

Wykorzystanie tomografii elektrooporowej do badania osuwisk – osuwisko „Dzianisz” (południowo-zachodnie Podhale)

Mirosław Kamiński¹, Piotr Zientara¹, Mirosław Krawczyk¹



M. Kamiński



P. Zientara



M. Krawczyk

Application of resistivity tomography to study landslides – the "Dzianisz" landslide (south-western Podhale). Prz. Geol., 62: 198–203.

Abstract. Resistivity tomography is a modern geophysical method is widely used in geological research. It is especially useful in the study of landslides and their bedrock. Such tests were performed on landslide Dzianisz located in the Podhale region. It was established on the right side of the stream Dzianisz. The surviving morphological forms indicate that this is the old landslide. In the field, made one of the geophysical cross-section length of 750 meters. The measurement was made by Wenner. With the known zone of geophysical research slide coluvial material composition and geological structure of the bedrock. The data obtained were compared with earlier results of research, done by Bober (1971). The research results new light on the construction of landslide colluvium.

pared with earlier results of research, done by Bober (1971). The research results new light on the construction of landslide colluvium.

Keywords: landslides, resistivity tomography, geophysics, geology, Podhale

Osuwiska, które powszechnie występują w Karpatach fliszowych (około 90% wszystkich osuwisk zarejestrowanych w Polsce), stanowią poważny problem dla lokalnych społeczności. Ich występowanie jest istotne dla planowania przestrzennego w gminach i powiatach. Zagrożają one budynkom mieszkalnym, drogom, liniom kolejowym, energetycznym, telekomunikacyjnym oraz wodociągowym.

W celu dokładnego rozpoznania struktury koluwiów osuwiskowych i ich podłoża geologicznego stosuje się obecnie badania geofizyczne (Parasnis, 1986; McCann & Forster, 1990; Shrama, 1997). Są to głównie metody elektrooporowe, sejsmiczne i georadarowe. Jedną z najczęściej stosowanych metod elektrooporowych w badaniu osuwisk jest tomografia elektrooporowa ERT (*Electrical Resistivity Tomography*) (Dahlin, 2001; Jongmans i in., 2000; Kamiński, 2005). Tomografia elektrooporowa lub inaczej obrazowanie elektrooporowe jest metodą praktycznie bezinwazyjną, znacznie szybszą, biorąc pod uwagę liczbę wykonywanych pomiarów, i dokładniejszą niż metody stosowane wcześniej do pomiarów oporności właściwej skał (pośrednio rozpoznania litologii). Łączy ona w sobie stosowane od początku XX wieku metody sondowań i profilowań elektrooporowych. Dzięki zastosowaniu tej metody można budować wgłębne przestrzenne modele oporności skał, które mogą stać się podstawą do budowy wysokorozdzielczych modeli geologicznych 3D.

POŁOŻENIE I RZEŻBA TERENU

Badane osuwisko jest położone na prawym zboczu doliny Potoku Dzianiskiego w miejscowości Dzianisz na Pogórzu Gubałowskim (południowo-zachodnie Podhale) (ryc. 1). Rozciąga się od wierzchołki Tominowego Wierchu (1019 m n.p.m.) prawie do dna doliny. Stanowi ono zagrożenie dla lokalnej drogi oraz budynku straży pożarnej.

Tominowy Wierch jest częścią północnej odnogi grzbietu Butorowy Wierch–Gubałówka. Nad Dzianiszem

ma on przebieg SEE-NNW i 100–110 m wysokości względnej. Jego wierzchołki obniża się ku NW i stopniowo przechodzi w przełęcz, a kontynuacją grzbietu staje się wzniesienie Ostrosza (1025 m n.p.m.). Rozdziela on doliny Potoku Dzianiskiego i Potoku Cichego. Jego zachodnie stoki (z badanym osuwiskiem) są jednostajnie nachylone (13–16°), jedynie w części dolnej są bardziej strome (15–20°), południowo-zachodni fragment tego stoku jest wypukły. Spływające z tego grzbietu potoki są nieckami o zakumulowanych dnach lub płytkimi wciosami, które dopiero w odcinkach dolnych zyskują na głębokości i miejscami docinają się do litego podłoża.

FLISZ PODHALAŃSKI I JEGO PREDYSPOZYCJA DO ROZWOJU OSUWISK

Spośród wielu czynników decydujących o rozwoju osuwisk na Podhalu szczególny udział ma tektonika (Bober, 1971; Baumgart-Kotarba, 1974; Kukulak, 1988).

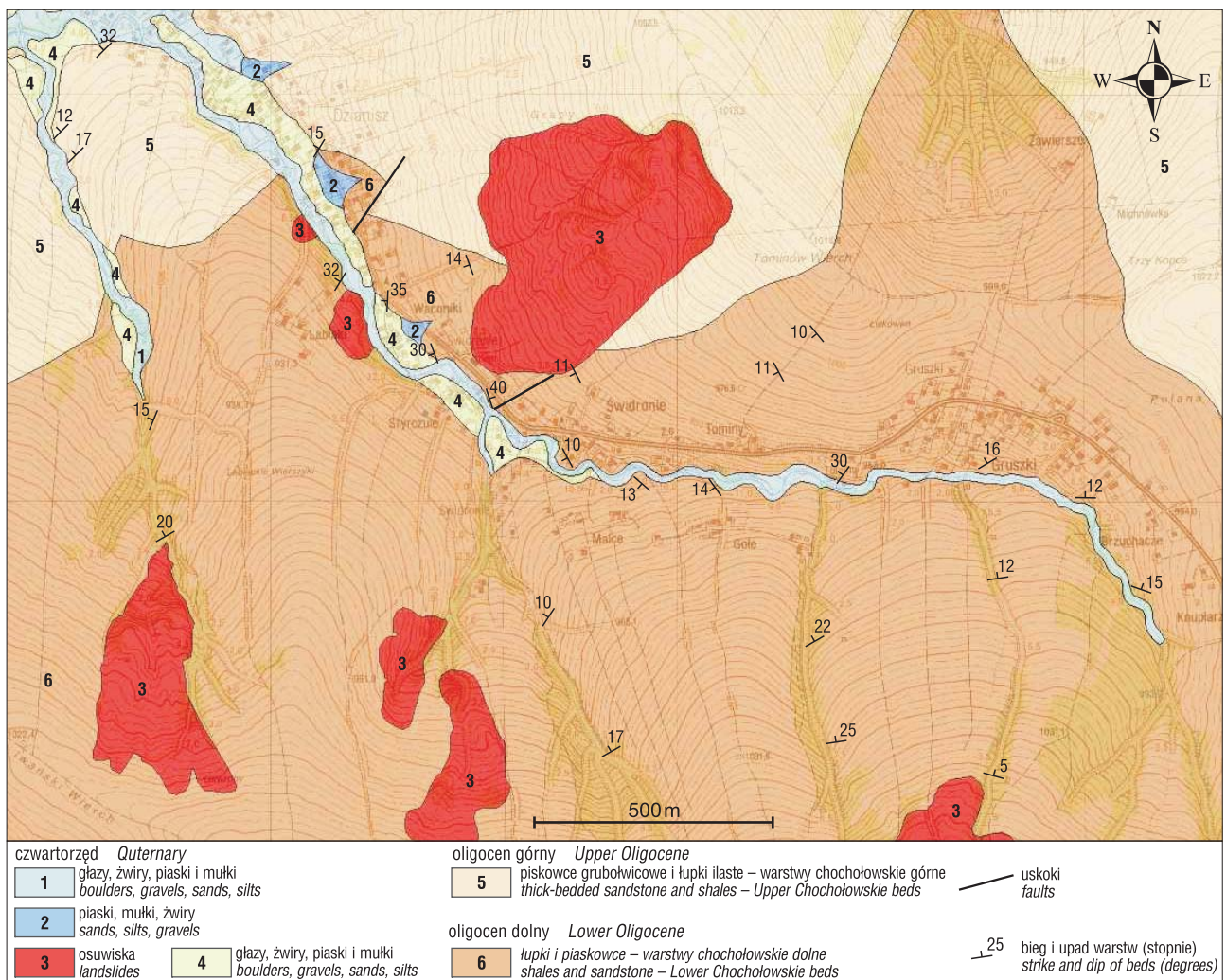
Badany obszar jest zlokalizowany w obrębie południowo-zachodniej części niecki podhalańskiej. Jej południowe skrzydło ma nachylenie ok 45° i jest pocięte uskokami o kierunku SW-NE, obniżającymi poszczególne fragmenty tego skrzydła. Centralna część niecki jest rozległa i pofałdowana w płaskie formy synklinalne i antyklinalne o małym (2–20°) nachyleniu skrzydeł (Watycha, 1977). Taki kształt ma synklina Ostrysza. Badane osuwisko w Dzianisz jest zlokalizowane w jej południowo-zachodnim skrzydle.

Pod względem litologicznym analizowane osuwisko jest zbudowane z warstw chochołowskich dolnych i górnych fliszu podhalańskiego (Gołąb, 1959, 1962; Watycha, 1959, 1976, 1977; Zimnal i in., 2007; Ludwiniak i in., 2009; Gaździcka, 2011) (ryc.2). Litologia tych kompleksów litostratigraficznych, a zwłaszcza ułożenie na przemian piaskowców i łupków sprzyja tworzeniu się osuwisk. Także w warstwach chochołowskich dolnych i górnych

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; mirosław.kaminski@pgi.gov.pl, mirosław.krawczyk@pgi.gov.pl, piotr.zientara@pgi.gov.pl.



Ryc. 1. Położenie osuwiska „Dzianisz” na tle modelu cyfrowego terenu
 Fig. 1. Location of the "Dzianisz" landslide on the background digital elevation model



Ryc. 2. Mapa geologiczna okolic Dzianisz; według SMGT w skali 1 : 10 000, arkusz Gubałówka (Gaździcka, 2011) i SMGT w skali 1 : 10 000, arkusz Witów (Zimnal i in., 2007)

Fig. 2. Geological map of the neighborhood Dzianisz; according SMGT a scale of 1 : 10 000, Gubałówka sheet (Gaździcka, 2011) and SMGT a scale of 1 : 10 000, Witów sheet (Zimnal i in., 2007)

występują niewielkiej miąższości warstewki bentonitu i zbentonizowanych tufów (Gołąb, 1959; Michalik & Wieser, 1959; Michalik, 1962; Watycha, 1977; Westfalewicz-Mogilska, 1986; Kukulak, 1988). Pełnią one bardzo ważną rolę w tworzeniu osuwisk, dzięki swoim właściwościom fizykochemicznym oraz znacznej higroskopijności i plastyczności. Uwzględniając fakt, że najczęściej występują one wraz z łupkami, można je uznać za idealny „smar” do aktywowania się procesów osuwiskowych (Michalik & Wieser, 1959).

WYSOKOŚCIOWY MODEL CYFROWY TERENU

W celu precyzyjnego określenia zasięgu osuwiska, jak i przedstawienia jego powierzchniowej rzeźby, zastosowano dokładny wysokościowy fotogrametryczny model cyfrowy terenu. Został on zakupiony w Centralnym Ośrodku Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej. Do opracowania modelu wykorzystano cyfrowe stereopary czarno-białych zdjęć lotniczych w skali 1 : 10 000, wykonanych w 2009 r. w ramach projektu LPIS (*Land Parcel Identification System*).

Pomiar modelu cyfrowego terenu wykonano na stacji fotogrametrycznej, wykorzystując automatycznie wygenerowaną siatkę punktów wysokościowych o oczku 10 m. Siatka ta została poddana stereoskopowej edycji polegającej na określeniu wartości punktów siatki (tzw. pikiet). Wysokość punktów siatki określała wysokość terenu. Wartości pomiaru wysokości pikiet siatki wzbogacone zostały o linie strukturalne rzeźby terenu, jak krawędzie skarp, linie grzbietów, cieków oraz obszary wyłączeń w miejscach zwartego drzewostanu. Ostatecznie otrzymano wysokościowy model cyfrowy terenu zapisany w formacie wektorowym TIN.

Średni błąd wpasowania modelu fotogrametrycznego w osnowę wyniósł:

$$\begin{aligned} \text{RMS } x &= 0,44 \text{ m}, \\ \text{RMS } y &= 0,36 \text{ m}, \\ \text{RMS } z &= 0,32 \text{ m}. \end{aligned}$$

TOMOGRAFIA ELEKTROOPOROWA

Tomografia elektrooporowa (ERT) jest nazywana także obrazowaniem elektrooporowym (RI – *Resistivity Imaging*) lub ciągłym pionowym sondowaniem elektrycznym (CVES – *Continuous Vertical Electrical Sounding*) (Abdul Nassir, 1997). Do rozpoznania budowy geologicznej badanego obszaru wykorzystuje się pomiary oporności pozornej poszczególnych kompleksów litologicznych fliszu. Metoda obrazowania elektrooporowego polega na uzyskiwaniu ciągłych pomiarów oporności wzdłuż linii profilu pomiarowego dzięki rozmieszczeniu na nim odpowiedniej ilości elektrod pomiarowych (Loke, 2012). Elektrody są oddalone od siebie w równych odległościach i podłączone ze sobą kablem wielożyłowym z komputerowym selektorem elektrod oraz miernikiem geoelektrycznym. Selektor elektrod umożliwia podłączenie do miernika dowolnej kombinacji elektrod i dokonania na nich pomiaru oporności pozornej (Barker, 1996). Następnie zgodnie z zaprogramowaną procedurą wykonywane są kolejne pomiary. Możliwy jest przy tym wybór dowolnego układu pomiarowego (np. Wennera, Dipol-Dipol, Schlumbergera). Efektem końcowym całej serii pomiarów są wartości oporności

pozornej. Mogą one być następnie wizualizowane, a także poddane interpretacji jakościowej i ilościowej.

PRACE TERENOWE

W czasie prac polowych wykonano jeden przekrój geofizyczny o długości 750 metrów z rozstawem elektrod co 10 metrów. Pomiar był wykonany metodą Wennera. Głębokość penetracji w głąb powierzchni terenu wynosiła około 60 metrów. Do pomiaru użyto zestawu badawczego LUND produkcji szwedzkiej, firmy ABEM. W skład zestawu wchodzi miernik elektrooporowy Terrameter SAS1000, selektor ES 10-64eC, zestaw 4 kabli wielożyłowych z 21 wyprowadzeniami, co 10 metrów na szpulach i komplet stalowych elektrod. Do opracowania danych i przeprowadzenia inwersji wykorzystano oprogramowanie Res2D-INVERT firmy Geotomo Software.

OSUWISKO

Jest to osuwisko konsekwentno-strukturalne, powstałe w wyniku przemieszczenia się mas skalnych po powierzchni uławicenia warstw fliszowych. Przyczyną jego powstania była sprzyjająca budowa geologiczna, czyli układ konsekwentny warstw oraz liczne uskoki. Czynniki inicjującymi ruch mogły być trzęsienia ziemi oraz nawalne opady deszczu. Podhale jest rejonem Polski, gdzie wstrząsy sejsmiczne są często rejestrowane (Mazur, 1968; Mastella, 1976; Zuchiewicz, 1998, 2002; Baumgart-Kotarba, 1983; Baumgart-Kotarba & Hojny-Kołoś, 1998). Ostatnie najbardziej odczuwalne trzęsienia ziemi wystąpiły w 1993, 1995 i 2004 r. Siła tych wstrząsów wynosiła od 4 do 5 stopni.

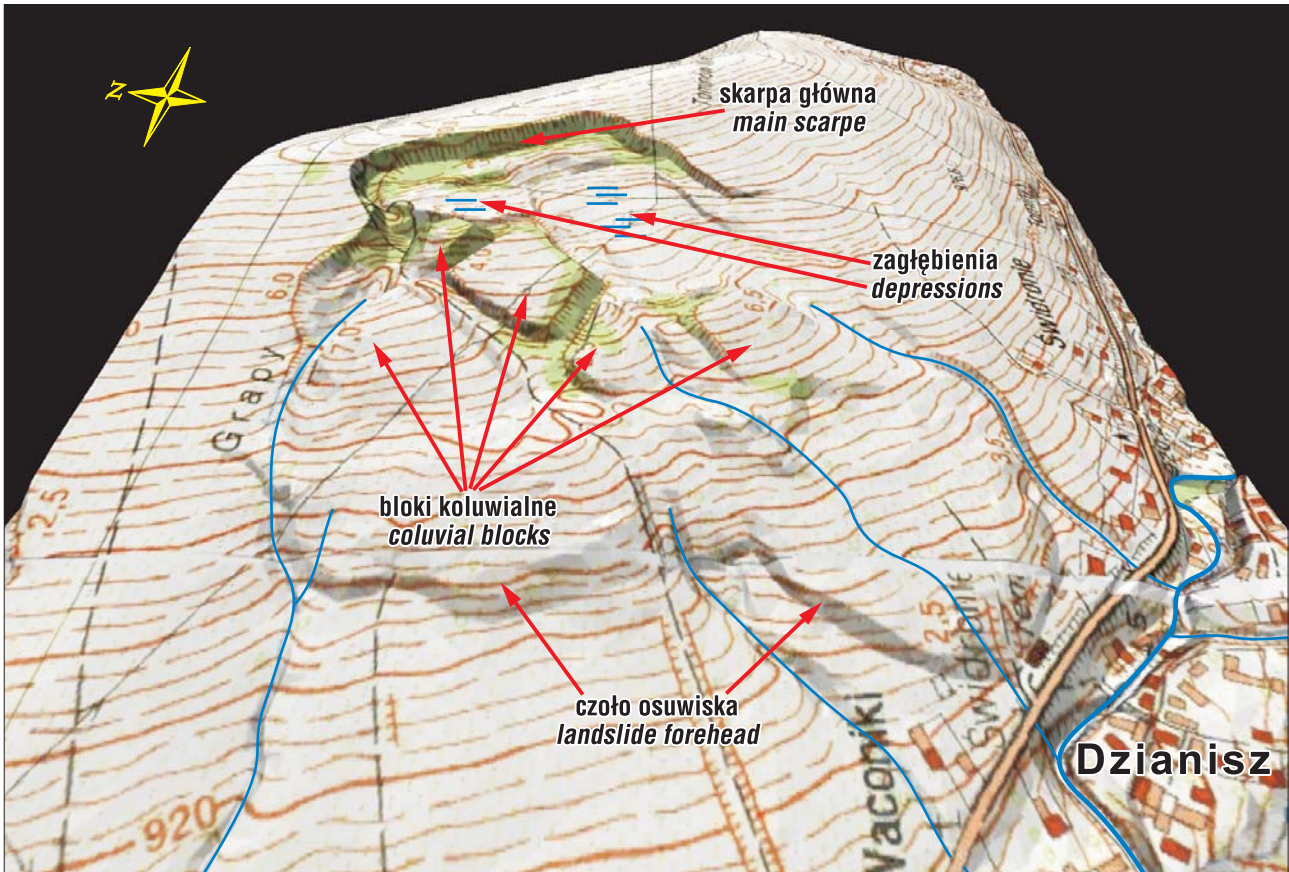
W celu ujednoczenia terminologii osuwiskowej do opisu poszczególnych parametrów morfometrycznych osuwiska zastosowano wytyczne zawarte w instrukcji Grabowskiego i in. (2008). Powierzchnia osuwiska wynosi około 0,374 km², długość 720 metrów, a średnia miąższość koluwiów 9 metrów. Skarpa główna przebiega równoległe do grzbietu Tominowego Wierchu, a jej wysokość wynosi 10–15 metrów. Kształt osuwiska jest nieregularny, co w szczególności odzwierciedla się w przebiegu czoła osuwiska. W rzeźbie powierzchni osuwiska można wyróżnić pięć kier, które po odkłuciu się od ściany skarpy głównej zsunęły się w dół zbocza stoku na różne odległości (ryc. 3). Rozmieszczenie kier w osuwisku nawiązuje do przebiegu zespołu uskoków o kierunku NE-SW (Bober, 1971) (ryc. 4). Na powierzchni osuwiska występują liczne obniżenia bezodpływowe. W jego obrębie są czynne dwa mało wydajne źródła. Po jego obrzeżach płyną trzy potoki, a jeden przez kolumium osuwiska.

W przeszłości osuwisko było badane przez Gołąba (1962) i Bobera (1971).

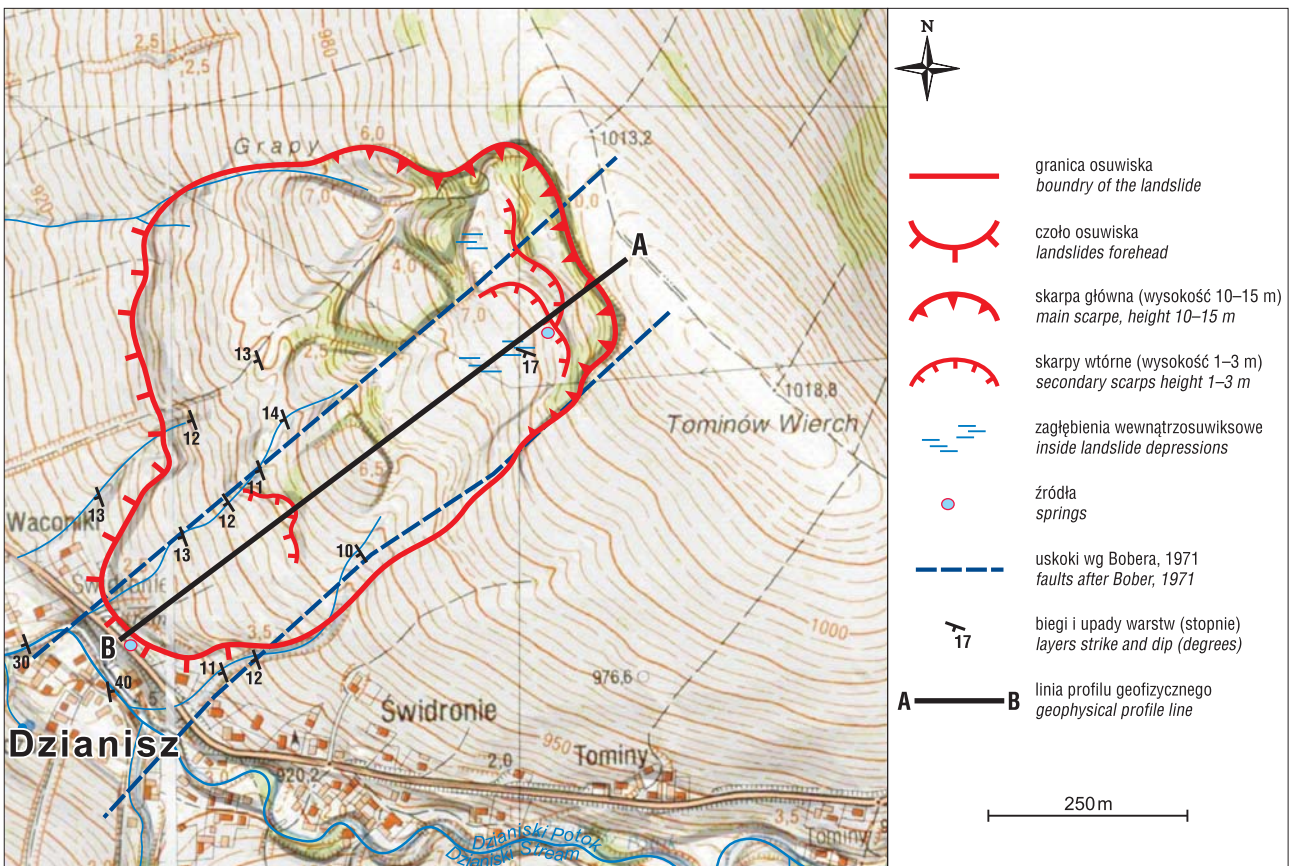
WYNIKI

Przeprowadzone badania metodą tomografii elektrooporowej osuwiska Dzianisz potwierdziły wyniki wcześniejszych badań wykonanych przez Bobera (1971).

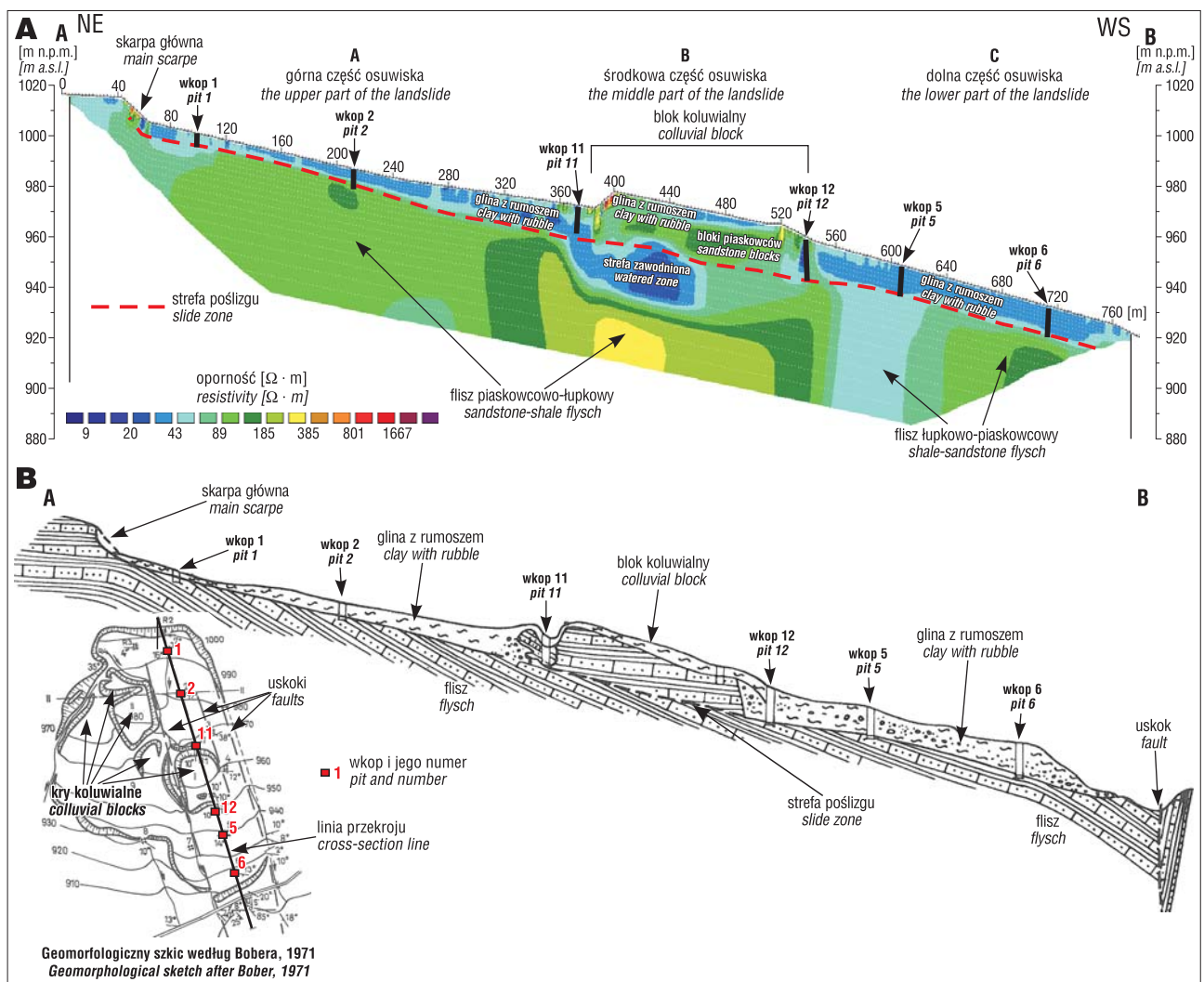
Linie profilu geofizycznego poprowadzono wzdłuż odcinka A–B (ryc. 5A). Skarpa główna w obrazie elektrooporowym charakteryzuje się występowaniem licznych szczelin z wartościami oporu (powyżej 1000 Ω m). Górna część koluwiów (A na ryc. 5A) poniżej skarpy głównej jest zbudowana z glin ilastych wraz z rumoszem skalnym i cha-



Ryc. 3. Widok przestrzenny 2.5D rzeźby powierzchni osuwiska na tle modelu cyfrowego terenu i mapy topograficznej w skali 1 : 10 000
 Fig. 3. Spatial 2.5D view of the landslide surface sculpture on the background digital elevation model and topographic map in 1 : 10 000 scale



Ryc. 4. Szkic geomorfologiczny osuwiska z interpretacją tektoniczną
 Fig. 4. Geomorphological sketch of the landslides with the interpretation of the tectonic



Ryc. 5. A – przekrój geofizyczny wraz z interpretacją geologiczną. **B** – przekrój geologiczny przez osuwisko i jego szkic geomorfologiczny wg Bobera, 1971

Fig. 5. A – geophysical cross section with geological interpretation. **B** – geological cross section by a landslide and its geomorphological sketch after Bober, 1971

rakteryzuje się opornościami w przedziale od 10 Ωm do 80 Ωm . Miąższość koluwiów jest zawarta w przedziale od 2 do 5 m. Pod strefą poślizgu w tej części koluwiów występuje flisz łupkowo-piaskowcowy o opornościach od 80 Ωm do 170 Ωm . Są to łupki ilaste oliwkowo-zielone z cienkimi wkładkami twardej mułowców i ławicami piaskowców drobnoziarnistych. Utwory te zaliczane są do warstw chochołowskich górnych (Watycha, 1976).

W środkowej części koluwiów (B na ryc. 5A) występuje bryłowy pakiet koluwiów, który charakteryzuje się złożoną budową geologiczną. Jest on ograniczony wysokooporowymi szczelinami (powyżej 1000 Ωm). W części stropowej jest on zbudowany z niskooporowych glin wraz rumoszem skalnym. Kompleks ten charakteryzuje się opornościami od 10 Ωm do 80 Ωm . Pod nim występują bloki piaskowcowe o opornościach od 150 Ωm do 180 Ωm . Mają one maksymalną miąższość do około 18 m. Leżą one na strefie silnie zawodnionej otoczonej skałami o opornościach charakterystycznych dla fliszu łupkowego, czyli od 45 Ωm do 80 Ωm . Strefa zawodniona charakteryzuje się opornościami w przedziale od 9 Ωm do 20 Ωm .

Maksymalna miąższość koluwiów w tej strefie osuwiska i głębokość strefy poślizgu wynosi około 20 m. Pod tą

strefą występuje flisz piaskowcowo-łupkowy warstw chochołowskich górnych o opornościach od 180 Ωm do 400 Ωm .

Inną budowę mają koluwia w czołowej części osuwiska (C na ryc. 5A). Miąższość koluwiów wynosi tam 9–13 m. Zbudowana są one głównie z glin z rumoszem łupkowo-piaskowcowym. Wartości oporów dla tego kompleksu litologicznego wynoszą od 80 Ωm do 150 Ωm . Ta część koluwiów charakteryzuje się większą zawartością okruszków ilastych. Pod koluwiem występuje drobnorytmiczny flisz łupkowo piaskowcowy warstw chochołowskich dolnych o opornościach od 60 Ωm do 180 Ωm .

DYSKUSJA I PODSUMOWANIE

Uzyskane wyniki są zgodne z wynikami, jakie otrzymał Bober w 1971 r.

Metoda tomografii elektrooporowej okazała się użyteczna do szybkiego i wstępnego rozpoznaniu struktury osuwiska, jak i jego podłoża fliszowego. Otrzymane dane zostały porównane i skalibrowane z wynikami otrzymanymi wcześniej i prezentowanymi w pracach Bobera (1971, 1985).

W rzeźbie osuwiska wyróżniono bloki koluwalne. Blok, przez który wykonano przekrój geofizyczny, uległ przesunięciu na odległość 320 m. Ma on wysokości 5 m i wymiary 160 × 120 m.

Obraz elektrooporowy podłoża osuwiska potwierdził zróżnicowanie litologiczne fliszu. Wyróżniono strefę fliszu piaskowcowo-lupkowego w górnej i środkowej części osuwiska oraz strefę lupkowo-piaskowcową w jego części czołowej. Z badań terenowych wynika, że jest to stok o konsekwentnym zaleganiu warstw fliszu i zmiennych upadach (10° i 17°) w kierunku południowo-zachodnim.

W obrazie elektrooporowym podłoża fliszowego nie zapisał się charakterystyczny dla uławicenia konsekwentnego przebieg ławic fliszu podhalańskiego. Między wyróżnionymi strefami fliszu zarysowały się pionowo biegnące strefy opornościowe. Wyniki te można interpretować jako efekt zróżnicowania litologicznego fliszu (warstw chochołowskich górnych i dolnych) oraz istnieniem lokalnych przełańdowań południowego skrzydła synkliny Ostrysza, a także występowaniem stref nieciągłości.

Obraz elektrooporowy górnej części koluwium (A na ryc. 5A) uwidocznili istnienie wyraźnej strefy poślizgu położonej w przedziale 2–5 m p.p. terenu. Jest ona zbudowana z gliny z domieszką rumoszu piaskowcowego. Według danych z pracy Bobera (1971) poziom wód gruntowych w tej części osuwiska występuje na głębokości 3 m p.p. terenu.

W części środkowej osuwiska (B na ryc. 5A) występuje potężny blok (pakiet) koluwiów. Obraz elektrooporowy sugeruje obecność gliny z rumoszem w górnej części tego pakietu, a w dolnej części dużych bloków piaskowcowych, które bezpośrednio leżą na strefie silnie zawodnionej. Istnienie tej strefy zostało potwierdzone we wkopie 11, wykonanym przez Bobera (ryc. 5B). Inną budowę mają koluwia na pograniczu bloku (pakietu) osuwiska (C na ryc. 5A). Pod warstwą gliny i bloków piaskowcowych występuje warstwa łu z tkwiącymi w nim mniejszymi okruchami piaskowca. Niżej zalega pakiet łupków ilastych. W obrazie elektrooporowym istnienie strefy lupkowej i ilastej uwidocznili się nagłym obniżeniem oporności do $10 \Omega\text{m}$.

Podsumowując należy stwierdzić, że przeprowadzone badania geofizyczne wraz z analizą geomorfologiczną modelu cyfrowego terenu uszczegółowiły dotychczasowe dane o osuwisku. Otrzymane wyniki ukazały skomplikowany obraz budowy koluwiów osuwiskowych. Wymagają one zweryfikowania inną metodą geofizyczną, np. płytką sejsmika refrakcyjną. Metoda ta pozwoliłaby doprecyzować przebieg stref nieciągłości oraz płaszczyzny poślizgu. W przyszłości autorzy planują również wykonać przekrój elektrooporowy poprzeczny do kierunku zsuwu osuwiska, aby potwierdzić istnienie trzech stref uskokowych. Ponadto wskazane jest wykonanie kilkunastu równoległych przekrojów elektrooporowych w celu dokładnego rozpoznania struktury koluwiów w przestrzeni 3D. Jednocześnie, dokładne rozpoznanie litologii koluwiów i podłoża fliszowego pozwoliłoby lepiej określić głębokość występowania stref zawodnionych. Jest to istotne pod kątem prognozowania uaktywnienia się osuwiska.

Serdecznie dziękujemy Recenzentom za cenne uwagi oraz pomoc w przygotowaniu ostatecznej wersji pracy.

LITERATURA

ABDUL NASSIR S.S. 1997 – A study of the use of different electrode array for electrical surveys. Msc thesis, Universiti Sains Malaysia: 4–97.

- BARKER R.D. 1996 – The application of electrical tomography in groundwater contamination studies. 58th EAGE conference, Amsterdam, The Netherlands, Extended Abstracts, P082: 56–67.
- BAUMGMART-KOTARBA M. 1974 – Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych. Pr. Geogr., 106: 7–130.
- BAUMGMART-KOTARBA M. 1983 – Zróżnicowanie kory i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala). Pr. Geogr., 145: 1–133.
- BAUMGMART-KOTARBA M. & HOJNY-KOŁOŚ M. 1998 – Relacje czwartorzędowego zapadliska Wróblówki do neogennego zapadliska orawskiego w świetle badań geomorfologicznych i trzęsienia ziemi z 11 września 1995 r. Kraków, Sprawozdania z czynności i posiedzeń Polskiej Akademii Umiejętności, 61: 102–106.
- BOBER L. 1971 – Structural landslides of the Podhale Region (Polish Inner Carpathians). Acta Geol. Acad. Sc. Hung., T. 15, Budapest: 389–403.
- BOBER L. 1985 – "Dzianisz" and "Kotelnica" Landslides – Western Podhale. Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress. Guide to Excursion 5, Geol. Inst. Poland: 34–39.
- DAHLIN T. 2001 – The development of DC resistivity imaging techniques. Computers & Geosciences, 27: 1019–1029.
- GAŹDZICKA E. 2011a – Objasnienia do szczegółowej mapy Geologicznej Tatr w skali 1 : 10 000, ark. Gubałówka. Arch. PIG: 1–42.
- GAŹDZICKA E. 2011b – Szczegółowa mapa geologiczna Tatr w skali 1 : 10 000, ark. Gubałówka. Arch. PIG.
- GOŁĄB J. 1959 – Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. Biul. Inst. Geol., 149: 225–239.
- GOŁĄB J. 1962 – Mapy geologiczne: odkryta i zakryta zachodniego Podhala. Rękopis. Arch. PIG.
- GRABOWSKI D., MARCINIEC P., MROZEK T., NESCIERUK P., RĄCZKOWSKI W. & WÓJCIK A. 2008 – Instrukcja opracowania mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1 : 10 000. Państw. Inst. Geol.: 7–36.
- HOJNY-KOŁOŚ M. 2002 – Historyczne i współczesne trzęsienia ziemi w Karpatach polskich. [W:] Geograficzne uwarunkowania rozwoju Małopolski. Kraków: 171–178.
- JONGMANS D., HEMROULLE P., RENARDY F. & VANBRAND Y. 2000 – Application of 2D electrical and seismic tomography techniques for investigating landslides. Eur. J. Environ. Eng. Geophys., 8: 75–89.
- KAMIŃSKI M. 2005 – Analiza numeryczno-geologiczna osuwisk na Pogórze Dynowskim. Praca doktorska. Arch. PIG: 4–102.
- KUKULAK J. 1988 – Powiązania morfostrukturalne w rozwoju osuwisk zachodniego Podhala. Folia Geogr., 20: 33–49.
- LUDWINIAK M., KLIMKIEWICZ D. & MASTELLA L. 2009 – Tektonika Podhala. [W:] A. Uchman, J. Chowaniec (red.), Budowa geologiczna Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk geotermalnych na Podhalu. LXXIX Zjazd Naukowy PTG, Bukowina Tatrzańska, 27–30.09.2009. Państw. Inst. Geol.: 41–51.
- MASTELLA L. 1976 – Współczesne ruchy pionowe stref uskokowych na Podhalu. Współczesne i neotek ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, t.2, Warszawa: 179–187.
- MAZUR M. 1968 – Wstępne informacje o serii wstrząsów tektonicznych w rejonie Zakopanego w marcu 1966 roku. Acta Geoph. Pol., 2: 201–204.
- McCANN D.M. & FORSTER A. 1990 – Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. Eng. Geol., 29 (10): 59–78.
- MICHALIK A. & WIESER T. 1959 – Tufity we fliszu podhalańskim. Kwart. Geol., 3 (2): 378–390.
- MICHALIK A. 1962 – Osuwisko w Cichem na Podhalu. Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie, Pr. Geogr., 10: 49–56.
- PARASNIS D.S. 1986 – Principles of applied geophysics. Chapman and hall, London: 4–402.
- SHRAMA P.V. 1997 – Environmental and engineering geophysics. Cambridge University Press, Cambridge: 1–468.
- WATYCHA L. 1959 – Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. Pr. Geol., 7 (8): 350–356.
- WATYCHA L. 1976 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, ark. Czarny Dunajec (1048) 1 : 50 000. Arch. PIG.
- WATYCHA L. 1977 – Objasnienia do szczegółowej mapy Geologicznej Polski, ark. Czarny Dunajec (1048) 1 : 50 000. Arch. PIG: 5–92.
- Westfalewicz-Mogilska E. 1986 – Nowe spojrzenie na genezę osadów fliszu podhalańskiego. Pr. Geol., 12: 690–698.
- ZIMNAŁ Z., MARCINIEC P. & PIOTROWSKA K. 2007 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Tatr, ark. Witów 1 : 10 000. Arch. PIG: 3–36.
- ZIMNAŁ Z., MARCINIEC P. & PIOTROWSKA K. 2007 – Szczegółowa mapa geologiczna Tatr, ark. Witów 1 : 10 000. Arch. PIG.

Praca wpłynęła do redakcji 2.07.2012 r.
Akceptowano do druku 5.09.2013 r.