

Andrzej SADURSKI, Joanna BORAWSKA, Tomasz BURCZYK

Warunki hydrogeologiczne i hydrochemiczne Mierzei Helskiej

Analiza budowy geologicznej Mierzei Helskiej, badania składu chemicznego wód podziemnych oraz ocena zmian linii brzegowej Bałtyku pozwoliły na sprecyzowanie hydrogeologicznej ewolucji warstw wodonośnych badanego obszaru. Przedstawiono warunki równowagi słodkich wód podziemnych i wód morskich, zarówno poziomu holoceniowego, jak i plejstoceńsko-kredowego. Przedyskutowano również zmiany składu chemicznego wód podczas ewolucji i aktualny związek chemizmu wód z ich dynamiką w strefie brzegowej.

WSTĘP

Mierzeja Helska jest piaszczystym półwyspem, o długości ok. 34 km i szerokości od 0,22 do ok. 2 km, który oddziela Zatokę Pucką od Morza Bałtyckiego (fig. 1). Pierwsze informacje na temat budowy geologicznej i genezy mierzei pochodzą z pracy P. Sonntaga (1919). Przedstawiona w niej hipoteza ewolucji geologicznej Wybrzeża Gdańskiego była wielokrotnie aktualizowana, co znalazło wyraz w pracach: Z. Pazdro (1948), W.K. Gudelisa, J.M. Jemielińska, red. (1982), O. Kondratienė, W.K. Gudelisa (1983) i innych.

We wschodniej części analizowanego terenu stwierdzono największą w Polsce miąższość osadów holoceniowych, ok. 100 m, (Z. Pazdro, 1956; S.R. Krażewski, 1976). Intensywna akumulacja materiału piaszczystego niesionego przez prąd litoralny rozpoczęła się podczas transgresji litorynowej w okresie atlantyckim. Do czasów współczesnych akumulacja i erozja morska a także działalność eoliczna są tutaj bardzo aktywne.

Ewolucja hydrogeologiczna mierzei wiąże się z powstaniem osadów piaszczystych oraz wytworzeniem w nich soczew słodkich wód podziemnych w następstwie infiltracji części wód opadowych (H.H. Cooper, 1959; W. de Breuck, G. de Moor, 1974; J.J. de Vries, 1981 i in.).

Wody podziemne Mierzei Helskiej były dotychczas rozpatrywane w aspekcie regionalnych analiz hydrogeologicznych (Z. Pazdro, 1958; A. Sadurski, K.S. Jesionek, 1980; B. Kozerski, 1981). Oddzielnej analizy wymaga specyfika ich

występowania oraz formowania się soczewy wód w utworach holocenijskich. Tworzą one bowiem własny, zamknięty obieg, bardzo wrażliwy na czynniki zewnętrzne, z uwagi na niewielkie wymiary.

Wyniki badań geologicznych i hydrogeologicznych pochodzą z prac publikowanych, dokumentacji otworów studziennych, wykonanych przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Warszawie Oddział w Gdańsku, oraz własnych prac (*Wody podziemne pierwszego ...*, 1979). Badaniami terenowymi rozpoznano stan wód podziemnych i ich skład chemiczny w poziomie holocenijskim. W tym celu wykonano pomiary i pobrano próbki wód z 24 przekrojów półwyspu na odcinku Władysławowo–Jurata oraz w Helu.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Osady holocenijskie, z których zbudowana jest Mierzeja Helska, tworzą wyraźną kulminację. Podścielają je utwory postglacjalne i glacialne znajdujące się bezpośrednio na warstwach górnej kredy (fig. 2–4). Trzeciorzędowe serie węgla brunatnego rozpoznano jedynie w otworach wiertniczych we Władysławowie. Na całej długości półwyspu osady te zostały egzarycyjnie usunięte i mogą być spotykane w postaci porwaków glacialnych w utworach plejstocenu.

Strop warstw górnokredowych znajduje się w części zachodniej mierzei na rzędnej ok. –100 m n.p.m. i gwałtownie się obniża do 160–180 m p.p.m. na odcinku Jastarnia–Hel (fig. 3, 4). Seria węglanowo-krzemionkowa w stropie górnej kredy jest wykształcona w postaci gezy, wapieni lub margli. Jej miąższość liczy 20–30 m w rejonie Władysławowa. Pod nią stwierdzono cenomańskie (Z. Pazdro, 1956) mułowce piaszczyste, lokalnie ity szaro-zielone od występującego obficie glaukonitu. W Jastarni, Juracie i Helu spotykane były wśród mułowców warstwy drobnoziarnistych piasków. W spągu seria ta przechodzi w mułowce i itowce początku transgresji górnokredowej, które zostały tu złożone na podobnych pod względem litologicznym osadach górnej jury. Warstwy mezozoiku należą w analizowanym obszarze do synekliny perybałtyckiej. Zapadają pod niewielkimi kątami w kierunku południowo-zachodnim ku synklinorium brzeżnemu. Ku północnemu zachodowi natomiast, serie kolejnych okresów mezozoiku wychodzą monoklinalnie na dnie Bałtyku, gdzie są pokryte niewielkiej miąższości osadami czwartorzędu (W. Pożaryski i in., 1979).

Utwory glacialne mają największe miąższości, rzędu 70–100 m, w zachodniej części mierzei (fig. 4). W erozyjnym obniżeniu stropu mezozoiku nawiercono dwie warstwy glin zwałowych na rzędnych –80––110 m n.p.m. Znajdują się one na piaskach różnoziarnistych z wkładkami żwirów i otoczków, wśród których natrafiono na liczne kry osadów trzeciorzędowych i kredowych, reprezentowanych przez mułowce i piaski glaukonitowe oraz wapień i gezy. Piaski fluwioglacjalne spągu plejstocenu nie zostały przewiercone w otworach wiertniczych w Helu, dochodzących do głębokości 175 m poniżej poziomu terenu.

Utwory plejstocenu opisane w profilach w Jastarni, Juracie i Helu wskazują na zaburzenia glacictektoniczne w warstwach czwartorzędu. Jednoznaczne stwierdzenie glacictektoniki jest utrudnione przez wyraźną egzarycję i towarzyszące temu zniekształcenia skał podłoża lądolodu (J.E. Mojski, 1979).

Strop utworów plejstocenu wznosi się w kierunku zachodnim i w rejonie Władysławowa pojawia się na powierzchni. We wschodniej części rozpatrywanego terenu oraz na obszarze Małej Zatoki Puckiej występują piaski fluwioglacjalne akumulowane

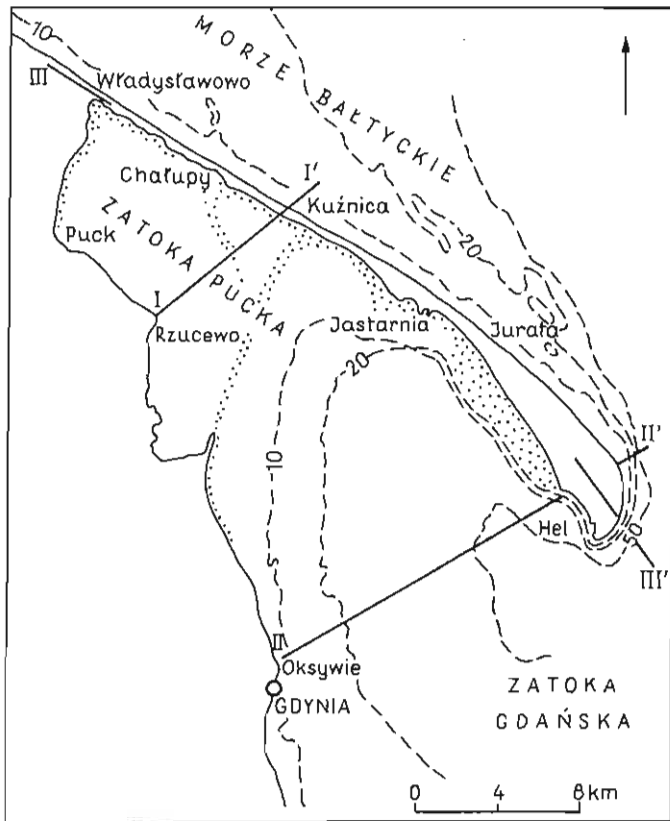


Fig. 1. Szkic sytuacyjny Mierzei Helskiej

Situation outline of the Hel Sand Spit

I-I' - III-III' - przekroje geologiczne (fig. 2-4)

I-I' - III-III' - geological cross-sections (Figs. 2-4)

wane przez wody marginalne ostatniej, recesyjnej fazy zlodowacenia bałtyckiego (B. Rosa, 1968).

Osady holocenne mierzei są związane z ewolucją Bałtyku. Brak w ich spągu utworów bałtyckiego jeziora lodowego (O. Kondratiene, W.K. Gudelis, 1983). Namuły piaszczyste z fauną, rozpoznane jako utwory ujściowe, rzeczne, preboralne (morze yoldiowe), stwierdzono w otworach wiertniczych w Juracie (Z. Pazdro, 1956). Występują one w obniżeniu erozyjnym stropu plejstocenu. Osady ilaste i mułkowe z okrzemkami i otwornicami słodkowodnymi, deponowane na przełomie okresu borealnego i atlantyckiego (jezioro ancyclusowe), udokumentowano na głębokości 64–98,7 m w otworach w Helu (S.R. Krażewski, 1976).

Położenie opisanych osadów w profilach otworów wiertniczych wynika ze zmian poziomu wód w kolejnych fazach ewolucji Bałtyku i ukształtowania stropu plejstocenu. Według W.K. Gudelisa i J.M. Jemielianowa, red. (1982), poziom wód morza yoldiowego znajdował się 60–80 m poniżej poziomu współczesnego Bałtyku i dopiero od czasu transgresji litorynowej zbliżony jest do dzisiejszego stanu wód. Z transgresją litorynową w okresie atlantyckim związana jest szybka

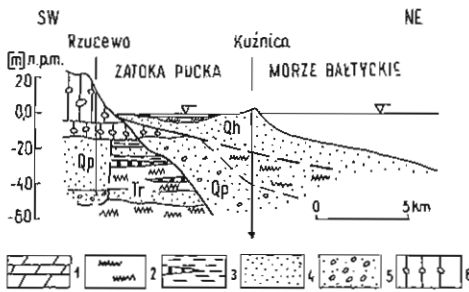


Fig. 2. Przekrój geologiczny I-I'
Geological cross-section I-I'

1 - margle i gezy; 2 - mułki i mułowce; 3 - ily z soczewkami węgla brunatnego; 4 - piaski różnoziarniste; 5 - żwiry i otoczaki; 6 - gliny zwałowe; Qh - holocen; Qp - plejstocen; Tr - trzeciorzęd; K - kreda
1 - marls and gizes; 2 - muds and mudstones; 3 - silts with brown coal; 4 - sands of different granulation; 5 - gravels and pebbles; 6 - glacial tills; Qh - Holocene; Qp - Pleistocene; Tr - Tertiary; K - Cretaceous

akumulacja materiału piaszczystego i narastanie mierzei od Kępy Swarzewskiej w kierunku wschodnim. W spągu osadów atlantyckich dominują piaski drobnoziarniste z muskowitem. Na głębokości od ok. 30 m poniżej poziomu terenu do powierzchni w Juracie i od 40 do 50 m w Helu zmniejsza się wyraźnie liczba przewarstwień namułów i tylko lokalnie trafiają się soczewy torfów i piasków próchnicznych akumulowanych w zagłębieniach między wydrami.

Utwory powierzchniowe stanowią piaski eoliczne i akumulacji morskiej. W centralnej i wschodniej części półwyspu tworzą w pasie wydym kulminację o wysokości do 20 m n.p.m. Od strony Zatoki Puckiej teren jest płaski, często podmokły, zalewany podczas sztormów przez wody morskie. W profilu glebowym łąk nad zatoką obserwuje się wyraźny wzrost substancji organicznych, których nagromadzenie doprowadziło do powstania namułów i torfów.

ZARYS HYDROGEOLOGII MIERZEI HELSKIEJ

W profilu pionowym półwyspu można wyróżnić dwa poziomy wodonośne o znaczeniu użytkowym. Są to: poziom holoceniński, nazywany również pierwszym poziomem wód podziemnych, i poziom plejstoceniśko-kredowy, związany głównie z plejstoceniśką rynną erozyjną w strefie Helu - Jastarni.

Poniżej piaszczysto-mułkowych osadów cenomanu - turonu dolnego (?) na głębokości poniżej 210 m w otworze Jastarnia IG 1 stwierdzono strop jury. W piaskowcach i mułowcach jurajskich występują wody zmineralizowane typu Cl - Na, których sucha pozostałość przekracza 10 g/dm³ (L. Bojarski, 1978).

Wodonośne piaski drobnoziarniste z otoczkami, prawdopodobnie zlodowacenia południowopolskiego, występują na głębokości 120 - 178 m w Helu i na głębokości 100 - 160 m w Juracie i Jastarni. Stwierdzono je podczas prac wiertniczych już w okresie międzywojennym (J. Samsonowicz, 1935). Zwierciadło wód stabilizowało się wtedy na rzędnej ok. 2 m n.p.m. Wynikało to z faktu, że 120-metrowej wysokości słup wody morskiej o mineralizacji 7 - 13‰ musi być równoważony przez 122-metrowy słup wody słodkiej (podziemnej), jeżeli poziom odniesienia znajduje się na głębokości 120 m. W rejonie Helu spąg warstwy wodonośnej znajduje się na głębokości ok. 180 m poniżej poziomu terenu, gdzie musi jej odpowiadać poziom odniesienia równoważących się wód o różnej gęstości, zwierciadło wód podziemnych powinno się stabilizować na rzędnej +3 m n.p.m., w warunkach przed eksploatacją.

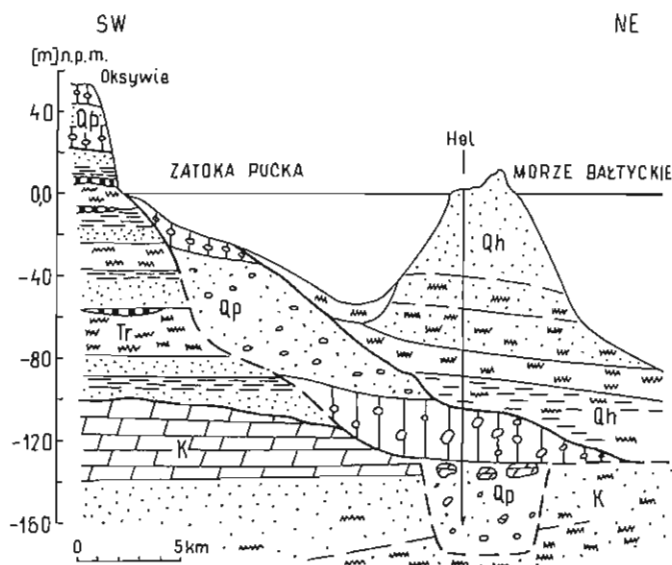


Fig. 3. Przekrój geologiczny II-II'
Geological cross-section II-II'

Objaśnienia jak na fig. 2

Explanations as given in Fig. 2

Obecnie poziom piezometryczny analizowanej warstwy znajduje się na rzędnej ok. -3 m n.p.m., natomiast w eksploatowanych studniach depresje schodzą do 10 m p.p.m.

Duże wydajności jednostkowe ujęć tego poziomu, rzędu $25-35$ m³/h/1 mS, są notowane jedynie w Helu. W Jastarni i Juracie wydajności te mieszczą się w przedziale $1-10$ m³/h/1 mS. Zmienność powyższa wynika głównie z różnic uziarnienia osadów: średnio- i gruboziarnistych – plejstocentrycznych oraz drobnoziarnistych i pylastych – kredowych. Stąd współczynniki filtracji piasków fluwiogłazjalnych wynoszą $1,0-1,5$ m/h, podczas gdy piasków górnej kredy nie przekraczają $0,15$ m/h.

Wskutek ponad 50-letniej eksploatacji ujęć helskich skład chemiczny wód tego poziomu został w znacznej mierze zmieniony. Pierwotnie były to wody typu $\text{HCO}_3^- - \text{Na}$ o mineralizacji ogólnej ok. $0,5$ g/dm³. Ich pH wynosiło $7,5-8,0$, podczas gdy zasadowość ogólna nie przekraczała $3-4$ mval/dm³, natomiast zawartość chlorków mieściła się w przedziale $30-50$ mg Cl⁻/dm³. Wskutek eksploatacji ujęć wzrosło stężenie jonu Cl⁻. Obecnie wynosi ono w Jastarni do 400 mg Cl⁻/dm³, w Juracie i w Helu odpowiednio ok. 100 i ponad 150 mg Cl⁻/dm³. Towarzyszy temu wzrost suchej pozostałości i stężenia sodu.

Poziom plejstocentryczno-kredowy jest do dziś praktycznie nierozpoznany w zachodniej części półwyspu na odcinku od Kuźnicy do Władysława.

Holocentryczny poziom wodonośny jest związany z piaskami akumulacji morskiej, które są podścielone słabo przepuszczalnymi, mułkowo-ilastymi osadami wczesnoterytynowymi i ancyliuszowymi. W części wschodniej mierzei wodonośne piaski drobno- i średnioziarniste występują bezpośrednio na piaszczystych utworach

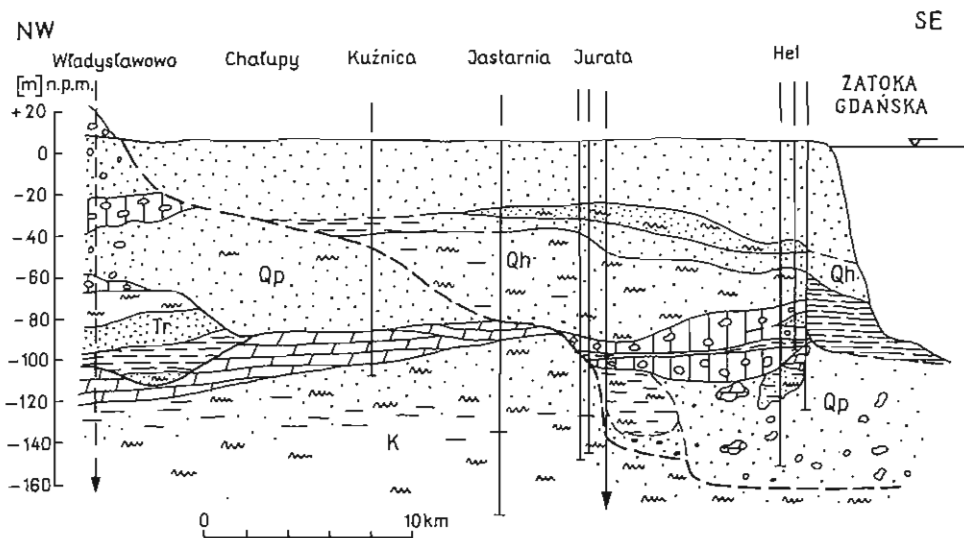


Fig. 4. Przekrój geologiczny III-III' wzdłuż Mierzei Helskiej
Geological cross-section III-III' along the Hel Sand Spit

Objaśnienia jak na fig. 2

Explanations as given in Fig. 2

plejstocenu. Jest to zarazem strefa więzi hydraulicznej wymienionych poziomów hydrogeologicznych. Jeśli występują tu głębokie struktury erozji plejstoceniowej, można zakładać istnienie jednego poziomu wodonośnego w osadach kenozoiku i stropu kredy na odcinku Kuźnica-Władysławowo. Poziom ten ma miąższość ok. 60 m w rejonie Helu i ok. 35-40 m między Juratą i Jastarnią. W części wschodniej, słabo rozpoznanej, miąższość soczewy wód tego poziomu, obliczona z równowagi wód słonych i słodkich, nie przekracza 40 m.

Przy założeniu głębokiego zasilania z ewentualnej pogrzebanej doliny plejstoceniowej, biegnącej od wysoczyzny Pobrzeża Gdańskiego w kierunku półwyspu, miąższość warstwy wód słodkich może tu przekraczać 100-150 m.

Swobodne zwierciadło wód tego poziomu znajduje się na rzędnej powyżej 1 m n.p.m. jedynie w najszerszej części półwyspu na wschód od Juraty. Na odcinku Władysławowo-Kuźnica rzędna zwierciadła wód podziemnych sięga maksymalnie 0,3-0,4 m n.p.m. w pasie wydym od strony morza. W strefie łąk nad Zatoką Pucką głębokość do zwierciadła wód podziemnych wynosi średnio 0,4-1,0 m. Podczas wzniesień sztormowych tereny te są zalewane przez wody morskie. Jedynie na wydmach zwierciadło wód podziemnych znajduje się na głębokości kilku metrów (max. 15-20 m).

Poziom holoceniowy jest głównym źródłem zaopatrzenia w wodę indywidualnych gospodarstw. Ujęcia miejskie bazujące na tym poziomie zbudowano jedynie w Juracie i w Helu. Wydajności jednostkowe płytkich studni wynoszą 5-10 m³/h/1 mS, natomiast współczynnik filtracji ujętej warstwy przyjmuje wartości 0,5-1,5 m/h. Wyższe współczynniki wodoprzepuszczalności rzędu 3-5 m/h mają tu luźne piaski wydymowe. Stąd, mimo niskich opadów rzędu 550 mm/a, zasilanie wód podziemnych może dochodzić do 200 mm słupa wody w ciągu roku (A. Sadurski, K.S. Jesioneck, 1980).

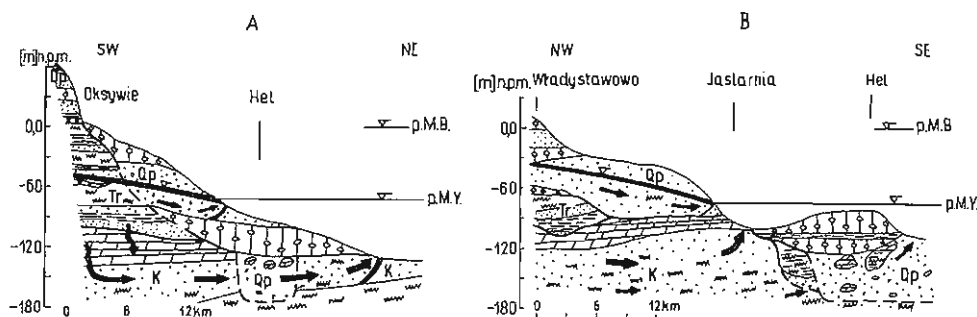


Fig. 5. Przekroje paleohydrogeologiczne – okres morza yoldiowego: A – przez Zatokę Pucką, B – wzdłuż obecnego półwyspu

Palaeohydrogeological cross-sections – situation at Yoldia Sea time: A – through the Puck Bay, B – along the present peninsula

p.M.Y. – poziom wód morza yoldiowego; p.M.B. – współczesny poziom wód; strzałkami oznaczono kierunki przepływu wód podziemnych, linie pogrubione oznaczają zwierciadło wód i linie graniczne równowagi wód słodkich i słonych (morskich); pozostałe objaśnienia jak na fig. 2

p.M.Y. – sea level at Yoldia Sea; p.M.B. – present sea level; arrows indicate the groundwater flow, thicker lines indicate the water table and the lines of salt-fresh water balance; other explanations as given in Fig. 2

EWOLUCJA HYDROGEOLOGICZNA

Początek formowania się zasobów słodkich wód podziemnych poziomu plejstoceńsko-kredowego można odnieść do warunków panujących w okresie preborealnym. Zatoka morza yoldiowego zajmowała wtedy najniższe miejsce obecnej Zatoki Gdańskiej, z uwagi na znacznie niższy od obecnego poziom wód (W.K. Gudelis, J.M. Jemielianow, red. 1982). Stąd obieg wód podziemnych w utworach kredy odbywał się od strefy zasilania na Pojezierzu Kaszubskim i w południowej części Zatoki Gdańskiej do strefy drenażu na dnie morza yoldiowego, tj. na północ od półwyspu (fig. 5).

Podniesienie się poziomu morza podczas transgresji litorynowej i akumulacja osadów słaboprzepuszczalnych w zbiorniku morskim wywołały przesunięcie bazy drenażu wód podziemnych na południe. Odptyw podziemny wgłębnych wód został wtedy wstrzymany w rejonie obecnej Mierzei Helskiej. Drenaż wód poziomu kredowego w rejonie Zatoki Gdańskiej w jej dzisiejszym zasięgu ma miejsce od okresu atlantyckiego. W strefie północnej, oddalonej obecnie o 15–20 km od południowego brzegu zatoki, zostały „zakonserwowane” wody podziemne schyłku glacjału i początku holocenu. Świadczy o tym skład izotopowy wód rozpatrywanego poziomu, pobranych z ujęcia w Juracie i oznaczony w Instytucie Fizyki i Techniki Jądrowej AGH w Krakowie. Iloraz izotopów tlenu $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ wynosi $-13,9$, natomiast izotopów wodoru D/H -100 . Wartości te przemawiałyby za przedstawioną hipotezą „zakonserwowania” wód schyłku plejstocenu w plejstoceńsko-kredowym poziomie wodonośnym mierzei.

Pierwszy przypowierzchniowy poziom wodonośny w utworach holocenijskich związany jest z powstaniem soczewy wód słodkich w następstwie infiltracji części opadów do utworów piaszczystych mierzei. Etapy rozwoju półwyspu i powstanie analizowanego poziomu wód podziemnych podano na fig. 6. Jeszcze w czasach historycznych w miejscu mierzei znajdował się szereg wysp (K. Łomniewski i in., 1975). W obecnym kształcie poziom holocenijski uformował się dopiero w ostatnich

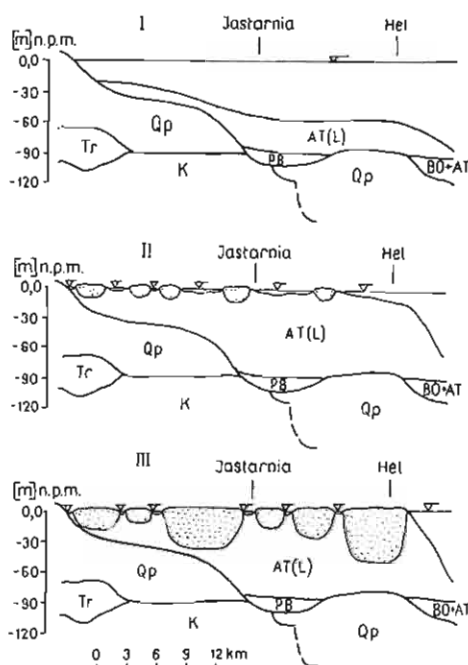


Fig. 6. Schematyczne przekroje paleohydrogeologiczne przez Mierzeję Helską
Outline palaeohydrogeological cross-sections through the Hel Sand Spit

I – w okresie morza litorynowego (okres atlantyczny); II – w okresie morza limnea (okres subborealny); III – w XV–XVI w n.e.; AT – okres atlantyczny; PB – okres preborealny; BO – okres borealny; AT(L) – transgresja litorynowa w okresie atlantycznym; zakropkowane pola oznaczają soczewy słodkich wód podziemnych; pozostałe objaśnienia jak na fig. 2

I – during the Littorina Sea (Atlantic Period); II – during the Limnea Sea (Subboreal Period); III – during XV–XVI century; AT – Atlantic Period; PB – Preboreal Period; BO – Boreal Period; AT(L) – Littorina transgression during the Atlantic Period; the lenses of fresh groundwater are indicated by spots; other explanations as given in Fig. 2

300–400 latach. Jest to odrębny, zamknięty system wodonośny, zasilany na powierzchni przez infiltrujące opady i drenowany w strefie brzegu Zatoki Puckiej oraz Morza Bałtyckiego po stronie północno-wschodniej. Miąższość soczewy wód słodkich zależy od szerokości półwyspu i intensywności opadów przy założeniu stałego zasolenia wód morskich.

SKŁAD CHEMICZNY WÓD W OSADACH HOLOCENSKICH

Do czasu pojawienia się piaszczystych wysp barierowych w miejscu późniejszej mierzei, przestrzeń międzyziarnowa osadów holocenских wypełniała woda morska (transgresja litorynowa). Wody deszczowe wsiąkające na powierzchnię wysp wypierały stopniowo wody słone. Przy wysokości terenu mniejszej od maksymalnych spiętrzeń sztormowych wód Bałtyku, wyspy były okresowo zalewane przez wody morskie. Wody podziemne wysp były w tym czasie mieszaniną wód morskich i meteorycznych. Dominowały w nich jony Na^+ i Cl^- oraz przeważały jony Mg^{2+} nad jonami Ca^{2+} .

Rozwój procesów eolicznych i uformowanie się wydym zapoczątkowały powstawanie soczewy słodkich wód podziemnych. Trwało to zapewne kilkaset lat od chwili pojawienia się piaszczystej bariery.

Obecny skład chemiczny wód poziomu holocenского został wstępnie rozpoznany podczas prac terenowych (*Wody podziemne pierwszego ...*, 1979). Zbliżony skład chemiczny i cechy fizyczne wykazują wody podziemne w centralnej części Mierzei Helskiej, w odległości ok. 100 m od brzegów Bałtyku i ok. 150–200 m od Zatoki Puckiej. Znajduje to potwierdzenie w rozkładzie stężenia jonu Cl^- zależ-

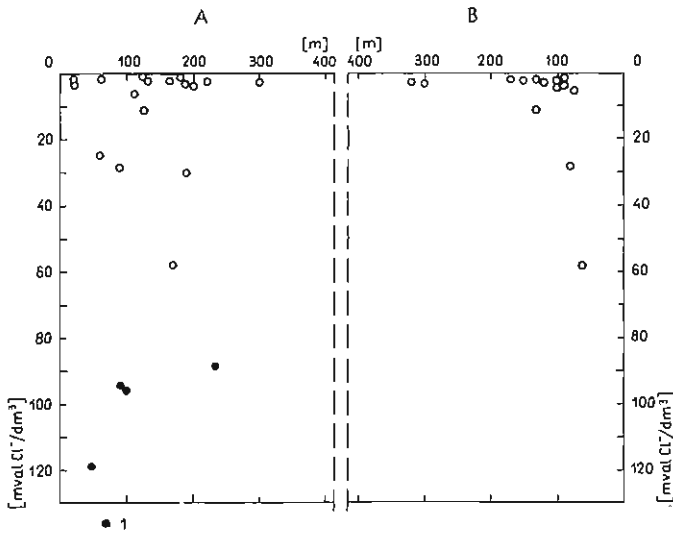


Fig. 7. Zmiany stężenia jonów chlorkowych w wodach poziomu holocenijskiego wraz z odległością punktów poboru próbek od brzegów Zatoki Puckiej (A) i Morza Bałtyckiego (B)

Relationships between the chloride ion concentration and the distance of sampling points from the shore of Puck Bay (A) and the shore of Baltic (B)

1 – wody z terenu wylewisk ścieków

1 – groundwater polluted by leaching from dumping site of solid and liquid wastes

nie od odległości punktu poboru próbki wody od brzegu morskiego (fig. 7). Strefa niskich brzegów od strony zatoki jest okresowo zalewana przez wody morskie podczas maksymalnych wewzbrań. Dlatego w sąsiedztwie jej brzegów wody podziemne pierwszego poziomu są słonawe, wskutek mieszania się wód morskich z wodami słodkimi (podziemnymi). Odpowiada to strefie dyspersji na brzegach mórz pływowych (H.H. Cooper, 1959). Zasięg napływu wód morskich u podstawy wysokich brzegów wydmy od strony otwartego morza jest natomiast niewielki, stąd strefa dyspersji ograniczona jest tutaj do szerokości plaży. Utrudnieniem w wyznaczeniu zasięgu zalewów wód morskich i ich wpływu na jakość wód podziemnych jest lokalizacja w strefie brzegowej wylewisk ścieków. W przypadku Mierzei Helskiej są to głównie ścieki bytowo-gospodarcze.

Na uwagę zasługuje mały wpływ aerosoli na stężenie jonu Cl^- w płytkich wodach podziemnych półwyspu. W strefie wydmy, a więc na terenie nie zalewanym przez wody morskie, zawartość jego w wodach podziemnych mieści się w przedziale 0,7–3,0 mval/dm³. Jest to oczywiście wartość wyższa niż tło chlorkowe wód podziemnych Pojezierza Kaszubskiego, gdzie stężenia jonu Cl^- wynoszą 0,3–0,5 mval/dm³. Wyraźny wpływ na skład chemiczny wód mają utwory organiczne obniżen między wydmy i równin nad Zatoką Pucką. Pobrane w tych miejscach próbki wód mają pH często poniżej 6 i wysoką utleniałość 200–300 mg O_2 /dm³, a nawet wyższą. Osady akumulacji biogenicznej wpływają ponadto na migrację kationów. W licznych próbkach obserwowano przewagę jonów Mg^{2+} nad jonami Ca^{2+} , mimo przewagi w tych wodach jonu HCO_3^- . Mg^{2+} jako jon mniej mobilny od jonu Ca^{2+} i Na^+ może pozostawać dłużej w warstwie wodonośnej, podczas gdy jonów Cl^- są wypłukiwane przez wody infiltracyjne. Przedstawiona na fig. 8 zależność dotyczy zmian stężenia głównych, łatwo oznaczanych jonów w wodach podziem-

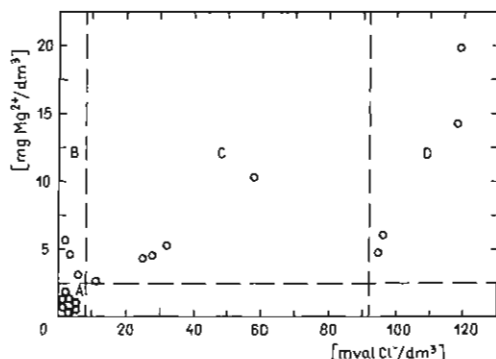


Fig. 8. Zależność stężenia jonów Mg^{2+} od stężenia jonów Cl^{-} w wodach podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego Mierzei Helskiej

Relationship between the Mg^{2+} ions concentration and Cl^{-} ions concentration in the groundwater of first aquifer of the Hel Sand Spit

A – słodkie wody podziemne o składzie chemicznym zbliżonym do wód poziomu czwartorzędowego Pobrzeża Gdańskiego; B – wody ze strefy „przemyciej” przez wody infiltracyjne; C – wody będące mieszaniną wód morskich i wód podziemnych; D – wody podziemne skażone ściekami

A – fresh groundwater of similar chemical composition to groundwater of other coastal aquifers in Gdańsk region; B – groundwater from the wash out zone (salt water removed by the infiltration water); C – mixture of infiltrational and sea water; D – groundwater contaminated by waste waters

nych półwyspu. Pozwala ona wnioskować o współczesnym mieszananiu się wód morskich i podziemnych, skażeniu ściekami komunalnymi lub wypieraniu wód słonych (morskich) przez infiltrujące na powierzchni opady.

WARUNKI RÓWNOWAGI WÓD MORSKICH I PODZIEMNYCH NA PRZYKŁADZIE MIERZEI HELSKIEJ

Równowagę statyczną wód słonych i słodkich w strefie wybrzeży określa powszechnie znany wzór Ghybena–Herzberga sformułowany na początku XX w. (B.W. Ghyben, 1889; D. Herzberg, 1901). Dynamiczne ujęcie równowagi wód w morskiej strefie brzegowej podał R.E. Glover (1959):

$$x + iy = \frac{\bar{k}}{2 \gamma Q} (\varphi - i\psi)^2$$

gdzie: x, y – współrzędne prostokątne, jak na fig. 9; $i = \sqrt{-1}$; Q – przepływ podziemny na jednostkę długości brzegu; \bar{k} – średni współczynnik filtracji;

$\gamma = \frac{\gamma_f}{\gamma_s - \gamma_f}$, γ_f, γ_s – ciężar właściwy wód, odpowiednio słodkich i słonych;

φ – potencjał prędkości wód podziemnych; ψ – potencjał prądu wód.

Po pewnych uproszczeniach z podanej zależności można obliczyć szerokość strefy wypływu słodkich wód podziemnych do morza (fig. 10);

$$x_0 = - \frac{Q}{2 \gamma \bar{k}} \quad [2]$$

Jak wynika ze wzoru [2], szerokość strefy x_0 zależy od wielkości przepływu podziemnego Q oraz przewodnictwa warstwy wodonośnej. Według modelu H.H. Coopera (1959) między wodą słoną i słodką nie istnieje wyraźna powierzchnia graniczna, lecz strefa dyfuzji (dyspersji), w której zachodzi mieszanie obu rodzajów wód. Strefa ta ma dużą miąższość na brzegach oceanów i mórz o znacznej amplitudzie pływów.

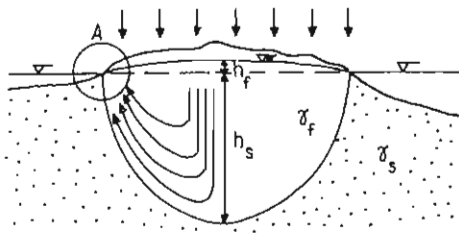


Fig. 9

Fig. 9. Schemat równowagi wód podziemnych Mierzei Helskiej
Scheme of fresh-salt water balance in the aquifers of the sea Hel Sand Spit

h_f – wysokość zwierciadła wód podziemnych w m n.p.m.; h_s – miąższość soczewy wód podziemnych poniżej poziomu morza; γ_s, γ_f – ciężar właściwy, odpowiednio wód słonych i słodkich; strzałkami oznaczono przepływ wód podziemnych

h_f – groundwater table above sea level; h_s – thickness of the fresh water lens; γ_s, γ_f – specific weights of salt and fresh water respectively; the arrows indicate groundwater flow

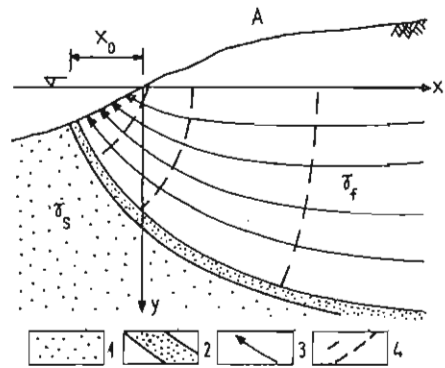


Fig. 10

Fig. 10. Schemat równowagi dynamicznej wód słonych i słodkich wzdłuż brzegu – fragment A fig. 9
Dynamic fresh – salt water balance – situation near the shore line – fragment A of Fig. 9

1 – wody słone; 2 – strefa dyspersji; 3 – linie prądu; 4 – linie ekwipotencjalne; 5 – zwierciadło wód podziemnych; 6 – zasilanie wód podziemnych; x_0 – szerokość strefy wypływu wód słodkich; pozostałe objaśnienia jak na fig. 9
1 – salt water; 2 – dispersion zone; 3 – stream lines; 4 – equipotential lines; 5 – water table; 6 – precipitation; x_0 – the width of groundwater outflow; other explanations as given in Fig. 9

W obszarze soczewy wód słodkich najczęściej nie występują przepływy ustalone. Zmianom podlega zasilanie, stany wód morskich i parowanie terenowe. Wznios zwierciadła wód podziemnych po intensywnych opadach na Mierzei Helskiej przekracza 50 cm w strefie wydym (A. Sadurski, K.S. Jesionek, 1980). Wahania stanów morza, mające duży wpływ na odpływ Q , dochodzą do 182 cm według mareografu w Helu i do 195 cm we Władysławowie (K. Łomniewski i in., 1975). Powoduje to zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w odległości do 300–400 m od brzegu morskiego.

Kształt soczewy wód poziomu holocenijskiego na półwyspie, określony według prawa Ghybena – Herzberga, przedstawiono na fig. 11. Wykorzystane do obliczeń stany wód podziemnych pochodzą z bezpośrednich pomiarów w terenie (*Wody podziemne pierwszego ...*, 1979).

Korzystając ze schematu R.E. Glover (1959) oraz na podstawie znanego odpływu wód do morza, określano szerokość strefy dopływu słodkich wód podziemnych wzdłuż brzegów Mierzei Helskiej. Przy niskich stanach wód morskich, równych $-0,34$ m n.p.m., notowanych w Helu latem 1986 r., chwilowy odpływ podziemny (Q) wyniósł $90 \text{ m}^3/\text{h}/1 \text{ km}$ w najszerszej części półwyspu. Stąd szerokość strefy odpływu wód słodkich (x_0), mierzona od linii brzegowej w kierunku akwenu, wynosiła ok. 5 m.

Obliczając Q na podstawie średnich rocznych opadów i bilansu wód podziemnych, szerokość odpływu wód z poziomu holocenijskiego do Bałtyku i Zatoki Puckiej wynosi w przypadku półwyspu mniej niż 1 m.

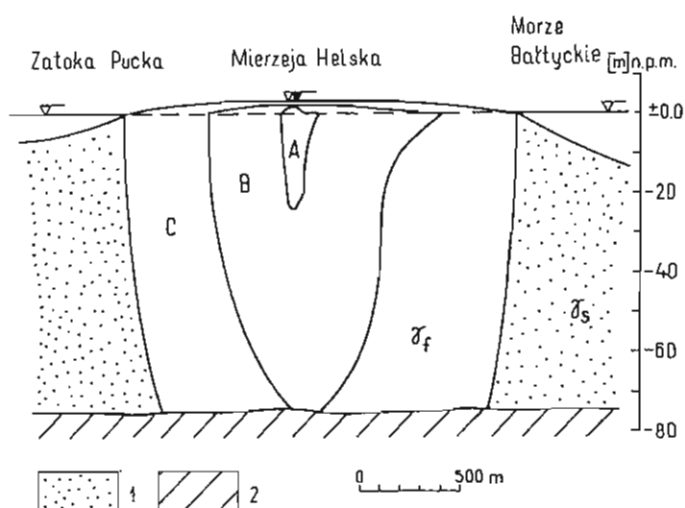


Fig. 11. Soczewy wód podziemnych w różnych przekrojach Mierzei Helskiej (poziom holoceni): A – w rejonie Kuźnicy, B – w rejonie Juraty, C – w rejonie Helu

The lenses of fresh groundwater in different sections of the Hel Sand Spit (Holocene aquifer): A – at Kuźnica cross-section, B – at Jurata cross-section, C – at Hel cross-section

1 – wody słone w utworach czwartorzędzu; 2 – utwory słabo przepuszczalne; pozostałe objaśnienia jak na fig. 9
1 – salty groundwater in the Quaternary strata; 2 – low permeable strata; other explanations as given in Fig. 9

Wody poziomu plejstoceno-kredowego ujmowane na Mierzei Helskiej w odróżnieniu od wód poziomu holoceni nie stanowią zamkniętego systemu obiegu. Jak już wspomniano, zasilenie tego poziomu odbywa się na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego. Odływ podziemny w utworach górnej kredy w rejonie Trójmiasta można szacować na linii brzegowej Zatoki Gdańskiej na 80–110 m³/h/1 km. Posługując się uproszczonym schematem obiegu wód, przedstawionym na fig. 12, a także przyjmując średnie wartości współczynnika filtracji utworów słabo przepuszczalnych stropu kredy i warstw plejstoceni pod dnem zatoki, obliczono ilość wód przesączających się do akwenu. Ciśnienia piezometryczne w warstwach kredy przyjęto dla warunków przed eksploatacją ujęć w Trójmieście. Przy średnim współczynniku filtracji utworów słabo przepuszczalnych, równym 0,0005 m/h, na odcinku 10 km pod akwenu przesączy się ponad 450 m³/h wody. Jeżeli współczynnik ten będzie wynosił 0,0001 m/h, to w tym samym obszarze będzie dopływać do akwenu ponad 90 m³/h wody. Oznacza to, że praktycznie cały odpływ podziemny w utworach wodonośnych górnej kredy może na drodze ascencji dopływać do Zatoki Gdańskiej, nie docierając do Mierzei Helskiej. Wody poziomu plejstoceno-kredowego na półwyspie byłyby zatem wodami stagnującymi.

WNIOSKI

Analiza warunków występowania wód podziemnych Mierzei Helskiej pozwala na sformułowanie następujących spostrzeżeń:

1. Zasoby słodkich wód podziemnych w plejstoceno-kredowym poziomie wodonośnym mogły powstać w początkach holocenu, kiedy poziom wód Bał-

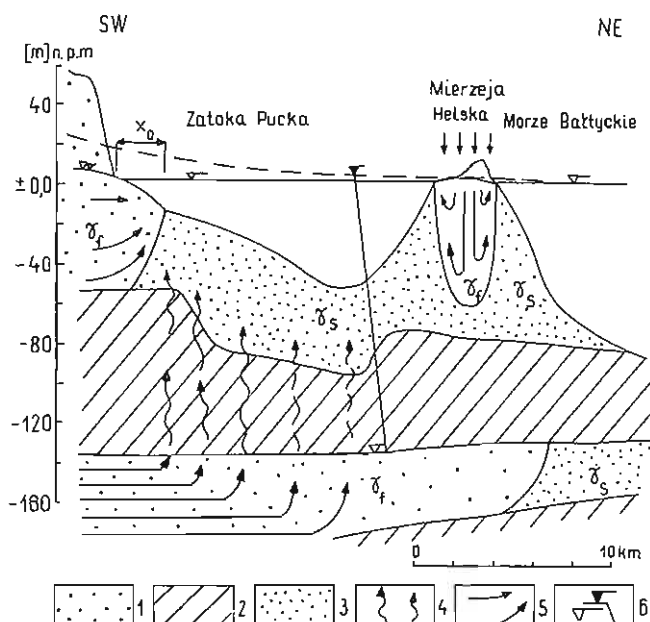


Fig. 12. Schemat obiegów i równowagi wód morskich i podziemnych w rejonie Mierzei Helskiej i Zatoki Puckiej (stan przed eksploatacją ujęć Trójmiasta, początek XX w.)

Scheme of groundwater circulation and fresh-salt water balance in the region of Hel Sand Spit and Puck Bay

1 – warstwy wodonośne; 2 – utwory słabo przepuszczalne; 3 – wody słone w utworach czwartorzęd i kredy; 4 – kierunki przesączania się wód poziomu kredowego; 5 – kierunki przepływu wód podziemnych; 6 – zwierciadło nawiercone i ustabilizowane wód podziemnych; pozostałe objaśnienia jak na fig. 9 i 10

1 – aquifers; 2 – low permeable strata; 3 – salt waters in the Quaternary and Cretaceous deposits; 4 – seepage directions of the groundwater of Cretaceous aquifer; 5 – directions of groundwater flow; 6 – hydraulic head of groundwater; other explanations as given in Figs. 9 and 10

tyku (bałtyckiego jeziora lodowego) był o 60–80 m niższy od stanu obecnego. Wskutek transgresji litorynowej i sedimentacji słabo przepuszczalnych namulów, wody tego poziomu w rejonie półwyspu zostały wyłączone z obiegu i przetrwały do czasów współczesnych jako wody reliktowe.

2. Holocenijski poziom wodonośny uformowany został w obecnym zasięgu dopiero w czasach historycznych. Pod koniec transgresji litorynowej w miejscu obecnego półwyspu pojawiło się szereg wysp barierowych, w których po upływie kilkuset lat mogły się wytworzyć soczewy wód słodkich o miąższości 40–50 m.

3. Rzeczywisty kształt soczewy słodkich wód podziemnych odbiega w strefie brzegu morskiego od teoretycznych modeli Ghybena–Herzberga, Coopera, Glovera i in. Spiętrzenia sztormowe Bałtyku powodują okresowe zalewy niskich brzegów od strony Zatoki Puckiej. Dlatego 100–150-metrowej szerokości pas w sąsiedztwie brzegu stanowi strefę wód słonawych, zbliżoną do strefy dyspersji.

4. Przepływ wód podziemnych w pierwszym poziomie wód podlega stanom niestabilnym z uwagi na wahania poziomu morza i okresowe zasilanie wodami infiltracyjnymi. Najwyższe stany wód podziemnych, rzędu 1 m n.p.m., obserwuje się jedynie w najszerszej części półwyspu. Wahania stanów wód w tym miejscu nie przekraczają 0,5 m.

5. Z punktu widzenia zaopatrzenia w wodę znaczenie użytkowe mają zasoby wód poziomu plejstoceno-kredowego. Wskutek trwającej już ponad 60 lat eksploatacji i wobec braku zasilania od strony lądu, zasoby te mogą być w najbliższych 5–10 latach w znacznym stopniu wyczerpane.

Wydział Hydrotechniki
Politechniki Gdańskiej
Gdańsk-Wrzeszcz, ul. Majakowskiego 11/12
Nadesłano dnia 8 stycznia 1987 r.

PIŚMIENICTWO

- BOJARSKI L. (1978) – Solanki paleozoiku i mezozoiku w syneklizie perybałtyckiej. Pr. Inst. Geol., **88**.
- BREUCK W. DE, MOOR G. DE (1974) – The evolution of the coastal aquifer of Belgium. 4th Salt Water Intrusion Meeting. Proc. Ghent, p. 158–172.
- COOPER H.H. (1959) – A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer. Jour. Geophys. Res., **64**, p. 461–467, nr 4.
- GHYBEN B.W. (1889) – Nota in verbaud met de voorgenomen put boring nabij Amsterdam. Koninkl. Inst. Ing. Tijdschr., p. 8–22.
- GLOVER R.E. (1959) – The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer. Jour. Geophys. Res., **64**, p. 457–459, nr 4.
- GUDELIS W.K., JEMIELIANOW J.M., red. (1982) – Geologia Morza Bałtyckiego. Wyd. Geol. Warszawa.
- HERZBERG D. (1901) – Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder. Jour. für Gasbeleucht. und verwandte Beleuchtungsarten, sowie für Wasserversorgung, **44**, p. 815–819.
- KONDRATIENE O., GUDELIS W.K. (1983) – Morskie osady plejstocenijskie na obszarze Pribaltyki. Prz. Geol., **31**, p. 497–502, nr 8–9.
- KOZERSKI B. (1981) – Salt water intrusions into coastal aquifers of Gdańsk region. 7th Salt Water Intrusion Meeting. Proc. Bari., p. 83–87.
- KRAŻEWSKI S.R. (1976) – Utwory litorynowe w profilu wiertniczym na Helu. Prz. Geol., **24**, p. 642–645, nr 11.
- ŁOMNIEWSKI K., MAŃKOWSKI W., ZALESKI J. (1975) – Morze Bałtyckie. PWN. Warszawa.
- MOJSKI J.E. (1979) – Zarys stratygrafii plejstocenu i budowy jego podłoża w regionie gdańskim. Biul. Inst. Geol., **310**, p. 5–52.
- PAZDRO Z. (1948) – Półwysep Hel i jego geneza. Technika Morza i Wybrzeża, 1–2, p. 32–37.
- PAZDRO Z. (1956) – Materiały Archiwum Wierceń, **8**, ark. Gdańsk. Wyd. Geol. Warszawa.
- PAZDRO Z. (1958) – Wody podziemne regionu gdańskiego. Prz. Geol., **6**, p. 241–244, nr 6.
- POŻARYSKI W., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M. (1979) – The geology of the Southern Baltic; some remarks. Bull. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre, **26**, p. 119–125, nr 2.
- ROSA B. (1968) – Obszar południowobałtycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, **74**, p. 121–155.
- SADURSKI A., JESIONEK K.S. (1980) – Wody podziemne mierzei Wybrzeża Gdańskiego. Inż. Mor., **4**, p. 185–189.
- SAMSONOWICZ J. (1935) – Nowy otwór świdrowy na Helu. Spraw. Państw. Inst. Geol., **8**.
- SONNTAG P. (1919) – Geologie von Westpreussen. Berlin.
- VRIES J.J. DE (1981) – The distribution of fresh and salt groundwater in the Dutch coastal area and the Quaternary – geological evolution. Sver. Geol. Unders. Rap. Meddel., **27**, p. 153–161.

WODY PODZIEMNE PIERWSZEGO POZIOMU WODONOŚNEGO NA PÓŁWYSPIE HELSKIM (1979) — Red. A. Sadurski. Arch. Wydz. Hydrotechn. PGd. Gdańsk.

Анджей САДУРСКИ, Иоанна БОРАВСКА, Томаш БУРЧИК

ПРЕСНЫЕ ВОДЫ ХЕЛЬСКОЙ КОСЫ

Резюме

Пресные подземные воды на всем протяжении полуострова залегают в четвертичных и локально в верхнемеловых отложениях (фиг. 2—4). Обновляемые запасы подземных вод отмечены только в голоценовом водоносном горизонте. Эти воды залегают в виде линзы, подпираемой снизу солеными морскими водами, или над слабопроницаемыми отложениями между Ястарней и Хелем (фиг. 11, 12). В этом районе подземные воды являются смесью пресных и морских соленых вод ввиду периодического затопления во время штормов низинных берегов Пуцкого залива. Зона смешанных вод простирается на 100—150 м от берега (фиг. 7—9). Подземные воды плейстоценового мелового яруса являются застойными водами предположительно начала голоцена. Они проникли вглубь в добореальный период, когда уровень бальтийских вод был на 60—80 м ниже (фиг. 5, 6).

Andrzej SADURSKI, Joanna BORAWSKA, Tomasz BURCZYK

GROUNDWATERS OF THE HEL SAND SPIT

Summary

The fresh groundwaters occur in the Quaternary (Holocene) and locally in the Cretaceous aquifers along the Hel Sand Spit (Figs. 2—4). Renewal of the groundwater resources are stated in the Quaternary strata. These waters circulate in the form of lens supported by salty sea water or are situated on the low permeable deposits at the bottom (Figs. 11, 12). The meadows at the Puck Bay shore are seasonally flooded during storms and as a result of it there is a zone of mixed, brackish groundwater at a distance of 100—150 metres (Figs. 7—9). The groundwater of the deep Pleistocene-Cretaceous aquifer are stagnant and are preserved there from the beginning of Holocene epoch. At the Preboreal climatic period, there was started a groundwater circulation in this aquifer, due to the low (60—80 metres lower than at present) sea level (Figs. 5, 6). The groundwater resources of the deep strata are overexploited and locally are already deteriorated.

Translated Andrzej Sadurski