

Zastosowanie metody konduktometrycznej do typowania stref o zmiennych parametrach filtracyjnych w obrębie podstawy wału przeciwpowodziowego

Adam Cygal¹, Michał Stefaniuk¹, Anna Kret², Wojciech Klityński¹

Application of the conductivity methods to select zones with variable filtration parameters around the base of river levee.
Prz. Geol., 63: 652–656.

Abstract. The need to continuously monitor the flood embankment is necessary to introduce the measurement methods which give quick results in crisis situations. The protection of embankments as well as the prevention from floods are not only associated with the examination of the body river levee. Experience suggests that one of the problems involves the unknown geotechnical conditions of the levee base. Unfortunately, point geotechnical surveys carried out with a big measurement step were not able to fully identify the lithology variation over larger areas. This is caused by the high cost of drilling shallow wells. The application of non-invasive geophysical methods allows the completion of geotechnical research, and supplies additional information about the variability of geological medium. The structure in the area of the former river beds creates favorable conditions for carrying out geophysical surveys dependent on the variability of geoelectrical properties of rocks. This problem is solved by the use of conductivity method on the 100 m long part of the flood bank. This is recommended for quick and non-invasive measurements. A complex interpretation of geotechnical, hydrogeological and geophysical data provided information about the variability of geoelectrical parameters over this area and therefore made it possible to identify areas prone for greater filtration during high water levels.

Keywords: conductivity methods, river levee, subsurface erosion, non-seismic geophysics

W czasie ostatnich powodzi rejon powiatu dąbrowskiego (województwo małopolskie) leżące w sąsiedztwie Wisły były wielokrotnie podtapiane. W znacznej mierze podtopienia nastąpiły nie w wyniku przesiąkania wody przez wał przeciwpowodziowy czy rozerwania jego struktury, lecz w wyniku przebieg hydraulicznych pod korpusem wału. W ramach prac badawczych na wybranym odcinku wału podjęto próbę wyznaczenia stref o podwyższonej filtracji w celu wskazania miejsc, w których należy wykonać uszczelnienie podstawy jego korpusu. Zgodnie z danymi otworowymi podłoże wału jest zbudowane z utworów rodzimych. Są one silnie zróżnicowane, co jest spowodowane działalnością erozyjną Wisły na przestrzeni wieków. Na podstawie wyników badań geotechnicznych wyróżniono utwory spoieste: pyły, pyły piaszczyste, gliny pylaste i zwięzłe piaski gliniaste oraz utwory niespoiste (słabonośne): piaski pylaste, piaski drobne, średnie i grube oraz pospółki w stanach od luźnego do zagęszczonego. Różnorodność utworów powoduje, że warunki gruntowo-wodne w podłożu są złożone (Mosiej i in., 2014), a właściwości filtracyjne ośrodka – bardzo zróżnicowane. Przebiecia hydrauliczne powstają na obszarach, gdzie przeważają grunty słabonośne i nienośne. Obecność takich gruntów w podłożu stwarza niebezpieczeństwo wystąpienia zarówno przebieg hydraulicznych, jak i problemów z utrzymaniem stateczności struktury korpusu wału przeciwpowodziowego podczas długotrwałego spiętrzenia wody w korycie rzeki. W konsekwencji w takich strefach następuje wzmożona infiltracja wód do warstwy wodonośnej. Wzrost ciśnienia hydrostatycznego pod korpusem wału przeciwpowodziowego może spowodować wysięk wody na powierzchnię od strony zawala (ryc. 1), co może skutkować lokalnymi podtopieniami, a w dłuższym okresie może doprowadzić do upłynnienia utworów, z których zbudowane jest podłoże wału, i do uszkodzenia jego korony.



Ryc. 1. Schemat powstawania przebiecia hydraulicznego (Ozkan, 2003, zmienione)

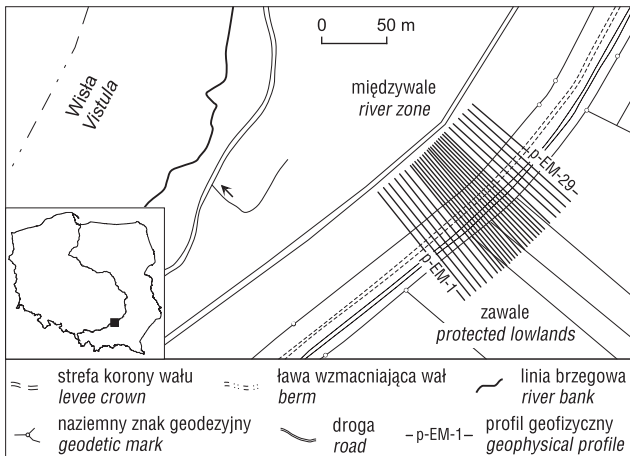
Fig. 1. Scheme of formation of subsurface erosion (Ozkan, 2003, modified)

W ramach prac geofizycznych wykonano szczegółowe badania na wybranym odcinku wału przeciwpowodziowego (ryc. 2), gdzie odnotowano powstawanie wypływów wody po stronie zawala podczas powodzi w 1997, 2010 i 2014 r. Zastosowano metodę konduktometryczną, pozwalającą na szybki i nieinwazyjny pomiar przewodności elektrycznej gruntu. Kompleksowa interpretacja danych geotechnicznych, hydrogeologicznych i geofizycznych dostarczyła informacji o zmienności parametrów geoelektrycznych w badanym rejonie, a tym samym umożliwiła wyznaczenie stref podatnych na zwiększoną filtrację podczas wysokich stanów wody w międzywale. Pomiar konduktometryczny wykonano wzdłuż 29 profili zlokalizowanych u podstawy wału przeciwpowodziowego, na obszarze międzywala i zawala. Profile skierowano prostopadle do osi korpusu wału (ryc. 2).

Metoda konduktometryczna jest nieinwazyjną, powierzchniową metodą wykorzystującą indukcyjny sposób wytwarzania pola elektromagnetycznego (EM) w badanym ośrodku. Emitowane pierwotne pole magnetyczne o natężeniu H_p jest wzbudzone w efekcie przepływu prądu zmiennego o częstotliwości audio (tj. w zakresie dźwiękowym)

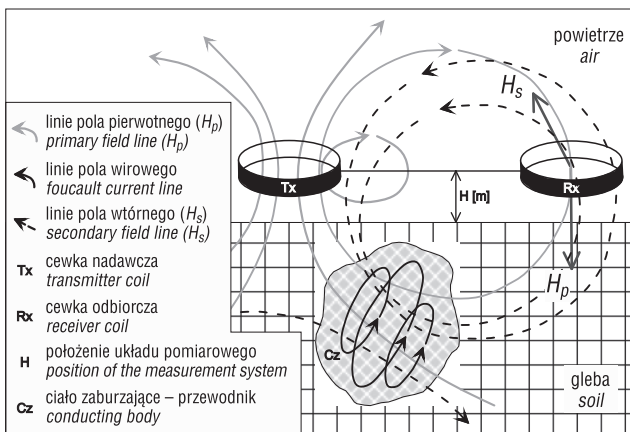
¹ AGH Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; cygal@agh.edu.pl, stefaniu@agh.edu.pl, gpklityn@geol.agh.edu.pl.

² Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych, ul. Jagiellońska 76, 03-301 Warszawa; a.kret@pbg.com.pl.



Ryc. 2. Lokalizacja obszaru badań z zaznaczonymi profilami geofizycznymi

Fig. 2. Localization of study area with the geophysical profiles



Ryc. 3. Schemat układu pomiarowego stosowanego w metodzie konduktometrycznej (wg Sheriffa, 1989, zmienione)

Fig. 3. Scheme of equipment array used in conductivity method (after Sheriff, 1989, modified)

przez cewkę nadawczą Tx (ryc. 3). Pomiar odbywa się w strefie bliskiej pola EM (McNeill, 1980). Wytworzone w ten sposób pole pierwotne H_p generuje w podłożu prądy wirowe o wartości uzależnionej od przewodności badanego ośrodka. Prądy wirowe powodują powstanie wtórnego pola magnetycznego o amplitudzie H_s , którego wartość zależy od rozkładu przewodności w badanym ośrodku. Tak więc mierzone pole wtórne oraz przesunięcie fazowe ϕ są związane z właściwościami elektrycznymi. Pomiar wtórnego pola magnetycznego następuje w cewce odbiorczej Rx. Rozkład przewodności elektrycznej ośrodka odzwierciedla tzw. przewodność pozorną σ_a , którą wyznacza się ze wzoru (McNeill, 1980):

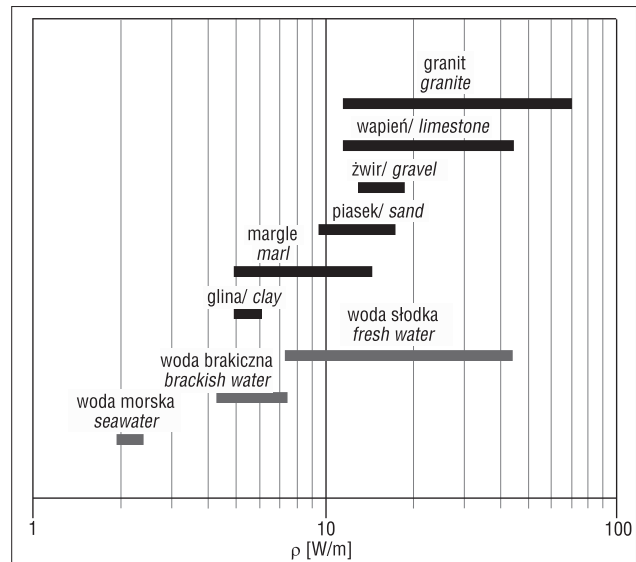
$$\sigma_a = \frac{4}{\omega \mu_0 S^2} \left(\frac{H_s}{H_p} \right) \quad [1]$$

gdzie:

ω – częstotliwość kołowa emitowanego sygnału,

μ_0 – przenikalność magnetyczna próżni,

S – odległość między cewką nadawczą Tx i odbiorczą Rx (rozstaw),



Ryc. 4. Rozkład oporności wybranych typów skał (wg Meyer de Stadelhofen, 1991, zmienione)

Fig. 4. Typical resistivities of selected types of rocks (after Meyer de Stadelhofen, 1991, modified)

H_s – natężenie wtórnego pola magnetycznego w cewce odbiorczej Rx,

H_p – natężenie pierwotnego pola magnetycznego w cewce nadawczej Tx.

Zmiany wartości natężenia pola wtórnego H_s są utożsamiane ze zmianami litologii utworów występujących w badanym ośrodku na podstawie obserwacji kontrastów przewodności odpowiednich składników mineralnych oraz na podstawie właściwości petrofizycznych skał (ryc. 4). Dodatkowo wyniki badań metodą konduktometryczną pozwalają m.in. na wskazanie obecności wód podziemnych oraz gruntów skażonych przez substancje przewodzące. W wynikach pomiarów wyraźnie zaznacza się obecność infrastruktury technicznej, fundamentów i obiektów metalowych w podłożu.

Podstawowym wynikiem pomiaru konduktometrycznego jest wartość przewodności pozornej σ_a . Jednostką przewodności pozornej, podobnie jak przewodności, jest S/m (praktycznie mS/m). Dodatkowo rejestrowanym parametrem jest przesunięcie fazowe, określające charakter zaburzenia występującego w ośrodku, w którym zarejestrowano anomalną przewodność. Elementami silnie zaburzającymi geometrię rozchodzenia się fali elektromagnetycznej są różnego rodzaju obiekty dobrze przewodzące, takie jak kable, rury itp. Na podstawie wyników pomiarów konduktometrycznych są wykonywane mapy i przekroje przewodności pozornej i/lub oporności pozornej, obrazujące budowę geologiczną lub położenie obiektów podziemnych.

W ramach prowadzonych prac wykonano pomiary konduktometryczne wzdłuż profili geofizycznych zaznaczonych na rycinie 2. Profile od EM-1 do EM-7 i od EM-23 do EM-29 były oddalone od siebie co 5,0 m, natomiast profile od EM-7 do EM-23 rozplanowano co 2,5 m. Pomiar wzdłuż profili wykonywano punktowo z krokiem pomiarowym równym 1,0 m. Odczyty przewodności pozornej uzyskiwane w trakcie pomiaru są odnoszone do środka układu pomiarowego. Zasięg głębokościowy metody zależy głów-

nie od rozstawu S , przewodności ośrodka, w którym fala elektromagnetyczna propaguje, a także od częstotliwości generowanego sygnału. Dla pola EM rozchodzącego się w ośrodku przewodzącym określa się tzw. głębokość nasłódkową d (ang. *skin depth*). Przyjmuje się, że jest to głębokość, na której pole magnetyczne jest tłumione do e^{-1} (37%) jego początkowej wartości. Głębokość tę oblicza się ze wzoru:

$$d = \sqrt{\frac{2}{\mu_0 \sigma \omega}} \quad [2]$$

gdzie:

σ – przewodność właściwa ośrodka.

Pozostałe objaśnienia podano we wzorze [1].

Warunkiem wykonania pomiaru w tzw. strefie bliskiej pola EM (tj. strefie, w której jest zauważalna zależność pomiarzonego pola EM od geometrii układu pomiarowego) jest spełnienie zależności $S \gg d$ (McNeill, 1980). Przewodność pozorna zależy od odległości między cewką nadawczą Tx i odbiorczą Rx, rozkładu przewodności elektrycznej ośrodka, częstotliwości emitowanego sygnału oraz orientacji cewek względem powierzchni ziemi (ryc. 3). Aparatura pomiarowa (konduktometr) może pracować w układzie dipola pionowego (cewki w pozycji poziomej) i poziomego (cewki w pozycji pionowej), z czego wynikają różnice odpowiedzi na różnych głębokościach. Zasięg głębokościowy w przypadku układu w pozycji pionowej jest około dwa razy większy niż w przypadku układu w pozycji poziomej. Zastosowanie dwóch typów konduktometrów pozwoliło na zarejestrowanie danych z głębokości 0,5; 1,0; 1,8; 3,3; 4,2 i 6,7 m. Jak wynika ze wzoru [1], wartość przewodności pozornej jest uzależniona od litologii ośrodka, która wpływa na tłumienie fali elektromagnetycznej. Ponieważ zagrożenie dla szczelności wałów przeciwpowodziowych oraz ich podłoża stanowią struktury, w których występuje względna zmiana przewodności w poziomie, do wskazania trendów tych zmian wystarcza interpretacja jakościowa. Biorąc pod uwagę doświadczenia z wcześniejszych prac, a także doniesienia literaturowe, można założyć, że mimo braku możliwości dokładnego powiązania zarejestrowanych zmian przewodności z danymi geologicznymi kontrasty parametrów geoelektrycznych mogą być związane z różnorodnością litologiczną (ryc. 4).

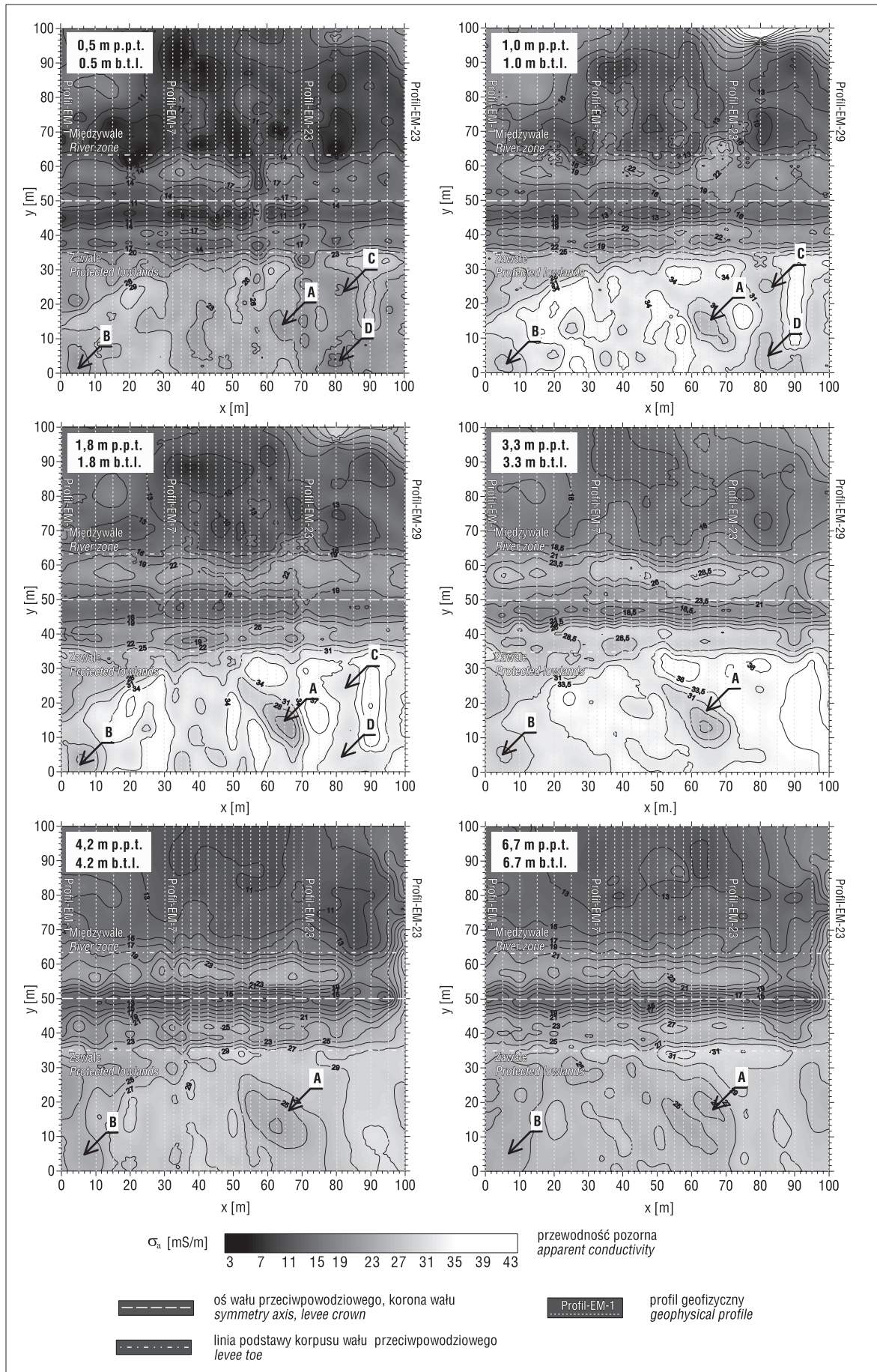
Wyniki wykonanych pomiarów konduktometrycznych przedstawiono w postaci map przewodności pozornej obrazujących rozkład przewodności na wcześniej wspomnianych głębokościach (ryc. 5). Na mapach jest widoczne znaczne obniżenie przewodności w międzywałach w stosunku do zawala. Jest to zgodne z opisem sytuacji geologicznej, zawierającym informację o dużych różnicach w litologii między utworami znajdującymi się w strefie wewnętrznej i zewnętrznej obwałowania (Walczowski, 1968). Utwory wewnątrz obwałowania powstały w wyniku wzmoczonego transportu materiału mineralnego, głównie piasku, deponowanego w postaci łąch u podstawy wału lub plaż w najbliższym sąsiedztwie koryta rzeki. Charakteryzują się one podwyższoną opornością, a tym samym niską przewodnością. Na zawalu, gdzie występują grunty zbudowane z glin i pyłów, zarejestrowano znacznie wyższe wartości tego parametru. Taka sytuacja stwarza dogodne warunki do stosowania

metody konduktometrycznej w celu kartowania stref o anomalnej wartości przewodności. Na obszarze badań strefy te są związane z wkładkami utworów piaszczystych i gliniasto-ilastych. Strefy, które zawierają większe ilości materiału piaszczystego i żwirowego, stanowią naturalne drogi migracji wody. Uzyskane mapy przewodności przeanalizowano pod kątem zlokalizowania takich obszarów. Wskazano dwie główne anomalie. Pierwsza z nich (A na ryc. 5) znajduje się w miejscu, gdzie w czasie wysokiego stanu wód dochodziło do wysięków. Druga (B na ryc. 5) jest związana z fragmentem większego obszaru (Mosiej i in., 2014), na którym w latach ubiegłych podczas powodzi tworzyły się wypływy wody. Pod względem głębokości tylko anomalia B kontynuuje się poniżej 7,0 m. Z analizy rozkładu przewodności pozornej wynika, że materiał z głębokości 1,0–3,5 m jest najbardziej różnorodny. Na głębokości do 1,8 m rozpoznano dwie dodatkowe anomalie (C i D na ryc. 5) kontynuujące się przy powierzchni terenu. Mogą one wskazywać miejsca potencjalnego niekontrolowanego wycieku wody (ryc. 5).

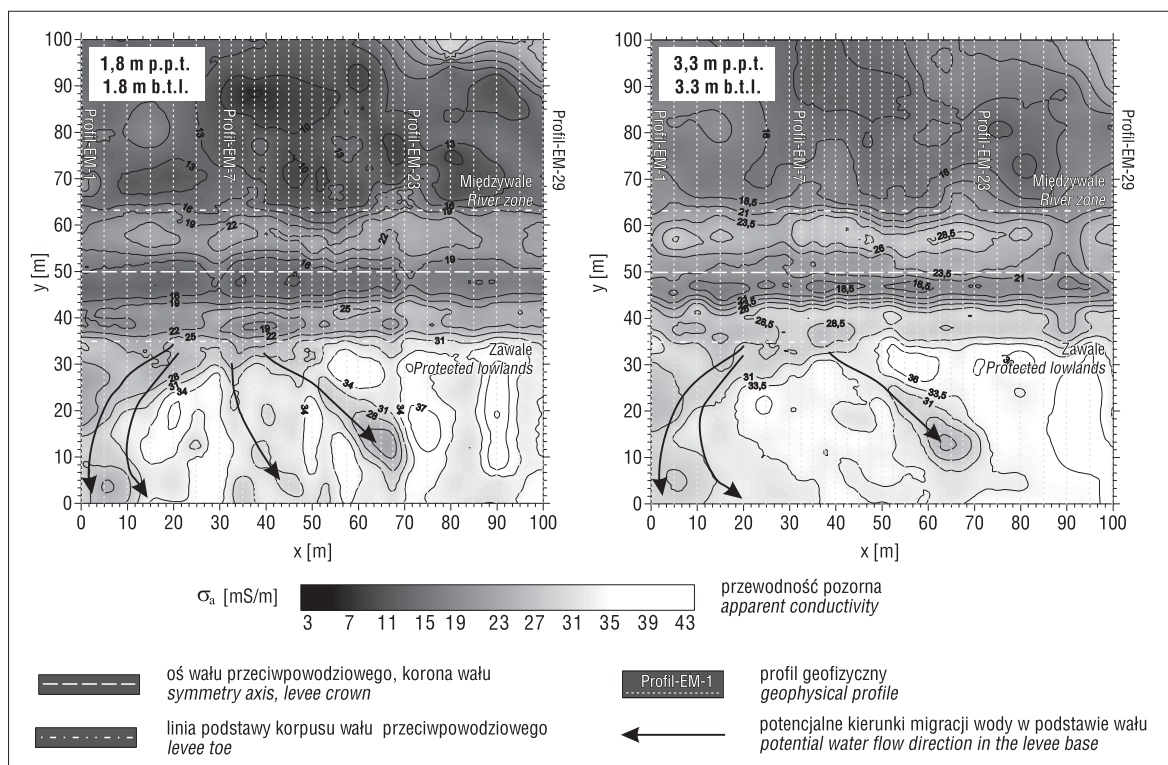
Zastosowana metoda badań i wykorzystany sprzęt pomiarowy pozwoliły na szczegółowe rozpoznanie struktury międzywała i zawala, a tym samym na określenie, jakie warunki geologiczne występują w podłożu rozpatrywanego wału przeciwpowodziowego na głębokości do ok. 7,5 m. Jak wynika z załączonych map, kontrast przewodności między utworami związłymi i luźnymi jest wysoki. Na mapach przedstawiających rozkład przewodności na głębokości 1,8 oraz 3,3 m strzałkami zaznaczono potencjalne kierunki filtracji wody (ryc. 6). Na mapie obrazującej rozkład przewodności na głębokości 1,8 m (ryc. 6) wyznaczono więcej potencjalnych kierunków migracji wody. Na tej podstawie można wysunąć wniosek, że strefą o najbardziej skomplikowanej strukturze jest strefa do głębokości ok. 2 m. Z analizy danych geotechnicznych wynika, że występują tam utwory pylaste i gliniaste, które tworzą warstwę uszczelniającą nad warstwą wodonośną. Na podstawie danych geotechnicznych można stwierdzić, że na głębokości 1,8 m (ryc. 5, 6) ujemne anomalie przewodności są związane z przelawiczeniami drobnych piasków, które zalegają do głębokości ok. 3,5 m. Strefy o niskiej oporności występujące na głębokości 3,3 m są związane z obecnością materiału piaszczystego o większej frakcji, a nawet żwirów (ryc. 5, 6). Poniżej tej głębokości ośrodek jest zbudowany wyłącznie z piasków grubych i żwirów, co skutkuje obniżeniem przewodności widocznym na mapach na głębokości 4,2 i 6,7 m (ryc. 5). Na mapie najgłębszego poziomu (6,7 m; ryc. 5) nie widać znacznego zróżnicowania przewodności, co wskazuje na mało zaburzoną budowę ośrodka. Zgodnie z danymi otworowymi na tej głębokości występują piaski ze żwirem tworzące warstwę wodonośną. Strop poziomu wodonośnego na obszarze badań znajduje się na głębokości 4,1 m. Obecność wody w utworach powoduje, że nie ma znacznej różnicy w przewodności między drobnymi piaskami i żwirami.

WNIOSKI

Uzyskane wyniki znalazły odzwierciedlenie w danych pochodzących z badań geotechnicznych. Można więc uznać, że zastosowana metoda umożliwia pośrednie weryfikowanie stanu strefy przypowierzchniowej tworzącej podstawę wału przeciwpowodziowego. Typowanie zagrożonych stref



Ryc. 5. Mapy rozkładu przewodności pozornej (σ_a) wykonane na podstawie danych konduktometrycznych
Fig. 5. The apparent conductivity (σ_a) maps based on conductivity data



Ryc. 6. Mapy rozkładu przewodności pozornej (σ_a) wykonane na podstawie danych konduktometrycznych
 Fig. 6. The apparent conductivity (σ_a) maps based on conductivity data

pozwała na zwiększenie skuteczności budowanych przesłon, jak również na wskazanie obszarów, które powinny być poddane ciągłemu monitoringowi podczas wysokiego stanu wody w rzece. Takie analizy w stanach kryzysowych umożliwią zwiększenie szans na przeciwdziałanie powstawaniu przebić hydraulicznych.

Wyniki przedstawione w artykule są rezultatem badań wykonanych przez autorów w ramach projektu nr PO-IG.01.04.00-00-363/13, pt. „Eksperymentalna adaptacja metod aerogeofizycznych dla opracowania narzędzi efektywnego monitorowania stanu wałów przeciwpowodziowych i innych liniowych obiektów infrastruktury lądowej” (Program Operacyjny Innowacyjna Gospodarka). Do przygotowania artykułu wykorzystano również dane geofizyczne udostępnione przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych Sp. z o.o. i materiały udostępnione przez Małopolski Zarząd Melioracji i Urządzeń Wodnych w Krakowie – Inspektorat Rejonowy w Tarnowie.

LITERATURA

- MCNEILL J.D. 1980 – Electrical conductivity of soils and rocks. Geonics Limited. Technical Note TN-5. Mississauga, Ontario, Canada.
- MEYER DE STADELHOFEN C. 1991 – Applications de la géophysique aux recherches d'eau. Tech. Doc. Lavoisier, Paris, France.
- MOSIEJ K., ABRAMCZUK W., MOSIEJ U., DRAŻEK A. & PAWLICKA T. 2014 – Ekspertyza stanu technicznego budowli hydrotechnicznej tj. prawego wału przeciwpowodziowego rzeki Wisły na odcinku wału km 34+270–38+350 (co odpowiada km rzeki 197+450–202+300). położonego w miejscowości Maniów, gm. Szczucin, pow. dąbrowski. Biuro bad.-projekt.-wykonaw. Aqua-Geo, Warszawa.
- OZKAN S. 2003 – Analytical study on flood induced seepage under river levees [Ph.D. thesis]. Louisiana State Univ., Louisiana.
- SHERIFF R.E. 1989 – Principles of electromagnetic induction in ground conductivity measurements [W:] Geophysical methods. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J.: 210–240.
- WALCZOWSKA A. 1968 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Pacanów (M34-55C). Wyd. Geol., Warszawa.