zatwierdzone w kategorii B doprowadziła do zasolenia warstw wodonośnych na ujęciach w Jastarni i Juracie. Zasoby wód młodoreliktowych poziomu plejstoceńsko-kredowego można porównać, w dużym przybliżeniu, do surowców mineralnych, a więc nieodnawialnych. W miarę eksploatacji zasoby takie ulegają wyczerpaniu. Zasoby tych wód mogą być określane jako statyczne, nie podlegające wymianie w czasach historycznych. Jak z tego wynika w obszarze Półwyspu Helskiego nie występują „zasoby dynamiczne” wód głębszych, gdyż nie są one obecnie odnawiane. Natomiast w odniesieniu do I poziomu wodonośnego Półwyspu „zasoby odnawialne” lepiej zastąpić terminem „stopień odnawialności zasobów”, który oznaczałby średnią roczną wielkość zasilania systemu do ogólnej ilości wód w systemie wód podziemnych. Pobór wód głębszych na półwyspie, trwający od ponad 50 lat będzie w przyszłości zakończony po wydobyciu wód słodkich i zastąpienie ich przez przesączanie, ascenzję oraz lateralny dopływ wód słonych.

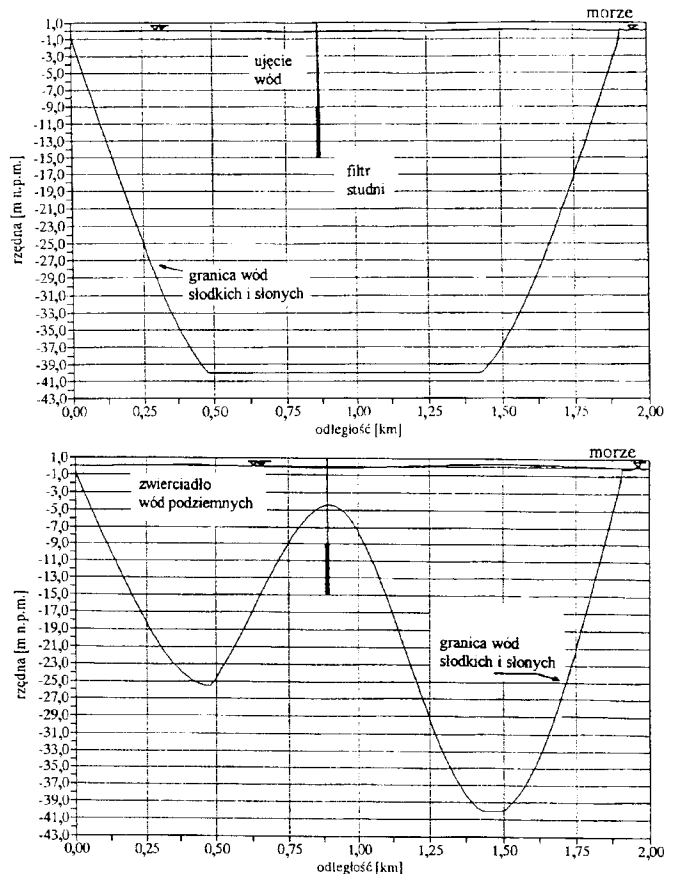
Stałym uzupełnieniem zasobów wód słodkich wyróżnia się pierwszy poziom wód, który można traktować jako odrębną jednostkę zasobową, a więc formę przestrzenną, ciągłą hydraulicznie i okonturowaną powierzchnią brzegową. Biorąc pod uwagę cykl hydrologiczny, jest to system otwarty, którego zachowanie można modelować poprzez zastosowanie metod symulacyjnych. W celu określenia zasobów wody słodkiej pierwszego poziomu wodonośnego Półwyspu Helskiego wykonano wiele symulacji numerycznych. Zakładając, że poziomy



Ryc. 4. Zależność wielkości zasobów wód pierwszego poziomu od infiltracji opadów

Fig. 4. Relationship between groundwater resources of the first aquifer and rate of infiltration

wód Morza Bałtyckiego i Zatoki Gdańskiej są takie same, określano kształt swobodnego zwierciadła wody słodkiej oraz kształt powierzchni rozdziału faz słonej i słodkiej dla różnych wielkości efektywnego zasilania zewnętrznego



Ryc. 5. Przekroje przez pierwszy poziom wodonośny Półwyspu Helskiego; A — inifiltracja efektywna 88 mm/r i eksploatacja $Q = 7 \text{ m}^3/\text{h}$, B — inifiltracja efektywna 138 mm/r i eksploatacja $Q = 9 \text{ m}^3/\text{h}$

Fig. 5. Cross sections through the Peninsula's first aquifer; A — infiltration rate 88 mm/a and exploitation $Q = 7 \text{ m}^3/\text{h}$, B — infiltration rate 138 mm/a and exploitation $Q = 9 \text{ m}^3/\text{h}$

warstwy wodonośnej. Tarowanie modelu, a zwłaszcza funkcji zasilania, potwierdziło że jako miarodajne zasilanie efektywne opadami w wieloletniu można przyjąć wielkość 138 mm/r wyznaczoną z bilansu hydrologicznego. Wielkość zasobów Q_z tego poziomu obliczono posługując się modelem równowagi wód słonych i słodkich w przekrojach całego półwyspu (ryc. 4).

Zasoby te wynoszą około $0,11 \text{ km}^3$. Dokładność tak wyznaczonych zasobów zależy oczywiście od dokładności danych przyjętych do modelu, jak na przykład parametrów hydraulicznych warstw wodonośnych, geometrii ośrodka i wielkości zasilania warstwy opadami atmosferycznymi. Jednakże potwierdzeniem dokładności obliczeń są wyniki wykonanych pomiarów geoelektrycznych [9], które pozwoliły wyznaczyć położenie granicy rozdziału wód słonych i słodkich w sześciu przekrojach półwyspu. Największa różnica między pomierzoną granicą a obliczoną na modelu wynosiła 1 m przy miąższości warstwy wód słodkich 50 m.

Dla gospodarki wodnej, planów zagospodarowania terenu, budowy infrastruktury układów osadniczych najbardziej istotne są zasoby eksploatacyjne, rozumiane jako bezpieczny, gwarantowany wydatek systemu wodonośnego

go. Bezpieczna eksploatacja, zapewniająca kompromis między ilością wydobywanych wód i negatywnym oddziaływaniem ujęć na środowisko oraz pozwalająca zachować zasoby wód pitnych dla przyszłych pokoleń kryje się pod nazwą zasoby eksploatacyjne. Ujęcia w Juracie i w Jastarni miały zatwierdzone zasoby eksploatacyjne, które zgodnie z obowiązującą definicją z dn. 1.04. 1969 r. (uchwała Rady Ministrów nr 64), oznaczają taki pobór wody, który nie powoduje ujemnego oddziaływania na środowisko i nie narusza w sposób szkodliwy reżimu i równowagi hydrogeologicznej określonego środowiska. Zasoby wód pitnych tych ujęć zostały jednak wyeksploatowane a ujęcia zamknięte. Dlatego zamiast terminu „zasoby eksploatacyjne ujęć” właściwsze jest określenie bezpiecznej, gwarantowanej wydajnością systemu wodonośnego [7]. Proponujemy zrezygnowanie z terminu zasoby eksploatacyjne ujęcia, gdyż obecnie oznaczają one jedynie hydrauliczne możliwości dopływu wód do studni. Najlepszym dowodem na to jest dokumentowanie zasobów na podstawie wyników próbnych pompowań, kiedy to obserwacje prowadzone przez kilka dni, ekstrapolowane są na czas pracy ujęć liczonego w dziesiątkach lat. Metodyka ta stosowana jest powszechnie w dokumentacjach hydrogeologicznych ujęć wód podziemnych, które zatwierdzone są następnie przez komisję MOŚZNIŁ. Jak wynika z przeprowadzonych obliczeń, w przypadku Półwyspu Helskiego bardziej istotna jest bezpieczna wydajność ujęć (ryc. 5), gdyż jego system wodonośny jest bardzo wrażliwy na wielkość poboru wód i związane z tym zakłócenie równowagi wód słonych i słodkich [9]. Modelowanie eksploatacji w warunkach tej równowagi przeprowadzono w szerokim miejscu półwyspu (ryc. 1), gdzie wielkość soczewy wód słodkich jest duża. Stały pobór wód w tym przekroju $Q = 7 \text{ m}^3/\text{h}$ jest bezpieczny, nawet przy infiltracji 88 mm słupa wody w ciągu roku. Natomiast pobór $9 \text{ m}^3/\text{h}$ prowadzi do szczypania zasobów i ingresji wód słonych, nawet w przypadku zasilania I-go poziomu w wysokości 138 mm/r. Jak z tego wynika podstawowe znaczenie dla stałej i bezpiecznej eksploatacji ujęć wód podziemnych ma wyznaczenie maksymalnego, bezpiecznego (gwarantowanego) wydatku studni. Trudno jednak wielkość takiego poboru wód nazywać zasobami eksploatacyjnymi ujęcia.

Podsumowanie

Racjonalna, efektywna gospodarka zasobami wodnymi systemu jest związana z poszukiwaniem odpowiedzi na następujące pytania:

- gdzie powinny być lokalizowane ujęcia i z jaką wydajnością można je eksploatować?
- jaki będzie wpływ eksploatacji wód na poziom wód i jakie wywoła to skutki w sąsiadujących z ujęciami ekosystemach?
- jaka jest długookresowa (najlepiej stała) wydolność systemu wodonośnego?
- jakie wystąpią zmiany składowych cyklu hydrologicznego?

Z tak postawionym zagadnieniem zasobów wód podziemnych wiąże się odmienne potraktowanie kategorii rozpoznania zasobów. Dotychczas stosowane kategorie A, B i C można ewentualnie stosować do zasobów wód reliktowych przez analogię do złóż kopalin. Natomiast do zasobów odnawialnych, czyli wód strefy wymiany, właściwe jest użycie nazw: zasoby przewidywane, szacunkowe i gwarantowane. Ostatni termin byłby zastrzeżony dla jed-

nostek, w których rozpoznanie i bieżące obserwacje pozwalają zastosować modele symulacyjne, deterministyczne o stałym działaniu. Jeżeli parametry systemu wodonośnego są jedynie przybliżone lub znane tylko w części systemu, to obliczone zasoby można uważać jedynie za szacunkowe. Zasoby przewidywane wynikałyby z obliczeń analitycznych, zakładających izotropowe ośrodki wodonośne o uśrednionych parametrach i średnich z wielolecia wskaźnikach hydrologicznych.

Literatura

- 1 BASIŃSKI T., SAWICKI A., SZMYTKIEWICZ M. 1993 — Gdański Biuletyn Proekologiczny, 9: 3–6.
- 2 BURZYŃSKI K., SADURSKI A. 1990 — J. Hydrol., 119: 293–306.
- 3 BURZYŃSKI K., SADURSKI A. 1991 — Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc., 394: 389–397.
- 4 DE MARSILY G., 1981 — Quantitative Hydrogeology. Academic Press, Inc. Masson, Paris: 385.
- 5 DOWGIAŁŁO J., FRĄCZEK E. 1990 — Proceed. 11th SWIM, Gdańsk 14–17, May: 5–15.
- 6 FRĄCZEK E. 1990 — Dokumentacja z badań i obserwacji w celu ustalenia optymalnych warunków eksploatacji wód z poziomu plejstoceno-skredowego. Maszynopis. Arch. Przeds. Geol. Warszawa.
- 7 FREEZE R.A., CHERRY J.A. 1979 — Groundwater. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs: 604.
- 8 FROHLICH K., GRABCZAK J., ROZAŃSKI K. 1988 — Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), 72: 77–83.
- 9 Ocena zasobów wód mineralnych, termalnych i konsumpcyjnych oraz peloidów w rejonie Półwyspu Helskiego. Praca niepubl. pod kier. A. Sadurskiego. Sprawozdanie z badań w ramach proj. celowego nr 6-0001 91 OC, Gdańsk 1992.
- 10 SADURSKI A., BORAWSKA J., BURCZYK T. 1987 — Kwart. Geol., 31: 767–782.
- 11 TOMCZAK A. 1993 — The Hel Peninsula — relief, geology, evolution. Third Marine Geological Conference, Sopot, 21–24 Sept. Guide-book of the excursion: 17–20.
- 12 ZUBER A., KOZERSKI B., SADURSKI A., KWATERKIEWICZ A., GRABCZAK J. 1990. — Proceed. 11th SWIM, Gdańsk 14–17, May: 245–264.

Summary

There are two aquifers on the Hel Peninsula area. First one occurs in the Holocene strata and the second is known as Pleistocene-Cretaceous water-bearing structure. As far as Holocene aquifer is supplied by meteoric waters — the surplus between precipitation and evapotranspiration reaches about 130 mm annually — the deeper aquifer contains young relic waters. According to isotopic composition, these waters are typical for glacial waters and they infiltrated to the Cretaceous strata before the *Littorina* transgression. It proves that these resources are not renewable. Groundwater resources of the first aquifer are very sensitive to the exploitation. The calculated safe yield of the water intake is not higher as $7 \text{ m}^3/\text{h}$. This term could be introduced to the water management instead of exploitation resources used at present for water intake. The total volume of fresh waters in the Holocene aquifer is named groundwater resources of the aquifer and was calculated as about 0.11 km^3 .

The categories of recognition of the groundwater resources are named A, B and C. It might be used terms: warranted, estimated and hypothetic (or assumed) that reflects better precision of their recognition and calculation.