

Anna WYSOWSKA-ŚWIEBODZIŃSKA¹

WYKORZYSTANIE METODY PIONOWYCH SONDOWAŃ
ELEKTROOPOROWYCH DO ROZPOZNANIA PŁYTKIEJ BUDOWY
GEOLOGICZNEJ NA PRZYKŁADZIE POŁODOWCOWEJ STRUKTURY
KEMOWEJ

ELECTRICAL RESISTIVITY IN POST-GLACIAL MEASUREMENTS ON
WESTERN POMERANIA, POLAND

Abstrakt

Celem przeprowadzonych badań było rozpoznanie metodami elektrooporowymi płytkiej budowy geologicznej połodowcowej struktury kemowej. Badania przeprowadzono na południe od Jeziora Pile (Pojezierze Drawskie, północno zachodnia Polska). W badaniach geofizycznych zastosowano metodę automatycznych sondowań elektrooporowych. Metoda ta pozwoliła na określenie miąższości i rozkładów oporności właściwej warstw w badanych strukturach: 1 – warstwa przypowierzchniowa, 2 – suche piaski drobnoziarniste, 3 – piaski, żwiry i otoczaki, 4 – glina zwałowa. Oporność poszczególnych warstw malała w kierunku SE, wynikało to z faktu budowy struktury kemowej, pomiary wykonane zostały od najwyższego jej punktu do podnóża.

Wyniki poddano weryfikacji statystycznej w celu sprawdzenia stopnia wzajemnej zależności uzyskanych danych oraz porównano je z dostępnymi danymi literaturowymi dotyczącymi budowy geologicznej obszaru badań. Przeprowadzone badania pozwoliły na rozpoznanie rodzaju osadów budujących kem oraz na ustalenie średniej wartości oporności kolejnych warstw.

Abstract

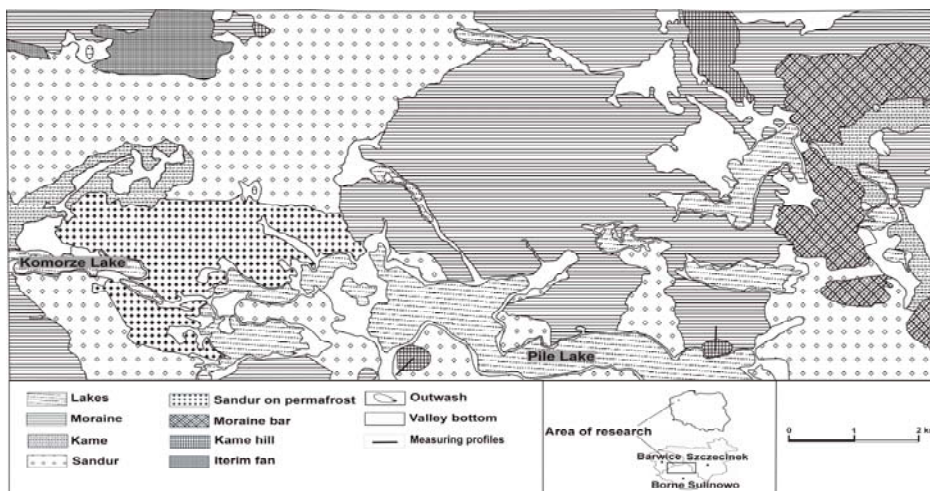
The aim of investigation was to recognizing a post-glacial kame structure. The surveys were carried out of Pile Lake in NW Poland. The electrical resistivity method was applied in measurements. Nine sounding were done and correlation with geological data. The results of research were verified statistically in order to correlate it and compare with literature data concerning the geology of research area. Geophysical prospecting gave good results in deciphering geology.

Wstęp

Pionowe sondowania elektrooporowe zostały wykonane na Pojezierzu Szczecińskim (ryc. 1), które stanowi mezoregion Pojezierza Południowopomorskiego

¹ Anna Wysowska-Świebodzińska, Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Ul. Będzińska 60, Sosnowiec, e-mail: wysowska@wnoz.us.edu.pl

(Kondracki, 2001). Urozmaicona budowa geomorfologiczna tego obszaru jest wynikiem aktywnej działalności lodowców podczas zlodowaceń plejstocenijskich (Bukowska-Jania, Pulina, 1997). Liczne ślady bez przekształceń w postaci moren, żwirowisk i jezior polodowcowych spowodowały, iż zlodowacenie północnopolskie (bałtyckie, Wisły) jest najlepiej rozpoznany z glacialów pod każdym względem (Leśniak, 2002). Maksymalny zasięg tego zlodowacenia wyznaczała faza leszczyńska, a zasięg ten był zdeterminowany występowaniem połączeń pomiędzy jeziorami oraz występowaniem cech marginalnych takich jak moreny i stożki napływowe (Galon, Roszkówna, 1961, Marks, 2002). Badania geomorfologiczne form marginalnych pozwalają na odtworzenie przebiegu deglacjacji, o ruchach czaszy lodowej ostatniego zlodowacenia świadczą pokłady glin morenowych wraz z osadami międzymorenowymi (Leśniak, 2002).



Ryc. 1 Obszar badań, fragment mapy geomorfologicznej wg A. Karczewskiego (1997)

Fig. 5 Area of research, the geomorphologic map pieces, A. Karczewski (1997)

Zastosowano metodę pionowych sondowań elektrooporowych w celu rozpoznania płytkiej budowy geologicznej wybranej struktury kemowej. Na podstawie otrzymanych wartości oporności właściwej określono przypuszczalną budowę geologiczną do około 20m. Metoda ta jest powszechnie stosowana do rozpoznania płytkiej (Maciaszek 2008), jednak w wybranym obszarze stosowano ją rzadko (Gibas, 2005, Wysowska, 2006).

Wpływ zlodowacenia północnopolskiego na obszar badań

W stadiale głównym zlodowacenia północnopolskiego wyróżniono sześć faz i pięć interfaz (Mojski, 1968). Przedpaudorska faza, która występuje w profilach lessu soliflukcyjnego jest najstarszą fazą tego okresu. Faza leszczyńska, to głównie osady lodowcowe, których południową granicę wyznaczały formy marginalne z osadami wodnolodowcowymi. Od drugiej części fazy (poznańskiej) oddzielona jest interfazą przedpoznańską, która zaznacza się osadami wodnolodowcowymi i rzecznyymi, które przykrywają osady lodowcowe pochodzące z fazy poznańskiej (Leśniak, 2002). Osady jeziorne występujące na obszarze zlodowaconym są charakterystyczne dla interfazy mazurskiej, które przykrywają osady fazy pomorskiej (lodowcowe i wodnolodowcowe).

Pozostałe fazy i interfazy stadiału głównego ogólnie nazywane są schyłkiem zlodowacenia północnopolskiego, w którym przeważają osady jeziorne, rzeczne i eoliczne. Górna granica zlodowacenia północnopolskiego wyznaczona jest na przejście plejstocenu w holocen (Leśniak, 2002). Podczas zlodowacenia północnopolskiego okresy ciepłe były przerywane przez kolejne glacjały o mniejszym zasięgu, na profilach widoczne jest to jako nowe poziomy gliny morenowej. Pojezierze Szczecińskie objęte było dwoma najmłodszymi fazami stadiału głównego, leszczyńsko-poznańską i pomorską, dowodzi tego występowanie dwóch poziomów glin lodowcowych występujących na tym obszarze. Gliny te rozdzielone są osadami fluwioglacjalnymi i limnoglacjalnymi (Dobrcki, Lewandowski, 2002).

Granica pomiędzy utworami plejstoceńskimi a plioceńskimi znajduje się średnio na setnym metrze głębokości (Karczewski, 1991, 1997; Dobrcki, Lewandowski, 2002; Klimek, Lewandowski, 2002). Całkowita miąższość utworów plejstoceńskich na tym terenie wynosi od 80 m do 150 m (Karczewski 1997,1991; Lewandowski et al. 2000; Dobrcki R. et al. 2002).

Pod nimi zalegają osady pochodzące z wcześniejszych okresów, którymi są przede wszystkim mioceńskie iły pylaste bezwapienne oraz iły i mułki ze zwęglonym detrytusem roślinnym, pirytem i wkładkami węgla brunatnych, piaski drobnoziarniste kwarcowe, piaski ilaste z wkładkami mułków oraz mułki i iły ich całkowita miąższość szacowana jest na 150-200 m (Bukowska-Jania, Pulina, 1997; Mapa Geologiczna Podstawowa 1:50000).

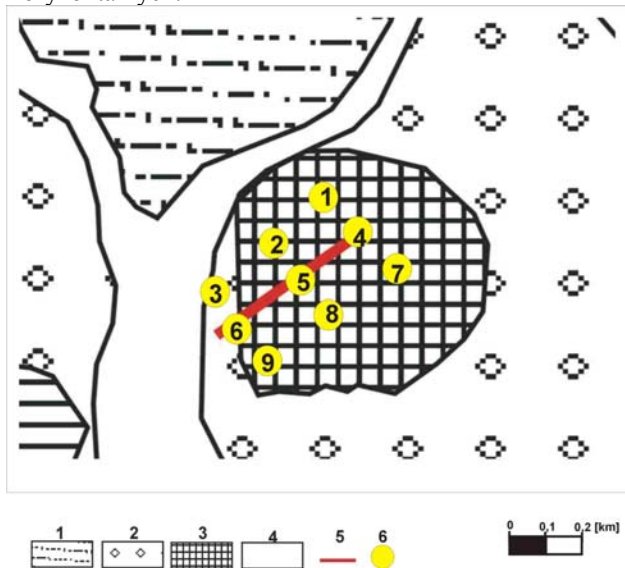
Wykonano dziewięć sondowań elektrooporowych według załączonego schematu na kemie znajdującym się po południowej stronie Jeziora Pile (ryc. 2). Kemy zbudowane są. Kemy prawdopodobnie zostały ukształtowane w szczelinach martwego lodu i zbudowane są ze żwirów i piasków o wysokich wartościach oporności. (Klimaszewski, 1978).

Metodyka badawcza

Celem badań elektrooporowych jest określenie, na podstawie otrzymanych wartości oporności właściwej, przypuszczalnej budowy geologicznej badanych osadów. Otrzymane wartości oporności pozornej są przetwarzane w procesie inwersji na wartości oporności właściwej. Metody te wykorzystują powstające różnice potencjałów pomiędzy elektrodami wbitymi w grunt, przez które przepuszcza się prąd elektryczny. Są one bezinwazyjne i służą do badań struktur podpowierzchniowych. Typowy układ pomiarowy składa się z dwóch elektrod prądowych i dwóch potencjałowych, a odległości pomiędzy elektrodami warunkują zasięg głębokościowy i wpływają na zdolność detekcji podpowierzchniowych warstw (Sjödahl, 2006). Zmierzona różnica potencjałów dostarcza informacji o podpowierzchniowych, heterogenicznych strukturach i ich właściwościach elektrycznych. Określenie rozkładów oporności gruntu jest głównym celem badań geoelektrycznych, wykorzystuje się do tego proces inwersji, który jest najistotniejszym elementem interpretacji otrzymanych danych terenowych. Proces ten polega na stworzeniu przypuszczalnego modelu, który w kolejnych procesach iteracyjnych zostaje coraz lepiej dopasowany. (Kearey i inni, 2002). Teoretyczny zasięg pomiaru w głąb ziemi zależy od odległości między skrajnymi elektrodami i wynosi średnio 1/4 tej odległości. Im większa odległość, tym większy zasięg, poza odległością na zasięg głębokościowy mają wpływ czynniki takie jak: wilgotność, porowatość, zasolenie i in. (Loke, 2004). Do elektrod zewnętrznych (prądowych) podłączone jest

źródło prądu elektrycznego, do wewnętrznych (napięciowych) woltomierz. Metoda ta uśrednia rzeczywistą rezystancję gruntu w obszarze od powierzchni do głębokości, która zależy od rozstawu elektrod zewnętrznych (Loke, 2004).

Długość profili pomiarowych wynosiła 100m, a środki sondowań oddalone były od siebie o 50m. Zastosowano symetryczny układ Schlumbergera który charakteryzuje się średnią czułością na zmiany oporności ośrodka zarówno z głębokością, jak i w kierunkach horyzontalnych.



Ryc. 2 Schemat pomiarowy, fragment mapy geomorfologicznej, wg A. Karczewski 1- jezioro, 2 – sandur, 3 – wzgórza i pagóry kemowe, 4 – dna dolin, obniżen jeziornych, czerwona linia – korelacja A, zielona linia – korelacja B, żółta linia – korelacja C

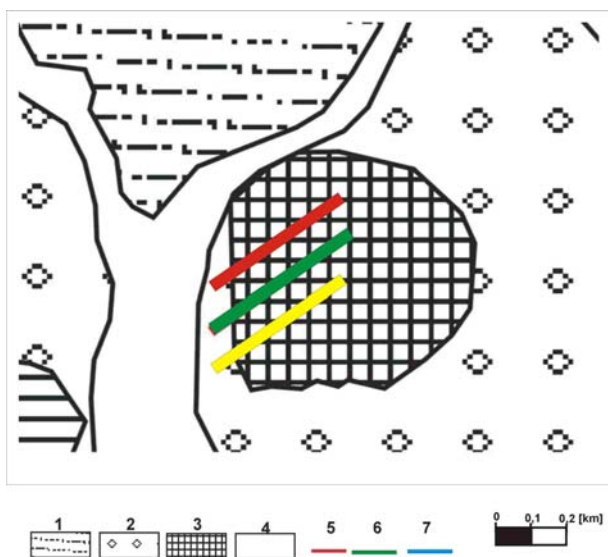
Fig. 2 Schema of measurement, Piece of geomorphologic map, after A. Karczewski, 1 – lake, 2 – sandur, 3 – kame, 4 – Valley bottom, red line – correlation A, green line – correlation B, yellow line – correlation C

Wyniki pomiarów

W wyniku przeprowadzonych pomiarów otrzymano dziewięć krzywych elektrooporowych, które połączono w trzy korelacje (ryc. 3). Powstały w ten sposób profile pomiarowe o przebiegu NE/SW.

Na podstawie krzywych wykreślono profile geoelektryczne dla poszczególnych korelacji (ryc. 7 - 9).

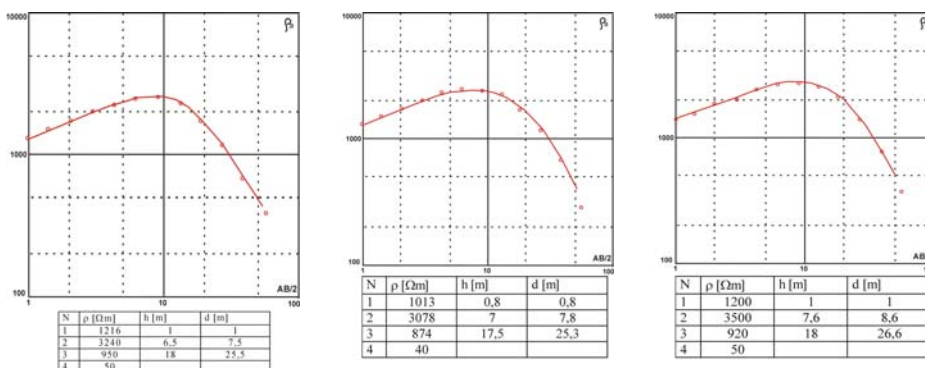
Warstwa pierwsza sondowań 1, 4, 7 ma średnią miąższość 1m jest to warstwa przypowierzchniowa zbudowana z różnoziarnistych piasków i żwirów (1109 Ω m). Warstwa druga wykazuje wzrost oporności właściwej do 3099 Ω m a jej miąższość wynosi 5,8 m (suche drobnoziarniste piaski). Warstwę o największej miąższości (14,8 m) w tym profilu stanowią prawdopodobnie zawodnione różnoziarniste piaski z domieszką żwirów i otoczków (847 Ω m). Ostatnią niskooporową warstwę (46 Ω m) stanowi glina zwalowa.



Ryc. 3 Wycinek mapy geomorfologicznej wg A. Karczewski 1- jezioro, 2 – sandur, 3 – wznórzka i pagóry kemowe, 4 – dna dolin, obniżeń jeziornych, czerwona linia – korelacja A, zielona linia – korelacja B, żółta linia – korelacja C

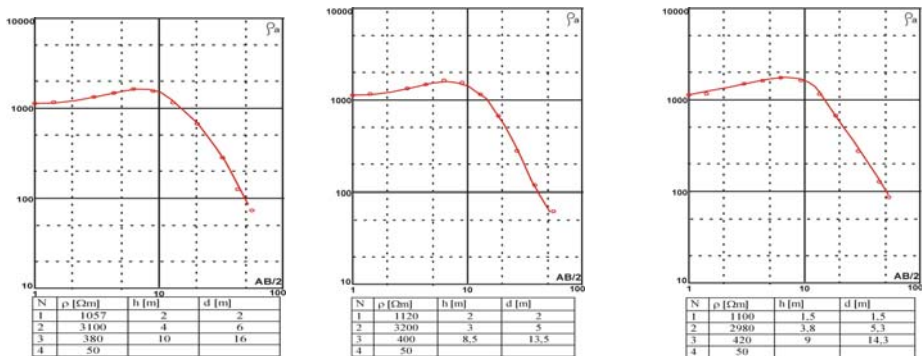
Fig. 3 Piece of geomorphologic map, after A. Karczewski, 1 – lake, 2 – sandur, 3 – kame, 4 – Valley bottom, red line – correlation A, green line – correlation B, yellow line – correlation C

Otrzymane wyniki przedstawiono na rysunkach 4 - 6.

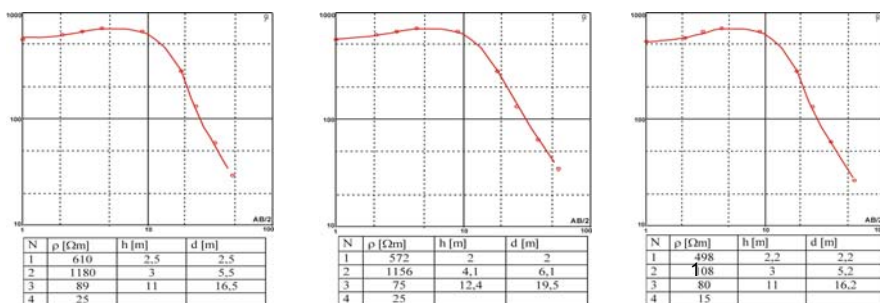


Ryc. 4 Krzywe elektrooporowe, korelacja A

Fig. 4 The result of measurements, correlation A



Ryc. 5 Krzywe elektrooporowe, korelacja B
Fig. 5 The result of measurements, correlation B

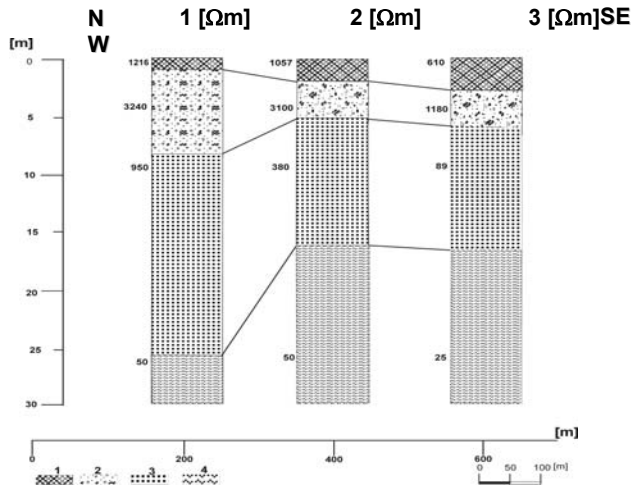


Ryc. 6 Krzywe elektrooporowe, korelacja C
Fig. 6 The result of measurements, correlation C

Przypowierzchniowa warstwa sondowań 2, 5, 8 to różnoziarniste piaski i żwiry (1150 Ωm , 1,7m). Oporność właściwa w warstwie drugiej wzrasta do 3266 Ωm (suche drobnoziarniste piaski), a jej miąższość wynosi 4,9m. Trzecią warstwę stanowią najprawdopodobniej zawadnione różnoziarniste piaski i otoczaki o oporności właściwej 566 Ωm (12,2m). Ostatnią warstwę stanowi glina zwałowa (50 Ωm).

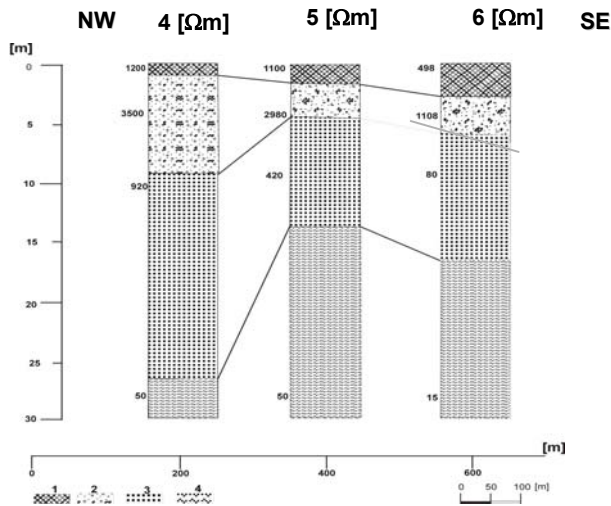
Dla sondowań 3, 6, 9 przypowierzchniowa warstwa wykazuje niższe wartości oporności właściwej. Spowodowane było to lokalizacją sondowań w pobliżu rynny rzeki Piławy. Warstwę przypowierzchniową o miąższości 2,2m stanowią piaski i żwiry (498 Ωm). Druga warstwa to drobnoziarniste piaski o miąższości 3m i wartości oporności właściwej 1108 Ωm . Warstwa trzecia to zawadnione piaski (80 Ωm) o miąższości 10m. Ostatnią warstwę stanowi nawodniona glina o wartości oporności właściwej równej 25 Ωm .

KORELACJA A



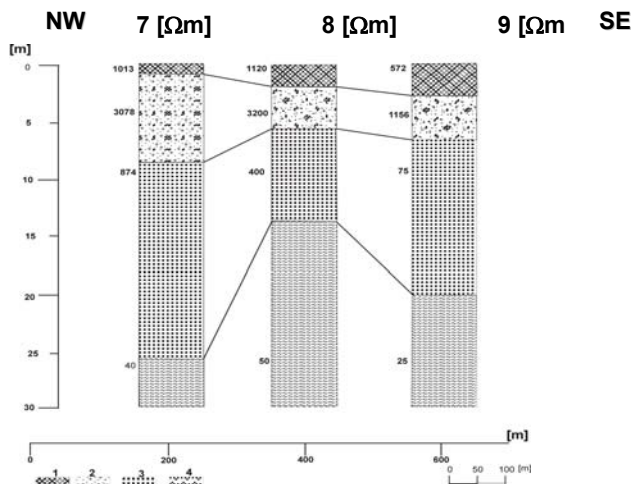
Ryc. 7 Przekrój geoelektryczny, korelacja A, 1 – warstwa przypowierzchniowa, 2 – suche piaski drobnoziarniste, 3 – piaski, żwiry i otoczaki, 4 – glina zwałowa
Fig. 7 Electrical cross section, corelation A, 1- surface layer, 2 – dry sands, 3 – sands, gravels and boulder

KORELACJA B



Ryc. 8 Przekrój geoelektryczny, korelacja B (1–4 = Ryc. 7)
Fig. 8 Electrical cross section, corelation B (1–4 = Fig. 7)

KORELACJA C



Ryc. 9 Przekrój geoelektryczny, korelacja C (1–4 = Ryc. 7)

Fig. 9 Electrical cross section, correlation C (1–4 = Fig. 7)

Podsumowanie

Sondowania elektrooporowe pozwoliły na rozpoznanie płytkiej budowy geologicznej oraz wydzielenie czterech warstw geoelektrycznych nieznacznie różniących się wartościami oporności właściwej na różnych profilach. Różnice najprawdopodobniej są wynikiem wpływu czynników zewnętrznych.

Wartości wyznaczonych oporów skał zawierają się w tabelarycznych przedziałach oporności właściwej badanych skał (Plewa i Plewa, 1992; Schön, 1996; Telford i in., 1990; Reynolds, 1997).

Dla otrzymanych wyników obliczono współczynnik konkordancji M. G Kandała i B. Bagingtona-Smitha, wg wzoru:

$$r_w = \frac{12 \sum_{j=1}^N R_j^2 - 3m^2 N(N+1)^2}{m^2 \cdot N(N^2 - 1)},$$

gdzie: r_w - współczynnik konkordancji,

R_j - suma rang dla kolejnych obiektów,

m - liczba cech,

N - liczba elementów w szeregu,

12 - liczba stała.

Umożliwia on badanie współzależności między więcej niż dwiema cechami (Runge, 1992). Zastosowanie tego współczynnika miało na celu zbadanie wzajemnych

zależności pomiędzy otrzymanymi danymi terenowymi. Otrzymano $r_w = 0,786$, co świadczy o dużej współzależności danych terenowych. Ponieważ współczynnik konkordancji stanowi miarę unormowaną, weryfikację jego istotności oparto o test χ^2 (Runge, 1992) stosując wzór (oznaczenia jak wyżej):

$$\chi^2 = m(N-1)r_w$$

Otrzymano wartość $\chi^2 = 33,012$, natomiast wartość tablicowa przy założonej istotności $\alpha = 0,05$ wynosi $\chi^2_{tabl.} = 22,362$, czyli $\chi^2 > \chi^2_{tabl.}$.

Ostatnim etapem weryfikacji otrzymanych wyników było skorelowanie ich z różnymi danymi literaturowymi dotyczącymi badanego terenu (Bukowska-Jania i Pulina, 1997; Dobracki i Lewandowski, 2002; Klimek i Lewandowski, 2002; Karczewski, 1997).

Wyniesienia kemowe powstawały ze zdeponowanego materiału w szczelinach martwego lodu, zazwyczaj występują powyżej zwierciadła jezior, co może powodować wzrost wartości oporności, zbudowane są z piasków i żwirów różnej frakcji (Bukowska-Jania, Pulina, 1997).

Zastosowana metoda badawcza umożliwiła przedstawienie rozkładów wartości oporności badanych osadów oraz określenie ich miąższości. Przy zastosowaniu odpowiednio dużej ilości profili pomiarowych możliwe jest zbadanie przestrzennej rozciągłości struktur geomorfologicznych.

Literatura

- [1] BUKOWSKA-JANIA, E. & PULINA, M. Problemy hydrochemiczne i kriochemiczne w rejonie Bornego Sulinowa (Pomorze Zachodnie), [w]: KOSTRZEWSKI A. (red.), *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstoceniowego zlodowacenia półkuli północnej*. Wyd. UAM, 1997, Ser. Geografia 58, pp. 29-49.
- [2] DOBRACKI, R. & LEWANDOWSKI, J. Plejstocen Pojezierza Drawskiego i Szczecińskiego, [w]: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. In *IX Konferencja: Stratygrafia Plejstocenu Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, Szczecin i Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Katowice, 2002.
- [3] GALON, R. & ROSZKÓWNA, L. Extents of the Scandinavian Glaciations and of Their Recession Stages on the Territory of Poland in the Light of Analysis of the Marginal Forms of Inland Ice. *Przegląd Geograficzny*, 33, 1961, pp. 347-364.
- [4] GIBAS, J., RACHELWICZ, G., & SZCZUCIŃSKI, W. Application of DC Resistivity Soundings and Geomorphological Surveys in Studies of Modern Arctic Glacier Marginal Zones, Petuniabukta, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 26(4), 2005, pp. 239-258.
- [5] KARCZEWSKI, A. Rozwój i zasięg fazy pomorskiej lobu Parsęty podczas zlodowacenia vistuliańskiego, [w:] KOSTRZEWSKI A., (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. *Geografia* 50, 1991, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. A. Mickiewicza, Poznań.
- [6] KARCZEWSKI, A. Geomorfologia i rozwój rzeźby przedpola fazy pomorskiej w północnym sąsiedztwie jeziora Pile. [w:] BUKOWSKA-JANIA E. & PULINA

- M., (red), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. PWN, 1997, Warszawa.
- [7] KEAREY, P., BROOKES, M. & HILL, I. *An Introduction to Geophysical Exploration*, Blackwell Science, 2002.
- [8] KLIMASZEWSKI, M. *Geomorfologia*. PWN Warszawa, 1978.
- [9] KLIMEK, K. & LEWANDOWSKI, J. Stanowisko nr 5 – Liszkowo, [w]: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna łobu Parsęty . In *IX Konferencja: Stratygrafia Plejstocenu Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, Szczecin i Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Katowice, 2002.
- [10] KONDRACKI, J. *Geografia Polski. Mezoregiony fizyczno geograficzne*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 2001.
- [11] LEŚNIAK, T. *Materiały pomocnicze do terenowych zajęć geologicznych w rejonie nadmorskim*. Uczelniane Wydawnictwo Naukowo Dydaktyczne AGH, Kraków, 2002.
- [12] LEWANDOWSKI, J., HELIASZ, Z. & KLIMEK, K. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, arkusz Sulinowo (198)*. Ministerstwo Środowiska, Państwowy Instytut Geologiczny, 2000.
- [13] LOKE, M., H. *Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys*. In www.goelectrical.com , 2004.
- [14] MACIASZEK, J. Geodezyjne i geofizyczne badania osuwiska na przykładzie rejonu „Szyb Kościuszko” w Kopalni Soli „Wieliczka”. *Gospodarka surowcami mineralnymi*, 2008, Tom 24, zeszyt 3/2, 273-288
- [15] MARKS, L. Last Glacial Maximum in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21, pp. 103-110.
- [16] POMIANOWSKI, P., ROGOWSKI, R. & RUDZKI, M. Zastosowanie badań i pomiarów geofizycznych w ochronie elektrochemicznej. In *VII Krajowa Konferencja: Pomiarzy Korozyjne w Ochronie Elektrochemicznej*, 2002, 53-60.
- [17] MOJSKI, J.E. Zarys stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego). *Prace Geograficzne PAN*, 74, 1968.
- [18] PLEWA, M. & PLEWA, S. *Petrofizyka*. Wyd. Geol., 1992, pp. 248–271.
- [19] Reynolds, J.M. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley, Chichester, 1997.
- [20] RUNGE, J. *Wybrane zagadnienia analizy przestrzennej w badaniach geograficznych*. Skrypty Uniwersytetu Śląskiego nr 469, 1992, Katowice.
- [21] SCHON, J.H. *Physical Properties of Rocks*. Pergamon, 1996.
- [22] SJÓDHAL, P. *Resistivity Investigation and Monitoring for Detection of Internal Erosion and Anomalous Seepage in Embankment Dams*. Doctoral Thesis, Lund University, Lund, 2006.
- [23] TELEFORD, W.M., GELDART, L.P. & SHERIFF R.E. *Applied Geophysics*, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, 1990.
- [24] WYSOWSKA, A. Geoelektryczny model sandrów polodowcowych okolic Bornego Sulinowa, pod redakcją P. Golsztain, In *VI Naukowa Konferencja Doktorantów: Interdyscyplinarne zagadnienia w górnictwie i geologii*. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław 2006, Str. 303-311.

Oponentni posudek vypracoval:

Prof. Ing. Petr Martinec, CSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava