

Analiza możliwości zastosowania metody tomografii elektrooporowej (ERT) do rozpoznania miąższości pokrywy laterytowej

Grzegorz Pacanowski¹, Paweł Czarniak¹, Arkadiusz Piechota², Radosław Mieszkowski³



G. Pacanowski



P. Czarniak



A. Piechota



R. Mieszkowski

Applicability analysis of the electrical resistivity tomography (ERT) method for the diagnosis of laterite cover thickness. *Prz. Geol.*, 64: 245–253.

A b s t r a c t. The paper discusses the problem of determining the thickness of a laterite cover using electrical resistivity tomography (ERT) in a selected area of the Seram Island in Indonesia. Seram Island lies in the tropical zone between the Seram and Banda seas. The laterite covers are rich in nickel, cobalt, iron and other metals. Concentrations of these metals in the laterites are high enough to form economic depo-

sits. A significant part of the report concerns the measurement technique (ERT method) in difficult climatic (high humidity and temperature) and topographic conditions (equatorial jungle with significant variations in elevation) and the methods of processing and interpretation of the acquired data. The problem seems very interesting, because geophysical prospecting is currently more and more often conducted in poorly accessible regions of the world. Additionally, there are no sufficient and commonly available publications that would allow us to get acquainted with local measurement problems by potential contractors of similar geophysical investigations. The primary result of the geophysical survey was to determine the electrical resistivity of bedrock and laterite. This was the basis for the development of sections of electrical resistive distribution for the ERT profiles, which enabled to estimate the depth to the crystalline basement and the laterite thickness. It also facilitated to produce a map of laterite thickness, which may be an important material to develop the concept of searching and mining of nickel and cobalt ore.

Keywords: Electrical resistivity tomography (VES), Electrical resistivity sounding (VES), laterite, nickel and cobalt deposit

Pokrywy laterytowe są produktem długotrwałego wietrzenia chemicznego przede wszystkim skał krystalicznych. Uogólniając, można stwierdzić, że lateryty są mieszaniną tlenków i wodorotlenków różnych metali (przeważnie glinu i żelaza) ze zmienną ilością wody. Pokrywy laterytowe powstają w strefie klimatu tropikalnego. Ich miąższość może dochodzić do 50 m. Więcej informacji na temat genezy i mineralogii laterytów można znaleźć w pracach m.in.: Książkiewicza (1968), Marsha i Andersona (2011), Nahona (1991), Thomasa (1994).

Badania geofizyczne wykonywane na obszarach występowania pokryw laterytowych są realizowane do różnych celów: poszukiwania wody podziemnej (Hazell i in., 1992; Mieszkowski i in., 2011) i złóż (Palacky & Kadekaru, 1979) oraz dla rozpoznania budowy geologicznej (Beauvais i in., 2004). Analiza wymienionych publikacji wykazała, że istnieje wyraźna różnica oporności elektrycznej pomiędzy pokrywą laterytową (kilkadziesiąt Ωm) a skałami krystalicznymi (często kilkaset Ωm). W zależności od litologii skał podłoża w laterytach może dochodzić do koncentracji różnych rud metali, np. niklu i kobaltu. Poszukiwania tych złóż polegają m.in. na rozpoznaniu miąższości laterytów, które mogą stanowić potencjalne złoża metali. W niniejszej pracy przedstawiono możliwości aplikacyjne metody tomografii elektrooporowej (ERT) do rozpoznania miąższości pokładów laterytów na wybranym poligonie badawczym w Indonezji na wyspie Seram. Znajduje się na archi-

pelagu wysp Moluki (część Archipelagu Malajskiego) ok. 2350 km na wschód od stolicy kraju Dżakarty (ryc. 1). Wyspa ta o powierzchni ok. 17 500 km² (340 km długości i 60 km szerokości) jest największą wyspą archipelagu oraz najmniej zaludnioną częścią Indonezji. Prowincję Moluki w 2012 r. zamieszkiwało ok. 1,5 mln osób (Badan Pusat Statistik, 2014)

Obszar badań przylegał bezpośrednio do morza. Jest to teren górzysty, poprzecinany dolinami, w których płyną większości okresowe ciek. Deniwelacje terenu dochodzą do 200 m. Wyspa Seram jest położona bardzo blisko równika i ma cechy klimatu tropikalnych lasów deszczowych. Opady deszczu występują tu przez większość roku, a temperatura utrzymuje się w granicach 22–31°C (Brown, 2003). Na stosunkowo niewielkim obszarze występują zarówno tereny suche (ryc. 2), jak i porośnięte tropikalną dżunglą (ryc. 3). Panujący tu klimat sprzyja procesom laterytyzacji.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Wyspa Seram znajduje się na granicy dwóch dużych płyt tektonicznych (ryc. 4) australijskiej oraz filipińskiej (Monnier i in., 2003). Obecna jej pozycja geograficzna jest związana z aktywnością tych dwóch płyt tektonicznych w kenozoiku, kiedy płyta australijska zderzyła się z kontynentem Eurazji. Wyspa ma skomplikowaną fałdowo-nasuwczą budowę geologiczną, z nasunięciami w kierunku

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975, Warszawa; grzegorz.pacanowski@pgi.gov.pl, pawel.czarniak@pgi.gov.pl.

²Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych Sp. z o.o., ul. Jagiellońska 76, 03-301 Warszawa; arkadiusz.piechota@pbg.com.pl.

³Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; r.mieszkowski@uw.edu.pl.



Ryc. 1. Mapa Indonezji z zaznaczonym obszarem badań geofizycznych na wyspie Seram (https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Seram_en.png)

Fig. 1. Map of Indonesia with the area of geophysical investigation on Seram Island marked (https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Seram_en.png)



Ryc. 2. Krajobraz wyspy Seram w miejscu badań geofizycznych – tereny suche, przylegające do morza

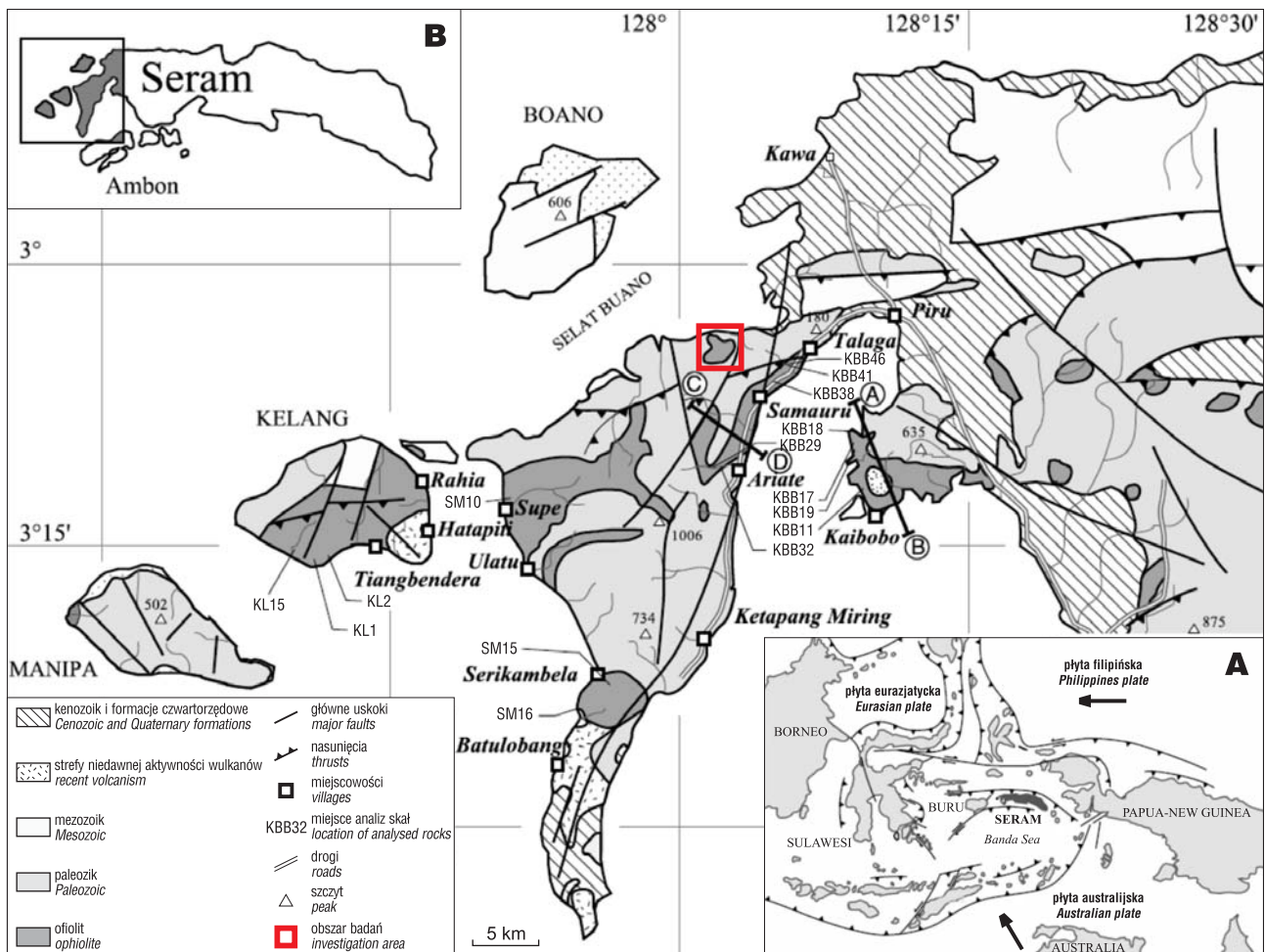
Fig. 2. Landscape of Seram Island in the study area – dry areas adjacent to the sea



Ryc. 3. Krajobraz centralnej części wyspy Seram w miejscu badań geofizycznych – tropikalna dżungla, tereny oddalone od morza

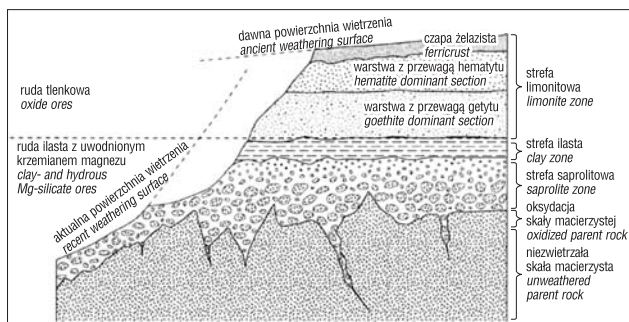
Fig. 3. Landscape of Seram Island in the study area – tropical jungle, areas distant from the sea

północnym oraz fragmentami bloków kontynentalnych, skał metamorficznych i kompleksów ofiolitowych (Hill, 2012). Duże ciała ofiolitowe i skały metamorficzne obejmują południowo-zachodni obszar wyspy, a skały ultramaficzne występują w jej centralnej i wschodniej części. Pozostałości kompleksów ofiolitowych składają się z pełnej sekwencji skał – od perydotytów i gabr po bazalty. Ofiolit jest silnie zmieniony tektonicznie, tak że nie można zlokalizować poszczególnych kontaktów magmowych pomiędzy różnymi jednostkami sekwencji. Podłoże metamorficzne jest reprezentowane przez paleozoiczne i mezozoiczne łupki łyszczykowe, w których znajdują się drobnoziarniste amfibolity i gnejsy biotytowe. Skały te są wciśnięte pomiędzy perydotyty. Paleozoiczny metamorfizm jest przykryty przez osady typu fliszowego środkowego triasu formacji Kanikeh, późnotriasowe wapień rafowe oraz głębokomorskie jurajskie wapień mikrytowe. Nad osada-



Ryc. 4. A – Lokalizacja wyspy Seram w środkowej części archipelagu malajskiego. **B** – Uproszczona mapa geologiczna i tektoniczna zachodniej części wyspy Seram ukazująca główne serie ofiolitowe (Monnier i in., 2003, zmienione)

Fig. 4. A – Location of Seram Island in the central part of the Malayan Archipelago. **B** – Simplified geological and tectonic map of the western part of Seram Island with the main ophiolite series (Monnier et al., 2003, modified)



Ryc. 5. Schematyczny przekrój przez profil laterytu ilustrujący wszystkie strefy wietrzeniowe (Marsh & Anderson, 2011, zmienione)

Fig. 5. Schematic cross-section through the weathering profile of laterite with particular zones (Marsh & Anderson, 2011, modified)

mi triasowymi znajdują się utwory wapienne jury dolnej i środkowej (Linthout i in., 1989). Przy powierzchni terenu zalega pokrywa laterytowa.

ZŁOŻA NIKLU I KOBALTU

Analiza literatury dotyczącej laterytów (Marsh & Anderson, 2011) pozwala przypuszczać, że pokrywy laterytowe wyspy Seram mogą być zasobne w nikiel i kobalt. Powstawały one w wyniku wietrzenia skał ultramaficz-

nych. Skały te występują w kompleksach ofiolitowych i są to głównie harzburgity i dunity oraz komatyty i kompleksy perydotytów warstwowych.

Profil laterytowy rozwija się w obrębie przyzm akrecyjnych oraz na obszarach kratonicznych. Lateryty są wzbogacone w nikiel w więcej niż jednej strefie wietrzenia. Koncentracje niklu (Ni) i kobaltu (Co) w laterytach zależą od mineralogicznego składu skały macierzystej, pH-Eh wody obiegowej, geomorfologii i klimatu. Pokrywy laterytowe są utworzone w trakcie chemicznego wietrzenia skał ultramaficznych, z których są usuwane najbardziej rozpuszczalne pierwiastki: magnez (Mg), wapń (Ca) i krzem (Si), a koncentrowane są: żelazo (Fe), nikiel (Ni), mangan (Mn), kobalt (Co), cynk (Zn), itr (Y), chrom (Cr), glin (Al), tytan (Ti), cyrkon (Zr) i miedź (Cu). Lokalne procesy mechanicznego wietrzenia spowodowane spękaniem i uskokami zwiększają obszar powierzchni wystawionej na działanie wody, która sprzyja procesom wietrzenia chemicznego. Schematyczny profil laterytów przedstawiono na rycinie 5.

Skałą macierzystą (protolitem) są nieserpentynizowane perydotyty i dunity. Powyżej leży warstwa saprolitu składająca się z resztek protolitu i minerałów, takich jak: lizardyt, getyt, magnetyt, maghemit, chromit i krzemiany Mg-Ni. Zauważa się zwiększoną koncentrację niklu (podstawienie magnezu w minerałach z grupy serpentynu na poziomie około 5%). Wyżej zalega niewielkiej miąższości



Ryc. 6. Schematyczny przekrój przez profil wietrzeniowy laterytu – odkrywka kopana, Kobar

Fig. 6. Schematic cross-section through the weathering profile of laterite, Kobar

warstwa minerałów ilastych. Nad strefą ilastą znajduje się strefa limonitu, w której dają się wydzielić dwie warstwy: getytowa i hematytowa, zawierające ok. 50% żelaza pod postacią tlenków i wodorotlenków żelaza. W strefie limonitu nikiel jest obecny w ilości do 2,5%. W górnej części profilu znajduje się pokrywa żelazista wzbogacona w minerały żelaza, w tym hematyt i getyt (Marsh & Anderson, 2011).

Koncentracja niklu (Ni) następuje w każdej ze stref w zależności od stopnia procesu wietrzenia, który jest efektem nagłych zmian klimatu, drenażu wód i tektoniki obszaru. Na badanym obszarze koncesji „Kobar” lokalnie występują wychodnie silnie zwietrzałych skał ultramaficznych oraz pokryw laterytowych wzbogaconych w nikiel (ryc. 6).

METODYKA POMIARÓW

Metoda tomografii elektrooporowej została opracowana pod koniec XX w. i jest szeroko opisana w pracach np.: Loke’a i Barkera (1996), Loke’a (1996–2013), Mościckiego i Antoniuka (1998), Sasaki (1992), Samoueliana i in. (2005) oraz Zhdanova i Kellera (1994).

Na potrzeby niniejszej pracy wykorzystano czterokanałową aparaturę Terrameter LS szwedzkiej firmy ABEM (ABEM, 2013). Zastosowano głównie układ pomiarowy typu gradient, z uwagi na szybkość wykonania pomiarów przy zachowaniu wysokiej jakości danych polowych. Dokładny opis użytego w badaniach ERT układu pomiarowego typu gradient można znaleźć w pracach Dahlina i Zhou (2004, 2006).

Pomiary metodą ERT wykonano wzdłuż względnie równoległych profili o długościach 500–3000 m (w zależności od dostępności terenu), przy zastosowaniu techniki *roll-along*, z użyciem dwóch kabli o długości 100 m każdy. W pomiarach elektrody były uziemione co 5 m. Taki rozstaw pozwolił na rozpoznanie rozkładu oporności elektrycznej podłoża do głębokości ok. 35 m. Uogólnione dane techniczne parametrów pomiarów geofizycznych metodą ERT przedstawiono w tabeli 1.

Z uwagi na trudne warunki terenowe wraz z wykonywanymi pracami geofizycznymi równolegle prowadzono pomiary geodezyjne za pomocą satelitarnego systemu precyzyjnego pozycjonowania, pracującego w trybie RTK. Odbiornik ruchomy (*rover*) wyznaczał współrzędne na podstawie danych odebranych przez antenę GPS oraz z sygnału radiowego z lokalnej stacji referencyjnej (bazowej), założonej na terenie badań (ryc. 7). Pomiary geodezyjne były konieczne ze względu na brak dokładnej mapy topograficznej. Dzięki wykorzystaniu GPS-u wytyczono profile pomiarowe ERT oraz określono ukształtowanie terenu badań.

W czasie wykonywania badań geofizycznych napotkano na liczne problemy w terenie, które utrudniały pomiary, a zarazem miały istotny wpływ na przetwarzanie i interpretację uzyskanych wyników. Były to:

1. Czynniki atmosferyczne (wysoka temperatura, wilgotność i opady deszczu) – zastosowana aparatura miała wewnętrzne chłodzenie, była odporna na wilgoć i opady deszczu;

2. Duże zadrzewienie i zakrzaczenie terenu badań w centralnej części wyspy – utrudniało to liniowe poprowadzenie profili pomiarowych. Przez to, przed przystąpieniem do przetwarzania danych polowych, należało do-

Tab 1. Uogólnione dane techniczne parametrów pomiarów geofizycznych wykonanych metodą ERT
Table 1. Generalized specification of geophysical parameters made by the ERT method

Liczba profili ERT Number of ERT profiles	Układy elektrod Electrode arrays	Odległość między elektrodami / Electrode spacing	Liczba elektrod Number of electrodes	Długość profilu Profile length	Liczba punktów pomiarowych/ Number of measurement points	Prąd maksymalny Maximum current	Prąd minimalny Minimum current
14	gradient	5 m	21 elektrod na każde 100 m 21 electrodes in every 100 m	od 500 m do 3000 m from 500 m to 3000 m	w zależności od długości profilu: od kilkuset do kilku tysięcy/ depending on the length of profile from a few hundred to a few thousand	2000 mA	10 mA



Ryc. 7. Pomiary geodezyjne przy wyznaczaniu lokalizacji profili ERT
Fig. 7. Geodetic measurements during determining the location of ERT profiles

Tab 2. Wybrane oporności właściwe próbek gruntu pomierzone w laboratorium

Table 2. Selected resistivity values of soil samples, measured in the laboratory

Numer próbki Sample number	I [mA]	ΔV [mV]	K [m]	ρ [Ωm]
Próbka 1 (pobrana z warstwy 2A) Sample 1 (taken from layer 2A)	5	850	0,2513	42,7
Próbka 2 (pobrana z warstwy 2B) Sample 2 (taken from layer 2B)	5	283	0,2513	14,2
Próbka 3 (pobrana z warstwy 3) Sample 3 (taken from layer 3)	1	987	0,2513	248

konać niezbędnych operacji edycyjnych, które polegały przede wszystkim na dokonaniu korekty na nieliniowy przebieg profili (mając współrzędne wszystkich elektrod przeliczono współczynnik geometryczny K , dla każdej z kombinacji par elektrod AB MN);

3. Zmienne ukształtowanie terenu – do prawidłowego przetwarzania wyników pomiarów należało wprowadzić korekty topograficzne (uwzględniono topografię terenu

w przebiegu profili). Zredukowano wszystkie odległości skośne pomierzone w terenie do odległości poziomych. W przypadku profili przebiegających przez tereny o dużym nachyleniu stoków, wartości redukcji długości należało uwzględnić w procedurach interpretacyjnych prac geofizycznych;

4. Problem niejednoznaczności polegający na tym, że z otrzymanych wyników mieliśmy możliwość zbudowania wielu modeli geoelektrycznych. Zjawisko to, w przypadku badań metodą tomografii elektrooporowej jest w pewnym stopniu eliminowane przez zastosowanie inwersji 2D (dopuszcza zmienność parametrów ośrodka w pionie i w poziomie) oraz dowiązanie do litologii. W przypadku niniejszych badań ilość informacji geologicznej była bardzo mała, co znacznie utrudniało interpretację.

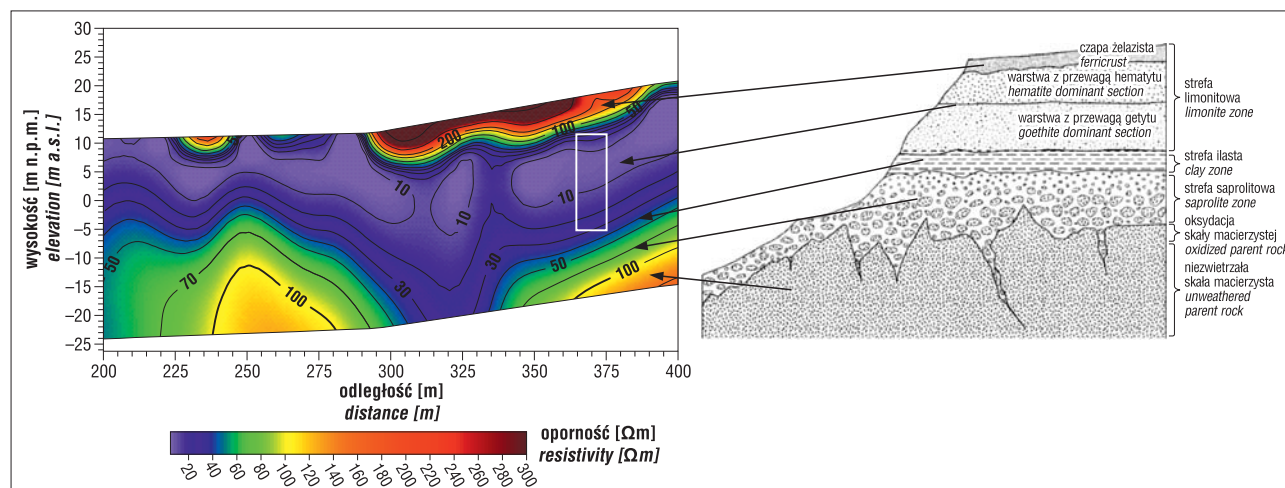
WYNIKI ORAZ DISKUSJA

Dane polowe zostały przetworzone w procesie inwersji za pomocą oprogramowania Res2DINV (Manual Res2D-INV, 2003). Zastosowano metodę wygładzającą model normą L2 (MNK wymuszającą gładkość najmniejszymi kwadratami). Prezentowane poniżej inwersje wykonano dla pięciu iteracji przy błędach dopasowania modelu do pomiaru w zakresie ok. 4–15%.

Na wszystkich profilach uwzględniono poprawkę topograficzną. W momencie wykonywania pomiarów geofizycznych na wskazanym obszarze nie było żadnych otworów wiertniczych, a jedynie odkrywki. Brak rozpoznania geologicznego znacznie utrudnił interpretację i wyznaczenie przebiegu poszczególnych warstw.

Częściowo poradzono sobie z tym problemem przez pobieranie próbek laterytów z odkrywek (ryc. 6), a następnie pomiaru ich oporności w laboratorium. Pomiar oporności właściwej wykonano metodą VES, aparaturą PMG102, układem Wennera przy rozstawie elektrod zasilających AB = 12 cm i rozstawie elektrod pomiarowych MN = 4 cm. Elektrody były umieszczone trwale na ramie ebonitowej i podłączone do aparatury – miernika V (różnicy potencjałów, mV) i I (natężenia, mA). Przykładowe pomiary oporności próbek laterytów przedstawiono w tabeli 2.

Taki zabieg umożliwił przybliżoną korelację pomierzonych oporności elektrycznych z poszczególnymi strefami profilu wietrzeniowego pokrywy laterytowej (ryc. 8).



Ryc. 8. Dowiązanie przekroju geoelektrycznego do profilu wietrzeniowego laterytu. Biały prostokąt oznacza strefę limonitową

Fig. 8. Correlation of the geoelectrical cross-section with the laterite weathering profile. White rectangle marks the limonite zone

Analiza rozkładu oporności wykonanych profili ERT w nawiązaniu do odkrywek napotkanych w terenie umożliwiła wydzielenie trzech warstw geoelektrycznych, które odpowiadały profilowi wiertzeniowemu laterytów (ryc. 9).

Warstwa 1 – odpowiada zwietrzałym skałom ultramaficznym podłoża, charakteryzującym się opornościami przekraczającymi 100–200 Ωm (lokalnie kilkaset Ωm). Warstwa ta występuje przeważnie na głębokości 10–30 m p.p.t., średnio ok. 20 m. Znaczną deniwelację stropu warstwy 1. można tłumaczyć np. obecnością uskoku rozcinających masyw skał ultramaficznych.

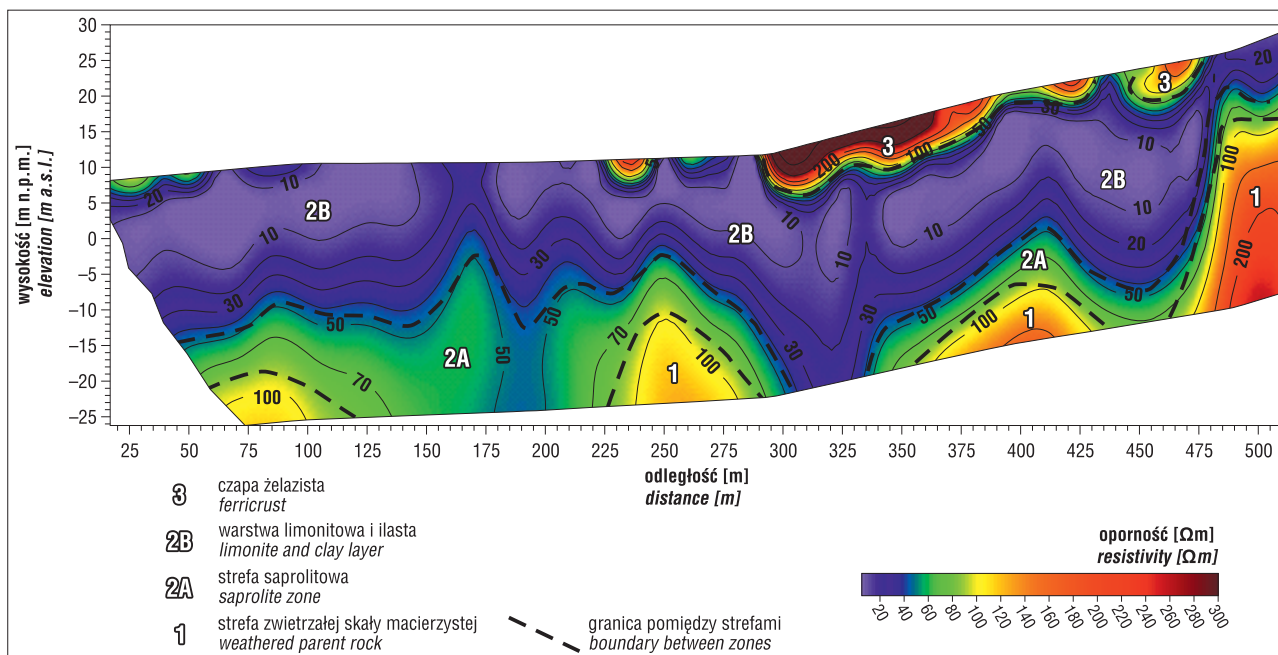
Warstwa 2 – odpowiada zwietrzelinie skał warstwy 1. (lateryty). Charakteryzuje się ona opornościami elektrycznymi wynoszącymi ok. 10–70 Ωm i zróżnicowaną miąższością – od 5 m do 30 m. Dowiązując warstwę 2. do profilu wiertzeniowego (ryc. 8), można ją rozdzielić na dwie podwarstwy:

– głębszą (2A), o opornościach ok. 30–70 Ωm odpowiadającą saprolitom,
 – płytszą (2B), o opornościach ok. 10–30 Ωm odpowiadającą warstwie limonitu i ilów.

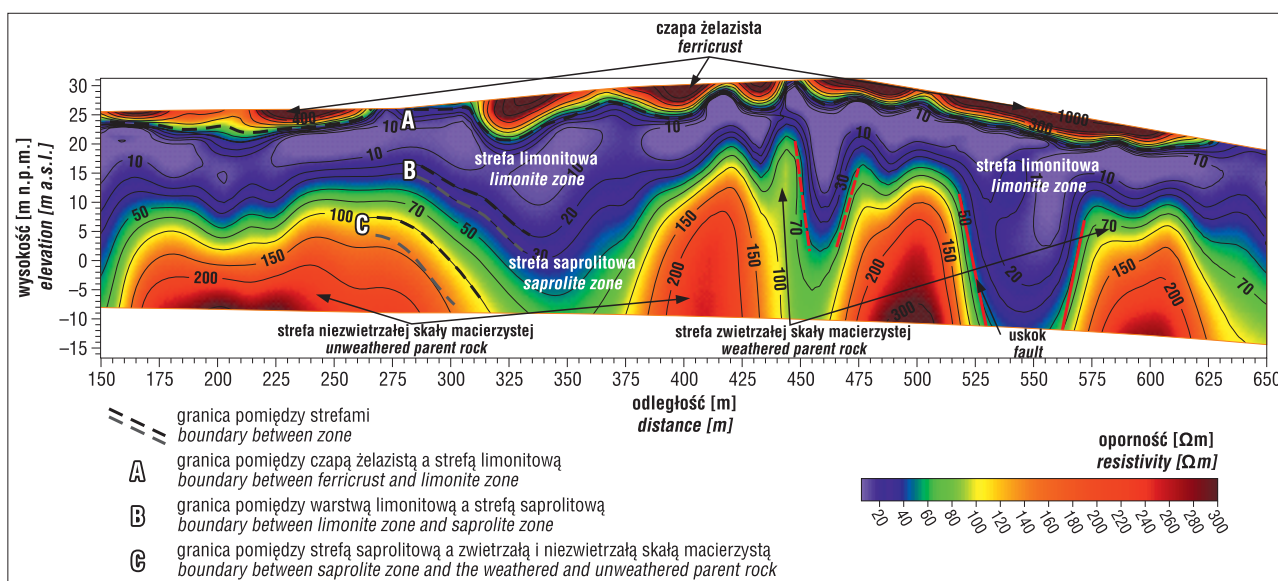
Warstwa 3 – odpowiada przypowierzchniowej strefie gruntów o opornościach elektrycznych rzędu kilkuset Ωm (100–300 Ωm). Są to osady przesuszone, powstałe w wyniku wtórnej cementacji laterytów na skutek zachodzących procesów hipergenicznych (czapy żelaziste).

Przykładowy profil ERT z wyodrębnionymi warstwami przedstawiono na rycinie 9.

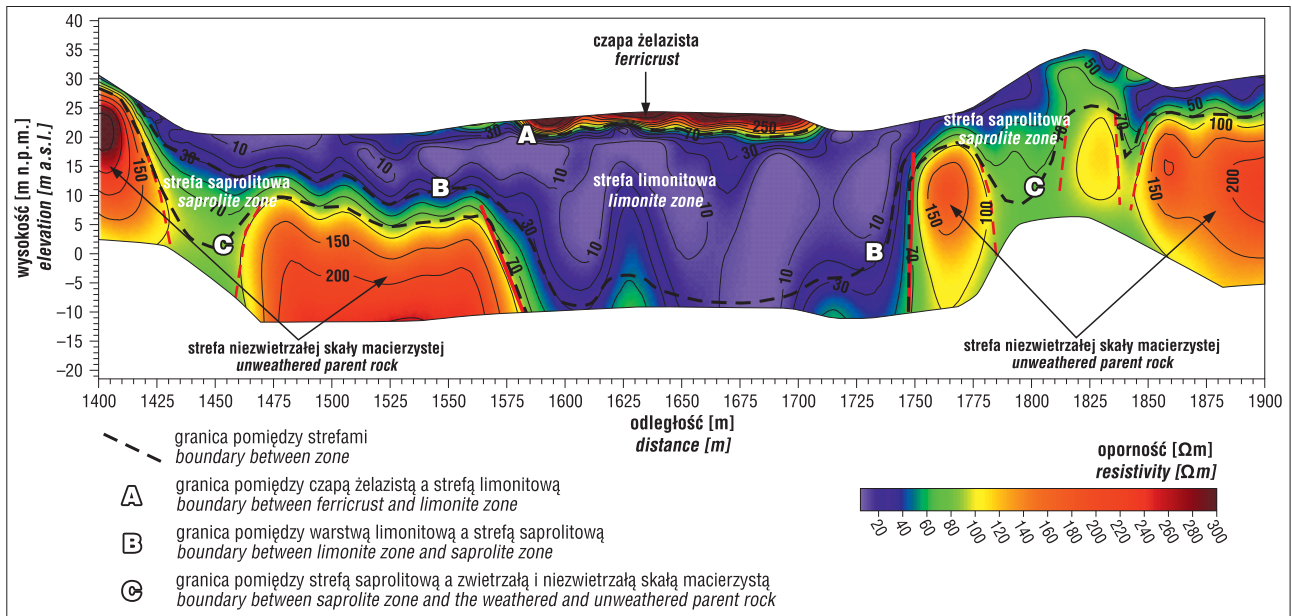
Płynna zmiana oporności pomiędzy poszczególnymi warstwami wynikała z tego, że granice między strefami nie były wyraźne i przechodziły w siebie stopniowo. Rodziło to spore trudności przy interpretacji. Problem wyznaczenia przebiegu granic pokazano na rycinie 10. Górna granica (A) pomiędzy czapą żelazistą a niżej leżącym limonitem



Ryc. 9. Przykład profilu ERT ze schematycznie naniesionymi warstwami elektrycznymi
 Fig. 9. Example of an ERT profile with schematic outlines of electrical horizons

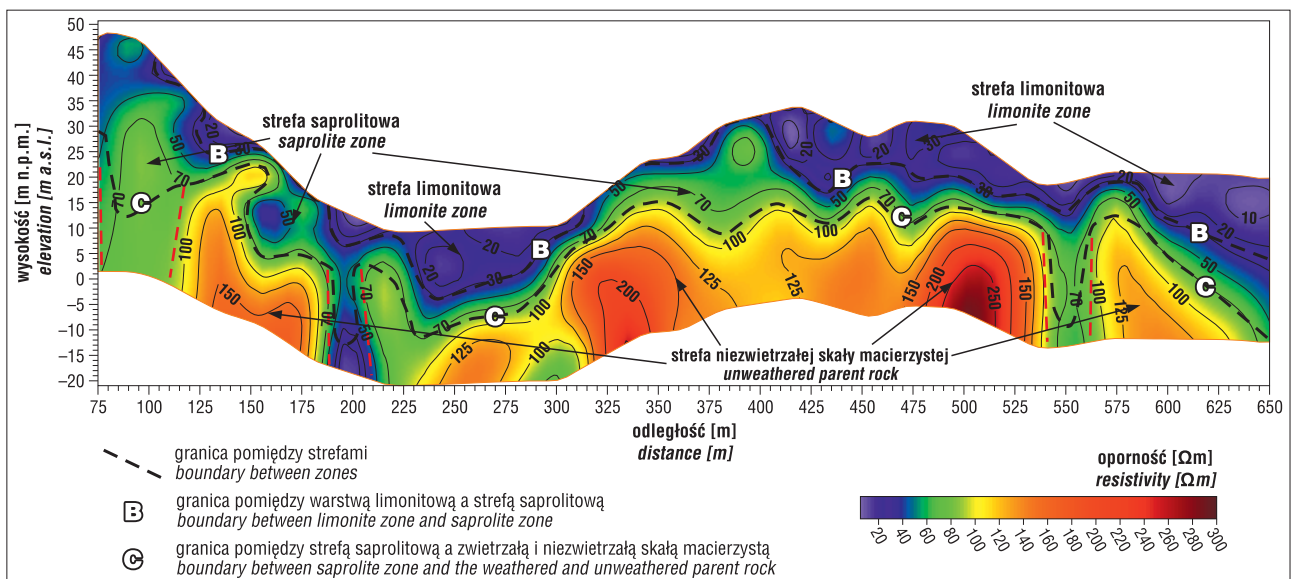


Ryc. 10. Skalibrowanie przebiegu granic geoelektrycznych z granicami litologicznymi
 Fig. 10. Calibrating the course of geoelectrical boundaries with lithological boundaries



Ryc. 11. Fragment przekroju geoelektrycznego z elementami interpretacji geologicznej. Widoczna mięszka strefa niskooporowa w centralnej części przekroju świadczy o dużej miąższości laterytu w tym rejonie

Fig. 11. Part of a geoelectrical cross-section with geological interpretation. The thick low-resistivity zone in the central part of the cross-section points to the large thickness of laterite in this region



Ryc. 12. Fragment przekroju geoelektrycznego z elementami interpretacji geologicznej. Widoczne strefy wymyci laterytu ze stoków górskich i jego zdeponowanie w dolinach

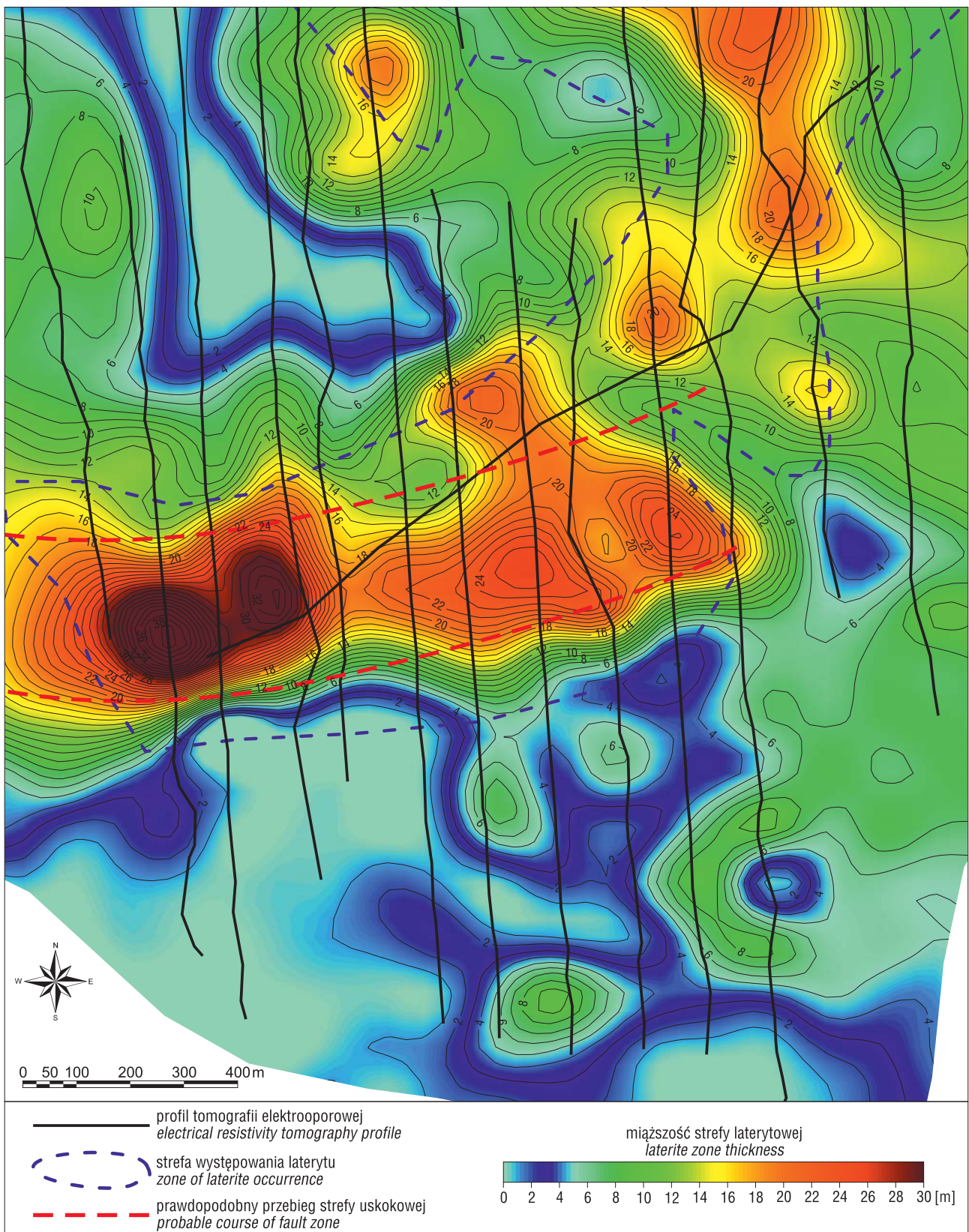
Fig. 12. Part of a geoelectrical cross-section with geological interpretation. Note washouts of laterite from mountain slopes and its deposition in the valleys

charakteryzuje się silnym gradientem, jej określenie jest stosunkowo proste. Granica B – pomiędzy strefą limonitową a saprolitową nie była łatwa do wyznaczenia. Z wartości oporności, które pomierzono na próbkach wynikało, że warstwy limonitowe charakteryzują się skrajnie niskimi opornościami rzędu 5–25 Ωm . Oczywiście w zależności od tego czy skrajną granicę oporności przyjęto dla wartości 20 czy 30 m, miąższość serii limonitowej ulegnie zmianie, ale jest to zmiana stosunkowo niewielka. Dużo trudniej było wyznaczyć granicę C – pomiędzy strefą saprolitową a zwiertzałą i niezwiertzałą skałą macierzystą. Tutaj z powodu niewielkiej ilości odkrywek skał macierzystych na terenie objętym pomiarami kalibracja oporności skały nie była prosta (jak na ryc. 6).

Wydzielenie wartości oporności poszczególnych warstw elektrycznych oraz ich przybliżone granice umożliwiły wykonanie interpretacji geologicznej dla wszystkich profili ERT. Na rycinie 11. i 12. przedstawiono wybrane i opracowane fragmenty tych profili.

Badania ERT wykazały, że lateryt mógł być wymywany ze stoków przez wody opadowe i zdeponowany u ich podnóża. Na rycinie 12. są widoczne fragmenty zwiertzliny laterytowej występującej lokalnie na stokach wzgórz oraz znacznie większe miąższości zwiertzliny w dolinach.

Rozprzestrzenienie i miąższość zwiertzlin laterytowych, udokumentowanych badaniami tomografii elektrooporowej, zobrazowano na przekrojach geoelektrycznych, różniąc poszczególne strefy zwiertzlin oraz w spo-



Ryc. 13. Mapa obrazująca miąższość laterytów opracowana na podstawie badań tomografią elektrooporową
Fig. 13. Map of laterite thickness compiled on the basis of geoelectrical tomography

sób zintegrowany na mapie miąższości warstwy zwietrzelinowej, której fragment zaprezentowano na rycinie 13.

Analiza tej mapy pozwala rozróżnić obszary o zwiększonej miąższości pokrywy laterytowej nawet do ok. 30 m (czerwonobrazowe pola). Stosunkowo prostoliniowy przebieg południowej krawędzi strefy oraz strome, kontrasto-

we granice zwietrzliny na przekrojach wskazują na związek występowania miąższych pokryw zwietrzelinowych ze strefami uskokowymi (ryc. 11, 12). Opracowana mapa miąższości pokrywy laterytowej (ryc. 13) umożliwia polichenie jej objętości. Jest to podstawowy parametr przy obliczaniu bilansowości złoża.

PODSUMOWANIE

Rezultaty opisanych wyżej badań dowodzą, że metoda ERT jest przydatna do szacowania miąższości pokrywy laterytowej, ze względu na wyraźne kontrasty wartości oporności elektrycznych między ultramaficznymi skałami podłoża (kilkaset Ωm) a ich zwietrzeliną (laterytami – kilkadziesiąt Ωm). Obniżenie wartości oporności elektrycznej pokrywy laterytowej wynika m.in. z koncentracji tlenków i wodorotlenków metali na skutek intensywnego wietrzenia chemicznego skał w klimacie wilgotnym i gorącym, które mogą stanowić potencjalne złoża bilansowe.

Warto nadmienić, że szacunkowa miąższość pokrywy laterytowej określona na podstawie badań ERT, ze względu na omawiane wcześniej problemy metodologiczne, jest przybliżona i wymaga weryfikacji przez wykonanie rozpoznania bezpośredniego, np. wiercen.

Zastosowany układ pomiarowy typu gradient, przy 5-metrowym rozstawie elektrod, umożliwił prospekcję do głębokości ok. 35 m. Uznano, że jest to optymalny rozstaw podczas wstępnego rozpoznania geologicznego nieznanego terenu z użyciem aparatury wielokanałowej, ze względu na bardzo krótki czas akwizycji, czułość porównywalną do innych rozstawów, przy zachowaniu dobrego stosunku sygnału do szumu. Analiza wyników dowodzi, że przyjęta metodyka badań była dobra, ponieważ miąższości strefy niskich oporności (kilkadziesiąt Ωm), odpowiadające laterytom, sięgały miejscami do ponad 30 m. W przypadku mniejszych miąższości pokrywy laterytowej należałoby przyjąć mniejsze rozstawy elektrod np. co 2 m.

Na badanym terenie nie wykonano żadnych otworów wiertniczych. Taka sytuacja w znaczący sposób utrudniała etap przetwarzania i interpretacji danych uzyskanych z pomiarów ERT. Niemniej możliwość pobrania próbek gruntów z dostępnej odkrywki (ryc. 6) i pomierzenie ich oporności w warunkach laboratoryjnych bardzo ułatwiły opracowanie wyników. Dzięki temu uzyskano wiedzę na temat wartości oporności różnych stref wietrzenia laterytów, co bardzo wspomogło analizę uzyskanych wyników.

Pomimo napotkanych problemów technicznych oraz geologicznych opisane badania elektrooporowe pozwoliły stworzyć zarys występowania pokrywy laterytowej, a także oznaczyć jej przybliżone miąższości. Wykonane prace mogą stanowić podstawę do dalszych ukierunkowanych i bardziej szczegółowych poszukiwań złożowych.

Autorzy pragną serdecznie podziękować Recenzentowi za poświęcony czas, a także wkład włożony w powstanie ostatecznej wersji artykułu, oraz Pani Małgorzacie Krauze, prezes Przedsiębiorstwa Badań Geofizycznych Sp. z o.o., za przychyłność i współpracę podczas przygotowywania artykułu.

LITERATURA

- ABEM 2013 – Instruction Manual.
- BADAN PUSAT STATISTIK (Centralne Biuro Statystyki) 2014 – Statistik Indonesia, statistical yearbook of Indonesia, Jakarta, ISBN 9770126291002.
- BEAUVAIS A., RITZ M., PARISOT J.-C., BANTSIMB Ch. & DUKHAN M. 2004 – Combined ERT and GPR methods for investigating two-stepped lateritic weathering systems. *Geoderma*, 119: 121–132.
- BROWN C. 2003 – A Short History of Indonesia. Crows Nest, New South Wales: Allen & Unwin.
- DAHLIN T. & ZHOU B. 2004 – A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays, *Geophys. Prospect.*, 52: 379–398.
- DAHLIN T. & ZHOU B. 2006 – Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, 4 (2): 113–123.
- HAZELL J.R.T., CRATCHLEY C.R. & JONES C.R.C., 1992 – The hydrogeology of crystalline aquifers in northern Nigeria and geophysical techniques used in their exploration. In: Wright, E.P., BURGER, W.G. (Eds.), *Hydrogeology of Crystalline Basement Aquifers in Africa*. *Geol. Soc. Spec. Publication*, 66: 155–182.
- HILL K.C. 2012 – Tectonic and Regional Structure of Seram and the Banda Arc. *Berita Sedimentologi* n. 23: 5–16.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1968 – *Geologia dynamiczna*, Wydaw. Geol., Warszawa.
- LINTHOUT K., HELMERS H., SOPAHELWAKAN J. & SURYA N.E. 1989 – Metamorphic complexes in Buru and Seram, Northern Banda Arc. *Netherlands Journal of Sea Research*, 24 (2/3): 345–356.
- LOKE M.H. & BARKER R.D., 1996 – Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophys. Prospect.*, 44: 131–152.
- LOKE M.H. 1996–2013 – Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- LOKE M.H. 2013 – Optimisation of electrode arrays used in 2D resistivity imaging surveys.
- MARSH E.E. & ANDERSON E.D. 2011 – Ni-Co laterite deposits. U.S. Geological Survey Open-File Report 2011: 1259–1268.
- MIESZKOWSKI R., KOWALCZYK S. & TUCHOŁKA P. 2011 – Określenie miąższości zwietrzliny laterytowej oraz głębokości występowania wód gruntowych w Kibeho (Rwanda) za pomocą pionowych sondowań elektrooporowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 446: 207–214.
- MONNIER Ch., GIRARDEAU J., PERMANA H., REHAULT J., BELLON H. & COTTEN J. 2003 – Dynamic and age of formation of the Seram-Ambon ophiolites (Central Indonesia). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 174 (6): 529–543.
- MOŚCICKI W.J. & ANTONIUK J. 1999 – Metoda obrazowania elektrooporowego (resistivity imaging). Przykład badań dla celów geologiczno-inżynierskich, *Mat. V Konferencji Nauk. Tech. Geofizyka w geologii, górnictwie i ochronie środowiska*, Kraków, 315–325.
- NAHON D.B. 1991 – *Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering*. Wiley, New York.
- PALACKY G.J. & KADEKARU K. 1979 – Effect of tropical weathering on electrical and electromagnetic measurements. *Geophysics*, 44: 69–88.
- Res2DINV Manual 2003 – GEOTOMO Software, 5 CangkatMidenLourong 6, Miden Heights, 11700 Gelugor, Penang, Malaysia (www.geoelectrical.com).
- SAMOUELIAN A., COUSIN I., TABBAGH A., BRUAND A. & RICHARD G. 2005 – Electrical resistivity survey in soil science: a review, *Elsevier, Soil & Tillage Research*, 83: 173–193.
- SASAKI Y. 1992 – Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophys. Prospect.*, 40: 453–464.
- THOMAS M.F. 1994 – *Geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes*. Wiley, New York.
- ZHDANOV M.S. & KELLER G.V. 1994 – *The geoelectrical methods in geophysical exploration*. Elsevier, Amsterdam.