

OSUWISKA JAKO PRZYCZYNA BŁĘDNYCH INTERPRETACJI BUDOWY GEOLOGICZNEJ – PRZYKŁADY Z SUDETÓW

LANDSLIDES AND THE INCORRECT INTERPRETATION OF GEOLOGICAL STRUCTURE – EXAMPLES FROM THE SUDETY MOUNTAINS

ALEKSANDER KOWALSKI^{1,2}

Abstrakt. W ciągu ostatnich kilkunastu lat z obszaru Sudetów zinwentaryzowano i opisano dużą liczbę form osuwiskowych. W większości opracowań główny nacisk skierowano jednak na geomorfologiczną charakterystykę tych form. W artykule przedstawiono zależności rozwoju wybranych sudeckich osuwisk od budowy geologicznej, a także ocenę stopnia transformacji poszczególnych elementów struktury podłoża przez ruchy masowe. Jak wynika z prac kartograficznych i analiz geomorfometrycznych opartych na numerycznych modelach terenu LiDAR (ang. *Light Detection and Ranging*), wygenerowanych na podstawie danych pochodzących z lotniczego skaningu laserowego, brak rozpoznania pojedynczych, aczkolwiek rozległych jak na warunki sudeckie form osuwiskowych, a w konsekwencji prowadzone w obrębie nierozpoznanych osuwisk pomiary powierzchni uławicenia, spękań ciosowych i uskoków, były przyczyną błędów w rozpoznaniu budowy geologicznej w przeszłości. W pracy przedstawiono przykłady czterech form osuwiskowych znajdujących się na terenie trzech jednostek geologicznych – rowu Wlenia (synklinorium północnosudeckie), elewacji Łącznej (synklinorium śródsudeckie) i rowu Glinna (blok sówiogórski).

Słowa kluczowe: ruchy masowe, kartografia geologiczna, analizy strukturalne, LiDAR, Sudety.

Abstract. Despite the relatively large number of individual landslides recognized and described over the last several years from the Sudety (Sudetes) Mountains (Lower Silesia, SW Poland), most of the papers focused on the geomorphological characterisation of these forms. This paper presents the results of geological and geomorphological mapping of individual landslides, recognized within three geological units: the Wleń Graben (Northsudetec Synclinorium), the Łączna Elevation (Intrasudetec Synclinorium) and the Glinno Graben (Sowie Mountains Block). Particular attention has been paid to the role of the geological structure in the initiation and development of mass movements as well as the degree of transformation of the planar, structural elements (bedding planes, joints, faults) of the landslide bedrock. The results of geological mapping and geomorphometric analysis with a basis in Light Detection and Ranging (LiDAR) show that the structural measurements carried out in the past within previously unrecognized landslides were probably the main reason for incorrect interpretations of the geology of the areas investigated.

Key words: mass movements, geological mapping, structural analysis, LiDAR, the Sudety (Sudetes) Mountains.

WSTĘP

Szczegółowe mapy geologiczne w skali 1 : 50 000 i większej są podstawą do dalszych, szczegółowych badań i stanowią główne źródło informacji na temat budowy geologicznej określonego obszaru. Postęp, który dokonał się w ostatnich kilkunastu latach zarówno w zakresie numerycznego przetwarzania danych przestrzennych, jak i odwzorowania i wizuali-

zacji rzeźby terenu (por. m.in.: Maune, 2001; Li i in., 2005; Zhou i in., 2008; Wilson, 2012), wymusza inne podejście do sposobu wykonywania podstawowych prac kartograficznych, a także gromadzenia i archiwizacji danych terenowych, głównie w systemach informacji przestrzennej GIS. Współczesna kartografia geologiczna dysponuje nowoczesnymi narzędziami i metodami badawczymi, takimi jak pozycjonery GPS oraz numeryczne, lidarowe podkłady topograficzne (NMT LiDAR;

¹ Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, pl. Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław; e-mail: aleksander.kowalski@uwr.edu.pl.

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 50-122 Wrocław; e-mail: aleksander.kowalski@pgi.gov.pl.

ang. *Light Detection and Ranging*), uznawane obecnie za najdokładniejsze i najbardziej precyzyjne odwzorowanie powierzchni ziemi w formie numerycznej (np. Heritage, Large, 2009; Wężyk, 2014; Jucha, Marszałek, 2016).

Historia kartografii geologicznej Sudetów sięga końca XVIII w. (von Buch, 1797; por. zestawienie S. Wołkowicz, K. Wołkowicz, 2014). Największe znaczenie dla dokładnego prezentowania obrazu budowy geologicznej górskiej części Dolnego Śląska miały mapy seryjne (arkuszwowe) opracowane w dużej skali. Na przełomie XIX i XX w. obszar Sudetów został częściowo objęty arkuszami *Mapy Geologicznej Prus i Obszarów Przyległych* (dalej: MGPIOP; niem. *Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten*) w skali 1 : 25 000. Pierwsze, seryjne mapy geologiczne obszaru sudeckiego, powstałe po II wojnie światowej, stanowiły niemal w całości wierną kopię tych map. 51 ze 139 arkuszy *Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów* w skali 1 : 25 000 (dalej: SMGS25) to reambulowane arkusze MGPIOP. Przeszło 20 lat od wykonania ostatniej mapy w ramach realizacji projektu SMGS25 (ark. Bardo Śląskie; Oberc i in., 1996), postęp w rozpoznaniu budowy geologicznej południowo-zachodniej Polski zaznaczył się w sposób szczególny. W związku ze stopniowym upowszechnianiem i stosowaniem nowoczesnych metod numerycznych w kartografii geologicznej (por. np. Don i in., 2003; Don, Gotowała, 2008; Wojewoda i in., 2011; Wojewoda, 2013; Kowalski, 2017a) w ostatnich latach podkreślano potrzebę aktualizacji, weryfikacji, niekiedy wręcz całkowitej rewizji dotychczas wykonanych map geologicznych obszaru sudeckiego (Cymerman, 2016; Wojewoda, 2016). Arkusze SMGS25 nie doczekały się jak dotąd wznowienia, jakkolwiek do dzisiaj stanowią często jedyne źródło wiedzy na temat zasięgu wydzieleni litolostratigraficznych i charakteru tektoniki obszaru sudeckiego.

W przeciwieństwie do obszaru Karpat fliszowych (por. np. Teisseyre, 1936; Nemčok, 1982; Margielewski, 2001, 2004, 2009; Baroń i in., 2004; Alexandrowicz, Margielewski, 2010; Pánek i in., 2011; Jankowski, 2015; Břežný, Pánek, 2017; Margielewski, Urban, 2017) jednym z niedostrzeganych dotychczas problemów w kartografii geologicznej Sudetów było zagadnienie wpływu ruchów masowych (w tym osuwisk) na powierzchniowy obraz budowy geologicznej. Do niedawna na obszarze Sudetów osuwiska były uznawane za lokalne zjawiska występujące stosunkowo rzadko (zob. Pulinowa, 1972; dyskusja Migoń, 2008). Formy osuwiskowe zaznaczono jedynie na kilku arkuszach SMGS25, głównie na obszarze Gór Kamiennych (ark. Jedlina-Zdrój, Lubawka i Mieroszów; Grocholski, 1971; Don i in., 1979; Bossowski i in., 1994). Warto podkreślić, że pasmo to było uznawane już od początku XX w. za obszar objęty w znacznym stopniu ruchami masowymi (Berg i in., 1910; Berg, 1925; Pulinowa, 1972). Pojedyncze osuwiska na obszarze górskiej części Dolnego Śląska zaznaczono ponadto na arkuszach Bardo Śląskie (osuwisko skalne z 1598 r. w Górach Bardzkich; Oberc i in., 1996) i Poręba (osuwisko spływowo na stokach Jagodnej w Górach Bystrzyckich; Kozdrój, 1994), a małe formy zajmujące mniejszy obszar niż 1 ha naniesiono także na arkuszach Duszniki-Zdrój (Cy-

merman, 1992), Głuchołazy (Sawicki, 1956), Międzyzlesie (Sawicki, 1968) i Stare Bogaczowice (Teisseyre, 1972).

Systematyczne badania form osuwiskowych prowadzone na obszarze sudeckim od początku XXI w. były podstawą rozpoznania i udokumentowania zasięgu licznych osuwisk m.in. w Górach Kamiennych (Synowiec, 2003; Migoń, 2010; Migoń i in., 2014, 2016a), Górach Stołowych (Migoń, Kasprzak, 2011), Bystrzyckich (Gotowała i in., 2015; Różycka i in., 2015), Bardzkich (Sikora i in., 2016c; Jancewicz, Traczyk, 2017), w Masywie Ślęży (Traczyk, Kasprzak, 2014), Obniżeniu Noworudzkim (Migoń i in., 2015), na Pogórzu Izerskim (Kowalski, 2017b; Sikora i in., 2016b), Pogórzu Kaczawskim (Migoń i in., 2015; Kowalski, Wojewoda, 2017) oraz w paśmie Zaworów (Kowalski, 2017c). Mimo stosunkowo dużej liczby pojedynczych osuwisk rozpoznanych w ostatnim czasie w Sudetach, w większości opracowań główny nacisk kierowano na geomorfologiczną charakterystykę tych form. Jedynie nieliczne, opublikowane wyniki badań osuwisk sudeckich dotyczą próby określenia wpływu struktury podłoża na rozwój poszczególnych form osuwiskowych (m.in. Kasprzak i in., 2016; Migoń i in., 2016a; Sikora i in., 2016a; Kowalski, 2017c).

Prace kartograficzne prowadzone przez autora wykazały, że brak rozpoznania pojedynczych, rozległych jak na warunki sudeckie form osuwiskowych (o powierzchni większej niż 3 ha), był dotychczas częstą przyczyną błędnego rozpoznania budowy geologicznej kartowanych obszarów. Wynikało to z pomiarów elementów strukturalnych (powierzchni uławiczenia, spękań ciosowych, uskoków) skał występujących w obrębie obszarów objętych ruchami masowymi, a więc znajdujących się w pozycji *ex situ* (zob. Kowalski, 2017b, c).

W niniejszej pracy przedstawiono charakterystykę geologiczną i geomorfologiczną wybranych obszarów Sudetów, z uwzględnieniem interpretacji budowy geologicznej obszarów przekształconych przez ruchy masowe. Transformacja budowy geologicznej przez te procesy nie była bowiem właściwie rozpoznana i uwzględniana w trakcie badań kartograficznych prowadzonych w XX w. (por. Grocholski, 1962; Jerzykiewicz, 1971; Don i in., 1979; Milewicz, Frąckiewicz, 1983). Podobnie do analogicznych opracowań z obszaru Karpat (por. np. Margielewski, 2001, 2004, 2009; Pánek i in., 2011) szczególną uwagę poświęcono zależnościom rozwoju osuwisk od budowy geologicznej, a także transformacji poszczególnych elementów struktury podłoża (powierzchni uławiczenia, spękań, uskoków) przez ruchy masowe. Podjęto również próbę określenia przyczyn błędów interpretacyjnych popełnianych podczas dotychczasowego opracowywania map geologicznych. Osuwiska analizowane w niniejszej pracy znajdują się w obrębie trzech jednostek geologiczno-strukturalnych zbudowanych z dolnokarbońskich i górnokredowych skał osadowych i wulkanicznych (fig. 1). Są to: osuwisko w Świerkowej Dolinie w rowie tektonicznym Wlenia (synklinorium północnosudeckie, Sudety Zachodnie; Kowalski, 2017b), osuwisko na górze Drogosz w brachysynklinie Krzeszowa (synklinorium śródsudeckie, Sudety Środkowe; Kowalski, 2017c), a także dwa nieopisywane dotychczas w literaturze osuwiska na górze Ostrzew w rowie tektonicznym Glinna (tzw. kulm sowiogórski, Sudety Środkowe, Góry Sowie).

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ ANALIZOWANYCH OBSZARÓW

Osuwisko w Świerkowej Dolinie rozwinęło się w środkowej części jednostki geologicznej, określanej w literaturze jako rów tektoniczny Wlenia (Kolb, 1936; Gorczyca-Skała, 1977). Rów Wlenia o długości ok. 17,5 km i szerokości do 3,5 km stanowi południowo-wschodni fragment synklinorium północnosudeckiego (fig. 1). W obrębie rowu zachowały

się utwory osadowe i wulkaniczne górnego karbonu, permu, triasu dolnego i kredy górnej, które wzdłuż wysokokątowych uskokiów zrzutowych normalnych i zrzutowo-przesuwczych o biegu NW–SE i NNW–SSE (uskoki: północny i południowy Wlenia; por. Gorczyca-Skała, 1977) kontaktują ze zmetamorfizowanymi utworami wulkaniczno-osadowymi wieku paleozoicznego, zaliczanymi do tzw. kompleksu kaczawskiego (struktury kaczawskiej; zob. Baranowski i in., 1990). Osuwisko objęło utwory kredy górnej, odsłaniające się w osiowej

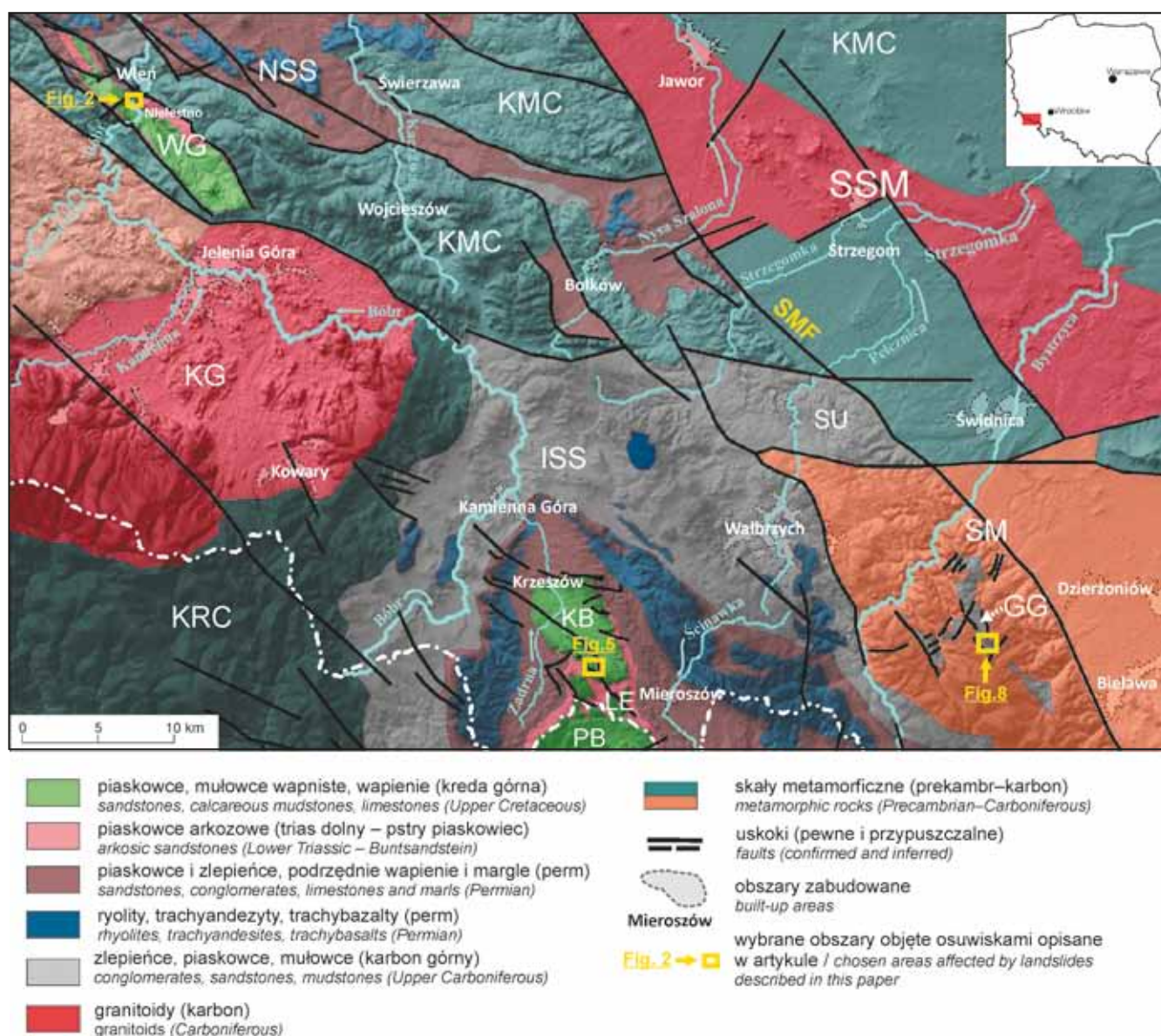


Fig. 1. Uproszczona mapa geologiczna obszaru badań (Sudety Zachodnie i Środkowe; na podstawie Cymermana, 2004)

GG – rów Glinna; ISS – synklinorium śródsudeckie; KB – brachysynklina Krzeszowa; KG – masyw granitowy Karkonoszy; KMC – metamorfik kaczawski; KRC – kompleks metamorficzny Południowych Karkonoszy; LE – elewacja Łącznej; NSS – synklinorium północnosudeckie; PB – brachysynklina Polic; SM – masyw gnejsowy Gór Sowich; SMF – uskoki sudecki brzeżny; SSM – masyw granitowy Strzegom-Sobótka; SU – jednostka Świebodzic; WG – rów Wlenia. Podkład mapy geologicznej NMT SRTM3

Simplified geological sketch-map of the study area (the Western and the Middle Sudetes; after Cymerman, 2004)

GG – Glinno Graben; ISS – Intrasudetic Synclinorium; KB – Krzeszów Brachysyncline; KG – Karkonosze Granite Massif; KMC – Kaczawa Metamorphic Complex; KRC – South Karkonosze Metamorphic Complex; LE – Łączna Elevation; NSS – Northsudetic Synclinorium; PB – Police Brachysyncline; SM – Sowie Mountains Gneiss Massif; SMF – Sudetic Marginal Fault; SSM – Strzegom-Sobótka Granite Massif; SU – Świebodzice Unit; WG – Wlenia Graben. The geological map is superimposed over SRTM3 DEM

części rowu tektonicznego, reprezentowane tu przez grubo- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe i glaukonitowe górnego cenomanu–dolnego turonu, przykryte przez utwory drobnoziarniste – mułowce i ilowce wapniste turonu.

Osuwisko na górze Drogosz powstało w południowej części jednostki geologicznej, określanej jako brachysynklina Krzeszowa (fig. 1; Jerzykiewicz, 1971). Stanowi ona regionalną jednostkę geologiczną niższego rzędu w obrębie synklinorium śródsudeckiego, zbudowaną z utworów czerwonego spągowca (perm), pstrego piaskowca (trias dolny) oraz kredy górnej. Od występującej na południu, sąsiedniej jednostki (brachysynkliny) Polic (cz. *polická křídová pánev*; por. Jerzykiewicz, 1971), brachysynklinę Krzeszowa oddziela tzw. elewacja Łącznej (fig. 1; por. Kowalski, 2017a), w starszej literaturze nazywana tradycyjnie antykliną Łącznej (Petrascheck, 1933; Jerzykiewicz, 1971). Elewacja Łącznej ma charakter zrębu tektonicznego (wyniesienia wewnątrz-basenowego – ang. *intra-basinal high*; por. Kowalski, 2017a) ograniczonego od sąsiednich obniżen (brachysynklin) uskokami zrzutowymi normalnymi i zrzutowo-przesuwczymi.

Góra Ostrzew (716 m n.p.m.), na stokach której występują analizowane osuwiska, jest jednym ze wzniesień pasma Gór Sowich. Geologicznie wzniesienie znajduje się w strefie występowania utworów rowu tektonicznego Glinna (Żakowa, 1960; Łapot, 1986). Rów Glinna stanowi wąskie obniżenie tektoniczne i morfologiczne o biegu NW–SE, szerokości do 1 km i długości ok. 3,5 km (fig. 1). Jest on zbudowany głównie ze skał osadowych karbonu dolnego zaliczanych do górnego wizenu (Żakowa, 1960). Utwory te są powszechnie określane w literaturze jako tzw. kulum sowiogórski. Skały karbonu dolnego zalegają niezgodnie na gnejsach sowiogórskich wieku prekambryjskiego (Grocholski, 1962), a w obrzeżeniu rowu tektonicznego Glinna graniczą z nimi najprawdopodobniej przez stromo nachylone uskoki zrzutowe normalne (Grocholski, 1967). Należy jednak zwrócić uwagę, że kontakt tektoniczny gnejsów sowiogórskich i skał osadowych karbonu nie został dotychczas jednoznacznie potwierdzony w tej części Gór Sowich (Dathe, Finckh, 1923; Żakowa, 1960; Łapot, 1986). Utwory karbonu dolnego w okolicach Glinna obejmują grubookruchowe zlepnie (tzw. zlepnie gnejsowe) przechodzące ku górze w piaskowce lityczne. Powyżej piaskowców występują mułowce i ilowce z wkładkami wapieni (Dathe, Finckh, 1924; Żakowa, 1960). W obrębie skał drobnoziarnistych, budujących znaczną część wzniesienia Ostrzew, występują żyłowe, górnokarbońskie kersantyty (lamprofiry), które tworzą tu intruzję typu sillu (Oberc, 1949; Łapot, 1986).

METODY BADAŃ

Badania terenowe na obszarach objętych osuwiskami w Sudetach prowadzono w latach 2014–2017, w trakcie wykonywania zdjęć geologicznych w skali 1 : 10 000 północnej części rowu Wlenia, południowej części brachysynkliny Krzeszowa i obszaru rowu tektonicznego Glinna. Prace kartograficzne na obszarach objętych ruchami masowymi obejmowały dokumentowanie i charakterystykę elementów rzeźby osuwiskowej

oraz pomiary położenia powierzchni strukturalnych (uławicenia, spękań i uskoków) w obrębie osuwisk (*ex situ*), a także w skałach podłoża (*in situ*) odsłaniających się na powierzchni. Pomiary elementów strukturalnych zestawiono na diagramach kołowych (ang. *great circle diagram*) i punktowych (ang. *pole point diagram*) w projekcji na dolną półkulę siatki Schmidta-Lamberta. W skałach osadowych, podrzędnie w wulkanicznych, wydzielono dwa główne zespoły ciosu (j_1 , j_2). Ich uśredniona orientacja jest zgodna z orientacją dominujących zespołów spękań przedstawioną przez Jerzykiewicza (1968; zespoły I, II) i Soleckiego (1994; zespoły j_1 i j_2), odpowiednio na obszarach synklinorium śródsudeckiego i północnosudeckiego. Punkty obserwacyjne lokalizowano z użyciem odbiorników GPS Nomad Trimble, Nomad Juno ST (dokładność wyznaczania pozycji od 1 do 3 m) i aplikacji ArcPad oraz PENTAGRAM PathFinder Logger P3106 (dokładność wyznaczania pozycji <3 m). Pomiary położenia płaszczyzn strukturalnych (położenie warstw, spękania, uskoki) wykonywane tradycyjnym kompasem geologicznym typu FREIBERG uzupełniono pomiarami z użyciem aplikacji mobilnej FieldMove Clino (Midland Valley). Pomiary elementów rzeźby osuwiskowej prowadzono w terenie z wykorzystaniem dalmierza laserowego Bushnell. W trakcie prac kartograficznych wykonywano także szkice geomorfologiczne w oprogramowaniu ArcPad.

Terenowe pomiary elementów rzeźby osuwiskowej uszczegółowiono podczas analiz geomorfometrycznych NMT LiDAR. Wykorzystane dane pochodziły z lotniczego skaningu laserowego (ALS – ang. *Airborne Laser Scanning*), przeprowadzonego na obszarze Polski w latach 2011–2014 w ramach Informatycznego Systemu Osłony Kraju przed nadzwyczajnymi zagrożeniami (ISOK) i posłużyły do wykonania numerycznego modelu wysokości. Wyniki skanowania laserowego zostały udostępnione przez Centralny Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej (CODGiK) w formie zbiorów punktów XYZ o gęstości ok. od 4 do 6 punktów pomiarowych na 1 m² i średnim błędzie wysokościowym nieprzekraczającym 0,3 m (Raport, 2011). Zbiory punktów posłużyły do wykonania map cieniowanego reliefu (ang. *shaded relief maps*) oraz ich obróbki w oprogramowaniu MicroDEM, Global Mapper i Surfer (Golden Software) v. 9.0. Mapy cieniowanego reliefu zastosowano także jako podkłady topograficzne map geologicznych. Materiały kartograficzne i dane geologiczne opracowano i przetwarzano w układzie współrzędnych PUWG 1992. Podczas opisu form osuwiskowych używano terminologii zgodnej z powszechnie obowiązującymi klasyfikacjami ruchów masowych (Varnes, 1978; WP/WLI, 1990, 1993; Dikau i in., 1996; Margielewski, 2004).

CHARAKTERYSTYKA FORM OSUWISKOWYCH

OSUWISKO W ŚWIERKOWEJ DOLINIE

Osuwisko w Świerkowej Dolinie znajduje się we wschodniej części Pogórza Izerskiego w Sudetach Zachodnich (zob. Kondracki, 2002), na zboczach doliny bezimien-

nego potoku uchodzącego do rzeki Bóbr między miejscowościami Nielesto i Wleń (fig. 1, 2; Kowalski, 2017b). Rzeźba tego obszaru jest urozmaicona, a jej najbardziej charakterystycznymi elementami są asymetryczne, wydłużone grzbiety o wysokościach od ok. 300 do 445 m n.p.m. i rozciągłości NW–SE oraz NNW–SSE. Tworzą one ciągi kuest o schodowym przebiegu, których strome i krótkie zbocza są podcinane przez głębokie (do 70 m) doliny wciosowe potoków. Na stokach kuest utworzyły się ściany, żebra skalne i klify, a u podnóża stoków występują nagromadzenia bloków i rumoszu skalnego. Dłuższe, łagodnie nachylone stoki kuest (zaproża) przechodzą bardzo często w rozległe, kopulaste lub spłaszczone ciągi wzniesień o niewielkich deniwelacjach sięgających do 20 m, a także w spłaszczenia grzbietowe nachylone w kierunku północno-wschodnim. Dominującym elementem rzeźby tego obszaru jest głęboko wcięta (do 65 m) dolina Bobru, która między Nielestem a Wleniem ma ok. 3,5 km długości i maksymalnie 1 km szerokości.

Osuwisko o powierzchni 5,5 ha (fig. 2A) rozwinęło się na południowo-zachodnich stokach bezimiennego wzgórza o wysokości 323,6 m n.p.m., stanowiącego kulminację wydłużonego grzbieta (kuesty), ograniczonego głęboko wciętą doliną bezimiennego, lewobrzeżnego dopływu Bobru (Świerkowa Dolina; fig. 2A). Deniwelacje w obrębie zbocza doliny wynoszą od 40 m w jej górnej części, do 80 m w dolnym odcinku, gdzie znaczna część zbocza jest przykryta koluwium osuwiskowym. Ruchy masowe wystąpiły w obrębie piaskowców kwarcowych i glaukonitowych kredy górnej (górny cenoman i dolny turon), które w tej części rowu Wlenia są przykryte (a w podłożu osuwiska prawdopodobnie kontaktują tektonicznie) iłowcami i mułowcami wapienistymi zaliczanymi do środkowego i górnego turonu (fig. 2B, 3).

Górna krawędź skarpy głównej osuwiska znajduje się na wysokości 270–310 m n.p.m., ma długość ok. 380 m, a jej kierunek pokrywa się z przebiegiem wschodnich zboczy Świerkowej Doliny. W części północno-zachodniej górna krawędź skarpy ma prostoliniowy przebieg, równoległy do krawędzi progu morfologicznego. W części południowo-wschodniej skarpa ma skalisty charakter (fig. 4A). Poniżej skarpy głównej znajduje się spłaszczenie przechodzące w wał osuwiskowy (fig. 4B) obcięty skarpią wtórną. Poniżej wału występują liczne nabrzmienia koluwalne, mniejsze skarpy wtórne, a także sąsiadujące z nimi zagłębienia bezodpływowe. Czoło osuwiska nie jest jednolite i ma charakter kilku jeziorów osuwiskowych o długości do 100 m i maksymalnej wysokości 9,5 m. Jezory schodzą do dna doliny i zaburzają przebieg koryta potoku. Od strony południowo-wschodniej koluwium osuwiskowe wraz z dolną częścią powierzchni poślizgu jest odsłonięte w przekopie linii kolejowej Lwówek Śląski–Jelenia Góra.

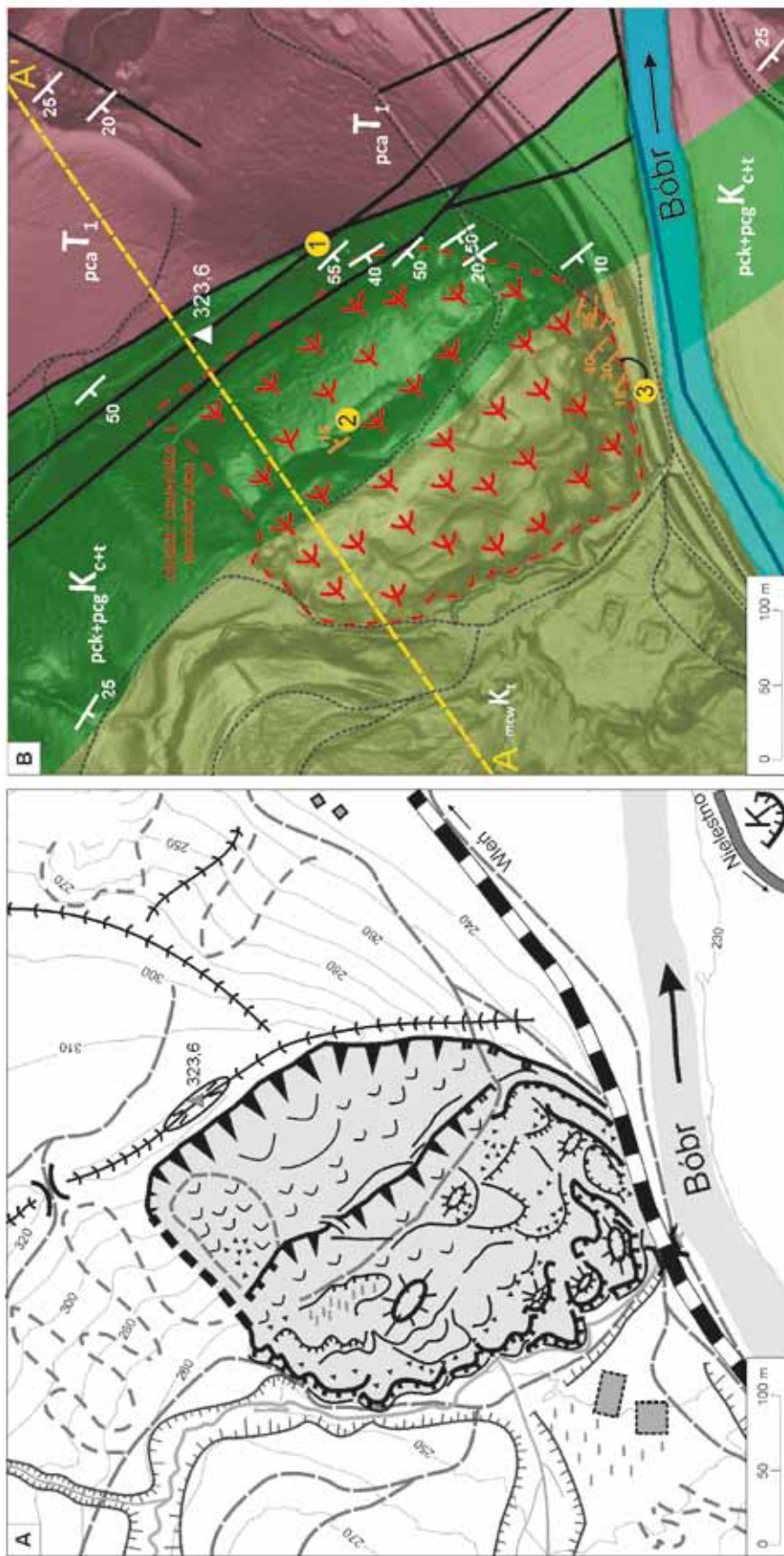
Osuwisko w Świerkowej Dolinie jest zbudowane głównie z pakietów skalnych. W górnej części osuwiska dominuje rotacyjny charakter przemieszczeń mas skalnych. Górna część powierzchni poślizgu osuwiska, odsłonięta częściowo w południowej części kuesty, rozwinęła się na powierzchniach uławicenia stromo nachylonych piaskowców do 55° (górny cenoman; por. fig. 3), w strefie uskoku lewoprzesuw-

czego o biegu NW–SE (fig. 2B; zob. również: Kowalski, 2017b). Piaskowce kwarcowe i glaukonitowe występujące w podłożu osuwiska są silnie skrzemionkowane, zwłaszcza w strefach uskokowych. W piaskowcach odsłaniających się *in situ* w głównej skarpi osuwiskowej (stanowisko nr 1 na fig. 2B; fig. 4A) stwierdzono dwa zespoły spękań o orientacji NE–SW (j_1 na fig. 4A) i NNW–SSE (j_2 na fig. 4A) oraz nachyleniu od 55 do 90°. W odsłonięciach są widoczne także uskoki normalne o biegu NW–SE i nachyleniu do 60° w kierunku południowo-zachodnim, powstałe wzdłuż powierzchni uławicenia piaskowców o podobnej orientacji (por. fig. 4A). Piaskowce glaukonitowe odsłaniające się w północnej części osuwiska w płacie osuwiskowym poniżej skarpy głównej (stanowisko nr 2 na fig. 2B; fig. 4C) charakteryzują się wsteczną rotacją o ok. 25° (uławicenie ok. 15° w kierunku północno-wschodnim) w stosunku do piaskowców występujących w podłożu osuwiska, które są tu nachylone pod kątem ok. 10° w kierunku południowo-zachodnim (por. fig. 2B). W obrębie pakietów skalnych odsłoniętych w dolnej części koluwium osuwiskowego (stanowisko nr 3 na fig. 2B) dominują przemieszczenia translacyjne. W obrębie pakietów następuje zmiana kąta upadu powierzchni uławicenia – od 40° w górnej części do ok. 10° w dolnej (fig. 4D). Proces ten wiąże się z grawitacyjnymi przemieszczeniami pakietów skalnych i lokalnymi nasunięciami, zwłaszcza w górnych partiach pakietów (Kowalski, 2017b). Scharakteryzowane powyżej transformacje zaznaczają się również w rzeźbie osuwiska w postaci lokalnie występujących nabrzmień i wałów osuwiskowych. W skałach odsłaniających się w dolnej części osuwiska są widoczne także wtórne, wysokokątowe uskoki zrzutowe normalne o biegu NW–SE (fig. 4D).

W monografii Gorczyca-Skały (1977), a także na arkuszu Wleń SMGS25 (Milewicz, Frąckiewicz, 1983), na obszarze nierozpoznanego wówczas osuwiska w Świerkowej Dolinie, w miejscu występowania zrotowanych i przemieszczonych pakietów piaskowcowych, zaznaczono dwa pomiary powierzchni uławicenia (40° i 35° w kierunku południowo-zachodnim). Wraz z pomiarami wykonanymi w obrębie niżej leżących skał osadowych permu i triasu (uławicenie ok. 20° w kierunku południowo-zachodnim), stanowiły one podstawę do wnioskowania o granicach geologicznych rowu tektonicznego Wlenia wykształconych jako fleksury (Gorczyca-Skały, 1977; Milewicz, Frąckiewicz, 1983). Hipotezę dotyczącą występowania fleksury w okolicach Nielesta, w sąsiedztwie osuwiska w Świerkowej Dolinie, podtrzymał również Gierwielaniec (1998).

OSUWISKO NA GÓRZE DROGOSZ

Osuwisko na północnych stokach góry Drogosz (fig. 5) jest położone w południowym obrzeżeniu Kotliny Krzeszowskiej, będącej śródgórskim obniżeniem o orientacji NW–SE (fig. 1), długości ok. 8 km i szerokości ok. 5 km, obejmującym środkową część pasma Gór Kamiennych w Sudetach Środkowych (Kondracki, 2002). Południową krawędź Kotliny stanowi równoleżnikowe pasmo wzniesień o dłu-



	skarpa o wysokości >6 m scarp, height >6 m		skarpa o wysokości 3-6 m scarp, height 3-6 m		skarpa o wysokości <3 m / scarp, height <3m		uskoki – pewne i przypuszczalne / faults – confirmed and inferred		mullowice wapińskie (kreda, turon), calcareous mudstones (Cretaceous, Turonian)
	skarpa słabo zachowana / indistinct scarp		szczelina ekstensyjna / extension crack		nabrzmienie koluwalne / colluvial swell		piaskowce kwarcowe i glaukonitowe (kreda, cenoman) / quartzose and glauconitic sandstones (Cretaceous, Cenomanian)		piaskowce arkozowe (trias, piśtry piaskowiec) / arkosic sandstones (Triassic, Buntsandstein)
	złaziska / creepings		jezior osuwiskowy / landslide toe		jezior blokowy / blocks, colluvial tongue		ulawiczenie – pomiar in situ / bedding in situ measurement		ulawiczenie – pomiar w obrębie koluwalium / bedding – measurement within the colluvium
	zagłębienie bezodpływowe, jezioro / closed depression, pond		młaka, bagnisko / swamp		blokowiska / blocks, deposits		dolina potoku / stream valley		sucha dolina / dry valley
	linia grzbietu / ridge line		szczyt / peak		przełęcz / pass		zabudowania, ruiny / buildings, ruins		mur / concrete wall
	źródło, okresowy potok / spring, intermittent stream		drogi / roads		skarpa antropogeniczna / anthropogenic scarp		kamieniołom / quarry		

Fig. 2. Szkic geomorfologiczny (A) i mapa geologiczna (B) okolic osuwiska w Świerkowej Dolinie (na podstawie Milewicza i Frąckiewicza, 1983, zmienione i uzupełnione)

Żółta, przerywana linia oznacza linię przekroju geologicznego na figurze 3. Podkład mapy geologicznej: mapa cieniowanego reliefu wygenerowana na bazie NMT LiDAR 1 × 1 m. Numerami zaznaczono stanowiska pomiarowe opisane w tekście

Geomorphological sketch map (A) and geological map (B) of the vicinity of the Świerkowa Dolina landslide (geological map after Milewicz and Frąckiewicz, 1983, supplemented and modified by the author)

Yellow, dashed line of cross-section (Fig. 3) were marked. Geological map is superimposed over the shaded relief map generated from LiDAR DEM with a resolution of 1 metre



gości ok. 4,5 km, wchodzących w skład pasma Zaworów. Wzniesienia budujące północną część tego pasma to kulminacje gór: Rogu (712,8 m n.p.m.), Drogosz (681 m n.p.m.) oraz Chochoł (673,1 m n.p.m.). Wierzchowinowe partie wzniesień tworzą stoliwo, które jest rozcinane dolinami o przebiegu N–S i NNW–SSE. Wzniesienia Róg oraz Drogosz, znajdujące się w zachodniej części Zaworów, to izolowane masywy o płaskiej wierzchołku i stromych stokach – zachodnim i północnym oraz łagodniejszym wschodnim, natomiast rozległe płaskowyzę występujące we wschodniej części Zaworów (kulminacja góry Chochoł i Bieśnik) są nachylone łagodnie ku północy, w kierunku Kotliny Krzeszowskiej. Południową krawędź pasma Zaworów stanowi stromy próg morfologiczny o krętym przebiegu nachylony pod kątem do 25° w kierunku południowym, w stronę równoleżnikowej kotliny Łącznej (Puc, Traczyk, 2006).

Osuwisko o powierzchni 10,5 ha objęło swym zasięgiem północno-zachodnie stoki masywu góry Drogosz, które są nachylone w kierunku północnym, w stronę Kotliny Krzeszowskiej (por. fig. 5A). Ruchy masowe wystąpiły w obrębie skał osadowych kredy górnej – w mułowcach krzemionkowych i mułowcach glaukonitowych oraz w podścielających

je piaskowcach górnego cenomanu (fig. 5B, 6; Kowalski, 2017c). Skarpa główna osuwiska o kierunku WNW–ESE, wysokości maksymalnej 30 m (612–642 m n.p.m.) i łącznej długości 510 m, ma w części zachodniej łukowaty przebieg. W części wschodniej przebieg jej górnej krawędzi jest prostoliniowy. Nachylenie głównej skarpy osuwiskowej (40–47°) jest anomalnie wysokie w porównaniu z przyległymi stokami góry Drogosz, nieobjętymi ruchami masowymi (22–26°). W górnej części skarpy osuwiska lokalnie odsłaniają się mułowce górnego cenomanu o ławicach nachylonych pod kątem do 10° w kierunku północnym i północno-zachodnim (fig. 6). Poniżej skarpy, w części środkowej i wschodniej osuwiska, występuje rów rozpadlinowy o długości ok. 300 m, ograniczony od północy płatem osuwiskowym (wys. 10 m), obcięty skarpą wtórną. Poniżej wału w obrębie koluwium występują skarpy wtórne o wysokości od 5 do 9 m (fig. 5A). Do skarpy przylegają nabrzmienia koluwalne, a także zagłębienia bezodpływowe okresowo wypełniane wodą. Czoło osuwiska zostało wykształcone w formie kilku jeziorów osuwiskowych o długości do 50 m, szerokości do 100 m i maksymalnej wysokości 6 m. Jezory te przykrywają łagodnie nachylone (do 10°) zbocza Kotliny Krzeszowskiej.

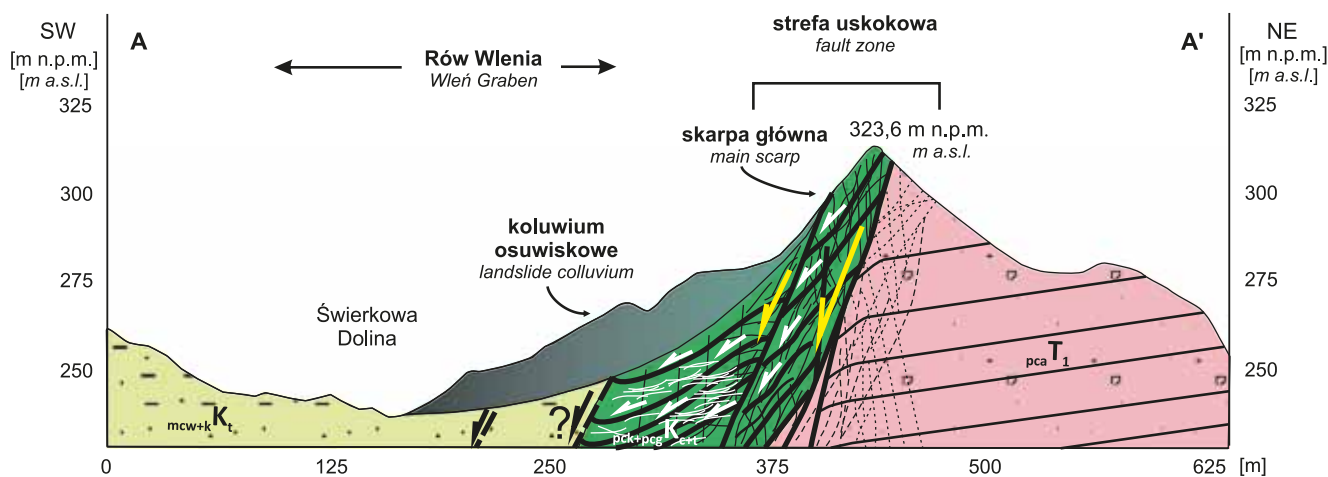


Fig. 3. Przekrój geologiczny przez podłoże osuwiska w Świerkowej Dolinie (na podstawie Milewicza i Frąckiewicza, 1983, zmienione i uzupełnione)

Budowa geologiczna zgodna z wydzieleniami na figurze 2B

Geological cross-section of the Świerkowa Dolina landslide (after Milewicz and Frąckiewicz, 1983, supplemented and modified by the author)

Geology as in Figure 2B

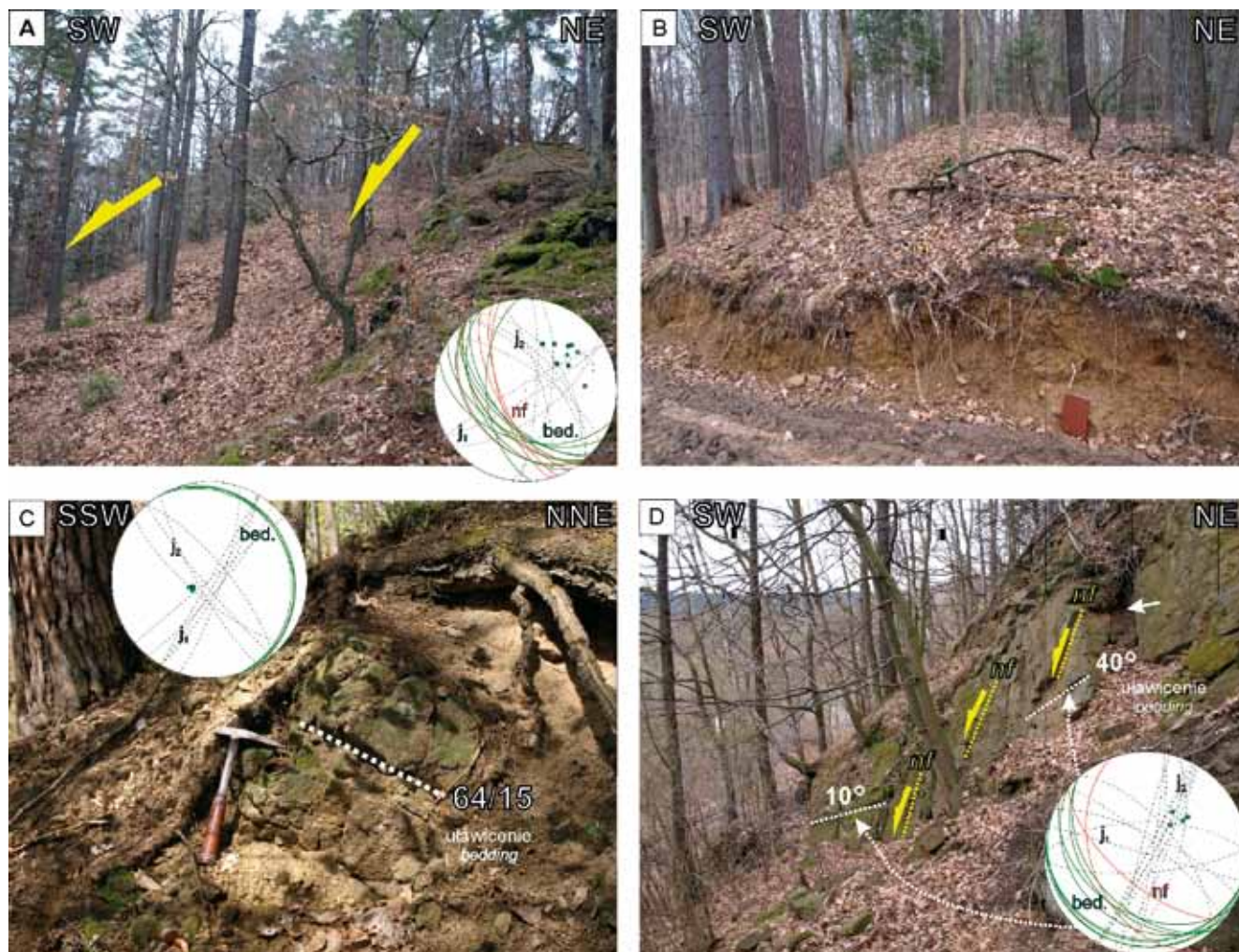


Fig. 4. A. Skalistą skarpy główna osuwiska w Świerkowej Dolinie – część południowa. **B.** Płat osuwiskowy poniżej skarpy głównej osuwiska w części południowej. Odsłonięcie materiału koluwalnego. **C.** Odsłonięcie wstecznie zrotowanych piaskowców w obrębie wału osuwiskowego w północnej części osuwiska. **D.** Odsłonięty pakiet osuwiskowy w południowej części osuwiska. Widoczna zmiana kąta upadu powierzchni uławicenia, od 40° w górnej, do ok. 10° w dolnej części pakietów, spowodowana obecnością uskocków normalnych (nf) o biegu NW–SE

Na diagramie kołowym zaznaczono pomiary dwóch zespołów ciosu o orientacji NE–SW (j_1) i NNW–SSE (j_2), uskocków normalnych (nf), zaś na diagramach kołowym i punktowym (kolor zielony) – powierzchnie uławicenia piaskowców (bed.). Strzałki oznaczają kierunek ruchu mas skalnych na skarpie głównej osuwiska. Wszystkie diagramy w projekcji na dolną półkulę siatki Shmidta-Lamberta

A. Southern part of the head scarp of the Świerkowa Dolina landslide. **B.** Landslide lobe below the main scarp of the landslide (southern part). Outcrop of the colluvium. **C.** Outcrop of the backward-tilted sandstone block within the landslide bulge (northern part of the landslide). **D.** Displaced block of the sandstones in the southern part of the landslide. Note changes in dip angles of bedding from 40° in the upper part to ca. 10° at the bottom of displaced block, caused by normal faults (nf on the diagram) with a NW–SE strike

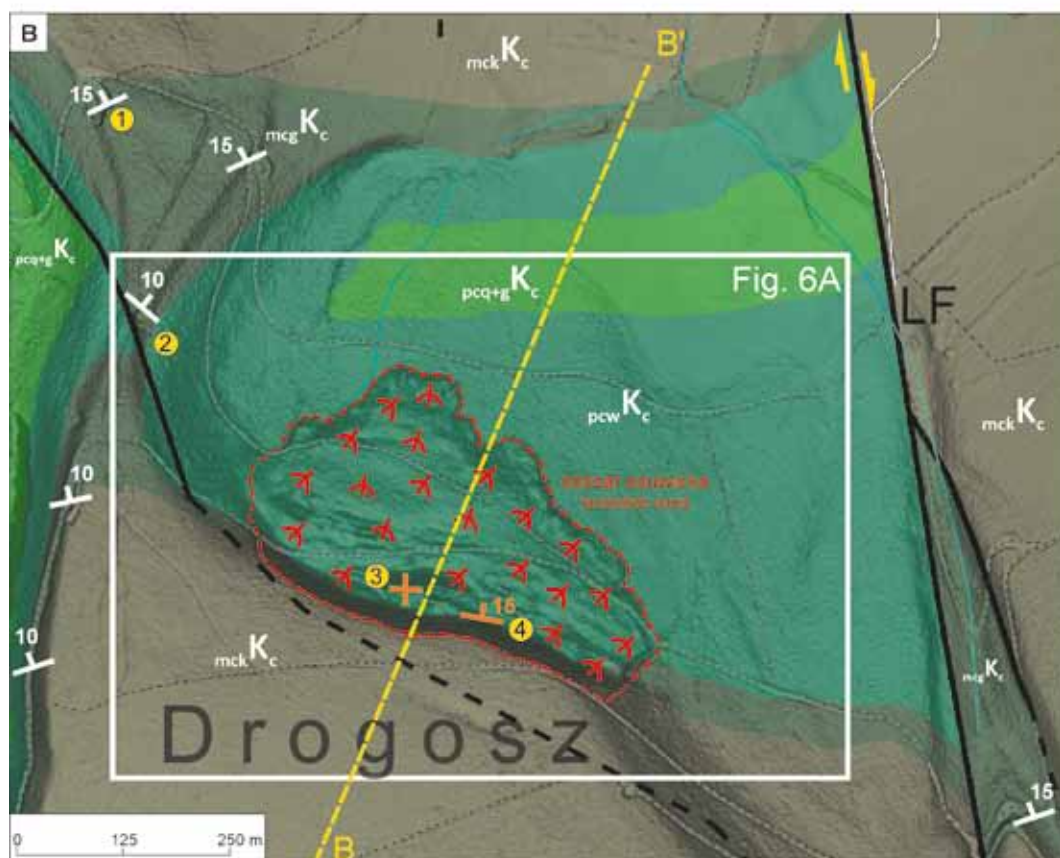
Great circle diagram showing two sets of joints: NE–SW (j_1) and NNW–SSE (j_2), normal faults (nf) and bedding planes (bed., also indicates by squares on pole point diagram) within sandstones. Arrows indicate the direction of mass movements on the main scarp of the landslide. Tectonic discontinuities are presented on equal-area plot, projection on lower hemisphere, Schmidt stereographic projection

Fig. 5. Szkic geomorfologiczny (A) i mapa geologiczna (B) okolic osuwiska na górze Drogosz (mapa geologiczna wg Kowalskiego, 2017a, Dona i in., 1979, 1981, zmienione i uzupełnione)

LF – uskock Lipienica–Łączna. Żółta, przerywana linia oznacza linię przekroju geologicznego na figurze 6. Objaśnienia symboli jak na figurze 2B. Podkład mapy geologicznej: mapa cieniowanego reliefu wygenerowana na bazie NMT LiDAR 1 × 1m. Numerami zaznaczono stanowiska pomiarowe opisane w tekście

Geomorphological sketch map (A) and geological map (B) of the Drogosz Hill landslide vicinity (geological map after Kowalski, 2017a, Don *et al.*, 1979, 1981, supplemented and modified)

LF – Lipienica–Łączna Fault. See Figure 2B for symbol explanations. Geological map is superimposed over the shaded relief map generated from LiDAR DEM with a resolution of 1 metre. Exposures described in the text are marked



- mck^{K_c}** mułowce krzemionkowe (kreda, cenoman)
siliceous mudstones (Cretaceous, Cenomanian)
- pcw^{K_c}** piaskowce wapniste (kreda, cenoman)
calcareous sandstones (Cretaceous, Cenomanian)
- mcg^{K_c}** mułowce glaukonitowe (kreda, cenoman)
glauconitic mudstones (Cretaceous, Cenomanian)
- pcq+g^{K_c}** piaskowce kwarcowe i glaukonitowe (kreda, cenoman)
quartzose and glauconitic sandstones (Cretaceous, Cenomanian)

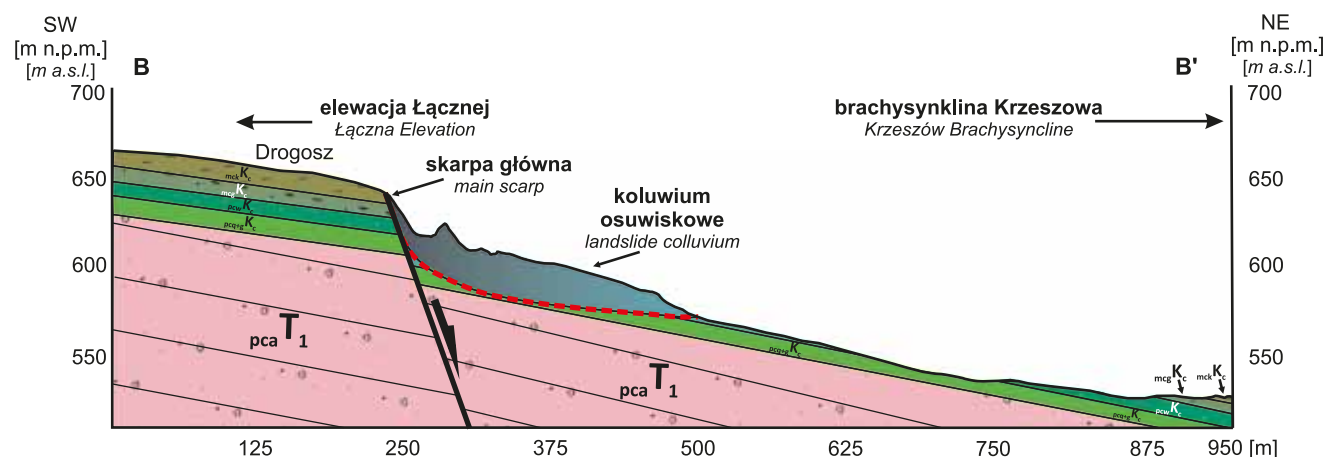


Fig. 6. Przekrój geologiczny wzdłuż linii B–B' (por. fig. 6B) przez podłoże i kolumium na górze Drogosz (wg Kowalskiego, 2017a, a także Dona i in., 1979, 1981, zmienione i uzupełnione)

pca T₁ – piaskowce arkozowe (trias, pstry piaskowiec); pozostałe opisy wydzieleni litologicznych zgodne z figurą 5B

Geological cross-section of the basement and colluvium of the Drogosz Hill landslide (geological sketch after Kowalski, 2017a and Don *et al.*, 1979, 1981 supplemented and modified)

pca T₁ – arkosic sandstones (Triassic, Buntsandstein); other explanations: see Figure 5B

W mułowcach kredy górnej, występujących w sąsiedztwie osuwiska (stanowisko nr 1 na fig. 5B), stwierdzono obecność dwóch stromo nachylonych zespołów spękań (80–90°) o orientacji NW–SE (j_1 na fig. 7A) i NE–SW (j_2 na fig. 7A), zgodnych z regionalnym systemem ciosu ortogonalnego, występującym w utworach wieku kredowego synklinorium śródsudeckiego (Jerzykiewicz, 1968). Zmiany orientacji powierzchni uławicenia, a także biegu zespołów spękań w masywie skalnym góry Drogosz występują wyłącznie lokalnie i są związane z obecnością uskoków (Kowalski, 2017a, c). Przejawia się to wzrostem kąta upadu powierzchni uławicenia, a także zmianą kierunku upadu ławic mułowców górnej kredy z północno-zachodniego na skrzydło wiszącym uskoku na kierunek północno-wschodni w obrębie skrzydła zrzuconego. Obecność uskoku (stanowisko nr 2 na fig. 5B) wpływa na wzrost gęstości spękań romboidalnych (zob. Dadlez, Jaroszewski, 1994) o biegach NNE–SSW (j_1 na fig. 7A) i WSW–ENE (j_2 na fig. 7A), przecinających się zazwyczaj pod kątem ok. 60°.

Główna skarpa osuwiska na górze Drogosz powstała wzdłuż prawoprzesuwczego uskoku zrzutowo-przesuwczego, będącego częścią regionalnej struktury tektonicznej określanej jako uskoki Lipienica–Łączna (Don i in., 1981; Kowalski, 2017a). Ruchom masowym na północnych stokach góry Drogosz sprzyjał charakterystyczny układ litologiczny skał, w którym skały masywne, tworzące kulminacje (mułowce krzemionkowe), są podścielone przez utwory silnie spękanymi i podatne na odkształcenia plastyczne (mułowce glaukonitowe i wapniste). Górna część osuwiska na górze Drogosz wykazuje cechy typowe dla osuwiska rotacyjnego, o czym świadczy przede wszystkim wsteczna rotacja pakietów skalnych występujących w osuwisku. W części południowej wału osuwiskowego, od strony skarpy głównej

osuwiska, odsłaniają się piaskowce wapniste przechodzące ku górze w mułowce glaukonitowe górnego cenomanu, których ławice zapadają pod kątem od ok. 1–3° (stanowisko nr 3 na fig. 5B), lokalnie (w części wschodniej osuwiska) do 10–15° w kierunku północno-wschodnim (stanowisko nr 4 na fig. 5B). W piaskowcach występują spękania ciosowe o biegu NW–SE (j_1 na fig. 7A) i NE–SW (j_2 na fig. 7A). Powierzchnie uławicenia piaskowców wapnistych i mułowców glaukonitowych uległy nieznacznej rotacji (do 10°), co jest dobrze widoczne w środkowej części osuwiska, gdzie utwory te zalegają niemal poziomo (stanowisko nr 3 na fig. 5B; fig. 7A). W miarę zbliżania się do części wschodniej osuwiska ławice piaskowców wykazują coraz większe nachylenie do 10–15° w kierunku północnym i północno-wschodnim (stanowisko nr 4 na fig. 5B; fig. 7A).

W pracach Jerzykiewicza (1969, 1971), a także na arkuszu Lubawka SMGS25 (Don i in., 1979), na obszarze nierozpoznanego wówczas osuwiska na górze Drogosz zaznaczono uskoki zrzutowe normalne o zrzucie ok. 20 m (por. Jerzykiewicz, 1971; Don i in., 1981). Wykazywana wówczas wielkość zrzutu tego uskoku jest zgodna z wielkością przemieszczeń grawitacyjnych wykazanych przez autora, którym uległy pakiety skalne (por. fig. 7B, C) wzdłuż powierzchni poślizgu osuwiska, a skrzydło zrzucone dyslokacji zaznaczonej na mapach (Jerzykiewicz, 1971; Don i in., 1981) pokrywa się z zasięgiem wschodniej części osuwiska. Pomiar powierzchni uławicenia w obrębie piaskowców wapnistych, odsłaniających się w skarpi rowu rozpadlinowego (por. fig. 7B) w osuwisku nie zostały jednak zaznaczone na mapach, a wspomniany rów rozpadlinowy został zinterpretowany przez autorów jako kamieniołom (Don i in., 1979), mimo braku śladów eksploatacji (por. Topographische, 1884; Berg, 1909; zob. też Mapa, 1998).

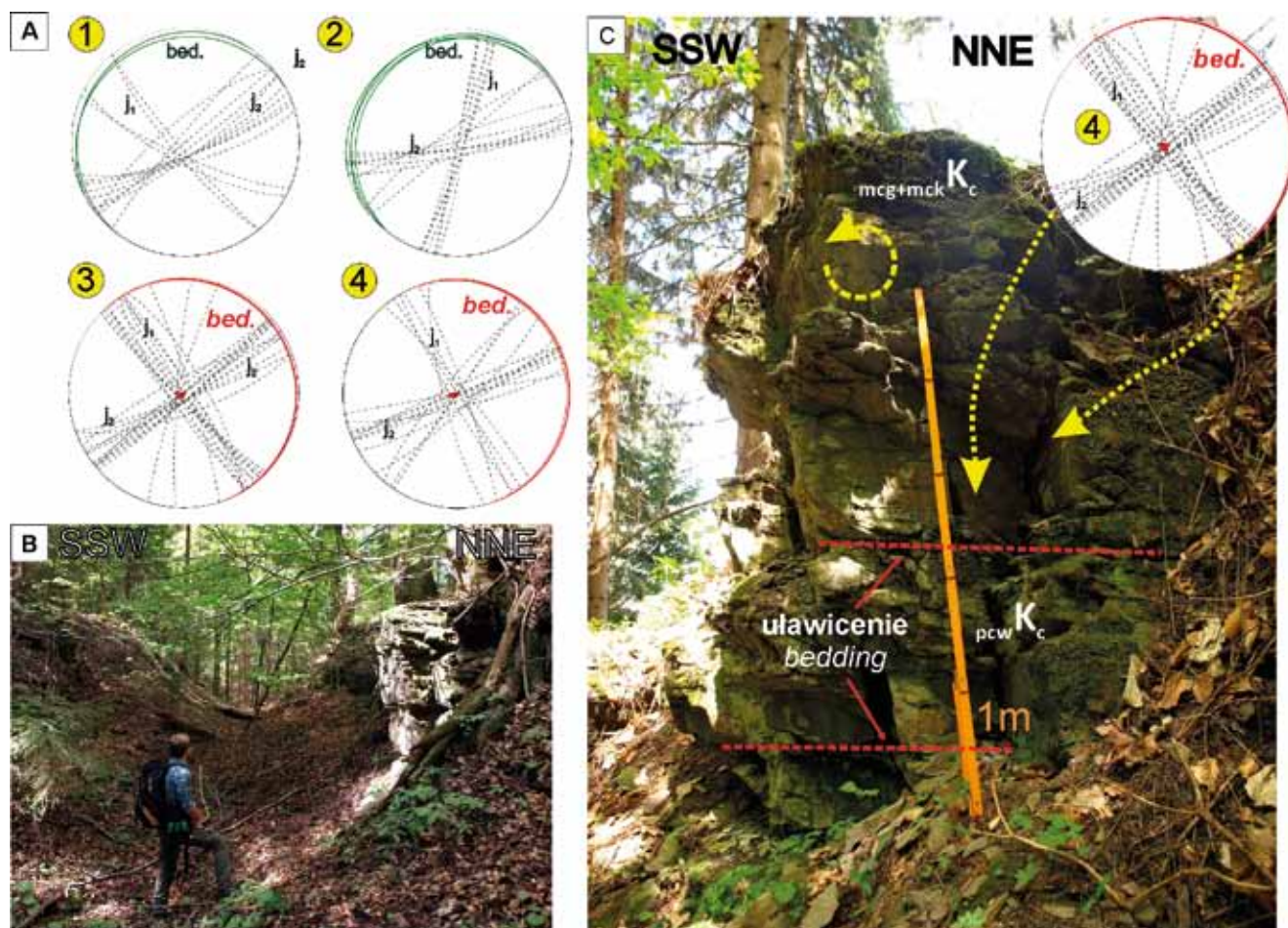


Fig. 7. A. Pomiary orientacji dwóch zespołów spękań ciosowych (j_1, j_2) występujących w podłożu osuwiska na górze Drogosz (stanowiska nr 1, 2; fig. 5B) oraz w obrębie koluwium (stanowiska nr 3, 4; fig. 5B).

B, C. Odslonięcia piaskowców wapienistych cenomanu w skarpie wału osuwiskowego w obrębie osuwiska na górze Drogosz

Na figurze 7C żółta strzałką zaznaczono kierunek rotacji pakietu osuwiskowego. Wszystkie diagramy w projekcji dolnej półkuli siatki Shmidta

A. Diagrams showing two sets of joints (j_1, j_2) and bedding planes (bed.) within the rocks outcropping in the vicinity of the Drogosz Hill landslide (sites nos. 1, 2; fig. 5B) and within the colluvium (sites nos. 3 and 4; Fig. 5B).

B, C. outcrops of the calcareous sandstones within the landslide bulge close to the main scarp

Direction of tilting of the sandstone block marked on the Figure 7C (yellow arrow). The measurements were plotted using a lower hemisphere Schmidt stereographic projection

OSUWISKA NA GÓRZE OSTRZEW

Osuwiska nr 3 i 4 (fig. 8) objęły północne i południowe stoki góry Ostrzew (713,4 m n.p.m.), wznoszącej się od wschodu nad wsią Glinno, ok. 3 km na północny wschód od Walimia, w środkowej części Gór Sowich (Sudety Środkowe). Wzniesienie Ostrzew ma kształt asymetrycznej kopuły wydłużonej w kierunku NW–SE, o spłaszczonym wierzchołku nachylonym łagodnie (do ok. 4°) w kierunku południowo-wschodnim. Góra Ostrzew wznosi się w osiowej części obniżenia o przebiegu NW–SE, odwadnianego przez potok Młynówka. Obniżenie to znajduje się między grzbietem tzw. Działu Michałkowskiego z kulminacją góry Borecznej (591 m n.p.m.) na zachodzie, od wschodu zaś graniczy z ciągiem kulminacji o przebiegu NW–SE i wysokościach do 755,6 m n.p.m. (góra Kokot). W pobliżu miejscowości Glin-

no, na stokach wzniesienia Ostrzew (713,4 m n.p.m.), rozpoznano i udokumentowano dwie formy osuwiskowe (osuwiska nr 3 i 4; fig. 8A) o powierzchni odpowiednio 4,41 i 3,3 ha.

Skały osadowe (mułowce szarogłazowe, podrzędnie wapienie) zaliczane do karbonu dolnego, budują dolną i wierzchowinową część góry Ostrzew (fig. 8B, 9A). Stanowią one zarazem wschodnią część rowu Glinna i są nachylone monoklinalnie pod kątem od 10 do 20° w kierunku południowo-zachodnim. Jedynie w dolinie płynącego tu potoku Młynówka, na południowych stokach wzniesienia, mułowce szarogłazowe budujące zachodnią, przeciwległą część rowu tektonicznego, zapadają pod kątem od ok. 20 do 40° w kierunku północno-wschodnim (fig. 8B). W obrębie mułowców występuje pokładowa intruzja lamprofiru (kersantyt) o charakterze sillu i miąższości ok. 35 m. Dolna granica kersantytów z mułowcami szarogłazowymi jest ostra, a jej nachy-

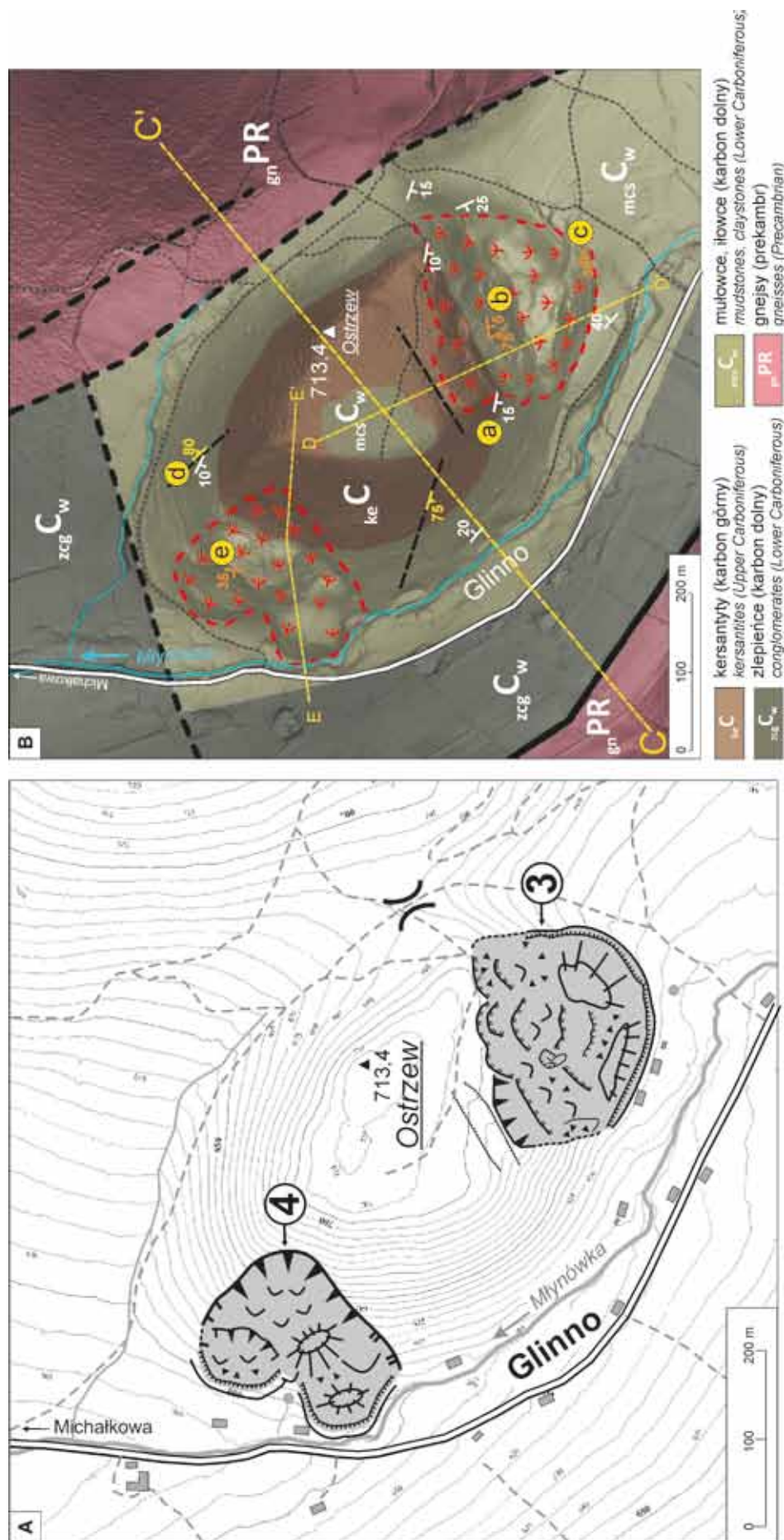


Fig. 8. Szkic geomorfologiczny (A) i mapa geologiczna (B) okolic osuwisk nr 3 i 4 na górze Ostrzew (mapa geologiczna wg Grocholskiego, 1962, zmienione i uzupełnione)

Żółte, przerywane linie oznaczają linie przekrojów geologicznych na figurze 9. Objaśnienia symboli jak na figurze 2B. Podkład mapy geologicznej: mapa cieniowanego reliefu wygenerowana na bazie NMT LIDAR 1 × 1 m. Na mapie zaznaczono stanowiska opisane w tekście

Geomorphological sketch map (A) and geological map (B) of the Ostrzew Hill landslides vicinity (nos. 3 and 4) (geological map after Grocholski, 1962, supplemented and modified by the author)

Yellow, dashed lines of cross-sections (fig. 9) were marked. For symbol explanations see Figure 2B. Geological map is superimposed over the shaded relief map generated from LiDAR DEM with a resolution of 1 metre. Exposures described in the text are marked

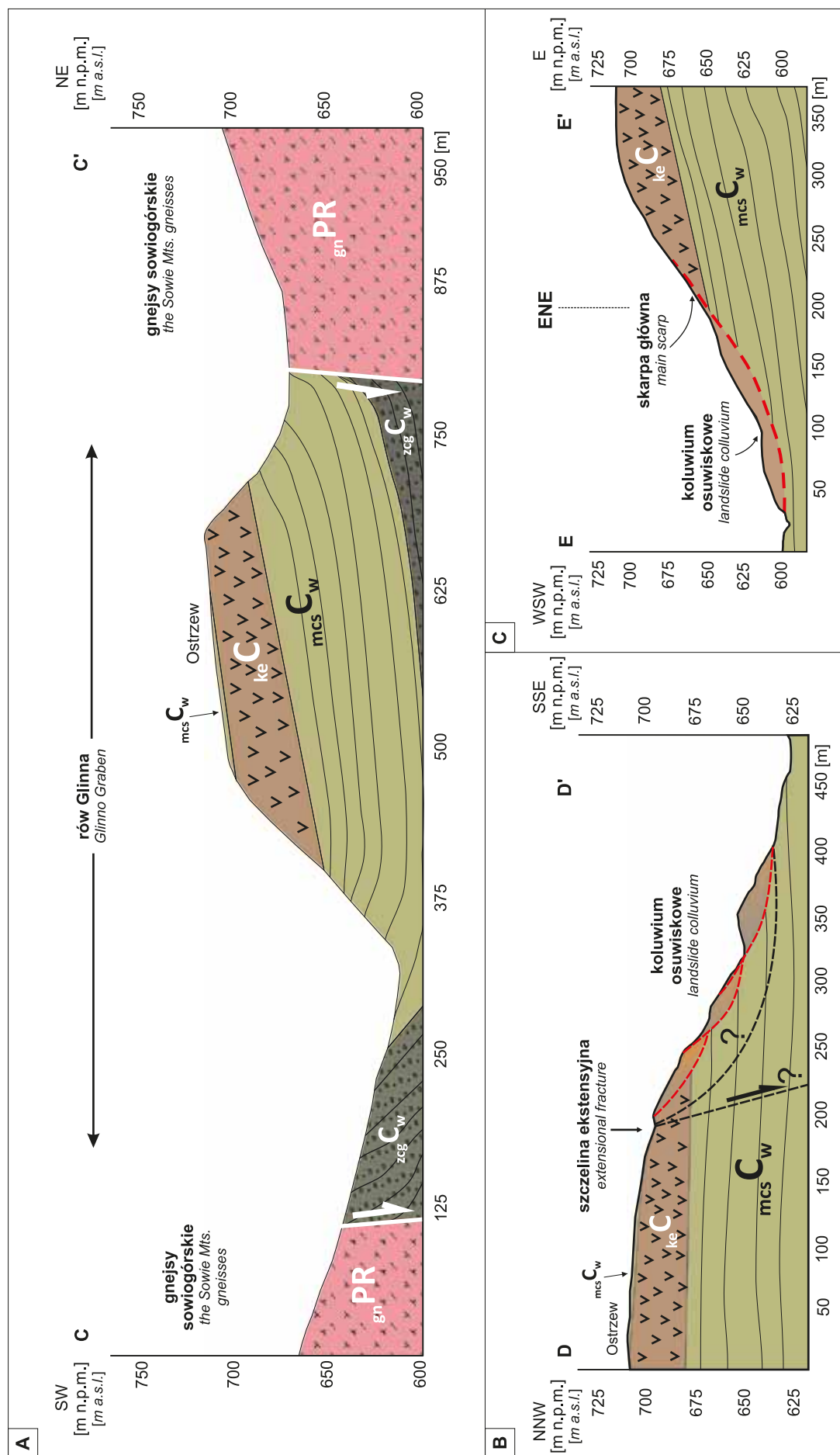


Fig. 9. Przekroje geologiczne przez rów Glinna (A: C–C') i przez podłoże osuwisk nr 3 (B: D–D') i nr 4 (C: E–E') na górze Ostrzew (por. fig. 8B) (przekroje geologiczne wg Grocholskiego, 1962, zmienione i uzupełnione)

Opisy wydzieleni litologicznych zgodne z figurą 8B

Geological cross-sections through the Glinno Graben (A: C–C') and of landslides no. 3 (B: D–D') and no. 4 (C: E–E') on Ostrzew Hill (Fig. 8B) (geological cross sections after Grocholski, 1962, supplemented and modified)

Geology as in Figure 8B

lenie wynosi ok. 9° w kierunku południowo-zachodnim. Miąższość mułowców szarogłazowych występujących powyżej kersantytów sięga ok. 4 m.

Osuwisko nr 3 znajduje się na południowo-wschodnich stokach góry Ostrzew. Ruchy masowe objęły partie wzgórza zbudowane z kersantytów oraz niżejleżących mułowców i ilowców szarogłazowych dolnego karbonu (Żakowa, 1960; fig. 9B). Skarpa główna osuwiska nr 3 jest słabo zarysowana i składa się z szeregu mniejszych stopni i progów o łukowatym lub prostoliniowym przebiegu, których wysokość sięga do 25 m, a szerokość od 30 do 100 m. Nachylenie skarp wynosi od 25 do 33° . Poniżej skarp często występują blokowiska (fig. 10A). W środkowej części stoku objętego ruchami masowymi znajduje się niewielki (20×25 m), nieczynny kamieniołom, w którym niegdyś wydobywano kersantyty, podrzędnie mułowce. Poniżej skarp osuwiskowych powstało spłaszczenie o szerokości ok. 175 m i powierzchni lokalnie wstecznie nachylonej w kierunku skarpy osuwiska. W obrębie spłaszczenia występują niewielkie zagłębienia bezodpływowe, a także wydłużone wały o przebiegu równoległym do skarp osuwiskowych. Część z tych form jest przekształcona przez działalność człowieka – w obrębie osuwiska stwierdzono pozostałości po niskich, kamiennych umocnieniach z boczny (do 1 m) i hałdach poeksploatacyjnych. Poniżej opisanych form występuje czoło osuwiska: koluwium pokrywa tu łagodnie nachylone (do 5° w kierunku SW) zbocza doliny Młynówki. W części południowej osuwiska, w obrębie skarpy wtórnej, w sztucznych odsłonięciach występują mułowce szarogłazowe. Poniżej osuwiska występują źródła okresowych cieków uchodzących do Młynówki.

Kersantyty występujące *in situ* w skarpie głównej osuwiska (stanowisko „a” na fig. 8B) są silnie spękanymi: gęsta sieć spękań o biegu zbliżonym do NW–SE/NNW–SSE (j_1

na fig. 10B) i NE–SW/ENE–WSW (j_2 na fig. 10B) jest utworzona z płaszczyzn, przecinających się pod kątami 50 – 90° . Ponadto, w kersantytach występuje zespół spękań pokładowych (ang. *sheeting joints*; sj na fig. 10B) nachylonych pod kątem od 5 do 30° w kierunku południowo-zachodnim. Spękania te są równoległe do powierzchni uławicenia mułowców szarogłazowych. Miejscami w odsłonięciach kersantytów są widoczne lewoskrętne uskoki zrzutowo-przesuwcowe i uskoki zrzutowe normalne o orientacji NE–SW i niewielkim zrzucie.

Analiza położenia płaszczyzn strukturalnych wskazuje, że w górnej części osuwiska nr 3 dominują przemieszczenia translacyjne. Wzdłuż pionowych lub stromo nachylonych spękań j_1 i j_2 następował podział masywu na bloki, które następnie podlegały przemieszczeniom grawitacyjnym wzdłuż spękań sj (por. fig. 10B). Częściowa dezintegracja bloków sprzyjała nagromadzeniu rumoszy skalnych i tworzeniu się pokryw głazowo-blokowych u podnóża niewysokich skarp (por. fig. 10A). W środkowej części osuwiska nr 3 występują pakiety skalne, a pomiary elementów strukturalnych wykonane w ich obrębie, wskazują na dominację przemieszczeń rotacyjnych. Granica litologiczna kersantytów z mułowcami szarogłazowymi stwierdzona w pozycji *in situ* w południowo-wschodniej części wzgórza Ostrzew została także stwierdzona w obrębie skał przemieszczonych w obrębie osuwiska. Granica ta jest przesunięta o ok. 10 m w dół stoku i jest widoczna w odsłonięciach w kamieniołomie założonym w płacie osuwiskowym w środkowej części osuwiska (stanowisko „b” na fig. 8B; fig. 10C). Zespoły spękań j_1 i j_2 stwierdzone w podłożu osuwiska nr 4 (por. opis osuwiska nr 4) oraz położenie powierzchni uławicenia mułowców wskazują na wsteczne pochylenie pakietów o ok. 10 – 15° w kierunku północnym, przy jednoczesnej prawoskrętnej

Fig. 10. Osuwiska na górze Ostrzew

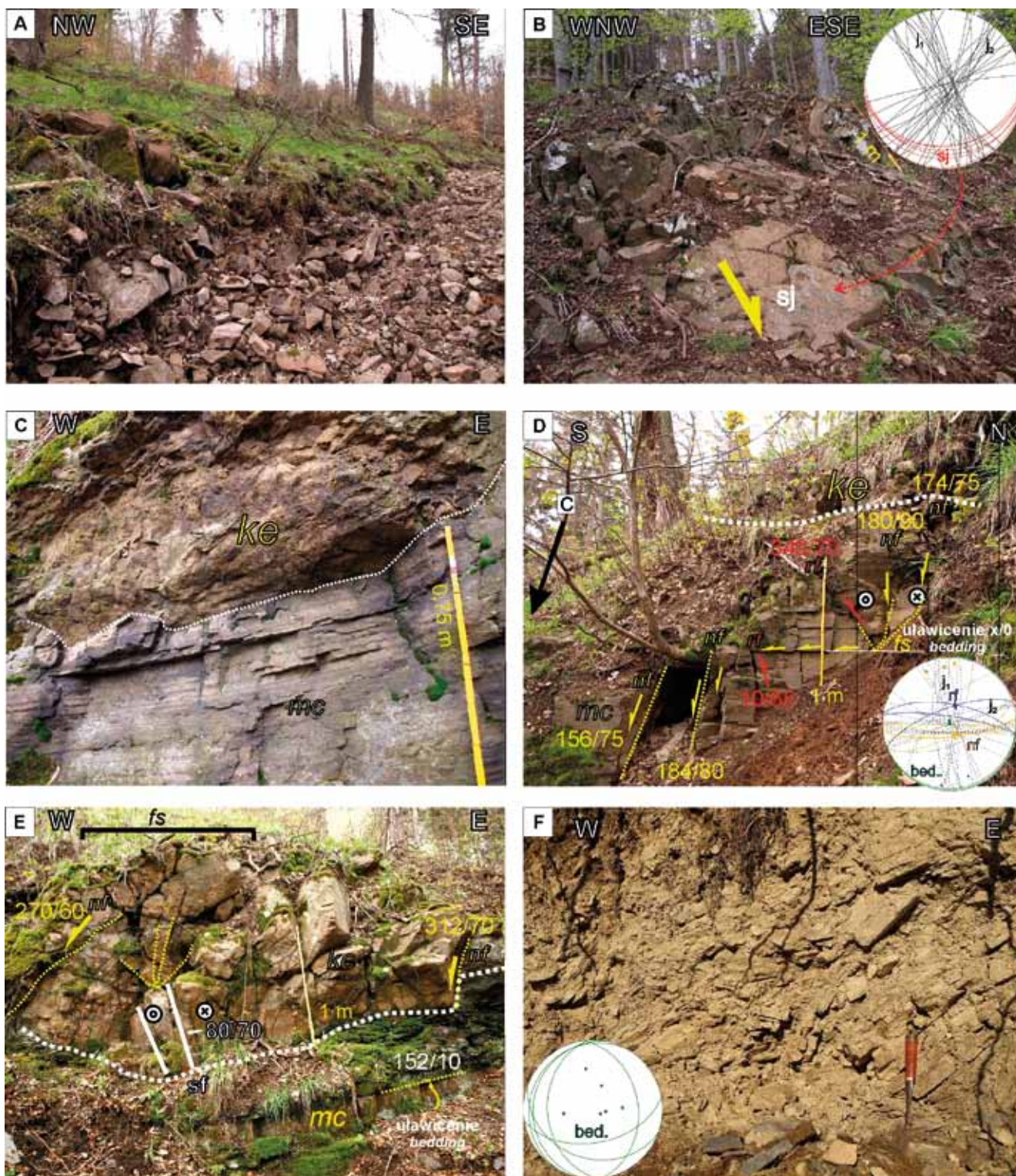
A – blokowisko kersantytowe u podnóża skarpy we wschodniej części osuwiska nr 3; B – skalista skarpa utworzona w kersantytach w zachodniej, górnej części osuwiska nr 3 (stanowisko „a”; fig. 8B); na diagramie kołowym zaznaczono dwa główne zespoły spękań o przebiegu NW–SE/NNW–SSE (j_1) i NE–SW/ENE–WSW (j_2), a także zespół spękań pokładowych (sj); strzałka oznacza kierunek ruchu mas skalnych na skarpie osuwiska; C – wyraźny kontakt kersantytów z niżejleżącymi mułowcami szarogłazowymi w obrębie pakietu osuwiskowego; kamieniołom na SE stokach góry Ostrzew (stanowisko „b”; fig. 8B); D – pakiet osuwiskowy mułowców w kamieniołomie na SE stokach góry Ostrzew; widoczne uskoki normalne (nf, zaznaczone na żółto na diagramie kołowym i punktowym) wykorzystujące spękania, a także subhoryzontalne przemieszczenia bloków mułowców po powierzchniach uławicenia; uskoki odwrócone (rf, zaznaczone na diagramach kołowym i punktowym) powstawały w wyniku reaktywacji skrzydła struktury kwiatowej w obrębie lewoskrętnych uskoczków zrzutowo-przesuwcowych; E – pakiet osuwiskowy w kamieniołomie na SE stokach góry Ostrzew; struktura kwiatowa (fs) w obrębie lewoskrętnej strefy przesuwcowej (sf); w odsłonięciu widoczne także uskoki normalne (nf), a także kontakt kersantytów z niżejleżącymi mułowcami szarogłazowymi (biała, przerywana linia, orientacja ok. $150/10$); F – odsłonięcie silnie zdeformowanych pakietów mułowców szarogłazowych w dystalnej części osuwiska nr 3 (stanowisko „c”; fig. 8B); powierzchnie uławicenia mułowców zaznaczono na diagramach kołowych i punktowych (bed.); w obrębie poszczególnych fragmentów pakietów powierzchnie uławicenia są nachylone w różnych kierunkach; wszystkie diagramy w projekcji równopowierzchniowej Schmidta-Lamberta, projekcja na dolną półkulę

Landslides on Ostrzew Hill

A – kersantite scree below the head scarp of landslide no. 3 (Ostrzew Hill; eastern part); B – rocky head scarp in the western part of landslide no. 3 (site “a”; fig. 8B); great circle diagram showing two sets of joints: NW–SE/NNW–SSE (j_1) and NE–SW/ENE–WSW (j_2) and set of sheeting joints (sj); arrow indicates the direction of mass movements on the main scarp of the landslide; C – Sharp contact between kersantites (top) and mudstones (bottom) within displaced landslide block exposed in the quarry (site b; fig. 8B); D – displaced landslide block outcropping in the quarry (site “b”; fig. 8B); note the normal faults (nf; marked in yellow on great circle and pole point diagram) affecting sets of j_2 fractures and subhorizontal displacements of mudstone blocks (yellow arrows) on the bedding planes; reverse faults (rf on great circle and pole point diagram) were formed owing to reactivation of branches of the flower structures within sinistral strike-slip fault zones; E – displaced landslide block exposed in the quarry (site b; fig. 8B); flower structure (fs) within sinistral strike-slip fault zones (sf); note the normal faults (nf) and kersantite – mudstone contact (white, dashed line, orientation ca. $150/10$); F – outcrop of strongly deformed mudstones within the landslide toe (site “c”; fig. 8B); bedding planes are inclined in different directions; all tectonic discontinuities are presented as equal area plot (contour, pole pint and great circle diagrams), projection on lower hemisphere

rotacji obu zespołów spękań wzdłuż osi pionowej. Jest to szczególnie dobrze widoczne w środkowej części łomu, gdzie mułowce poniżej kontaktu z kersantytami zalegają niemal poziomo, a zespoły spękań pionowych wykazują orientację północ–południe (j_1 na fig. 10D) i zachód–wschód (j_2 na fig. 10D). Ponadto w obrębie pakietów osuwiskowych występują szczeliny ekstensyjne rozwinięte wzdłuż spękań j_2 , a także uskoki normalne i odwrócone, które tworzyły się w czasie przemieszczania pakietów osuwiskowych w dół

stoku. Wskazują na to rysy ślizgowe powstałe na płaszczyznach spękań w trakcie pionowych i poziomych przemieszczeń bloków płata osuwiskowego, towarzyszących przemieszczeniom grawitacyjnym (fig. 10D). Wielkość zrzuca skrzydeł zrzuconych uskoku dzielących pakiety osuwiskowe wynosi do ok. 1,5 m. W odsłonięciu kersantytów (stanowisko „b” na fig. 8B) występują również uskoki lewoprzesuwcze o biegu NNW–SSE, którym towarzyszą miejscami struktury kwiatowe (fig. 10E). Współwystępują



z nimi uskoki normalne o biegu NE–SW. W czole osuwiska, w sztucznych wkopach (stanowisko „c” na fig. 8B), odsłaniają się natomiast silnie zdeformowane pakiety mułowców szarogłazowych o miąższości ok. 1,5 m i długości do 2,5 m. Powierzchnie uławicenia mułowców w obrębie poszczególnych fragmentów skalnych są nachylone w różnych kierunkach (fig. 10F), co wskazuje na bezładne ułożenie pakietów skalnych w obrębie koluwium.

Osuwisko nr 4 objęło swym zasięgiem północno-zachodnie stoki wzniesienia Ostrzew, przechodzące w niższych partiach we wschodnie zbocza doliny Młynówki (fig. 8). W górnej części osuwiska występują wychodnie kersantytów, w dolnej zaś odsłaniają się mułowce szarogłazowe (fig. 9C). Maksymalna wysokość wyraźnie zarysowanej skarpy głównej osuwiska wynosi do 51 m (682–631 m n.p.m.), a jej szerokość sięga maksymalnie 145 m. Górna krawędź skarpy ma łukowaty przebieg, maksymalne nachylenie górnej części skarpy wynosi do 31°. Poniżej skarpy występują wyraźne nabrzmienia koluwalne, których górne powierzchnie są nachylone niekiedy w kierunku skarpy osuwiskowej. Nabrzmienia osuwiskowe są zbudowane z grubofrakcyjnego rumoszu skalnego składającego się z kersantytu i mułowców szarogłazowych. Nabrzmienia są obcięte skarpami wtórnymi nachylonymi pod kątem do 35° w kierunku zachodnim, związanymi prawdopodobnie z odmłodzeniem strefy osuwiskowej ruchami masowymi. Największa ze skarp wtórnych występuje w północnej części osuwiska, ma półkolisty kształt i wysokość do 20 m. Czoło osuwiska zaznacza się w formie dwóch jeziorów koluwalnych o maksymalnej wysokości 10–14 m.

W mułowcach szarogłazowych odsłaniających się w podłożu osuwiska nr 4 (stanowisko „d” na fig. 8B) stwierdzono obecność dwóch, stromo nachylonych zespołów spękań (70–90°) o orientacji NW–SE (j_1 na fig. 11A) i NE–SW (j_2 na fig. 11A), przecinających się pod kątem zbliżonym do prostego. Miejscami mułowce są poprzecinane lewoskrętnymi uskokami zrzutowo-przesuwczymi o orientacji NW–SE (sf na fig. 11A). Obecność uskoków przejawia się występowaniem wąskich stref kataklazy i obecnością ciosu romboidalnego (zob. Dadlez, Jaroszewski, 1994), jednak z uwagi na brak odsłonień w innych częściach masywu, szczegółowe prześledzenie skali tektoniki przesuwczej w odsłonięciach *in situ* nie było możliwe. W obrębie osuwiska nr 4 dominują rotacyjne przemieszczenia mas skalnych. Świadczą o tym wstecznie zrotowane pakiety skalne występujące poniżej skarpy głównej (por. fig. 8). W obrębie skarpy osuwiska nr 4 nie stwierdzono odsłonień skalnych. Przemieszczone *en block* (w formie płata osuwiskowego) pakiety skalne, odsłaniają się jedynie w skarpie wtórnej, w północnej części formy osuwiskowej (fig. 11B). Na podstawie pomiarów spękań wykonanych w odsłonięciu kersantytów (stanowisko „e” na fig. 8B) można stwierdzić, że w górnej części osuwiska przemieszczenia zachodziły częściowo wzdłuż powierzchni spękań o biegu N–S (j_1 na fig. 11B), nachylonych pod kątem ok. 40° w kierunku zachodnim. Są to prawdopodobnie zrotowane zespoły spękań pionowych j_1 , występujących również w stanowisku a (fig. 8B).

Ciąg skarp występujących w górnej części osuwiska nr 3, a także skarpa osuwiskowa formy nr 4, utworzyły się w masywnych kersantytach, podścielonych przez silnie spękańe

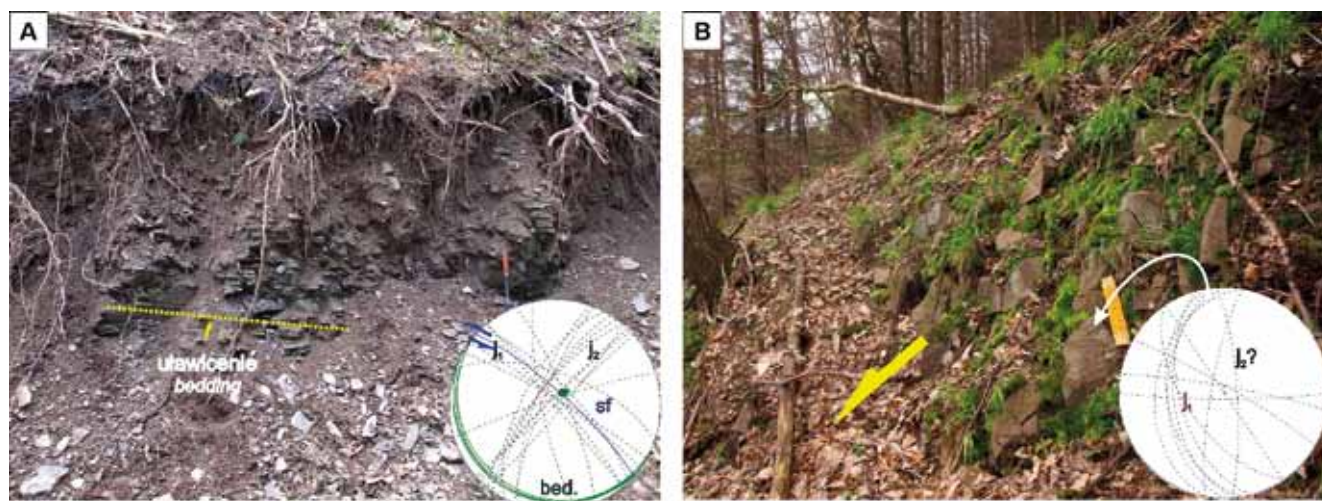


Fig. 11. A. Odsłonięcia mułowców szarogłazowych w podłożu osuwiska nr 4 na górze Ostrzew (*in situ*, stanowisko „d”; fig. 8B). **B.** Skarpa wtórna w północnej części osuwiska przecinająca przemieszczony *en block* pakiet kersantytów (stanowisko „e”; fig. 8B). Strzałka oznacza kierunek ruchu mas skalnych na skarpie osuwiska

Na diagramach kołowych zaznaczono dwa zespoły spękań (j_1, j_2), powierzchni uławicenia zaś na diagramie kołowym (kolor zielony) i punktowym (zielone kwadraty; projekcja na dolną półkulę). Spękania j_2 są reaktywowane jako lewoskrętne uskoki przesuwcze (sf)

A. Outcrops of mudstones in the basement of the landslide no. 4 (Ostrzew Hill; *in situ*; site “d”; fig. 8B).

B. Secondary scarp that cutting the displaced kersantite block within the landslide colluvium (site “e”; fig. 8B).

Arrow indicates the direction of mass movements on the main scarp of the landslide

Great circle and pole point diagrams showing two sets of joints (j_1, j_2) and bedding planes (bed., green). j_2 set of joints is reactivated by strike-slip faults (sf)

i odkształcalne mułowce szarogłazowe. Różnice w podatności na odkształcenia tych dwóch typów skał były najprawdopodobniej jednym z ważniejszych czynników sprzyjających powstawaniu ruchów masowych na górze Ostrzew. Znaczna wysokość czoła osuwiska nr 4 (do 14 m) w stosunku do jego niewielkiej powierzchni może świadczyć o głębokich założeniach tej formy, która mogła powstać w wyniku wyciskania uplastycznionego podłoża ze strefy poślizgu, w dolnej części osuwiska. Zagłębienie o głębokości ok. 3 m, występujące powyżej osuwiska nr 3, wraz z przyległą półką o nachyleniu przeciwnym do kierunku nachylenia stoku, utworzyło się najprawdopodobniej wzdłuż inicjalnej szczeliny ekstensyjnej o orientacji WSW–ENE (por. fig. 9B). Orientacja tej szczeliny nawiązuje do uskoku dominujących w tej części rowu tektonicznego Glinna, nie jest zatem wykluczone, że ma ona założenia tektoniczne (por. fig. 8B).

Na mapie w skali 1 : 25 000 autorstwa Dathego i Finckha (1924; ark. Charlottenbrunn) w miejscu skarp głównych nierozpoznanych wówczas osuwisk nr 3 i 4, zaznaczono

dwa uskoki zrzutowe normalne o biegu NE–SW, przecinające kersantyty i mułowce szarogłazowe (fig. 12). Ponadto, w miejscu przemieszczonego pakietu osuwiskowego w obrębie formy nr 3, zaznaczono wychodnię kersantytów (Dathe, Finckh, 1924), a w obrębie nabrzmiń koluwalnych i czoła osuwiska nr 4, zaznaczono dwie niewielkie wychodnie kersantytu (fig. 12). Jakkolwiek zaznaczone wychodnie rzeczywiście tam występują (w pozycji *ex situ*), ich umiejscowienie na mapie w obrębie nierozpoznanych wówczas osuwisk, dało podstawy do błędnych interpretacji budowy geologicznej zarówno wówczas, jak i w trakcie późniejszych opracowań kartograficznych. Analogiczna interpretacja budowy geologicznej została bowiem przedstawiona również na reambulowanym arkuszu Walim SMGS25 (Grocholski, 1962) i była prezentowana w licznych pracach szczegółowych dotyczących utworów karbonu dolnego w Górach Sowich (Żakowa, 1960; Łapot, 1986; Awdankiewicz, 2007). Ponadto, na arkuszu Walim SMGS25 (Grocholski, 1962) w obrębie wychodni skał odsłaniających się w koluwium

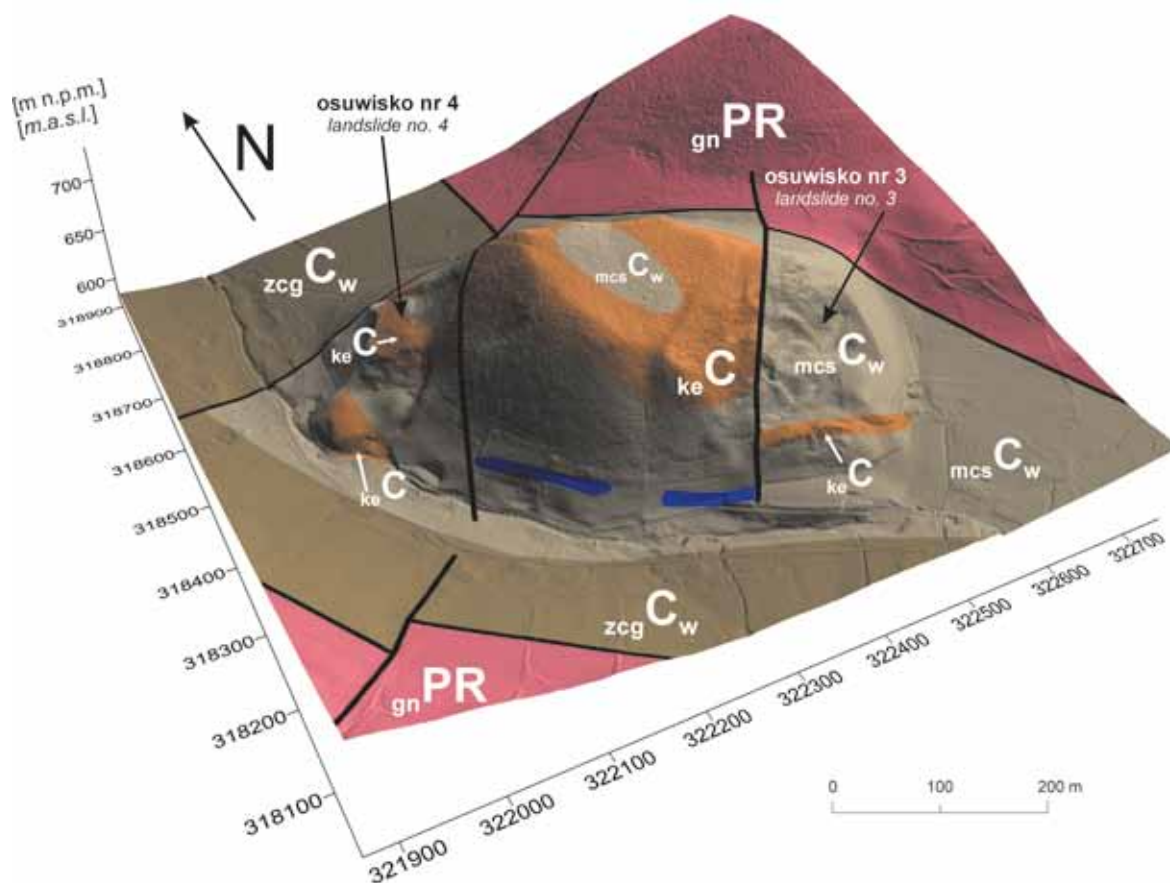


Fig. 12. Model budowy geologicznej okolic góry Ostrzew wykonany na podstawie mapy geologicznej Dathego i Finckha (1906–1921)

Uskoki normalne wkreślono w miejscu skarp osuwisk nr 3 i 4 a przemieszczone pakiety osuwiskowe kersantytów zinterpretowano jako apofizy głównej intruzji. Opisy wydziałów litologicznych zgodne z figurą 8B. Skala wg współrzędnych metrycznych PUWG 1992/19 (Polska, 1992)

Geological model of the Ostrzew Hill area, after Dathe and Finckh (1906–1921)

Note normal faults which were marked within the main scarps of the landslides. Displaced blocks of kersantites were interpreted as the apophyses of the main intrusion. Geology: see on Figure 8B. Scale on picture: metric coordinates PUWG 1992/19 (Poland, 1992)

osuwiska nr 3, zaznaczono powierzchnie uławicenia (w pozycji *in situ*) mułowców szarogłazowych, które miały tu wskazywać na obecność fałdów o osiach W–E. W trakcie prac kartograficznych prowadzonych przez autora w rowie Glinna, nie zaobserwowano jednak takich struktur. Żakowa (1960) określiła wystąpienia kersantytu w obrębie form osuwiskowych nr 3 i 4 jako „mniejsze sille”. Ponadto Autorka zamieściła w swej pracy przekroje geologiczne (s. 359; fig. 13), na których w miejscu występowania skarp osuwiskowych zazaczyła uskoki, wzdłuż których miało dojść do przemieszczeń ciał lamprofirowych – uskok zrzutowy normalny w obrębie osuwiska nr 3 i zrzutowy odwrócony w obrębie osuwiska nr 4 (Żakowa, 1960). Wielkości zrzutów uskoku interpretowanych przez tę Autorkę pokrywa się z wielkością przemieszczeń grawitacyjnych materiału skalnego obramowanego skarpami osuwiskowymi.

Łapot (1986) w pracy dotyczącej petrografii utworów kulmu sowiogórskiego stwierdził, że „ciału lamprofirowemu (...) typu sillu (...) towarzyszą trzy drobniejsze ciała lamprofirowe rozlokowane wokół głównej wychodni”. Z kolei na podstawie rozmieszczenia wychodni lamprofirów, będących w rzeczywistości pakietami osuwiskowymi, Muszyński (1987) stwierdził, że główny sill lamprofirowy może tworzyć „dajkę pierścieniową z apofizami” (Muszyński, 1987; s. 139).

DYSKUSJA

W odróżnieniu od regionu Karpat fliszowych (por. np. Margielewski, 2004, 2009; Pánek i in., 2011; Margielewski, Urban, 2017) na obszarze Sudetów, wielkoskalowe ru-

chy masowe (w tym zwłaszcza osuwiska) i związana z nimi transformacja struktury skał podłoża, były dotychczas zjawiskami niedostrzeganymi i niedocenianymi. Prace przeprowadzone przez autora w obrębie wybranych form osuwiskowych wykazały, że brak ich poprawnego rozpoznania stał się przyczyną licznych błędów w interpretacji obrazu kartograficznego, co niekiedy skutkowało błędnymi wnioskami dotyczącymi struktury całych jednostek geologicznych (por. np. Kowalski 2017a, b, c). Najczęściej popełnianym błędem interpretacyjnym było zaznaczanie na mapach uskoku zrzutowych normalnych (osuwiska nr 2–4), a niekiedy uskoku zrzutowych inwersyjnych (osuwisko nr 4) o biegu i zrzucie zgodnym z wielkością grawitacyjnych przemieszczeń mas skalnych, występujących wzdłuż skarp osuwiskowych. Przemieszczone grawitacyjnie bloki skalne były interpretowane jako wychodnie skał podłoża występujące w pozycji *in situ* (osuwiska nr 1–4). Ważnym zagadnieniem dotyczącym interpretacji struktur jednostek geologicznych, w obrębie których występują ruchy masowe (rów Wlenia i brachysynklina Krzeszowa), jest problem fleksur brzeżnych (por. Gorczyca-Skała, 1977; Gierwielanec, 1998). Prace kartograficzne wykonywane przez autora na tych obszarach nie wykazały obecności tych struktur, a zmiany orientacji powierzchni uławicenia skał osadowych są związane wyłącznie z uskokami, nie zaś z tektoniką fałdową, jak to wcześniej postulowano (por. Kowalski, 2017a, c). Niektóre z pomiarów płaszczyzn strukturalnych mających potwierdzać istnienie skłonów fleksuralnych, były bowiem w przeszłości wykonywane w obrębie wychodni skalnych odsłaniających się na obszarach osuwisk – wówczas nierozpoznanych (por. Jerzykiewicz, 1971; Gorczyca-Skała, 1977; Milewicz, Frąckiewicz, 1983). Na podstawie zmiany kąta upadu ławic piaskowców występują-

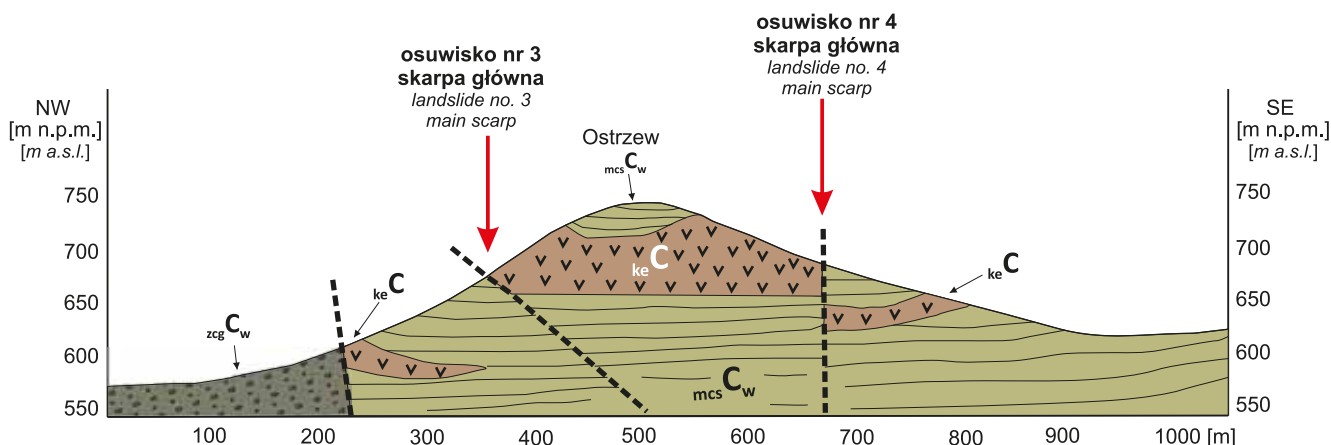


Fig. 13. Przekrój geologiczny przez okolice góry Ostrzew zamieszczony w pracy Żakowej (1960), zmieniony i uzupełniony

Budowa geologiczna zgodna z wydzieleniami na figurze 9. Na przekroju zaznaczono stromy uskok zrzutowy normalny pokrywający się z zasięgiem skarpy osuwiska nr 3, a także uskok zrzutowy odwrócony wkreślony w miejscu skarpy osuwiska nr 4. Przemieszczone w obrębie osuwisk pakiety kersantytów zinterpretowano jako apofizy głównej intruzji

Geological cross-section through Ostrzew Hill
simplified and supplemented after Żakowa (1960)

Geology as in Figure 9. Note steep, normal fault marked near main scarp of landslide no. 4 and reverse fault marked above the main scarp of landslide no. 3. Displaced blocks of kersantites within the landslides were interpreted as the apophyses of the main intrusion

cych w pakietach osuwiskowych wysunięto hipotezę o częściowo fleksuralnej, północnej granicy rowu Wlenia (osuwisko nr 1; por. Górczyca-Skała, 1977), natomiast zmianę kąta nachylenia powierzchni uławicenia od ok. 15 do 0°, w okolicach góry Drogosz, zinterpretowano jako fleksurę przeciętą w części południowej uskokiem zrzutowym normalnym („południowa fleksura brzeżna brachysynkliny Krzeszowa”; por. Jerzykiewicz, 1971; Don i in., 1981). W przypadku skał magmowych podlegających ruchom masowym (osuwiska nr 3, 4), brak rozpoznania osuwisk skutkowało wnioskowaniem o występowaniu (rzekomym, jak się okazało) mniejszych ciał magmowych towarzyszącym głównej intruzji (apofizy i dajki; por. Oberc, 1949; Łapot, 1986; Muszyński, 1987).

Nieprecyzyjne podkłady topograficzne o dużym cięciu poziomicowym (10–20 m), które wykorzystywano podczas prac nad SMGS25, były oparte w znacznej mierze na przedwojennych pomiarach niwelacyjnych i nie odzwierciedlały elementów rzeźby charakterystycznych dla osuwisk, w tym szczególnie mniejszych form rzeźby. Brak rozpoznania ruchów masowych na obszarach górskich był także spowodowany słabym stopniem odsłonięcia elementów rzeźby osuwiskowej, a także pokryciem powierzchni osuwisk gęstą szatą roślinną. Szczegółowe rozpoznanie dużych osuwisk (> 5ha; np. osuwiska nr 1, 2) w trakcie prac kartograficznych prowadzonych w ramach opracowywania SMGS25 mogło być również utrudnione ze względu na instrukcję opracowywania mapy (Instrukcja, 1958), narzucającą przeciętną liczbę marszrut, a także określoną liczbę punktów dokumentacyjnych dla wykonywanego zdjęcia geologicznego (od 10 do 25 punktów na 1 km² arkusza opracowywanego w ramach I edycji SMGS25, w zależności od skomplikowania budowy geologicznej; por. Instrukcja, 1958; Cymerman, 2016). Warto podkreślić, że osuwisko na górze Toczek w Górach Bystrzyckich – największe rozpoznane osuwisko w Sudetach – obejmuje obszar 0,67 km² (por. Gotowała i in., 2015; Migoń i in., 2016b), a największe osuwisko opisane w niniejszej pracy ma powierzchnię 0,105 km² (osuwisko nr 2). Stąd pełne udokumentowanie tych form w oparciu o zaledwie kilka punktów dokumentacyjnych w ramach standardowych prac kartograficznych prowadzonych zgodnie z Instrukcją (*op. cit.*) byłoby wręcz niemożliwe.

Szczególną rolę w precyzyjnym wyznaczeniu zasięgu osuwisk i ich charakterystyce, odgrywają w ostatnim czasie numeryczne modele terenu LiDAR, które stanowią ważne wsparcie dla prac terenowych, zwłaszcza w zakresie precyzyjnego wyznaczenia obszarów objętych ruchami masowymi na zalesionych obszarach górskich (np. Migoń i in., 2014). Warto jednak podkreślić, że NMT LiDAR oparte na danych wysokościowych poddanych procesowi filtracji (usunięcia elementów pokrycia terenu takich jak szata roślinna, zabudowania) mogą zawierać błędy, zwłaszcza w zakresie odwzorowania składowej wysokościowej skalistych stoków lub terenów pokrytych blokowiskami (por. Migoń i in., 2013; Kowalski i in., 2017). Na obszarach objętych ruchami masowymi głębokie rowy rozpadlinowe, strome skar-

py i blokowiska mogą być zatem słabo widoczne na NMT, dlatego modele te w żadnej mierze nie mogą zastępować tradycyjnych prac kartograficznych, jak sugerują to niektórzy badacze (np. Kaczorowski, 2017), a powinny co najwyżej stanowić ich ważne uzupełnienie.

PODSUMOWANIE

Szczegółowe terenowe prace kartograficzne, a także analizy geomorfometryczne numerycznych modeli terenu opartych na danych LiDAR umożliwiły precyzyjne wyznaczenie zasięgu, rozprzestrzenienia i wielu parametrów morfometrycznych poszczególnych form osuwiskowych. Porównanie wyników badań autora z istniejącymi dla obszaru Sudetów materiałami kartograficznymi wykazało, że nieprawidłowe rozpoznanie budowy geologicznej, związane z nieuwzględnieniem transformacji podłoża przez ruchy masowe, było przyczyną licznych błędów występujących na mapach geologicznych. Wyniki pomiarów elementów strukturalnych skał występujących w odsłonięciach, wskazują na znaczną transformację pierwotnych powierzchni uławicenia, spękań i uskoków w skałach objętych przemieszczeniami grawitacyjnymi, co było już opisywane na innych obszarach przekształconych przez ruchy masowe (np. Margielewski, 2001). Analizy elementów strukturalnych w obrębie pakietów osuwiskowych wykazały również, że stopień transformacji skał podłoża przez procesy osuwiskowe, nawet w obrębie osuwisk rotacyjnych, może być niewielki (niewielka rotacja powierzchni uławicenia o 10–15°; przy zachowanej orientacji ortogonalnego systemu spękań ciosowych), co ma miejsce zwłaszcza w przypadku osuwisk o bardzo stromo nachylonych powierzchniach poślizgu rozwiniętych w strefach uskokowych (osuwisko nr 2). Prezentowane przykłady wpływu osuwisk na obraz budowy geologicznej potwierdzają pilną potrzebę rewizji map geologicznych Sudetów opierając się na kompleksowych metodach badawczych, zwłaszcza na obszarach objętych ruchami masowymi.

Podziękowania. Autor jest wdzięczny dwóm anonimowym Recenzentom za szczegółowe uwagi i sugestie, które przyczyniły się do znacznego ulepszenia pierwszej wersji pracy. Podziękowania kieruję również do mgr. Małgorzaty Makoś oraz do mgr. Adama Kozłowskiego za pomoc w pracach terenowych. Dziękuję również Redakcji *Biuletynu PIG* za zaangażowanie w proces redakcyjny i przygotowanie artykułu do druku.

Badania sfinansowano ze środków przeznaczonych na rozwój młodych naukowców (nr projektu 0420/1455/16), Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Wrocławskiego. Dane LiDAR zostały wykorzystane przez autora na podstawie licencji DIO.DFT.DSI.7211.1619.2015_PL_N wydanej przez Głównego Geodetę Kraju dla Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Wrocławskiego.

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ Z., MARGIELEWSKI W., 2010 – Impact of mass movements on geo- and biodiversity in the Polish Outer (Flysch) Carpathians. *Geomorphology*, **123**, 3/4: 290–304.
- AWDANKIEWICZ M., 2007 – Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petrogenesis. *Geol. Sudet.*, **39**: 11–97.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A., URBANEK Z. 1990 – Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, **179**: 223–257.
- BAROŃ I., CÍLEK V., KREJČÍ O., MELICHAR R., HUBATKA F., 2004 – Structure and dynamics of deep-seated slope failures in the Magura Flysch Nappe, Outer Western Carpathians (Czech Republic). *NHESS*, **4**: 549–562.
- BERG G., 1909 – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Schömberg. Lief. 145. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- BERG G., 1925 – Geologische Karte von Preussen 1 : 25 000. Blatt Waldenburg. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- BERG G., DATHE E., ZIMMERMANN E., 1910 – Geologische Karte von Preussen 1 : 25 000. Blatt Friedland i. Schl. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- BOSSOWSKI A., CYMERMAN Z., GROCHOLSKI A., IHNATOWICZ A., 1994 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Jedlina Zdrój. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BŘEŽNÝ M., PÁNEK T., 2017 – Deep-seated landslides affecting monoclinical flysch morphostructure: Evaluation of LiDAR-derived topography of the highest range of the Czech Carpathians. *Geomorphology*, **285**: 44–57.
- von BUCH L., 1797 – Mineralogische Karte von Schlesien. W: Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien angestellt. Haude und Spenner, Berlin.
- CYMERMAN Z., 1992 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Duszniki-Zdrój. Wydaw. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block (1 : 200 000). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z., 2016 – O konieczności wykonania drugiej edycji Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000 – analiza dotychczasowego stanu i założenia kompleksowej realizacji. *Prz. Geol.*, **64**, 9: 604–610.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W., 1994 – Tektonika. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.
- DATHE E., FINCKH L., 1923 – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen, Blatt Charlottenbrunn. Lief. 254. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- DATHE E., FINCKH L., 1924 – Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000. Blatt Charlottenbrunn (1906–1921). Lief. 254. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin.
- DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L., IBSEN M.-L. (red.), 1996 – Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes. Wiley, Chichester.
- DON J., GOTOWAŁA R., 2008 – Tectonic Map of the Nysa Kłodzka Graben (Sudetes) – scale 1 : 50 000. *Geol. Sudet.*, **40**.
- DON J., JERZYKIEWICZ T., TEISSEYRE A.K., WOJCIECHOWSKA I., 1979 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Lubawka. Wydaw. Geol., Warszawa.
- DON J., JERZYKIEWICZ T., TEISSEYRE A.K., WOJCIECHOWSKA I., 1981 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Lubawka. Wydaw. Geol., Warszawa.
- DON J., SKÁCEL J., GOTOWAŁA R., 2003 – Geological map of the Śnieżnik Metamorphic Unit, Staré Město Zone and Velké Vrbno. *Geol. Sudet.*, **35**: 25–59.
- GIERWIELANIEC J., 1998 – Zarys tektoniki i hydrogeologii rowu Wlenia (Sudety Zachodnie). *Gór. Odkryw.*, **40**, 5/6: 96–127.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1977 – Budowa geologiczna rowu Wlenia. *Geol. Sudet.*, **12**, 1: 71–100.
- GOTOWAŁA R., KOWALSKI A., SOBCZYK A., WOJEWODA J., 2015 – Structurally-controlled landslide (Toczek Mt., Intrasudetic Shear Zone). W: 16th Czech-Polish Workshop “On recent geodynamics of the Sudety Mountains and Adjacent Areas”. Srebrna Góra, 5–7.11.2015 r.: 23. University of Environmental and Life Sciences, Institute of Geodesy and Geoinformatics, Wrocław.
- GROCHOLSKI A., 1971 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Mieroszów. Wydaw. Geol., Warszawa.
- GROCHOLSKI W., 1962 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Walim. Wydaw. Geol., Warszawa.
- GROCHOLSKI W., 1967 – Tektonika Gór Sowich. *Geol. Sudet.*, **3**: 181–249.
- HERITAGE G., LARGE A. (red.), 2009 – Laser Scanning for the Environmental Sciences. Wiley-Blackwell, Chichester, UK.
- INSTRUKCJA, 1958 – Instrukcja Dyrektora Instytutu Geologicznego z dn. 10.02.1958 r. w sprawie sporządzenia Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 25 000 i 1 : 50 000. Inst. Geol., Warszawa.
- JANCEWICZ K., TRACZYK A., 2017 – Mało znane formy ruchów masowych w dolinie Węglówki w Górach Bardzkich (Sudety Środkowe). *Przyroda Sudetów*, **20**: 289–314.
- JANKOWSKI L., 2015 – Rola kompleksów chaotycznych w procesie formowania górotworu Karpat – ujęcie dyskusyjne. Inst. Nafty i Gazu – Państw. Inst. Bad., Kraków.
- JERZYKIEWICZ T., 1968 – Remarks on the origin and orientation of joints in the Upper Cretaceous rocks of the Intrasudetic Basin. *Geol. Sudet.*, **4**: 465–478.
- JERZYKIEWICZ T., 1969 – The brachysyncline of Krzeszów as a Tectonic Unit (Middle Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Géol. Géogr.*, **17**, 1: 37–41.
- JERZYKIEWICZ T., 1971 – Kreda okolic Krzeszowa. *Geol. Sudet.*, **5**: 281–318.
- JUCHA W., MARSZAŁEK A., 2016 – Zastosowanie danych ALS do interpretacji dawnych i współczesnych form użytkowania terenu na przykładzie wzgórza Grojec. *Rocz. Geomat.*, **14**, 4: 465–476.
- KACZOROWSKI J., 2017 – Zapis typu ruchu osuwiska w rzeźbie terenu i jego obraz na wysokorozdzielczych numerycznych modelach terenu (NMT) na przykładzie wybranych osuwisk ze wschodniej części Beskidu Niskiego (Karpaty zewnętrzne, Polska). *Prz. Geol.*, **65**, 1: 44–52.
- KASPRZAK M., DUSZYŃSKI F., JANCEWICZ K., MICHNIEWICZ A., RÓŻYCKA M., MIGOŃ P., 2016 – The Rogowiec Landslide Complex (Central Sudetes, SW Poland) – a case of a collapsed mountain. *Geol. Quart.*, **60**, 3: 695–713.
- KOLB W., 1936 – Tektonische Untersuchungen im Gebiet des Lähner Grabens. *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, **56**, 1: 93–124.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

- KOWALSKI A., 2017a – Fault geometry and evidence of decentre migration within a transtensional intra-basinal high – a case study from the Łączna Anticline (Intrasudetic Synclinorium, SW Poland). *Geol. Quart.*, **61**, 4: 779–794.
- KOWALSKI A., 2017b – Rozmieszczenie i geneza form osuwiskowych w przełomowej dolinie Bobru w okolicach Wlenia (Sudety Zachodnie). *Prz. Geol.*, **65**, 10/1: 629–641.
- KOWALSKI A., 2017c – Ruchy masowe a interpretacja budowy geologicznej – przykład osuwiska na górze Drogosz w paśmie Zaworów (Sudety Środkowe). *Prz. Geol.*, **65**, 2: 96–104.
- KOWALSKI A., MACIEJAK K., WOJEWODA J., KOZŁOWSKI A., RACZYŃSKI P., 2017 – Antropogeniczne zmiany rzeźby na terenach górniczych Starego Zagłębia Miedziowego (synklinorium północnosudeckie) w świetle analiz geomorfometrycznych NMT LiDAR i danych archiwalnych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **469**: 177–200.
- KOWALSKI A., WOJEWODA J., 2017 – Nowo rozpoznane formy osuwiskowe w dolinie Kaczawy na Pogórzu Kaczawskim (Sudety Zachodnie). *Landform Analysis*, **34**: 15–27.
- KOZDRÓJ W., 1994 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Poręba. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- LI Z., ZHU Q., GOLD C., 2005 – Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology. CRC Press, Boca Raton.
- ŁAPOT W., 1986 – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich. *Geol. Sudet.*, **21**, 1: 1–133.
- MAPA, 1998 – Mapa topograficzna w skali 1 : 10 000, ark. Lubawka. GUGiK, Warszawa.
- MARGIELEWSKI W., 2001 – O strukturalnych uwarunkowaniach rozwoju głębokich osuwisk – implikacje dla Karpat fliszowych. *Prz. Geol.*, **49**, 6: 515–524.
- MARGIELEWSKI W., 2004 – Typy przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych w obrębie form osuwiskowych polskich Karpat fliszowych. *Prz. Geol.*, **52**, 7: 603–614.
- MARGIELEWSKI W., 2009 – Problematyka osuwisk strukturalnych w Karpatach fliszowych w świetle zunifikowanych kryteriów klasyfikacji ruchów masowych – przegląd krytyczny. *Prz. Geol.*, **57**, 10: 905–917.
- MARGIELEWSKI W., URBAN J., 2017 – Gravitationally induced non-karst caves: Tectonic and morphological constrains, classification, and dating; Polish Flysch Carpathians case study. *Geomorphology*, **296**: 160–181.
- MAUNE D.F., 2001 – Digital Elevation Models and Technologies and Applications: The DEM Users Manual. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, Bethesda, MD.
- MIGOŃ P., 2008 – Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich Przedgórze. *W: Współczesne przemiany rzeźby Polski* (red. L. Starkel i in.): 135–163. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków.
- MIGOŃ P., 2010 – Nowe dane do poznania rzeźby osuwiskowej Gór Kamiennych. *Przyroda Sudetów*, **13**: 215–224.
- MIGOŃ P., KASPRZAK M., 2011 – Morfologiczny zapis ruchów masowych na progach morfologicznych Gór Stołowych w świetle numerycznego modelu wysokości o dużej rozdzielczości. *Przyroda Sudetów*, **14**: 115–124.
- MIGOŃ P., KASPRZAK M., TRACZYK A., 2013 – How high-resolution DEM based on airborne LiDAR helped to reinterpret landforms – examples from the Sudetes, SW Poland. *Landform Analysis*, **22**: 89–101.
- MIGOŃ P., JANCEWICZ K., KASPRZAK M., 2014 – Zasięg obszarów objętych osuwiskami w Górach Kamiennych (Sudety Środkowe) – porównanie map geologicznych i cyfrowego modelu wysokości z danych LiDAR. *Prz. Geol.*, **62**, 9: 463–471.
- MIGOŃ P., RÓŻYCKA M., MICHNIEWICZ A., KASPRZAK M., 2015 – Identyfikacja form osuwiskowych na podstawie danych LiDAR – wybrane przykłady z Sudetów Środkowych i Zachodnich. *W: Ogólnopolska Konferencja O!suwisko*. Wieliczka, 19–22.05.2015 r.: 107–108. Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Bad., Warszawa.
- MIGOŃ P., JANCEWICZ K., RÓŻYCKA M., DUSZYŃSKI F., KASPRZAK M., 2016a – Large-scale slope remodelling by landslides – Geomorphic diversity and geological controls, Kamienne Mts., Central Europe. *Geomorphology*, **289**: 134–151.
- MIGOŃ P., RÓŻYCKA M., JANCEWICZ K., 2016b – Zespół osuwisk na Toczku (Góry Bystrzyckie) w świetle analizy geomorfometrycznej. *Przyroda Sudetów*, **19**: 167–188.
- MILEWICZ J., FRĄCKIEWICZ W., 1983 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Wleń. Wydaw. Geol., Warszawa.
- MUSZYŃSKI A., 1987 – Niektóre problemy petrograficzne lamprofirów sowiogórskich. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.o-Miner.*, **10**: 137–156.
- NEMČOK A., 1982 – Zosuvy v slovenských Karpatoch. Wydaw. Slov akademie vied, Bratislava.
- OBERC J., 1949 – Zagadnienia geologiczne kulmu sowiogórskiego. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk.*, **1**, 40: 159–162.
- OBERC J., BADURA J., PRZYBYLSKI B., JAMROZIK L., 1996 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Bardo Śląskie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PÁNEK T., TÁBOŘÍK P., KLIMEŠ J., KOMÁRKOVÁ V., HRADECKÝ J., ŠŤASTNÝ M., 2011 – Deep-seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: evolutionary model based on kinematic analysis, electrical imaging and trenching. *Geomorphology*, **129**: 92–112.
- PETRASCHECK W., 1933 – Der böhmische Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. *Mitt. Geol. Gesell. Wien*, **26**: 1–136.
- PUC B., TRACZYK A., 2006 – Rzeźba strukturalna Zaworów w okolicach Chełmska Śląskiego (Sudety Środkowe). *Przyroda Sudetów*, **9**: 169–178.
- PULINOWA M.Z., 1972 – Procesy osuwiskowe w środowisku sztucznym i naturalnym. *Dokumentacja Geograficzna*, **4**: 1–112.
- RAPORT, 2011 – Raport dostawy ISOK – Informatyczny System Osłony Kraju przed nadzwyczajnymi zagrożeniami, Część nr 3, etap nr 03, 2011-09-12. Internet: <http://www.isok.gov.pl> (dostęp: 27.11.2018).
- RÓŻYCKA M., MICHNIEWICZ A., MIGOŃ P., KASPRZAK M., 2015 – Identification and morphometric properties of landslides in the Bystrzyckie Mountains (Sudetes, SW Poland) based on data derived from airborne LiDAR. *Geomorphometry for Geosciences*, **1**: 247–250.
- SAWICKI L., 1956 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Głuchołazy. Wydaw. Geol., Warszawa.
- SAWICKI L., 1968 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Międzyzlesie. Wydaw. Geol., Warszawa.
- SIKORA R., KOWALSKI A., BADURA J., GOTOWAŁA R., PIOTROWSKI A., RÓŻAŃSKI P., URBAŃSKI K., 2016a – Wybrane osuwiska Dolnego Śląska i ich związek z budową geologiczną. *W: 3. Polski Kongres Geologiczny „Wyzwania polskiej geologii. Przewodnik do wycieczek kongresowych”* (red. J. Wojewoda, A. Kowalski): 44–60. PTG, Wrocław.
- SIKORA R., KOWALSKI A., PIOTROWSKI A., 2016b – Implikacje rozwoju osuwisk i zmienności geologicznej podłoża na izersko-kaczawskim odcinku doliny Bobru (Sudety Za-

- chodnie). *W:* 3. Polski Kongres Geologiczny. Wrocław, 14–18.09.2016 r.: 348–350.
- SIKORA R., WOJCIECHOWSKI T., PIOTROWSKI A., 2016c – Geologiczne uwarunkowania występowania osuwisk w rejonie Grzbietu Zachodniego Gór Bardzkich. *W:* II Ogólnopolska Konferencja Geomorfologia Stosowana – modelowanie i prognozowanie zmian środowiskowych. Poznań, 1–3.06.2016 r.: 55.
- SOLECKI A., 1994 – Tectonics of the North Sudetic Synclinorium. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol. Miner.*, **45**.
- SYNOWIEC G., 2003 – Formy osuwiskowe w Górach Kamiennych. *Prz. Geol.*, **51**, 1: 59–65.
- TEISSEYRE H., 1936 – Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **12**: 135–192.
- TEISSEYRE H., 1972 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Stare Bogaczowice. Wydaw. Geol., Warszawa.
- TOPOGRAPHISCHE, 1884 – Topographische Karte 1 : 25 000, 4968 Schömberg. Preuß. Landesaufnahme, 1884, Herausgegeben, 1886.
- TRACZYK A., KASPRZAK M., 2014 – Plejstocenska rzeźba stoków masywu Ślęży (Przedgórze Sudeckie) – reinterpretacja na podstawie danych LiDAR oraz pomiarów elektrooporowych (ERT). *W:* X Zjazd Geomorfologów Polskich „Krajobrazy młodoglacjalne ich morfogeneza, teraźniejszość, przyszłość” (red. P. Molewski, W. Jaśkiewicz). Toruń, 16–19.09.2014 r.: 111–112.
- VARNES D.J., 1978 – Slope movement types and processes. *W:* Special Report 176. Landslides: Analysis and Control (red. R.L. Schuster, R.J. Krizek): 11–35. Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D.C.
- WEŹYK P. (red.), 2014 – Podręcznik dla uczestników szkoleń z wykorzystania produktów LiDAR. Informatyczny System Osłony Kraju przed nadzwyczajnymi zagrożeniami. GUGiK, Warszawa.
- WILSON J., 2012 – Digital terrain modeling. *Geomorphology*, **137**: 107–121.
- WOJEWODA J., 2013 – Mapa geoturystyczna „Mapa geoatrakcji Krainy Gór Stołowych i Broumovskich Stén”. Wydaw. Turystyczne PLAN, Jelenia Góra.
- WOJEWODA J., 2016 – O konieczności wykonania drugiej edycji Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000 – przykłady rewizji budowy geologicznej z wykorzystaniem podkładu lidarowego numerycznego modelu powierzchni terenu. *Prz. Geol.*, **64**, 9: 597–603.
- WOJEWODA J., BIAŁEK D., BUCHA M., GŁUSZYŃSKI A., GOTOWAŁA R., KRAWCZEWSKI J., SCHUTTY B., 2011 – Geologia Parku Narodowego Gór Stołowych – wybrane zagadnienia. *W:* Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych: 53–96. WIND, Wrocław.
- WOŁKOWICZ S., WOŁKOWICZ K., 2014 – Geological cartography in Poland in the 19th century. *Geol. Quart.*, **58**, 3: 623–658.
- WP/WLI, 1990 – The International Geotechnical Societies’ UNESCO Working Party for World Landslide Inventory. A suggested method for reporting a landslide. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, **41**: 5–12.
- WP/WLI, 1993 – The International Geotechnical Societies’ UNESCO Working Party for World Landslide Inventory. Multilingual landslide glossary. The Canadian Geotechnical Society, BiTech Publishers Ltd, Richmond BC, Canada: 1–7.
- ZHOU Q., LEES B.G., TANG G.-A. (red.), 2008 – Advances in Digital Terrain Analysis. Springer Lecture Notes in Geoinformation and Cartography, Berlin.
- ŻAKOWA H., 1960 – Poziom *Goniatites crenistria* z Glinna (Góry Sowie). *Kwart. Geol.*, **4**: 349–366.

SUMMARY

Systematic geomorphological and geological investigations, conducted in the Sudety (Sudetes) Mountains since the beginning of the 21st century, have led to the identification of numerous landslides, including in the Kamienne Mountains (Synowiec, 2003; Migoń, 2010; Migoń *et al.*, 2014), Table Mountains (Migoń, Kasprzak, 2011), Bystrzyckie Mountains (Gotowała *et al.*, 2015; Różycka *et al.*, 2015), Bardzkie Mountains (Sikora *et al.*, 2016c; Jancewicz, Traczyk, 2017) and within the Zawory Range (Kowalski, 2017c). However, the most of these papers focused on the geomorphological characterisation of the landslide forms.

In this paper, particular attention is paid to the geological structure of the landslide bedrock and its role in the processes of initiation and development of mass movement. Geological mapping as well as regional, detailed geomorphometric analysis of high resolution, LiDAR-derived digital elevation

models allowed the recognition of four individual landslides, located within three geological units: the Świerkowa Dolina landslide (Wleń Graben, Northsudetic Synclinorium), the Drogosz landslide (Łączna Elevation, Intrasudetic Synclinorium) and the Ostrzew landslides (Glinno Graben, Sowie Mountains Block).

Comparison of the results of the author's investigations with existing, archival cartographic materials (especially on the map sheets of the *Detailed Geological Map of the Sudetes* 1 : 25 000) has shown that structural measurements within previously unrecognized landslides were the main reason for incorrect interpretations of the geology of the areas investigated. The analysis of these structural measurements indicates significant changes to the planar structures (bedding planes, joints, faults) of the rocks affected by mass movement.