

Poszukiwanie wieloletniej zmarzliny i budowa geologiczna Babiej Góry w świetle wyników obrazowania elektrooporowego

*Permafrost prospecting and geological structure of Mt. Babia Góra
in the light of the electroresistivity imaging method*

WOJCIECH DOBIŃSKI, MICHAŁ GLAZER

Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski
41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60; wojciech.dobinski@us.edu.pl m.glazer@o2.pl

BARBARA BIETA, MACIEJ J. MENDECKI

Katedra Geologii Stosowanej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski
41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60; barbara.bieta@wp.pl maciej.mendecki@us.edu.pl

Zarys treści. W artykule przedstawiono wyniki prac nad hipotezą o występowaniu wieloletniej zmarzliny w okolicach szczytowej okolicy Babiej Góry. W badanym obszarze wykonano trzy profile inwersyjnego obrazowania oporności, których maksymalna głębokość interpretacji sięga do około 90 m pod powierzchnię gruntu. Uzyskane wyniki nie potwierdzają jednoznacznie występowania permafrostu w badanym terenie, natomiast dobrze ukazują budowę geologiczną szczytowych partii Babiej Góry.

Słowa kluczowe: permafrost, Babia Góra, inwersyjne obrazowanie oporności.

Wstęp

Kriosfera jest jednym z najwrażliwszych na klimatyczne zmiany składnikiem środowiska geograficznego. Zwłaszcza jej współczesna ewolucja jest przedmiotem rozległych badań naukowych prowadzonych w różnych subdyscyplinach z dziedziny nauk o Ziemi. W tym kontekście jednym z istotnych zagadnień badawczych jest określenie zasięgu występowania wieloletniej zmarzliny – najważniejszego ze względu na zajmowaną powierzchnię składnika kriosfery. Zasięg ten do dziś nie jest określony. Permafrost jest niewidoczny, dlatego stosunkowo późno zainteresowano się jego badaniem w regionach górskich; poza Syberią, Alaską czy północną Kanadą, intensywnie prowadzi się badania dopiero od lat 1970.

Z punktu widzenia zmian klimatycznych najważniejsze jest określenie w górach dolnej granicy występowania wieloletniej zmarzliny, ponieważ ewentualnie tam istniejący permafrost jest najcieńszy i w największym stopniu podlegać może ewolucji – degradacji. W miejscach, gdzie jego występowaniu w skałach okruchowych towarzyszy лёд cementujący osady, jego wytapianie prowadzić może do uruchomienia także gwałtownych ruchów masowych mogących spowodować zagrożenie w środowisku wysokogórskim. Podjęcie badań nad poszukiwaniem permafrostu na Babiej Górze jest próbą określenia dolnego zasięgu występowania permafrostu na tym specyficznym izolowanym masywie górskim i nakierowane jest na dwa główne cele:

- ocena możliwości występowania aktywnego permafrostu górskiego związanego ze współczesnym klimatem, który może być zlokalizowany w przypowierzchniowej warstwie zwietrzelinowej na szczycie Babiej Góry;
- określenie prawdopodobieństwa występowania permafrostu starszego, fosylowego, nie związanego z obecnym klimatem, znajdującego się na większej głębokości i związanego z okresem ochłodzenia występującego w przeszłości.

Celem dodatkowym jest bardziej szczegółowe rozpoznanie budowy geologicznej okołoszczytowej części Babiej Góry. Niniejszy artykuł przedstawia wyniki pierwszych prac geoelektrycznych wykonanych na Babiej Górze, które miały posłużyć do realizacji postawionych celów badawczych.

Kriosfera zdefiniowana jest od dawna jako lodowa powłoka Ziemi obejmująca litosferę, hydrosferę i atmosferę (Dobrowolski, 1923; Shumskii, 1964) i określana jest najczęściej poprzez wyliczenie jej składników. W jej skład wchodzi wszystkie rodzaje lodu występujące naturalnie w przyrodzie, w tym: lodowce, łądolody, лёд rzeczny, jeziorny, śnieg i wieloletnia zmarzlina. Trzeba do niej zaliczyć także przechłodzoną wodę, pozostającą w temperaturze poniżej 0°C, ponieważ wchodzi ona w skład wieloletniej zmarzliny tworząc tak zwany stan kriotyczny (Everdingen, 1998).

Ze względu na swoje właściwości geofizyczne permafrost jest jednym z najtrudniejszych do detekcji składnikiem kriosfery. Trudność polega na tym, że jego obecność można bezpośrednio udowodnić jedynie za pomocą pomiaru temperatury w ośrodku geologicznym przez okres co najmniej dwóch następujących po sobie lat – wynika to z jego definicji (Everdingen, 1998). Możliwe jest to w zasadzie jedynie w wykonanym wcześniej odwiercie, co w przypadku środowiska wysokogórskiego jest trudne, kosztowne oraz wymusza bezpośrednią ingerencję środowiskową, często na terenach objętych różnymi formami ochrony przyrody. Z tego względu do badań wieloletniej zmarzliny powszechnie stosowane są metody pośrednie, głównie geofizyczne. Do metod tych zaliczyć można między innymi: inwersyjne obrazowanie oporności, sejsmikę refrakcyjną, georadar oraz pomiary elektromagnetyczne przy niskich częstotliwościach. Szczególnie pierwsza z wymienionych cieszy się dużą popularnością, ze względu na stosunkowo wysoką rozdzielczość w porównaniu do możliwego do osiągnięcia zasięgu głębo-

kościowego (Hauck, 2001; Hauck i inni, 2004; Hauck i Kneisel, 2008; Kneisel i Hauck, 2008).

Hipotezę istnienia na szczycie Babiej Góry wieloletniej zmarzliny postawiono opierając się na następujących przesłankach.

1. Wieloletnia zmarzlina jest fenomenem geologicznym, powstającym jako efekt oddziaływania zimnego klimatu. Na szczycie Babiej Góry średnia roczna temperatura wynosi nieco poniżej 0°C (Łajczak, 1984), zatem warunki klimatyczne teoretycznie sprzyjają jej występowaniu.
2. Specyficzne formy rzeźby: grubookruchowe gołoborza i zagłębienia terenu występujące na tym szczycie i w jego okolicy, mogą sprzyjać tworzeniu szczególnych warunków mikroklimatycznych sprzyjających lokalnemu rozwojowi współczesnego wieloletniego przemarzania (cyrkulacja Balcha, sporadyczne nasłonecznienie form negatywnych po stronie północnej).
3. Na północnym stoku Babiej Góry w okresie plejstocenu prawdopodobnie znajdowały się niewielkie lodowce. Oznacza to, że szczyt był położony w warunkach występowania aktywnej strefy peryglacjalnej w plejstocenie, a być może, że także w niektórych okresach holocenu. Wówczas warstwa permafrostu z pewnością występowała na tym szczycie.

Astrefowe i pozapiętrowe występowanie wieloletniej zmarzliny

Występowanie permafrostu powszechnie kojarzy się z mroźnymi regionami Syberii, Alaski i północnej Kanady, i w tych regionach rozpoczęło się jego badanie. Jako „produkt” klimatu nawiązuje on mocno swoim występowaniem do stref klimatycznych Ziemi. Ten typ permafrostu nazywany jest arktycznym lub *latitudinal permafrost*. Natomiast od lat 1970. – najpierw w Alpach i Skandynawii, a następnie w innych regionach świata – intensywnie rozwinęły się badania nad permafrostem górskim, nazywanym także *altitudinal permafrost*. O jego rozwoju w środowisku górskim decyduje głównie spadek temperatury wraz z wysokością. Jego występowanie związane jest ze zróżnicowaniem topoklimatycznym, w dużym stopniu zależnym od morfologii terenu, a przez to od ekspozycji na oddziaływanie promieni słonecznych, a także na warunki wietrzne. Te uwarunkowania, szczególnie w środowisku górskim, prowadzą do sytuacji, w których permafrost rozwijać się może:

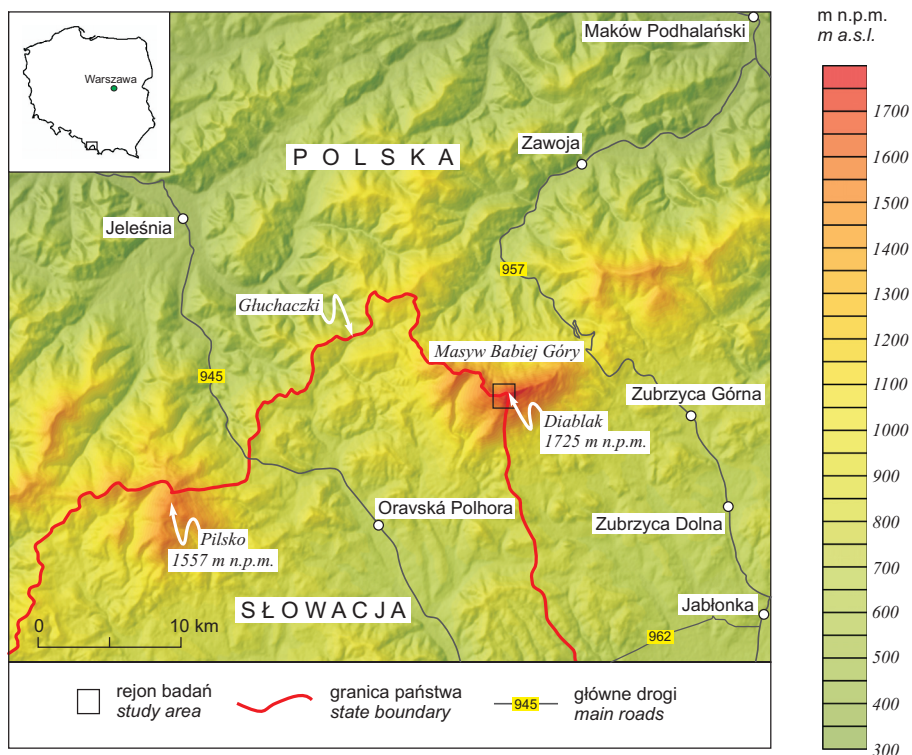
- pozastrefowo, czyli bez związku ze strefami klimatyczno-roślinnymi będącymi efektem zróżnicowania klimatycznego wynikającego głównie ze zmienności oświetlenia Ziemi w różnych szerokościach geograficznych;
- pozapiętrowo, to jest w szczególnie dogodnych warunkach terenowych, występujących poniżej wysokości, na której średnia roczna temperatura powietrza wynosi poniżej 0°C.

Akumulacja chłodnego powietrza, która jest powodem występowania form lodowych w jaskiniach oraz sporadycznego permafrostu w grubookruchowych rodzajach akumulacji materiału zwietrzelinowego w środowisku górskim (np. piargi) związana jest ze specyficznym typem cyrkulacji, określanej mianem cyrkulacji Balcha lub efektem kominowym (Delaloye i Lambiel, 2005; Gądek, 2012). Polega on na tym, że w szczególnych bezodpływowych zagłębieniach terenu zimne i bardziej gęste, zatem cięższe powietrze z okresu zimowego może długo zalegać (np. w jednootworowej jaskini). Jego wypieranie jest utrudnione, gdyż powietrze cieplejsze jest lżejsze i pozostaje zwykle ponad zimnym, znajdującym się w jaskini. W okresie zimowym natomiast mroźne powietrze jest w stanie wyprzeć zalegające w takim zagłębieniu powietrze z okresu lata. Taka mikrocyrkulacja oparta na sezonowym zróżnicowaniu gęstości powietrza jest prawdopodobnie głównym procesem prowadzącym do wytworzenia się sporadycznej zmarzliny także w grubookruchowych blokowiskach na górskich stokach. Może występować ona pozapiętrowo, to znaczy o wiele niżej niż pozwalałyby na to warunki makroklimatyczne danego obszaru. Różnica wartości średniej rocznej temperatury gruntu w materiale blokowym względem temperatury w sąsiadującym gruncie mineralnym może sięgać 4-7 °C (Sawada i inni, 2003; Harris i Pedersen, 1998). Pozapiętrowe występowanie górskiego permafrostu może w pewnym stopniu pokrywać się zatem z występowaniem jaskiń lodowych. W średnich szerokościach geograficznych na obszarze, gdzie obecne są mroźne zimy, pozapiętrowy permafrost może pojawiać na wysokości poniżej 1000 m n.p.m. (Harris, 1994; Ohata i inni, 1994; Luetscher i inni, 2005; Gude i inni, 2003).

Charakterystyka obszaru badań

Babia Góra (1725 m n.p.m.) jest najwyższym wzniesieniem w Zachodnich Beskidach, będących częścią zewnętrzną Karpat Zachodnich, a zarazem najwyższą górą w Polsce znajdującą się poza Tatrami. Szczyt ten jest położony we wschodniej części Beskidu Żywieckiego, gdzie dominują równolegle zorientowane względem siebie pasma wzniesień (ryc. 1). Ten izolowany masyw górski, sprawiający wrażenie samotnej wyspy, ukształtowany jest w postaci wysokiego grzbietu górskiego. Oś podłużna masywu, o kierunku wschodnio-zachodnim i długości około 10 km, przebiega łukiem lekko wygiętym ku południowi rozciągającym się od Przełęczy Jałowieckiej Północnej do Przełęczy Lipnickiej (z Polaną Krowiarki) (Niemirowski, 1983). Jego dwa główne wzniesienia rozdzielone przełęczą Brona (1408 m n.p.m.) – to Diablak (1725 m n.p.m.) będący najwyższym szczytem masywu Babiej Góry i Mała Babia Góra – Cyl (1517 m n.p.m.). Główny grzbiet wznosi się ponad grzbiety gór sąsiednich o około 200-600 m, a wysokość względna w stosunku do podnóża osiąga 1095 m od strony północnej i około 900 od południowej. Typowa dla Babiej Góry jest asymetria jej sto-

ków. Nachylenie i ogólny kształt stoków północnych i południowych znacznie różnią się od siebie. Północne stoki opadają stromo do samego podnóża grzbietu, natomiast południowe są znacznie dłuższe i bardziej poogie. Przechodzą one rozległym podnóżem w Kotlinę Orawską (Ziętara, 2004). Wyróżniającą wśród beskidzkich wzniesień cechą Babiej Góry, wynikającą z jej ukształtowania, jest piętrowy charakter wszystkich jej elementów przyrodniczych. Piętrowe zróżnicowanie klimatu wpływa na rzeźbę, gleby i szatę roślinną tego obszaru.



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań. Na podstawie danych pozyskanych z SRTM (<http://dds.cr.usgs.gov/srtm/>)

Location of the study area, based on data obtained from SRTM (<http://dds.cr.usgs.gov/srtm/>).

Najniższe piętra stanowią lasy charakterystyczne dla klimatu umiarkowanego, a następnie zaznacza się piętro subalpejskie z kosodrzewiną. Występujące najwyżej piętro alpejskie wyznacza zasięg intensywnych procesów peryglacjalnych, a lokalnie także niwalnych. W plejstocenie, lokalnie, na stoku północnym mogły mieć miejsce także procesy glacialne (Łajczak, 2014).

Przebieg temperatury powietrza i przemarzanie gruntu w okresie postglacjalnym na Babiej Górze

Izolowany charakter Babiej Góry jako swoistej wyspy wyrastającej blisko 1000 m ponad okoliczne doliny wpływa na jej charakter klimatyczny. Jest znaną prawidłowością, że tego typu odosobniony charakter obszaru górskiego wpływa na obniżenie granic występowania poszczególnych pięter klimatycznych. Na przykład granica pomiędzy piętrami chłodnym i bardzo chłodnym, gdzie średnia roczna temperatura powietrza wynosi $+2^{\circ}\text{C}$ (górną granicą lasu) znajduje się w Alpach Wschodnich na wysokości około 1750 m n.p.m., w Tatrach na 1550 m n.p.m., w Sudetach na około 1260 m n.p.m., a na Babiej Górze na 1395 m n.p.m. (Hess, 1974). Współcześnie na szczycie Babiej Góry średnia roczna temperatura powietrza wynosi nieco poniżej 0°C (Łajczak, 1984), gdyż izoterma 0°C przebiega na wysokości 1650 m n.p.m., czyli wzdłuż górnej granicy zasięgu kosodrzewiny (Obreńska-Starkel, 2004). Średnia temperatura na szczycie Babiej Góry jest więc nieco wyższa niż na Kasprowym Wierchu ($-0,8^{\circ}\text{C}$), szczycie położonym w Tatrach osiągającym wysokość 1986 m n.p.m., a zatem wyższym od Babiej Góry tylko o 261 m, na którym zidentyfikowano permafrost metodami geofizycznymi (Dobiński i inni, 2008; Dobiński, 2011).

Ujemna średnia roczna temperatura powietrza jest podstawowym i pierwszym, chociaż bardzo ogólnym, czynnikiem wskazującym na możliwość wieloletniego przemarzania gruntu, ponieważ permafrost jest efektem oddziaływania klimatycznego. Według A. Łajczaka i E. Włoch (2004) w schyłkowej fazie ostatniego zlodowacenia, w starszym dryasie, średnia roczna temperatura powietrza na szczycie Babiej Góry wynosiła prawdopodobnie około -5°C . W następnej fazie klimatycznej, allerödzie, podniosła się do blisko -2°C , by ponownie spaść do około -4°C w młodszym dryasie. W preboreale i boreale zachodziło stopniowe ocieplenie klimatu sięgające swojego maksimum w atlantyku, gdy średnia temperatura na szczycie była o blisko 3°C wyższa niż obecnie. W subboreale w Karpatach Zachodnich średnia roczna temperatura obniżyła się do około 1°C , następnie w subatlantyku ponownie spadła poniżej 0°C . Ponieważ górna granica lasu w najcieplejszym okresie holocenu zarówno w obszarze Alp (Mojski, 1993; Patzelt, 1995; Burga, 1995), jak i na obszarze niemal sąsiadującym z Babią Górą – w Tatrach, przebiegała nie wyżej niż około 100-200 w stosunku do stanu współczesnego (Obidowicz, 1993), zdaniem cytowanych autorów temperatury te mogły być nawet niższe od 0°C . Na przykład do modelowania występowania permafrostu w Wysokich Taurach w Alpach Austriackich podczas Małej Epoki Lodowej przyjęto spadek temperatury $-1,4^{\circ}\text{C}$, natomiast w młodszym dryasie od $-2,5^{\circ}\text{C}$ do -4°C . Dolna granica jego występowania była wówczas położona o około 560-780 m niżej niż obecnie (Avian i Kellerer-Pirklbauer, 2012). W najwyższej położonych partiach Tatr maksymalna miąższość permafrostu powstałego w okresie

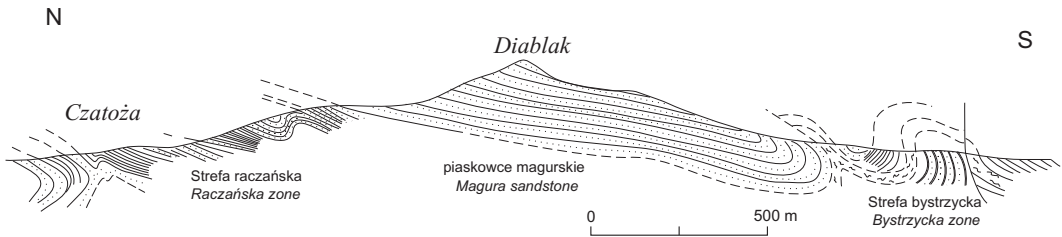
plejstocenijskim szacowana jest na około 400 m (Czudek, 1986). Powszechnej obecności permafrostu w Karpatach Zachodnich dowodzą także najnowsze prace dotyczące występowania kriogenicznych grubokrystalicznych węglanów w jaskiniach, tzw. *coarse crystalline cryogenic cave carbonate* (CCC) (Orvošová i inni, 2014; Žák i inni, 2009, 2012). Węglany te wskazują na powszechną obecność górskiego permafrostu w okresie 18-20 ka BP na wysokości powyżej 800 m n.p.m. Jego miąższość na tej wysokości mogła sięgać 30-180 m, natomiast w Tatrach na wysokości powyżej 1800 m n.p.m. grubość permafrostu mogła sięgać ponad 285 m (Orvošová i inni, 2014). Taka ewolucja klimatu w ciągu ostatnich 15 000 lat pozwoliła z pewnością na wytworzenie się grubej warstwy wieloletniej zmarzliny szczególnie na tak izolowanym masywie jakim jest Babia Góra. Co więcej, istnieje prawdopodobieństwo, że nawet jeżeli w najwyższych partiach Tatr czy na szczycie Babiej Góry temperatura w ciągu całego holocenu wzrosła powyżej 0°C, to był to okres na tyle krótki, że nie nastąpiła całkowita degradacja utworzonego wcześniej permafrostu.

Charakterystycznym elementem wysokogórskiej części Babiej Góry są również aktywne gołoborza pokrywające głównie podszczytowe partie północnych stoków. Pokrywy te mają bardzo duże znaczenie geomorfologiczne i paleogeograficzne. Dowodzą one dużych zmian klimatycznych na tym obszarze w plejstocenie i holocenie, ponieważ formowane były w zimnym peryglacjalnym klimacie. W okresie klimatycznego ocieplenia ulegały stabilizacji i w niższej części stoków pokryły się szatą roślinną – trawą i kosodrzewiną. Gołoborza – zarówno czynne, jak i fosylne – uważane są za osady wskaźnikowe, informujące o głębokim przemarzaniu podłoża w przeszłości, stąd zrodziła się właśnie koncepcja „facji peryglacjalnej” W. Łozińskiego. W nisko położonych gołoborzach także współcześnie identyfikuje się pozapiętrowe występowanie permafrostu górskiego (np. Gude i inni, 2003). Obecnie aktywne gołoborza występują na Babiej Górze na stoku północnym powyżej około 1500 m n.p.m., a na stoku południowym powyżej 1600 m n.p.m. Dolna granica ich występowania obniża się lokalnie do mniej niż 1300 m n.p.m. (Łajczak i Włoch, 2004).

Budowa geologiczna i rzeźba

Rozpoznanie budowy geologicznej Babiej Góry zawdzięczamy pracom prowadzonym m.in. przez M. Książkiewicza (1948, 1963, 1966), F. Biedę (1963), A. Łajczaka (2004a, 2004b, 2014), S.W. Alexandrowicza (2004) i T. Ziętarę (1989, 2004). Masyw ten zbudowany jest z utworów płaszczowiny magurskiej. Występująca w jej obrębie seria osadów fliszowych określana jest jako seria magurska. Górna część pasma Babiej Góry zbudowana jest głównie z gruboławicowych warstw średnio- i drobnoziarnistych piaskowców. Często ławice piaskowców leżą bezpośrednio na sobie lub oddziela je cienka warstwa łupków fyllitowych, chlorytowo-serycytowych (Ziętara, 2004). W kompleksie tym można

również wyróżnić przeławienia piaskowców o mniejszej odporności. Skąły te zostały wypiętrzone i pofałdowane w miocenie (ryc. 2) (Alexandrowicz, 2004; Łajczak, 2014). W obrębie masywu Babiej Góry widoczne są cztery schodowo ułożone poziomy zrównań trzeciorzędowych powstałych w okresie miocen-pliocen, związane z długotrwałym niszczeniem obszaru górzystego przez procesy erozyjne i denudacyjne (Ziętara, 2004; Łajczak, 2004b, 2014).



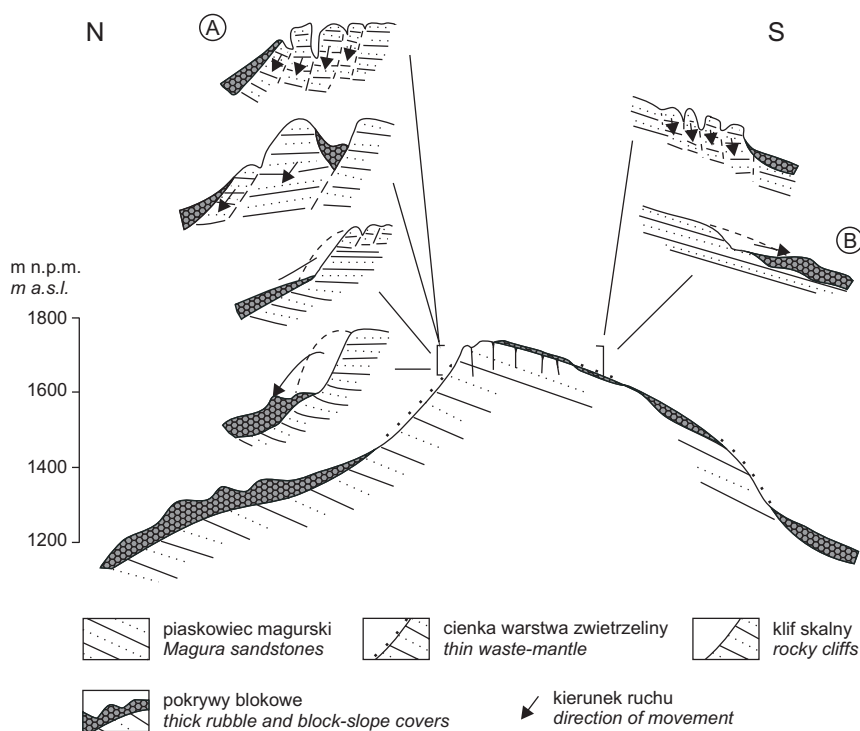
Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez pasmo Babiej Góry (wg Alexandrowicz, 2004, ze zmianami).
Geological cross-section of the Babia Góra range (after Alexandrowicz, 2004, modified).

Inne cechy szczególne tego wzniesienia są następujące.

1. Profil poprzeczny głównego grzbietu jest asymetryczny. Nachylenie południowego stoku uwarunkowane jest zapadaniem warstw piaskowca magurskiego budującego skrzydło synkliny Babiej Góry. Jest ono w przybliżeniu zgodne z upadem warstw tego piaskowca (20° - 30°). Stok północny typu wysokiej kuesty charakteryzuje duże nachylenie, do 70° (Łajczak, 2004a, 2014).
2. Profil podłużny linii grzbietowej ma przebieg schodowy (wyróżnia się trzynastę prawie poziomo ułożonych większych teras krioplanacyjnych). Współczesne procesy mrozowe doprowadzają do niszczenia teras w niższych partiach natomiast w wyższych przyczyniają się do ich zachowania (Łajczak, 2004a; Ziętara, 2004).
3. Znaczny obszar grzbietu wzniesiony powyżej lejów źródłowych obejmuje w całości piętro subalpejskie (>1400 m n.p.m.).
4. Bardzo urozmaicona jest rzeźba stoków masywu.

Grzbiet Babiej Góry w decydującym stopniu kształtowany jest przez osuwiska, co widoczne jest szczególnie na stoku północnym (Łajczak, 2014). Przypuszcza się, że najstarsze formy osuwiskowe mają założenia plioceńskie (Łajczak, 2004b), natomiast największe nasilenie ruchów osuwiskowych przypadało na schyłek ostatniego zlodowacenia, aż po optimum klimatyczne fazy atlantyckiej holocenu (Alexandrowicz, 1978; Ziętara, 2004). Północne strome stoki Babiej Góry są ścianą największej w Karpatach fliszowych zerwy skalnej (Alexandrowicz, 1978). Występujące w górnych partiach tego stoku osuwiska – to formy konsekwentno-szczelinowe związane z osuwaniem się pakietów skalnych zgod-

nie z przebiegiem spękań. Osuwiska na stokach południowych są konsekwentno-warstwowe (ześlizgowe) i występują w miejscach, gdzie materiał skalny osuwa się na wkładkach łupków zgodnie z nachyleniem warstw skalnych (ryc. 3) (Łajczak, 1984). Należy zwrócić również uwagę na charakterystyczne elementy morfologii peryglacjalnej, niwalnej i glacialnej na wysoko wzniesionych frag-



Ryc. 3. Schematyczny przekrój przez szczytowe partie Babiej Góry. Przedstawione zostały główne typy osuwisk oraz osadów. Typowe przykłady osuwisk: A – konsekwentno-szczelinowego, B – konsekwentno-warstwowego (wg Łajczak, 2014, ze zmianami).

Schematic cross-section of the top of the Babia Góra massif, highlighting landslide forms and deposits. Typical examples of: A – a consequent crevice landslide, B – a consequent layered landslide (after Łajczak, 2014, modified).

mentach północnych stoków, a także na uaktywnione w ostatnich latach spływy gruzowe na tych stokach (Łajczak i Migoń, 2007). Ze względu na znaczną ilość wody krążącej w masywie, duży wpływ na modelowanie dolin mają procesy fluwialne (Łajczak, 2014).

Temperatura wody w źródłach na Babiej Górze

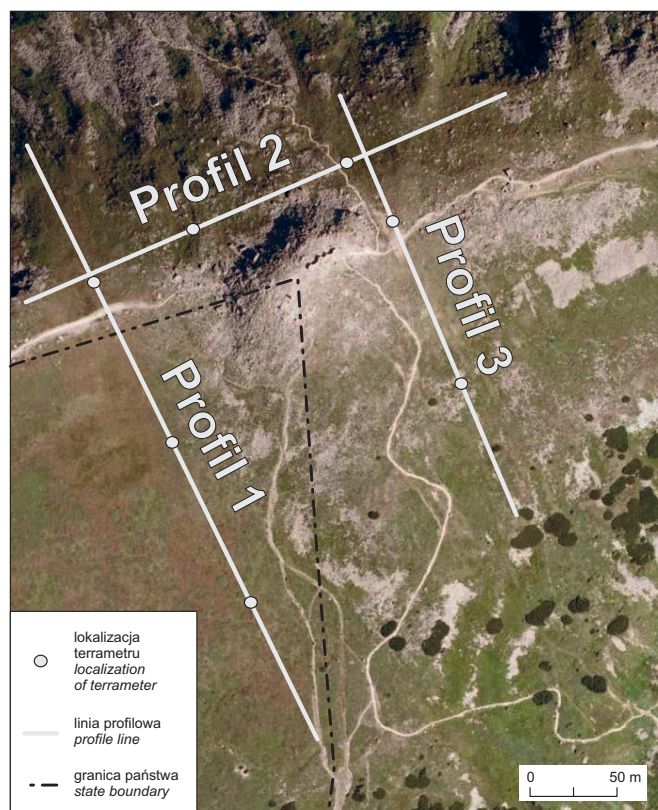
Jedną z często wykorzystywanych informacji pośrednich mogących wskazywać na obecność wieloletniego przemarzania masywu górskiego jest temperatura wody w lokalnych źródłach. Charakterystykę takiej temperatury opracował A. Łajczak (1981, 2004). Badaniami objął 168 źródeł znajdujących się na wysokości 908-1502 m n.p.m. i stwierdził, że na badanym obszarze dominuje głębokie krążenie wód, mogące sięgać 25-100 m w głąb masywu, w warstwach piaskowca magurskiego. Jest to efektem dużej szczelinowatości piaskowców magurskich z obszaru wierzchołkowego spowodowanego także przez wietrzenie mechaniczne w zimnym klimacie i tektonikę masywu. Amplituda temperatury wody w źródłach jest wyjątkowo niska w ciągu roku i nie przekracza 3°C, a na większych wysokościach nawet 0,2-0,5°C. Dotyczy to zwłaszcza źródeł zlokalizowanych najwyżej – około 1500 m n.p.m., których temperatura mieści się w przedziale 1,5-3,0 °C (Łajczak, 2004c). Także temperatura położonych niżej źródeł skalno-rumoszowych jest podobna do położonych 200-300 m wyżej źródeł skalnych – to również wskazuje na głębokie krążenie wód w obrębie masywu. Taka charakterystyka krążenia powoduje, że wskaźnik anomalii temperatury, czyli stosunek średniej temperatury źródła do średniej temperatury powietrza jest wysoki i w przypadku źródeł skalnych wynosi 1,71 (Łajczak, 1981).

Tam zatem, gdzie na głębokie krążenie wód może wpłynąć wielkość stopnia geotermalnego, sytuacja jest odwrotna. Temperatura wody w najwyżej położonych źródłach przez okres całego roku jest wyjątkowo niska. Może to wskazywać jedynie na specyficzną anomalie termiczną, której występowanie w obrębie masywu Babiej Góry można wiązać raczej z wpływem chłodnego klimatu penetrującego w głąb masywu do znacznej głębokości.

Metodyka

W celu ewentualnego wykrycia permafrostu na dwóch głębokościach: przy powierzchniowego i leżącego głębiej – fosylnego, zdecydowano się zastosować maksymalne rozstawy elektrod, tak aby uzyskać maksymalną głębokość pomiaru. Wykorzystano aparaturę elektrooporową szwedzkiej formy ABEM, Terramet LS. W obrębie szczytu Babiej Góry wyznaczono 3 profile pomiarowe (ryc. 4). Jako że celem wykonanych pomiarów było także elektrooporowe rozpoznanie bardziej szczegółowej budowy geologicznej wierzchołka Babiej Góry, zdecydowano o zastosowaniu 5-metrowego rozstawu pomiędzy elektrodami, a uzyskany w ten sposób 400-metrowy profil pozwolił na rozpoznanie ośrodka nawet do głębokości 90 m pod środkiem rozstawu. Ze względu na stromość stoku północnego oraz znajdujące się na nim gołoborza zrezygnowano z rozstawienia profilu pomiarowego dalej w tym kierunku, biorąc pod uwagę duże niebezpieczeń-

stwo związane z prowadzeniem prac w tego typu terenie. W przypadku dwóch pozostałych profili trudne warunki terenowe wymusiły konieczność skrócenia linii pomiarowych do 300 m. Zgodnie z początkowym założeniem zaplanowano wykonanie profilów 1 i 3 mniej więcej równolegle względem siebie wzdłuż kierunku N-S, co umożliwi ogólne porównanie modeli elektrooporowych. Profil 2 posłużył natomiast do prześledzenia zmienności ośrodka geologicznego wzdłuż linii W-E masywu oraz bezpośredniego połączenia profili 1 i 2. Dane topograficzne uzyskano za pomocą pomiarów niwelatorem.



Ryc. 4. Lokalizacja profili pomiarowych w obrębie szczytu Babiej Góry (www.geoportal.gov.pl)
Location of profile lines on the peak of Babia Góra (www.geoportal.gov.pl)

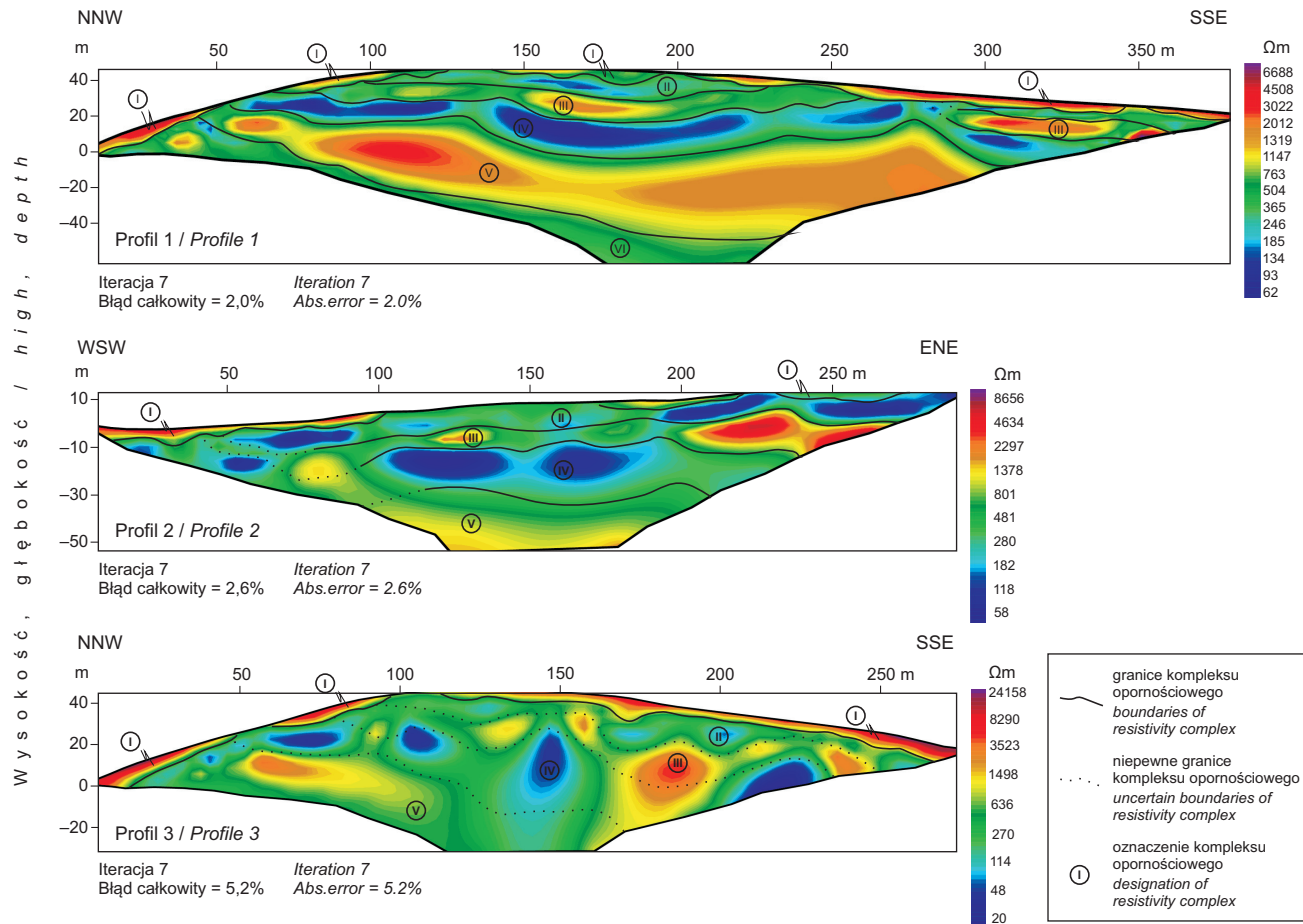
W trakcie badań wykorzystano układ pomiarowy Schlumbergera dający stosunkowo dobrą rozdzielczość poziomą i pionową przy jednoczesnym zachowaniu silnego sygnału (Loke, 2014). Profile 1 i 2 cechowały się względnie dużymi prądami jakie aplikowano w ośrodek geologiczny, maksymalnie osiągając 90 mA

i schodząc minimalnie do 20 mA. Jedynie w przypadku profilu 3 prądy minimalne uzyskały 9 mA. Warunki na kontakcie elektroda–grunt, zważywszy na charakter terenu, można ocenić jako bardzo dobre. Wszystkie profile starano się ulokować na obszarze o stosunkowo grubej warstwie gleby, nie było jednak możliwe całkowicie ominięcie materiału grubookruchowego. Na profilach 1 i 2 wartość odchylenia standardowego testu kontaktu elektroda–grunt nie przekracza 3000 Ω , przy średniej arytmetycznej odpowiednio 5661 Ω oraz 6238 Ω . W przypadku profilu 3 średnia wynosi 9920 Ω , a odchylenie standardowe przybiera wartość aż 6358 Ω , co spowodowane jest lokalizacją ostatnich 100 m profilu na obszarze z bardzo cienką pokrywą gleby zalegającej bezpośrednio na zwietrzalej skale.

Inwersję danych elektrooporowych przeprowadzono za pomocą programu Res2Dinvx64 v.4.0. Wykorzystano algorytm inwersji wymuszającej szorstkość danych z normą L1 (ang. *robust data constrain*) mającej na celu minimalizację wpływu zakłóceń obecnych w pojedynczych danych na ostatecznie uzyskane modele elektrooporowe (Auken i Christiansen, 2004; Loke, 2014). Dodatkowo po wcześniejszych próbach zdecydowano w ostatecznej wersji przedstawić wyniki inwersji przeprowadzonej z wykorzystaniem metody wymuszającej gładkość modelu (ang. *smooth model constrain*), jako że modele opornościowe sporządzane przy normie L1 (Auken i Christiansen, 2004; Loke, 2014) cechowały się tendencją do pewnego upraszczania istotnych zdaniem autorów anomalii opornościowych. Biorąc pod uwagę wykonane wstępnie przetwarzania postanowiono skorzystać w przypadku profilu 1 i 2 z filtra wypłaszczającego rozwiązanie w kierunku pionowym lub poziomym (ang. *vertical/horizontal flatness filter ratio*) wynoszącym 0,5, zadając tym samym preferowanie struktur horyzontalnych. W przypadku profilu 3 rozwiązanie takie nie dawało rezultatów zgodnych z wiedzą *a priori* o ośrodku geologicznym i przyjęto wartość 1,0, czyli wskazującą algorytmowi inwersji informację, że nie ma wyszczególnionego kierunku pionowego lub poziomego. Pozostałe parametry inwersji pozostały zgodne z ustawieniami standardowymi Res2Dinv.

Modele elektrooporowe

Wszystkie modele opornościowe (ryc. 5) stworzone na podstawie uzyskanych pomiarów terenowych wykazują strukturę warstwową. Przy powierzchni terenu obecne są anomalie wysokooporowe (I) osiągające wartości od około 2,5 do ponad 10 k Ω m. Nie występują one jednorodnie na wszystkich modelach – charakterystyczny dla nich jest wzrost miąższości na profilach 1 i 3 wraz ze wzrostem odległości od szczytu Babiej Góry oraz lokalne występowanie na profilu 2. Struktury te wiązane są z obecnością silnie zwietrzalej warstwy przypowierzchniowej pełnej szczelin i pustek prawdopodobnie wypełnionych powietrzem. W tym przypadku wiąże się również z obecnością gołoborzy pokrywających stoki (szczególnie w częściach dystalnych modeli 1 i 3).



Wysokość, głębokość / high, depth

Ryc. 5. Przekroje opornościowe profili 1, 2 oraz 3
 Resistivity cross-sections from profiles 1, 2 and 3
 Opracowanie własne. / Author's own elaboration.

Poniżej wysokooporowej warstwy przypowierzchniowej można wyróżnić cztery (profile 2 i 3) lub pięć (profil 1) kompleksów opornościowych. Dzielą się one na dwa rodzaje uzyskiwanych anomalii: niskooporowe (II, IV, VI) w zakresie 50-300 Ωm oraz przyjmujące wartości przejściowe (III i V) w przedziale oporności od 500 do 3500 Ωm . Na profilu drugim w kompleksie III pomiędzy 210 a 240 m wartości oporności wahają się, przybierając wartości nawet 6,5 k Ωm . Może to być spowodowane lokalnymi warunkami w jakich pomiary zostały wykonane i kompleksem wysokooporowym znajdującym się przy powierzchni. Próby zmniejszenia wartości oporności uzyskiwanych w tym miejscu poprzez usuwanie podejrzanych danych bądź narzucanie w procesie inwersji limitowania przyjmowanych wartości oporności modelu nie dały satysfakcjonujących rezultatów. Podobną anomalię może wywoływać obecny na tym samym profilu obiekt na głębokości pomiędzy 70 a 90 m. W tym przypadku jednak jest on znacznie rozciągnięty w pionie. Zarówno przy anomalii pierwszej, jak i drugiej na profilu 2, dobrze zaznaczony jest strop tych anomalii, znajdujący się na tym samym poziomie głębokościowym wyznaczonego kompleksu III.

Struktury wytyczone w profilu 3 nie cechują się ciągłością wykazaną przy poprzednich modelach. Występujące tu stosunkowo trudne warunki przypowierzchniowe mogły mieć wpływ na otrzymany wynik inwersji. Praktycznie na całej rozciągłości profilu strefę przypowierzchniową budują zwietrzałe skały, w których trudno o stabilizację elektrod. Możliwe, że ze względu właśnie na te warunki kompleks III jest tak zdeformowany w porównaniu do profilu 1 i 2. Dodatkowo należy w tej sytuacji rozważyć możliwość występowania lokalnej strefy o zwiększonej ilości szczelin pionowych powstałych prawdopodobnie na skutek odprężeń związanych z ruchami masowymi na stoku północnym (ryc. 3). Podobne nieciągłości obserwowane są w obrębie kompleksów warstw na wszystkich profilach elektrooporowych.

Właściwe dla wszystkich prezentowanych modeli jest wykazywanie przez kompleksy opornościowe uwarstwienia zgodnego z zapadaniem serii magurskich na Babiej Górze. Warstwy struktur III i V osiągające oporności 500-3500 Ωm należy prawdopodobnie utożsamiać z gruboławicowymi piaskowcami magurskimi względnie niepokruszonymi. Z kolei kompleksy II, IV oraz VI stanowią przypuszczalnie piaskowce magurskie średnio- i cienkoławicowe z przewarstwieniami łupków fylitowych. Taka struktura w trakcie ruchów górotwórczych narażona jest na intensyfikację uchodzenia naprężeń w formie spękań i szczelin, które mogą stanowić łatwą drogę migracji dla wód przez górotwór. Wskazują na to także liczne źródła w szczytowych partiach Babiej Góry. Połączenie tego czynnika z występowaniem przewarstwień piaskowców z łupkami może być powodem niskich oporności w kompleksach II, IV i VI.

Na modelu opornościowym uzyskanym na pierwszym profilu należy zwrócić uwagę, że przy zastosowaniu w procesie inwersji normy L1 do modelu kompleks VI jest niemal całkowicie zasłonięty przez V wraz z obniżeniem jego oporności do

zakresu 700-1000 Ωm . Ze względu na brak dostatecznych danych geologicznych bezpośrednio z tej głębokości nie można wykluczyć, że wydzielenie kompleksów V i VI jest związane z parametrami przeprowadzonej inwersji.

Dyskusja wyników

Wykonane badania stanowią pierwszą próbę zidentyfikowania wieloletniej zmarzliny w okołoszczytowym rejonie Babiej Góry. Uzyskane wyniki, chociaż niosą interesującą informację o zróżnicowaniu oporności w tym obszarze do głębokości maksymalnie 90 m, muszą być traktowane z dużą ostrożnością. Pod uwagę trzeba wziąć przede wszystkim rodzaj badanego materiału. Skały fliszowe, zbudowane głównie z gruboławicowych piaskowców przewarstwionych łupkami, są podatne na głębokie zawodnienie, co w szczególności skutkuje powszechnością form osuwiskowych w całych Karpatach fliszowych, w tym na Babiej Górze. Penetrując w głąb masywu woda powoduje znaczne obniżenie się oporności badanych formacji skalnych. Podatność na drenaż wewnętrzny z pewnością wpływała także na stan wieloletniej zmarzliny, jaka musiała występować na tym szczycie jeszcze po zakończeniu okresu zlodowacenia. Oddziaływanie wody – jako medium, za pomocą którego dokonywana była wymiana ciepła – z pewnością przyspieszyło degradację zmarzliny. W takich warunkach oporność charakteryzująca obecny w gruncie permafrost może być znacznie niższa niż wartości publikowane jako charakterystyczne dla permafrostu. W materiale ilasto-gliniastym oporność określająca wieloletnią zmarzlinę sięga zaledwie 1-7 k Ωm (Harada, 2008).

Warstwa przypowierzchniowa gruntu w badanym terenie cechuje się występowaniem licznych pustek i szczelin, które towarzyszą podszczytowym blokowi i niekiedy mają spore rozmiary (fot. 1). Są one tylko częściowo wypełnione materiałem drobnoziarnistym. Stwierdzono je we wszystkich wykonanych profilach. Z ich powodu obserwowane wartości oporu są w tej warstwie wysokie i sięgają od około 2,5 do ponad 10 k Ωm . Na podstawie uzyskanych wyników trudno ocenić, czy w tej warstwie, której miąższość sięga od około 1 m na szczycie do maksymalnie do 7-10 m w niższych częściach stoku, możliwe jest przetrwanie zimowego przemarznięcia przez cały okres lata, a zatem również czy możliwe jest przetrwanie niewielkiej ilości lodu podziemnego. Opierając się na danych klimatycznych i wykonanych badaniach, na obecnym etapie prac wykluczyć tego całkowicie nie można. Więcej informacji w tym zakresie może przynieść pomiar temperatury BTS (ang. *Bottom Temperature of Snow Cover*), powszechnie stosowany do identyfikacji permafrostu na głębokości do około 6 metrów (Haerberli, 1973; Hauck i Kneisel, 2008).

Uzyskane modele opornościowe dostarczają nowych szczegółowych informacji o budowie geologicznej wierzchołka Babiej Góry, dzięki temu można traktować je jako rzetelne źródło wiedzy dotyczącej jej struktury wewnętrznej. Wielko-

ści uzyskanych oporności nie potwierdzają obecności permafrostu relikтового, gdyż stwierdzone wartości oporu są zbyt niskie. Ze względu na gęste spękanie masywu oraz jego budowę geologiczną, która podatna jest na głęboki drenaż podziemny, permafrost z wcześniejszych okresów geologicznych został całkowicie zdegradowany. Jeżeli gdziekolwiek przetrwał, na co słabo wskazuje duży kontrast oporności pomiędzy warstwami na głębokości około 30-40 m (w profilu 1), to w stanie zaawansowanej degradacji, gdyż jest mocno nasączony wodą lub w stanie kriotycznym.



Fot. 1. Gołoborze w szczytowej partii Babiej Góry, Diablak
Scree-slope on the top part of Babia Góra known as Diablak
(Fot./Photo: A. Marciniak)

Przeprowadzone pomiary dostarczają nowych informacji i hipotez do dyskusji na temat ewolucji wieloletniej zmarzliny w izolowanych masywach górskich, na szczególnym przykładzie utworów fliszowych Babiej Góry. Ich wewnętrzna struktura sprzyja szybkiej i relatywnie głębokiej migracji wód osiagającej – jak wskazuje analiza anomalii temperatury źródeł na tym obszarze – nawet 100 m (Łajczak, 1981, 2004c), a co za tym idzie – przyspieszonej degradacji wieloletniej zmarzliny.

Wnioski

1. W pracach nad poszukiwaniem permafrostu na Babiej Górze nie osiągnięto wyniku, który by pozwalał na potwierdzenie hipotezy o występowaniu tam wieloletniej zmarzliny. Uzyskane wartości oporu są znacznie niższe niż te, które przypisywane są permafrostowi górskiemu w Tatrach – 30-90 kΩm (Dobiński i inni, 2008), w Alpach – 50-2000 kΩm (Vonder Muhll, 1993), czy Skandynawii 50-500 kΩm (Kneisel i Hauck, 2008).
2. Stosunkowo wysokie oporności, do 10 kΩm, w warstwie przypowierzchniowej nie pozwalają także na całkowite wykluczenie obecności sporadycznego permafrostu w tej warstwie, związanego ze współczesnym klimatem.
3. Mając na uwadze specyfikę budowy geologicznej masywu Babiej Góry oraz możliwość głębokiego drenażu utworów fliszowych można powiedzieć, że ten proces hydrogeologiczny był i jest jednym z głównych czynników powodujących degradację permafrostu. Głębokie przemywanie i „podgrzewanie” masywu w sezonie letnim wodami opadowymi penetrującymi szczeliny wietrzeniowe i odciążeniowe musiało zachodzić na całej wysoko wzniesionej partii masywu Babiej Góry, a szczególnie na obszarze szczytowym masywu po zakończeniu ostatniego zlodowacenia. Głęboka penetracja wody z pewnością wpływa na obniżenie wartości oporu badanego ośrodka skalnego.
4. Uzyskane modele opornościowe dobrze odwzorowują strukturę wewnętrzną Babiej Góry i uwypuklają lokalne struktury warstw serii magurskiej. By dokładniej przeanalizować kwestię sugerowanych stref spękanych należy przeprowadzić dodatkowe badania metodą inwersyjnego obrazowania oporności, stosując odpowiednio mniejsze rozstawy w celu pozyskania zwiększonej rozdzielczości tych struktur.
5. Na obecnym etapie badań trudno zaryzykować hipotezę, czy zalegająca na głębokości poniżej 60 m anomalia wysokooporowa może być permafrostem fosylnym, którego obecności nie wyklucza ewolucja klimatyczna obszaru Babiej Góry. Jest ona z pewnością analogiczna do ewolucji klimatycznej pobliskich Tatr.

*

Artykuł jest wynikiem realizacji projektu Narodowego Centrum Nauki nr DEC-1159 2012/07/B/ST10/04268. Autorzy dziękują członkom Studenckiego Koła Naukowego Geofizyków PREM działającego przy Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego za pomoc przy realizacji trudnych prac terenowych.

Piśmiennictwo / References

- Alexandrowicz S.W., 1978, *The northern slope of Babia Góra Mt. as a huge rock slump*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 12, s. 133-145.
- Alexandrowicz S.W., 2004, *Zarys budowy geologicznej Babiej Góry*, [w:] *Babiogórski Park Narodowy, Monografia przyrodnicza*, red. B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwagrzyk, Wydawnictwo i Drukarnia Towarzystwa Słowaków w Polsce, Kraków, s. 87-107.
- Auken E., Christiansen A.V., 2004, *Layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data*, *Geophysics*, 69, 3, s. 752-761.
- Avian M., Kellerer-Pirklbauer A., 2012, *Modelling of potential permafrost distribution during the Younger Dryas, the Little Ice Age and at present in the Reisseck Mountains, Hohe Tauern Range, Austria*, *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105, 2, s. 140-153.
- Bieda F., 1963, *Duże otwornice z eocenu serii magurskiej okolic Babiej Góry*, *Prace Instytutu Geologicznego*, 37, Warszawa.
- Burga C.A., 1995, *Early and middle Holocene glacier fluctuations in the Alps*, *Ice*, 107, s. 17.
- Czudek T., 1986, *Plejstocenni permafrost na Uzemi Československa*, *Geografický časopis*, 38, 2-3, s. 245-252.
- Delaloye R., Lambiel C., 2005, *Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps)*, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59, s. 194-203.
- Dobiński W., 2011, *Permafrost in the Selected Areas of Tatra Mts, the Scandinavian Mts, and Spitsbergen in the Light of Extensive Geophysical Studies and Climatological Analyses*, *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach*, 2850.
- Dobiński W., Żogala B., Wziętek K., Litwin L., 2008, *Results of geophysical surveys on Kasprowy Wierch, the Tatra Mountains, Poland*, [w:] C. Hauck, C. Kneisel (red.), *Applied Geophysics in Periglacial Environments*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, s. 126-136.
- Dobrowolski A.B., 1923, *Historia naturalna lodu*, Kasa Pomocy im. Dr. J. Mianowskiego, Warszawa.
- Everdingen van R.O., 1998, *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-ice terms. Definitions*, University Printing Services, University of Calgary, Calgary.
- Gądek B., 2012, *Debris slopes ventilation in the periglacial zone of the Tatra Mountains (Poland and Slovakia): The indicators*, *Cold Regions Science and Technology*, 74-75, s. 1-10.
- Gude M., Dietrich S., Mäusbacher R., Hauck C., Molenda R., Ruzicka V., Zacharda M., 2003, *Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe*, [w:] *8 International Conference of Permafrost, Zürich*, red. M. Phillips, S. Springman, L.U. Arenson, Swets & Zeitlinger, Lisse, s. 331-336.
- Haeberli W., 1973, *Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher indikator für die Verbreitung von permafrost in den Alpen*, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, 1-2, s. 221-227.
- Harada K., 2008, *Electrical resistivity values of frozen soil from VES and TEM field observations and laboratory experiments*, [w:] C. Hauck, C. Kneisel, *Applied Geophysics in Periglacial Environments*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, s. 118-125.
- Harris S.A., 1994, *Climatic zonality of periglacial landforms in mountain areas*, *Arctic*, 47, 2, s. 184-192.
- Harris S.A., Pedersen D.E., 1998, *Thermal regimes beneath coarse blocky materials*, *Permafrost Periglacial Processes*, 9, 2, s. 107-120.

- Hauck C., 2001, *Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains*, PhD thesis, Laboratory for Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW), ETH Zurich, Switzerland, s. 171-215.
- Hauck C., Isaksen K., Vonder Muhll D., Sollid J.L., 2004. *Geophysical Surveys Designed to Delineate the Altitudinal Limit of Mountain Permafrost: an Example from Jotunheimen, Norway*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, s. 191-205.
- Hauck C., Kneisel C., 2008, *Applied Geophysics in Periglacial Environment*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Hess M., 1974, *Piętra klimatyczne Tatr*, *Czasopismo Geograficzne*, 45, 1, s. 75-93.
- Kneisel C., Hauck C., 2008, *Electrical methods*, [w:] C. Hauck, C. Kneisel (red.), *Applied Geophysics in Periglacial Environments*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 1-27.
- Książkiewicz M., 1948, *Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry*, *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 48, s. 1-34.
- Książkiewicz M., 1963, *Zarys geologii Babiej Góry*, [w:] *Babiogórski Park Narodowy*, red. W. Szafer, Polska Akademia Nauk, Zakład Ochrony Przyrody, Kraków, s. 69-86.
- Książkiewicz M., 1966, *Geologia regionu babiogórskiego*, [w:] *Przewodnik 39 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego Babia Góra*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 5-58.
- Loke M.H., 2014, *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*; www.geotomosoft.com (30.03.2015).
- Luetscher M., Jeannin P-Y., Haerberli W., 2005, *Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case study from the Jura Mountains*, *The Holocene*, 15, 7, s. 982-993.
- Łajczak A., 1981, *Źródła północnego stoku Babiej Góry*, *Czasopismo Geograficzne*, 1, 45-60
- Łajczak A., 1984, *Królowa Beskidów Zachodnich*, [w:] *Gdy do tej Babiej Góry przyjdiesz...*, red. J. Stroka, PTTK, Bielsko-Biała, Sucha Beskidzka, s. 5-23.
- Łajczak A., 2004a, *Babia Góra – góra średnia czy wysoka? Uzasadnienie wyboru miejsca warsztatów geomorfologicznych*, [w:] *Warsztaty geomorfologiczne „Pokrywy stokowe gór średnich strefy umiarkowanej i ich znaczenie paleogeograficzne” Babia Góra 18-22 wrzesień 2004*, s. 7-13; www.sgp.org.pl (30.03.2015).
- Łajczak A., 2004b, *Rozwój rzeźby Babiej Góry a próba oceny wieku koluwiów*, [w:] *Warsztaty geomorfologiczne „Pokrywy stokowe gór średnich strefy umiarkowanej i ich znaczenie paleogeograficzne” Babia Góra 18-22 wrzesień 2004*, s. 14-19, www.sgp.org.pl (30.03.2015).
- Łajczak A., 2004c, *Wody Babiej Góry*, [w:] B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwaagrzyk (red.) *Babiogórski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza*, Babiogórski Park Narodowy, Komitet Ochrony Przyrody PAN, Kraków, s. 153-177.
- Łajczak A., 2014, *Relief development of the Babia Góra massif, Western Carpathian Mountains*, *Quaestiones Geographicae*, 33, 1, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 89-106.
- Łajczak A., Migoń P., 2007, *The 2002 debris flow in the Babia Góra Massif – implications for the interpretation of mountainous geomorphic systems*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 41, s. 97-116.
- Łajczak A., Włoch E., 2004, *Gołoborza na Babiej Górze i ich znaczenie paleogeograficzne*, [w:] *Warsztaty geomorfologiczne „Pokrywy stokowe gór średnich strefy umiarkowanej i ich znaczenie paleogeograficzne” Babia Góra 18-22 wrzesień 2004*, s. 20-25; www.sgp.org.pl (30.03.2015).
- Mojski J.E., 1993, *Europa w plejstocenie*, PAE, Warszawa.
- Niemirowski M., 1983, *Rzeźba obszaru babiogórskiego*, [w:] *Park Narodowy na Babiej Górze, Człowiek i przyroda*, red. K. Zabierowski, PWN, Warszawa-Kraków, s. 9-23.

- Obidowicz A., 1993, *Wahania górnej granicy lasu w późnym plejstocenie i holocenie w Tatrach*, Dokumentacja Geograficzna, IGiPZ PAN, 4-5, s. 31-43
- Obrębska-Starkłowa B., 2004, *Klimat masywu Babiej Góry*, [w:] B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwagrzyk (red.), *Babiogórski Park Narodowy-monografia przyrodnicza*, Komitet Ochrony Przyrody PAN, Babiogórski Park Narodowy, Kraków, s. 137-151.
- Ohata T., Furukawa T., Higuchi K., 1994, *Glacioclimatological study of perennial ice in the Fuji ice cave, Japan, Part 1. Seasonal variation and mechanism of maintenance*, Arctic and Alpine Research, 26, s. 227-237.
- Orvošová M., Deininger M., Milovský R., 2014, *Permafrost occurrence during the Last Permafrost Maximum in the Western Carpathian Mountains of Slovakia as inferred from cryogenic cave carbonate*, Boreas, 43, 3, s. 750-758.
- Patzelt G., 1995, *Holocene glacier and climate variations*, 7. Eastern Alps trawers, Quaternary Field Trips in Central Europe, 1, red. W. Schirmer, s. 385-389.
- Sawada Y., Ishikawa M., Ono Y., 2003, *Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island*, Northern Japan Geomorphology, 52, 1-2, s. 121-130.
- Shumskii P.A., 1964, *Principles of Structural Glaciology. The Petrography of Fresh-water Ice as a Method of Glaciological Investigation*, Dover Publications Inc., New York.
- Vonder Muhll D., 1993, *Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins*, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, 122.
- Ziętara T., 1989, *Rozwój teras krioplanacyjnych w obrębie wierzchowiny Babiej Góry w Beskidzie Wysokim*, Folia Geographica, Seria Geographia-Physica, 21, s. 81-92.
- Ziętara T., 2004, *Rzeźba Babiej Góry*, [w:] *Babiogórski Park Narodowy, Monografia przyrodnicza*, red. B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwagrzyk, Kraków, s. 108-135.
- Žák K., Hercman H., Orvošová M., Jačková I., 2009, *Cryogenic cave carbonates from the Cold Wind Cave, Nízke Tatry Mountains, Slovakia: extending the age range of cryogenic cave carbonate formation to the Saalian*, International Journal of Speleology, 38, s. 139-152.
- Žák K., Richter D. K., Fillipi M., Živor R., Deininger M., Mangini A., Scholz D., 2012, *Cryogenic cave carbonate – a new tool for estimation of the Last Glacial permafrost depth of the Central Europe*, Climate of the Past, 8, s. 1-17.
- Strony internetowe:
<http://www.geoportal.gov.pl> (20.02.2015)
<http://dds.cr.usgs.gov/srtm/> (24.02.2015)

[Wpłynęło: maj; poprawiono: listopad 2015 r.]

WOJCIECH DOBIŃSKI, MICHAŁ GLAZER, BARBARA BIETA, MACIEJ J. MENDECKI

PERMAFROST PROSPECTING AND GEOLOGICAL STRUCTURE OF MT. BABIA GÓRA IN THE LIGHT OF THE ELECTRORESISTIVITY IMAGING METHOD

The article reports the results of fieldwork carried out on the peak of Babia Gora to verify a hypothesis regarding the existence of permafrost at this location. The climate and geomorphological evolution of this area suggest that both past and current frost processes play an important role here. Furthermore, not far from this massif – in the

Tatra Mts – permafrost was detected at an altitude of ca. 2000 m a.s.l., in an area where mean annual air temperature (MAAT) drops to minus 0.8°C. The MAAT at the summit of Babia Góra is likewise below 0°C. Given that long-term freezing of the massif in the glacial period reached down to considerable depths, the climatic evolution of the massif indicates that permafrost could have lasted through to the present time. In the study area three resistivity profiles were made using the resistivity imaging method. Two of these were 300 m long and one 400 m. The depth of interpretation extends to approx. 90 m below the ground surface in the last case. While the results of the geophysical surveys do not confirm the presence of permafrost in the study area unambiguously, its presence may not be precluded in certain places in the shallow subsurface layer. The permafrost originating in older geological periods and located at greater depth was probably exposed to relatively rapid degradation, given the geological structure of Babia Góra allowing for deep water drainage. Resistivity models show the geological structure of the research area close to the summit of Babia Góra, but do not resolve the issue of the existence of modern or fossil permafrost. The temperature of the water in springs located close to the summit is almost constant, though, and does not exceed 1°C. This shows that water circulation is a relatively deep one, and the temperature within the massif cannot therefore be higher than this. The existence of permafrost is not therefore precluded, and this might be possible in the form of the cryotic state. The measurements made present only the first approach to the hypothesis regarding the possible existence of permafrost on Babia Góra, and further research applying other, complementary methods may still change views on this subject.

