

PŁYTKIE BADANIA GEOFIZYCZNE Z WYKORZYSTANIEM SEJSMIKI INŻYNIERSKIEJ ORAZ TOMOGRAFII ELEKTROOPOROWEJ

NEAR SURFACE GEOPHYSICAL PROSPECTING USING ENGINEERING SEISMICS AND ELECTRIC RESISTIVITY TOMOGRAPHY

SZYMON OSTROWSKI¹, GRZEGORZ PACANOWSKI¹

Abstrakt. W artykule wymieniono i omówiono kilka przykładów badań geofizycznych (i ich wyników) wykonanych przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych Sp. z o.o., dotyczących płytkiej prospekcji ośrodka geologicznego. Przedstawione przykłady odnoszą się do badań, w których wykorzystano najnowsze technologie z dziedziny sejsmiki inżynierskiej i tomografii elektrooporowej. Omówiono podstawowe aspekty praktyczne w odniesieniu do potencjalnych możliwości zastosowania tych metod w geologii inżynierskiej.

Słowa kluczowe: sejsmiczne profilowania refrakcyjne, prześwietlanie sejsmiczne, sejsmiczna tomografia refrakcyjna, wielokanałowa analiza fal powierzchniowych, tomografia elektrooporowa.

Abstract. The article presents and discusses a few examples of the results of geophysical surveys carried out by the PBG Ltd., for the near surface prospecting of the rock medium. The presented examples refer to studies that use the newest technologies in engineering seismics and electric resistivity tomography. Fundamental practical aspects in relation to potential applications of these methods in engineering geology are discussed.

Key words: seismic refraction profiling, seismic tomography, seismic refraction tomography, multi-channel analysis of near-surface waves, electric resistivity tomography.

WSTĘP

Metody geofizyczne stosowane do rozwiązywania problemów inżynierskich pozwalają na pomiar parametrów fizycznych ośrodka, takich jak prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych oraz wartości oporności elektrycznej. Oczywiście niedogodnością takiego obrazowania jest to, że skład, zawodnienie, parametry sprężyste czy zagęszczenie ośrodka są wyznaczane na drodze interpretacji. Jednak w odróżnieniu od metod, w których pobierane są próby ośrodka, metody geofizyczne pozwalają na ciągłe obrazowanie dwuwymia-

rowe lub trójwymiarowe. Pozwala to na wyznaczenie w badanym obiekcie stref o zróżnicowanych lub anomalnych wartościach parametrów fizycznych oraz stref o wysokich gradientach tych parametrów. O ile ciągłe i jednostajne zmiany ośrodka można obrazować na podstawie interpolacji pomiędzy punktowymi pomiarami parametrów, o tyle metoda interpolacji nie nadaje się do wyznaczania stref nieciągłości. Nieciągłości rejestrowane są metodami geofizycznymi w postaci stref znacznych gradientów parametrów fizycznych.

¹ Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych Sp. z o.o., ul. Jagiellońska 76; 03-301 Warszawa; s_ostrowski@pbg.com.pl; g_pacanowski@pbg.com.pl

BADANIA SEJSMICZNE

W Przedsiębiorstwie Badań Geofizycznych w płytkich badaniach sejsmicznych stosowane są obecnie 4 podstawowe warianty metodyczne:

- sejsmiczne profilowania refrakcyjne,
- tomografia sejsmiczna,
- prześwietlanie sejsmiczne z tomograficznym odwzorowaniem rozkładu prędkości fal sejsmicznych,
- metoda wielokanałowej analizy fal powierzchniowych (MASW – *Multi-Channel Analysis of Surface Waves*).

Podstawą fizyczną wykorzystania pomiarów sejsmicznych w prospekcji geologiczno-geotechnicznej jest wynikająca z teorii sprężystości zależność prędkości fal sejsmicznych rozchodzących się w ośrodku od jego parametrów mechanicznych, w szczególności od modułu sprężystości. Parametry te są związane z litologią, ze stopniem zagęszczenia materiału, jak również ze stopniem zniszczenia pierwotnej struktury ośrodka.

W badaniach sejsmicznych wykorzystuje się fale bezpośrednie, refrakcyjne, odbite i powierzchniowe, stosując do nich prawa ruchu falowego.

W artykule przedstawiono przykłady zastosowania metody sejsmiki refrakcyjnej i prześwietlania sejsmicznego.

SEJSMICZNE PROFILOWANIA REFRAKCYJNE

Wykorzystują fale sejsmiczne refrakcyjne, czyli załamane pod kątem granicznym na kontakcie dwóch ośrodków, z których ośrodek leżący niżej charakteryzuje się większymi prędkościami fal sejsmicznych. Pomiarów wykonywane są metodą profilowania 24- lub 48-kanałowym rozstawem pomiarowym, najczęściej o długości odpowiednio 115 lub 230 m. Odległości między kolejnymi kanałami standardowo wynoszą 5 m (jednak można stosować inne, w zależności od planowanej głębokości obrazowania i wymaganej rozdzielczości). Fale sejsmiczne wzbudzone są na obydwóch końcach i na środku rozstawu pomiarowego oraz w dwóch punktach oddalonych od jego końców, przeważnie o połowę długości rozstawu. Zastosowana metodyka pomiarów umożliwiła szczegółowe zróżnicowanie prędkości fal sejsmicznych w przypowierzchniowej warstwie osadów oraz ciągłe śledzenie granic sejsmicznych zalegających na głębokości do ok. 20–40 m p.p.t.

TOMOGRAFIA SEJSMICZNA

Jest odmianą sejsmiki refrakcyjnej. Przewyższa ona tradycyjną refrakcję rozdzielczością odwzorowania układu geologicznego. Dzięki tej metodzie można wykrywać oboczne zmiany prędkości, uskoki, pustki, a także inwersje prędkości, czego nie osiągniemy sejsmiką refrakcyjną. Metodyka pomiarów w tym wariantcie różni się od metodyki sejsmicz-

nych profilowań refrakcyjnych głównie znacznie większą liczbą punktów strzałowych, co pozwala na obliczeniowe dopasowanie modelu prędkościowego badanego ośrodka do uzyskanych wyników pomiarów z dużą rozdzielczością (zblizoną do odległości między geofonami). W tomografii sejsmicznej punkty strzałowe projektuje się gęsto, najczęściej z krokiem, z jakim rozmieszczone są geofony, i dodatkowo stosowane są punkty strzałowe poza rozstawem (przed pierwszym i za ostatnim geofonem), tak więc dla rozstawu 24-kanałowego ilość punktów strzałowych przeważnie dochodzi do 30. Kolejne rozstawy przy dłuższych profilach przenoszone są o odległość mniejszą niż długość pojedynczego rozstawu, dzięki czemu powstaje „zakładka”, która w metodzie sejsmicznej tomografii refrakcyjnej powinna wynosić nie mniej niż 30% długości rozstawu pomiarowego (Watanabe i in., 1999). Tak duża liczba danych przekłada się na szczegółowość rozpoznania uzyskiwaną za pomocą tej metody. Niestety, technika ta jest wysoce pracochłonna i ze względów ekonomicznych nie zawsze można ją stosować.

PRZEŚWIETLANIA SEJSMICZNE

Polegają na rejestracji fal sejsmicznych bezpośrednich przechodzących przez badany obiekt. Fale sejsmiczne wzbudzone są wzdłuż jednej linii po jednej stronie obiektu, a odbiorniki umieszczone są wzdłuż linii pomiarowej po drugiej stronie. Te dwie linie wyznaczają powierzchnię, na której określany jest rozkład prędkości fal sejsmicznych.

Metoda ta ma zastosowanie np. w prześwietlaniu zapór betonowych, murów czy też innych budowli. W dalszej części artykułu opisano przykład wykorzystania prześwietlań sejsmicznych w określeniu stanu zagęszczenia zapory ziemnej.

Zastosowana metodyka badań wymaga, by przez daną powierzchnię pomiarową przechodziła możliwie duża ilość promieni sejsmicznych przecinających się pod różnymi kątami i by pokrywały one powierzchnię w jak największym stopniu.

METODA WIELOKANAŁOWEJ ANALIZY FAL POWIERZCHNIOWYCH

Metoda wielokanałowej analizy fal powierzchniowych to nowa metoda stosowana w geofizyce inżynierskiej (Park, Miller, 2004). Mierzy się w niej zależność prędkości poprzecznych fal powierzchniowych od ich częstotliwości. Metoda wykorzystuje fale o niskiej częstotliwości, z zakresu od 2 do 30 Hz. Poprzeczne fale powierzchniowe w zależności od częstotliwości fali propagują się do różnej głębokości. Prędkość fal o danej częstotliwości niesie więc informację o uśrednionej prędkości fali do głębokości propagacji. Procedura obliczeniowa, nazywana inwersją, pozwala na podsta-

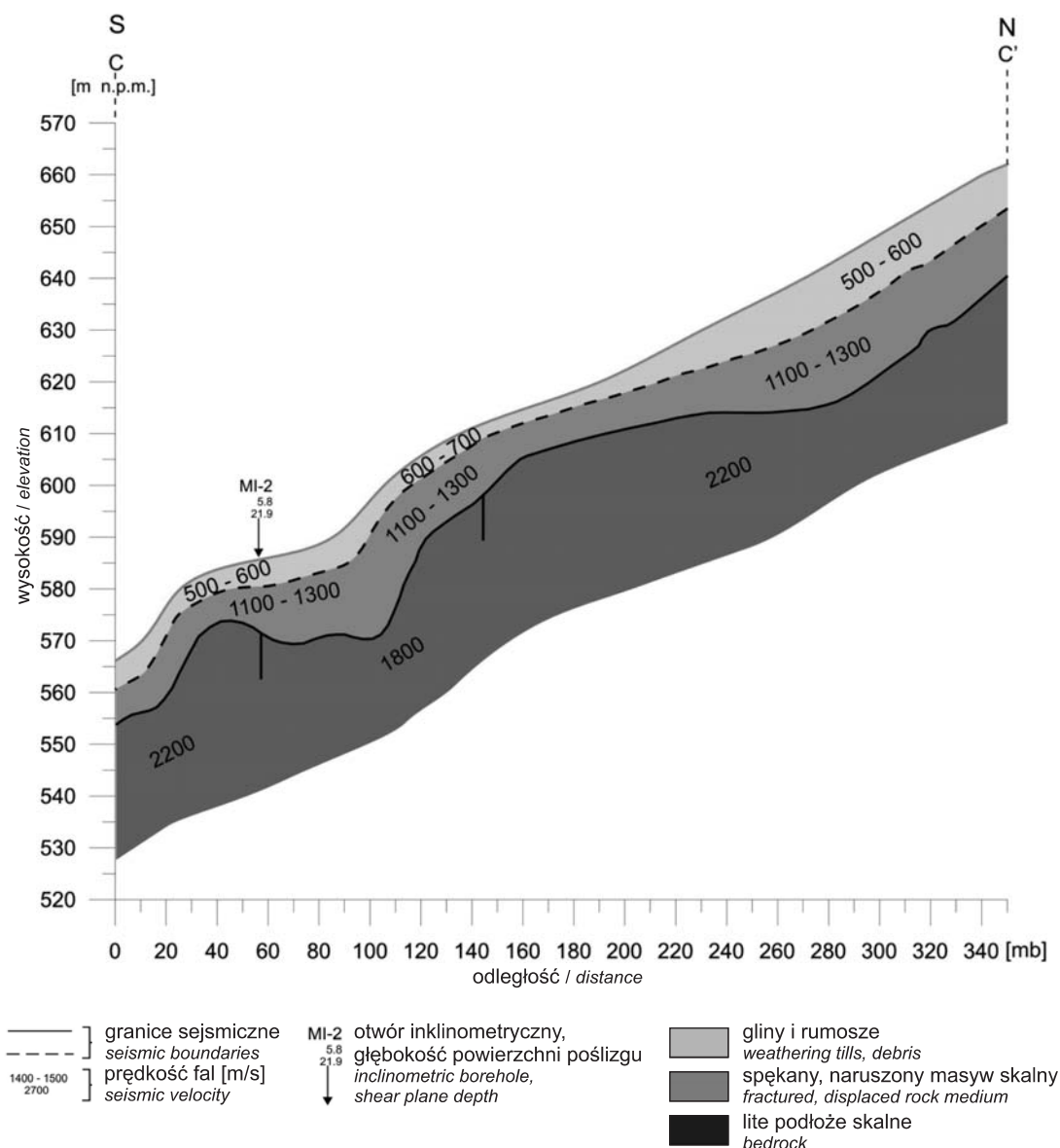


Fig. 1. Sekcja sejsmiczna wykonana metodą sejsmicznego profilowania refrakcyjnego na jednym z osuwisk

Seismic cross-section of a landslide locality obtained based on seismic refraction profiling

wie serii danych dotyczących uśrednionej prędkości określić profil prędkościowy ośrodka. Prędkość fali poprzecznej jest parametrem ściśle powiązaniem z właściwościami sprężystymi ośrodka decydującymi o jego wytrzymałości.

PRZYKŁAD 1.

ZASTOSOWANIE SEJSMICZNEGO PROFILOWANIA REFRAKCYJNEGO W ROZPOZNANIU PŁASZCZYZN POŚLIZGU NA OSUWISKACH

Powierzchniowe ruchy masowe powszechnie występują w obrębie Karpat zewnętrznych, stwarzając istotne zagrożenie dla infrastruktury. Niekontrolowany rozwój osuwisk

powoduje straty materialne, a istnienie obszarów podatnych na występowanie tych ruchów musi być uwzględniane w strategiach rozwoju obszarów górskich i w planowaniu inwestycji.

Główną przyczyną natężenia procesów osuwiskowych w Karpatach zewnętrznych jest występowanie skał podatnych na te procesy. Skały budujące płaszczowiny karpackie, zwłaszcza partie ilaste oraz przeławiczenia piaskowców i łupków, są utworami najbardziej podatnymi na rozwój powierzchniowych ruchów masowych, szczególnie w rejonach konsekwentnego położenia warstw. Zjawiska neotektoniczne prawdopodobnie również wzmagają procesy osuwiskowe (Bestyński, Thiel, 2005).

W geofizycznym rozpoznaniu osuwisk stosuje się sejsmiczne profilowanie refrakcyjne (fig. 1) oraz pomocniczo

tomografię elektrooporową, jednak w opisywanym przypadku skupiono się jedynie na metodzie sejsmicznej.

Sejsmicznymi profilowaniami refrakcyjnymi określono przebieg dwóch granic refrakcyjnych. Głębsza z nich związana jest ze stropem litego masywu skalnego, a płytsza przebiega w obrębie nadkładu i rozdziela strefy wietrzenia fizycznego (blokowego) i chemicznego. Głębszą z granic prześledzono w sposób ciągły, a płytszą tylko pod punktami wzbudzenia fal. Przebieg między tymi punktami jest więc przybliżony.

Na podstawie badań, które w ostatnich 3 latach autorzy wykonali na ponad 60 osuwiskach, można wyciągnąć następujące generalne wnioski dotyczące zdecydowanej większości badanych osuwisk:

1. Dla większości osuwisk, na jakich prowadzono badania, prędkości fal sejsmicznych w litym masywie skalnym są bardzo zróżnicowane i mieszczą się w przedziale $V_p = 1700\text{--}4000$ m/s. Litologia skał występujących w Karpatach zewnętrznych nie tłumaczy wystarczająco zakresu notowanych prędkości, zwłaszcza w ich górnych przedziałach. Przypuszczalnie na prędkości fal sejsmicznych ma wpływ stopień zaangażowania tektonicznego podłoża i prawdopodobnie naprężenia neotektoniczne.

2. Przeważnie powyżej litego podłoża ośrodek składa się z dwóch warstw. Warstwa głębsza o miąższościach 1,5–12,0 m i prędkościach fal sejsmicznych $V_p = 1000\text{--}2000$ m/s jest interpretowana jako spękane, zwietrzałe fizycznie i przemieszczone skały fliszowe, a warstwa płytsza, o miąższościach 0,0–13,0 m i prędkościach fal $V_p = 400\text{--}800$ m/s, interpretowana jest jako strefa wietrzenia chemicznego zbudowana ze zwietrzelin gliniastych i rumoszków skalnych.

3. Przyjmuje się, że na zboczach osuwiskowych granice refrakcyjne odpowiadają powierzchniom poślizgu, a na zboczach podatnych na utratę stateczności granice te są potencjalnymi powierzchniami poślizgu. Dodatkowo niskie wartości prędkości fal sejsmicznych wskazują na niskie parametry mechaniczne skał, co może powodować ich wysoką podatność na utratę stateczności.

4. Zasięg głębokościowy procesów osuwiskowych zanotowanych podczas badań przeważnie nie przekracza 30 m. Większość osuwisk ma charakter złożony – na pojedyncze identyfikowane kartograficznie osuwisko składa się kilka nisz i jezorów osuwiskowych, których istnienie można wykazać dzięki profilowaniom refrakcyjnym prostopadle przecinającym oś osuwiska.

5. Skały podłoża osuwisk są w większości zbudowane z fliszowych przeławiczeń łupkowo-piaskowcowych i łupkowych, jednak piaskowce gruboławicowe są w podłożu spotykane nadspodziewanie często, co można wiązać z głęboką genezą tych osuwisk.

6. Procesy osuwiskowe rozwijające się w skałach podatnych na te procesy rozprzestrzeniają się lateralnie, angażując skały otaczające o niższej podatności na powierzchniowe ruchy masowe i włączając je w obręb osuwisk.

7. Można przypuszczać, że procesy neotektoniczne, zwłaszcza zachodzące w rejonach nasunięć, mają istotny wpływ na występowanie i natężenie powierzchniowych ruchów masowych.

PRZYKŁAD 2.

ZASTOSOWANIE PRZEŚWIETLAŃ SEJSMICZNYCH DO ROZPOZNANIA STANU ZAGĘSZCZENIA GRUNTU NA ZAPORZE ZIEMNEJ W PRZECZYCACH

Zbiornik Przeczyce, nazywany też Zalewem Przeczycko-Siewierskim, powstał w latach 1959–1961 w wyniku spiętrzenia wód Czarnej Przemszy wałem ziemno-betonowym.

Zaporę ziemną o długości 750 m, szerokości 110 m i wysokości 14 m wykonano w większości metodą namywania z użyciem hydromechanizacji dwustronnej. W centralnej części zapory zlokalizowany jest spust denny z wieżami zamkniętymi usytuowanymi na dolnej krawędzi skarpy odwodnej, a na lewym przyczółku korpusu zapory mieści się przelew powierzchniowy.

W okolicy sztolni upustu dennego wykonano przeświectlanie sejsmiczne z tomograficznym odwzorowaniem prędkości fal. Szczegółową lokalizację powierzchni przeświectlań sejsmicznych przedstawiono na [figurze 2](#), a ich rezultaty na [figurze 3](#). Powierzchnie przeświectlań przecinają korpus zapory ukośnie.

Prędkość fal sejsmicznych to funkcja parametrów mechanicznych ośrodka, zależna m.in. od stopnia jego zagęszczenia. W warunkach jednolitego składu litologicznego prędkości fal sejsmicznych można traktować jako wskaźnik stopnia zagęszczenia materiału budującego korpus. Ze wzrostem zagęszczenia materiału wzrastają prędkości rozchodzących się w nim fal sejsmicznych. Niestety bezpośrednie przełożenie rozkładu prędkości fal sejsmicznych na współczynniki zagęszczenia jest problematyczne i w poszczególnych przypadkach wymaga kalibracji z badaniami geotechnicznymi.

Na powierzchniach przeświectlań ([fig. 3](#)) rozkład prędkości fal sejsmicznych przedstawiono w postaci izoliniowych map prędkości, na których kolorami „ciepłymi” oznaczono prędkości wysokie, a „zimnymi” niskie.

Rezultaty przeświectlań sejsmicznych wykazały znaczne zróżnicowanie prędkości fal sejsmicznych, co wskazuje na duże zróżnicowanie stopnia zagęszczenia gruntów w rejonie sztolni upustów dennych. Najwyższe prędkości, rzędu $V_p = 700\text{--}900$ m/s stwierdzono u wylotów sztolni odpływowych i w górnej części korony zapory. Najniższe prędkości, rzędu $V_p = 400\text{--}500$ m/s, stwierdzono na końcu objętego pomiarami odcinka sztolni, w przybliżeniu w połowie jej długości oraz w środkowej części powietrznej skarpy korpusu.

Duże zróżnicowanie prędkości fal w obrębie korpusu zapory oraz występowanie stref o anomalnie niskich prędkościach są czynnikami ryzyka dla stateczności obiektu.

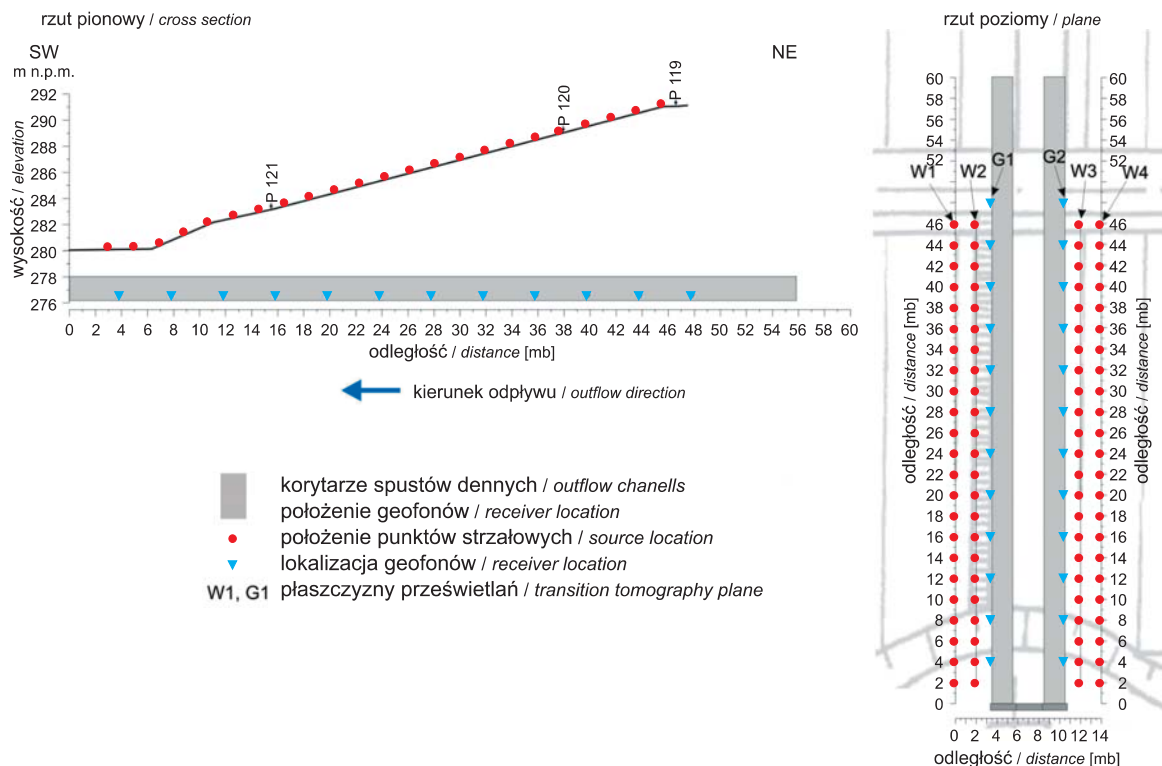


Fig. 2. Rozmieszczenie elementów systemu pomiarowego do prześwietlań sejsmicznych w rejonie upustów dennych w zaprze ziemnej w Przeczycach

Location of the seismic measurement system components for seismic transition tomography in the bottom outlets of the Przeczyce earth dam

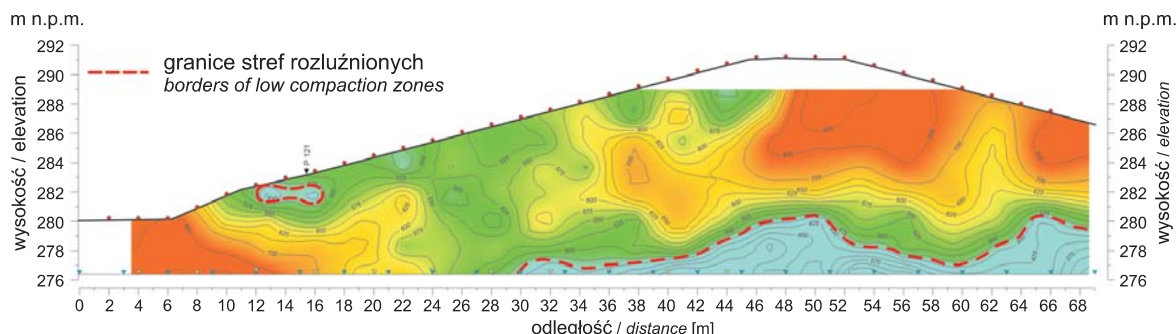


Fig. 3. Tomogramy prześwietlań sejsmicznych w płaszczyźnie W1-G

Cross-section of seismic transition tomography of W1-G1 plane

METODY ELEKTROOPOROWE

Pomiary oporności ośrodka skalnego metodami elektrooporowymi opierają się podstawowym równaniu: $\rho = V/I$, gdzie ρ odpowiada oporności, V – napięciu, a I – natężeniu. W metodach tych stosuje się pośredni sposób wyznaczania oporności skał, dlatego podstawowe równanie jest zmodyfikowane o współczynnik opisujący geometrię układu pomiarowego. Wartości oporności uzyskane metodami geofizycznymi są określane opornością pozorną (ρ_a) i opisane wzorem: $\rho_a = V/I \cdot n(n+1)da$, gdzie $n(n+1)da$ opisuje geometrię układu pomiarowego. W pojedynczym pomiarze oporności używa się zestawu czterech elektrod – dwóch zasilających i dwóch pomiarowych rozmieszczonych symetrycznie pomię-

dzy elektrodami zasilającymi, między którymi mierzy się napięcie. W wyniku pomiarów otrzymuje się uśrednioną oporność ośrodka skalnego w półprzestrzeni ośrodka poniżej elektrod. Kolejne pomiary o zwiększonym zasięgu głębokościowym uzyskuje się, powiększając rozstaw elektrod. Wielokrotne powtórzenie procedury pomiaru z coraz większą głębokością i wspólnej inwersji pozwala na uzyskanie profilu opornościowego. Profile takie mogą służyć do stworzenia przekroju opornościowego.

W metodzie tomografii elektrooporowej (ERT – *Electrical Resistivity Tomography*) (Loke, 2000) kilkadziesiąt elektrod rozmieszczonych jest równomiernie wzdłuż profilu

i połączonych z aparaturą pomiarową. Odległość między elektrodami dobiera się w zależności od planowanej rozdzielczości. Aparatura pomiarowa automatycznie dokonuje pomiaru, używając wszystkich kombinacji elektrod, które spełniają warunki geometryczne układu pomiarowego. Inwersja opornościowa prowadzona jest wspólnie dla całej macierzy wyników, co pozwala na wyznaczenie oporności pozornej bloków pomiarowych i – po interpolacji – utworzenie ciągłego przekroju zmian oporności ośrodka.

Oporność elektryczna ośrodka zależy w głównej mierze od jego składu litologicznego oraz zawodnienia. Skały i materiały o drobnej frakcji mają ogólnie niższą oporność niż materiały gruboziarniste i skały lite. Zawodnienie ośrodka w oczywisty sposób obniża oporność elektryczną.

PRZYKŁAD 3.

TOMOGRAFIA ELEKTROOPOROWA W ROZPOZNANIU GEOLOGII SERII SKAŁEK ANDRYCHOWSKICH

Seria skałek andrychowskich położona jest w Karpatach Zachodnich, w spągu płaszczowiny śląskiej. Skałki tworzą wydłużony równoleżnikowo pas wychodni o długości kilku kilometrów i szerokości nieprzekraczającej 300 m. Seria jest zbudowana z bloków wapieni rafowych (facja sztramberska) górnej jury i dolnej kredy (Olszewska i in., 2008; Waškowska-Oliwa i in., 2008) i proterozoicznych skał metamorficznych (Książkiewicz, 1972). Rozmiar bloków waha się od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Serię skałek andrychowskich podścielają mułowce i iłowce płaszczowiny podśląskiej i ily wypełniające zapadlisko przedkarpackie. Przykryta jest ona fliszem piaskowcowym budującym płaszczowinę śląską. Zarówno skały nadległe, jak i podścielające serię są wieku kenozoicznego (Książkiewicz, 1972).

Geneza serii skałek andrychowskich jest problematyczna. Powszechnie przyjmuje się teorię o redepozycyjnym pochodzeniu serii. Bloki są interpretowane jako olistolity skał podłoża z krawędzi fliszowego basenu śląskiego, przemieszczone grawitacyjnie w obręb głębszych partii tego basenu (Golonka i in., 2005; Cieszkowski, Golonka 2006). Alternatywnym wytłumaczeniem jest koncepcja tektonicznego pochodzenia bloków egzotycznych. Wyjaśnia ona obecność egzotyków jako efekt włączenia części skał podłoża w spąg płaszczowiny śląskiej w trakcie ruchów orogenicznych.

Mimo że wapień serii skałek andrychowskich były eksploatowane i dokładnie skartowane powierzchniowo, ich wewnętrzna budowa geologiczna (w tym kształt, rozmiar i wzajemne zależności przestrzenne między blokami) są słabo poznane.

Celem wykonanych badań było uszczegółowienie rozpoznania budowy geologicznej serii skałek andrychowskich – określenie wielkości bloków egzotycznych, charakteru kontaktów między blokami i skałami otaczającymi oraz wyznaczenie granic serii. Wykonano trzy równoległe profile pomiarowe w rejonie wsi Inwałd, gdzie seria jest najlepiej rozwinięta.

Na podstawie zróżnicowania charakterystyki oporności ośrodek skalny podzielono na trzy główne strefy (fig. 4):

- strefa o jednorodnej wysokiej oporności o wartościach od 70 do 300 Ω m, interpretowana jako flisz piaskowcowy z wkładkami łupków ilastych; partie o obniżonej oporności odpowiadają zwiększonej zawartości wkładek drobnoklastycznych; skały takie reprezentują płaszczowinę śląską;
- strefa o jednorodnej niskiej oporności (poniżej 20 Ω m), interpretowana jako łuki ilaste, iłowce i mułowce płaszczowiny podśląskiej i skał wypełniających zapadlisko przedkarpackie;
- strefa o bardzo zmiennych wartościach oporności, zawierająca nieregularne bloki o oporności przekraczającej 100 Ω m, zawieszona w tle o oporności w granicach od 20 do 70–100 Ω m; wysokooporowe bloki zinterpretowano jako skały egzotyczne serii skałek andrychowskich, natomiast partie o obniżonej oporności stanowią drobnoklastyczne tło serii.

Strefy występowania wysokiego gradientu oporności w spągu i stropie serii skałek andrychowskich zinterpretowano jako nasunięcia lub uskoki.

Interpretacja wykonanych pomiarów ERT pozwoliła na:

- określenie wielkości bloków egzotycznych na od 20 do 100 m;
- zilustrowanie nieregularności kształtów bloków egzotycznych wykluczające ich tektoniczną genezę;
- wykazanie zmienności składu tła serii skałek andrychowskich, która może być spowodowana domieszkami klastów egzotycznych mniejszych niż rozdzielczość obrazowania ERT;
- wykazanie lokalnego stromienia powierzchni nasunięcia śląskiego wynikającego z mechanicznej niejednorodności serii skałek andrychowskich;
- wykazanie możliwości występowania nasunięcia niższego rzędu pomiędzy serią skałek andrychowskich a fliszem piaskowcowym płaszczowiny śląskiej;
- wykazanie występowania deformacji kruchych (rów tektoniczny) w czole płaszczowiny śląskiej.

Jakość uzyskanych danych oraz użyteczność badań ERT w kartografii geologicznej została potwierdzona dzięki porównaniu interpretacji geologicznej profili ERT z innymi danymi geologicznymi uzyskanymi z badań powierzchniowych i otworu wiertniczego (fig. 4, dół).

PRZYKŁAD 4.

ZASTOSOWANIE TOMOGRAFII ELEKTROOPOROWEJ DO USTALENIA PRZEBIEGU GRANICY UTWORÓW SŁABOPRZEPUSZCZALNYCH W SPĄGU ZAPORY ZIEMNEJ

W przedstawionym przykładzie metoda tomografii elektrooporowej posłużyła do wyznaczenia stropu warstwy słaboprzepuszczalnej w podłożu jednej z zapór ziemnych, której lokalizacja jest objęta klauzulą poufności. Badania miały charakter doświadczalny, wykonano je na odcinku, gdzie

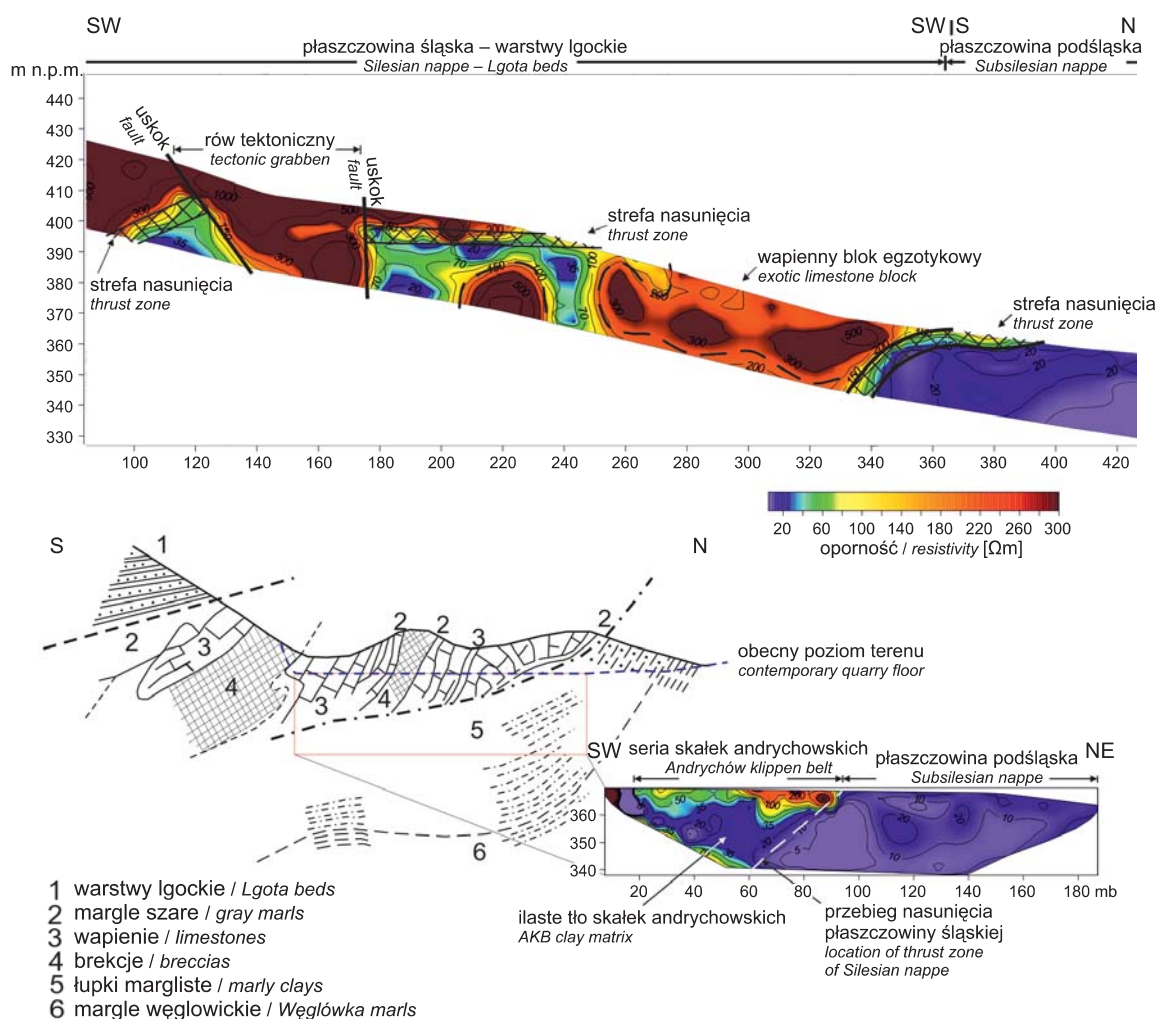


Fig. 4. Przekrój ERT przez serię skałek andrychowskich i przylegających partii płaszczowin śląskiej i podśląskiej (góra), szkic geologiczny okolic nieczynnego kamieniołomu w Inwałdzie sporządzony na podstawie danych terenowych i wiertniczych (Książkiewicz, 1972) (dół, po lewej) oraz przekrój ERT tego samego rejonu (dół, po prawej). Uwagę zwraca generalne podobieństwo budowy geologicznej

ERT cross-section of the Andrychów Klippen Belt and surrounding parts of the Silesian and Sub-silesian nappes (top); geological sketch of old limestone quarry in Inwałd obtained based on borehole and exposure data (Książkiewicz, 1972) (bottom, on the left) and ERT cross-section from the same quarry (bottom, on the right). Notice significant similarities of the ERT image and geological sketch

zlokalizowanych było kilkanaście archiwalnych otworów geotechnicznych i hydrogeologicznych. Zastosowano układ pomiarowy o wysokiej rozdzielczości (rozstawy elektrod co 1 i 2 m), co pozwoliło na rozpoznanie ośrodka geotechnicznego z rozdzielczością nieosiągalną tradycyjnymi metodami geologicznymi. Dodatkowo przeprowadzono kalibrację danych geofizycznych z danymi z otworów archiwalnych, co dało możliwość stworzenia jednolitego modelu budowy ośrodka.

W obrazie geoelektrycznym (fig. 5) można wyróżnić w zasadzie dwa kompleksy osadów różniących się opornościami elektrycznymi. Najwyżej leżący kompleks cechuje się opornościami powyżej 200 Ωm , miejscami przekraczającymi 1000–3000 Ωm w stropie. Ośrodek jest mało zróżnicowany w poziomie, a oporność wzrasta ku górze, co prawdo-

podobnie związane jest ze spadkiem wilgotności. Kompleks ten zinterpretowano jako utwory piaszczyste budujące korpus i wypełnienie doliny.

Mięszkość wspomnianego kompleksu wyznaczona na podstawie badań geoelektrycznych koreluje się z danymi z otworów badawczych zaznaczonych na przekrojach, a przebieg powierzchni spągowej jest bardzo zmienny, co wykazano badaniami geofizycznymi. W obrębie tej warstwy występują anomalie opornościowe. Strefy te można interpretować dwojako. Obniżone wartości oporności w utworach wysokooporowych mogą być lokalnie związane z większym zawodnieniem utworów piaszczystych albo, co bardziej prawdopodobne, odpowiadają zwiększonej zawartości utworów gliniastych, ilastych lub też wystąpieniom gruntów organicznych.

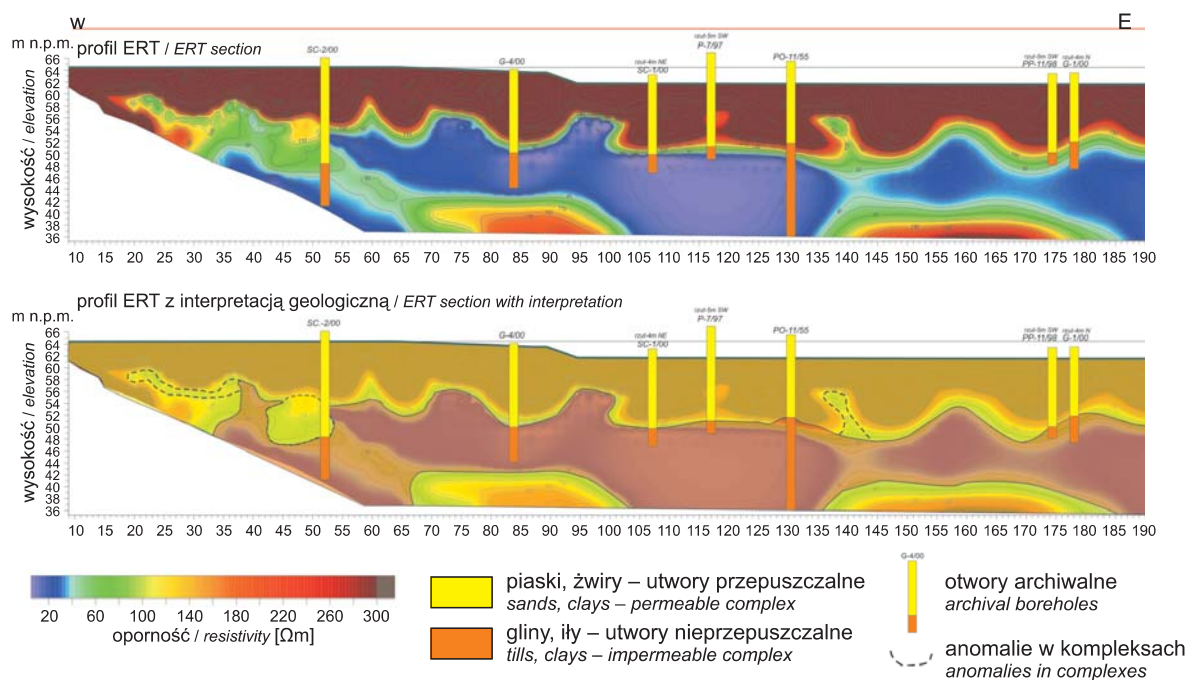


Fig. 5. Przekrój ERT o wysokiej rozdzielczości wzdłuż korpusu zapory ziemnej oraz interpretacja geologiczna

High resolution ERT cross-section along the earth dam body and geological interpretation

Osady leżące poniżej zinterpretowano jako utwory słabo-przepuszczalne, lokalnie nieprzepuszczalne, zbudowane głównie z utworów gliniastych, miejscami z glin piaszczystych, pyłów i ilów.

Na uwagę zasługują również dwie strefy wysokooporowe zarejestrowane w spągu profilu geoelektrycznego. Pochodzenie tych stref jest nieznane, nie zostały one nawiercone otworami.

PODSUMOWANIE

Metody geofizyki inżynierskiej z uwagi na swoją bezinwazyjność i możliwość ciągłego obrazowania zmian parametrów fizycznych znajdują coraz szersze zastosowanie w geologii inżynierskiej i kartografii geologicznej, w badaniach określających stan techniczny budowli hydrotechnicznych czy stabilność skarp i nasypów. Jednak parametry fizyczne mierzone metodami geofizyki inżynierskiej często nie mają bezpośredniego przełożenia na parametry stosowane w geologii inżynierskiej, geologii lub hydrogeologii.

Ta rozbieżność stwarza konieczność kalibracji wyników metod geofizycznych z metodami tradycyjnymi. Zastosowanie takiego podejścia pozwala na uzyskanie ciągłego dwu- lub trójwymiarowego obrazu ośrodka geologicznego, o rozdzielczości nieosiągalnej metodami tradycyjnymi, zawierającego informacje o faktycznym składzie, budowie geologicznej i parametrach geotechnicznych, których nie da się ustalić metodami geofizycznymi.

LITERATURA

- BESTYŃSKI Z., THIEL K., 2005 — Geophysical investigations of the Carpathian slide slopes. *Pol. Geol. Inst. Spec. Pap.*, **20**: 35–39.
- CIESZKOWSKI M., GOLONKA J., 2006 — Olistostroms as indicator of the geodynamic process (Northern Carpathians). *Geo-Lines*, **20**: 27–28.
- GOLONKA J., KROBICKI M., MATYSZKIEWICZ J., OLSZEWSKA B., ŚLĄCZKA A., SŁOMKA T., 2005 — Geodynamics of ridges and development of carbonate platform within the Carpathian realm in Poland. *Slovak Geol. Mag.*, **11**: 5–16.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1972 — Budowa geologiczna Polski. T. 4, Tektonika. Cz. 3, Karpaty. Wydaw. Geol., Warszawa: 1–228.
- LOKE M.H., 2000 — Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies:1–59. Lecture notes. GeoTomo Ltd.

- OLSZEWSKA B., PAUL Z., RYLKO W., 2008 — Podłoże skałek andrychowskich w świetle nowych badań. I Polski Kongres Geologiczny, 26–28 czerwca 2008, Kraków. Abstrakty: 85.
- PARK C.B., MILLER R.D., 2004 — MASW to map shear-wave velocity of soil. Kansas Geological Survey, Kansas.
- WAŚKOWSKA-OLIWA A., KROBICKI M., GOLONKA J., SŁOMKA T., ŚLĄCZKA A., DOKTOR M. 2008 — Stanowiska najstarszych skał osadowych w polskich Karpatach fliszowych jako obiekty geoturystyczne. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, **34**, 3/1: 83–121.
- WATANABE T., MATSUOKA T., ASHIDA Y., 1999 — Seismic traveltime tomography using Fresnel volume approach. *SEG Exp. Abstr.*, **18**, 1402: 1402–1405.

SUMMARY

Numerous geophysical publications and books recommend a wide range of usage of geophysical methods to solve various issues of geoengineering and environmental protection.

The article presents examples of geophysical surveys (geolectic and seismic methods) for various issues related to the shallow geology.

Example 1 shows the application of seismic method (refraction seismic) to recognise sliding planes of Carpathian landslides. Research methodology and the physical properties of the registered boundaries are discussed.

The further part of the article shows an example of applying seismic methods in the variant of seismic tomography for recognising soil compaction condition in the Przeczyce dam.

The next example refers to the geoelectrical methods and shows the results of the electric resistivity tomography method and its application in geological mapping. This example describes how the usage of geophysical surveys has contributed to the increase in the amount of geological information in identification of series of the Andrychów rocks.

Example 4 presents the application of electric resistivity tomography to determine the boundary of the poorly permeable formation in the dam bottom. This example highlights the good correlation of the boundaries determined from geoelectrical surveys with the boundary identified in boreholes.

The results of these works may be a recommendation for increasing application of geophysical methods in geoengineering and environment protection.

