

Wykorzystanie metod geoelektrycznych do rozpoznania utworów gruzowych w alpejskim piętrze Tatr Wysokich

Bogdan Żogała¹, Ryszard Dubiel¹, Tomasz Dzik², Grażyna Dzik³, Maciej Mendecki¹

¹ Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

² Geofizyka Kraków Sp. z o.o., ul. Łukasiewicza 3, 40-189 Kraków

³ EMAG Zakład Systemów Geofizycznych, Instytut Technik Innowacyjnych, ul. Leopolda 31, 40-189 Katowice

Słowa kluczowe: badania elektrooporowe i elektromagnetyczne, inwersja 1D, wieloletnia zmarzlina

Keywords: electrical resistivity and electromagnetic investigation, 1D inversion, permafrost

Streszczenie

Artykuł przedstawia wyniki pomiarów elektrooporowych (sondowania oporu) i elektromagnetycznych (profilowania punktowe) przeprowadzonych na pokrywie gruzowej Hrubego Piargu. Wcześniejsze badania geofizyczne, przeprowadzone innymi metodami, wskazywały tu bowiem na występowanie wieloletniej zmarzliny. Celem naszych badań było uzupełnienie wcześniejszych badań sejsmicznych, dokładne rozpoznanie pokrywy gruzowej oraz kontynuacja prac nad możliwościami stosowania metody elektromagnetycznej w domenie częstotliwości w ekstremalnych warunkach wysokogórskich. Metodą elektrooporową w układzie Schlumbergera wykonano łącznie 9 sondowań, z czego 5 wzdłuż profilu nr 1 i 4 wzdłuż profilu nr 2. Do badań wykorzystano aparaturę TERRAMETER SAS 300C. W metodzie elektromagnetycznej wykorzystany został konduktometr EM34-3XL firmy Geonics. Punktowe profilowania indukcyjne wykonano co 5m w położeniu HD10 (6,4kHz) i HD20 (1,6kHz). Pomiary wykonano wzdłuż tych samych profili co sondowania elektrooporowe. Wyniki badań interpretowano metodami inwersji 1D. Sondowania elektrooporowych przy założeniu obecności warstwy bardzo wysokooporowej programem IX1D, a punktowe profilowania elektromagnetyczne programem EMIGMA v.7.8. Obydwie zastosowane metody potwierdzają obecność warstwy wysokooporowej, którą w świetle naszych danych, a także wcześniejszych można uważać za warstwę wieloletniej zmarzliny. Badania wykazały również duże możliwości i perspektywy zastosowania metody elektromagnetycznej w warunkach wysokogórskich. Jednakże szczególnie obiecujące wyniki uzyskuje się dopiero po przeprowadzeniu inwersji danych pomiarowych metodą 1D.

Wstęp

Metody geofizyczne stosowane w warunkach wysokogórskich są dobrym narzędziem w rozwiązywaniu wielu problemów związanych np.: z rozpoznaniem osadów gruzowych, wieloletniej zmarzliny, czy też głębokości zalegania podłoża skalnego. Nie naruszają one struktury podłoża, co istotne jest np. na obszarach parków narodowych i rezerwatów ścisłych. Dotychczas najczęściej stosowanymi metodami do badań wieloletniej zmarzliny i rozpoznania osadów gruzowych są metody geoelektryczne – elektrooporowa, georadarowa i od kilku lat elektromagnetyczna, a także sejsmika refrakcyjna. Mierząc takie własności fizyczne ośrodka jak: oporność elektryczna, przewodność elektryczna i prędkość rozchodzenia się fal, można pośrednio rozpoznawać płytką budowę geologiczną do głębokości kilkudziesięciu metrów (Dobiński i in., 2008; Gądek i Kotyrba, 2003; Gądek i in. 2009; Mościcki i Kędzia, 2001; Vonder Mühl, 1993; Żogała i in., 2002).

Celem naszych badań na pokrywie gruzowej Hrubego Piargu było uzupełnienie metodami elektrooporową i elektromagnetyczną wcześniej prowadzonych tu prac sejsmicznych, które wykazały występowanie w tym rejonie warstwy wieloletniej zmarzliny (Dec i Dobiński, 1998). Ponadto celem było także dokładne rozpoznanie pokrywy gruzowej i kontynuacja prac nad możliwościami stosowania metody elektromagnetycznej w domenie częstotliwości w ekstremalnych warunkach wysokogórskich.

Wyniki pomiarów terenowych interpretowano metodą inwersji 1D i stworzono model geologiczno-geofizyczny badanego obszaru.

Obszar badań

Obszar badań zlokalizowano na pokrywie gruzowej Hrubego Piargu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Ryc. 1), w którego podłożu występują skały granitoidowe. Jest to miejsce depozycji osypującej się zwietrzeli-ny z zachodniej ściany Miedzianego Kostura oraz grani

Miedziane. Piarg obejmuje obszar od szczytu Miedziane po szczyt Niedźwiedź (Ryc. 2), stanowiąc tym samym początek lodowca gruzowego (Dzierżek i Nitychoruk, 1986). Od południa, wschodu i zachodu jest częściowo zaciemiony – zasłonięty skalnymi ścianami szczytów, których wysokości przekraczają 2000 m n.p.m. Wschodnią część piargu zajmuje niewielki płat śnieżny o powierzchni ok. 0,1 ha zasilany śniegiem lawinowym. Pomiary zrealizowano na wysokości od 1814 m do 1861 m n.p.m. obejmując nimi NE część stożka usypiskowego.

Metody pomiarowe

Zastosowano metody elektrooporową i elektromagnetyczną. Pomiary wykonano wzdłuż dwóch równoległych profili nr 1 i nr 2, oddalonych od siebie o 16 m i o długościach: pierwszy 180 m i drugi 185 m (Ryc. 2).

Metodą elektrooporową w układzie Schlumbergera wykonano łącznie 9 sondowań, z czego 5 wzdłuż profilu nr 1 i 4 wzdłuż profilu nr 2. Do badań wykorzystano aparaturę Terrameter SAS 300C. Maksymalne rozstawy AB wynosiły 180 m, natomiast minimalne 5 m. Odległość między środkami sondowań dla profilu nr 1 wynosiła 20 m, a dla profilu nr 2 – 30 m. Wszystkie sondowania usytuowane zostały na w miarę jednostajnie nachylonej osi usypiska o kierunku NE.

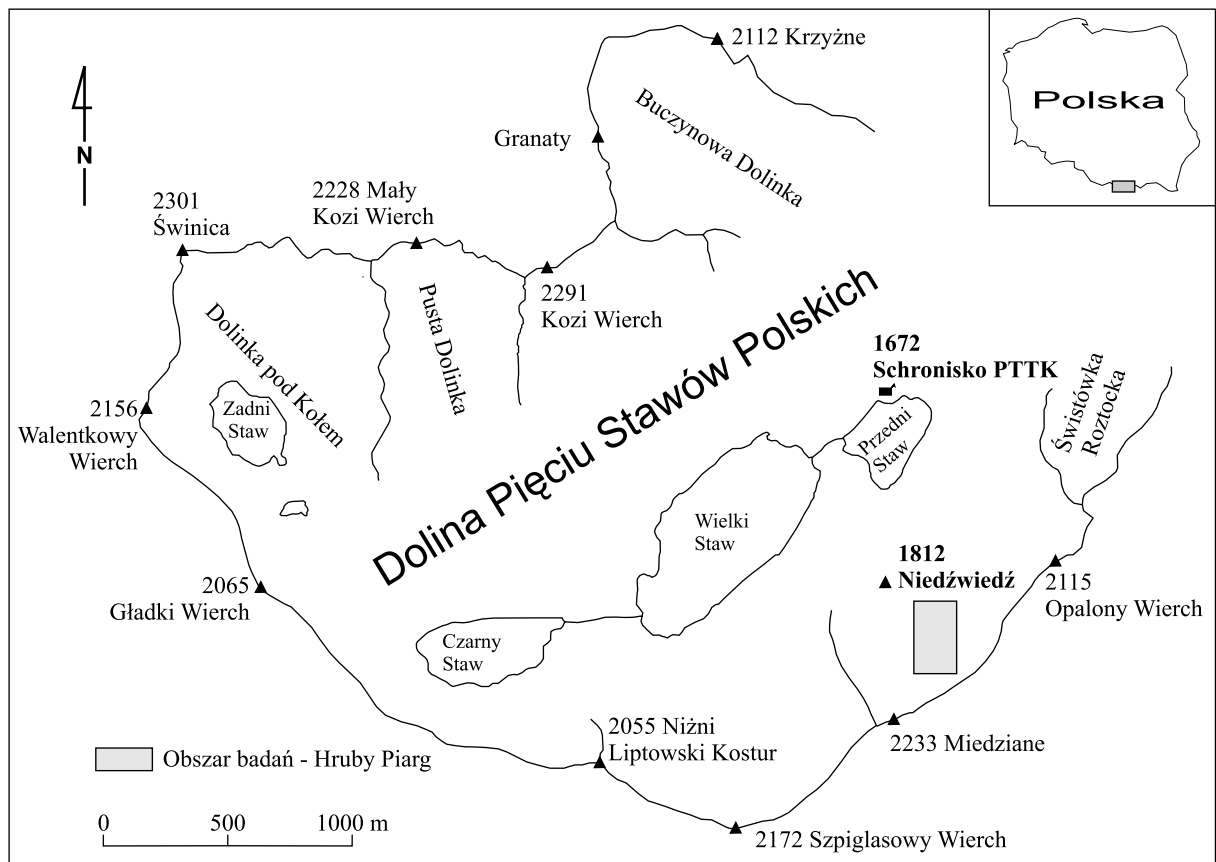
W metodzie elektromagnetycznej wykorzystany został konduktometr EM34-3XL firmy Geonics. Punktowe profilowania indukcyjne wykonano przy rozstawach: HD10 (6,4 kHz) i HD20 (1,6 kHz) oraz odległości 5 m między ich środkami. Pomiary wykonano wzdłuż tych samych profili co sondowania elektrooporowe.

Do interpretacji wyników wykorzystano programy do inwersji 1D: IX1D dla sondowań elektrooporowych i Emigma v.7.8 dla pomiarów elektromagnetycznych.

Inwersja 1D wyników pomiarów elektrooporowych i elektromagnetycznych

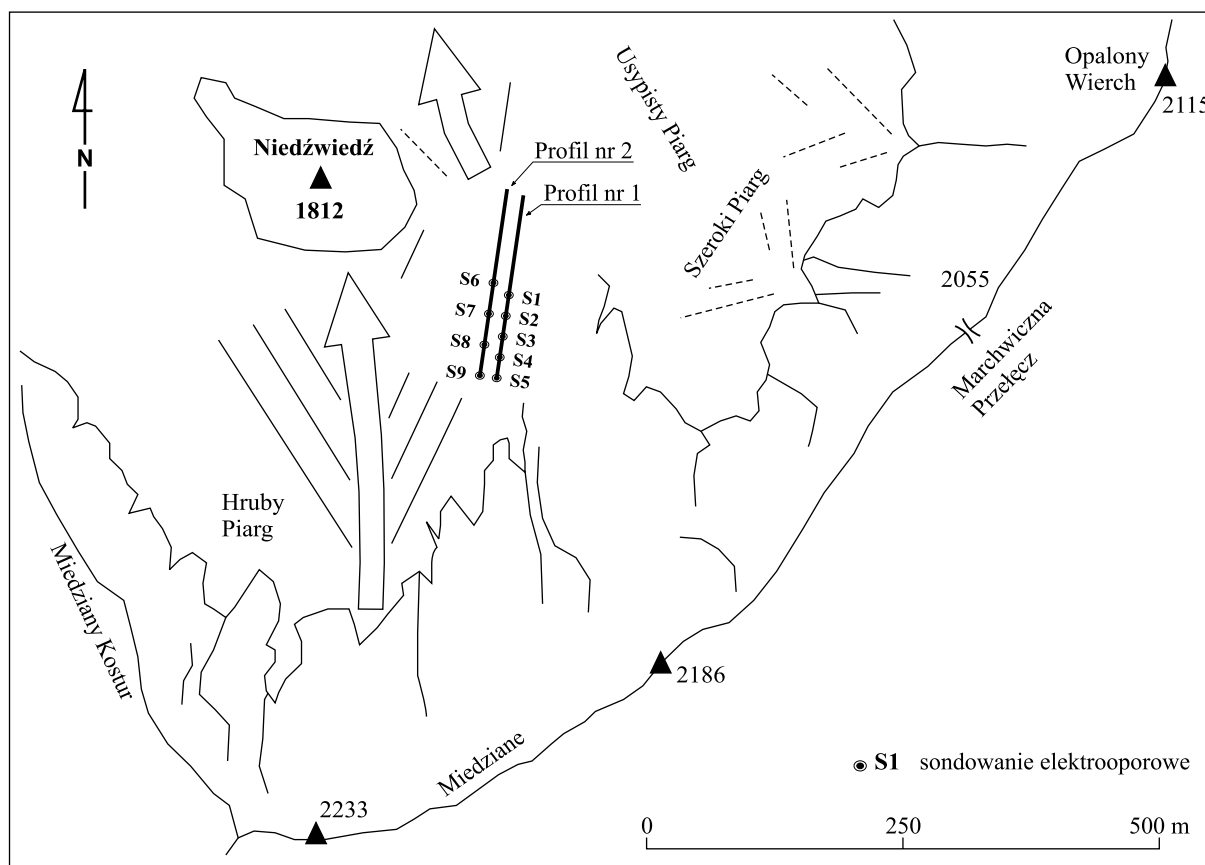
Inwersją w geofizyce określa się próbę dopasowania obliczonej odpowiedzi modelu do skończonego zestawu danych pomiarowych (Lines i Treitel, 1984). W pierwszym etapie oblicza się zadanie proste, a w drugim rozwiązuje się zadanie odwrotne.

Rozwiązanie zadania prostego dla pomiarów elektrooporowych i elektromagnetycznych bazuje głównie na metodzie równań całkowych (Kim i in., 2004, Murray i in., 1999). Dla danych elektromagnetycznych można spotkać w literaturze również inne metody stosowane do obliczania zadania prostego, np. metoda propagacji macierzy zaproponowana przez C.G. Farquharsona i D.W. Oldenburga (1996).



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań

Fig. 1. Study area



Ryc. 2. Szczegółowa lokalizacja pomiarów geoelektrycznych

Fig. 2. Localization of geoelectrical measurements

Dla obu typów pomiarów techniki rozwiązania zadania prostego opisane są podobnymi regułami. Rozwiązanie zadania prostego pozwala prognozować teoretyczne dane oporności pozornej ρ_a (pomiar elektrooporowe) bądź wartości natężenia wtórnego pola magnetycznego H (pomiar EM) dla modelu warstwowego 1D. Model taki określany jest mianem modelu odpowiedzi.

Zadanie proste dla układu Schlumbergera w przypadku pomiarów elektrooporowych jest dane jako:

$$\rho_a = \left(\frac{AB}{2} \right) \int_0^{\infty} T_1(\lambda) J_1 \left(\frac{AB}{2} \lambda \right) \lambda d\lambda,$$

gdzie: J_1 jest funkcją Bessela pierwszego rodzaju pierwszego rzędu, $AB/2$ jest połową odległości między elektrodami prądowymi A i B , λ jest parametrem elektrody, T_1 jest funkcją transformującą oporność, która może zostać wyznaczona z zależności:

$$T_{i-1} = \frac{T_{i-1} + \rho_{i-1} \tanh(\lambda h_{i-1})}{1 + T_i \frac{\tanh(\lambda h_{i-1})}{\rho_{i-1}}},$$

gdzie: ρ_i i h_i są opornością i miąższością i -tej warstwy (Vedanti i in., 2005).

Podczas pomiarów elektromagnetycznych bezpośrednio przez cewki mierzone jest wtórne pole magnetyczne będące odpowiedzią ośrodka, które następnie przeli-

czane jest na wartość przewodności pozornej. Wartości teoretyczne natężenia wtórnego pola magnetycznego dla modelu odpowiedzi są rozwiązywane w oparciu o relację:

$$H(\rho(z), f) = r^3 \int_0^{\infty} R_0(\rho(z), \lambda, f) \frac{\lambda^3}{\alpha} e^{-2ah} J_0(\lambda r) d\lambda,$$

gdzie: R_0 jest zespolonym współczynnikiem ugięcia, łączącym w sobie zależności między opornością ρ i głębokością z , r jest odległością między cewkami, h wysokością cewek nad powierzchnią Ziemi, α i λ są parametrami związanymi z liczbą falową, przy czym α jest wyrażone przez współczynniki przenikalności magnetycznej i dielektrycznej, f jest częstotliwością, J_0 jest funkcją Bessela pierwszego rodzaju, zerowego rzędu (Farquharson i Oldenburg, 1996).

W przypadku rozwiązania zadania prostego dla metod elektromagnetycznych nie zawsze jest możliwe bezpośrednie zastosowanie metod równań całkowych. Stosuje się wtedy technikę Lokalizacji Nieliniowej (LN), która opiera się na odpowiednich przekształceniach równań Maxwella. Rozwiązanie daje w konsekwencji przybliżone wartości natężenia wtórnego pola magnetycznego H (Kim i in., 2004; Murray i in., 1999):

$$H \approx -if\mu \sum_k \Delta\sigma_k \gamma_k E_k \iint G_H(\rho, z) \rho d\rho dz,$$

gdzie: G_H – magnetyczna funkcja Green’a, $\Delta\sigma$ – zmiana przewodności, γ – jest wielkością zawierającą elektryczną funkcję Green’a, μ – przenikalność magnetyczna, E – natężenie pola elektrycznego tła, k – oznaczają k-ty element.

Wyznaczone elementy modelu odpowiedzi są następnie wykorzystywane do obliczenia zadania odwrotnego w dalszej w procedurze inwersji.

Rozwiązanie zadania odwrotnego w inwersji 1D najczęściej opiera się na algorytmie Marquardta – Levenberga:

$$\Delta q_i = (J_i^T J_i + \lambda I)^{-1} J_i^T g_i$$

gdzie: Δq – wektor perturbacji, λ – czynnik tłumienia, $J^T J$ – macierz, I – macierz jednostkowa g – wektor rozbieżności, który reprezentuje różnicę pomiędzy odpowiedzią modelu startowego a danymi obserwacyjnymi, i – wskaźnik oznaczający i-tą iterację.

Mnożnik Lagrange’a tłumি magnitudę zmian parametrów modelu. W procesie inwersji w trakcie kolejnych iteracji dobierane są coraz mniejsze jego wartości do momentu, aż błąd niedopasowania modelu przestanie maleć (Lines i Treitel, 1984).

Wyniki badań i interpretacja

Badania elektrooporowe

Zastosowany program IX1D. Porównano w nim krzywą teoretyczną sondowania obliczoną dla zadanego modelu, z krzywą dla danych pomiarowych (Ryc. 3). W pierwszym etapie inwersji zakładano model startowy 2-warstwowy. W kolejnych etapach model ten poprawiano zwiększając liczbę warstw i jednocześnie zmieniając jego parametry (opor, miąższość). Kolejne zmiany modelu i jego parametrów sprowadzają się do szukania minimum funkcji celu. Proces dopasowania krzywej teoretycznej do krzywej polowej przerywany jest w momencie spadku wskaźnika RMS ($RMS \leq RMS_{sr}$), a także kiedy osiągnięte dopasowanie nie polepsza się po kolejnych iteracjach (Ryc. 3).

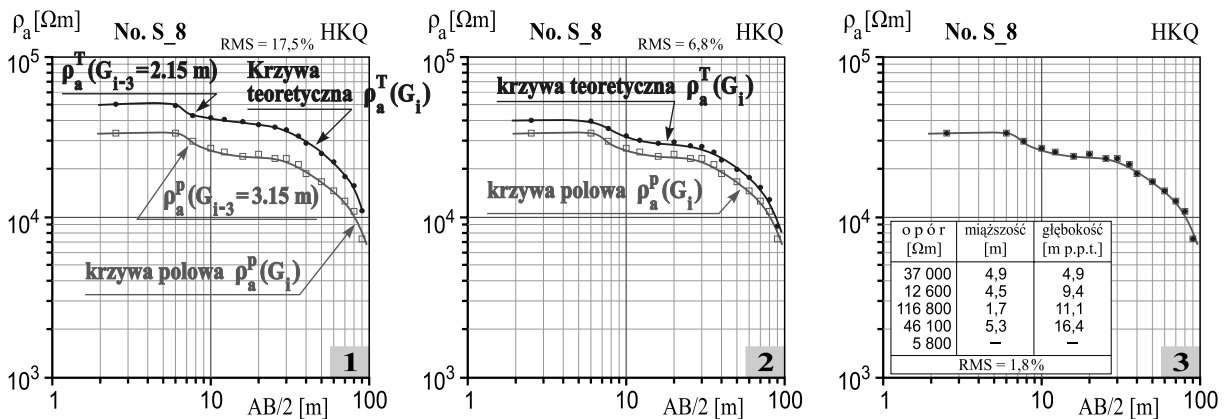
Badania elektromagnetyczne

Inwersję 1D przeprowadzono w programie Emigma v.7.8. Zastosowano metodę najmniejszych kwadratów Marquardta-Levenberga i technikę Lokalizacji Nieliniowej. Założono model startowy 6-warstwowy, całkowitą miąższość 15 m, opór minimalny 1 kOhmm i maksymalny 100 kOhmm. Inwersję przeprowadzono przy następujących parametrach: liczba iteracji 10, dopasowanie końcowe 0,1, model epsilon 0,3, minimum tolerancji 0,1. Efektem inwersji jest blokdiagram 1D w formie wizualizacji 3D (Ryc. 4).

Interpretacja geologiczno-geofizyczna

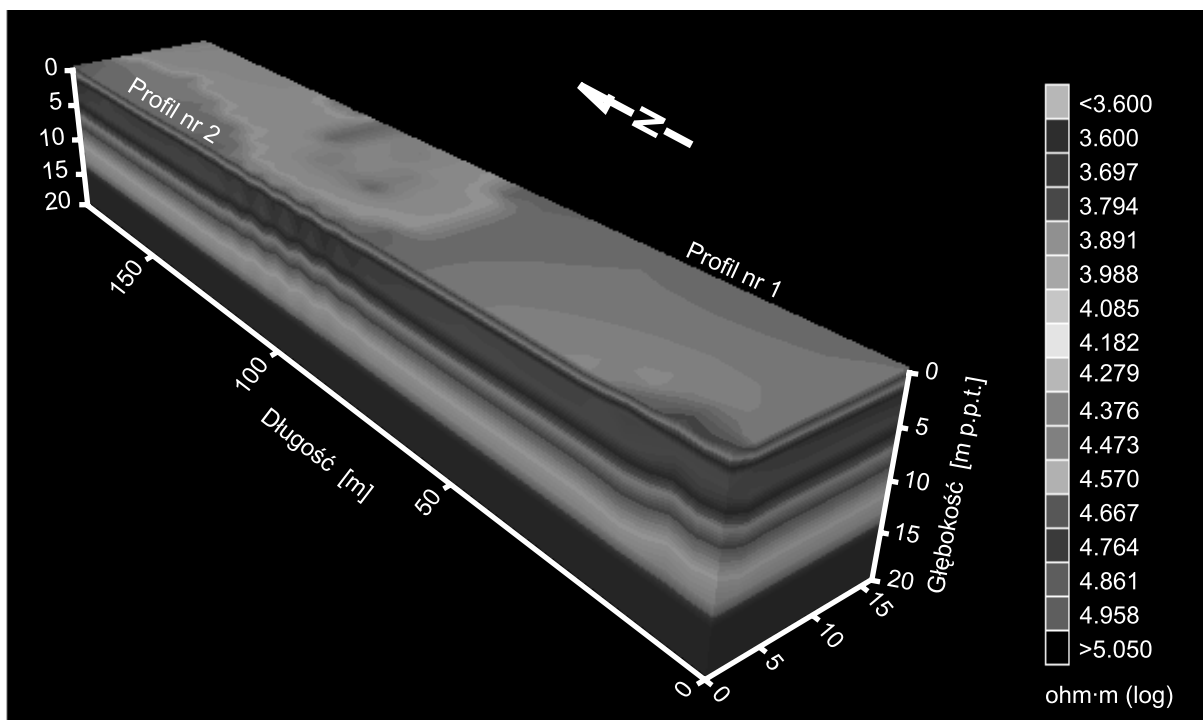
W oparciu o zinterpretowane wyniki sondowań elektrooporowych wykonano przekroje geologiczno-geoelektryczne (Ryc. 5). Otrzymano 5-warstwowy model ośrodka. Głębokość zalegania podłoża granitoidowego jest bardzo zmienna i waha się w granicach 10–30 m z oporami rzeczywistymi kilka kOhmm. Nad nią jest strefa spękanego granitoidu lub grubookruchowa z dużą ilością pustek i bardzo szerokim zakresem oporów, od ok. 5 kOhmm do ok. 40 kOhmm. Może to być związane z miejscowymi zawodnieniami pustek i spękań, a także ich wypełnieniem drobnym i skonsolidowanym materiałem. W sondowaniach nr 5 i 6 warstwy tej nie stwierdzono. Powyżej zalega strefa o oporach ponad 100 kOhmm i miąższości ok. 2 m. Interpretujemy ją jako strefę wieloletniej zmarzliny, która zalega na głębokości ok. 10 m. Dec i Dobiński (1998) na podstawie pomiarów sejsmicznych określają tę głębokość na ok. 8–19 m. Nad warstwą wieloletniej zmarzliny występują drobniejsze utwory gruzowe, częściowo zawadnione o oporach do kilkunastu kOhmm. Warstwę wierzchnią stanowi pokrywa grubookruchowej zwietrzliny o oporach do kilkudziesięciu kOhmm i zmiennej miąższości 2–10 m.

Wizualizacja 3D wyników pomiarów elektromagnetycznych (Ryc. 4.) także wskazuje na ośrodek wielowarstwowy i wysoko oporowy. Granice poszczególnych



Ryc. 3. Kolejne etapy dopasowania krzywej teoretycznej do krzywej polowej na przykładzie sondowania nr 8. 1 – model startowy, 2 – model metodycznie poprawny, 3 – model finalny

Fig. 3. Succeeding steps of fitting theoretical to measuring curve (sounding 8 as example). 1 – start model, 2 – correct model, 3 – final model (sounding 8)



Ryc. 4. Blokdiagram oporu elektrycznego po inwersji 1D wyników pomiarów elektromagnetycznych – wizualizacja 3D (konduktometr EM34-3XL)

Fig. 4. Block diagram of electrical resistivity after 1D inversion of electromagnetic measurements – 3D visualization (conductivity meter EM34-3XL)

warstw są jednak łagodne bez ostrych kontrastów. Wyraźnie zaznaczyła się jedynie strefa bardzo wysokooporowa na głębokości ok. 5 m, która odpowiada warstwie wieloletniej zmarzliny. Różnicy głębokości jej zalegania w porównaniu z metodą elektrooporową na tym etapie nie można wyjaśnić jednoznacznie. Jedną z przyczyn może być np. duże nachylenie profilu pomiarowego. Wyjaśnienie tego problemu wymaga jednak dalszych badań porównawczych.

Wnioski

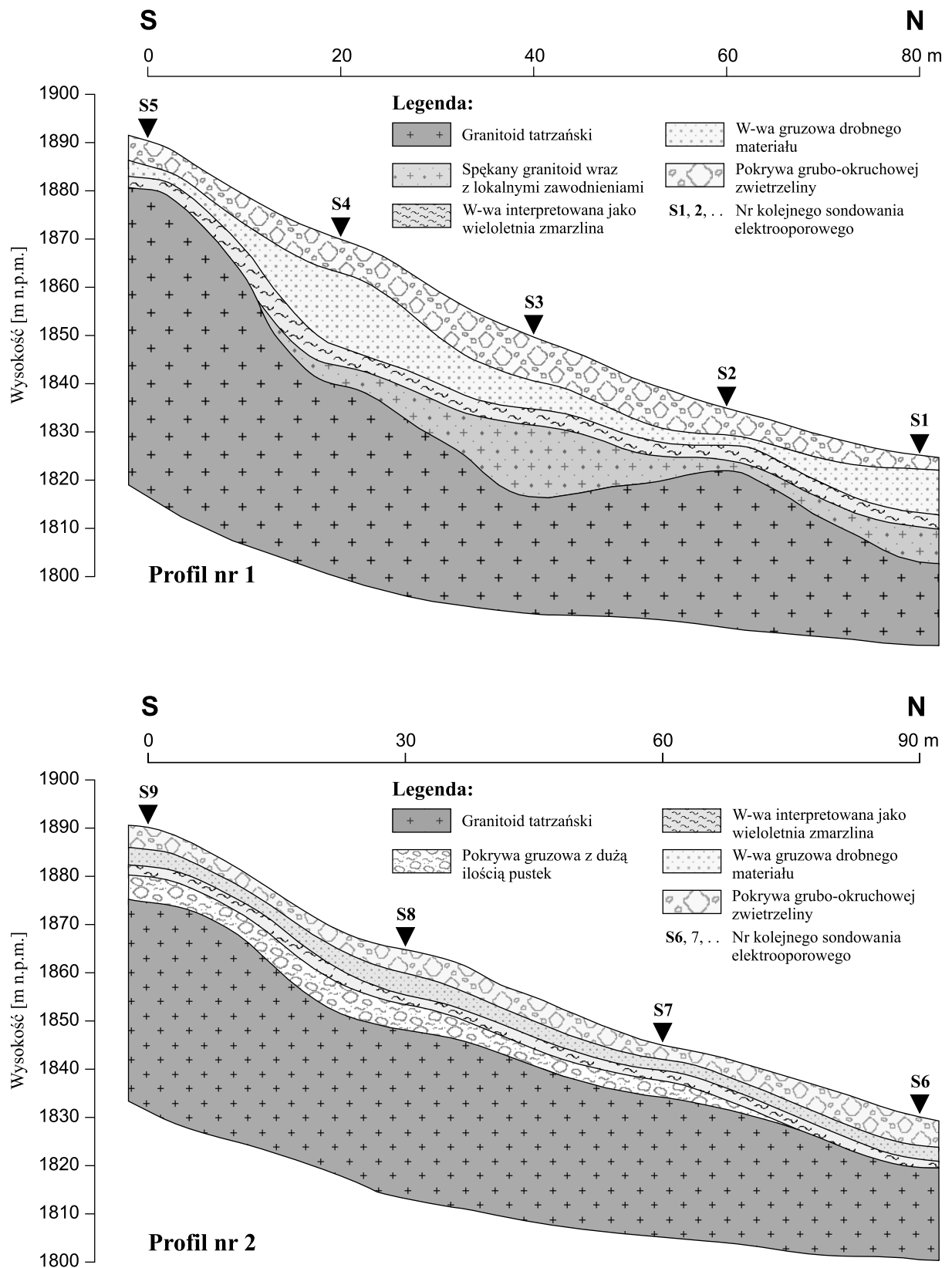
– Zastosowane metody geoelektryczne są dobrym narzędziem do rozpoznania płytkiej budowy geologicznej w warunkach wysokogórskich, w tym do rozpoznawania obecności i granic stref wysokooporowych.

– Uzyskane wyniki z dwóch metod badawczych sugerują obecność warstwy wysoko odporowej, powyżej 100kOhmm, a tym samym bardzo duże prawdopodobieństwo występowania wieloletniej zmarzliny i potwierdzają rezultaty wcześniej prowadzonych w tym rejonie sejsmicznych badań refrakcyjnych.

– Inwersją 1D wyników pomiarów elektromagnetycznych wykazuje duże perspektywy zastosowania tej metody w lokalizacji stref wieloletniej zmarzliny w warunkach wysokogórskich. Wymaga to jednak dalszych badań porównawczych.

Application of geoelectrical methods for investigation of debris covers in alpine zone of the high Tatra Mountains

The paper presents results of electrical resistivity (vertical soundings) and electromagnetic (point profiling) measurements carried out in stone debris of Hruby Piarg. Previous studies comprising other geophysical methods showed the existence of permafrost in this area. The goals of presented research were: supplementary of previous seismic measurements, detailed investigation of stone debris structure and study on application prospects of electromagnetic method in frequency domain in extreme alpine conditions. 9 vertical soundings along 2 profiles were carried out with Terrameter SAS 300 equipment. 5 sounding points were situated in profile 1, whereas 4 sounding points were located in profile 2. Electromagnetic induction point profilings were carried out with EM43-3XL equipment along the same profiles (HD10 6.4 kHz and HD20 1.6 kHz dipole positions were applied). Measuring points spacing was 5 m. Measuring results were interpreted with 1D inversion methods. IX1D software for resistivity soundings (assuming the existence of very high resistivity layer) and Emigma v.7.8 software for electromagnetic profiling were applied in the interpretation. Both methods confirmed the existence of very high resistivity layer interpreted as permafrost. The study showed good prospects of electromagnetic measurements application in alpine conditions. However, particularly



Ryc. 5. Przekroje geologiczno-geoelektryczne

Fig. 5. Geological-Geoelectrical cross-sections

promising results are obtained only after 1D inversion is applied.

Literatura

- Dec J., Dobiński W., 1998. Wyniki refrakcyjnych badań sejsmicznych na Hrubym Piargu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich. Badania fizyczno-geograficzne w Tatrach, III Dokumentacja. Geograficzna. 12, Wyd. Continuo Wrocław, 59–67.
- Dobiński W., Żogała B., Wzientek K., Litwin L., 2008. Results of geophysical surveys on Kasprowy Wierch, the Tatra Mountains, Poland. Hauck C. i Kneisel C. (red.), Applied Geophysics in Periglacial Environments, Cambridge University Press, Cambridge, 126–136.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., 1986. Types of fossil rock glaciers in the Polish High Tatra Mts. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Science, 34, 4, 409–418.
- Farquharson C.G., Oldenburg D.W., 1996. Approximate sensitivities for the electromagnetic inverse problem. Geophysical Journal International, 126, 235–252
- Gądek B., Kotyrba A., 2003. Kopalny lód lodowcowy w Tatrach? Przegląd. Geologiczny, 51, 7, 571.
- Gądek B., Rączkowska Z., Żogała B., 2009. Debris slope morphodynamics as a permafrost indicator in the zone of sporadic permafrost, High Tatras, Slovakia. Zeitschrift für Geomorphologie N.F, 53, 2, 79–100.
- Kim H.J., Song Y., Lee K.H., Wilt M.J., 2004. Efficient crosswell EM tomography using localized nonlinear approximation. Geophysical Exploration, 57, 1, 51–55.
- Lines L.R., Treitel S., 1984. Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. Geophysical Prospecting, 32, 159–186.
- Mościcki J.W., Kędzia S., 2001. Investigation of mountain permafrost in the Kozia Dolinka valley, Tatra Mountains. Poland, Norsk Geografisk Tidsskrift, 55, 235–240.
- Murray I.R., Alvarez C., Groom R.W., 1999. Modelling of complex electromagnetic targets using advanced nonlinear approximator techniques. [w:] Extended Abstract, 69th SEG Conference, Houston, Texas.
- Vedanti N., Srivastava R.P., Sagode J., Dimri V.P., 2005. An efficient 1D OCCAM'S inversion algorithm using analytically computed first- and second-order derivatives for DC resistivity soundings. Computers & Geosciences, 31, 319–328.
- Vonder Mühl D.S., 1993. Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadlins. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau. Hydrologie und Glaziologie, 122, 222.
- Żogała B., Dubiel R., Gorszczyńska H., Malina R., 2002. Zastosowanie metod geofizycznych do rozpoznania płytkiej budowy geologicznej na przykładzie wybranych rejonów Tatr. [w:] II Ogólnopolska Konferencja „Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr”, Tatrzański Park Narodowy, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi Oddział Kraków, Kraków – Zakopane, 55–60.

