

ZENON PILECKI*, JERZY KŁOSIŃSKI**, ELŻBIETA PILECKA***, JERZY KARCZEWSKI****,
JERZY ZIĘTEK****

Wpływ zawodnienia osuwiska na rozpoznanie granic jego nieciągłości metodami falowymi

Wprowadzenie

W pracy analizowano wpływ zawodnienia ośrodka niejednorodnego na jakość rozpoznania nieciągłości wybranego osuwiska metodami falowymi: sejsmicznym profilowaniem refrakcyjnym i metodą wielokanałowej analizy fal powierzchniowych MASW (ang. *Multichannel Analysis of Surface Waves*) oraz profilowaniem georadarowym. Zagadnienie jakości rozpoznania metodami falowymi cech ośrodka w zależności od stopnia jego zawodnienia jest złożone i zależy od wielu czynników takich jak właściwości i budowa ośrodka oraz stanu naprężenia i deformacji czy temperatury. W ośrodku zawodnionym, fale o częstotliwościach w zakresie sejsmicznym są w silniej, w sposób zróżnicowany tłumione w porównaniu do tłumienia w ośrodku suchym. Prędkości fal sejsmicznych, a zwłaszcza typu P zmieniają się wyraźnie powyżej pewnej wartości, którą nazywa się krytyczną, stopnia zawodnienia ośrodka. W przypadku fal elektromagnetycznych zawodnienie powoduje silne tłumienie wyższych częstotliwości, zwłaszcza powyżej 100 MHz. Prędkość fali elektromagnetycznej dla wyższych częstotliwości nie zmienia się w sposób istotny.

Mając na uwadze skomplikowane zmiany prędkości i tłumienia fal sejsmicznych i elektromagnetycznych w warunkach zawodnienia, jakość rozpoznania granic nieciągłości w ośrodku geologicznym należy weryfikować pomiarami in situ. Badania przeprowadzono w taki sposób, aby decydującym czynnikiem było zawodnienie ośrodka, a wpływ pozo-

* Dr hab. inż., Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, Kraków; Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków; e-mail: pilecki@min-pan.krakow.pl

** Mgr inż., *** Dr inż., Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków

**** Dr inż., Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, Kraków

stałych był do pominięcia. Pomiary wykonano w dwóch seriach w odstępie trzech miesięcy, w okresie po dłuższym braku opadów atmosferycznych nazywanym suchym oraz w okresie po kilkunastodniowych opadach atmosferycznych nazywanym mokrym. Pomiary drugiej serii wykonano dokładnie w miejscu przeprowadzenia pierwszej serii. Lokalizację profili oraz ukształtowanie terenu wyznaczono metodą geodezyjną.

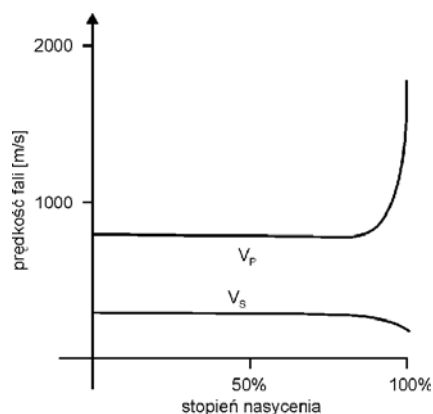
Badania wykonano w warunkach utworów fliszu karpackiego, jednak sformułowane wnioski mogą mieć szersze zastosowanie.

1. Wybrane zagadnienia wpływu zawodnienia ośrodka na prędkość fal sejsmicznych i elektromagnetycznych

Fale sejsmiczne

Charakterystyki prędkości fal sejsmicznych typu P i S są zróżnicowane w zależności od stopnia zawodnienia (rys. 1). W ośrodkach luźnych, takich jak piasek lub żwir, wpływ zawodnienia na prędkość fal widoczny jest wyraźnie dopiero powyżej granicy krytycznej wynoszącej około 90 % nasycenia wodą (Kirsch 2006) (rys. 1). Powyżej tej granicy prędkość fali typu P gwałtownie wzrasta, natomiast prędkość fali typu S w niewielkim stopniu maleje. Niewielka zmiana prędkości fali typu S wynika z faktu, że moduł odkształcenia postaciowego odpowiedzialny za jej propagację w ośrodkach takich jak woda czy powietrze jest równy zero, gdyż można przyjąć, że $V_s = (G/\rho)^{0.5}$, gdzie: G – moduł odkształcenia postaciowego, a ρ – gęstość objętościowa ośrodka.

Generalnie, w ośrodkach wielofazowych wpływ zawodnienia na prędkość fali typu S jest niewielka, gdyż jej wartość zależy przede wszystkim od prędkości tej fali w szkieletie skalnym. Obserwowany w warunkach bardzo dużego zawodnienia nieznaczny spa-



Rys. 1. Charakterystyka teoretyczna zmian prędkości fal typu P i S ze wzrostem zawodnienia ośrodka luźnego (Kirsch 2006)

Fig. 1. Schematic changes of P-wave and S-wave velocities versus degree of water saturation in loose medium (Kirsch 2006)

dek prędkości fali typu S wynika głównie ze wzrostu gęstości objętościowej ośrodka w rezultacie zajmowania przez wodę przestrzeni porowej wypełnionej uprzednio przez powietrze (Kirsch 2006). Zagadnienie jest bardziej złożone w przypadku, gdy zawodnienie w dłuższym okresie osłabia właściwości sprężyste i wytrzymałościowe szkieletu skalnego ośrodka.

W przypadku prędkości fali typu P, jednym z podstawowych parametrów, odpowiedzialnym za jej propagację jest moduł odkształcenia objętościowego K , gdyż można założyć, że $V_p = [(K + 4/3G)/\rho]^{0,5}$. W warunkach zawodnienia poniżej granicy krytycznej, nie zachodzi istotny wzrost modułu K , gdyż powietrze znajdujące się w porach jest łatwo ściśliwe (Kirsch 2006). Mogą wówczas dokonać się nieznaczne zmiany gęstości objętościowej ośrodka. W warunkach dużego stopnia zawodnienia powyżej granicy krytycznej, w wyniku wypełnienia przestrzeni porowej przez mniej ściśliwą wodę w porównaniu do powietrza, zachodzi wzrost modułu odkształcenia objętościowego i w efekcie wyraźny wzrost prędkości fali typu P. Moduł K w warunkach nasycenia wodą jest większy od modułu w warunkach suchych i można wyznaczyć go z zależności (Gassmann 1951):

$$K = K_s + \frac{(1 - K_s / K_{sz})^2}{\Phi / K_p + (1 - \Phi) / K_{sz} - K_s / K_{sz}^2} \quad (1)$$

gdzie:

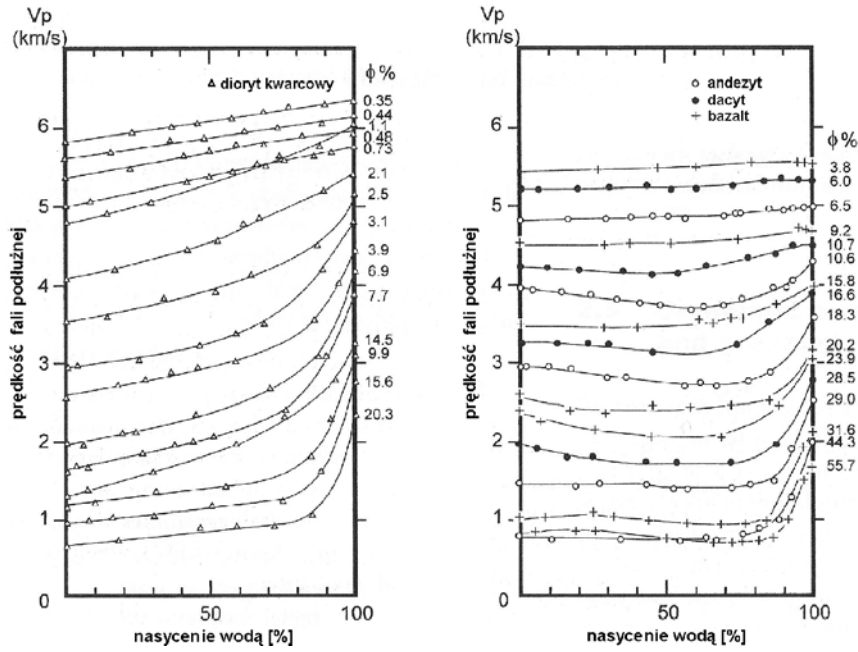
- K_s – moduł odkształcenia objętościowego dla suchej skały,
- K_{sz} – moduł odkształcenia objętościowego dla szkieletu skalnego,
- K_p – moduł odkształcenia objętościowego dla płynu,
- Φ – porowatość.

Saito (1981) badając skały magmowe stwierdził, że dla wyższych porowatości odpowiadających wyższemu stopniowi zwietrzienia skały zachodzi bardzo silny wzrost prędkości fali typu P (nawet do 200–300%) w warunkach zawodnienia przekraczającego 85% (rys. 2). Znacznie mniejszą wrażliwość na zawodnienie zaobserwował on dla skał o mniejszej porowatości i wyższych prędkości fali typu P.

Podobne wyniki uzyskał Murphy (Albers 2005) badając zmiany prędkości fali typu P i S i ich tłumienia w próbkach piaskowca (rys. 3).

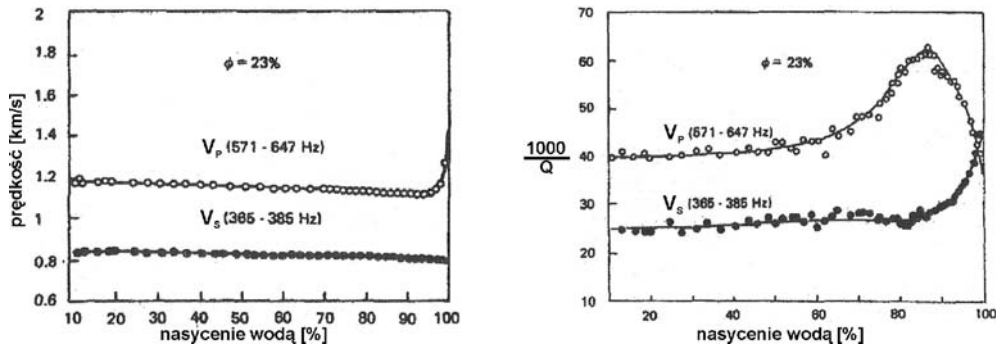
Grainger i in. (1973) (za Bartonem 2007) stwierdzili, że prędkość fali typu P w silnie zdegradowanym i w silnie zawodnionym masywie kredowym wynosiła 1950 m/s, podczas gdy w suchym masywie prędkość ta wynosiła zaledwie 700 m/s. Efekt ten wytłumaczono wykorzystując zależność Wylliego i in. (1956) w postaci:

$$\frac{1}{v} = \frac{\phi}{v_f} + \frac{1-\phi}{v_{sz}} \quad (2)$$



Rys. 2. Wpływ stopnia zawodnienia skał magmowych o różnej porowatości Φ na prędkość fali typu P według Saito (1981) (Barton 2007)

Fig. 2. Influence of degree of water saturation on P-wave velocity in magmatic rocks by Saito (1981) from Barton (2007)



Rys. 3. Zmiany prędkości fali typu P i S oraz tłumienia wyrażonego poprzez odwrotność współczynnika dobroci Q w zależności od stopnia zawodnienia próbek piaskowca (badania Murphy'ego na podstawie Albers (2005)); Φ – porowatość

Fig. 3. Changes of P-wave and S-wave and attenuation in form of quality factor Q for sandstones samples (experiment by Murphy from Albers 2005); Φ – porosity

gdzie:

- v – prędkość fali typu P,
- v_f – prędkość fali w płynie,
- v_{sz} – prędkość fali w szkielecie skalnym,
- φ – stosunek długości drogi propagacji w płynie do całkowitej długości drogi propagacji (wielkość porównywana do porowatości).

Autorzy w warunkach wypełnienia przestrzeni porowej masywu skalnego powietrzem przyjęli $V_{sz} = 2300$ m/s i $V_f = 330$ m/s. Podstawiając prędkość fali typu P równą 700 m/s pomierzoną w tych warunkach otrzymali $\varphi = 0,29$. Natomiast w warunkach silnego zawodnienia dla obliczonej wielkości “porowatości” i $V_f = 1440$ m/s wyznaczyli oni prędkość fali typu P równą 1970 m/s, czyli bliską wartości pomierzonej.

Wpływ zawodnienia można również wyznaczyć dla ośrodków, w których prędkość fali zależy od stanu spękania (McDowell 1993):

$$\frac{L}{v_m} = \frac{nw}{v_w} + \frac{L-nw}{v_{sz}} \quad (3)$$

gdzie:

- v_m – prędkość fali typu P w masywie skalnym,
- v_w – prędkość fali typu P w materiale wypełniającej szczelinę,
- v_{sz} – prędkość fali w szkielecie skalnym,
- L – długość drogi propagacji fali,
- n – ilość spękań (szczelin),
- w – średnia szerokość szczeliny.

Według Bartona (2007) prędkość fali typu P w suchym masywie skalnym jest w praktyce niższa od obliczonej za pomocą zależności (3). Wynika to z faktu, że powietrze wypełniające spękania stwarza barierę akustyczną dla propagującej fali. Wzrasta w ten sposób długość drogi L , co nie zostało uwzględnione w tej zależności. W przypadku wypełnienia spękań przez wodę lub materiał ilasty zależność (3) jest bardziej poprawna. Wynika to z korzystniejszego kontaktu między ściankami spękań.

Rozważając rozdzielczość rozpoznania fal sejsmicznych w zależności od zawodnienia należy podkreślić jego wpływ na wielkość tłumienia sejsmicznego. Generalnie, ze wzrostem zawodnienia obserwuje się silny wzrost tłumienia fali w zakresie coraz wyższych częstotliwości sejsmicznych. Fala typu S jest silniej tłumiona ze wzrostem stopnia zawodnienia w porównaniu do fali typu P. Wynika to ze strat energii sejsmicznej związanych z tarciami płynów w strukturze porowej ośrodka wywołanego naprężeniami ścinającymi. Według Bartona (2007) dla niższych częstotliwości w zakresie sejsmicznym płyny porowe mają wpływ na tłumienie ze względu na ich ściślność i gęstość, a dla wyższych częstotliwości ze względu na siły lepkości i bezwładności.

Fale elektromagnetyczne

Podstawowym parametrem fizycznym ośrodka geologicznego określającym możliwości stosowania metody georadarowej jest stała dielektryczna (przenikalność dielektryczna). Istotny wpływ na jej wartość ma stopień zawodnienia ośrodka. Interesującą empiryczną zależność pomiędzy stopniem zawodnienia Z a względną wartością stałej dielektrycznej ϵ_r podał Topp i in. (1980):

$$\epsilon_r = 3,03 + 9,3 \cdot Z + 146,0 \cdot Z^2 - 76,6 \cdot Z^3 \quad (4)$$

Zależność ta testowana była dla różnego rodzaju gleb, od piasków z niewielką zawartością glin, aż do glin i ilów. Jest ona, według Toppa, niezależna od gęstości gleby, jej temperatury i stężenia roztworów nasycających glebę. Poprawność tej formuły sprawdzono w zakresie częstotliwości od 20 MHz do 1 GHz. Zależność odwrotna ma następującą postać:

$$Z = 5,3 \cdot 10^{-2} + 2,9 \cdot 10^{-2} \cdot \epsilon_r - 5,5 \cdot 10^{-2} \cdot \epsilon_r^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} \cdot \epsilon_r^3 \quad (5)$$

Podobny wzór dla utworów polodowcowych podał Sutinen (1992):

$$\epsilon_r = 3,2 + 35,4 \cdot Z + 101,7 \cdot Z^2 - 63 \cdot Z^3 \quad (6)$$

gdzie:

- Z – stopień zawodnienia (liczba z przedziału $<0,1>$),
- ϵ_r – względna stała dielektryczna.

Zależności (3) i (5) dają zbliżone wartości stałej dielektrycznej. Na przykład, dla zawodnienia równego $Z = 0,2$, przenikalność dielektryczna obliczona ze wzoru Toppa wynosi $\epsilon_r = 10,1$, zaś ze wzoru Sutinena $\epsilon_r = 13,8$.

Dla utworów osadowych: piasków, piaskowców, ilów, wapieni i dolomitów wartość ϵ_r zależy przede wszystkim od ich porowatości i wilgotności. Do obliczenia stałej dielektrycznej skał składających się z n faz można stosować empiryczne wzory np. Hippela (M. Plewa i S. Plewa 1992) w postaci:

$$\lg \epsilon_r = \sum_{i=1}^n V_i \cdot \lg \epsilon_{ri} \quad (7)$$

gdzie:

- V_i – objętość i -tej fazy,
- ϵ_{ri} – względna stała dielektryczna i -tej fazy.

Znane są również inne empiryczne wzory opisujące zależność względnej stałej dielektrycznej w zależności od stopnia zawodnienia i porowatości. Można tu na przykład podać empiryczny wzór Schöna (1996):

$$\varepsilon_r = \Phi \cdot Z \cdot \varepsilon_w + \Phi \cdot (1 - Z) \cdot \varepsilon_A + (1 - \Phi) \cdot \varepsilon_{sz} \quad (8)$$

gdzie:

- ε_r – względna stała dielektryczna,
- Φ – porowatość,
- Z – stopień zawodnienia (liczba z przedziału $<0,1>$),
- ε_{sz} – stała dielektryczna szkieletu,
- ε_w – stała dielektryczna wody,
- ε_A – stała dielektryczna powietrza.

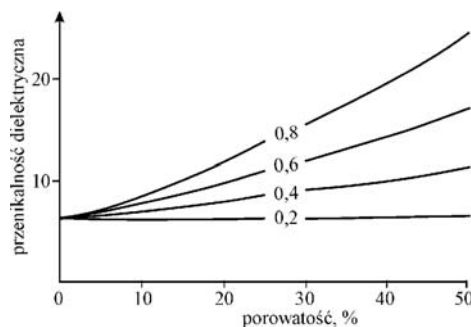
Na rysunku 4 pokazano zależność przenikalności dielektrycznej od porowatości i stopnia zawodnienia ośrodka geologicznego wyliczoną na podstawie wzoru (8) (Kirsch 2006). Analizując przedstawiony wykres można zauważyć, że duży wzrost przenikalności dielektrycznej przy wysokich wartościach porowatości występuje jedynie dla większych stopni zawodnienia rzędu $Z = 0,4-0,8$.

Na podstawie względnej stałej dielektrycznej ośrodka geologicznego oblicza się prędkość fali elektromagnetycznej v według wzoru:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (9)$$

gdzie:

- c – prędkość fali elektromagnetycznej w próżni,
- ε_r – względna stała dielektryczna.



Rys. 4. Zależność przenikalności dielektrycznej od porowatości i stopnia zawodnienia (Kirsch 2006)

Fig. 4. Dependence of dielectric constant from porosity and degree of water saturation in geologic medium (Kirsch 2006)

Natomiast długość fali elektromagnetycznej dla ośrodków rozluźnionych można oszacować z zależności:

$$\lambda \approx \frac{c}{f\sqrt{\epsilon_r}} \quad (10)$$

Na przykład dla ośrodka opisanego stałą dielektryczną $\epsilon = 9$ i prędkością fali $v = 0,1$ m/ns, dla częstotliwości 250 MHz długość fali wynosi 25 cm.

Zależność (9) obowiązuje dla ośrodków słabo tłumiących, przy założeniu, że przenikalność magnetyczna jest równa jeden. Dla większości niemagnetycznych gruntów i skał założenie to jest poprawne. Korzystając ze wzoru (9) można obliczyć względną stałą dielektryczną na podstawie pomierzonej prędkości fali elektromagnetycznej w konkretnym ośrodku np. metodyką profilowania refrakcyjnego i refleksyjnego szerokokątowego WARR (ang. *Wide Angle Reflection and Refraction*) lub wspólnego punktu głębokościowego CMP (ang. *Common Mid Point*) i w efekcie oszacować stopień zawodnienia ośrodka geologicznego za pomocą wzoru empirycznego.

2. Przykład rozpoznania granic nieciągłości osuwiska w okresach zróżnicowanego zawodnienia za pomocą profilowania sejsmicznego i georadarowego

2.1. Lokalizacja terenu badań i warunki geologiczne

Badania wykonano na osuwisku położonym w Mucharzu k. Wadowic na Pogórzu Śląskim, na południowo-wschodnim zboczu Tarnawskiej Góry (503 m n.p.m). Osuwisko ma charakter konsekwentno-strukturalny, skalno-zwietrzelinowy i złożony ze względu na rozwinięte w kilku kierunkach powierzchnie poślizgu. Koluwia składają się z nadkładu czwartorzędowego wykształconego w postaci glin zwietrzelinowych i fragmentów skał zwietrzelinowych i brekcji tektonicznej. W podłożu występują warstwy inoceramowe o przewodze łożupków i łupków pstrych nad osadami piaskowcowo-mułowcowymi.

Wybór osuwiska związany był ze stosunkowo dobrym rozpoznaniem geologiczno-inżynierskim jego właściwości i budowy (Dokumentacja... 2005).

2.2. Metodyka pomiarowa i interpretacyjna

Badania sejsmiczne i georadarowe zostały zaprojektowane w taki sposób, aby potencjalnie rozpoznać przebieg najgłębiej położonej powierzchni poślizgu osuwiska na głębokości około kilkunastu metrów. Pomiary georadarowe wykonano wzdłuż pięciu profili podłużnych (wzdłuż osi osuwiska) o długości około 140 m każdy. Pomiary sejsmiczne wykonano wzdłuż sześciu profili – trzech podłużnych o długości od 115 do 130 m i trzech poprzecznych o długości od 42 do 46m.

Pomiary wykonano w dwóch seriach: pierwszej w lipcu 2007 w warunkach suchego ośrodka po dłuższym braku opadów atmosferycznych i drugiej w warunkach dużego zawodnienia ośrodka w listopadzie 2007 po kilkunastodniowych opadach atmosferycznych. Należy podkreślić, że w przypadku osuwiska pojęcie suchy ośrodek nie oznacza braku zawodnienia. W warunkach fliszu karpackiego nieciągłości osuwiska, zwłaszcza na większych głębokościach, tworzą uprzywilejowane drogi grawitacyjnego, ciągłego przepływu (sączenia się) wody.

Pomiary drugiej serii wykonano dokładnie w miejscu przeprowadzenia pierwszej serii. Lokalizację profili oraz ukształtowanie terenu wyznaczono metodą geodezyjną.

Badania sejsmiczne

Pomiary sejsmiczne przeprowadzono techniką refrakcyjną, która umożliwiała również przeprowadzenie interpretacji fal powierzchniowych metodą MASW. Badania zostały przeprowadzone z wykorzystaniem 24 pionowych geofonów o częstotliwości własnej 4,5 Hz. Odległości między geofonami wynosiły od 2 do 3 m w zależności od położenia rozstawu w terenie. Na wszystkich rozstawach stosowano 25 punktowy schemat wzbudzania fali – pomiędzy każdą parą geofonów oraz z odsunięciami równymi połowie odległości pomiędzy geofonami, odpowiednio 1m i 1,5m. Przyjęto wzbudzanie drgań metodą uderową (młotem 5 kg w płytce). Dla wzmocnienia jakości sygnału i ograniczenia szumu stosowano co najmniej 10-krotne składanie. Czas rejestracji wynosił 0,5 sekundy, a próbkowanie sygnału 0,25 ms. Pomiary sejsmiczne przeprowadzone zostały za pomocą 24-kanałowej aparatury Geode, produkcji Geometrics Inc. (USA). Aparatura ta charakteryzuje się dynamiką systemową 144 dB i rozdzielczością 24 bitów.

Na etapie przetwarzania i interpretacji rejestracje przefiltrowano w zakresie do 150 Hz. Obliczenia modelu prędkościowego i głębokościowego ośrodka dokonano metodą czasu wzajemnego (ang. *Reciprocal Traveltimes Method*). Korekty modelu dokonano metodą analizy odwrotnej. Poprzez zmianę położenia granic modelu głębokościowego dopasowano hodografy obliczone do obserwowanych w taki sposób aby średni błąd kwadratowy tego dopasowania był minimalny.

Rejestracje sejsmiczne zostały także wykorzystane do analizy techniką MASW z wykorzystaniem oprogramowania SeisImager/SW. Przetworzenie i interpretacja dla potrzeb metody MASW 2D polegały na:

- wprowadzeniu współrzędnych położenia czujników i punktów wzbudzania fali (PS),
- edycji i sortowaniu tras,
- określeniu krzywych dyspersji (prędkość fazowa w funkcji częstotliwości) dla wszystkich PS-ów,
- filtracji szumów i wyższych mod częstotliwości,
- wyznaczenie zakresu częstotliwości dla wszystkich krzywych,
- filtracja medianowa 2D,
- inwersji krzywych dyspersji dla obliczeń modelu głębokościowego 1D zmian prędkości fali typu S,

- wielokrotnej korekty modeli głębokościowych 1D do najlepszego dopasowania modelowych i pomierzonych krzywych dyspersji na podstawie minimalnego średniego błędu kwadratowego,
- konstrukcji końcowego modelu 2D prędkościowo-głębokościowego dla fali typu S.

Badania georadarowe

Pomiary wykonane zostały za pomocą aparatury RAMAC/GPR szwedzkiej firmy Mala GeoScience. Do pomiaru użyto anten nieekranowanych o częstotliwości 200 MHz.

Prędkość fali elektromagnetycznej wyznaczono na podstawie profilowania CMP. W trakcie pomiarów wykonanych w I serii prędkość ta wynosiła od $v = 9,3$ cm/nsec do $v = 9,8$ cm/nsec, a w II serii profilowanie CMP dało wynik $v = 8$ cm/nsec. Podczas konwersji czasowo-głębokościowej pomiarów wykonanych w I serii przyjęto prędkość średnią $v = 9,5$ cm/nsec. Różnica prędkości fali w I i II serii jest spowodowana niewątpliwie różnicą wilgotności ośrodka geologicznego.

Materiał pomiarowy poddano przetwarzaniu obejmującemu kolejno następujące procedury: korekcję czasu pierwszego wstąpienia, usuwanie średniej trasy, korekcję stałej składowej, wzmocnienie według zmiennych w czasie charakterystyk, filtrację w dziedzinie częstotliwości i dekonwolucję. Celem tego przetwarzania była poprawa korelacji szczególnie słabych refleksów odtwarzających strukturę wewnętrzną osuwiska. Zastosowanie dekonwolucji dodatkowo poprawiło rozdzielczość pomiaru. Przetwarzania dokonano programem REFLEX niemieckiej firmy Sandmaier.

2.3. Wyniki badań i ich analiza

Przedstawienie wyników badań, ze względu na analogiczne spostrzeżenia, ograniczono do profilu o długości około 130 m położonego w osi osuwiska.

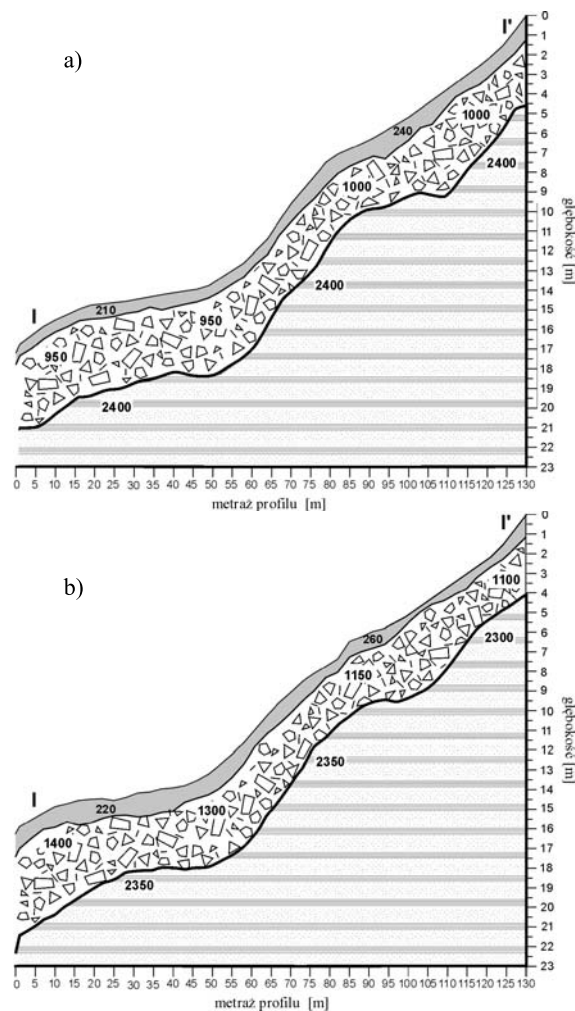
Badania sejsmiczne

Na rysunku 5a i b przedstawiono sejsmiczne przekroje refrakcyjne wyznaczone w ośrodkach suchym i mokrym. Wyniki profilowania refrakcyjnego wskazują, że najwyraźniej zaznaczają się dwie granice w utworach koluwalnych – pierwsza między utworami pokrywowymi a warstwą intensywnego wietrzenia utworów fliszowych (na głębokości około 1 m) oraz druga na granicy z warstwą mniej zwietrzałego podłoża na głębokości około 4–6 m. Stwierdzona w badaniach geologiczno-inżynierskich granica nieciągłości z podłożem nie naruszonym na głębokości około 10–12 m jest niewidoczna w profilowaniu refrakcyjnym, pomimo że metodyka pomiarowa pozwala na jeszcze głębszą penetrację ośrodka.

Interesująca jest zmiana prędkości refrakcyjnej fali typu P w drugiej warstwie intensywnego wietrzenia utworów fliszowych. Utwory tej warstwy mają dużą porowatość i tym samym wodochłonność. W ośrodku silnie zawodnionym, w tej warstwie występuje wzrost prędkości fali typu P od około 10 do 45% w porównaniu do ośrodka suchego. Maksymalne wartości prędkości fali typu P w pomierzono w dolnej części osuwiska, gdzie stopień

zawodnienia powinien być największy ze względu na grawitacyjny przepływ wody. Taki wzrost prędkości tej fali może świadczyć o zawodnieniu powyżej granicy krytycznej, tj. około 85%.

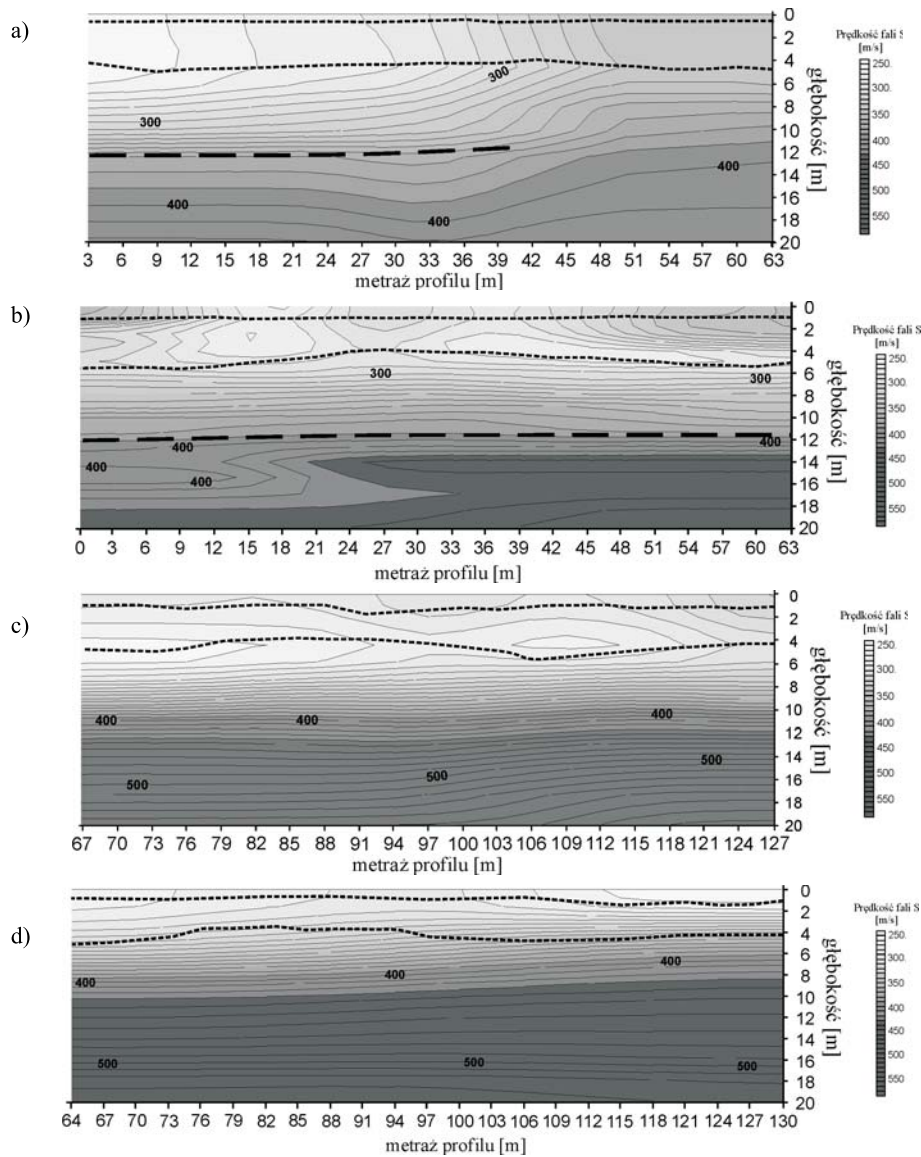
Ze wzrostem zawodnienia w strefie intensywnego wietrzenia wzrasta tłumienie, zwłaszcza wyższych częstotliwości w zakresie sejsmicznym. W rejestracjach obserwuje się przesunięcie częstotliwości głównej fali sejsmicznej z przedziału wartości około 50–60 Hz do około 45–55 Hz i zanikanie z odległością częstotliwości powyżej 60 Hz. W efekcie rozdzielczość rozpoznania maleje, ale w takim stopniu, że nie ma większego wpływu na jakość rozpoznania granicy między strefą intensywnego wietrzenia utworów koluwalnych a mniej zwietrzałym podłożem.



Rys. 5. Przekrój refrakcyjny wzdłuż osi osuwiska w warunkach suchych (a) i silnego zawodnienia (b)

Fig. 5. Refraction section along axis of landslide in dry conditions (a) and high degree of saturation (b)

W obu ośrodkach suchym i mokrym, charakterystyczne granice nieciągłości mają podobne położenie i przebieg. W obu przypadkach możliwe było wyznaczenie granic potencjalnej, głównej powierzchni poślizgu osuwiska na głębokości od około 4,0 do 6,0 m. Granica na głębokości około 10–12 m zaznacza się tylko na przekroju wyznaczonym metodą MASW (rys. 6).



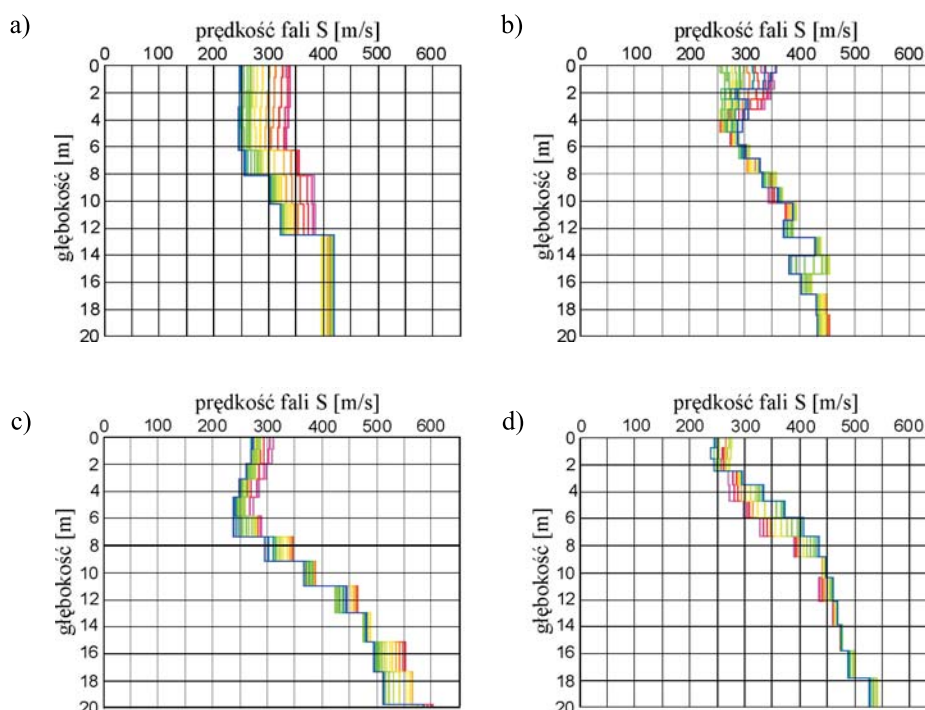
Rys. 6. Przekroje sejsmiczne MASW 2D – część dolna osuwiska: a) warunki suche b) warunki silnego zawodnienia; część górna osuwiska: c) warunki suche d) warunki silnego zawodnienia

Fig. 6. MASW 2D cross sections in lower part of landslide: a) dry conditions b) high degree of saturation; and in upper part of landslide: c) dry conditions d) high degree of saturation

Na przekrojach sejsmicznych MASW obserwuje się niewielkie zmiany prędkości fali sejsmicznej typu S. Zachodzą one głównie w warstwie pokrywowej i strefie intensywnego wietrzenia. Są to też strefy podlegające silnym zmianom zawodnienia. Zmiany gradientu prędkości fali typu S pozwalają stosunkowo łatwo wyznaczyć granicę między utworami koluwalnymi a mniej zwietrzałym podłożem niezależnie od stopnia zawodnienia ośrodka. Położenie tej granicy jest zgodne, w granicach błędu pomiarowego, z wynikami profilowania refrakcyjnego.

Zmiany gradientu prędkości pozwalają na wyznaczenie granicy nieciągłości na głębokości około 10–12 m, w szczególności w dolnej części osuwiska (zaznaczono linią przerywaną na rys. 6a, b). W górnej części osuwiska wyróżnienie tej granicy jest utrudnione ze względu na skomplikowaną budowę geologiczną podłoża widoczną na przekrojach georadarowych (rys. 8).

Generalnie, zawodnienie ośrodka powoduje wzrost gradientu prędkości, co ułatwia interpretację granic nieciągłości. Natomiast metoda MASW ze względu na stosunkowo niskie wartości częstotliwości fali Rayleigha (w warunkach pomiarowych w granicach od ok. 8 Hz do ok. 22 Hz) pozwala na głębsze rozpoznanie ośrodka geologicznego w porównaniu do metody profilowania refrakcyjnego.



Rys. 7. Sondowania MASW w części dolnej osuwiska: a) warunki suche b) warunki silnego zawodnienia; oraz w części górnej osuwiska: c) warunki suche d) warunki silnego zawodnienia

Fig. 7. MASW 1D sounding in lower part of landslide: a) dry conditions b) high degree of saturation; and in upper part of landslide: c) dry conditions d) high degree of saturation

Na rysunkach 7a–d przedstawiono zbiór wykresów z sondowania MASW na linii profilu refrakcyjnego z odstępem co każdy geofon, tj. 3 m. Na wykresach wyraźnie widać granice zmian prędkości propagacji fali typu S na głębokościach około 6 i 12 m na rysunku 7a, około 5 i 11 m na rysunku 7b oraz około 5 m na rysunku 7c i około 9 m na rysunku 7d. Większe zawodnienie dolnej części osuwiska pozwala korzystniej wyróżnić granicę utworów koluwalnych do głębokości około 5–6 m (rys. 7b). Strefa wietrzenia od powierzchni terenu do głębokości około 12 m jest wyraźnie pokazana w ośrodku suchym (rys. 7a). W górnej części osuwiska korzystniej wyróżniają się utwory koluwalne do głębokości około 5 m w ośrodku suchym (rys. 7c). Natomiast na rysunku 7d wpływ zawodnienia powoduje bardziej wyraźne wyróżnienie strefy wietrzenia ośrodka do głębokości około 9 m (rys. 7d).

Nie ulega wątpliwości, że zmienne warunki zawodnienia dają zmienny obraz propagacji fali typu S. Należy zauważyć, że większe zawodnienie powoduje mniejszą zmienność prędkości fali typu S ze względu na silniejsze tłumienie wyższych częstotliwości. W przypadku sytuacji na rysunku 7d zwiększenie przedziału zmienności prędkości fali typu S związane jest z bardziej skomplikowaną budową geologiczną.

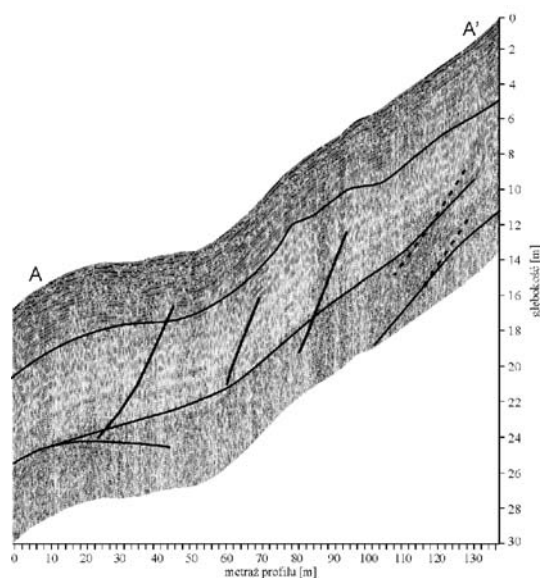
Badania georadarowe

Na rysunku 8 przedstawiono echogram zarejestrowany w warunkach suchego ośrodka, natomiast na rysunku 9 pokazano echogram zarejestrowany w warunkach silnego zawodnienia. Na obu echogramach zaznaczono liczne powierzchnie poślizgu osuwiska. Główna powierzchnia poślizgu, będąca granicą utworów koluwalnych, występuje na głębokości około 4–6 m. Poniżej tej powierzchni zaznaczono najbardziej czytelne nieciągłości będące efektem ścinania w wyteżonych strefach podłoża osuwiska. W obu ośrodkach, obrazy georadarowe w porównaniu do sejsmicznych pozwalają wyróżnić bardziej złożony sposób przebiegu nieciągłości między strefą wietrzenia utworów fliszowych a strefą podłoża nienaruszonego. Jest to efekt większej rozdzielczości metody georadarowej. Należy jednak podkreślić, że granice nieciągłości wyraźniej są widoczne w zapisie georadarowym w warunkach silnego zawodnienia, w wyniku większego kontrastu stałej dielektrycznej.

W większości przypadków przebieg granic nieciągłości na obu echogramach pokrywa się ze sobą, aczkolwiek na rysunku 9 możliwe jest zidentyfikowanie większej ich ilości. W górnej części osuwiska na obu echogramach można zidentyfikować na głębokości około 6–10 m bardzo silne refleksy (zaznaczono je przerywanymi liniami). Są to prawdopodobnie granice mocniejszych warstw skalnych nienaruszonego podłoża fliszowego.

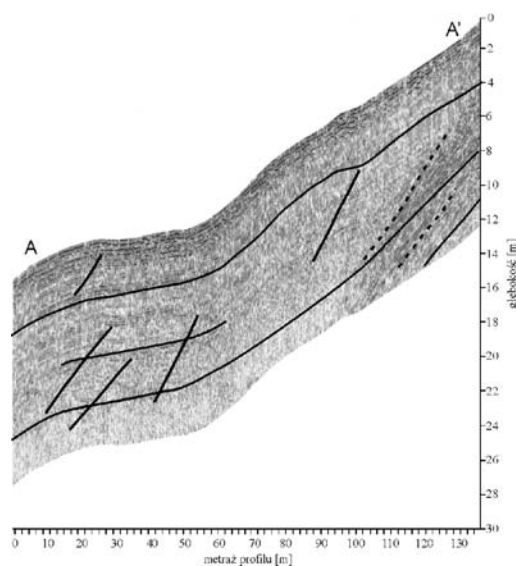
Wzrost zawodnienia powoduje również wzrost przewodności dielektrycznej ośrodka (Persson i Haridy 2003), silniejszy w ośrodkach nieskonsolidowanych, co generalnie daje w efekcie mniejszy rzeczywisty zasięg głębokościowy metody georadarowej. Na echogramie, w warunkach zawodnionego ośrodka, przedstawionym na rysunku 9 rzeczywisty zasięg wynosi około 12 m, zaś na echogramie pokazanym na rysunku 8 w warunkach suchego ośrodka około 14 m.

W warunkach silnego zawodnienia obserwuje się również zmniejszenie amplitudy nieskorelowanego szumu, zwłaszcza w dolnej części osuwiska (rys. 8 i 9). Jest to spowodowane silniejszym tłumieniem wyższych częstotliwości fali elektromagnetycznej w ośrodku zawodnionym. Efekt ten jest podobny jak w przypadku częstotliwości fal w zakresie sejsmicznym.



Rys. 8. Echogram dla anteny 200 MHz w warunkach suchego ośrodka

Fig. 8. Echogram for 200 MHz antenna in dry conditions



Rys. 9. Echogram dla anteny 200 MHz w warunkach silnego zawodnienia ośrodka

Fig. 9. Echogram from 200 MHz antenna in conditions of high degree of saturation

Podsumowanie

W pomiarach metodami georadarową i sejsmiczną dokonujemy optymalnego wyboru między głębokością rozpoznania a jego rozdzielczością. W przypadku rozpoznawania granic nieciągłości typowych osuwisk wystarczający zakres głębokości rozpoznania wynosi około kilkanaście metrów. W warunkach pomiarowych przedstawionych badań sejsmicznych i georadarowych zastosowana metodyka jest stosunkowo skuteczna, gdyż daje obraz położenia i przebiegu podstawowych granic nieciągłości związanych z powierzchniami poślizgu osuwiska. Jakość rozpoznania zależy od rozdzielczości fal, dla fal sejsmicznych od ich prędkości i częstotliwości, a dla fal elektromagnetycznych od ich częstotliwości i stałej dielektrycznej ośrodka.

Przeprowadzone badania, w warunkach typowego osuwiska w utworach fliszowych w okresach suchym i mokrym, pozwoliły na sformułowanie spostrzeżeń, które w dużym stopniu są zgodne z wynikami badań laboratoryjnych.

W przypadku metody sejsmicznej zawodnienie osuwiska nie powoduje wyraźnego pogorszenia jakości rozpoznania jego granic nieciągłości. Zawodnienie ośrodka powoduje wyraźny wzrost prędkości fali sejsmicznej typu P w utworach koluwalnych, słabo skonsolidowanych. Zmiany te, przy większym tłumieniu fali sejsmicznej i niewielkim zmniejszeniu częstotliwości głównych nie powodują wyraźnego zmniejszenia rozdzielczości rozpoznania. Zawodnienie ma niewielki wpływ na zmiany prędkości fali typu S. W interpretacji metodą MASW obserwuje się zmiany gradientu prędkości tej fali. Powoduje to, że rozpoznanie granic nieciągłości jest bardziej jednoznaczne.

W przypadku metody georadarowej ze wzrostem zawodnienia zasięg głębokościowy rozpoznania wyraźnie maleje, lecz obserwuje się poprawę jakości rozpoznania granic nieciągłości osuwiska. W warunkach silnego zawodnienia granice nieciągłości osuwiska są wyraźniej widoczne w zapisie georadarowym. Prawdopodobnie jest to efekt większego kontrastu stałej dielektrycznej. Zmniejszanie się głębokościowego zasięgu rozpoznania jest wynikiem silniejszego tłumienia fal elektromagnetycznych w zawodnionym ośrodku. W warunkach pomiarowych przeprowadzonych badań jest to rząd około dwóch metrów.

Wyniki badań mogą mieć znaczenie dla rutynowych badań rozpoznania położenia i przebiegu powierzchni poślizgu osuwisk w różnych warunkach geologicznych. Wskazują one na uzupełniające się rezultaty rozpoznania zastosowanych metod falowych. Metoda sejsmiczna dostarcza interesujących informacji o głównych granicach nieciągłości osuwiska, tworzących potencjalne powierzchnie poślizgu. Wynika to z rozdzielczości tej metody i silnego kontrastu twardości akustycznych warstw ośrodka, nie tylko o charakterze litologicznym. Metoda georadarowa dodatkowo daje obraz nieciągłości towarzyszących głównym powierzchniom poślizgu i wskazuje na strefy krytycznego wyężenia ośrodka. Informacje z obu metod pozwalają w efekcie na dokładniejsze poznanie mechanizmu osuwiska.

LITERATURA

- Albers B., 2005 – Modelling of surface waves in poroelastic saturated materials by means of a two component continuum. In: Surface waves in geomechanics: direct and inverse modeling for soils and rocks, C. Lai, K. Wilmanski (eds.), CISM Courses and Lectures No.481, 277–323, Springer Wien New York.
- Barton N., 2007 – Rock Quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy. Taylor & Francis. London.
- Dokumentacja geologiczno-inżynierska osuwisk dla potrzeb projektowania zabezpieczeń drogi nr 28 na odcinku Mucharz – Tarnawa Dolna w ramach zadania Budowa Zbiornika Wodnego Świnna Poręba, Państwowy Instytut Geologiczny, Kraków, 2005 (praca niepublikowana).
- Gassmann F., 1951 – Elastic waves through a packing of spheres. *Geophysics* 16, 673–685.
- Grainger P., McCann D.M., Gallois R.W., 1973 – The application of the seismic refraction technique to the study of fracturing of the Middle Chalk at Munford, Norfolk. *Geotechnique* 23, 219–232.
- Kirsch R., 2006 – Groundwater geophysics a tool for hydrogeology. Springer-Verlag Berlin.
- McDowell P.W., 1993 – Seismic investigation for rock engineering. In: *Comprehensive rock engineering* (Hudson J.A. editor), vol. 3, Rock testing and site characterization. Pergamon Press.
- Persson M., Haridy S., 2003 – Estimating Water Content from Electrical Conductivity Measurements with Short Time-Domain Reflectometry Probes. *Soil Science Society of America Journal* 67, 478–482.
- Saito T., 1981 – Variation of physical properties of igneous rock in weathering. *Proc. of Int. Symp. On Weak Rock*, Tokyo, 191–196.
- Schön J.H., 1996 – Physical properties of rock: Fundamentals and Principles of Petrophysics. Pergamon Press, New York.
- Sutinen R., 1992 – Glacial deposits, their electrical properties and surveying by image interpretation and ground penetrating radar. *Geological survey of Finland Bulletin* 359.
- Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P., 1980 – Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, vol. 16, no 3, 574–582.

WPLYW ZAWODNIENIA OSUWISKA NA ROZPOZNANIE GRANIC JEGO NIECIĄGŁOŚCI METODAMI FALOWYMI

Słowa kluczowe

Metoda sejsmiczna, metoda georadarowa, osuwisko, nieciągłości

Streszczenie

W pracy omówiono zagadnienie wpływu zawodnienia niejednorodnego ośrodka geologicznego na jakość rozpoznania jego nieciągłości metodami sejsmiczną (profilowaniem refrakcyjnym i metodą wielokanałowej analizy fal powierzchniowych MASW) oraz profilowaniem georadarowym.

Zagadnienie jakości rozpoznania metodami falowymi cech ośrodka w zależności od stopnia jego zawodnienia jest złożone i zależy od wielu czynników takich jak właściwości i budowa ośrodka oraz stanu naprężenia i deformacji czy temperatury. W ośrodku zawodnionym fale w zakresie sejsmicznym są silniej tłumione w porównaniu do ośrodka suchego i w sposób zróżnicowany w zależności od częstotliwości. Prędkości fal sejsmicznych, a zwłaszcza typu P zmieniają się wyraźnie jeżeli wartości są większe od wartości krytycznej zawodnienia ośrodka. W przypadku fal elektromagnetycznych zawodnienie powoduje silne tłumienie wyższych częstotliwości. Generalnie, prędkość fali elektromagnetycznej dla wyższych częstotliwości nie zmienia się w sposób istotny.

Pomiary przeprowadzono w wybranych warunkach utworów fliszu karpackiego w dwóch seriach – dla ośrodka suchego w miesiącu sierpniu oraz dla ośrodka silnie zawodnionego po kilkunastodniowych opadach atmosferycznych w miesiącu listopadzie.

W pracy pokazano, że w przypadku metody sejsmicznej zawodnienie osuwiska nie powoduje wyraźnego pogorszenia jakości rozpoznania jego granic nieciągłości. W warunkach silnego zawodnienia metoda MASW daje korzystniejsze wyniki ze względu na wzrost gradientu prędkości. W przypadku metody georadarowej ze wzrostem

zawodnienia zasięg głębokościowy rozpoznania wyraźnie maleje, lecz obserwuje się poprawę jakości rozpoznania granic nieciągłości osuwiska.

Wyniki badań wskazują na korzyści wynikające z zastosowania obu metod falowych i mogą mieć znaczenie dla rutynowych badań rozpoznania położenia i przebiegu powierzchni poślizgu osuwisk w różnych warunkach geologicznych.

INFLUENCE OF WATER SATURATION ON LANDSLIDE DISCONTINUITIES BORDERS RECOGNITION BY WAVE METHODS

Key words

Seismic method, georadar method, landslide, discontinuities

Abstract

The paper discusses the issue of the influence of inhomogeneous geological medium water saturation on the quality of its discontinuities recognition using seismic methods (refractive profiling and the method of multi-channel analysis of surface waves MASW) and georadar profiling.

The issue of recognition quality, using wave methods, of geologic medium characteristics depending on the degree of its saturation is complex and depends on many factors such as medium properties and structure as well as the stress and deformation state or temperature. In a saturated medium the waves in the seismic frequency range are stronger damped as compared with a dry medium and in a way diversified depending on the frequency. Velocities of seismic waves, in particular P type, change clearly if the values are higher than the critical value for saturated medium. In the case of electromagnetic waves the saturation results in a stronger dampening of higher frequencies. In general, the velocity of electromagnetic wave for higher frequencies does not change significantly.

Measurements were carried out in selected conditions of Carpathian flysh deposits in two series – for a dry medium in August and for highly saturated medium after fortnight precipitations in November.

The paper shows that in the case of seismic method the landslide saturation does not cause a clear deterioration in the quality of its discontinuity borders recognition. In conditions of high saturation the MASW method gives more favourable results due to increase in the velocity gradient. In the case of georadar method, with increasing saturation the depth range of recognition clearly goes down, but an improvement in the recognition quality of landslide borders discontinuity is observed.

Results of investigations indicate benefits resulting from the application of both wave methods and may be important for routine recognition investigations of the location and course of landslides slip surfaces in various geological conditions.