

OBRAZOWANIE ELEKTROOPOROWE WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH STREFY BRZEGOWEJ WYSPY WOLIN

GEOELECTRICAL IMAGING OF HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF THE COASTAL ZONE OF WOLIN ISLAND

GRZEGORZ PACANOWSKI¹

Abstrakt. W artykule zaprezentowano problematykę złożonych warunków hydrogeologicznych w strefie brzegowej wyspy Wolin, które można obrazować za pomocą metod geoelektrycznych. Wody podziemne warstw wodonośnych strefy brzegowej znajdują się w stałym kontakcie z zasolonymi wodami morskimi. Fakt ten stanowi groźbę degradacji wód podziemnych i decyduje o specyfice ich ochrony.

W utworach czwartorzędowych, na obszarach, gdzie wody podziemne wykazują niską mineralizację, wartości oporności utworów przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych różnią się zdecydowanie, w związku z tym klasyfikacja hydrogeologiczna wyników, jakie otrzymujemy z pomiarów elektrooporowych nie stanowi problemu. Na obszarze prowadzonych badań sytuacja jest zupełnie inna i dużo bardziej skomplikowana, ze względu na ingresję słonych wód morskich do warstw wodonośnych. Co więcej, pośrednio mineralizacja ma również wpływ na oporności utworów słabo przepuszczalnych i praktycznie nieprzepuszczalnych.

Słowa kluczowe: metody geoelektryczne, tomografia elektrooporowa (ERT), mineralizacja wód, ingresja wód.

Abstract. The article discusses the problem of complex hydrogeological conditions in the coastal zone of Wolin Island in Poland. Hydrogeological situation of the island was imaged by geoelectrical methods. Groundwater of the coastal zone is in constant contact with the saline sea waters. This fact constitutes a threat of groundwater degradation and has an influence on the methods of groundwater protection. The resistivity of Quaternary permeable and impermeable deposits is significantly different in areas where groundwater is characterized by low values of total dissolved solids (TDS). This implies that hydrogeological classification of the results obtained from electrical resistivity tomography (ERT) is not difficult. In the study area, the situation is completely opposite and much more complicated because of salty sea water ingress into aquifers. This affects the resistivity values of permeable and impermeable deposits, obtained from geophysical tests.

Key words: geoelectrical methods, electrical resistivity tomography (ERT), total dissolved solids (TDS), water ingress.

BUDOWA GEOLOGICZNA I WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Budowa geologiczna wyspy Wolin jest opisana w wielu pracach (m.in. Matkowska i in., 1974; Ruszała i in., 1979). Od góry zalegają utwory czwartorzędowe o zróżnicowanej miąższości, dochodzącej nawet do 150 m, szczególnie w wypiętrzonej części wyspy, na której jest zlokalizowany Woliński

Park Narodowy. Osady czwartorzędowe to przeważnie piaski średnio- i drobnoziarniste. Można ponadto wyróżnić dwa poziomy glin zwałowych przedzielonych poziomem piaszczysto-żwirowym. Taka sytuacja występuje głównie w granicach i najbliższym sąsiedztwie Wolińskiego Parku

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Jagiellońska 76, 03-301 Warszawa; e-mail: grzegorz.pacanowski@pgi.gov.pl.



Fig. 1. Mapa wyspy Wolin z otaczającymi wodami. Czarną przerywaną linią zaznaczono profil geoelektryczny

Map of Wolin Island and surrounding waters. Black dashed line indicates geoelectrical profile

Narodowego, a więc w bezpośrednim obszarze badań geofizycznych. Na pozostałej części wyspy, głównie w jej wschodniej partii występują na dość znacznym obszarze wychodnie gliny zwałowej.

Podłoże czwartorzędu jest zbudowane ze skał wapiennych kredy górnej. Utworów paleogenu i neogenu w tym obszarze nie stwierdzono (Ruszała i in., 1979; Gurwin, 2009).

Wyspa Wolin jest od północy otoczona wodami Bałtyku (Zatoka Pomorska), od południa – wodami Zalewu Szczecińskiego, od wschodu – rzeką Dziwną, a od zachodu cieśniną Świny (fig. 1).

Każda z wód otaczających wyspę charakteryzuje się inną mineralizacją. Ma to związek głównie z podwyższoną mineralizacją chlorkową na tym obszarze.

Zasolenie Bałtyku jest największe – waha się w przedziale 3000–17 000 mg Cl/dm³, przy czym średnie zasolenie wynosi ok. 7000 mg Cl/dm³. Zalew Szczeciński oraz Dziwna charakteryzują się również podwyższonymi wartościami chlorków, jednak są to wartości znacznie niższe (np. Dziwna – przedział 14,4–218,0 mg Cl/dm³) (Paczyński, Sadurski, 2007).

W skład systemu hydrograficznego regionu wchodzi zlewnie Dziwny, zlewnia Świny oraz bezpośrednia zlewnia Zalewu Szczecińskiego i Bałtyku. Zlewnie te odgrywają dominującą rolę w odwadnianiu tego terenu (Paczyński, Sadurski, 2007). W przypadku wyspy Wolin obserwuje się wyraźną trójdzielność hydrograficzną: bezodpływowe wyniesione partie terenu w środkowej części wyspy, wschodnia część wyspy drenowana przez Dziwnę oraz mierzeja wydymowa w zachodniej części wyspy, gdzie woda odpływa na południe naturalnymi lub sztucznymi ciekami. W północno-zachodnim fragmencie wyspy Wolin oraz w pasie przybrzeżnych wód Bałtyku utworzono Woliński Park Narodowy. Jest on zlokalizowany na wysoczyźnie morenowej, dochodzącej

do 115 m n.p.m., która obniża się stromymi zboczami do Zalewu Szczecińskiego i Bałtyku.

Czwartorzędowe piętro wodonośne – pierwszy, przypowierzchniowy poziom wodonośny występuje w utworach porowych (głównie piaskach i żwirach). Pole hydrodynamiczne zwierciadła swobodnego, naśladując morfologię terenu, układa się na rzędnych od kilku do ok. 20 m n.p.m. (w północno-zachodniej części wyspy). Wraz z obniżaniem się powierzchni terenu zwierciadło występuje coraz płycej od 6,3 do 7,2 m n.p.m. (w części wschodniej wyspy). Warstwa wodonośna ma całkowitą miąższość od 20 do ponad 40 m, średnia wartość współczynnika filtracji wynosi 22,5 m/d, średnia wartość przewodności – 450 m²/d. Zasilenie poziomu przypowierzchniowego odbywa się wskutek infiltracji wód z opadu atmosferycznego (utwory piaszczyste występują tu od powierzchni – brak jest izolacji), poziomy głębsze są zasilane przez gliny piaszczyste i okna hydrogeologiczne (Kłyza, 1988).

Kredowe piętro wodonośne (Cr3) – poziom wodonośny występuje w utworach szczelinowo-porowych i szczelinowych (margle i wapienie) na głębokości od 39,0 do 42,3 m. Zwierciadło wody ma charakter napięty i stabilizuje się na głębokości od 2,8 do 3,6 m poniżej zwierciadła poziomu plejstoceniowego. Jakość wód podziemnych piętra kredowego nie spełnia wymogów dla wód przeznaczonych do spożycia przez ludzi. Wody zwykle, nawiercone w otworach badawczych na wysoczyźnie wolińskiej, nie są użytkowane.

Wody piętra czwartorzędowego mają łatwy kontakt z wodami wysoko zmineralizowanymi (Matkowska, 1997a, b).

Wody wysoko zmineralizowane są wykorzystywane przez uzdrowisko w Świnoujściu w celach balneoterapeutycznych, są to 4,15% solanki Cl–Na–Br–B.

FIZYCZNE PODSTAWY GEOFIZYCZNYCH BADAŃ GEOELEKTRYCZNYCH

Metody geoelektryczne przez długi czas były niedooceniwane. Działo się tak głównie ze względu na nacisk na rozwój metod sejsmicznych – głównego narzędzia w poszukiwaniach naftowych.

Niemniej w ostatnich kilkunastu latach, dzięki rozwojowi elektroniki i elektronicznej techniki obliczeniowej, a także zapotrzebowaniu w nowych gałęziach geologii, zakres stosowalności tej metody rozszerza się i ciągle rozwija, a zainteresowanie nią jest tym większe, im więcej badań i przewidywań jest potwierdzonych wynikami wierceń i szczególnymi badaniami.

Do celów hydrogeologicznych najczęściej stosowaną metodą jest metoda elektrooporowa, a najczęściej stosowanym w Polsce wariantem tej metody są pionowe sondowania elektrooporowe (Szymanko, Stenzel, 1973). W niniejszym artykule pokazano wyniki, jakie otrzymano z najnowszej metody z rodziny metod geoelektrycznych – tomografii elektrooporowej (ERT).

Metody geoelektryczne polegają na pomiarach parametrów sztucznie wywołanego pola elektrycznego w określonej masie skalnej lub istniejących prądów naturalnych i pól elektrycznych wywołanych naturalnymi procesami zachodzącymi w skorupie ziemskiej.

Podstawowym parametrem badanym jest oporność właściwa formacji geologicznych. Jednostką oporności właściwej (rzeczywistej) jest omometr [Ωm]. Jest to parametr bardzo zróżnicowany, jego wartość może się zmieniać od 1 Ωm w utworach zasolonych do kilkudziesięciu tysięcy Ωm w skałach takich jak granity.

W przeciwieństwie do parametrów, takich jak gęstość lub podatność magnetyczna, oporność właściwa jest parametrem kompleksowym, zależnym od wielu czynników i pro-

cesów, np. temperatury, zawartości i jakości wody, związków chemicznych, porowatości i przepuszczalności, litologii i składu mineralnego.

W utworach czwartorzędowych, na obszarach, gdzie wody podziemne wykazują niską mineralizację, oporności elektryczne utworów przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych różnią się zdecydowanie, w związku z tym klasyfikacja hydrogeologiczna danych elektrooporowych nie stanowi problemu. Przyjmuje się na ogół następujące kryteria klasyfikacji:

- utwory przepuszczalne – oporności powyżej 80 Ωm ,
- utwory słabo przepuszczalne – oporności poniżej 60 Ωm .

W przedziale oporności 60–80 Ωm występują utwory o charakterze pośrednim (półprzepuszczalne): piaski gliniaste, gliny piaszczyste, pyły piaszczyste.

Na obszarze prowadzonych badań sytuacja jest zupełnie inna i dużo bardziej skomplikowana, ze względu na silną mineralizację utworów przepuszczalnych. Co więcej, pośrednio mineralizacja ma również wpływ na oporności utworów słabo przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych (Ryżak, 1979). Fakt, że oporność utworów wodonośnych jest kształtowana zarówno przez ich własności filtracyjne, jak i oporność wody podziemnej powoduje, że interpretacja hydrogeologiczna danych elektrooporowych nie zawsze jest jednoznaczna. W przypadku występowania czystych wód podziemnych o niskiej mineralizacji, oporność elektryczna warstw wodonośnych jest z reguły wysoka i ich wyróżnienie w przekroju elektrooporowym nie przedstawia trudności.

Zastosowanie w pomiarach metody tomografii elektrooporowej dało możliwość, zdaniem autora, lepszego rozpoznania ze względu na większą ilość danych pomiarowych, inny układ przestrzenny rozkładu punktów pomiarowych i inny rodzaj interpretacji (Pacanowski i in., 2016).

CEL BADAŃ

W warunkach naturalnych morze stanowi podstawową bazę drenażu wszystkich systemów krążenia wód podziemnych wybrzeża. W zależności od warunków hydrogeologicznych, drenaż ten odbywa się wzdłuż linii brzegowej lub też pod dnem morza. Podobnie przebiega także strefa kontaktu wód podziemnych z zasolonymi wodami morskimi (Kozerski i in., 1992).

Badania, jakie wykonano wzdłuż wybrzeża na wyspie Wolin (fig. 2), miały na celu zobrazowanie takiej sytuacji (Pacanowski i in., 2015). Spodziewano się wyodrębnić strefy, gdzie słodka woda wpływa do morza. Zastosowane pomiary dają też możliwość monitoringu takich stref i obrazowania zmian zachodzących w przepływie wód słodkich i słonych w funkcji czasu.

Zadanie to wydaje się o tyle zasadne, że wody podziemne strefy brzegowej morza i ich zagrożenia wymagają odpowiednich obserwacji i badań. Jak dotąd zakres prac hydrogeologicznych jest tu niewystarczający i w wielu przypad-

kach uniemożliwia ocenę zasięgu zasolenia warstwy wodonośnej i tempa jego rozprzestrzenienia. Istnieją prace, w których autorzy zajmowali się zagadnieniem ingresji wód słonych w głąb lądu (Kłyza, 1988; Gurwin, Krawiec, 2012). Mało jest jednak prac zajmujących się zagadnieniem drenażu wód słodkich do morza. Badania geofizyczne wnoszą wiele informacji dla samej specyfiki hydrogeologicznej wybrzeża.

W celu lepszego zobrazowania sytuacji specyficznych warunków hydrogeologicznych, występujących w strefie brzegowej należy przeanalizować schemat przedstawiony na figurze 3. W strefie brzegowej dynamiczny kontakt wód słodkich i słonych przebiega według powyższego schematu (Cooper, 1959).

Wody słodkie charakteryzują się o wiele niższą gęstością właściwą od wód słonych. Ze względu na proces ingresji wód słonych do warstw wodonośnych, klin wód słonych o większej gęstości penetruje w głąb warstwy wodonośnej

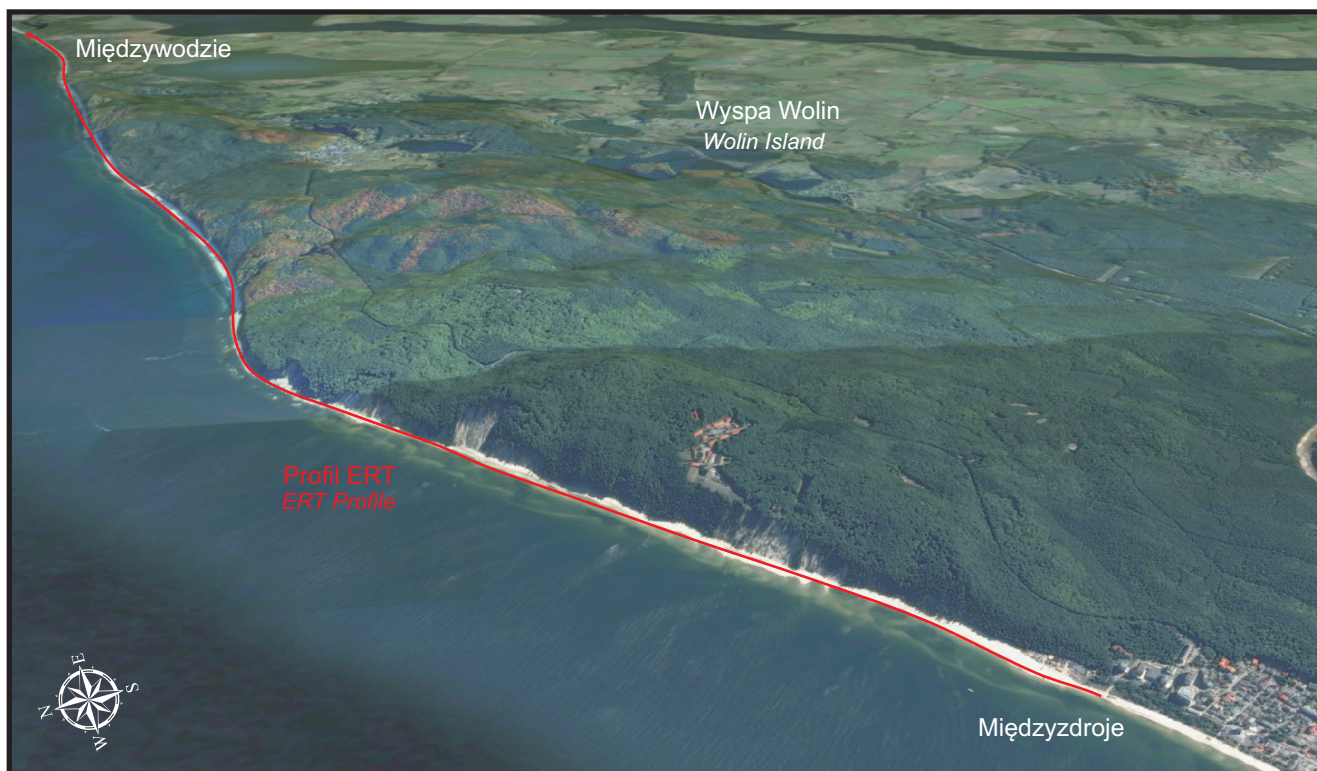


Fig. 2. Przebieg profilu ERT (kolor czerwony) po plaży od miejscowości Międzyzdroje do miejscowości Międzywodzie. Podkład Google Earth (<http://www.google.pl/intl/pl/earth/>)

Electrical resistivity tomography (ERT) profile along the beach from Międzyzdroje to Międzywodzie (red colour) on Google Earth underlay (<http://www.google.pl/intl/pl/earth/>)

przy jej spągu. Uwzględniając istnienie stałego dopływu wód podziemnych do morza, będziemy mieli sytuację jaką przedstawiono na figurze 3. Widoczna warstwa graniczna, oddzielająca wody słodkie od słonych, jest rezultatem rozmycia strefy kontaktu przez procesy dyfuzyjne i hydrodynamiczne (Sukowski, 1982).

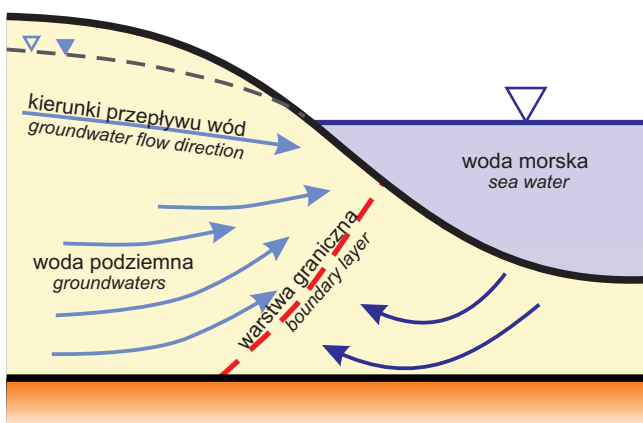


Fig. 3. Schemat dynamicznego kontaktu wód morskich i podziemnych (Copper, 1959)

Schematic drawing of dynamic contact between seawater and groundwater (Cooper, 1959)

Dla zobrazowania tej sytuacji wykonano badania wzdłuż plaży na wyspie Wolin (fig. 2). Zastosowano metodę tomografii elektrooporowej, ze względu na możliwość przestrzennego (w płaszczyźnie 2D) i ciągłego rozpoznawania struktur geologicznych i hydrogeologicznych. Należy dodać, że do celów interpretacji wyników wykonanych pomiarów, rozpoznanie geologiczne badanego odcinka wybrzeża jest niewystarczające ze względu na zbyt małą liczbę otworów wiertniczych.

WYNIKI BADAŃ I WNIOSKI

Kontakt słodkich wód podziemnych ze słonymi wodami morskimi w strefie brzegowej powoduje, że sposób przetwarzania i interpretacji danych geofizycznych uzyskanych metodą tomografii elektrooporowej jest dość skomplikowany.

Jak już wspomniano wcześniej, piaski zawodnione mogą wykazywać opór od 1 do 60–200 Ωm , zależnie od stopnia mineralizacji wody i stopnia nasycenia warstwy. Piaski suche mają oporności jeszcze wyższe (od 200 do kilku tys. Ωm). Iły zmieniają swą oporność właściwą w mniejszym zakresie: od 1 do ok. 20–25 Ωm (w pewnym stopniu jest to uzależnione od genezy ich powstania), ale i one podlegają tym samym prawom zależności oporu.

Na podstawie wyników badań elektrooporowych, bez ogólnej znajomości geologii badanego terenu, nie można do-

kładnie powiedzieć, z jakimi utworami mamy do czynienia i trudno wydzielić na przekroju oporowym warstwy wodonośne i niewodonośne, gdy taki sam opór mogą mieć iły oraz zawadniony piasek o silnej mineralizacji wody.

Na oporność elektryczną gruntów decydujący wpływ mają trzy główne czynniki: mineralizacja wody, zawartość frakcji ilastej oraz wilgotność (Ogilwi, 1974). Zmiany oporności w zależności od zasolenia wody i temperatury zobrażowano na **figurze 4**. Zmineralizowana woda oraz materiał ilasty stanowią składniki dobrze przewodzące prąd. Obniżają zatem znacznie oporność gruntów, w których występują.

Podział wód ze względu na mineralizację przedstawia się następująco (Ogilwi, 1974; Bocheńska i in., 2002).

- wody ultra słodkie charakteryzują się mineralizacją od 10 do 100 mg/dm³ i opornością 80–800 Ωm (temp. 7°C),
- wody słodkie charakteryzują się mineralizacją od 100 do 1000 mg/dm³ i opornością 8–80 Ωm (temp. 7°C),
- wody półsłodkie charakteryzują się mineralizacją od 1000 do 3000 mg/dm³ i opornością 3–8 Ωm (temp. 7°C),
- wody słonawe charakteryzują się mineralizacją od 3000 do 10 000 mg/dm³ i opornością 0,9–3,0 Ωm (temp. 7°C),
- wody słone charakteryzują się mineralizacją od 10 000 do 35 000 mg/dm³ i opornością 0,2–0,9 Ωm (temp. 7°C),
- wody solankowe charakteryzują się mineralizacją powyżej 35 000 mg/dm³ i opornością poniżej 0,2 Ωm (temp. 7°C).

Są to laboratoryjne wartości oporności wody, które w dużym stopniu będą oddziaływały na oporności np. piasków

zawadnionych czy całych kompleksów skalnych. Analizując wyniki badań, można z całą pewnością stwierdzić, że strefy, w których wartości oporności charakteryzują się wielkościami rzędu 60–200 Ωm to warstwy piaszczyste zawadnione wodami słodkimi. Niższe wartości oporności mogą również być związane z piaskami zawadnionymi wodą słodką o trochę wyżej mineralizacji, jednak również takimi opornościami mogą charakteryzować się np. gliny, piaski gliniaste, czy pyły.

Badania geofizyczne wykonane na długości 17 km wybrzeża wyspy Wolin wykazały zmiany widoczne w przekrojach geoelektrycznych.

Na podstawie przeprowadzonej analizy danych geofizycznych wyznaczono trzy typy kompleksów opornościowych:

- Typ pierwszy – nawodnione utwory piaszczyste o oporności rzędu 5–20 Ωm, występujące w strefie falowania Morza Bałtyckiego, występujące płytko przy powierzchni. Niski zakres pomierzonych wartości jest prawdopodobnie powiązany z wysokim stopniem mineralizacji roztworu wodnego, który wypełnia całkowicie pory analizowanego ośrodka.
- Typ drugi – kompleksy występujące poniżej anomalii typu pierwszego, charakteryzujące się wysoką opornością, rzędu 30–70, czasami nawet do 300 Ωm. Pochodzenie tych form może być związane z występowaniem wód podziemnych słodkich, które wykazują o wiele niższą przewodność jonową w stosunku do wód słonych, co

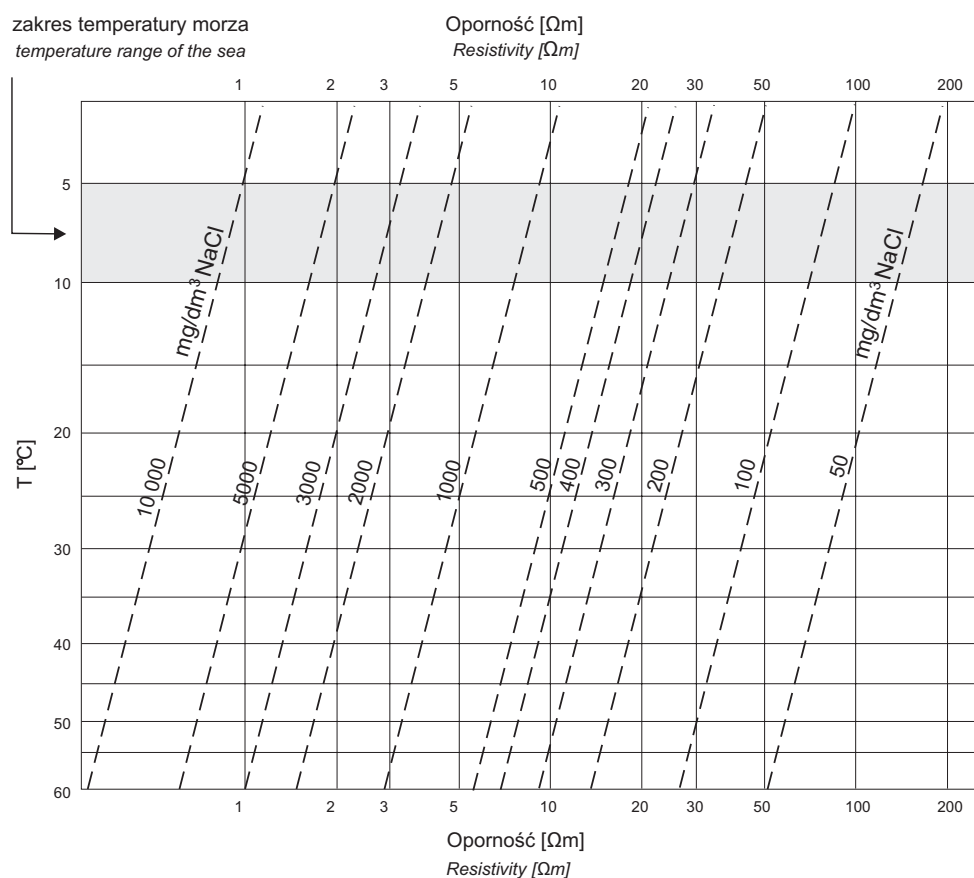


Fig. 4. Wykres zależności oporności wody od mineralizacji i temperatury (Ogilwi, 1974)

Relation between water resistivity versus mineralization and temperature (Ogilwi, 1974)

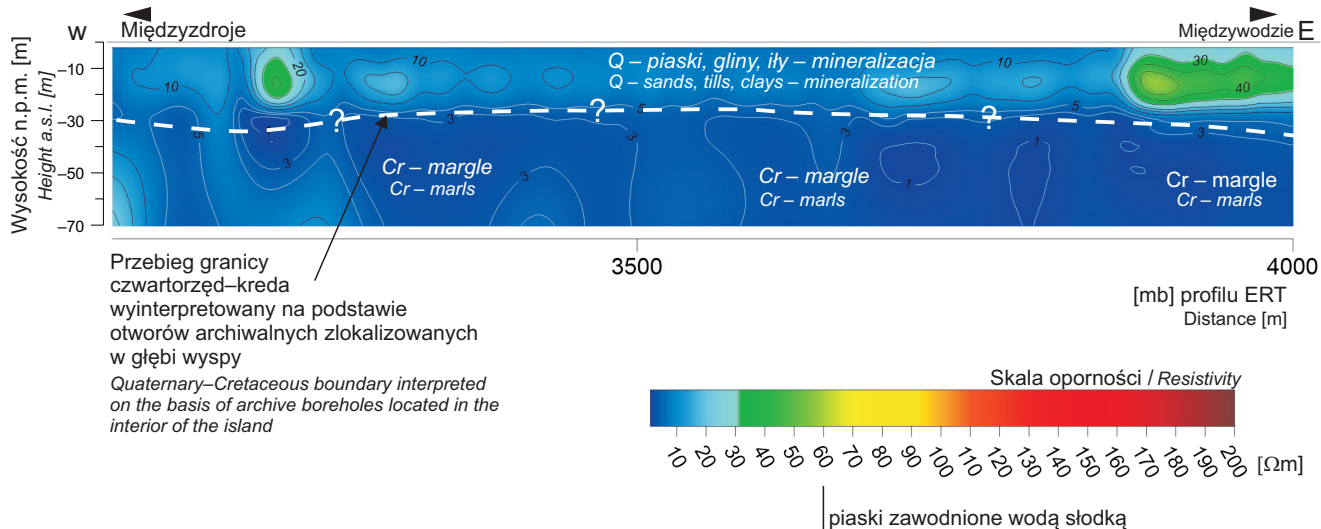


Fig. 5. Przekrój tomografii elektrooporowej. W przekroju dominują niskie wartości oporności co wiąże się z silną mineralizacją
ERT cross-section showing the dominance of low resistivity values due to high mineralization of waters

przekłada się bezpośrednio na oporność mierzonych utworów.

- Typ trzeci – kompleksy o niskich wartościach oporności, rzędu 10–20 Ωm. Występują one pod utworami nawodnionymi wodą słodką. W strefie tej dochodzi do gwałtownego spadku oporności elektrycznej, co najprawdopodobniej jest wynikiem ingresji wód słonych.

Z racji słabego rozpoznania geologicznego badanej części wyspy Wolin (badania zlokalizowano na obszarze Wolińskiego Parku Narodowego), dowiązanie granic jest tylko umowne. Dotyczy to głównie przybliżonej granicy kreda–czwartorzęd. Na przekrojach geoelektrycznych jest ona zrzutowana z otworów leżących w głębi wyspy, w odległości

1–2 km. Wyznaczenie tej granicy na podstawie badań geoelektrycznych jest niemożliwe, gdyż w obrazie rozkładu wartości oporności nie jest ona widoczna. Potwierdzone zostało natomiast, że w utworach kredowych wody są zmineralizowane. Na całej długości przekrojów elektrooporowych oporności na głębokościach odpowiadających występowaniu kredy są bardzo niskie. Dla utworów czwartorzędowych to zróżnicowanie jest już znacznie większe.

W przekrojach elektrooporowych występują strefy gdzie praktycznie w całości dominują bardzo niskie wartości oporności (fig. 5). Ma to związek prawdopodobnie z zasoleniem wód zarówno w kredzie, jak i czwartorzędzie.

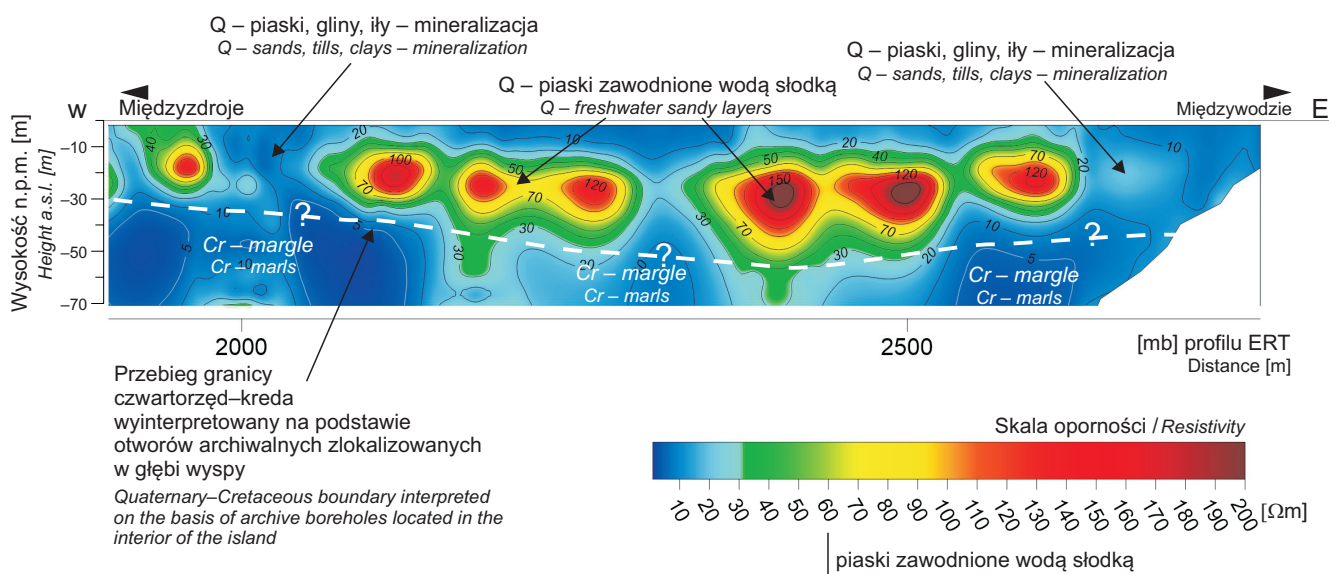


Fig. 6. Przekrój tomografii elektrooporowej. Widoczne w przekroju strefy wyżepoporowe są tożsame z piaskami zawodnionymi wodami słodkimi

ERT cross-section showing the zones with higher resistivity values corresponding to the zone of freshwater sandy layers

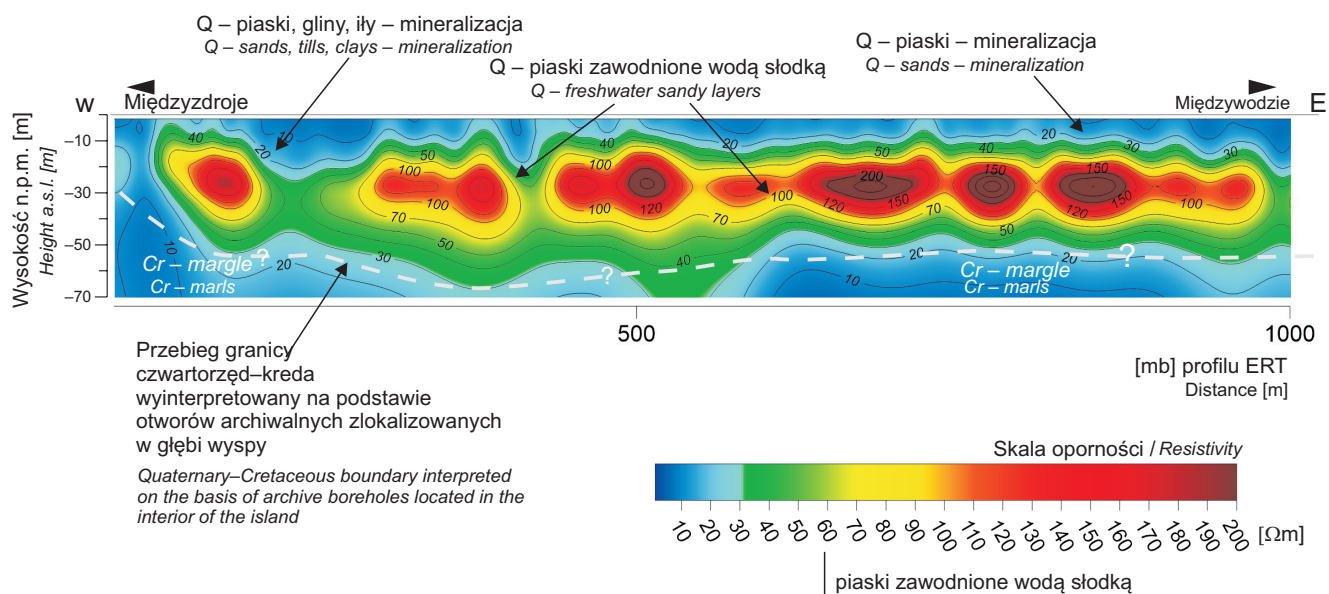


Fig. 7. Przekrój tomografii elektrooporowej z widoczną mięszą warstwą wodonośną wód słodkich

ERT cross-section showing the zones with higher resistivity values corresponding to the zone of freshwater sandy layers

Na niektórych odcinkach przekrojów są również widoczne strefy, gdzie dominują wyższe wartości oporności (kolory ciepłe) tożsame z zawodnieniem wodą słodką (fig. 6, 7).

Wskazanie takich miejsc było celem pracy. Interpretacja geologiczna przekrojów jest bardzo trudna, praktycznie niemożliwa. W utworach czwartorzędowych nie można rozróżnić miejsc, gdzie występują piaski, gliny, ropy, jeśli są one zmineralizowane. Można jednak z dużym prawdopodobieństwem wskazać miejsca, które są strefami występowania piasków zawodnionych wodą słodką.

Metoda tomografii elektrooporowej okazała się dobrym narzędziem do osiągnięcia zamierzonego celu badań. Dała ona możliwość ciągłego rozpoznania strefy brzegowej wyspy Wolin na odcinku 17 km, dostarczyła tym samym dokład-

niejszych danych o warunkach hydrogeologicznych i pokazała miejsca wypływu podziemnej wody słodkiej do morza.

Na uwagę zasługuje także szczegółowość uzyskanego obrazu – widoczne są strefy o rozciągłości poziomej rzędu 20–30 m, co byłoby trudne do zobrazowania za pomocą badań elektrooporowych w ich klasycznych wariantach. W analizowanym przypadku wyniki badań metodą tomografii elektrooporowej dostarczają cennej informacji o ewentualnych drogach migracji słodkich wód podziemnych z lądu do morza.

Zastosowana metoda daje też możliwość monitoringu reżimu wodnego, z racji swej bezinwazyjności i możliwości powtórzenia pomiarów po pewnym czasie.

PODSUMOWANIE

Wykonanie badań geofizycznych miało na celu sprawdzenie, czy za pomocą metod geoelektrycznych można pokazać strefy wód słodkich i słonych na granicy ląd–morze i taki cel osiągnięto.

Dwuwymiarowość modelu interpretacyjnego, jaki uzyskano, stosując metodę tomografii elektrooporowej, pozwoliła na zobrazowanie specyficznych warunków hydrogeologicznych strefy brzegowej. Dodatkową zaletą zastosowania tej metody była bardzo duża rozdzielczość przestrzenna punktów pomiarowych (np. w porównaniu do pionowych sondowań elektrooporowych).

Jednocześnie trzeba mieć na uwadze, że wyniki badań uzyskanych zastosowaną metodą należy traktować jako uogólniony model sytuacji hydrogeologicznej. W modelu tym poszczególne elementy opornościowego obrazu ośrodka nie zawsze precyzyjnie odzwierciedlają kształt czy położenie obszarów anomalnych, ale jeśli jest on traktowany całościowo, zdecydowanie lepiej i dokładniej oddaje rzeczywistość geologiczną i hydrogeologiczną na badanym obszarze.

LITERATURA

- BOCHEŃSKA T., DOWGIAŁŁO J., KLECZKOWSKI A., SZCZEPAŃSKI S., WITCZAK S., KRAJEWSKI S., MACIOSZCZYCK A., MACIOSZCZYK T., MAŁECKA D., ROGÓŻ M., RÓŻKOWSKI A., SADURSKI A., 2002 — Słownik hydrogeologiczny (red. nauk. J. Dowgiałło i in.). Wyd. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 128–129
- COOPER H., 1959 — A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer. *J. Geoph. Res.*, **64**, 4: 461–467.
- GURWIN J., 2009 — Zastosowanie numerycznego modelu filtracji w ocenie wpływu robót inżynierskich na wody podziemne na przykładzie planowanego tunelu między wyspami Wolin i Uznam. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **436**: 129–140.
- GURWIN J., KRAWIEC A., 2012 — Identyfikacja systemu krążenia wód podziemnych na wyspie Wolin. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **451**: 53–62.
- KŁYZA T., 1988 — Wody podziemne na Wolinie i polskim Uznamie. Sympozium WPH, **IV**: 83–92.
- KOZERSKI B., KWATERKIEWICZ A., SADURSKI A., 1992 — Zagrozenia wód podziemnych strefy brzegowej morza w rejonie Gdańska. W służbie polskiej geologii Wydawnictwa AGH. Materiały sesji naukowej poświęconej jubileuszom Prof. A.S. KLECZKOWSKIEGO: 117–131.
- MATKOWSKA Z., RUSZAŁA M., WDOVIĄK M., 1974 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Międzyzdroje z objaśnieniami, PIG-PIB.
- MATKOWSKA Z., 1997a — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Międzyzdroje z objaśnieniami. PIG-PIB.
- MATKOWSKA Z., 1997b — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Wolin z objaśnieniami. PIG-PIB.
- OGILWI N.A., 1974 — Fiziceskije i geologiczeskije polja w gidrogeologii. Nauka, Moskwa.
- PACANOWSKI G., CZARNIAK P., BĄK T., 2015 — Dokumentacja badań geofizycznych wykonana w ramach prac dla ustalenia ochrony zbiornika wyspy Wolin – GZWP 102. PIG-PIB.
- PACANOWSKI G., SOKOŁOWSKA M., MIESZKOWSKI R., 2016 — Rola obrazowania elektrooporowego w uszczelnieniu skomplikowanej budowy geologicznej wzgórza Morasko w Poznaniu. *Prz. Geol.*, **64**, 4: 238–244.
- PACZYŃSKI B., SADURSKI A. (red.), 2007 — Hydrogeologia regionalna Polski tom I – Wody słodkie. Państw. Inst. Geol., Warszawa, 439–440
- RUSZAŁA M., DOBRACKA E., PIOTROWSKI A., 1979 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Wolin z objaśnieniami. PIG-PIB.
- RYŻAK R., 1979 — Problemy interpretacji hydrogeologicznej wyników pomiarów elektrooporowych. *Prz. Geol.*, **8**: 462–466.
- SZYMANKO J., STENZEL P., 1973 — Metody geofizyczne w badaniach hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich. Wydaw. Geol., Warszawa.
- SUKOWSKI, 1982 — O genezie zasolenia wód podziemnych w rejonie Gdańska. *Prz. Geol.*, **30**, 2: 84–86.

SUMMARY

The article discusses the problem of complex hydrogeological conditions in the coastal zone of Wolin Island in Poland. Hydrogeological situation of the island was imaged by geoelectrical methods.

Groundwater of the coastal zone is in constant contact with the saline sea waters. This fact constitutes a threat of groundwater degradation and has an influence on the methods of groundwater protection.

Wolin Island is surrounded by the Baltic Sea from the north (Pomeranian Bay), the Szczecin Lagoon from the south, the Dziwna River from the east, and by the Świna Narrow from the west.

Each water type around the island has different mineralization. This is associated with increased mineralization by chlorides in this area.

Among many types of geophysical methods, electrical resistivity method (vertical electrical soundings VES variant) is most often used for hydrogeological purposes. Results of the newest geoelectrical method – electrical resistivity tomography ERT – is presented in this paper.

The resistivity of Quaternary permeable and impermeable deposits is significantly different in areas where groundwater is characterized by low values of total dissolved solids (TDS). This implies that hydrogeological classification of the results obtained from electrical resistivity tomography is not difficult.

In the study area, the situation is completely opposite and much more complicated because of salty sea water ingress into aquifers. This affects the resistivity values of permeable and impermeable deposits, obtained from geophysical tests.

In natural conditions, the sea is a base level of groundwater drainage of all groundwater circulation systems along the coast. Depending on hydrogeological conditions, drainage is observed along the coast or below the sea bottom. The same situation may be observed in the contact zone of fresh waters and sea waters.

The study, carried out along the Wolin Island coast, allowed visualize such situation. It was assumed that the zones of freshwater flow into the sea would be observed. The additional assumption was made that the study will indicate the zones of seawater ingress towards the land. The measurements could give an opportunity to monitor all changes of fresh and sea water flow in time. Such approach seems to be justified as groundwater in the coastal region should be observed with regard to its possible degradation.

So far, the scope of hydrogeological works in the study area was insufficient. In many cases, the determination of the salinity of the aquifer and its spreading rate was not possible. No studies were carried out until now, which could give an answer where the drainage zones of fresh waters to the sea are located. For this reason, geophysical tests could bring more information on the hydrogeology of the coast.