



Geologiczna i geomorfologiczna interpretacja danych z lotniczego skaningu laserowego (ALS) rejonu Kasprowego Wierchu (Tatry)

Antoni Wójcik¹, Piotr Wężyk², Tomasz Wojciechowski¹, Zbigniew Perski¹, Szymon Maczuga¹



A. Wójcik



P. Wężyk



T. Wojciechowski



Z. Perski



S. Maczuga

Geological and geomorphological interpretation of Airborne Laser Scanning (ALS) data of the Kasprowy Wierch area (Tatra Mts.). Prz. Geol, 61: 234–242.

Abstract. The paper presents the geological interpretation of Airborne Laser Scanning data of Kasprowy Wierch Mt. area. The analyzed points cloud data represent the ground surface after removal of the land cover (primarily vegetation) objects. The ALS data were characterized by very high density, presenting even minor terrain forms, very difficult to identify in forested and mountain dwarf pine areas as well. The resulting image of detailed geomorphology of the study area was compared with existing maps at scale of 1 : 10 000 and literature data. This allowed verifying the extent of geological units of basement rocks and shed new light on existing opinions on the genesis of glacial sediments. An extensive landslide has been identified on the eastern slopes of Sucha Czuba Mt. The landslide has not been reported in the literature so far. Application of laser scanning data was extremely useful and allowed making new observations that enrich the existing knowledge about the geology of this part of the Tatra Mts.

Keywords: Airborne Laser Scanning, Digital Terrain Model, Tatra Mountains, Kasprowy Wierch Mt., Goryczkowa Valley

W ostatnich latach w dziedzinie nauk o Ziemi coraz popularniejsze stało się wykorzystywanie Numerycznych Modeli Terenu (NMT). Dane te są na szeroką skalę wykorzystywane w kartografii oraz w modelowaniu procesów zachodzących w środowisku. Wraz z rozwojem technologii pozyskiwania danych i rosnącą mocą obliczeniową komputerów, dane NMT charakteryzują się coraz wyższą rozdzielczością, a tym samym coraz lepiej odzwierciedlają szczegóły ukształtowania terenu. W dziedzinie pozyskiwania danych o wysokiej rozdzielczości, najdokładniejszą i najszybszą technologią jest w chwili obecnej lotniczy skaningu laserowy (ALS – *Airborne Laser Scanning*). Jest to technologia zdalna, która znalazła zastosowanie szczególnie w obszarach trudno dostępnych lub niedostępnych dla tradycyjnych metod pomiarowych. Dane ALS są też z powodzeniem stosowane w badaniach geologicznych zarówno za granicą (Webster i in., 2006; Sekiguchi & Sato, 2004; Glenn i in., 2006; Stackebrandt, 2005), jak i w Polsce (Wężyk i in., 2008; Borkowski i in., 2011; Kasprzak & Traczyk, 2011; Kasprzak, 2012; Wojciechowski i in., 2012).

Dla obszaru Tatr, pierwszy lotniczy skaningu laserowy z helikoptera wykonano we wrześniu 2006 roku i powtórzono w dniach 24–27 sierpnia 2007 roku z pokładu samolotu.

Projekt skanowania laserowego i przetwarzania danych (klasyfikacja, generowanie modeli NMT, NMPT, zNMPT) realizowała firma ProGea Consulting na zlecenie Polskich Kolei Linowych (PKL), w celu określenia wpływu na środowisko efektów modernizacji kolei linowej na szczyt Kasprowego Wierchu (Wężyk i in., 2008). Skanowanie przeprowadzono w 33 szeregach obejmujących masyw Kasprowego Wierchu, Kuźnice i fragment centrum Zakopanego, łącznie ze stokami Gubałówki. Powierzchnia objęta skanowaniem ALS wynosiła 59,5 km². Chmura punktów ALS została pozyskana przez dwa równocześnie pracujące skanery typu full waveform, firmy RIEGL (LMS-Q560), zamontowane pod pokładem samolotu DA42 MPP. Jej gęstość określana na wielu próbkach nie była mniejsza niż 20 punktów/m² (Wężyk i in., 2008). Szeregi połączono i poddano wyrównaniu w oprogramowaniu TerraMatch (Terrasolid). W oparciu o pomierzone w terenie punkty dostosowania i płaszczyzny referencyjne określono dokładność wysokościową (Z) pozyskanych danych. Wahala się ona w przedziale: 0,12 ÷ 0,14 m, natomiast w płaszczyźnie poziomej (XY): od –0,09 do +0,26 m. Otrzymałą chmurę punktów poddano filtracji polegającej na wyeliminowaniu odbić od elementów pokrycia terenu (roślinność, budynki,

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; antoni.wojcik@pgi.gov.pl, tomasz.wojciechowski@pgi.gov.pl, zbigniew.perski@pgi.gov.pl, szymon.maczuga@pgi.gov.pl.

²Laboratorium GIS i Teledetekcji, Wydział Leśny, Uniwersytet Rolniczy, Al. Mickiewicza 21, 31-120 Kraków; rlwezyk@cyf-kr.edu.pl.

liny kolei itp.), co umożliwiło wygenerowanie aproksymowanej powierzchni numerycznego modelu o rozdzielczości przestrzennej 1m.

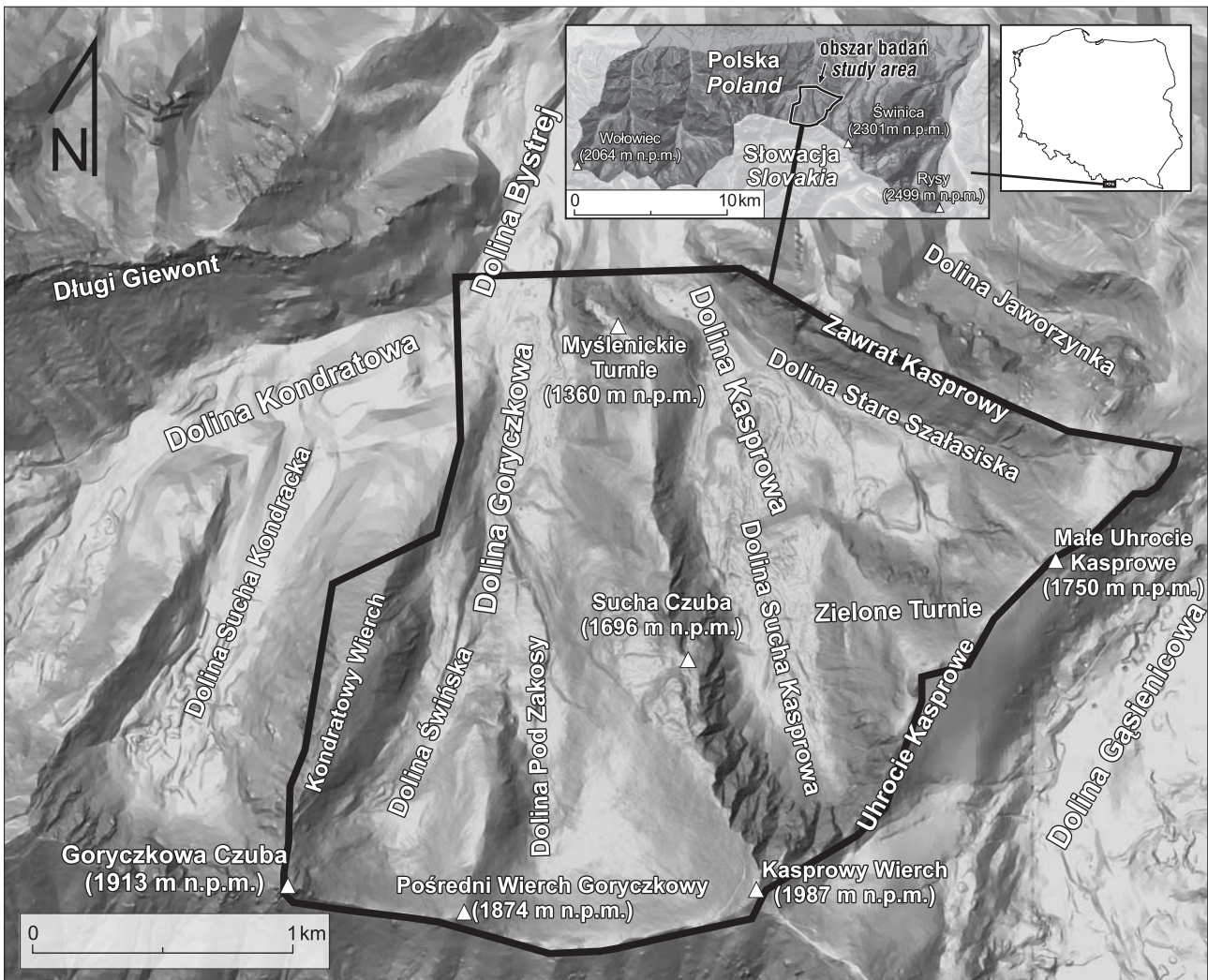
Szpecially interesujące pod względem geologicznym okazały się dane z dolin Goryczkowej i Kasprowej. Chmura punktów z nalogu ALS jest pierwszą informacją umożliwiającą tak szczegółowe kartowanie rzeźby terenu Tatr. Pierwsze wizualizacje otrzymanego NMT wykazały, że będą one przydatne nie tylko do wykonania wspomnianego wcześniej zadania, ale w wielu innych aplikacjach. Obecność niezwykle interesujących elementów w rzeźbie terenu sugerowała, że dane ALS mogą rzucić nowe światło na problematykę geomorfologii i geologii tej części Tatr.

CEL BADAŃ I METODA

Celem pracy była interpretacja drobnych form morfologii terenu stwierdzonych w zbiorze danych ALS na obszarze o powierzchni 5,5 km² obejmującym doliny Kasprową oraz Goryczkową (ryc. 1). Elementy rzeźby terenu należało zweryfikować w stosunku do wydzielenia litostratygraficznych stosowanych na arkuszach Kasprowy Wierch i Zakopane Południe Szczegółowej Mapy Geologicznej Tatr Polskich w skali 1 : 10 000 (Piotrowska i in., 2007a, b;

Guzik & Jaczynowska, 1978) oraz wcześniejszych opracowaniach (Bac-Moszaszwili i in., 1979; Lefeld, 1957; Kotański, 1971). Oceniono również przydatność danych pod kątem kartograficzno-geologicznym.

Analiza badanego terenu polegała przede wszystkim na wizualnej interpretacji obrazów rzeźby terenu (NMT w postaci rastra) wygenerowanych z danych ALS oraz ich porównaniu z wcześniejszymi danymi kartograficznymi. Oprócz klasycznego widoku danych w projekcji kartograficznej wykorzystano wizualizacje trójwymiarowe w postaci anaglifów i interaktywnych rzutów perspektywicznych. Interpretację danych uzupełniono pomiarami morfometrycznymi oraz analizą wysokości względnych i nachyleń. Wszystkie prace prowadzono za pomocą oprogramowania GlobalMapper oraz Ilwis. Poszczególne granice litologiczne interpretowano w oparciu o obserwację zmian rzeźby terenu przejawiającą się różną szorstkością, teksturą oraz zmianami wysokości względnych i nachyleń. Dotyczy to zwłaszcza utworów najmłodszych, z których zbudowane są poszczególne elementy rzeźby terenu. Analiza NMT umożliwiła rozpoznanie elementów rzeźby, które nie zostały zidentyfikowane podczas obserwacji terenowych ze względu na trudną dostępność terenu. Dotyczy to zwłaszcza form związanych z plejstoceńskimi zlodowaczeniami.



Ryc. 1. Szkic obszaru badań na tle danych z lotniczego skaningu laserowego
Fig. 1. Sketch of the study area on the background of Airborne Laser Scanning data

POŁOŻENIE TERENU BADAŃ

Obszar badań obejmuje fragment dorzecza Bystrej, jednej z głównych dolin w Tatrach Zachodnich. Interpretacją geologiczną objęto Dolinę Kasprową wraz z dolinami Stare Szalasiska i Suchą Kasprową oraz Dolinę Goryczkową wraz z Doliną Pod Zakosy i Świńską (ryc. 1). Sąsiadują one od zachodu z Suchą Doliną Kondracką, a od północy z Doliną Jaworzynki (Klimaszewski, 1988).

Pod względem geologicznym większa część obszaru badań jest zbudowana z granitów, gnejsów, amfibolitów z soczewkami łupków krystalicznych, tworzących tzw. wyspę krystaliczną Goryczkowej, stanowiących podłoże krystaliczne płaszczowiny Giewontu, nasuniętej na skały osadowe serii wierchowej, należące do płaszczowiny Czerwonych Wierchów (Rabowski, 1938; Lefeld, 1957; Burchart, 1963, 1970; Jaroszewski, 1965; Passendorfer, 1971; Piotrowska i in., 2007a, b). Skały te są pocięte spękaniami tektonicznymi o kierunku NE-SW oraz foliacjami o kierunku NW. Północna część wyspy Goryczkowej kontaktuje z niemal pionowo stojącą serią skał osadowych (Michalik, 1985; Piotrowska i in., 2009) wieku od dolnego triasu (olenek) po alb (Burchart, 1970; Piotrowska i in., 2007a, b).

Północna część obszaru badań obejmuje pasmo Zawratu Kasprowego i Myślenickich Turni, które jest zbudowane z utworów mezozoicznych serii wierchowej (Piotrowska i in., 2007a, b), pociętych poprzecznymi dyslokacjami o kierunku NE-SW (Limanowski, 1911; Rabowski, 1922, 1931a, 1931b; Lefeld, 1957; Kotański, 1971; Klimaszewski, 1988; Piotrowska & Michalik, 1997).

Osady czwartorzędowe na badanym obszarze opisywali Partsch (1882, 1923), Romer (1929), Halicki (1930), Gadomski (1935) i Klimaszewski (1948, 1988) oraz Rączkowski (zob. Piotrowska i in., 2007a). Wyróżnione zostały trzy kotły lodowcowe, odpowiednio w dolinach Suchej Kasprowej, Pod Zakosy oraz Świńskiej, natomiast Halicki (1930) wydzielił kocioł pod Uhrociem Kasprowym. Rzeźbę utworów lodowcowych szczegółowo opisał Klimaszewski (1988). Istnieje zgodność badaczy co do genezy większości opisanych form i osadów, natomiast występują rozbieżności w kwestii ich wieku. Poglądy Romera (1929) budziły dyskusje, prowadzone między innymi przez Klimaszewskiego (1988). Problem ten pozostaje nadal otwarty.

GEOLOGICZNA INTERPRETACJA DANYCH ALS

Najbardziej charakterystycznymi obiektami widocznymi na danych ALS są utwory lodowcowe, formy zagłębień bezodpływowych o cechach lejów krasowych oraz osuwisko. W odniesieniu do starszego podłoża możliwe okazało się prześledzenie obszarów o różnych cechach powierzchni (szorstkości), zaznaczających się wyraźnie załomów w obrębie stoków o przebiegu prostoliniowym (ryc. 2, 3), które miejscami przebiegają inaczej niż na dotychczas wykonanych mapach geologicznych (Piotrowska i in., 2007a, b).

Dla analizowanego terenu, w nawiązaniu do dotychczasowych wyników badań, wykonano mapę opartą o interpretację otrzymanego NMT (ryc. 3) i porównano ją z wynikami zamieszczonymi na Szczegółowej mapie geologicznej Tatr Polskich w skali 1 : 10 000 (Piotrowska i in.,

2007a, b). Analizę przeprowadzono dla stoków grzbietów Zawratu Kasprowego, Myślenickich Turni oraz Małego Uhrocia Kasprowego. Miejscami różnice są dosyć istotne, np. w miejscu występowania koluwiów osuwiskowych oraz w zakresie zasięgu moren lodowców gruzowych.

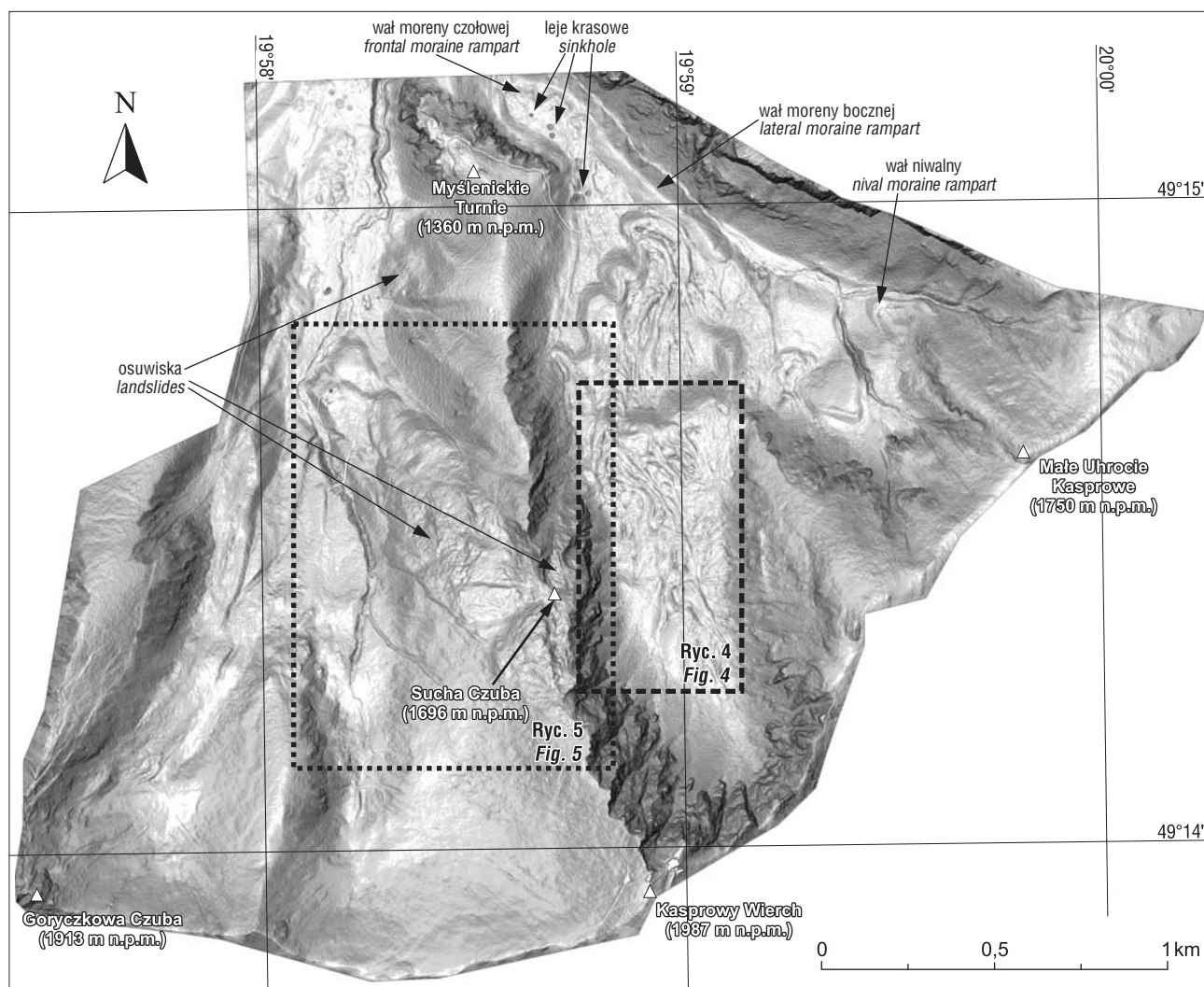
Interpretacja granic geologicznych w utworach starszego podłoża

Z analizy danych ALS dotyczących grzbietu Zawratu Kasprowego wynika, że granica pomiędzy wydzieleniami utworów jury środkowej i triasu środkowego powinna zostać przesunięta na całej długości grzbietu w kierunku północno-wschodnim, a zasięg utworów triasu środkowego, znaczony na Szczegółowej Mapie Geologicznej Tatr w skali 1 : 10 000 (Guzik i in., 1978; Piotrowska i in., 2007a, b), powinien zostać zmniejszony tak jak to zaproponowano na rycinach 3B. W części SE widoczne są 2 małe obszary z wychodniami wapieni prawdopodobnie jurajskich (ryc. 2, 3). Analiza lineamentów na danych ALS pomiędzy utworami triasu środkowego i jury pozwoliła stwierdzić występowanie kilku zespołów uskoków (ryc. 3B), które nie zostały uwzględnione na wcześniejszych mapach geologicznych (ryc. 3A; Guzik i in., 1978; Piotrowska i in., 2007a, b). Jeden zespół przecina poprzecznie grzbiet Zawratu Kasprowego, prowadząc do jego stopniowego obniżenia w kierunku NW (ryc. 3). Uskoki te ze względu na kierunek przebiegu można podzielić na dwa zespoły. Pierwszy ma przebieg NEE-SWW, natomiast drugi – kierunek NE-SW (ryc. 2, 3B). Kolejny zespół dyslokacji tektonicznych widoczny jest na ścianach kotła Doliny Suchej Kasprowej zbudowanych ze skał krystalicznych. Uskoki te mają przebieg NE-SW. Stwierdzono siedem takich uskoków (ryc. 2, 3B) o kierunku WSW-ENE, a w części północnej o kierunku SW-NE.

Na grzbiecie Kondratowego Wierchu, na terenie wyspy krystalicznej Goryczkowej, wyróżniają się gnejsy i łupki krystaliczne, których wychodnie mają liniowy przebieg zbliżony do południkowego i nieco inny przebieg wychodni, niż znaczonych na mapie geologicznej (ryc. 3A). Mogą to być gnejsy warstewkowe w obrębie granitoidów (Piotrowska i in., 2007a, b) lub ślady przemieszczeń grawitacyjnych, związane z przemieszczeniami wzdłuż linii grzbietu.

Interpretacja form rzeźby polodowcowej i utworów powierzchniowych

Bardzo charakterystyczna na danych ALS jest urozmaicona rzeźba w dnie kotła Doliny Suchej Kasprowej (ryc. 4). W górnej części Doliny Suchej Kasprowej ściany skalne ograniczają amfiteatralnie kocioł lodowcowy (ryc. 2), a u ich podnóża występują stożki usypiskowe. Poniżej, w dnie kotła wyraźnie zaznaczają się podłużne wały (ryc. 4) ciągnące się od wysokości około 1600 m n.p.m. aż po wał moreny czołowej (1490 m n.p.m.) i próg (rygiel skalny wg Klimaszewskiego, 1988), oddzielający obszar kotła od żłobu lodowcowego. Wysokość względna wałów wypełniających kocioł lodowcowy osiąga 5-6 m, przy czym ich wielkość oraz gęstość i rozmiary zwiększają się w kierunku północnym. Wały rozdzielają obniżenia, które są



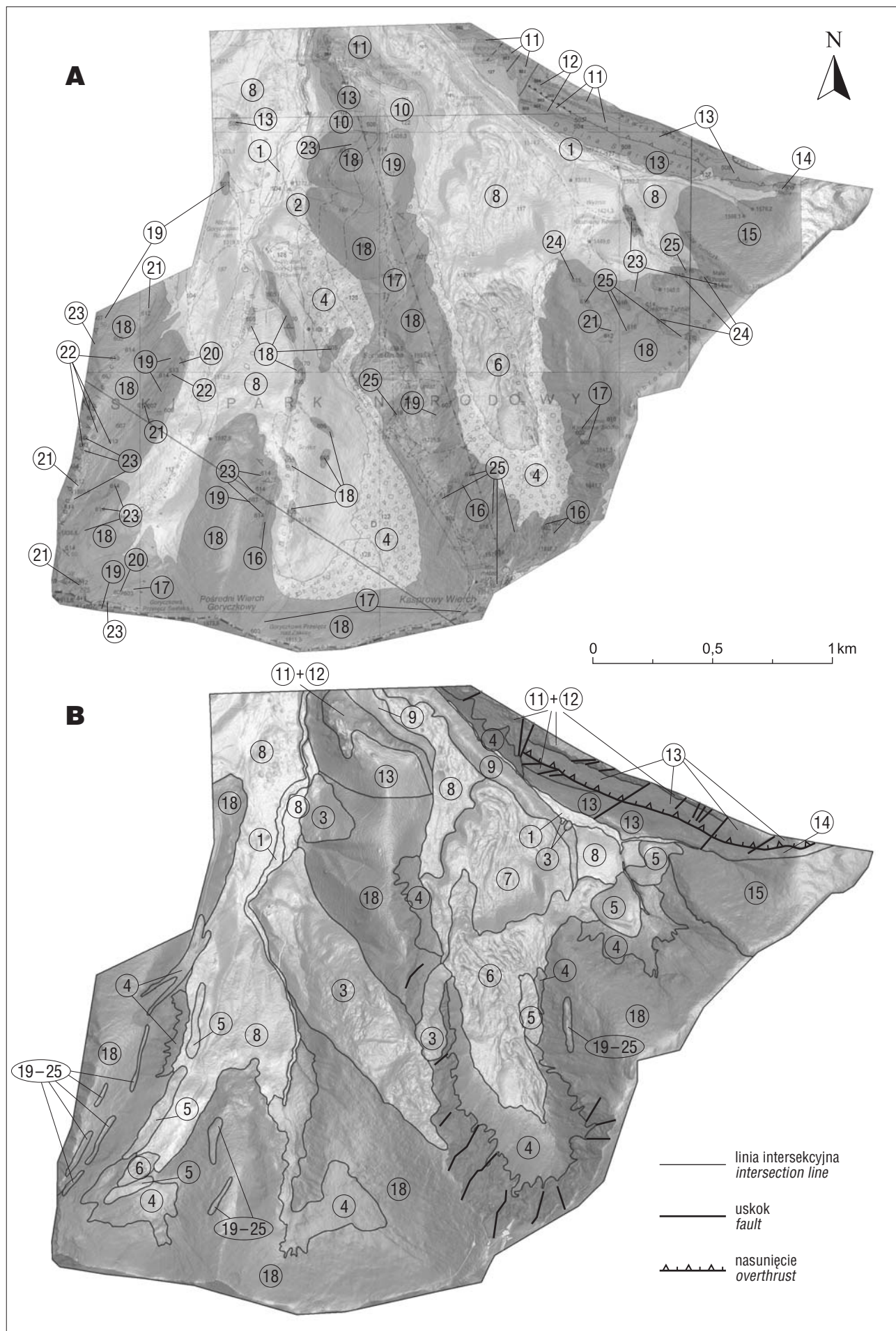
Ryc. 2. Obraz rejonu Kasprowego uzyskany z danych NMT ALS
Fig. 2. Kasprowy Wierch image from DTM ALS data

zagłębieniami po wytopieniu się lodu lodowcowego. Nierówną powierzchnię dna kotła lodowcowego z licznymi formami wałów i obniżeń oraz ich przebieg można interpretować jako moreny lodowca gruzowego. Podobnie formy w tym obszarze interpretował Rączkowski (zob. Piotrowska i in., 2007a), jednak jak wynika z materiałów ALS, zasięg lodowca gruzowego jest większy ku północy niż zaznaczony na arkuszu Kasprowy Wierch (Piotrowska i in., 2007; ryc. 3A, B). Aktywność lodowca gruzowego pozostawiła ślad wzmożonej akumulacji u podstawy progu, w postaci koncentrycznych łobów oddzielonych obniżeniami (ryc. 4). Wały te łączą się ze sobą, tworząc zamknięte półkoliste formy (ryc. 4), które są charakterystycznymi elementami dla form lodowców gruzowych. Współwystępowanie tych wałów w małej odległości wynoszącej około 90 m (ryc. 4) świadczy o szybkiej recesji lodowca. Prawdopodobnie omawiany lodowiec gruzowy, którego negatywny obraz można obserwować na obrazie danych ALS, był aktywny w późnym glacie ostatniego zlodowacenia przy dużej dostawie materiału skalnego z otaczających go stoków. Lodowiec gruzowy zajmujący obszar kotła Doliny Kasprowej Suchej (ryc. 3, 4) jest jednym z większych na terenie

polskich Tatr i może być wiązany z najmłodszymi 2 etapami deglacjacji.

W dolnej części Doliny Kasprowej rzeźba dna żłobu lodowcowego jest inna niż w obrębie kotła lodowcowego Doliny Kasprowej Suchej. Składa się na nią nierówna powierzchnia wyścielona morenami, ograniczana od strony północno-wschodniej wyraźnym wałem moreny bocznej (ryc. 2, 3B). Na wschodnich stokach Myślenickich Turni zaznacza się też wał moreny bocznej o wysokość względną do 15 m. W górnej części jest to słabo wyodrębniony wał, który ku dołowi jest bardziej czytelny (ryc. 2) i przechodzi w wyraźnie zaznaczający się wał moreny czołowej. W środkowej części zaznacza się wał moreny recesyjnej o falistym zarysie. Występowanie wałów moreny czołowej na różnej wysokości wskazuje na etapową recesję lodowca.

Na wschód od Doliny Suchej Kasprowej w rejonie Zielonych Turni, gdzie wg Klimaszewskiego (1988) znajdował się mały lodowiec, ściany niszy lodowcowej zaznaczają się słabo na obrazie cieniowanego reliefu (ryc. 2). Wyraźniejsze są w zachodniej i południowej części. U podnóża niszy glacialnej występuje półkolisty wał o wysokości dochodzącej do 5 m, oddzielony od stoku wyraźnym



Ryc. 3. Mapa geologiczna obszaru badań. **A** – fragment Szczegółowej mapy geologicznej Tatr w skali 1 : 10 000 arkusze: Kasprowy Wierch i Zakopane Południe (Piotrowska i in., 2007a, b); **B** – geologiczna interpretacja danych pochodzących z NMT ALS. Objasnienia wydzielen: plejstocen i holocen: 1 – głazy, żwiry, piaski i mulki den dolinnych i tarasów 0,5–3 m n.p. rzeki; 2 – głazy i rumosze skalne stożków usypiskowo-napływowych; 3 – gliny z rumoszem skalnym, pakiety skalne koluwiów osuwiskowych; 4 – głazy i rumosze skalne stożków usypiskowych (piargi); 5 – głazy i rumosze skalne moren niwalnych; 6 – głazy i rumosze skalne lodowców gruzowych; 7 – głazy i rumosze skalne lodowców gruzowych starszych; 8 – głazy, rumosze skalne morenowe, zaglinione; 9 – głazy, rumosze skalne zaglinione moren bocznych; 10 – głazy, rumosze skalne morenowe, zaglinione (poziom Hrebika – zlodowacenia środkowopolskie). Sekwencje wierchowe – jura-kreda: 11 – wapień masywny z kalpionellidami, wapień czarne (fm. wapieni z Raptawickiej Turni; gr. Kominów Tylkowych); 12 – wapień krynoidowe i bulaste z amonitami (jura środkowa). Trias środkowy: 13 – wapień i dolomity, wapień robaczkowe, dolomity i brekcje. Trias dolny: 14 – dolomity komórkowe, łupki i wapień czarne; 15 – piaskowce kwarcytowe, zlepienie i łupki. Skąły krystaliczne: 16 – kataklazyty i brekcje tektoniczne; 17 – leukogranity; 18 – granity porfirowate (typ Goryczkowej); 19 – granitoidy i gnejsy; 20 – dioryty kwarcowe i mikrodioryty; 21 – łupki amfibolowe i biotytowe; 22 – gnejsy warstewkowe; 23 – gnejsy i łupki krystaliczne; 24 – łupki kwarcytowe; 25 – łupki krystaliczne

Fig. 3. Geological map of the study area. **A** – Fragment of a detailed geological map in scale of 1 : 10 000 sheets Kasprowy Wierch and Zakopane South (Piotrowska et al., 2007a, b); **B** – Geological interpretation of data from DTM ALS. Geological units: Pleistocene and Holocene: 1 – boulders, gravels and silts of river terraces 0.5–3 m above river level (a.r.l.); 2 – boulders and rock debris of talus-alluvial fans; 3 – loams with rock debris, rocky slabs of landslide colluvium; 4 – boulders and rock debris of taluses (scree); 5 – boulders and rock debris of nival moraines; 6 – boulders and pebbles of rock glaciers; 7 – boulders and pebbles of older rock glaciers; 8 – moraine boulders and pebbles with till; 9 – lateral moraine boulders and pebbles with till; 10 – moraine boulders and pebbles with till (Hrebik level – Middle Polish Glaciations). High Tatric sequence: Jurassic-Cretaceous: 11 – massive limestones with calpionellids, black limestones (Raptawicka Turnia Fm., Kominy Tylkowe Gr.); 12 – crinoidal limestones, nodular limestones with ammonites (Middle Jurassic). Middle Triassic: 13 – limestones and dolomites, vermicular limestones, dolomites and breccias. Lower Triassic: 14 – cellular limestones, shales and black limestones; 15 – quartzite sandstones, conglomerates and spotted shales. Crystalline rocks: 16 – cataclasites and tectonic breccias; 17 – leucogranites; 18 – porphyritic granites (Goryczkowa type); 19 – granitoids and gneisses; 20 – quartz diorites and microdiorites; 21 – amphibolites and biotite schists; 22 – laminated gneisses; 23 – gneisses and crystalline schists; 24 – quartzite schists; 25 – crystalline schists

obniżeniem (ryc. 2). Obecność obniżenia wskazuje, że jest to wał moreny niwalnej, który został utworzony w wyniku ześlizgiwania się okruchów skalnych z górnych części stoków po płacie śnieżno-lodowym i akumulacji ich u jego podstawy. Obniżenie występujące na południe od wału jest prawdopodobnie pozostałością po wytopieniu zalegającego w przeszłości śniegu lub firnu, a nie rynną marginalną jak opisywał Klimaszewski (1988). Brak na powierzchni wałów i przegłębieni charakterystycznych dla lodowców gruzowych świadczy o tym, że geneza tej formy jest bardziej zbliżona do wału niwalnego lub moreny lawinowej w ujęciu Romera (1929), niż lodowca gruzowego. Poza tym mało prawdopodobna jest obecność wału morenowego w dnie niszy gładkiej w bliskiej odległości od stromych ścian. Wał moreny niwalnej jest nałożony na starsze osady lodowcowe. Świadczą o tym głazy występujące od strony Doliny Stare Szłasiska.

Bezpośrednio na północny-zachód od wału moreny niwalnej w rejonie Zielonych Turni na obrazie ALS (ryc. 2), występują małe formy o charakterystycznym lobowym kształcie, będące pozostałością po aktywnym lodowcu gruzowym. Forma o długości 225 m jest częściowo rozmyta przez wody spływające ze stoków Zielonych Turni. Natomiast w kierunku północno-wschodnim od niszy występuje wyraźnie zarysowany wał moreny niwalnej na zboczach Małego Uhrocia Kasprowego. Forma ta, o długości 187 m, z wypłaszczeniem w wewnętrznej części, powstała w wyniku ześlizgiwania się okruchów skalnych po występującym powyżej płacie śnieżno-lodowym.

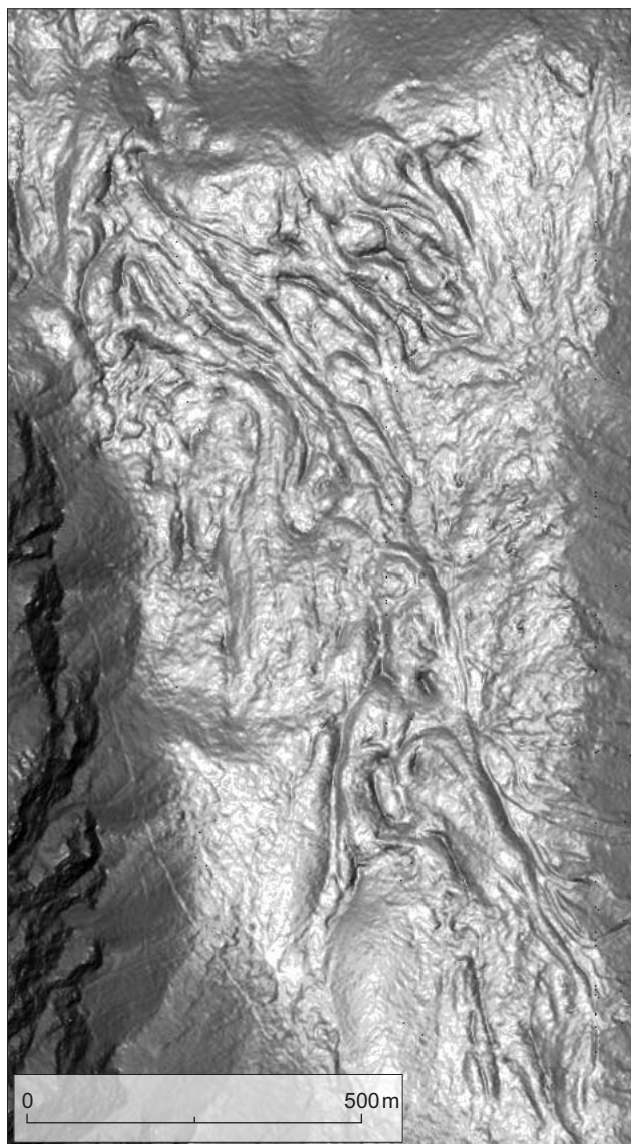
Położona w zachodniej części omawianego obszaru Dolina Goryczkowa jest uboższa w formy rzeźby terenu widocznej na NMT, zwłaszcza w górnej części obejmującej Dolinę Pod Zakosy i Dolinę Świńską. Wskazuje to na inny rozwój lodowców w obu dolinach w stosunku do Doliny Kasprowej Suchej oraz ich przekształcenie. Według Kli-

maszewskiego (1988) Dolina Pod Zakosy została słabo przeobrażona w kocioł lodowcowy. Na NMT ALS, w przeciwieństwie do pozostałych dolin, nie widać śladów kotła lodowcowego (ryc. 2). Może to wynikać ze zniszczenia starszych form erozji lodowcowej i wskazuje, że w ostatnim piętrze zimnym na tym obszarze nie było lodowca, który pozostawiłby ślady działalności erozyjnej.

W Dolinie Świńskiej na otrzymanym obrazie NMT ALS widoczne są fragmenty ścian kotła lodowcowego. W górnej części występują moreny małego lodowca gruzowego (ryc. 2). Składają się one z kilku wałów o wysokości 3–5 m ciągnących się na odcinku około 190 m od wysokości 1700 m n.p.m. aż do 1670 m n.p.m. W Dolinie Goryczkowej widoczna jest podobna rzeźba, z wałami moren czołowych, jak w Dolinie Kasprowej.

Interpretacja form osuwiskowych

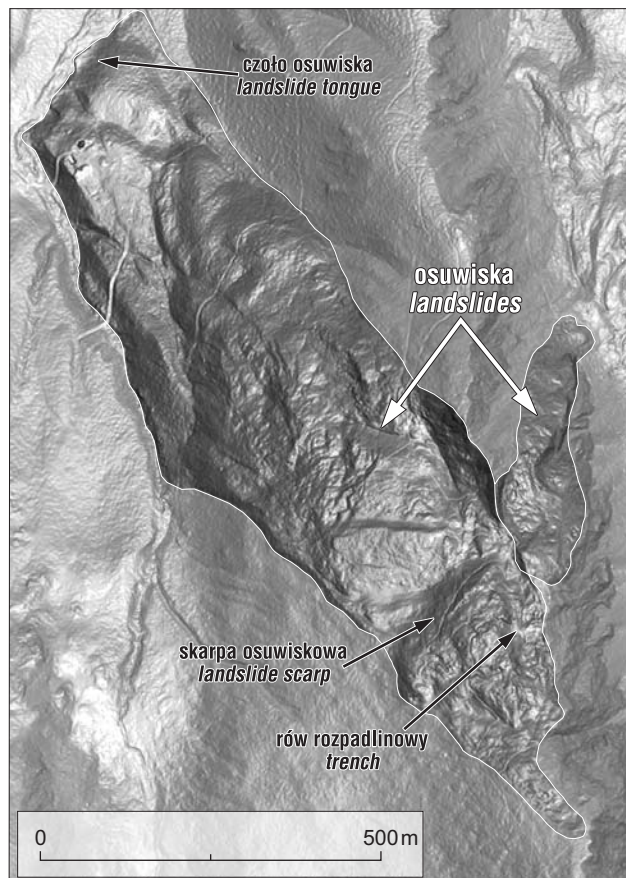
Na wschodnich stokach Suchej Czuby, w oparciu o dane ALS, stwierdzono występowanie rozległej formy o kształcie najbardziej zbliżonym do osuwiska. Forma ta rozwinięta jest w granitoidach wyspy Goryczkowej. Na dotychczas opracowanych mapach geologicznych i geomorfologicznych nie były wyróżniane w tym obszarze osuwiska (Guzik & Jaczynowska, 1978; Klimaszewski, 1988; Piotrowska i in., 2009; Zabielski i in., 2009). Na wysokości około 1895 m n.p.m. występuje niska i słabo zaznaczająca się skarpa, którą można uznać za skarpe główną osuwiska. Na otrzymanym NMT ALS widoczny jest wyraźny rów o rozciągłości równoległej do grzbietu po wschodniej jego stronie (ryc. 5). Jest to rów z odklucia, składający się z szeregu mniejszych form, gdzie przemieszczenia mas skalnych (granitoidów) odbyły się w kierunku północno-zachodnim, wykorzystując spękania w granitach o azy-mucie upadu 290/50, pomierzonym wzdłuż wschodniej



Ryc. 4. Elementy rzeźby lodowca grubego w dolinie Suchej Kasprowej widoczne na NMT ALS (lokalizacja na ryc. 2)
Fig. 4. Morphological features of a rock glacier in the Sucha Kasprova Valley visible on DTM ALS (see Fig. 2 for location)

skarpy rowu. Widoczna w górnej części osuwiska wysoka na 35 m skarpa osuwiskowa (wzdłuż której przebiega szlak turystyczny na Kasprowy Wierch) oraz znajdujący się nieco powyżej rów grzbietowy (ryc. 5) świadczą o skalnym charakterze osuwiska i głębokiej płaszczynie poślizgu. W tym miejscu opisywana forma osuwiskowa łączy się z małym osuwiskiem skalnym rozwiniętym po wschodniej stronie grzbietu Suchej Czuby (ryc. 5). Poniżej wysokiej skarpy powierzchnia terenu jest nierówna i kończy się w dnie Doliny Goryczkowej, wyraźnie zaznaczającym się czołem jezora (ryc. 5) nad dnem doliny wypełnionej aluwiami.

Dane ALS odzwierciedlają szczegóły morfologii powierzchni osuwiska, w obrębie której wyraźnie zaznacza się kilka elementów wewnątrzosuwiskowych. Najważniejszym spośród nich jest wspomniana już wyraźna wysoka skarpa w górnej części osuwiska, poniżej której znajduje się spłaszczenie (stok o mniejszym nachyleniu) o powierzchni 0,02 km², co można wiązać z pakietem skalnym odkłutym i przemieszczonym w dół i prawdopodobnie zrotowanym ku



Ryc. 5. Osuwisko skalne występujące na zachodnim stoku Suchej Czuby widoczne na NMT ALS (lokalizacja na ryc. 2)
Fig. 5. Rock landslide on the western slope of Sucha Czuba Mt. visible on DTM ALS (see Fig. 2 for location)

północy. Sam jeźor osuwiskowy charakteryzuje się pagórkowatą rzeźbą, w obrębie której wyraźnie zaznacza się próg akumulacyjny (ryc. 5), świadczący o co najmniej dwuetapowym rozwoju osuwiska. Jezor osuwiska jest ograniczony z obu stron wyraźnymi progami akumulacyjnymi, a w górnej części rynnami erozyjnymi odwadniającymi osuwisko. Bezpośrednie obserwacje potwierdziły w tym obszarze występowanie osuwiska. Sama forma i jej wygląd znacznie odbiega od form akumulacyjnych związanych z utworami lodowcowymi. Jej stosunek do osadów lodowcowych, zwłaszcza dobrze zaznaczające się czoło jezora osuwiskowego wskazuje, że osuwisko jest młodsze od osadów lodowcowych, prawdopodobnie zostało utworzone na początku holocenu, chociaż też nie można wykluczyć późno plejstocenskego wieku. Bliższe określenie czasu, w którym opisywane osuwisko zostało utworzone, wymagałoby odkrycia utworów organicznych na terenie osuwiska. Z przeglądu danych ALS można stwierdzić, że jest to osuwisko wieloetapowe, na co wskazuje występowanie różnych form wewnątrzosuwiskowych.

Interpretacja form krasowych

Na obrazie NMT ALS w północnej części omawianego obszaru występują charakterystyczne zagłębienia bezodpływowe o wyraźnym, kolistym kształcie, które można interpretować jako leje krasowe. W miejscu występowania zagłębień pod utworami morenowymi występują triasowe

oraz jurajsko-kredowe wapienie i wapienie dolomityczne. Takich form u podnóży Myślenickich Turni stwierdzono siedem (ryc. 2). Największy, a zarazem najbardziej wysunięty na południe lej posiada średnicę ok. 45 m oraz głębokość ok. 14 m. Następny co do wielkości lej charakteryzuje się wydłużonym kształtem, powstałym prawdopodobnie z połączenia dwóch mniejszych lejów. Długość tej formy dochodzi do 35 m, a głębokość do 4 m. Pozostałe formy są mniejsze, ale zaznaczają się wyraźnie. Ich średnica waha się w granicach 20 m, a głębokość od 6 do 8 m. Klimaszewski (1988) interpretował te formy jako zagłębienia geliwytopytowe, jednak ich lejowata forma i kolisty kształt wskazują na ich krasową genezę. Również w Dolinie Goryczkowej stwierdzono występowanie podobnego, wyraźnego leja krasowego (ryc. 2). Przeprowadzono bezpośrednie obserwacje terenowe w okolicach szlaku turystycznego. Poniżej Myślenickich Turni w jednej z tych form stwierdzono w dnie leja występowanie otworu (ponoru), co potwierdza ich krasowe założenie.

PODSUMOWANIE

Dane pozyskane dzięki lotniczemu skanowaniu laserowemu (ALS) pozwoliły na weryfikację dotychczasowej wiedzy na temat utworów czwartorzędowych badanego obszaru. W stosunku do istniejących map geologicznych (Guzik & Jaczynowska, 1978; Piotrowska i in., 2007a, b) zaznaczają się pewne różnice zasięgów niektórych wydzieleni (ryc. 3).

Identyfikację granic litologicznych utworów starszych znacznie utrudniają pokrywy czwartorzędowe. Wyraźnie zaznaczają się granice pomiędzy utworami skalnymi o różnej odporności na wietrzenie, a także niektóre uskoki przejawiające się schodowym przesunięciem kontaktów litologicznych. Ponadto wyraźnie widoczne są żleby na zboczach Kasprowego Wierchu, które wykształciły się w obszarze stref uskokowych, charakteryzujących się osłabioną odpornością na wietrzenie. Granice osadów glacialnych zmodyfikowano w niewielkim stopniu. Jedynymi znaczącymi zmianami w stosunku do Szczegółowej mapy geologicznej Polski (Piotrowska i in., 2007a, b) jest stwierdzenie braku osadów powierzchniowych w północnej części grzbietu Kondratowego Wierchu oraz znaczne zmniejszenie ich zasięgu w rejonie Doliny Pod Zakosy (ryc. 3B) (Guzik & Jaczynowska, 1978; Piotrowska i in., 2007a). Zasięg osadów stokowych został zmniejszony na całym obszarze w porównaniu z mapą geologiczną (Guzik & Jaczynowska, 1978; Piotrowska i in., 2007a), głównie w rejonie Uhrocia Kasprowego oraz w Dolinie Goryczkowej.

Najlepiej widocznymi elementami rzeźby na poszczególnych wizualizacjach wygenerowanych na podstawie chmury punktów ALS są wyraźne formy po lodowcach Kasprowych, stwierdzone w dnie kotła Doliny Suchej Kasprowej i Doliny Świńskiej oraz wały moren niwalnych znajdujące się w rejonie Zielonych Turni (ryc. 2, 3). Formy po lodowcach gruzowych związane są prawdopodobnie z ich recesją w późnym glacialu ostatniego piętra zimnego. Potwierdzenie tej hipotezy wymaga jednak dalszych badań terenowych oraz bliższego określenia czasu ich rozwoju i zaniku.

W świetle analizowanych danych stwierdzono brak śladów kotła lodowcowego w Dolinie Pod Zakosy. W Dolinie Goryczkowej stwierdzono osuwisko o długości ok. 1,3 km potwierdzone obserwacjami terenowymi (ryc. 5), które nie było dotychczas rejestrowane na mapach (Klimaszewski, 1988; Piotrowska i in., 2007a; Guzik & Jaczynowska, 1978). Brak danych dotyczących podobnych osuwisk może świadczyć o ograniczonych możliwościach obserwacji terenowych i stosowanej dotychczas fotogrametrii lotniczej w rejonach wysokogórskich z pokrywą lasów i kosodrzewiny, których dobrym uzupełnieniem wydaje się być analiza danych ALS.

Na podstawie analizowanych danych stwierdzono występowanie siedmiu lejów krasowych w Dolinie Kasprowej (ryc. 2), które wcześniej Klimaszewski (1988) interpretował jako zagłębienia geliwytopytowe. Ich regularny kształt oraz występowanie tylko w odcinku doliny, gdzie w podłożu występują wapienie serii reglowej, wskazują na genezę krasową.

Dane ALS pozyskane dla innych celów (określenia wpływu na środowisko naturalne przez proces modernizacji kolejki linowej na szczyt Kasprowego Wierchu) okazały się niezwykle przydatne dla badań geologicznych. Dokładność i szczegółowość numerycznego modelu terenu oraz możliwości analiz, jakie daje specjalistyczne oprogramowanie komputerowe, dostarczają precyzyjnych danych, które mogą być bardzo przydatne dla celów kartografii geologicznej jako uzupełnienie wyników badań terenowych. Ponadto, jak wykazało niniejsze opracowanie, zarejestrowane dane mogą być wykorzystywane wielokrotnie i to w różnorodnych dziedzinach.

LITERATURA

- BAC-MOSZASZWILI M., BURCHARD J., GŁĄZEK J., IWANOW A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., RONIEWICZ P., SKUPIŃSKI A. & WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1979 – Mapa geologiczna Tatr Polskich 1 : 30 000. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- BORKOWSKI A., PERSKI Z., WOJCIECHOWSKI T., JÓŻKÓW G. & WÓJCIK A. 2011 – Landslides mapping in Roznow Lake vicinity, Poland, using Airborne Laser Scanning data. *Acta Geod. et Geomat.*, 8 (3): 325–333.
- BURCHARD J. 1963 – Uwagi o kierunkach luster tektonicznych w obrębie skał krystalicznych wyspy Goryczkowej. *Acta Geol. Pol.*, 13 (1): 27–42.
- BURCHARD J. 1970 – Skały krystaliczne wyspy Goryczkowej w Tatrach. *Stud. Geol. Pol.*, 32: 1–183.
- GADOMSKI A. 1935 – O zlodowaceniu doliny Bystrej pod Kuźnicami. *Prz. Geogr.*, 15: 65–75.
- GLENN N., STREUTKER D., CHADWICK J., THACKRAY G. & DORSCH S. 2006 – Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology*, 73 (1–2): 131–148.
- GUZIK K. & JACZYŃSKA W. 1978 – Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1 : 10 000, Arkusz Kościelec. Instytut Geologiczny.
- HALICKI B. 1930 – Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Sprawozdanie PiG*, 5 (3–4): 377–504.
- JAROSZEWSKI W. 1965 – Budowa geologiczna górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, 15 (4): 429–499.
- KASPRZAK M. 2012 – Relief of the Stołowe Mountains – a test area for studies in geomorphometry. [W:] Kasprzak M., Migoń P. (red.) *Góry Stołowe. Geology, Landforms, Vegetation Patterns and Human Impact*. Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław: 55–73.
- KASPRZAK M. & TRACZYK A. 2011 – Rzeźba i rozwój doliny Izery w Sudetach Zachodnich. *Opera Corcontica*, 48: 7–34.

- KLIMASZEWSKI M. 1948 – Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Pr. Wroc. Tow. Nauk., B, 7: 1–233.
- KLIMASZEWSKI M. 1972 – Podział geomorfologiczny Polski Południowej. [W:] Geomorfologia Polski. Tom 1. Polska Południowa, Góry i Wyżyny. PWN Warszawa: 5–17.
- KLIMASZEWSKI M. 1988 – Rzeźba Tatr Polskich; Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- KOTAŃSKI Z. 1971 – Przewodnik geologiczny po Tatrach. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- LEFELD J. 1957 – Budowa geologiczna Zawratu Kasprowego i Kopy Magury. Acta Geol. Pol., 7 (3): 281–302.
- LIMANOWSKI M. 1911 – Geologiczne przekroje przez wielki fałd Czerwonych Wierchów między doliną Suchej Wody a Chochołowską w Tatrach. Rozpr. Wyzd. Mat.-Przyr. Ak. Um., t. 50, ser. A.
- MICHALIK A. 1985 – Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego, Geologia (litologia i stratygrafia) w skali 1 : 50 000, Tatrzański Park Narodowy i Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi.
- PARTSCH J. 1882 – Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau: 1–50.
- PARTSCH J. 1923 – Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig.
- PASSENDORFER E. 1971 – Jak powstały Tatry. Wydawnictwo Geologiczne. Warszawa.
- PIOTROWSKA K., CYMERMAN Z. & RĄCZKOWSKI W. 2007a – Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr 1 : 10 000, Arkusz Kasprowy Wierch, mapa geologiczna powierzchniowa. PIG (w druku).
- PIOTROWSKA K. & MICHALIK M. 1997 – B-3 – Tektonika trzonu krystalicznego Tatr Wysokich, petrografia granitów, najmłodsze osady poglacialne. [W:] Lefeld J. (red.) Przewodnik LXVIII zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 2–4 październik 1997. Zakopane: 172–180.
- PIOTROWSKA K., RĄCZKOWSKI W., IWANOW A., BAC-MOSZASZWILI M. & ZABIELSKI R. 2007b – Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr 1 : 10 000, Arkusz Zakopane Południe, mapa geologiczna powierzchniowa. PIG (w druku).
- RABOWSKI F. 1922 – Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1921 w Tatrach, w Niżnich Tatrach, na płycie Muranów i w Pieninach. Pos. Nauk. P.I.G., 2: 11–15..
- RABOWSKI F. 1931a – Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w 1930 r. w Tatrach. Pos. Nauk. P.I.G., 30: 92–96.
- RABOWSKI F. 1931b – Częściowy przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatry. Roczn. P.T.G., 7: 108–119.
- RABOWSKI F. 1938 – Uwagi dotyczące się trzonu krystalicznego Tatr. Biul. Inst. Geol., 4: 1–10.
- ROMER E. 1929 – The ice age in the Tatra Mts. Mem. Acad. Pol., Ser A, 1: 1–253.
- SEKIGUCHI T. & SATO H. 2004 – Mapping of microtopography using Airborne Laser Scanning. Landslides, 1 (3): 195–202.
- STACKEBRANDT W. 2005 – Can Geological Surveys Have Their Own Standards? Some Personal Remarks from Inside the Geological Survey of Brandenburg, Germany. The Current Role of Geological Mapping in Geosciences, NATO Science Series: IV, Earth Environm. Sc., 56: 45–50.
- WEBSTER T., MURPHY J. & GOSSE J. 2006 – Mapping subtle structures with light detection and ranging (LIDAR): flow units and phreatomagmatic rootless cones in the North Mountain Basalt, Nova Scotia. Canadian J. Earth Sc., 43 (2): 157–176.
- WĘŻYK P., BOROWIEC N., SZOMBARA S. & WAŃCZYK R. 2008 – Generowanie numerycznych modeli powierzchni oraz terenu w Tatrach na podstawie chmury punktów z lotniczego skaningu laserowego (ASL). Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji, 18b: 651–661.
- WOJCIECHOWSKI T., BORKOWSKI A., PERSKI Z. & WÓJCIK A. 2012 – Dane lotniczego skaningu laserowego w badaniu osuwisk – przykład osuwiska w Zbyszycach (Karpaty Zewnętrzne). Prz. Geol., 60: 95–102.

Praca wpłynęła do redakcji 6.03.2012 r.

Po recenzji akceptowano do druku 6.11.2012 r.