



Krzysztof Kiszka

Ruchy osuwiskowe w świetle
badań dendrogeomorfologicznych
na podstawie analizy Osuwiska
Sawickiego w Beskidzie Niskim

Ruchy osuwiskowe w świetle badań dendrogeomorfologicznych...



**Ruchy osuwiskowe w świetle badań
dendrogeomorfologicznych
na podstawie analizy osuwiska
Sawickiego w Beskidzie Niskim**

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego
Polska Akademia Nauk

PRACE GEOGRAFICZNE

Nr 275

KRZYSZTOF KISZKA

**Ruchy osuwiskowe w świetle badań
dendrogeomorfologicznych
na podstawie analizy osuwiska
Sawickiego w Beskidzie Niskim**

**Landslide movements based
on dendrogeomorphological research
based on a analysis of the Sawicki
Landslide in the Beskid Niski mts.**



Komitet Redakcyjny:
Redaktor naczelny: Piotr Rosik
Sekretarz redakcji: Ewa Jankowska
Członkowie: Dorota Gazicka-Wójtowicz
Tomasz Ryger

Rada Redakcyjna: Andrzej Affek
Dariusz Brykała
Tomasz Komornicki
Bolesław Domański
Sylwia Dołzbłasz
Radosław Dobrowolski
Mariusz Kistowski
Daniel Michniak
Tadeusz Stryjakiewicz

Recenzja: Anna Bucała-Hrabia
Elżbieta Gorczyca

Zdjęcie na okładkę: Krzysztof Kiszka

Projekt graficzny serii: Tomasz Ryger

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska

Adres Redakcji IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: prace.geograficzne@twarda.pan.pl
www.igipz.pan.pl/prace-geograficzne.html

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego, Polska Akademia Nauk, Warszawa 2021



PL ISSN 0373-6547
ISBN 978-83-61590-83-5

Druk i oprawa: Partner Poligrafia Andrzej Kardasz
Grabówka ul. Szosa Baranowicka 77, 15-523 Białystok

Spis treści

1. Wstęp	11
1.2. Cel badań.....	12
1.3. Obszar badań	13
1.4. Materiały i metody badań	14
1.4.1. Metody terenowe.....	14
1.5. Stan badań	22
1.6. Aktywność osuwisk w rejonie Szymbarku	26
2. Fizycznogeograficzny zarys badanego obszaru	29
2.1. Budowa geologiczna	29
2.2. Ukształtowanie powierzchni	32
2.3. Szata roślinna.....	32
2.4. Stosunki wodne	34
2.5. Gleby	34
3. Meteorologiczna charakterystyka okresu badań	37
4. Przestrzenne zróżnicowanie rzeźby osuwiska Sawickiego	41
4.1. Formy osuwiskowe.....	43
4.2. Formy fluwialne	49
4.3. Formy antropogeniczne	50
4.4. Nachylenie terenu i ekspozycja stoków.....	51
5. Aktywność osuwiska Sawickiego	57
5.1. Aktywność osuwiska w odniesieniu do całkowitej powierzchni	57
5.2. Aktywność osuwiska w obrębie stanowisk pomiarowych.....	58
5.3. Aktywność osuwiska w podstanowiskach pomiarowych.....	64
6. Dynamika przemieszczeń płatów osuwiskowych	73
6.1. Aktywność płatów osuwiskowych w obrębie powierzchni interpretacyjnych.....	73
6.2. Kierunki przemieszczeń koluwiów w interakcji z procesami osuwania i erozji wstecznej	83
7. Wybrane cechy ruchu koluwium w obrębie osuwiska Sawickiego	93
7.1. Dominujące kierunki przemieszczeń	93
7.2. Etapy rozwoju ruchu koluwium	95
7.3. Frekwencja aktywności ruchów masowych	97
8. Weryfikacja użyteczności metody dendrogeomorfologicznej w badaniach aktywności osuwiska Sawickiego	101
8.1. Konfrontacja wyników różnych badań dendrogeomorfologicznych osuwiska	101
8.2. Aktywność osuwiska a opady atmosferyczne	103
8.3. Ocena przydatności poszczególnych gatunków drzew dla dendrogeomorfologii.....	105
9. Wnioski.....	109
Literatura	111
Summary.....	119

Contents

1. Introduction	11
1.2. Purpose of the research.....	12
1.3. Research site.....	13
1.4. Materials and research methods.....	14
1.5. Current research	22
1.6. Landslide activity in the Szymbark area.....	26
2. Physico-geographic characteristics of the studied area	29
2.1. Geology.....	29
2.2. The relief.....	32
2.3. Vegetation	32
2.4. Hydrology	34
2.5. The soils.....	34
3. Meteorological characteristics of the research period.....	37
4. Spatial diversity of the Sawicki landslide relief	41
4.1. Landslide forms.....	43
4.2. Fluvial forms.....	49
4.3. Anthropogenic forms.....	50
4.4. Slanting and exposure of slopes.....	51
4.5. Division of the Sawicki landslide into morphological zones.....	52
5. Activity of the Sawicki landslide.....	57
5.1. Landslide activity in relation to the total area.....	57
5.2. Landslide activity within the research sites.....	58
5.3. Landslide activity within the research sub-sites	64
6. Dynamics of landslide bodies displacement	73
6.1. Activity of landslide bodies within the interpretation surfaces.....	73
6.2. Directions of colluvia displacement depending on landslide and headward erosion.....	83
7. Selected features of the colluvium movement within the Sawicki landslide	93
7.1. Main directions of displacements.....	93
7.2. The stages of the colluvium movement development.....	95
7.3. The frequency of mass movements activity	97
8. Usefulness of the dendrogeomorphological method in the Sawicki landslide activity studies	101
8.1. Confrontation of the results of various dendrogeomorphological landslide research.....	101
8.2. Landslide activity and precipitation	103
8.3. Assessment of the suitability of particular tree species for dendrogeomorphology.....	105
9. Conclusions.....	109
References.....	111
Summary.....	119

Składam serdeczne podziękowania mojemu Promotorowi

*Prof. dr hab. Zofii Rączkowskiej, za okazane wsparcie,
zaangażowanie i cenne rady podczas pisania pracy.
Dziękuję również dr Wojciechowi Rączkowskiemu za pomocne
wskazówki i udostępnienie specjalistycznej aparatury.
Moim Koleżankom i Kolegom z Szymbarku i Krakowa
dziękuję za trafne uwagi i merytoryczną dyskusję.*

*Niniejszą pracę dedykuję mojej żonie Marcie
oraz córkom Zuzi i Kalince*

1. WSTĘP

Osuwiska stanowią jedno z największych zagrożeń, występujących głównie w obszarach górskich, gdzie często przyczyniają się do powstawania ogromnych strat materialnych. Zaliczane są do najbardziej dynamicznych elementów środowiska przyrodniczego, kształtujących rzeźbę stoków i dolin rzecznych. Pomimo licznych badań i obserwacji, obejmujących tematykę obszarów osuwiskowych, nadal niewiele wiemy o tym niezwykle dynamicznym procesie geomorfologicznym, a działania prewencyjne podejmowane w celu przeciwdziałania ich aktywności są niezwykle kosztowne i charakteryzują się małą efektywnością. W celu lepszego rozpoznania tego procesu należy szczegółowo zbadać wszystkie czynniki mające wpływ na przestrzenny i czasowy rozwój osuwisk, co może pomóc w przewidywaniu oraz skutecznym eliminowaniu niepożądanych skutków ruchów masowych.

Istotnym problemem w badaniu osuwisk jest rozpoznanie uwarunkowań i czynników uaktywniających je, określenie czasu jego aktywności, wyznaczenie granic obszaru podlegającego przemieszczeniom w danym czasie oraz wykazanie, która część osuwiska podlega najszybszym zmianom. W obrębie dużych i złożonych form masy koluwalne poszczególne fragmenty osuwiska mogą przemieszczać się niezależnie od siebie, w różnych okresach i z odmienną intensywnością (Gil i Kotarba, 1977; Thiel, 1989). Początkowo badania dynamiki aktywności osuwisk były prowadzone wykorzystując metodę geodezyjną (Dauksza i Kotarba, 1973; Gil i Kotarba, 1979; Gil i Bochenek, 1998), potem coraz częściej stosowano metody geofizyczne i hydrostatyczne (Thiel, 1989; Zabuski, 2013). Wymienione metody umożliwiają jedynie określenie skali aktualnych przemieszczeń zwietrzliny w wyniku ruchów masowych. Inną metodą, umożliwiającą ocenę czasowo-przestrzennego zróżnicowania dynamiki aktywności osuwisk jest metoda dendrogeomorfologiczna, polegająca na analizie zmian symetryczności układu przyrostów rocznych drzew, powstałych w wyniku ruchów masowych (Butler, 1979; Braam i in., 1987; Schweingruber, 1996; Zielski i Krąpiec, 2004; Wistuba i Malik, 2011). Zastosowanie metody dendrogeomorfologicznej pozwala określić, czy ruch podłoża występował w poszczególnych

okresach czasu jednocześnie na całej powierzchni danego osuwiska, czy tylko w wybranych jego fragmentach. Można także wyznaczyć części osuwisk charakteryzujące się największą dynamiką przemieszczeń oraz obszary względnie stabilne, ustalić okresy aktywności i stabilności osuwiska (Pelfini i Santilli, 2008).

Dotychczas problem niejednorodności ruchów masowych był poruszany tylko w badaniach obejmujących osuwiska niewielkie i średnie (maksymalnie 65 ha – osuwisko Pra Bellon w Alpach francuskich), opierając się na niewielkiej liczbie prób, najczęściej jednego gatunku drzew (Margielewski, 1997a, b; Krąpiec i Margielewski, 2000; Stefanini, 2004; Lopez Saez i in., 2012, 2014; Wistuba i in., 2012, 2013; Corona i in., 2014; Łuszczczyńska i Wistuba, 2015; Łuszczczyńska i in., 2017). Brakuje jednak opracowań, w których metodę dendrogeomorfologiczną z wykorzystaniem kilku gatunków drzew zastosowano do charakterystyki aktywności dużych osuwisk o skomplikowanej rzeźbie.

W Polsce obszarem o szczególnie dużej podatności na tworzenie się osuwisk są Karpaty fliszowe (Bober, 1984; Rączkowski, 2001; Długosz, 2011), gdzie zajmują one w niektórych obszarach nawet ponad 30% powierzchni terenu (Rączkowski, 2004; Gil, 2014). Większość osuwisk występujących na stokach karpaccich to formy stare, rozwijające się od późnego glacjału, przez holocen, do czasów współczesnych (Rączkowski, 2004; Margielewski, 2006). Ponad 90% osuwisk uaktywnionych w ostatnich latach to odnowienie form już istniejących lub uruchomienie tylko części ich powierzchni.

Jednym z największych osuwisk w Karpatach jest osuwisko Sawickiego, położone w Beskidzie Niskim, w dolinie potoku Szklarka (dopływ rzeki Ropy). Posiada ono bogatą historię badań i jest szczególnie znane geomorfologom dzięki L. Sawickiemu, który przeprowadził dokładną charakterystykę reaktywacji osuwiska w 1913 roku (Sawicki, 1917). Znaczną część jego powierzchni porasta las, stwarzając dogodne warunki dla zastosowania metody dendrogeomorfologicznej w celu wyznaczenia okresów aktywności osuwiskowej. Osuwisko Sawickiego odznacza się wyjątkowo skomplikowanym kształtem, który jest determinowany urozmaiconą rzeźbą terenu doliny Szklarki i może wskazywać na występowanie kompleksu kilku połączonych ze sobą osuwisk o mniejszej powierzchni, które tworzą rozległy obszar występowania przemieszczeń pokryw koluwalnych. Wszystkie powyższe informacje były podstawą dla wyboru osuwiska Sawickiego na główny obszar badań.

1.2. CEL BADAŃ

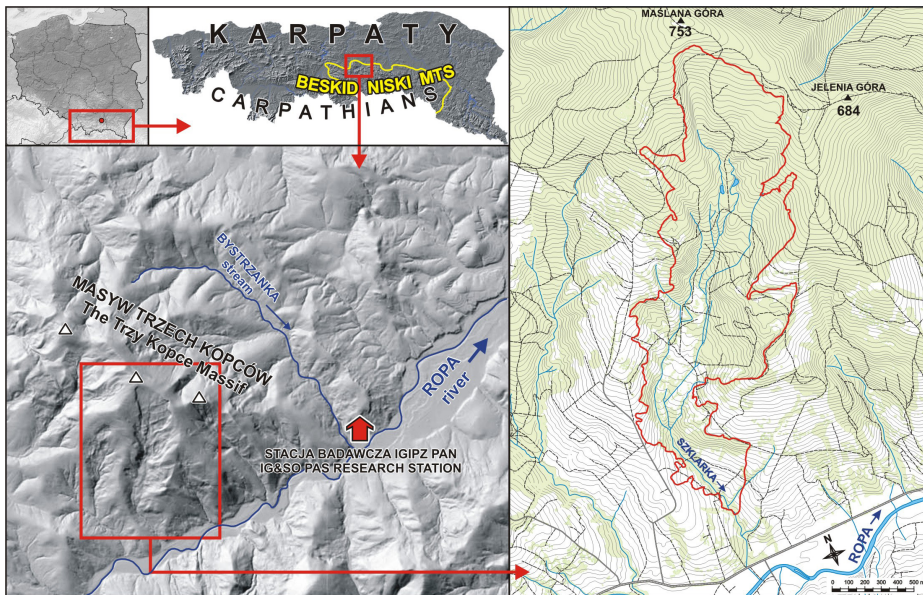
Zasadniczym celem badań jest określenie czasowej i przestrzennej złożoności aktywności osuwiska. Cel główny realizowano poprzez cele cząstkowe:

- Rozpoznanie szczegółowej rzeźby badanego osuwiska w celu wyznaczenia fragmentów osuwiska, charakteryzujących się odmienną rzeźbą terenu.
- Obliczenie wskaźników: dekoncentryczności, indeksu dekoncentryczności oraz zmienności rocznej indeksu dekoncentryczności, a także progów referencyjnych dla stoków referencyjnych, w oparciu o które wyznaczono okresy reaktywacji ruchów masowych badanego osuwiska.
- Opracowanie schematu dynamiki ruchów masowych badanego osuwiska.
- Określenie związku aktywności ruchów masowych badanego osuwiska z wysokością opadów atmosferycznych.
- Porównanie okresów aktywności badanego osuwiska z aktywnością innych osuwisk w Beskidzie Niskim.
- Ocenę przydatności metody dendrogeomorfologicznej w datowaniu ruchów osuwisk.

1.3. OBSZAR BADAŃ

Główny obszar badań obejmuje osuwisko Sawickiego, położone w dolinie potoku Szklarka (dopływ Ropy). Stanowiska referencyjne zlokalizowane są w odległości od 50 do 400 m poza granicami zlewni Szklarki. Całość terytorium, na którym przeprowadzono pomiary, znajduje się na południowych stokach Maślanej Góry (753 m n.p.m.) i Jeleniej Góry (684 m n.p.m.), które wraz z Zieloną Górą (690 m n.p.m.) tworzą zwarty maszy Trzech Kopców (ryc. 1), stanowiący najdalej na północ wysuniętą część Beskidu Niskiego w obrębie Karpat fliszowych (Starkel, 1972).

Osuwisko Sawickiego jest jednym z największych w Karpatach – jego powierzchnia wynosi około 1,50 km² (Nawrocka, 2013; Gil, 2014; Kiszka, 2016 b). Według Rączkowskiego i Zabuskiego (2008) jest to aktywne, detruzywne osuwisko typu złożonego. Prawdopodobnie powstało w holocenie (Gil i in., 1974, Wójcik i in. 2006) i w wyniku intensywnych opadów atmosferycznych ulegało cyklicznemu odnawianiu (Rączkowski i Zabuski, 2008). Osuwisko Sawickiego jest również najdłuższym do tej pory rozpoznany osuwiskiem w Polsce (2850 m długości), a jego średnia szerokość wynosi około 550 m. Objętość przemieszczanego materiału została oszacowana na 25 mln m³ przy założeniu występowania strefy poślizgu na głębokości 20 m (Rączkowski i Zabuski, 2008). Osuwisko ma kształt odwróconej litery S. Górna oraz środkowa część osuwiska cechują się większą szerokością (maksymalnie 900 m), natomiast w dolnej części obserwujemy charakterystyczne zwężenie (około 200 m w najwęższym przesmyku). Potok Szklarki stanowi oś osuwiska. Górna krawędź skarpy głównej osuwiska znajduje się na wysokości 725 m n.p.m., natomiast czoło położone jest na wysokości 340 m n.p.m. (różnica wysokości wynosi 385 m). Współcześnie w literaturze naukowej utrzymała się nazwa osuwiska, nawiązująca do nazwiska pierwszego jego badacza – Ludomira Sawickiego.



Ryc.1. Położenie obszaru badań
Fig. 1. Location of the research site

1.4. MATERIAŁY I METODY BADAŃ

Przeprowadzone badania bazują głównie na metodzie dendrogeomorfologicznej, która polega na badaniu i datowaniu zapisanych w przyrostach rocznych drzew odkształceń pnia, związanych z ruchami masowymi (Winchester i in., 2007). Ogół wszystkich wykonanych badań można podzielić na trzy podstawowe grupy: badania terenowe, badania laboratoryjne oraz analiza danych.

1.4.1. METODY TERENOWE

1.4.1.1. KARTOWANIE GEOMORFOLOGICZNE

Kartowanie geomorfologiczne przeprowadzono wiosną 2013 roku. Zastosowano legendę przygotowaną w oparciu o klucz M. Klimaszewskiego (1972). Informacje terenowe nanoszono na podkład mapy topograficznej 1: 10 000, powiększony do skali 1: 2 500. Z uwagi na dużą liczbę form wewnątrzsuwiskowych, kartowanie wykonano w sposób bardzo szczegółowy. Uzyskane dane posłużyły do

wykreślenia szkicu geomorfologicznego osuwiska oraz wytypowania stanowisk pomiarowych i referencyjnych. Pozycja drzew została zmierzona przy użyciu GPS (Garmin Oregon 550T, Garmin Dakota 20).

1.4.1.2. INWENTARYZACJA DENDROLOGICZNA

Do badań wybrano cztery gatunki drzew iglastych, najpowszechniej występujących w Karpatach: jodłę pospolitą (*Abies alba*), świerk pospolity (*Picea abies*), modrzew europejski (*Larix decidua*) oraz sosnę zwyczajną (*Pinus sylvestris*) (tab. 1). W pierwszej kolejności wybierano drzewa porastające obszary o najbardziej urozmaiconej rzeźbie terenu, a gęstość rozmieszczenia wytypowanych drzew była uzależniona od ilości i położenia względem siebie form wewnątrz-osuwiskowych. Preferowano przede wszystkim drzewa stare, o pierśnicy większej niż 50 cm, z powykrzywianymi pniami.

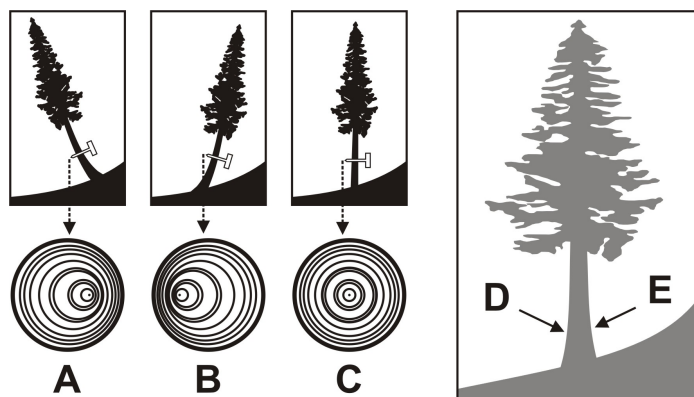
Tabela 1. Liczba badanych drzew wg gatunków na osuwisku Sawickiego oraz na stoku referencyjnym

	Jodła	Świerk	Modrzew	Sosna	Łącznie
Osuwisko Sawickiego	692	41	81	132	946
Stok referencyjny	59	13	10	15	97

Drzewa wytypowane do pobierania prób zostały szczegółowo zinwentaryzowane. Najpierw określano gatunek danego drzewa, a następnie mierzono jego najważniejsze parametry: wysokość, pierśnicę, pochylenie pnia, nachylenie terenu wokół drzewa, azymut pochylenia pnia, azymut spadku terenu. Opisywano również ich stan zdrowotny, gęstość korony oraz kształt pnia. Wiek badanych drzew był określany zgodnie z zasadami stosowanymi w metodzie dendrochronologicznej. Pierśnicę pnia drzewa mierzono na wysokości 150 cm od poziomu gruntu (ze względu na dogodność wykonywania licznych pomiarów) poprzez pomiar obwodu drzewa. Wysokość drzew mierzono przy użyciu dalmierza laserowego TruPulse 200L. W celu oceny stanu korony drzewa zastosowano wskaźnik średniej gęstości korony, który jest średnią arytmetyczną not przypisywanych każdemu osobnikowi: wartość 1 oznaczała duże przerzedzenie korony, natomiast wartość 4 świadczyła o koronie bardzo gęstej. Pochylenie pnia i nachylenie terenu wokół drzew mierzono przy użyciu klinometru Richter 1090, z dokładnością do 1°. Dla oceny stopnia skrzywienia pnia drzew został skonstruowany wskaźnik średniego zakrzywienia pnia, który był średnią arytmetyczną not przypisywanych każdemu badanemu osobnikowi: 1 – drzewo proste, 2 – drzewo lekko skrzywione, 3 – drzewo o znacznym zakrzywieniu pnia.

1.4.1.3. POBÓR PRÓB

Próby z drzew iglastych w formie rdzeni były pobierane z pni drzew przy wykorzystaniu świdra przyrostowego (świder Presslera) marki MORA Haglof oraz SUUNTO o długości 40 i 50 cm i średnicy wewnętrznej 5 mm. Rdzenie pobierano na wysokości 150 cm od strony dostokowej (skierowanej w górę stoku) oraz odstokowej (skierowanej w dół stoku) w jednej osi, wyznaczonej przez kierunek nachylenia terenu (ryc. 2). W przypadku, gdy pierśnica drzew była mniejsza niż 38 cm, wykonywano jeden odwiert „na wylot”.

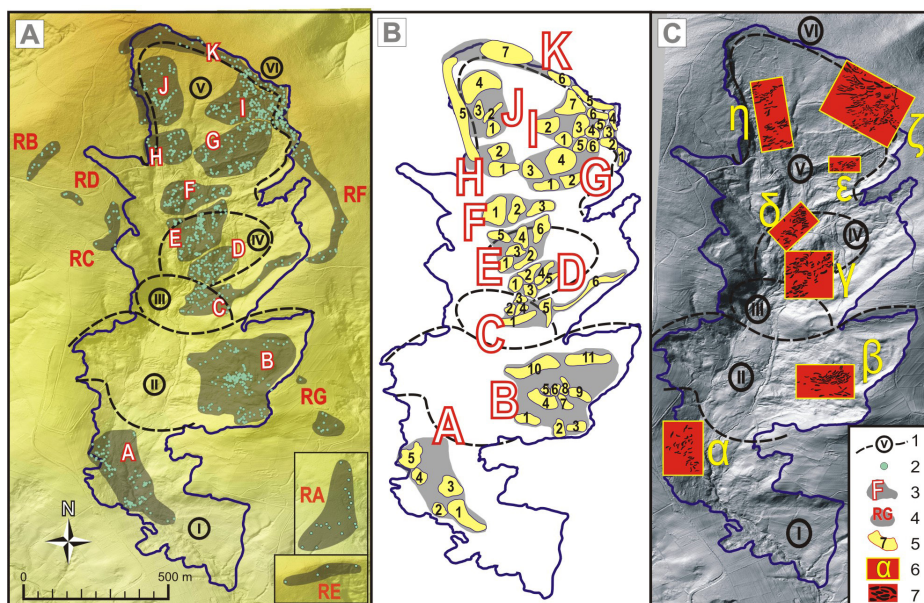


Ryc. 2. Schemat poboru rdzeni poprzecznych z drzew iglastych. A) dekoncentryczność odstokowa; B) dekoncentryczność dostokowa; C) brak dekoncentryczności; D) odstokowa strona pnia; E) dostokowa strona pnia

Fig. 2. Scheme of the tree cores sampling (conifers). A) upslope eccentricity; B) downslope eccentricity; C) no eccentricity; D) upslope side of the trunk; E) downslope side of the trunk

1.4.1.4. PODZIAŁ POWIERZCHNI OBSZARU BADAŃ

Badania zostały przeprowadzone w odniesieniu do dwóch różnych podziałów osuwiska na mniejsze powierzchnie. Podstawowy i najważniejszy podział dzieli obszar osuwiska na 6 stref morfologicznych (I-VI), 11 stanowisk pomiarowych (A-K) i 63 podstanowiska pomiarowe (A1-K7), oraz wydziela stanowiska referencyjne (RA-RG), zlokalizowane poza głównym obszarem badań, na stokach niepodlegających ruchom masowym (ryc. 3A). Analiza rzeźby osuwiska Sawickiego stanowiła podstawę do wyznaczenia stref morfologicznych i stanowisk pomiarowych. Uwzględniono zróżnicowanie rzeźby, w szczególności nawiązując do położenia form wewnątrzosuwiskowych. Ze względu na niewielkie zalesienie południowej części osuwiska, ilość stanowisk była tutaj znacznie mniejsza w porównaniu do reszty obszaru (ryc. 3A). Największa liczba i koncentracja stanowisk występuje w centralnej oraz północno-wschodniej części osuwiska Sawickiego. Wynika to z dużego zróżnicowania rzeźby wewnątrzosuwiskowej.



Ryc. 3. Przestrzenne rozmieszczenie stanowisk pomiarowych A-K i stanowisk referencyjnych RA-RG w nawiązaniu do podziału na strefy morfologiczne osuwiska Sawickiego (A), podział stanowisk pomiarowych na podstanowiska (B) oraz lokalizacja powierzchni interpretacyjnych (C). 1) strefy morfologiczne; 2) badane drzewa; 3) stanowiska pomiarowe; 4) stanowiska referencyjne; 5) podstanowiska pomiarowe; 6) powierzchnie interpretacyjne; 7) płyty osuwiskowe

Fig. 3. Spatial distribution of A-K research sites and RA-RG reference sites in relation to the morphological zones of the Sawicki landslide (A), division into research sub-sites (B), location of interpretation surfaces (C). 1) morphological zones; 2) sampled trees; 3) research sites; 4) reference sites; 5) research sub-sites; 6) interpretation surfaces; 7) landslide bodies

W każdym stanowisku pomiarowym zostały wyznaczone dodatkowe, mniejsze powierzchniowo obszary – tzw. podstanowiska (tab. 2; ryc. 3B). Liczba wyznaczonych podstanowisk była uzależniona wyłącznie od liczebności badanych drzew poszczególnych stanowisk pomiarowych (im większa grupa badawcza, tym większa liczba podstanowisk w obrębie danego stanowiska pomiarowego). Zabieg ten miał na celu podział stanowisk na niewielkie grupy o podobnej liczbie opróbowanych drzew.

Drugi podział osuwiska jest drugorzędny i wydziela w jego obrębie powierzchnie interpretacyjne przestrzennego współdziaływania płyt osuwiskowych. Większość badań dendrogeomorfologicznych nawiązuje do podstawowego podziału powierzchni osuwiska, natomiast podział na powierzchnie interpretacyjne i płyty osuwiskowe został wprowadzony jedynie w celu większego uszczegółowienia obrazu czasowo-przestrzennej złożoności ruchów masowych dla wybranych fragmentów osuwiska, charakteryzujących się największym urozmaiceniem rzeźby terenu i dużą liczbą form wewnątrzsuwiskowych.

Tabela 2. Najważniejsze parametry wydzielonych stanowisk pomiarowych

	Stanowisko	Liczba podstanowisk	Liczba badanych drzew	Nachylenie terenu [°]			Wysokość [m n.p.m.]		
				średnia	max	min	średnia	max	min
Stanowiska pomiarowe w obrębie osuwiska	A	5	79	25,4	60	8	406	450	372
	B	11	144	21,4	47	0	518	565	457
	C	6	52	20,5	35	3	532	603	496
	D	5	69	21,1	40	0	552	578	535
	E	6	112	20,9	50	0	577	599	553
	F	3	61	17,7	45	0	596	613	577
	G	6	103	22,1	50	8	642	681	593
	H	2	39	18,1	35	0	636	671	612
	I	7	133	22,7	55	0	687	717	660
	J	5	59	21,1	35	5	686	720	659
	K	7	95	20,5	55	2	705	748	677
Stanowiska referencyjne	RA	-	20	9,6	19	2	425	475	393
	RB	-	11	16,6	20	10	683	701	652
	RC	-	12	10,8	18	8	628	643	611
	RD	-	4	12,3	15	10	655	659	651
	RE	-	4	9,8	18	6	668	680	650
	RF	-	37	9,2	16	3	656	696	546
	RG	-	9	14,6	20	10	510	537	496

1.4.2. METODY LABORATORYJNE

1.4.2.1. PREPARACJA RDZENI

Wyschnięte rdzenie zostały wklejone w usztywniające drewniane podstawki (50 x 4 x 0,5 cm) z wyrzeźbionymi rowkami. Następnie ścierano wierzchnią warstwę rdzeni (maksymalnie do 2 mm) przy użyciu papieru ściernego o gradacji ziaren od P40 do P100 oraz polerowano (P200) w celu uwidocznienia najcieńszych przyrostów rocznych.

1.4.2.2. ANALIZA MIKROSKOPOWA

Wyglądzone rdzenie zostały poddane analizie mikroskopowej, której celem był pomiar szerokości przyrostów rocznych z dokładnością do 0,01 mm. Do analizy zastosowano optyczny mikroskop stereoskopowy XTL-III z dwuokularową głowicą (WF10X), o maksymalnym 45-cio krotnym powiększeniu. Mikroskop był wyposażony w stolik dendrochronologiczny umożliwiający swobodne przesuwanie deseczki z rdzeniami podczas obserwacji mikroskopowej.

1.4.3. ANALIZA DANYCH

1.4.3.1. METODA DENDROCHRONOLOGICZNA

Metoda dendrochronologiczna jest podstawą do zastosowania metody dendrogeomorfologicznej, która się na niej opiera. Wszelkie przeprowadzone badania dendrogeomorfologiczne zostały wykonane według standardowych procedur, stosowanych zgodnie z metodą dendrochronologiczną. W wyniku pomiaru szerokości przyrostów rocznych dla każdego badanego drzewa został utworzony wykres sekwencji przyrostów rocznych dla strony odstokowej oraz dostokowej (krzywa dendrochronologiczna), który zawsze był weryfikowany zgodnie z założeniami metodycznymi o dostępne dane dendrochronologiczne, oraz sprawdzany w programie COFECHA (Holmes, 1983). W celach pomocniczych wykorzystano dostępne standardy dendrochronologiczne dla gatunków drzew iglastych (Szychowska-Krąpiec, 1997, 1998, 2000, 2004, 2010). Zabiegi te miały na celu skorygowanie krzywych dendrochronologicznych o brakujące i wyklinowujące się przyrosty (braki w sekwencji niektórych przyrostów, spowodowane najczęściej niekorzystnym oddziaływaniem czynników klimatycznych i środowiskowych) oraz przyrostów podwójnych (dwa przyrosty wykształcone w jednym roku).

Uśredniając szerokości przyrostów rocznych w poszczególnych latach dla różnych gatunków drzew utworzono chronologie absolutne dla czterech badanych gatunków drzew iglastych. Na podstawie chronologii absolutnych (chronologii bezwzględnych, doprowadzonych do współczesności lub wydatowanych na podstawie innej chronologii o znanym wieku) obliczono chronologie indeksowane (szeregi czasowe parametrów słoju drewna w postaci wskaźników) przy użyciu metody analizy czułości rocznej (Zielski i Krąpiec, 2004), która polega na obliczeniu dla każdego roku wartości indeksu przyrostowego według wzoru:

$$C^x = 2 \cdot [(R^x - R^{x-1}) / (R^x + R^{x-1})]$$

gdzie: C – czułość; R – szerokość słoja przyrostu rocznego; x – rok

Średnia wielkość czułości waha się wokół wartości 0. Wartości dodatnie wskazują na większy przyrost komórek drzewa w danym roku niż wskazywałby na to model, natomiast wartości ujemne sygnalizują mniejszy wzrost komórek drzewa w danym roku (Zielski i Krąpiec, 2004).

Lata wskaźnikowe zostały oszacowane wizualnie przy założeniu minimalnego progu jednorodności trendu na poziomie 80%. Otrzymane wyniki zostały zweryfikowane przez porównanie z innymi badaniami dendrochronologicznymi (Szychowska-Krąpiec, 2000; Szymański i in., 2014) oraz dendroklimatycznymi (Danek, 2009).

1.4.3.2. METODA DENDROGEOMORFOLOGICZNA

Metoda dendrogeomorfologiczna opiera się na różnicach szerokości przyrostów rocznych po stronie dostkowej i odstkowej pnia. Jeśli w wyniku ruchów masowych pnie drzew ulegną pochyleniu, na komórki drewna zaczyna działać siła grawitacji poprzez tzw. stres naprężeń mechanicznych (Zielski i Krąpiec, 2004). Hormonalny system regulacji roślin drzewiastych prowadzi wówczas do powstania drewna reakcyjnego (w przypadku drzew iglastych mówimy o drewnie kompresyjnym), które ma asymetryczne umiejscowienie (Wimmer, 2002). Charakteryzuje się ono odmienną budową komórek w odniesieniu do drewna normalnego, a jego podstawowym zadaniem jest przeciwdziałanie (opór) siłom zmieniającym pierwotne położenie pnia (Zielski i Krąpiec, 2004).

Metoda dendrogeomorfologiczna polega na obliczeniu wskaźników dendrogeomorfologicznych, zaproponowanych przez M. Wistubę i I. Malika (2011). Dla każdego badanego drzewa obliczono trzy podstawowe wskaźniki dendrogeomorfologiczne:

- dekoncentryczność (różnica szerokości przyrostów dla strony dostkowej oraz dla strony odstkowej w danym roku)

$$E^x = U^x - D^x$$

- indeks dekoncentryczności (iloraz dekoncentryczności i szerokości przyrostu rocznego, wyrażony w procentach)

$$Ei^x = (E^x / D^x) \times 100\% \text{ (jeśli } D > U); \quad Ei^x = (E^x / U^x) \times 100\% \text{ (jeśli } D < U)$$

- wskaźnik zmienności rocznej indeksu dekoncentryczności (różnica wskaźnika pomiędzy danym rokiem a rokiem poprzednim)

$$vEi^x = Ei^x - Ei^{x-1}$$

gdzie: E – dekoncentryczność [mm], Ei – indeks dekoncentryczności [%], vEi – roczna zmienność indeksu dekoncentryczności [%], U – szerokość przyrostu rocznego po dostkowej stronie pnia [mm], D – szerokość przyrostu rocznego po odstkowej stronie pnia [mm], x – rok.

1.4.3.3. WARTOŚCI PROGOWE NA STOKU REFERENCYJNYM

Ostatnim etapem analizy dendrogeomorfologicznej jest wyznaczenie wartości progowej na stoku referencyjnym, wolnym od ruchów masowych (tab. 3). Dla drzew rosnących na stanowiskach referencyjnych obliczono wskaźniki dendrogeomorfologiczne w identyczny sposób, jak dla drzew z obszaru osuwiska. Następnie zgodnie z Wistubą i Malikiem (2011) obliczono średnie arytmetyczne oraz odchylenia standardowe dla wskaźnika zmienności rocznej indeksu dekoncentryczności (osobno dla dekoncentryczności ujemnej oraz dodatniej).

Tabela 3. Wartości progów stabilności osuwiska Sawickiego, określone dla poszczególnych gatunków badanych drzew

	Jodła	Świerk	Modrzew	Sosna
Wzrost rocznej zmienności indeksu dekoncentryczności				
Średnia arytmetyczna	25,13%	27,05%	29,80%	26,75%
Odchylenie standardowe	31,47%	49,98%	30,29%	32,75%
Próg stabilności osuwiska	56,60%	77,03%	60,10%	59,50%
Spadek rocznej zmienności indeksu dekoncentryczności				
Średnia arytmetyczna	-26,67%	-24,34%	-30,34%	-25,57%
Odchylenie standardowe	-34,10%	-48,07%	-44,42%	-32,33%
Próg stabilności osuwiska	-60,77%	-72,41%	-74,76%	-57,90%

W wyniku zsumowania średniej arytmetycznej i odchylenia standardowego obliczono wartości progowe stoku referencyjnego, do którego odnoszone były wartości wskaźnika zmienności rocznej indeksu dekoncentryczności na osuwisku. Według metody dendrogeomorfologicznej lata, w których wartości wskaźnika zmienności rocznej indeksu dekoncentryczności dla drzew porastających osuwisko przekroczyły wartości progowe stoku referencyjnego, uznaje się za okres aktywności ruchów masowych.

1.4.4. MATERIAŁY KARTOGRAFICZNE I GEOLOGICZNE

Podczas prowadzenia badań terenowych wykorzystano z mapy topograficznej w skali 1:10 000 oraz numerycznego modelu terenu, utworzonego w oparciu o dane wysokościowe (Lidar-ISOK) i udostępnionego na oficjalnym portalu internetowym z krajowymi danymi i usługami geoprzestrzennymi (mapy.geoportal.com.pl).

Powierzchnia zalesienia została obliczona w kilku przedziałach czasowych na podstawie: trzech wydań mapy topograficznej Królestwa Galicji i Lodomerii (1779-83, 1861-64, 1869-87), mapy orientacyjnej i szkicu geomorfologicznego L. Sawickiego (1913), mapy sztabowej Wojskowego Instytutu Geograficznego (1937), mapy topograficznej (1965) oraz ortofotomapy (2016).

Problematyka skomplikowanej budowy geologicznej terenu badań została opracowana na podstawie danych zamieszczonych w *Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski* w skali 1: 50 000 - arkusz Gorlice (1037) R. Kopciewskiego i in. (1997, 2014).

1.4.5. DANE METEOROLOGICZNE

Analiza warunków opadowych i termicznych została wykonana w oparciu o dane Stacji Badawczej Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk (IGiPZ PAN) w Szymbarku za okres 1968-2017. W oparciu o roczną klasyfikację opadową Szymbarku (1968-2017) oraz Krynicy (1881-2010; na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej)

utworzono wspólną roczną klasyfikację opadową dla okresu 1881-2017, względem której analizowano aktywność osuwiska Sawickiego. Spośród wszystkich górskich posterunków opadowych to właśnie wartości wysokości opadu w Krynicy odznaczały się największym podobieństwem względem opadów w Szymbarku.

Miesięczna klasyfikacja termiczna została wykonana według metody H. Lorenc (2000), opierającej się na sumarycznym równaniu średniej miesięcznej temperatury powietrza i pomnożonego przez odpowiednią dla danej klasy wartość odchylenia standardowego.

Miesięczną klasyfikację opadową wykonano przy zastosowaniu metody M. Miętus i in. (2005). Polega ona na podziale pełnej zmienności sum miesięcznych na pięć przedziałów kwantylowych: 10, 30, 70 i 90%. Wartości progowe kwantyli zostały obliczone osobno dla każdego miesiąca, oraz dla roku, dla wartości średnich uszeregowanych w kolejności rosnącej.

1.5. STAN BADAŃ

Ruchy masowe są zaliczane do jednych z najczęściej występujących w Karpatach naturalnych zagrożeń geomorfologicznych, dlatego też bardzo często były one obiektem obserwacji i badań naukowych. W początkowym okresie badania skupiały się głównie na opisie nowopowstałych osuwisk oraz szacowaniu powstałych szkód.

Pionierami badań osuwisk w Karpatach byli R. Zuber i J. Blauth (1907), którzy opisali katastrofalne osuwisko w Duszatynie w 1907 roku, a także L. Sawicki (1917), który scharakteryzował powstałe w 1913 roku osuwiska w Szymbarku, Wierchomli, Muszynie i Grabówce. B. Świdorski (1932) podał opis osuwisk powstałych w 1932 roku w Beskidzie Wyspowym, także M. Klimaszewski (1978) wspomina o osuwisku na Ćwilinie, uaktywnionym w 1927 roku. W roku 1934 w wyniku wielkiej powodzi powstały liczne osuwiska w dolinie Dunajca i Popradu, które zostały scharakteryzowane przez K. Steckiego (1934) i M. Klimaszewskiego (1935). Również P. Śliwa (1956) wymienia rok 1934, oraz 1948, w których uaktywnieniu uległo osuwisko Bachledzkiego Wierchu na Podhalu. M. Książkiewicz (1979) opisał powstanie osuwiska Przykrzec w 1948 roku. W roku 1960 powstały osuwiska w Łaśnicy i Ostruszy (Ziętara 1969), Pcimiu-Suszance (Gerlach 1962) oraz na Babiej Górze (Niemirowski 1964). Płytkie osuwiska, występujące na Podhalu były przedmiotem licznych badań, m.in. A. Michalika (1962), L. Bobera (1968), K. Jakubowskiego (1968) oraz J. Kukulaka (1985). J. Wrzosek-Matl (1961) opisała powstanie licznych osuwisk m.in. w dorzeczu Skawy, Raby i Dunajca w wyniku obfitych opadów.

W drugiej połowie lat 60-tych przeprowadzono pierwszą rejestrację osuwisk w Polsce (Chowaniec i in., 1975). Na podstawie zebranych danych L. Bober (1984) przeanalizował rozmieszczenie osuwisk w zależności od tektoniki oraz budowy geologicznej. M. Adamczyk (1979) opisał proces uaktywniania osuwisk w wyniku trzęsień ziemi. Od lat 70. zaczęto datowanie osadów koluwalnych w karpackich osuwiskach (Gil i in., 1974; Margielewski, 1997 a, b; Alexandrowicz i Alexandrowicz, 1998; Wójciki i in., 2006). Równocześnie podjęto badania aktywności większych osuwisk w ramach badań prowadzonych na Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku (m.in. Dauksza i Kotarba, 1973; Gil i Kotarba, 1977; Gil i Bochenek, 1998). W roku 1997 w wyniku długotrwałych i intensywnych opadów deszczu powstały w zachodniej części Karpat liczne osuwiska (Poprawa i in., 1997; Gorczyca, 2004), podobna sytuacja miała miejsce na początku XXI wieku (Rączkowski i Mrozek, 2002). Od 2001 roku Karpacki Oddział PiG rozpoczął ogólnopolską rejestrację osuwisk w skali 1:10 000 w ramach programu Systemu Ochrony Przeciw Osuwiskowej (SOPO).

Metoda dendrochronologiczna została zastosowana do datowania aktywności osuwiskowej po raz pierwszy przez J. Alestalo (1971), natomiast W. Margielewski (1997 a, b) jako pierwszy przeprowadził badania dendrogeomorfologiczne w Polsce. W latach 70. i 80. XX wieku D.R. Butler (1979), J.F. Schroeder (1975, 1980) oraz Braam i in. (1987) największą uwagę poświęcili samej metodyce badań. J.F. Shroder (1980) dokonał analizy dendrogeomorfologicznej drzew na osuwiskowym stoku Płaskowyżu Table Cliffs w stanie Utah, USA, na podstawie 220 drzew trzech gatunków drzew iglastych: świerku Engelmanna *Picea engelmannii*, sosny giętkiej *Pinus flexilis* oraz daglezi zielonej *Pseudotsuga menziesii*). Zwrócił on uwagę na zróżnicowane tempo przemieszczeń poszczególnych części osuwiska i znalazł związki ruchów masowych z wysokością opadów. C. Bégin i L. Filion (1988) poddali analizie dendrochronologicznej 52 świerki (*Picea abies* (L.) Karst) zasypane w koluwiach osuwiska na północy stanu Quebec w Kanadzie. Stwierdzili oni związek aktywności osuwiska z chłodnymi i wilgotnymi warunkami klimatycznymi. R. Fantucci i A. McCord (1995) analizując krzywe szerokości przyrostów 40 drzew dębu burgundzkiego (*Quercus cerris*) wyznaczyli momenty uaktywnienia osuwiska oraz wykazali przestrzenne zróżnicowanie jego dynamiki, przedstawiając aktywne i pasywne obszary. L. Astrade i in. (1998) badali osuwiska w Alpach francuskich w oparciu o porastających je 41 sosen (*Pinus sylvestris* L.) oraz zakopanych w osadach 35 sosen i 47 jodeł (*Abies alba* Mill.), na podstawie których wykonano rekonstrukcję powstania jeziora zaporowego w wyniku działalności sływów gruzowych. J. Corominas i J. Moya (1999) prowadzili badania dendrogeomorfologiczne na osuwiskach we wschodnich Pirenejach, z którego pobrali próby rdzeni z 250 drzew. R., Fantucci i M. Sorriso-Valvo (1999) pobrali 38 prób rdzeni dębu omszonego (*Quercus pubescens*) oraz sosny czarnej (*Pinus nigra*) z osuwiska w Calabrii (Włochy), z kolei M.C. Stefanini (2004) przeanalizowała 24 drzewa dębu burgundzkiego (*Quercus cerris*) na osuwisku w Północnych Apeninach (Włochy).

J. Lopez Saez i in. (2011) na podstawie analizy dendrogeomorfologicznej rdzeni 403 sosen hakowatych (*Pinus uncinata*) wykonali model dendrogeomorfologiczny osuwiska Pra Bellon w Alpach francuskich i obliczyli prawdopodobieństwo jego reaktywacji. W innej publikacji J. Lopez Saez i in. (2012) przedstawili rozmieszczenie stref aktywności w obrębie tego osuwiska w wybranych latach. Podobne badania zostały przeprowadzone również na osuwisku Schrimbrig w Alpach szwajcarskich (Lopez Saez i in., 2017). J. Lopez Saez i in. (2014) wykazali także, że rekonstrukcja aktywności tego osuwiska, wykonana w oparciu o analizę stresów naprężeń mechanicznych korzeni drzew nie różni się znacząco od wyników uzyskanych z badań dendrogeomorfologicznych pni drzew. C. Corona i in. (2014) wykonali interpolacyjną mapę częstości ruchów masowych osuwiska Pra Bellon w odniesieniu do jednostki czasowej (liczba zdarzeń na rok). Obliczone wartości wyniosły od 0,07 do 0,39 zdarzeń na rok. W oparciu o wieloletnią bazę danych dendrogeomorfologicznych (759 drzew iglastych) dla zlewni Riou Bourdoux w południowo-wschodnich Alpach francuskich J. Lopez Saez i in. (2013) znaleźli związek pomiędzy występowaniem zimnych i bogatych w śnieg zim oraz dodatnich temperatur na wiosnę (zwiększone topnienie śniegu) a częstością reaktywacji osuwisk. K. Šilhán (2016) na podstawie 93 prób świerka (*Picea abies* (L.) Karst) pobranych z osuwiska w Górach Orlickich w Masywie Czeskim przeprowadził doświadczenie, polegające na porównaniu dwóch dendrologicznych metod: klasycznej subiektywnej metody, opartej na analizie drewna reakcyjnego oraz metodzie numerycznej, bazującej na analizie wskaźników zmian przyrostów rocznych. Wyniki świadczą o tym, że druga z wymienionych metod charakteryzuje się większą dokładnością i przydatnością w badaniu osuwisk.

Na podstawie badań dendrochronologicznych wiele epizodów osuwiskowych zostało wydatowanych również w Karpatach (Krąpiec i Margielewski, 2000; Wistuba i in., 2013; Šilhán, 2012, 2016) oraz Sudetach (Malik, Owczarek 2005; Wistuba i in., 2012; Migoń i in., 2014). W. Margielewski (1997 a, b) dla wybranych osuwisk w Beskidzie Sądeckim wyznaczył okresy aktywności ruchów masowych oraz wskazał obszary osuwisk podlegające najbardziej gwałtownym przemieszczeniom. M. Wistuba i I. Malik (2011) opracowali specjalne dendrogeomorfologiczne współczynniki osuwiskowe (m.in. wskaźnik rocznej zmienności indeksu dekoncentryczności przyrostu rocznego), które znacznie ułatwiły interpretację krzywych szerokości przyrostów drzew i pomogły wyznaczyć bardziej precyzyjnie momenty aktywności osuwiskowej (Wistuba i Malik, 2011; Wistuba i in., 2012). K. Łuszczczyńska i M. Wistuba (2015) na osuwisku Skałka w Beskidach Morawskich (Czechy) wyodrębniły 8 jego fragmentów, dla których na podstawie świerków (*Picea abies* (L.) Karst – łącznie 60 drzew) wyznaczyły momenty aktywności ruchów masowych. Wyniki wskazują na znaczne różnice okresów uruchamianie poszczególnych części osuwiska, jedynie niewielka liczba silnych epizodów osuwania jest wspólna dla więcej niż jednej wyznaczonej strefy. I. Malik i in. (2016) przeprowadzili analizę dendrogeomorfologiczną na podstawie 70 świerków porastających trzy osuwiska w Górach Kamiennych w Sudetach.

Wyniki badań wskazują na ciągłą niestabilność stoków. K. Łuszczynska i in. (2017) wykonali dendrogeomorfologiczną mapę frekwencji ruchów masowych osuwiska na Suchej Górze w Beskidzie Żywieckim (od 0,6 do 2,4 zdarzeń osuwiskowych na 10 lat) oraz mapę zróżnicowania jego aktywności. Największą częstością występowania ruchów masowych charakteryzuje się dolna część osuwiska, zwłaszcza jego lewa strona.

Pierwszymi badaniami osuwiska w dolinie Szklarki były prace przeprowadzone przez L. Sawickiego (1917). Ich wynikiem jest szczegółowy opis skutków katastrofalnego uaktywnienia osuwiska w 1913 roku wskutek ekstremalnych opadów deszczu, które doprowadziły do uplastycznienia ilastego podłoża, wypełnienia szczelin wodą oraz zmniejszenia sił tarcia w powierzchni poślizgu. L. Sawicki (1917) wykonał precyzyjny szkic geomorfologiczny. Dokonał on szczegółowej charakterystyki całego osuwiska wraz ze wszystkimi formami rzeźby wewnątrzosuwiskowej, a także opisał warunki wystąpienia katastrofalnego w skutkach osuwiska. Podał także opis budowy geologicznej i scharakteryzował właściwości budujących go warstw skalnych. Obliczył on długość (1950 m), szerokość (130-300 m) i powierzchnię osuwiska (42,8 ha) oraz oszacował kubaturę przemieszczonego materiału (3,5 mln m³). Na podstawie obserwacji miąższości oraz struktury zwietrzliny zalegającej na stokach Maślanej Góry doszedł on do wniosku, że większość pokładów zwietrzliny powstała w wyniku nakładania się na siebie poszczególnych warstw w procesie powolnego osuwania się (*creeping*). Zwrócił także uwagę na mniejszą miąższość zwietrzliny w dolinie Szklarki w odniesieniu do stoków, co wiązał z procesami wypłukiwania i odprowadzania jej przez sieć potoków do Ropy. Średnia prędkość ruchu zwietrzliny została oszacowana na 3 m/dobę (maksymalnie do 12 m/dobę).

Niecałe 100 lat później, W. Rączkowski i L. Zabuski (2008) w oparciu o szczegółowe parametry właściwości skał budujących podłoże (m.in. gęstość, moduł sprężystości postaciowej i objętościowej, spójność oraz kąt tarcia), zastosowali metodę numerycznego modelowania procesów deformacji stoku osuwiskowego. Otrzymane wyniki wskazywały na niewielkie prawdopodobieństwo równoczesnego wystąpienia zsuwu na całym zboczu, natomiast zsuwy lokalne o niewielkim zasięgu przestrzennym byłyby bardziej prawdopodobne. Zwrócili oni uwagę na wklęsły charakter profilu podłużnego osuwiska w górnym odcinku, co świadczy o występowaniu w przeszłości intensywnych ruchów masowych. W wyniku zsuwu materiału koluwalnego z górnej części do dolnych partii osuwiska powstały liczne nabrzmienia.

W latach 2001-2004 M. Krąpiec i in. (2004, 2008) przeprowadzili pierwsze badania dendrogeomorfologiczne na osuwisku Sawickiego. Pobrano próby ze 129 drzew gatunków jodły pospolitej, sosny zwyczajnej, modrzewia europejskiego, świerka pospolitego i klonu jaworu. Epizody osuwiskowe zostały wyznaczone na podstawie korelacji i wizualnych porównań krzywych dendrochronologicznych badanych drzew ze wzorcami dendrochronologicznymi. Na podstawie badań wyodrębniono okresy aktywności osuwiska, spośród których największą aktywnością cechowały się lata: 1981 i 1997.

Kolejne dendrogeomorfologiczne badania osuwiska Sawickiego były prowadzone przez N. Nawrocką (2013). W latach 2011-2012 opróbowwała ona 33 drzewa w obrębie osuwiska oraz 30 drzew rosnących w jego sąsiedztwie (stok referencyjny) – łącznie 63 drzewa iglaste: jodła, sosna oraz modrzew. W oparciu o dendrogeomorfologiczną analizę wskaźników zmienności indeksu dekoncentryczności określiła ona lata reaktywacji osuwiska, stwierdzając najsilniejszą reakcję drzew w latach 1997, 1998 i 1968. Wydatowane okresy intensywnych przemieszczeń podłoża zostały powiązane z latami termicznie chłodnymi o wysokiej sumie opadów. N. Nawrocka (2013) zwróciła uwagę na występowanie rocznego opóźnienia w stosunku do sygnału klimatycznego w latach: 1982, 1984, 1993.

1.6. AKTYWNOŚĆ OSUWISK W REJONIE SZYMBARKU

Na podstawie zapisków historycznych i literatury zestawiono informacje na temat okresów aktywności ruchów masowych w rejonie Szymbarku. Pierwsze wspomnienie o ruchach ziemnych w Szymbarku pochodzi z 1786 roku, kiedy to E. Kuropatnicki (1786) opublikował pracę pt. *Geografia, albo dokładne opisanie królestw Galicyi i Lodomerii*, w której opisał Szymbark jako „miejsce sławną uwięzioną górą z lasem, który pokruszony został w roku 1784...”.

W 1913 roku w dolinie Szklarki miała miejsce reaktywacja osuwiska, która została szczegółowo przedstawiona. Początkowa faza uaktywnienia osuwiska została opisana przez proboszcza parafii w Szymbarku o. L. Wachowicza (1903-1959), z kolei L. Sawicki (1917) gruntownie scharakteryzował przyczyny, warunki oraz poszczególne etapy ruchu koluwiów. Informacje na temat tego zdarzenia ukazały się nawet w powszechnej prasie (Pitułko, 1919).

W 1974 roku E. Gil i W. Rączkowski (Rączkowski i Mrozek, 2002) zaobserwowali ślady aktywności ruchów masowych w górnej części jezora osuwiska (powyżej Morskiego Oka i pod zachodnią skarpą główną), oraz na prawym zboczu doliny, poniżej współczesnego czoła. Z kolei w 2010 roku odnotowali oni uaktywnienie zachodniej części osuwiska w wyniku ekstremalnych opadów deszczu.

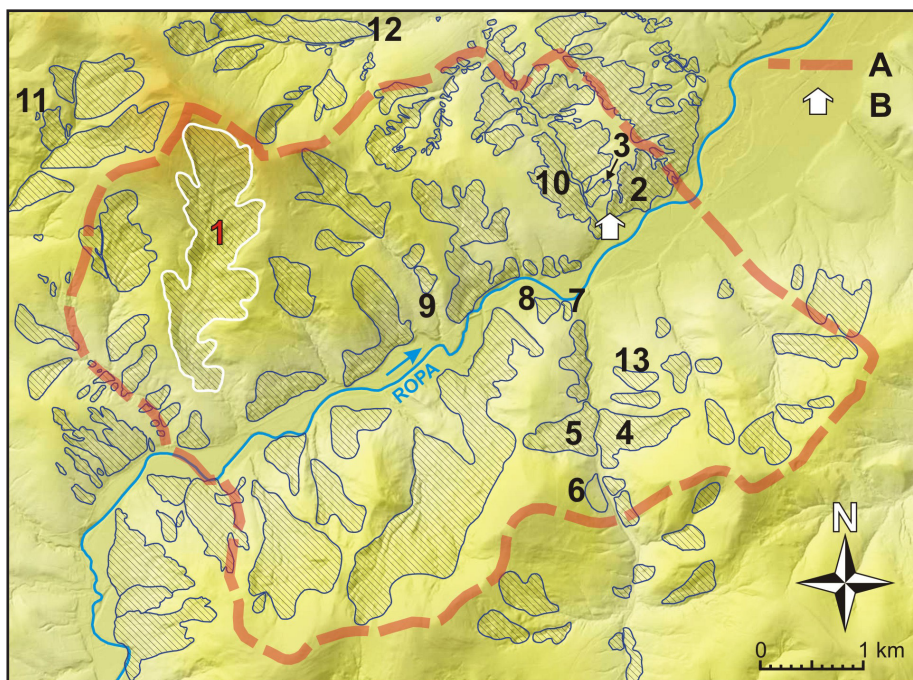
Osuwiska Zapadle i Huciska są położone na przeciwległych stokach w dolinie Bielanki (ryc. 4). Ich ruch powoduje ciągłe zasypywanie koryta potoku przez masy koluwalne. Osuwisko Zapadle ma główną niszę zlokalizowaną u stóp Babiej Góry i jest osuwiskiem konsekwentnym (Gil, 1994 c), które według A. Wójcika (1958) powstało w 1918 roku.

Badania na osuwisku Zapadle były prowadzone w okresie 1972-1975 metodami geodezyjnymi (Gil i Kotarba, 1977, 1979). W tym przypadku największą dynamiką cechował się środkowy fragment osuwiska, w którym występują liczne źródła zasilające koluwium w wodę (do 7 m przemieszczeń przez cały okres

obserwacji). Największe ruchy, obserwowane w czerwcu 1973 oraz w całym 1974 roku, były związane z wysokimi opadami deszczu.

Aktywność osuwiska Huciska była przedmiotem obserwacji prowadzonych przez E. Gila i W. Bochenka (1998). Stwierdzili oni maksymalne przemieszczenia o długości do 4 m latem oraz do 2 m zimą 1997 roku. Czoło osuwiska Huciska zostało ponownie uruchomione w 2014 roku w wyniku podcięcia przez wezbrany potok Bielanki.

Osuwisko Kawiory zajmuje prawie całą długość południowego stoku Taborówki (ryc. 4). Około 100-metrowy odcinek czoła osuwiska graniczy bezpośrednio z korytem rzeki Ropy. W latach 1968-1971 L. Dauksza i A. Kotarba (1973) prowadzili tu badania koluwiów, wykorzystując metody geodezyjne. Stwierdzili oni przemieszczenia maksymalne rzędu 3-4 m w dolnej i górnej części osuwiska w ciągu 4 lat obserwacji. Największą intensywność ruchów osuwiska stwierdzono od sierpnia 1970 (intensywne opady deszczu) do wiosny 1971.



Ryc. 4. Mapa osuwisk w Szymbarku (opracowanie własne na podstawie danych ALARM oraz SOPO – Wójcik i in. 2003; Rączkowski i in. 2004). 1) osuwisko Sawickiego; 2) Kawiory; 3) Bystrzyca; 4) Zapadle; 5) Huciska; 6) Pod Miejską Górą; 7) Kroh; 8) Koło Ławy na Nadzajziu; 9) Pod Kamionką; 10) Wiatrówki; 11) Nad Cisowym potokiem; 12) Bystra Podlesie – Gerucha; 13) Piorunówka; A) granica sołectwa Szymbark; B) Stacja Badawcza IGi&SO PAS

Fig. 4. Location of landslides in Szymbark (own study based on the ALARM and SOPO data – Wójcik et al. 2003; Rączkowski et al. 2004). 1) Sawicki landslide; 2) Kawiory; 3) Bystrzyca; 4) Zapadle; 5) Huciska; 6) Miejska Góra; 7) Kroh; 8) Nadzajzie; 9) Kamionka; 10) Wiatrówki; 11) Cisowy stream; 12) Bystra Podlesie – Gerucha; 13) Piorunówka; A) border of the Szymbark village; B) IG&SO PAS Research Station

E. Gil i W. Bochenek (1998) odnotowali w 1997 roku największe tempo przemieszczeń w dolnej części osuwiska Kawioiry w okresie letnim (do 80 cm) oraz obniżenie o 30 cm w najniższym jego fragmencie.

Osuwisko Bystrzyca położone jest na zachodnich stokach garbu Taborówki (ryc. 4). Powstało w 1974 roku w wyniku intensywnych opadów deszczu (Gil i Starkel, 1979). Przesunięcia maksymalne przekroczyły 7 metrów, doprowadzając do zniszczenia dwóch budynków (Gil, 1994 c). Badania prowadzone w latach 1982-1985 z wykorzystaniem metod geofizycznych i hydrostatycznych (Thiel, 1989) wykazały niewielki ruch osuwiska w 1985 roku, związany z wysokimi opadami deszczu. Osuwisko to zostało także uaktywnione w 2010 roku w wyniku anomalnie wysokich opadów deszczu (Kijowska-Strugała i in., 2017).

Osuwisko pod Kamionką jest położone w środkowej części Szymbarku, w dolinie potoku Ryniak (ryc. 4). W. Rączkowski i T. Mrozek (2002) na podstawie niepublikowanych informacji E. Gila podają rok 1978 oraz 1980 jako momenty aktywacji m.in. tego osuwiska. E. Gil i W. Bochenek (1998) stwierdzili jego uaktywnienie w 1997 roku w wyniku lipcowych opadów przekraczających 200 mm.

W 1974 roku oprócz Bystrzycy, wzdłuż całej doliny Bystrzanki powstało także wiele innych, mniejszych osuwisk (Gil i Starkel, 1979) oraz osuwisko „koło ławy” na Nadjaziu (Gil i Spólnik, 2013) (ryc. 4). W 2002 roku pracownicy Okręgu Karpackiego PIG udokumentowali uaktywnienie osuwiska w Ropie (Rączkowski i Mrozek, 2002). E. Gil i M. Długosz (2006) podają informację o uaktywnieniu osuwiska w Bystrej-Podlesiu (30.07.2004 r.) w wyniku obfitych opadów deszczu. W 2010 roku doszło do uaktywnienia starych osuwisk, położonych na stokach Wiatrówek (ryc. 4). W ich górnej części powstały świeże skarpy, które jeszcze można było obserwować przez cały 2011 rok (Kijowska-Strugała i in., 2017). W roku 2010 również uaktywniło się osuwisko nad Cisowym potokiem na południowozachodnich stokach Maślanej Góry (ryc. 4). W obrębie osuwiska powstało wiele skarp o zróżnicowanej wysokości, a najwyższe z nich przekraczały 10 m (Kijowska-Strugała i in., 2017). Czoło osuwiska zatamowało przepływ Cisowego potoku i powstało niewielkie jeziorko. Znaczna część lasu została zniszczona w wyniku ruchu podłoża.

W 2014 roku doszło do powstania nowego, niewielkiego osuwiska na stokach Miejskiej Góry (przy drodze asfaltowej, na granicy Szymbarku i Bielanki), którego koluwia zasypały fragment drogi asfaltowej (ryc. 4). Uaktywniło się również położone nad rzeką Ropą osuwisko Kroh (powyżej ujścia Bielanki do Ropy – ryc. 4).

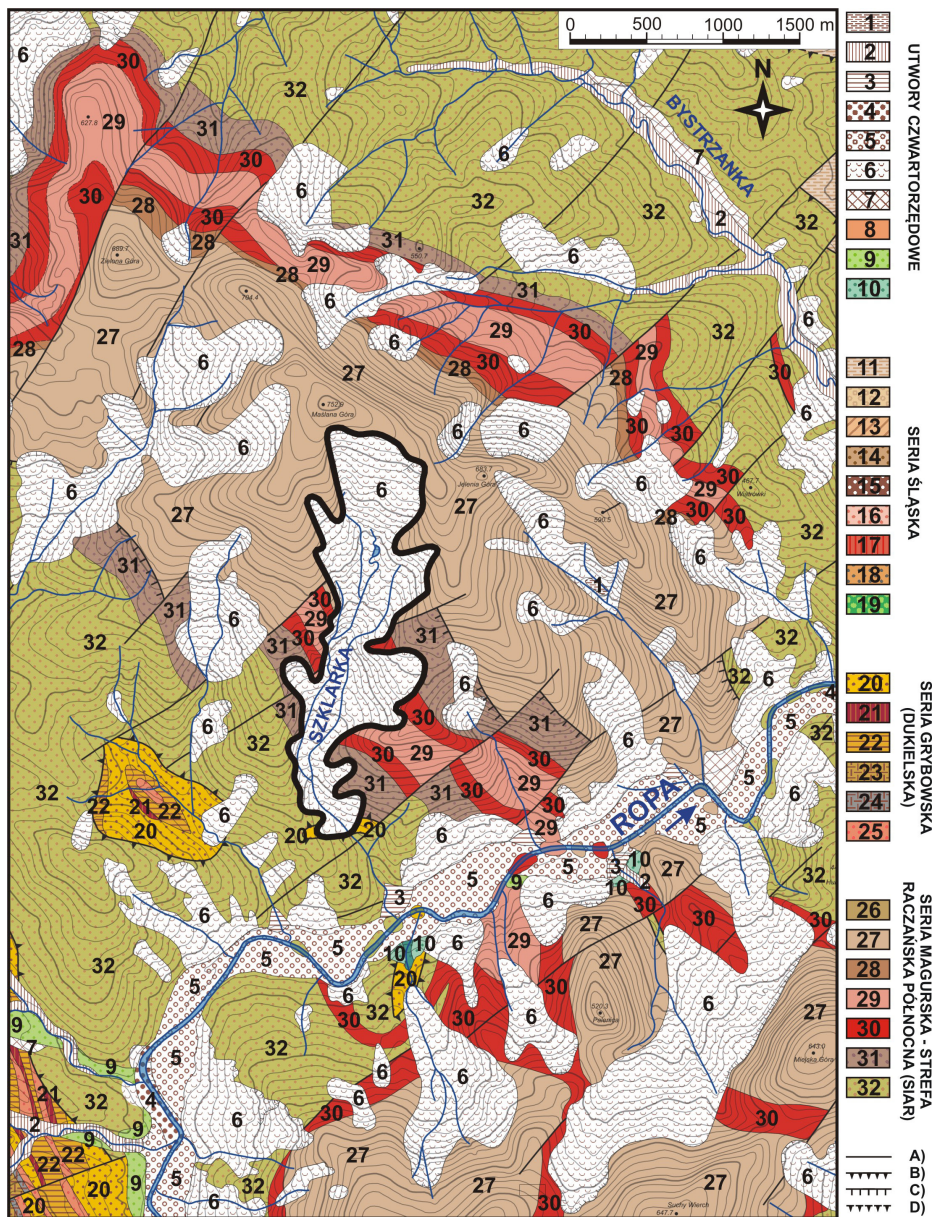
2. FIZYCZNOGEOGRAFICZNY ZARYS BADANEGO OBSZARU

2.1. BUDOWA GEOLOGICZNA

Cały obszar Masywu Trzech Kopców, na którego południowych stokach występuje osuwisko Sawickiego, jest położony w obrębie półwyspu tektonicznego Łużnej. Jest to zewnętrzny (północny) brzeg płaszczowiny magurskiej (Świdziński 1973), który przyjmuje postać izolowanego płatu piaskowców magurskich. Tworzy on rozległy kompleks chaotyczny, który został przemieszczony grawitacyjnie do basenu śląskiego (Jankowski, 2007, 2015).

Północną część obszaru badań stanowi synklina Maślanej Góry, będąca regularnym łękiem o nachyleniu skrzydeł 30-40° (Sikora 1970). Jądro synkliny wypełniają warstwy magurskie, wykształcone jako piaskowcowe kompleksy skalne, wchodzące w skład facji glaukonitowej, które zalegają na seriach łupków pstrych i łupkowo-piaskowcowych utworów inoceramowych (Świdziński, 1973). Południowa część obszaru badań występuje w obrębie łuski Szymbarku.

Kompleksy skalne budujące podłoże doliny Szklarki zaliczają się głównie do tektoniczno-facjalnej strefy Siar (raczańska północna), która jest najbardziej zewnętrzną podjednostką płaszczowiny (jednostki) magurskiej (Kopciowski i in., 1997; 2014). Strefę Siar tworzą: piaskowce gruboławicowe i łupki facji glaukonitowej; piaskowce gruboławicowe z łupkami pstryimi oraz piaskowce ciężkowickie; łupki czerwone, zielone i piaskowce cienkoławicowe oraz łupki pstre; piaskowce gruboławicowe i łupki; piaskowce cienko i średnioławicowe z wkładkami piaskowców gruboławicowych, łupki, margle fukoidowe (ryc. 5). Od południa przylega do niej okno tektoniczne Szklarek (Sikora, 1970), w którym odsłaniają się skały wchodzące w skład serii grybowskiej (dukielskiej) wieku oligoceńskiego – piaskowcowo-łupkowe warstwy krośnieńskie dolne.



Ryc. 5. Mapa geologiczna okolic Szymbarku (na podstawie: Kopciowski i in. 1997, 2014).
 UTWORY CZWARTORZĘDOWE: 1) torfy; 2) żwiry i głązy rzeczne, piaski, gliny i ropy tarasów 0,5-4,0 m nad poziomem rzeki; 3) żwiry i głązy, piaski, gliny i ropy stożków napływowych; 4) żwiry i głązy, piaski i gliny teras zalewowych 0,5-2,0 m n.p. rzeki; 5) żwiry i głązy, piaski, gliny i ropy teras nadzalewowych 3,0-5,0 m n.p. rzeki; 6) ropy, gliny, głązy oraz bloki (pakiety fliszu) - koluwalne; 7) gliny, piaski i rumosze skalne, deluwialne i kongeliflukcyjne; 8) gliny oraz gliny lessopodobne oraz mulki (pyły) różnej genezy; 9) żwiry i głązy rzeczne, piaski, gliny i ropy teras erozyjno-akumulacyjnych 7,0-12,0 m n.p. rzeki; 10) żwiry i głązy rzeczne, piaski, gliny i ropy teras erozyjno-akumulacyjnych 15,0-25,0 m n.p. rzeki; SERIA ŚLĄSKA: 11) iłowulki z olistolitami - warstwy z Gorlic; 12) łupki z wkładkami piaskowców i wapieni jasielskich; 13) łupki i piaskowce;

14) piaskowce gruboławicowe i łupki; 15) piaskowce magdaleńskie i łupki menilitowe – warstwy menilitowe; 16) łupki i piaskowce cienkoławicowe – warstwy hieroglifowe; 17) łupki czerwone i zielone, łupki pstre; 18) piaskowce ciężkowickie; 19) piaskowce głównie gruboławicowe i łupki – warstwy istebniańskie; SERIA GRYBOWSKA (DUKIELSKA): 20) łupki i piaskowce – warstwy krośnieńskie dolne; 21) rogowce; 22) warstwy grybowskie; 23) margle podgrybowskie; 24) margle globigerynowe (podmenilitowe); 25) łupki i piaskowce cienkoławicowe – warstwy hieroglifowe; SERIA MAGURSKA – STREFA RACZAŃSKA PÓŁNOCNA (SIAR): 26) łupki, margle i piaskowce (łupki z Budzowa) – warstwy nadmagurskie; 27) piaskowce głównie gruboławicowe i łupki (facja glaukonitowa) – warstwy magurskie; 28) łupki, margle i piaskowce (łupki z Zembrzyc) – warstwy podmagurskie; 29) piaskowce gruboławicowe z łupkami pstryimi, piaskowce ciężkowickie; 30) łupki czerwone, zielone i piaskowce cienkoławicowe, łupki pstre; 31) piaskowce gruboławicowe, łupki – piaskowce z Mutnego; 32) piaskowce cienko, średnio i gruboławicowe, łupki, margle fukoidowe – warstwy inoceramowe; A) uskoc tektoniczny; B) nasunięcia stref facyjnych; C) pozostałe nasunięcia; D) nasunięcia niepewne

Fig. 5. Geological map of the Szymbark (based on: Kopciowski et al. 1997, 2014). QUATERNARY: 1) peat; 2) gravel and river boulders, sands, clays and clays of terraces 0.5-4.0 m above river level; 3) gravel and boulders, sand, clays and clays of alluvial cones; 4) gravel and boulders, sand and clay of floodplain terraces 0.5-2.0 m above river level; 5) gravel and boulders, sand, clays and clays of terrace floodplain 3.0-5.0 m above river level; 6) loams, clays, boulders and blocks (flysch packages) – colluvial; 7) clays, sand and rock rubble, deluvial and congelifluent; 8) loams and loess-like loams and silts (dusts) of different genesis; 9) river gravel and boulders, sand, clay and clays erosion-accumulation terraces 7.0-12.0 m above river level; 10) gravel and river boulders, sands, clays and clays, erosion and accumulation terraces 15.0-25.0 m above river level; 11) silica with olistolites – layers from Gorlice; 12) slates with inlays of sandstone and Jasło limestone; 13) shales and sandstones; 14) thick bedding sandstones and shales; 15) Magdalenian sandstones and menilite shales – menilite layers; 16) shales and thin-bedded sandstones – hieroglyphic layers; 17) red and green slates, variegated slates; 18) sandstones of Ciężkowice; 19) sandstones, mainly thick-bedded and shales – the Istebna Formation; GRYBOWSKA (DUKIELSKA) NAPPE: 20) slates and sandstones – lower Krosno beds; 21) keratoses; 22) Grybów beds; 23) Sub-Grybów marls; 24) globiger (submenilite) marls; 25) shales and thin-bedded sandstones – hieroglyphic beds; MAGURSKA NAPPE – RACZYŃSKA NORTH ZONE (SIARY ZONE): 26) shales, marls and sandstones (Budzów shales) – Supra-Magura beds; 27) sandstones, mainly thick-bedded and shales (glauconite facies) – Magura layers; 28) shales, marls and sandstones (Zembrzyce shales) – Sub-Magura beds; 29) thick-bedded sandstones with variegated shales, Ciężkowice sandstones; 30) red and green shales and thin-bedded sandstones, variegated shales; 31) thick-bedded sandstones, shales – Mutne sandstones; 32) fine, medium and thick bedding sandstones, shales, fucoid marls – inoceram beds; A) tectonic fault; B) nappe thrusts; C) other thrusts; D) uncertain thrusts

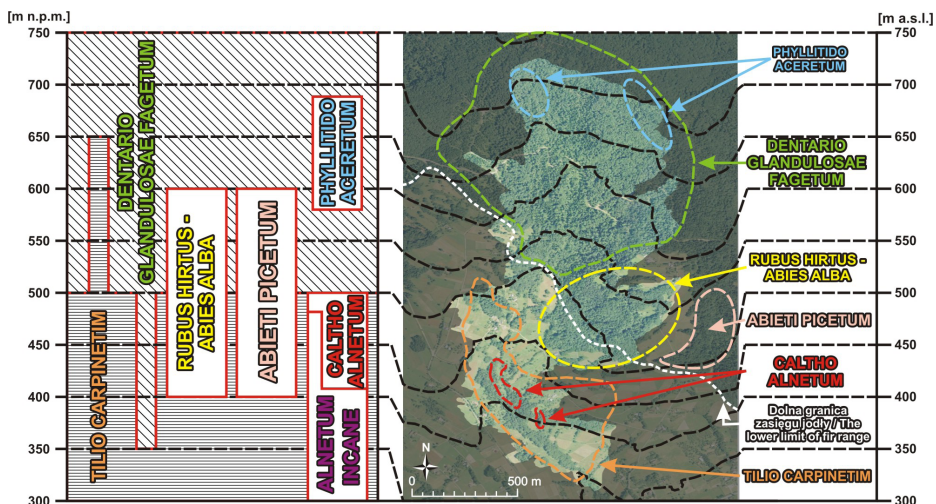
Ogromne zróżnicowanie sztywności pomiędzy plastycznymi warstwami inoceramowymi i pstryimi łupkami a grubymi warstwami piaskowców było przyczyną powstawania licznych spękań bardziej odpornych na fałdowanie i zginanie piaskowców. Obszar półwyspu tektonicznego Łużnej cechuje się wyjątkowo silnymi zaburzeniami (Świdziński, 1973; Kopciowski i in., 1997, 2014). Synkлинаlna strefa Masywu Trzech Kopców została potrzaskana uskokami tektonicznymi o biegu północny wschód – południowy zachód na kilka przesuniętych względem siebie bloków. Przez osuwisko Sawickiego przebiegają przynajmniej trzy takie strefy uskokowe (ryc. 5). W półwyspie łużańskim warstwy zapadają przeważnie w kierunku południowo-zachodnim, jednak w obszarach osuwiskowych i silnie zaburzonych tektonicznie występują odstępstwa od tej prawidłowości (Świdziński, 1973). Ich nachylenie wynosi od 30 do 50°, a w niektórych miejscach warstwy upadają pod kątem 85° (strefa uskoku tektonicznego na wschód od osuwiska Sawickiego) (Kopciowski i in., 2014).

2.2. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI

Masyw Trzech Kopców tworzy zwarty grzbiet górski o wyspowym charakterze (Starkel, 1972; Kotarba, 1970), oddzielony od pozostałej części Beskidu Niskiego szeroką doliną Ropy (Gil, 1979). Różnica wysokości pomiędzy wierzchołkiem Maślanej Góry (753 m n.p.m.) a najniższym położonym punktem, za który przyjęto koryto rzeki Ropy przy ujściu Bielanki (305 m n.p.m.) wynosi ponad 450 m. Szerokość grzbietu Masywu Trzech Kopców jest bardzo zróżnicowana (od 3 m powyżej NE skarpy głównej osuwiska Sawickiego do ponad 200 m na szerokiej przełęczy poniżej Zielonej Góry). Wynika to z gęstego porozcinania stoków przez leje źródłowe, a także osuwiska, których skarpy główne nierzadko dosięgają samego grzbietu. Południowe stoki charakteryzują się znaczną długością i nachyleniem przekraczającym 23° (nawet do 40° w obrębie ścian nisz osuwiskowych) oraz wypukłym profilem (Gil, 1979).

2.3. SZATA ROŚLINNA

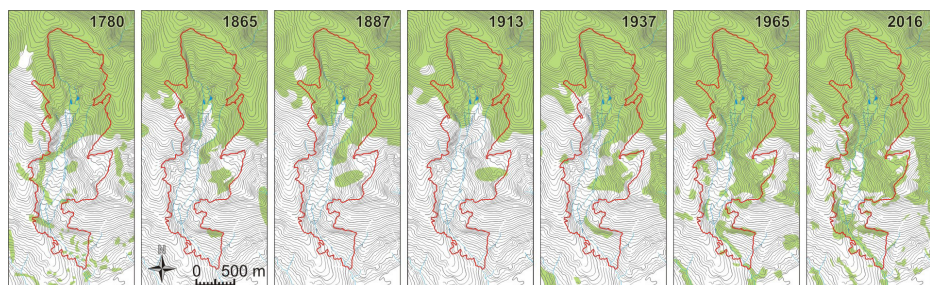
Zbiorowiska roślinne Masywu Trzech Kopców są położone w obrębie dwóch pięter roślinnych: piętra pogórza oraz piętra regla dolnego (Matuszkiewicz, 1993), jednak zdecydowana większość lasów porastających dolinę Szklarki należy do piętra regla dolnego (Gil, 1994 b). Największą powierzchnię zajmuje buczyna karpacka (*Dentario glandulosae* – *Fagetum*) – główne zbiorowisko leśne regla dolnego, rosnące powyżej wysokości 500 m n.p.m. (ryc. 6). W drzewostanie dominuje jodła oraz buk, rzadziej jawor lub klon. Wierzchowinowe i górne partie stoków porastają również niewielkie płaty lasu jaworowego (*Phyllitido-Aceretum*) (Gil, 1994 b). Nieco niżej występuje zbiorowisko lasu jodłowego z jeżyną (*Rubus hirtus* – *Abies alba*) i boru jodłowego (*Abieti picetum*), którego drzewostan składa się głównie z jodły, której towarzyszy dąb i sosna, czasami jawor i buk. Zabagnione stoki z glebami oglejonymi wykształconymi na skałach łupkowych są porośnięte przez zbiorowisko olszyny bagiennej (*Caltho-Alnetum*). Poniżej wysokości 500 m n.p.m., głównie na stokach południowych występuje zbiorowisko grądu wysokiego (*Tilio-carpinetum*), typowego dla pogórskiego piętra roślinnego. Są to grabowo-dębowe lasy z domieszkami lipy, jesionu, jaworu, buka, dzikiej czereśni i osiki. Wzdłuż dolin rzek i potoków rośnie olszyna górska (*Alnetum incane*), którą tworzą olcha szara z domieszką jesionu, jaworu, wierzby i grabu (Gil, 1979). Roślinność obszarów bezleśnych cechuje ogromne zróżnicowanie i mozaikowość, uzależniona od budowy geologicznej i rzeźby terenu (Wójcik, 1977).



Ryc. 6. Schemat oraz rozmieszczenie zbiorowisk leśnych na osuwisku Sawickiego w Szymbarku (opracowanie własne na podstawie Staszkiwicza 1973)

Fig. 6. Scheme and distribution of forest communities on the Sawicki landslide in Szymbark (author's own study based on Staszkiwicz 1973)

Powierzchnia leśna doliny Szklarki zmieniała się od 40,12% w 1913 roku do 62,68% w 2016 roku (ryc. 7). Od roku 1780 do 1913 występował trend powolnego, ale regularnego jej spadku (kształtującego się na poziomie około 40-45%), co należy wiązać z ogólnym wzrostem gęstości zaludnienia w obszarach górskich w tym okresie. Wzrost liczby mieszkańców i gospodarstw wiejskich przyczynił się do stopniowego wycinania drzew w pobliskim lesie.



rok / year	1780	1865	1887	1913	1937	1965	2016
powierzchnia leśna [km ²] / forest area [km ²]	2,172	2,156	2,028	1,924	2,380	2,823	3,006
las [%] / forest [%]	45,28	44,94	42,27	40,12	49,62	58,86	62,68
zmiana powierzchni lasu [%] / forest area changes [%]	-	-0,75	-5,94	-5,09	23,68	18,62	6,49

Ryc. 7. Zmiany powierzchni leśnej osuwiska Sawickiego na podstawie map topograficznych

Fig. 7. Forest area changes of the Sawicki landslide on the basis of topographic maps

W wyniku uaktywnienia osuwiska w 1913 roku kilkaset hektarów lasów, pól, łąk, ogrodów oraz kilka (8) budynków mieszkalnych i gospodarczych zostało całkowicie zniszczonych (Wójcik, 1958). Pitułko (1919) oszacował powierzchnię tych zniszczeń na ponad 50 ha. Od czasu reaktywacji osuwiska w 1913 roku ma miejsce stały wzrost powierzchni leśnej, który można wiązać ze spadkiem liczby

ludności w badanej części Szymbarku (m.in. przymusowe wysiedlenia ludności łemkowskiej w latach 40. XX wieku (Soja 2008) i stopniową sukcesją roślinności na porzuconych użytkach).

2.4. STOSUNKI WODNE

Osuwisko Sawickiego jest położone w obrębie zlewni potoku Szklarka (lewy dopływ Ropy). Jest to ciek IV rzędu o długości ok. 3,5 km oraz spadku wynoszącym niecałe 106‰. Około 70% długości cieku głównego Szklarki znajduje się na obszarze osuwiska. Sieć hydrograficzna Szklarki charakteryzuje się bardzo mocno rozwiniętym układem równoległo-dendrytycznym. Źródła Szklarki są położone na wysokości 630-700 m n.p.m., a ujście do Ropy – 322 m n.p.m.

W obszarach zajętych przez osuwiska często występują okresowe, niewielkie jeziora, zasilane wodą pochodzącą z topnienia śniegu lub rozlewnych opadów. Stałe jeziora osuwiskowe są dużą rzadkością, a najsłynniejszym w tej części Karpat jest Beskidzkie Morskie Oko, powstałe na osuwisku Sawickiego w 1913 roku. Jego powierzchnia wynosi około 200 m², a głębokość dochodzi do 4 m (Soja, 1994).

Średnia gęstość źródeł wynosi 2,5 źródła/km² (Gil, 1979). Wydajność źródeł występujących w obrębie piaskowców magurskich (do 2 l/s) jest prawie czterokrotnie wyższa niż źródeł wypływających z warstw inoceramowych, które często wysychają (Soja, 1994). Obszary osuwiskowe podlegają głębokiemu drenażowi podziemnemu, dlatego stanowią one najbardziej wydajne i stałe źródła dostawy wody (Gil, 1979).

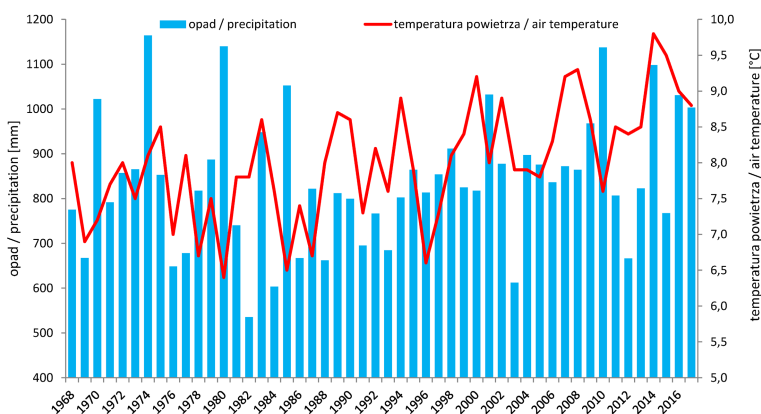
2.5. GLEBY

W wyniku wietrzenia utworów piaskowca magurskiego oraz skał z dominującym udziałem piaskowców wśród warstw inoceramowych powstały pokrywy szkieletowe o 50-95% zawartości frakcji kamienistej. Na warstwach łupków pstrych i utworach łupkowych w obrębie warstw inoceramowych powstała zwietrzelina o zdecydowanie mniejszej szkieletości: 20-40% (Gil, 1994 a). Są to pokrywy gliniaste lub gliniasto-ilaste (gliny średnie) o zróżnicowanych cechach fizyczno-chemicznych, uwarunkowanych głównie rodzajem podłoża skalnego (Adamczyk i in., 1973). Pokrywy na grzbietach charakteryzują się częściową segregacją mrozową zwietrzeliny, w której zdecydowana większość frakcji szkieletowej zostaje nagromadzona w przypowierzchniowej części. Ich miąższość dochodzi do 1 m, w obrębie stoków wynosi 2 m, a w obszarach osuwiskowych

nawet więcej. W dnach dolin występują żwirowo-głazowe pokrywy aluwialne z niewielkim udziałem piasków i glin. Ich miąższość wynosi od 2 do 5 m (Gil 1979). Na opisanych powyżej pokrywach wykształciły się gleby brunatne kwaśne oraz gleby brunatne wyługowane i słabo wyługowane (Adamczyk i in. 1973). Obszary osuwiskowe pokrywają pelosole, czyli gliniasto-ilaste gleby inicjalne, wykształcone na zwietrzelinach kompleksów łupkowych. Duża zawartość cząstek ilastych wpływa na ich nadmierne zawilgocenie, dużą zwięzłość oraz bardzo słabą przepuszczalność (Gil 1994 a). W dnach dolin rzecznych występują mady aluwialno-deluwialne oraz mady aluwialne.

3. METEOROLOGICZNA CHARAKTERYSTYKA OKRESU BADAŃ

Przeważającą część obszaru badań położona jest w piętrze klimatu umiarkowanie ciepłego (średnia roczna temperatura $> 5^{\circ}\text{C}$), natomiast pozostała część znajduje się w zasięgu klimatu umiarkowanie chłodnego (średnia roczna temperatura $< 5^{\circ}\text{C}$). Według M. Hessa (1965) granica między danymi piętrami klimatycznymi przebiega wzdłuż poziomicy 600 m n.p.m., a według B. Obrębskiej-Starkel (1973) na wysokości 700-750 m n.p.m.

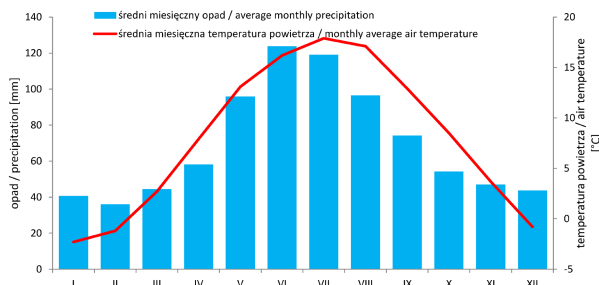


Ryc. 8. Średnia roczna temperatura powietrza oraz roczna suma opadów w Szymbarku w latach 1968-2017 (opracowanie własne na podstawie danych Stacji Badawczej IGiPZ PAN)

Fig. 8. Average annual air temperature and annual precipitation in Szymbark in 1968-2017 (own study based on data of IGI&SO PAS Research Station)

Warunki termiczne są jednym z najważniejszych czynników wpływających na proces wytwarzania przyrostów rocznych drzew (Feliksik i Wilczyński, 1998). Okresy mroźne, zwłaszcza w czasie wczesnej wiosny, a także zbyt wysokie temperatury mogą spowodować znaczną redukcję szerokości przyrostów (Szychowska-Krąpiec, 2000). Średnia temperatura powietrza na Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku (wysokość 310 m n.p.m., ekspozycja południowa)

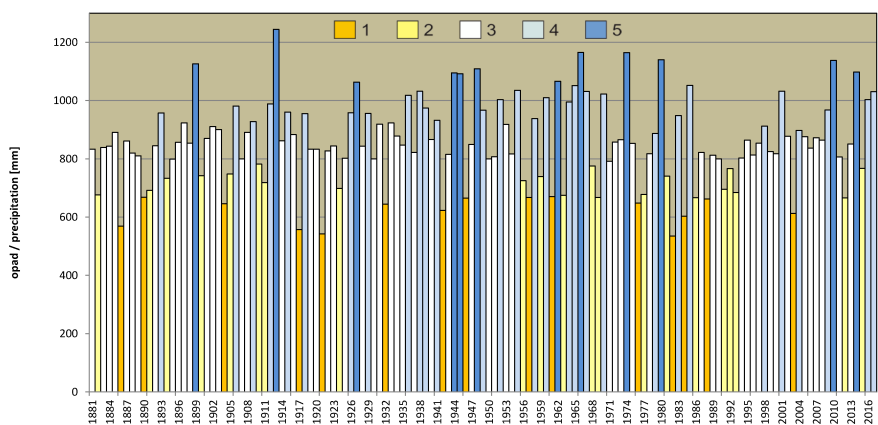
w okresie 1968-2017 wyniosła 8,0°C (od 6,4°C w 1980 r. do 9,8°C w 2014 r.) (ryc. 8). Jej przebieg wieloletni charakteryzuje się stałym, aczkolwiek nieznanym wzrostem (Kijowska-Strugała, 2015). Najcieplejszym miesiącem jest lipiec (17,8°C), a najchłodniejszym – styczeń (-2,5°C) (ryc. 9). Lata 60. i 70. XX wieku charakteryzują się częstym występowaniem miesięcy chłodnych i normalnych. Od początku XXI wieku zaznacza się przewaga miesięcy ciepłych.



Ryc. 9. Średnia miesięczna temperatura powietrza oraz opady w Szymbarku w latach 1968-2017 (opracowanie własne na podstawie danych Stacji Badawczej IGiPZ PAN)

Fig. 9. Average monthly air temperature and precipitation in Szymbark in 1968-2017 (own study based on data of IG&SO PAS Research Station)

Opady to najważniejszy czynnik wpływający na aktywność osuwisk oraz wzrost roślin. Średnia roczna suma opadów w Szymbarku dla wielolecia 1968-2017 wynosi 840,2 mm i waha się od 535 mm w 1982 roku do 1164 mm w 1974 r. (ryc. 8). Najwilgotniejszym miesiącem jest czerwiec – średnio 123,8 mm, natomiast najmniejsze opady miesięczne występują w lutym – 36 mm (ryc. 9). Najwyższy miesięczny opad został zanotowany w lipcu 2011 roku (325 mm), natomiast najwyższy dobowy wyniósł 125 mm (30 czerwca 1973 r.). Najniższą miesięczną sumę opadową zarejestrowano w lutym 1976 roku (zaledwie 0,5 mm).



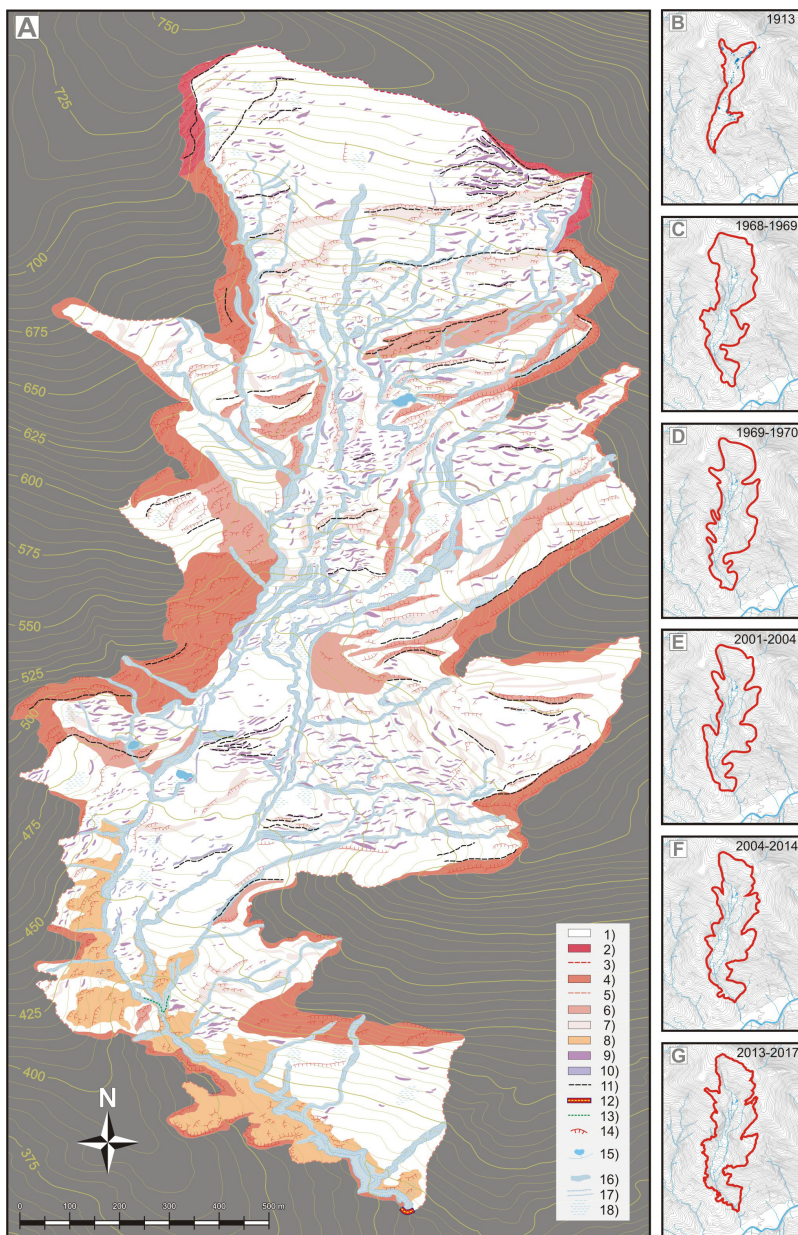
Ryc. 10. Opady w okresie 1881-2017 według wspólnej klasyfikacji dla stacji w Szymbarku i Krynicy. 1) lata ekstremalnie suche; 2) lata suche; 3) lata przeciętne; 4) lata wilgotne; 5) lata ekstremalnie wilgotne

Fig. 10. Precipitation in 1881-2017 according to a common classification for the weather stations in Szymbark and Krynica. Explanations: 1) extremely dry years; 2) dry years; 3) average years; 4) wet years; 5) extremely wet years

Klasyfikacja opadowa okresu 1880-2017, przeprowadzona wspólnie dla danych opadowych ze Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku oraz stacji IMiGW w Krynicy obejmuje łącznie 137 lat. (ryc. 10). Nieco ponad 10% tego okresu to lata ekstremalnie suche, 16% - lata suche, 43% - lata normalne, 16% - lata wilgotne. Do klasy ekstremalnie wilgotnej zaliczono 12 lat (9% analizowanego przedziału czasowego): 1899, 1913, 1927, 1944, 1945, 1948, 1962, 1966, 1974, 1980, 2010, 2014 (ryc. 10).

4. PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE RZEŻBY OSUWISKA SAWICKIEGO

Osuwisko Sawickiego swoim kształtem przypomina odwróconą literę S, jednak w rzeczywistości forma osuwiska ma postać znacznie bardziej skomplikowaną. Fakt ten wynika z urozmaiconej rzeźby terenu doliny Szklarki, cechującej się krętym przebiegiem doliny, naprzemiennym występowaniem zwężeń i rozszerzeń doliny oraz licznym występowaniem dolin bocznych (ryc. 11A). Granice osuwiska są bardzo wyraźne wzdłuż skarp głównych i bocznych w części górnej i środkowej (ryc. 11A), ale w niektórych miejscach jednoznaczne wyznaczenie przebiegu granic jest trudne. Prawdopodobnie z tego powodu wynikają pewne różnice zasięgu osuwiska w dolinie Szklarki, wyznaczone według różnych jego badaczy (ryc. 11B-G). Najbardziej zbliżony przebieg granic cechuje najwyższą część osuwiska (skarpa główna). Granica wzdłuż skarp bocznych odznacza się mniejszym podobieństwem, natomiast zasięg osuwiska w jego części środkowej i dolnej charakteryzuje się największymi różnicami. Niektóre rozbieżności mogą także wynikać z czasowo-przestrzennego zróżnicowania aktywności osuwiskowej. Cechą charakterystyczną rzeźby osuwiska Sawickiego jest ogromna ilość form oraz gęsta sieć koryt, co wskazuje na znaczny udział procesów fluwialnych w erozji koluwiów. Wszystkie formy rzeźby terenu zostały podzielone na trzy podstawowe grupy, które zostały scharakteryzowane poniżej.



Ryc. 11. Szkic geomorfologiczny osuwiska Sawickiego (A) oraz zasięg osuwiska według różnych autorów badań: B) część uaktywniona w 1913 r. (Sawicki 1917); C) Kotarba (1970); D) Gil (1979); E) Wójcik i in. (2003); F) Rączkowski i in. (2014); G) Kiszka (2018). 1) obszar jezora osuwiskowego; 2) obszar skarpy głównej; 3) niewyraźna skarpa główna; 4) obszar skarpy bocznej; 5) niewyraźna skarpa boczna; 6) obszar skarpy wtórnej; 7) obszar progów osuwiskowych; 8) obszar zsuwów wtórnych; 9) wały poprzeczne; 10) wały podłużne; 11) rowy rozpadlinowe; 12) współczesne czoło osuwiska; 13) czoło osuwiska z 1913 r.; 14) górna krawędź form; 15) jeziora osuwiskowe oraz stałe lub okresowe cieki wodne; 16) obszar koryta wraz z terasami; 17) krawędzie erozyjne rzeczne; 18) teren podmokły

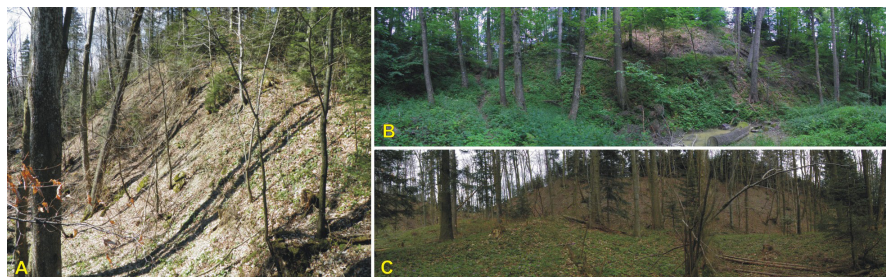
Fig. 11. Geomorphological map of the Sawicki landslide (A) and the landslide extension according to various scientists: B) part activated in 1913 (Sawicki 1917); C) Kotarba (1970); D) Gil (1979); E) Wójcik et al. (2003); F) Rączkowski et al. (2014); G) Kiszka (2018). 1) the landslide tongue area; 2) main scarp area; 3) indistinct main scarp; 4) side scarp area; 5) indistinct side scarp; 6) minor scarp area; 7) landslide thresholds area; 8) secondary shallow landslides area; 9) transverse ridges; 10) longitudinal ridges; 11) transverse cracks; 12) present landslide toe; 13) landslide toe from 1913; 14) the upper edge of the forms; 15) sag ponds and permanent or periodic watercourses; 16) stream bed area with terraces; 17) edges of stream beds and terraces; 18) wetland

4.1. FORMY OSUWISKOWE

Formy osuwiskowe, występujące w obrębie osuwiska Sawickiego zostały podzielone według D. J. Varnesa (1978). Wyróżniono skarpe główną, skarpy boczne i czoło, które stanowią granicę osuwiska, oraz formy w obrębie jezora osuwiskowego. Charakterystyczną cechą osuwiska Sawickiego jest znaczna ilość skarpy głównych, bocznych, wtórnych oraz progów osuwiskowych (ryc. 11A).

4.1.1. SKARPA GŁÓWNA

Skarpa główna osuwiska Sawickiego dzieli się na trzy fragmenty: wschodni, środkowy oraz zachodni. Fragment wschodni o długości 400 m składa się z dwóch odnóg o przebiegu WNW-ESE (I) i N-S (II). Jest to najwyższa część skarpy głównej (12-15 m) o nachyleniu równym 35-45° (fot. 1A-B). Fragment środkowy charakteryzuje się niewyraźnym przebiegiem skarpy, która ma charakter niewielkiego proggu. Zachodni fragment skarpy głównej o wysokości nieprzekraczającej 10 m rozciąga się na długości 300 m (fot. 1C). Większa część skarpy głównej jest porośnięta roślinnością.



Fot. 1. Skarpa główna osuwiska Sawickiego: A) fragment wschodni I; B) fragment wschodni II; C) fragment zachodni

Photo 1. The main scarp of the Sawicki landslide: A) eastern section I; B) eastern section II; C) western section

4.1.2. SKARPY BOCZNE

W przypadku osuwiska Sawickiego oddzielenie skarpy głównej od bocznej jest bardzo trudne. W górnej części osuwiska skarpa główna bezpośrednio przechodzi w skarpe boczną, która następnie rozdziela się na skarpe boczną i wtórną (ryc. 11A). Ponad połowa długości granicy osuwiska (głównie w górnej części) jest otoczona wysokimi i stromymi skarpami bocznymi (ryc. 11A), natomiast pozostałe fragmenty to niewyraźne skarpy boczne.



Fot. 2. Skarpa boczna osuwiska Sawickiego: A) północny fragment skarpy wschodniej; B) środkowy górny fragment skarpy wschodniej; C) północny fragment skarpy zachodniej
Photo 2. Side scarp of the Sawicki landslide: A) northern section of the eastern scarp; B) upper middle section of the eastern scarp; C) northern section of the western scarp

Skarpy boczne charakteryzują się największym nachyleniem powierzchni (od 40 do 50°) oraz wysokością (do 20-25 m) spośród wszystkich skarpy. Część skarpy bocznych może być skarpami głównymi mniejszych osuwisk wtórnych, na które można by podzielić całą powierzchnię osuwiska Sawickiego. W obrębie osuwiska Sawickiego można wydzielić wschodnią (fot. 2A-B) i zachodnią skarpe boczną (fot. 2C). Współcześnie odnawiane są południowe fragmenty skarpy zachodniej, oraz w mniejszym stopniu północne fragmenty skarpy głównej.

4.1.3. SKARPY WTÓRNE

Skarpy wtórne występują głównie w części centralnej jezora osuwiskowego (ryc. 11A). Długość tych form wynosi od 100 do 500 m. Ich nachylenie (30-40°) jest podobne do nachylenia skarpy głównej, lecz nie są tak strome jak na skarpach bocznych, a wysokość rzadko przekracza 10 m. Są one nachylone w kierunku NW, E oraz SE.

4.1.4. PROGI

Progi są formami podobnymi morfometrycznie do skarp wtórnych, są jednak od nich mniejsze. Mają one podłużny kształt i prostoliniowy lub kręty przebieg. Głównym kryterium odróżniającym progi od skarp jest nachylenie powierzchni, które w przypadku progów wynosi od 20 do 35°. Ich wysokość wynosi najczęściej 2-5 m.

Progi zostały stwierdzone m.in. w części północnej osuwiska (ryc. 11A). Cechują się one równoleżnikowym układem oraz przebiegiem ENE-WSW. Progi te nawiązują tutaj do przebiegu uskoku oraz warstw skalnych. Drugim obszarem występowania progów jest południowowschodnia odnoga jezora osuwiskowego.

4.1.5. ZSUWY WTÓRNE

W obrębie badanego osuwiska występują zsuwy wtórne o niewielkiej powierzchni (maksymalnie 200 m²). Obejmują one głównie obszar skarpy bocznej powyżej koryta Szklarki w dolnej (południowej) części osuwiska. Zsuwy wtórne mają przeważnie kształt cylindryczny, skarpe główną o wysokości maksymalnej 1-2 m oraz czoło o podobnych rozmiarach. Ich wysokość i nachylenie wzrasta w stronę skarpy bocznej, w obrębie której osiągają największe rozmiary. Zsuwy wtórne na osuwisku Sawickiego powstają najczęściej w wyniku utracenia przez zalegającą w pobliżu koryta koluwiu równowagi dynamicznej na wskutek erozyjnego oddziaływania procesów fluwialnych (fot. 3). W wyniku zaburzenia równowagi dochodzi do uaktywnienia materiału koluwialnego na całej długości zbocza, od koryta aż po krawędź skarpy bocznej, dlatego też w obrębie południowych fragmentów skarpy bocznej wyznaczono rozległy obszar występowania zsuwów wtórnych (ryc. 11A).



Fot. 3. Zsuwy wtórne w obrębie koryta Szklarki
Photo 3. Secondary shallow landslides within the Szklarka stream bed

4.1.6. SZCZELINY

Są to niewielkie formy wklęsłe o długości do kilku metrów, szerokości do kilku cm i głębokości do 30 cm, występujące w obrębie jęzora osuwiskowego. Są bardzo powszechne, charakteryzują się jednak krótkim okresem występowania, ponieważ ze względu na niewielkie rozmiary szybko ulegają wypełnieniu materiałem koluwalnym. Przeważają szczeliny poprzeczne, które powstają w wyniku rozciągania oraz w wyniku wysychania, natomiast szczeliny podłużne są rzadko spotykane na osuwisku Sawickiego. Szczeliny z rozciągania najczęściej występują powyżej skarpy głównej, skarp bocznych, wtórnych i progów osuwiskowych. Z kolei szczeliny z wysychania powstają tam, gdzie podłoże stanowią łupki (m.in. na powierzchni skarp wtórnych), podczas dłuższych okresów bez opadów lub w letnie upały.

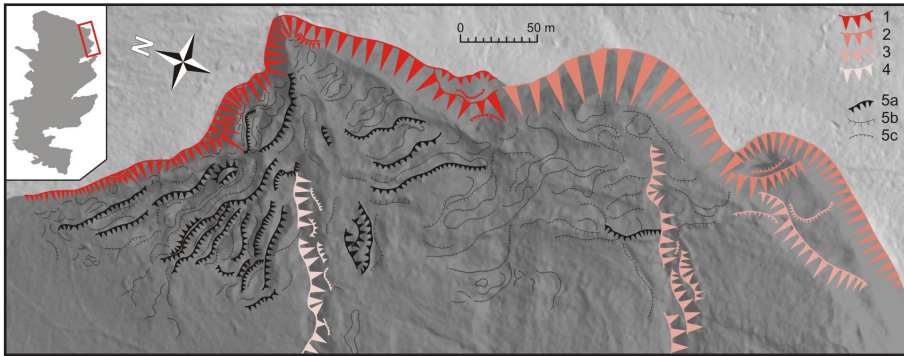
4.1.7. ROWY ROZPADLINOWE

Rowy rozpadlinowe powstają w wyniku rozciągania materiału koluwalnego na skutek jego nierównomiernego ruchu. Najczęściej występują w obrębie skarp i progów osuwiskowych, gdzie tworzą systemy równoległych względem siebie form poprzecznych (ryc. 11A). Mogą także powstawać w wyniku erozyjnego pogłębienia i poszerzenia szczelin, względem których mają większe rozmiary. Ich długość może nawet przekraczać 500 m, jeśli występują na całej długości skarpy wtórnej lub progów osuwiskowych. Ich szerokość wynosi maksymalnie 8 m, a głębokość 3 m. Największe rowy rozpadlinowe występują poniżej skarpy głównej.

4.1.8. WAŁY POPRZECZNE

Mają postać wypukłych i najczęściej podłużnych wzniesień o przebiegu prostoliniowym lub łukowatym. Ich wysokość wynosi 0,5-2 m, a nachylenie rzadko przekracza 35°. Tworzą rozbudowane układy równoległych względem siebie form, oddzielonych systemem rowów, również równoległych względem siebie (ryc. 11A). Występują w górnej, centralnej oraz wschodniej części osuwiska.

Formy występujące w części centralnej powstały w wyniku nasuwania się na siebie kolejnych warstw materiału koluwalnego, które zwiększając siłę nacisku powodowały wyciskanie regularnych, poprzecznych pasów koluwiów. W części północno-wschodniej wały poprzeczne są położone poniżej skarpy głównej, gdzie tworzą niezwykle rozbudowany system form (ryc. 12).



Ryc. 12. Układ przestrzenny poszczególnych elementów rzeźby w NE części osuwiska. 1) obszar skarpy głównej; 2) obszar skarpy bocznej; 3) obszar skarpy wtórnej; 4) obszar progów osuwiskowych; 5) wały poprzeczne i podłużne o wysokości: a) >1,5 m; b) 1-1,5 m; c) <1 m
 Fig. 12. The spatial arrangement of landforms in the NE part of the landslide. 1) main scarp area; 2) side scarp area; 3) minor scarp area; 4) landslide thresholds area; 5) transverse and longitudinal ridges with a height: a) > 1.5 m; b) 1-1.5 m; c) < 1 m

4.1.9. WAŁY PODŁUŻNE

Są to wypukłe formy, podobne do wałów poprzecznych, które jednak występują znacznie rzadziej. Są zlokalizowane głównie w centralnej części osuwiska Sawickiego, w miejscu zwężenia doliny Szklarki. Są z reguły niewysokie (do 0,5 do 1,5 m) i słabo nachylone (średnio 15-20°), z wyjątkiem fragmentów podcinanych przez potoki. Ich długość nie przekracza 100 m, natomiast szerokość jest znacznie mniejsza (do 5 m), ponieważ są ciągle niszczone przez procesy fluwialne. Na osuwisku mają one często przebieg równoległy do koryt rzecznych i swoim położeniem nawiązują do kierunku przemieszczania się koluwium.

4.1.10. DROBNE NABRZMIENIA

Są to najmniejsze formy wypukłe, które są słabo widoczne. Powstały prawdopodobnie w wyniku drobnych przemieszczeń koluwiów, spowodowanych przez ruchy masowe. Formy te powszechnie występują na całym osuwisku Sawickiego. Przybierają kształt podłużnych, czasem łukowatych lub kopulastych nabrzmiń, ich długość liczy do kilku metrów, natomiast ich wysokość wynosi od 10 do 50 cm.

4.1.11. CZOŁO

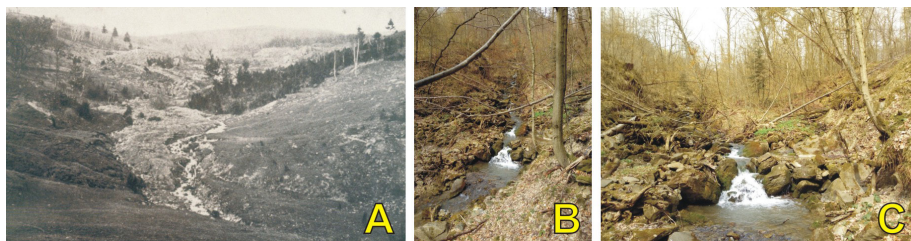
Współczesne czoło osuwiska nie zaznacza się w rzeźbie terenu, a o jego istnieniu można wnioskować jedynie na podstawie pozostałości materiału koluwalnego występującego w korycie Szklarki (Fot. 4). Dolna część jęzora osuwiskowego została zdeponowana w wąskim odcinku doliny potoku Szklarka, która z czasem doprowadziła do całkowitej jego erozji.



Fot. 4. Czoło obecnego osuwiska poddawane intensywnej erozji wgłębnej oraz bocznej potoku Szklarka – widok od południa (A), wschodu (B) i północy (C).

Photo 4. The toe of the current landslide intensively eroded by the Szklarka stream - view from the south (A), east (B) and north (C).

W 1913 roku jęzor osuwiska zasypał koluwiami koryto Szklarki na całej szerokości (Sawicki 1917). Główny nurt Szklarki został wówczas rozdzielony na dwa potoki, opływające frontową część jęzora z lewej i prawej strony (fot. 5). Po ustaniu ruchów osuwiska zaczął dominować proces rozcinania, rozmywania i transportu koluwiów. W 2018 roku zasięg czoła osuwiska z 1913 roku znaczyły tylko głazy i mniejsze fragmenty piaskowca, które były odporne na erozję oraz transport rzeczny. Niezmieniona została również sieć potoków, których dwie odnogi łączą się dokładnie w tym samym miejscu, gdzie 105 lat temu (fot. 5).



Fot. 5. Czoło osuwiska z 1913 roku (Sawicki 1917) (A) i to samo miejsce w 2018 r. (B, C).

Photo 5. The toe of the landslide from 1913 (Sawicki 1917) (A) and the same place in 2018 (B, C).

4.1.12. ZAGŁĘBIENIA BEZODPŁYWOWE I JEZIORKA OSUWISKOWE

W obrębie koluwium jęzora osuwiskowego licznie występują formy wklęsłe w postaci zagłębień i niecek o różnych kształtach, z których część jest okresowo wypełniana wodą. Tak powstają drobne jeziorka osuwiskowe, które z czasem wysychają. Wyjątkiem jest Beskidzkie Morskie Oko, które powstało w 1913 roku i jest jedynym stałym jeziorkiem na osuwisku Sawickiego (fot. 6).



Fot. 6. Beskidzkie Morskie Oko jest największym jeziorkiem osuwiskowym w tej części Karpat
Photo 6. Beskidzkie Morskie Oko is the largest landslide lake in this part of the Carpathians

4.2. FORMY FLUWIALNE

Osuwisko Sawickiego charakteryzuje się bardzo dużą gęstością występowania oraz wydajnością źródeł, a także gęstą siecią hydrograficzną (Gil 1979). Większość form fluwialnych stanowią doliny wciosowe (fot. 7A). W niektórych fragmentach ich dna występują listwy teras zalewowych o szerokości do 8 m (ryc. 11A; fot. 7B). Dominują koryta aluwialne natomiast koryta skalno-aluwialne są rzadkością. W dnie koryta przeważnie zalegają żwiry i rumowisko rzeczne (głazy, pnie i gałęzie drzew). Tylko w nielicznych miejscach koryta zajmują całą szerokość dolin bocznych. W dolnej części osuwiska występują dość powszechnie podcięcia erozyjne brzegów koryta, które z racji materiału budującego (głównie zwietrzeliny gliniasto-ilaste wymieszane ze żwirem) są podatne na erozję boczną (fot. 7C, D).



Fot. 7. Koryto potoku Szklarka w dolnej części osuwiska Sawickiego (A, B) oraz podcięcia erozyjne brzegów (C, D).

Photo 67 The Szklarka stream bed in the lower part of the Sawicki landslide (A, B) and stream bank erosion (C, D).

4.3. FORMY ANTROPOGENICZNE

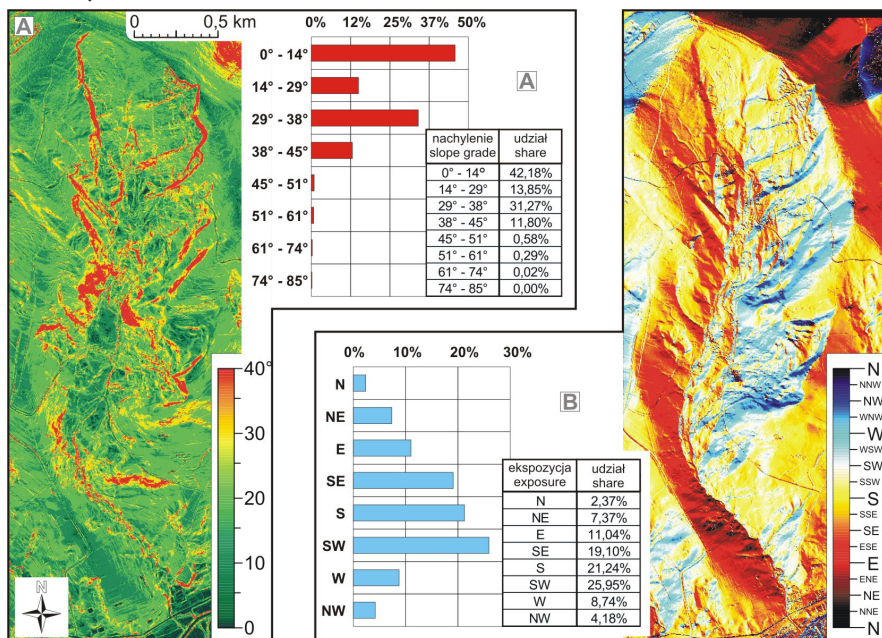
Działalność człowieka również przyczynia się do przekształceń powierzchni osuwiska Sawickiego. Polega ona przede wszystkim na budowie i eksploatacji dróg. W ciągu ostatniej dekady utworzono szereg nowych dróg leśnych, które składają się z umocnionego nasypu o wysokości 1-2 m, oraz utwardzonej żwirem i gliną nawierzchni. Zdecydowaną większość stanowią drogi o naturalnej, nieutwardzonej nawierzchni. Są one w największym stopniu podatne na erozję (Kiszka, 2010, 2016 a; Kiszka i Kijowska-Strugała, 2018). Duża część takich dróg posiada głębokie koleiny (10-50 cm), utworzone wskutek rozcinania nawierzchni przez ciężkie pojazdy mechaniczne (Affek i in., 2017).

W obszarach osuwiskowych problem rozcięć drogowych nabiera szczególnego znaczenia, ponieważ naturalne podłoże cechuje się niekorzystnymi właściwościami geotechnicznymi i wyjątkowo niską odpornością na erozję. Użytkowanie takiej drogi prowadzi w szybkim tempie do całkowitej degradacji nawierzchni i jej wyłączenia z ruchu. W takim przypadku musi zostać utworzona nowa droga zastępcza, biegnąca najczęściej obok drogi zniszczonej. Gdy również ta droga zostanie zniszczona, cały proces znów się powtarza, prowadząc do rozszerzenia strefy degradacji. Budowa utwardzonych dróg leśnych rozwiązała częściowo ten problem, jednak na całym obszarze osuwiska pozostała gęsta sieć nieużytkowanych i zarośniętych dróg z głębokimi koleinami.

4.4. NACHYLENIE TERENU I EKSPOZYCJA STOKÓW

Średnie nachylenie terenu doliny Szklarki w oparciu o dane laserowe ISOK wynosi około 22°. Według pomiarów punktowych z wykorzystaniem klinometru średnia wartość nachylenia dla wszystkich zmierzonych punktów wyniosła 21°. Należy jednak zwrócić uwagę na duże zróżnicowanie przestrzennego rozkładu nachylenia terenu. Największe wartości występują wzdłuż wschodniej i zachodniej granicy osuwiska, którą stanowią skarpa główna i skarpy boczne w górnej części osuwiska, a także strome stoki w części centralnej (ryc. 13A). Duże nachylenia są charakterystyczne dla powierzchni skarp bocznych (maksymalnie 82°). Największe nachylenie, mierzone punktowo za pomocą klinometru w miejscach poboru prób rdzeni z drzew wynosiło 60° (skarpa wtórna w najniższej części osuwiska, na prawym zboczu doliny). Sporym nachyleniem odznaczają się też zbocza głęboko rozciętych dolin wciosowych, brzegi koryta Szklarki w dolnej części osuwiska, oraz stoki części wypukłych form wewnątrzosuwiskowych (progi i wały).

Najmniejszym nachyleniem powierzchni odznaczają się obszary rozciągające się wzdłuż dna doliny Szklarki - w południowej (od 4 do 8°) oraz północnej części osuwiska, wyłączając strefy skarp wtórnych i progów osuwiskowych - około 12° (ryc. 13A). Największym udziałem charakteryzują się stoki o nachyleniu od 0 do 14° (ponad 40%) oraz o nachyleniu 29-38° (ponad 30%). Z kolei stoki o nachyleniu przekraczającym 45° zajmują łącznie niecały 1% powierzchni terenu (ryc. 13A).

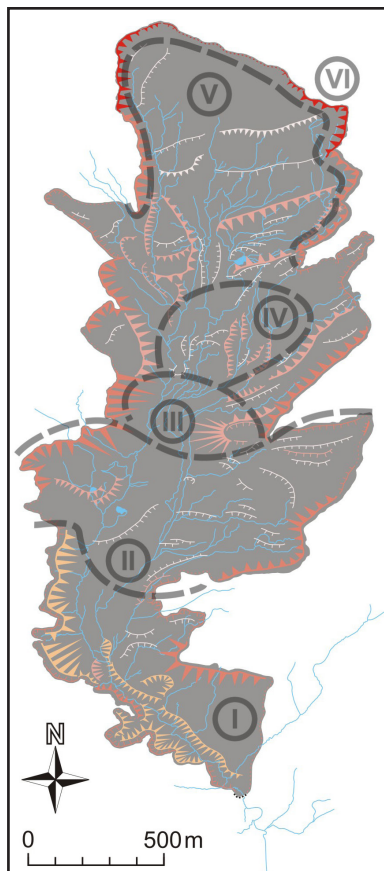


Ryc. 13. Nachylenie i struktura klas nachyleń stoków (A) oraz ekspozycja i struktura klas ekspozycji stoków (B) na osuwisku Sawickiego

Fig. 13. The grade with structure of slope classes (A) and slope exposure with structure of slope exposure classes (B) on the Sawicki landslide

Osuwisko Sawickiego położone jest na południowych stokach Maślanej Góry. Stoki o ekspozycji SW (26%), S (21%) oraz SE (19%) stanowią największy odsetek jego powierzchni (ryc. 13B), natomiast najmniejszym udziałem charakteryzują się stoki wyeksponowane w kierunku N, NW i NE. W wykresie struktury ekspozycji nie uwzględniono obszarów równinnych o nachyleniu $< 1^\circ$.

4.5. PODZIAŁ OSUWISKA SAWICKIEGO NA STREFY MORFOLOGICZNE



Ryc. 14. Podział osuwiska Sawickiego na strefy morfologiczne (I-VI)
 Fig. 14. Division of the Sawicki landslide into morphological zones (I-VI)

W oparciu o analizę rzeźby terenu oraz występowanie i charakter form wewnątrzosuwiskowych, w obrębie osuwiska Sawickiego zostało wydzielone sześć stref morfologicznych (ryc. 14). Pełnią one zasadniczo różne funkcje podczas formowania i transportu mas koluwalnych oraz różnią się między sobą m.in. rzeźbą terenu (urozmaiceniem oraz nachyleniem powierzchni, liczbą i układem form osuwiskowych) oraz prawdopodobnym sposobem przemieszczania się materiału koluwalnego w ich obrębie.

4.5.1. DOLNA STREFA KONCENTRYCZNA (I)

Jest to najniżej położona część osuwiska, zakończona czołem osuwiska, które jednak nie zarysowuje się w rzeźbie terenu. Dominującą rolę geomorfologiczną odgrywają tutaj procesy fluwialne. Strefa I obejmuje wąski fragment doliny Szklarki. Jest to obszar akumulacji koluwiów, w którym w przeszłości dochodziło do zatrzymania ruchów osuwiska. W górnym odcinku strefy dochodzi do połączenia trzech odnóg potoku Szklarki i formowania się głównego ciek wodnego, który charakteryzuje się dużą zdolnością do działalności erozyjnej i transportowej. Zachodnią część strefy I stanowi skarpa boczna, która jest nieustannie podcinana przez Szklarkę, co prowadzi do powstawania zsuwów wtórnych. Jest to najbardziej aktywna część strefy, oraz jeden z najbardziej aktywnych obszarów osuwiska Sawickiego. Przebieg koryta w tej strefie nawiązuje do litologicznej granicy pomiędzy warstwami gruboławicowych piaskowców z Mutnego a warstwami inoceramowymi.

4.5.2. NIŻSZA STREFA ZASILAJĄCA (II)

Jedna z największych powierzchniowo stref morfologicznych osuwiska jest położona powyżej strefy I, w miejscu największego rozszerzenia doliny Szklarki. Część centralną strefy II stanowi bezleśny fragment osuwiskowego dna doliny, cechujący się niewielkim nachyleniem terenu oraz pozornie równinnym charakterem (ryc. 14). Jest to obszar akumulacji mas koluwalnych, a ich miąższość L. Sawicki (1917) oszacował na 5-15 m. W tej części strefy stwierdzono obecność równoległych względem siebie wałów poprzecznych, powstałych przez ściskanie i nakładanie się na siebie kolejnych mas koluwalnych.

W zachodniej części strefy II znajduje się niewielki powierzchniowo obszar dostawy materiału koluwalnego, natomiast jej wschodnią część stanowi boczna nisza osuwiskowa, która jest jednym z największych i najaktywniejszych obszarów zasilających jęzor osuwiskowy. Jego rzeźba ma formę równoległych względem siebie osuwiskowych progów oraz wałów poprzecznych o schodkowym profilu podłużnym. Podczas kartowania terenowego w 2013 roku stwierdzono ślady aktywności osuwiska w 2010 roku.

II strefa morfologiczna stanowi najszerzy fragment osuwiska Sawickiego. Wynika to z budowy geologicznej – w podłożu występują łupki czerwone i łupki pstre, cechujące się małą odpornością oraz dużą podatnością na proces osuwania, a także piaskowce gruboławicowe i piaskowce ciężkowickie.

4.5.3. GÓRNA STREFA KONCENTRYCZNA (III)

III strefa morfologiczna osuwiska jest położona w obrębie wyższego zwężenia doliny Szklarki, które z kolei nawiązuje do przebiegu uskoku tektonicznego w obrębie gruboławicowych piaskowców z Mutnego, piaskowców ciężkowickich oraz łupków czerwonych i pstrych (ryc. 5). Od wschodu i zachodu strefę ograniczają strome zbocza doliny, które wymuszają zwężenie jęzora osuwiskowego do szerokości 150-200 m. Strefa ta charakteryzuje się typowym równoległym układem form osuwiskowych oraz sieci hydrograficznej, o przebiegu NE-SW. Zwężenie doliny wpłynęło na wzrost miąższości koluwiów. Występują tutaj wały podłużne oraz szczeliny podłużne. Jest to jednocześnie dolna strefa formowania się jęzora osuwiskowego.

4.5.4. STREFA CENTRALNA (IV)

IV strefa morfologiczna osuwiska jest zlokalizowana w środkowym odcinku doliny Szklarki, powyżej zwężenia III strefy. Cechuje się występowaniem licznych form wewnątrzosuwiskowych, takich jak progi osuwiskowe, wały poprzeczne, szczeliny poprzeczne, rowy rozpadlinowe oraz zagłębienia bezodpływowe. Ma kształt trójkąta zwężającego się w kierunku południowym. Dochodzi tutaj do koncentracji przemieszczających się mas koluwalnych, dostarczanych z wyżej położonych stref V i VI. Podłoże stanowią gruboławicowe piaskowce i łupki (piaskowce z Mutnego). Strefy III i IV charakteryzują się najmniejszą powierzchnią spośród wszystkich stref morfologicznych.

4.5.5. WYŻSZA STREFA ZASILAJĄCA (V)

Położona w najwyższej części jęzora osuwiskowego strefa V charakteryzuje się występowaniem licznych skarp wtórnych, progów osuwiskowych, wałów poprzecznych oraz zagłębień bezodpływowych i jeziorek osuwiskowych. Profil podłużny strefy cechuje się schodkowym układem poszczególnych form (ryc. 11). W górnej części strefy znajduje się największy w całym jęzorze system równoległych wałów poprzecznych, szczelin, rowów i nasunięć (ryc. 12). V strefa morfologiczna stanowi największy obszar zasilania jęzora osuwiskowego w koluwium. Podłoże tej części osuwiska jest zbudowane z warstw magurskich (piaskowce gruboławicowe i łupki facji glaukonitowej).

4.5.6. STREFA SKARPY GŁÓWNEJ I BOCZNEJ (VI)

Najwyżej położona strefa morfologiczna osuwiska Sawickiego, która obejmuje skarpe główną oraz północne fragmenty skarp bocznych. Wschodni oraz zachodni fragment VI strefy morfologicznej jest jednym z najbardziej aktywnych obszarów osuwiska Sawickiego. Powyżej skarpy głównej występują szczeliny poprzeczne oraz niewielkie rowy rozpadlinowe, natomiast wzdłuż skarp bocznych sporadycznie występują podłużne obniżenia terenu – ślady po dawnych szczelinach podłużnych. Strefa VI stanowi górną granicę osuwiska. Jej podłoże stanowią skały warstw magurskich.

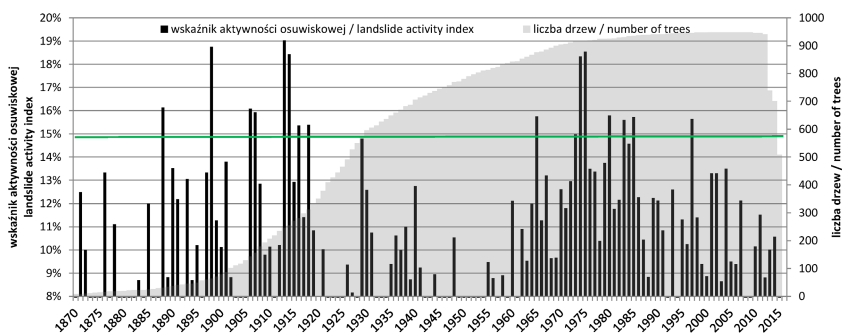
5. AKTYWNOŚĆ OSUWISKA SAWICKIEGO

Analizę dendrogeomorfologiczną aktywności osuwiska Sawickiego przeprowadzono w odniesieniu do całej jego powierzchni oraz oddzielnie dla stanowisk i podstanowisk pomiarowych. Celem badań było wykazanie złożoności ruchu w obrębie dużego osuwiska, jakim jest osuwisko Sawickiego, a także wydzielenie obszarów aktywnych, obejmujących zarówno cały teren osuwiska, jak i tych, które objęły jedynie niektóre jego fragmenty.

5.1. AKTYWNOŚĆ OSUWISKA W ODNIESIENIU DO CAŁKOWITEJ POWIERZCHNI

Wskaźnikiem najlepiej oddającym frekwencję sygnałów dendrogeomorfologicznych, powszechnie stosowanym przez dendrochronologów, jest indeks zdarzeń (Stoffel i Perret, 2006; Kaczka i in., 2015). Oznacza on udział procentowy liczby datowanych drzew z zaburzeniami wzrostu przyrostów rocznych w ogólnej liczbie przebadanych drzew w danym roku. Za próg aktywności osuwiskowej przyjęto kwantyl stopnia dziewiątego ($q_{0,9}$), który jest równy wartości indeksu aktywności osuwiskowej wynoszącego 15%.

W latach 1898, 1913-1914 oraz 1974-1975 dendrochronologiczne sygnały przemieszczeń podłoża zostały zapisane w przyrostach rocznych największej grupy drzew, stanowiącej ponad 18% wszystkich badanych drzew, rosnących w danym okresie na osuwisku Sawickiego. W latach: 1888, 1906-1907, 1916, 1918, 1929, 1965, 1973, 1980, 1983-1985, 1997 ruchy masowe spowodowały reakcję przyrostów rocznych w pniach drzew, których liczebność przekroczyła próg 15%. W pozostałych latach aktywność osuwiska objęła tylko niewielkie jego fragmenty, albo miała miejsce stabilizacja większości koluwiów (ryc. 15).



Ryc. 15. Czasowe zróżnicowanie aktywności osuwiska Sawickiego na podstawie wszystkich przebadanych drzew

Fig. 15. Temporal differentiation of the Sawicki landslide activity on the basis of all tested trees

Analiza aktywności tak dużego i skomplikowanego osuwiska, przeprowadzona w odniesieniu do całej jego powierzchni, może być obciążona pewnym błędem, który może wynikać z nierównomiernego rozmieszczenia badanych drzew. Aby bardziej precyzyjnie określić czas aktywności poszczególnych fragmentów osuwiska Sawickiego, należy przeprowadzić analizę dendrogeomorfologiczną w podziale na stanowiska i podstanowiska pomiarowe. Im mniejsza część powierzchni osuwiska została poddana osobnej analizie, tym bardziej dokładny powinien być otrzymany wynik.

5.2. AKTYWNOŚĆ OSUWISKA W OBREBIE STANOWISK POMIAROWYCH

Wartości progowe, rozdzielające ciąg czasowy na lata aktywne i nieaktywne pod względem przemieszczeń kolumium wyznaczono na podstawie kwantyla stopnia dziewiątego ($q^{0,9}$). Najniższym poziomem progowym cechuje się stanowisko C (15%), natomiast najwyższym stanowisko pomiarowe H (24%) (tab. 4). Wartości te wynikają z łącznego udziału drzew, których układ przyrostów rocznych świadczy o przemieszczaniu podłoża.

Lata, w których aktywność osuwiskowa została zarejestrowana na największej liczbie stanowisk pomiarowych to: 1974 i 1975 (7 stanowisk), 1913-1914 (5 stanowisk), 1916 (5 stanowisk) i 1985 (5 stanowisk) (tab. 4). Okresy, w których przemieszczenia podłoża stwierdzono co najmniej na 3 stanowiskach badawczych (nie licząc wymienionych wyżej lat) to: 1906-1908, 1917-1918, 1929-1930, 1965, 1970, 1973, 1977, 1980, 1983, 1997 i 2004 (tab. 5).

Ruch osuwiska w roku 1913 zapisał się głównie w słojach drzew występujących w jego górnej części (stanowiska F, G, I, J, K), natomiast dla drzew porastających stanowiska w części centralnej (D, E, F, G, H) charakterystyczne jest roczne opóźnienie sygnału aktywności ruchów masowych w przyrostach rocznych badanych drzew (tab. 5).

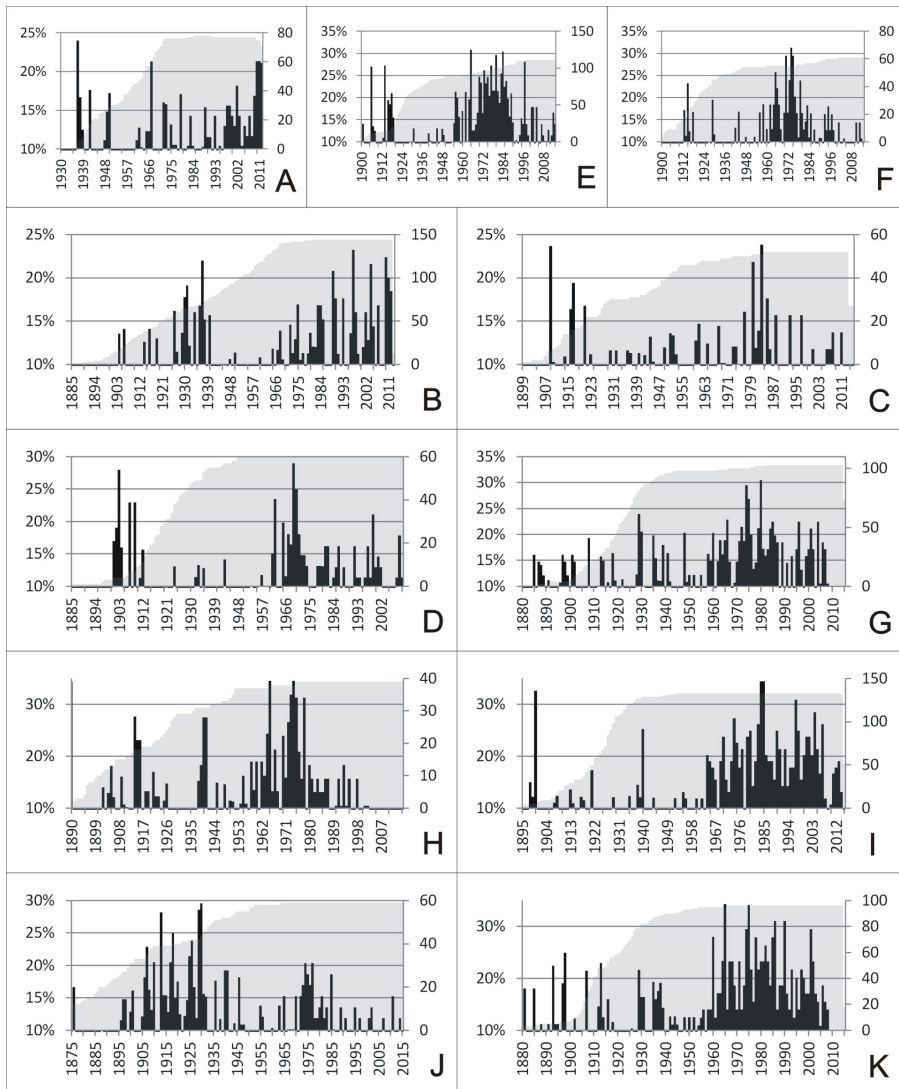
Tabela 4. Lata ze wzmożoną aktywnością osuwiska Sawickiego w obrębie poszczególnych stanowisk badawczych, wyznaczone w oparciu o wartość progową kwantyla $q_{0,9}$

Stanowisko badawcze	Wartość progowa	Lata największej aktywności podłoża na stanowisku badawczym (usytuowanie stanowisk prezentuje ryc. 3)
A	17%	1937-1938, 1942, 1950, 1967, 1979, 2002, 2009-2012
B	18%	1904, 1906, 1916, 1926, 1930-1931, 1934, 1936-1937, 1989, 1997, 2004, 2010
C	15%	1909, 1916-1917, 1921, 1944, 1961, 1968, 1977, 1980, 1983, 1985, 1988, 1993, 1997
D	18%	1906-1909, 1912, 1914, 1916-1917, 1967, 1970, 1974-1975, 2004
E	19%	1901, 1906, 1914, 1916-1919, 1965, 1970, 1973, 1975, 1977, 1980, 1983-1984, 1997
F	17%	1913-1915, 1918, 1929, 1965-1966, 1971, 1973-1975, 1979
G	17%	1901-1902, 1908, 1913-1914, 1918, 1929-1930, 1966, 1974-1975, 1980, 1985, 1996, 2004
H	24%	1890, 1914-1916, 1940-1941, 1964-1965, 1970, 1972-1975, 1978
I	17%	1898-1900, 1907-1908, 1913, 1921, 1974, 1983-1985, 1997, 2004, 2007
J	19%	1907, 1910, 1913, 1917-1918, 1925-1926, 1929-1930, 1940-1941, 1974-1975, 1977, 1985
K	20%	1893, 1898, 1907, 1913, 1960, 1965, 1974-1975, 1978, 1985-1986, 1990, 2001

Tabela 5. Okresy aktywności osuwiskowej, zapisane w przyrostach drzew na co najmniej trzech stanowiskach badawczych (czarne pole oznacza aktywność ruchów masowych)

Stanowisko	1906	1907	1908	1913	1914	1916	1917	1918	1929	1930	1965	1970	1973	1974	1975	1977	1980	1983	1985	1997	2004	
A																						
B	■					■				■											■	■
C																						
D	■					■						■										■
E	■																					
F																						
G																						
H																						
I		■	■	■																	■	■
J																						
K																						
Suma	3	4	3	5	5	5	4	4	3	3	4	3	3	7	7	3	3	3	5	4	4	

Reaktywacja osuwiska w 1974 roku pozostawiła liczne ślady przemieszczeń, zarejestrowanych w postaci nagłych zmian asymetryczności układu pierścieni drzew w obrębie siedmiu stanowisk pomiarowych, zlokalizowanych w strefie skarpy głównej oraz w środkowej części jezora osuwiskowego. Większy zasięg ruchów masowych względem lat 1913-1914 może wynikać z ograniczeń związanych z niewielką liczbą drzew starych, rosnących w tamtym czasie na osuwisku Sawickiego. Warto również zauważyć, że na stanowisku A nie stwierdzono ruchów podłoża w 1974-1975 roku. Świadczy to o odrębnym charakterze najniżej położonego stanowiska pomiarowego, na którym stabilność koluwiów jest uzależniona w większym stopniu od skali procesów fluwialnych niż na innych stanowiskach badawczych.



Ryc. 16. Czasowe zróżnicowanie aktywności ruchów masowych na poszczególnych stanowiskach badawczych (A-K). Objaśnienia: czarne słupki: indeks aktywności podłoża; szare pole – liczba opróbowanych drzew w poszczególnych latach na danym stanowisku badawczym
 Fig. 16. Temporal differentiation of the mass movements activity at research sites (A-K). Explanations: black bars: ground activity index; gray field – the number of trees tested in particular years on a particular research site

Czasowy rozkład aktywności osuwiska w poszczególnych stanowiskach badawczych charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem (ryc. 16). Najbardziej odmiennym rozkładem w porównaniu do innych części osuwiska charakteryzuje się stanowisko A. Największa aktywność ruchów masowych zaznacza się w trzech okresach: druga połowa lat 30., druga połowa lat 60. oraz lata 2009-2012 (ryc. 16A). W pozostałych latach ruch podłoża zapisał się w mniejszej liczbie drzew i cechował się regularną powtarzalnością, co jest związane z aktywnością

procesów fluwialnych. Na stanowisku B można wyróżnić dwie fazy wzmożonej aktywności osuwiskowej: pierwsza miała miejsce w latach 1925-40, natomiast druga faza (1965-2012) cechuje się rosnącym natężeniem procesów osuwiskowych (ryc. 16B). Aktywność przemieszczeń koluwium w obrębie stanowisk pomiarowych C i D koncentruje się głównie w dwóch okresach (I: 1908-1920 i II: 1960-1985), natomiast w pozostałych latach aktywność ta była mniejsza (ryc. 16C, D). Większość stanowisk pomiarowych, położonych głównie w górnej części jęzora osuwiskowego oraz w strefie skarpy głównej, odznacza się występowaniem jednej, przeważnie długiej fazy wzmożonej aktywności osuwiska, która z reguły przypada na drugą połowę XX wieku (ryc. 16E, F, G, H, I, K). Może to wynikać z braku starszych drzew w tej części osuwiska, które prawdopodobnie zostały zniszczone w 1913 r. Stanowisko pomiarowe J, położone we północno-zachodniej części jęzora osuwiskowego, również charakteryzowało się skupieniem przemieszczeń koluwium w jednym, długim okresie, który jednak w tym przypadku miał miejsce w pierwszej połowie XX wieku (ryc. 16J). W porównaniu do pozostałych obszarów osuwiska, na stanowisku tym występują stare drzewa, które umożliwiły zapis aktywności ruchów masowych właśnie w tym okresie.

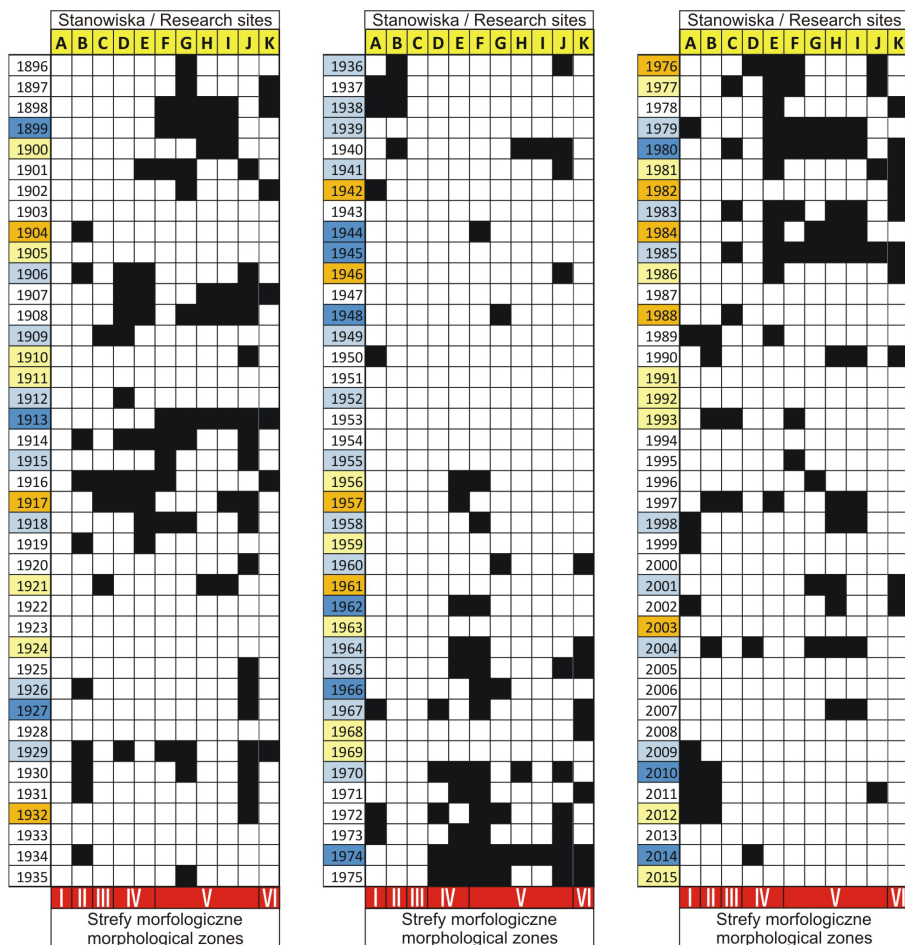
Analizując rozkład czasowy dendrochronologicznych sygnałów przemieszczeń podłoża, wyznaczonych według wartości progowej 15% dla wszystkich stanowisk badawczych, można wyróżnić kilka okresów wzmożonej aktywności ruchów osuwiska Sawickiego, które rozdzielają fazy względnego spokoju o bardzo zróżnicowanej długości trwania. Fazy aktywności nigdy nie obejmują całego osuwiska równocześnie, przeważnie ruchom podlegają jego fragmenty położone w IV oraz V strefie morfologicznej (ryc. 17).

Można wyróżnić 5 głównych faz aktywności osuwiska, charakteryzujących się największym zasięgiem przestrzennym i trwających kilka lat (ryc. 17):

- Faza 1 (1896-1902) – górna część jęzora osuwiskowego, V strefa morfologiczna
- Faza 2 (1906-1909) – w okresie największego natężenia 1907-1908 obejmowała znaczną powierzchnię osuwiska (strefy II-VI), chociaż rozpoczęła się w południowej jego części
- Faza 3 (1913-1918) – katastrofa osuwiskowa opisana m.in. przez Sawickiego (1917). Objęła całe osuwisko (strefy I-VI). Reakcja przyrostów drzew na zmiany w podłożu trwała nawet do 6-7 lat.
- Faza 4 (1970-1985) – najdłuższa i najlepiej zarejestrowana w badanych drzewach. Objęła większą część osuwiska, najsłabiej zapisując się w dolnym fragmencie jego jęzora (I i II strefa morfologiczna).
- Faza 5 (2009-2012) – cechowała się najmniejszym zasięgiem, obejmując głównie dolną część jęzora osuwiskowego (I i II strefa morfologiczna). Pozostała część osuwiska odznaczała się w tym okresie brakiem większych przemieszczeń koluwium.

Niektóre wydzielone okresy (np. faza 4) można podzielić na krótsze epizody osuwiskowe, występujące na przemian z okresami cechującymi się spadkiem aktywności ruchów osuwiskowych (ryc. 17). Oprócz wydzielonych powyżej

głównych faz aktywności osuwiskowej można również wyróżnić okresy niestabilności koluwiów o znacznie mniejszym zasięgu terytorialnym i krótszym czasie trwania (1929, 1940, 1956, 1962, 1964-1967, 1989-1990, 1993, 1997-1998, 2001-2002, 2004 i 2007) oraz okresy względnie spokojne (m.in. pierwsza połowa lat 50., 1903-1904, 1910-1911, 1922-1924, 1968-1969, 1991-1992) (ryc. 17).

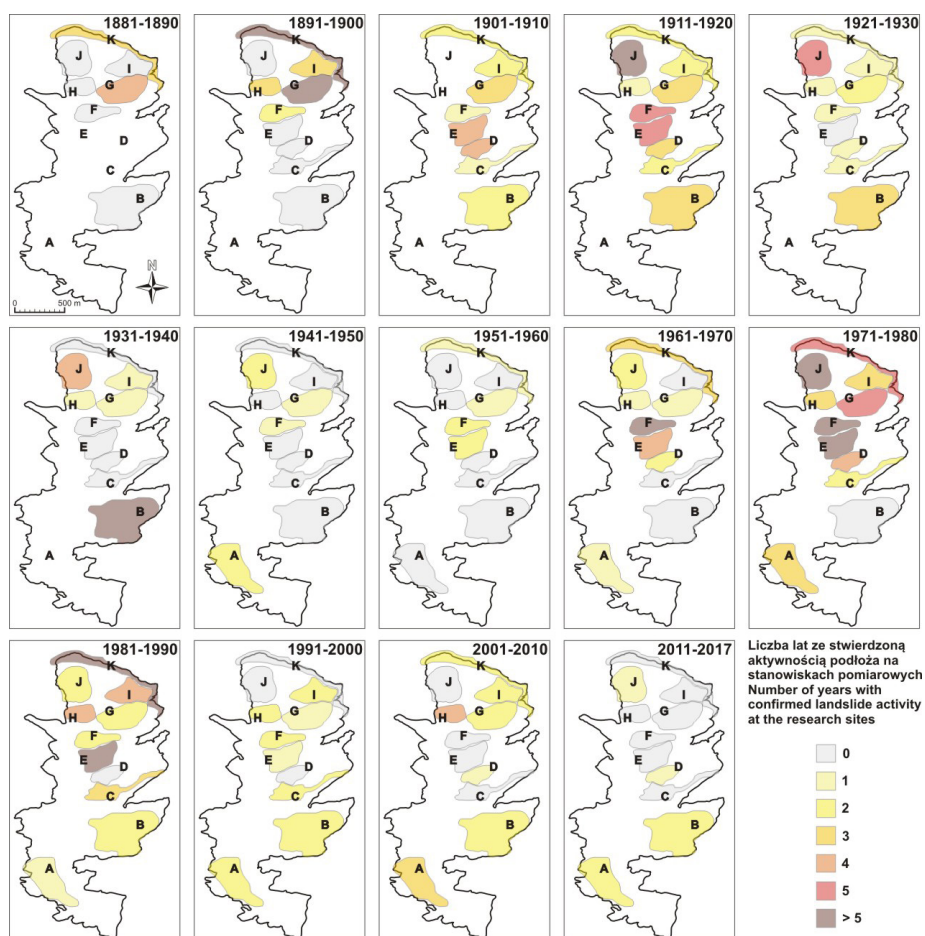


Ryc. 17. Czasowo-przestrzenny rozkład aktywności ruchów masowych w podziale na stanowiska pomiarowe (przy założeniu wartości progowej na poziomie 15% dla stanowisk pomiarowych – czarne tło oznacza występowanie aktywności osuwiskowej); kolory w kolumnie 1 nawiązują do klasyfikacji opadowej (ryc. 10)

Fig. 17. The spatial and temporal schedule of the mass movements activity by research sites (assuming a threshold value of 15% for all research sites – a black background mean the occurrence of landslide activity); the colors in 1st column refer to the precipitation classification (Fig. 10)

Przestrzenno-czasowa charakterystyka aktywności osuwiskowej stanowisk pomiarowych została dodatkowo zestawiona w przedziałach dziesięcioletnich. Dzięki temu powstał ogólny, schematyczny zarys dynamiki ruchów osuwiska Sawickiego (ryc. 18). Pod koniec XIX wieku (dwie ostatnie dekady) aktywność osuwiska Sawickiego miała miejsce wyłącznie w północnej części osuwiska.

W latach 1881-1890 ślady ruchów podłoża zostały zarejestrowane przez drzewa w górnym jeziorze osuwiskowym, gdzie występują liczne skarpy wtórne i progi osuwiskowe (4 lata wzmożonej aktywności osuwiska), a także w strefie skarpy głównej (ryc. 18). W dekadzie 1891-1900 miała miejsce kontynuacja przemieszczeń koluwium na stanowiskach G i K, a łączny czas aktywności osuwiskowej tych stanowisk przekroczył 5 lat. Krótkotrwała aktywność została również zarejestrowana w przyrostach rocznych drzew porastających północne fragmenty jeziora w V strefie morfologicznej (stanowiska F, H, I). W kolejnych dwóch dekadach (1901-1920) osuwisko było aktywne na całej powierzchni. W latach 1901-1910 najdłuższym okresem niestabilności (4 lata) charakteryzowała się IV strefa morfologiczna, natomiast w okresie 1911-1920 wzmożona aktywność ruchów osuwiska zaznaczyła się w największym stopniu w środkowej i górnej części jeziora osuwiskowego, oraz w II strefie morfologicznej.



Ryc. 18. Zróznicowanie aktywności ruchów masowych na stanowiskach pomiarowych zestawione dla dziesięcioletnich przedziałów czasowych

Fig. 18. Differentiation in the mass movements activity at research sites in ten-year time intervals

Dwie kolejne dekady cechuje koncentracja ruchów masowych w północno-zachodniej oraz południowo-wschodniej części jezora osuwiskowego. W latach 1921-1930 najdłuższy czas trwania aktywności osuwiskowej miał miejsce na stanowisku J (5 lat) w V strefie morfologicznej, oraz w strefie II na stanowisku B (3 lata), natomiast pozostałe fragmenty badanego osuwiska odznaczały się przemieszczeniami koluwiów, trwającymi przeważnie 1 rok. Od lat 20-tych do końca lat 50-tych XX wieku środkowa część jezora osuwiska była najbardziej stabilnym obszarem osuwiska, z wyjątkiem dziesięciolecia 1931-1940, gdzie największa koncentracja przemieszczeń koluwiów objęła II strefę morfologiczną (stanowisko B).

W dwudziestoleciu 1941-1960 obszar osuwiska Sawickiego charakteryzował się niewielką liczbą przemieszczeń koluwalnych, a 64% wszystkich stanowisk pomiarowych cechowała stabilizacja materiału koluwalnego (ryc. 18). W latach 60-tych XX wieku zauważalny jest gwałtowny wzrost aktywności osuwiskowej, która najdłużej trwała m.in. w IV strefie morfologicznej (stanowiska E, F, D). Obszar wolny od ruchów masowych obejmował w tym czasie głównie II i III strefę morfologiczną, a w następnym dziesięcioleciu (1971-1980) wyłącznie strefę II (stanowisko B). Lata 70. cechuje największy zasięg oraz czas trwania przemieszczeń koluwiów. Północna część jezora osuwiskowego była aktywna przez większą część dekady, podobnie jak strefa skarpy głównej. Ten sam obszar (IV, V i VI strefa) wyróżniała się długim okresem aktywności osuwiskowej w dekadzie 1981-1990.

Lata 90-te XX wieku charakteryzowały się znacznym ograniczeniem ruchów masowych – średnia długość okresu niestabilności podłoża wynosiła wówczas około 20 miesięcy (ryc. 18). Pierwsza dekada XXI wieku cechowała się niewielkim wzrostem aktywności osuwiskowej, głównie w północnozachodnim fragmencie jezora osuwiskowego (stanowisko H), natomiast po 2010 roku ruchy mas koluwalnych były rejestrowane przede wszystkim w dwóch najniższych strefach morfologicznych osuwiska Sawickiego (ryc. 18).

5.3. AKTYWNOŚĆ OSUWISKA W PODSTANOWISKACH POMIAROWYCH

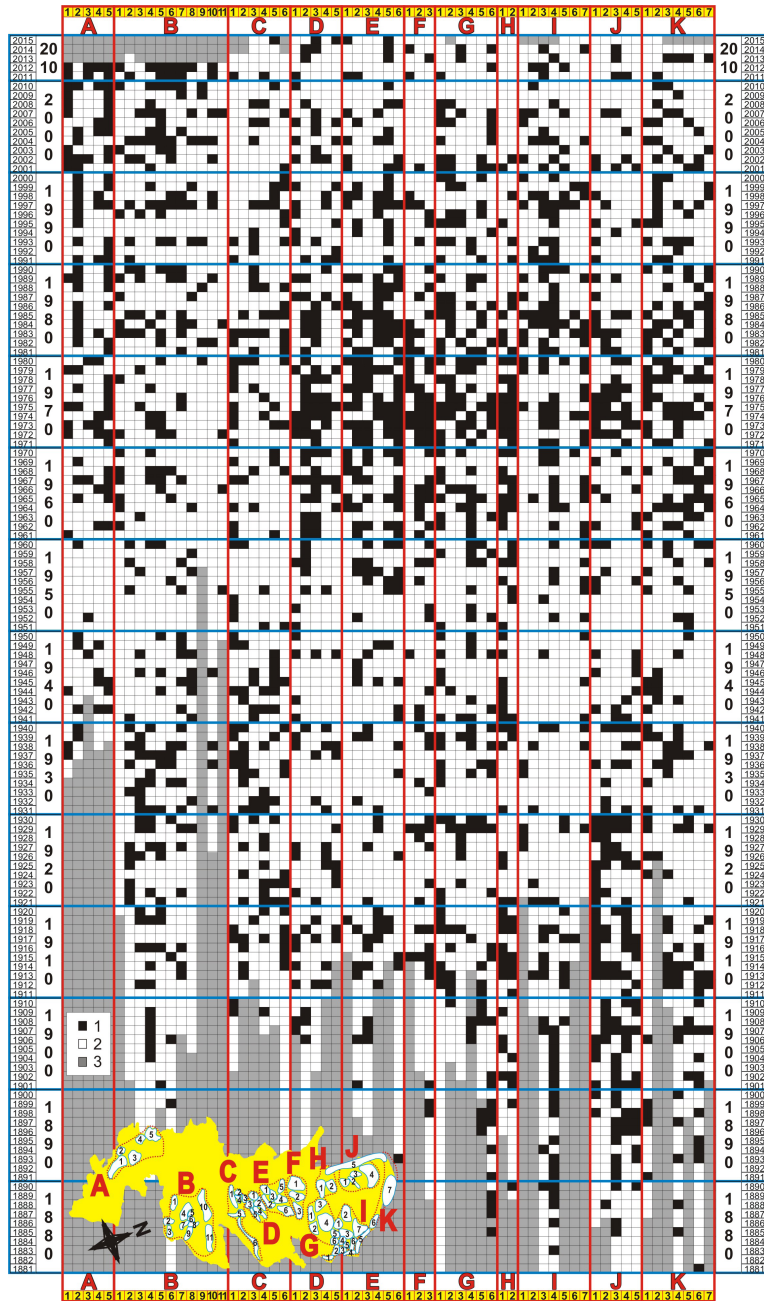
Stanowiska pomiarowe, cechujące się dużym zróżnicowaniem pod względem powierzchni i liczebności badanych drzew, zostały podzielone na jednostki niższego rzędu –podstanowiska pomiarowe, które w porównaniu do stanowisk charakteryzują się mniejszą powierzchnią oraz bardziej porównywalną liczbą przebadanych drzew, przypadającą na każde podstanowisko pomiarowe. W obrębie 11 stanowisk pomiarowych wydzielono 63 podstanowiska pomiarowe (tab. 2; ryc. 3B).

Obraz przestrzenno-czasowy aktywności osuwiska Sawickiego w podziale na podstanowiska charakteryzuje się większym stopniem złożoności (ryc. 19). Podział na mniejsze powierzchnie sprawił, że jednoznaczne odróżnienie okresów aktywnych i nieaktywnych (jak w przypadku stanowisk) jest znacznie trudniejsze. Przykładowo okresy uznane za spokojne na podstawie dendrogeomorfologicznej charakterystyki stanowisk pomiarowych, które oddzielają 1, 2 i 3 fazę aktywności ruchów masowych, są w przypadku analizy przemieszczeń w podstanowiskach pomiarowych znacznie słabiej dostrzegalne. Jest to spowodowane występowaniem ruchów masowych również w tych latach, chociaż objęły one znacznie mniejszą liczbę podstanowisk pomiarowych (ryc. 19, 20).

Szczegółowa analiza dendrogeomorfologiczna w odniesieniu do 63 podstanowisk umożliwia wydzielenie w obrębie badanego osuwiska fragmentów o dużej, średniej oraz niskiej koncentracji dendrogeomorfologicznych sygnałów niestabilności podłoża w określonym czasie. Pozwala to na bardziej precyzyjne określenie obszaru przemieszczeń w danym czasie.

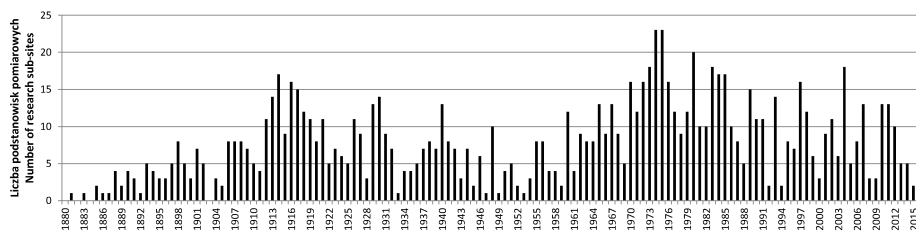
W dekadzie 1881-90 analiza zróżnicowania przemieszczeń koluwalnych została wykonana jedynie dla części podstanowisk w północnej części osuwiska ze względu na niewystarczającą liczbę starych drzew. W tym czasie nie stwierdzono aktywności osuwiskowej (ryc. 21A). Okres 1881-1900 cechował się przeciętnymi opadami atmosferycznymi oraz występowaniem lat suchych i ekstremalnie suchych. Ożywienie procesów osuwiskowych miało miejsce w 1898 i 1899 roku w części zachodniej strefy skarpy głównej oraz w podstanowiskach pomiarowych górnej części jęzora. Lata 1900-1905 to okres suchy, odznaczający się spadkiem aktywności osuwiskowej. W wilgotnym roku 1906 nastąpiło uaktywnienie podstanowisk wzdłuż linii o przebiegu NNW-SSE, rozciągającej się od II strefy morfologicznej do NW części jęzora osuwiskowego i skarpy głównej. Do roku 1909 liczba podstanowisk z przemieszczeniami koluwium utrzymywała się na porównywalnym poziomie, obejmując obszary coraz niżej położone, natomiast w suchych latach 1910-1911 doszło do znaczącego spadku aktywności osuwiskowej (ryc. 21A). W wilgotnym okresie 1912-1918 w wielu fragmentach osuwiska wystąpiły przemieszczenia podłoża. W roku 1912 ruchy masowe objęły głównie środkową część jęzora osuwiskowego w IV strefie morfologicznej, oraz część NE strefy skarpy głównej.

Lata 1913-1918 (3 faza aktywności osuwiska Sawickiego) zaznaczają się licznymi przemieszczeniami koluwiów, które objęły podstanowiska pomiarowe wszystkich stref morfologicznych z wyjątkiem I, przy czym ich liczba jest większa w górnej części jęzora osuwiskowego niż w jego części dolnej (ryc. 19). Ekstremalnie wilgotny rok 1913, w którym wystąpiło katastrofalne uruchomienie osuwiska (Sawicki 1917), zapisał się przede wszystkim w obrębie strefy skarpy głównej, natomiast w kolejnych latach ruchy osuwiskowe obejmowały podstanowiska położone w III, IV i V strefie morfologicznej, a w 1916 także strefę II. Trwały one do roku 1920 (ryc. 21A).



Ryc. 19. Czasowo-przestrzenny rozkład aktywności ruchów osuwiskowych w podziale na podstawowiska pomiarowe (przy założeniu wartości progowej na poziomie 15% dla wszystkich podstawowisk). 1) stwierdzona aktywność osuwiskowa; 2) brak aktywności osuwiskowej; 3) brak danych – niewystarczający wiek badanych drzew

Fig. 19. The spatial and temporal schedule of the mass movements activity by research sub-sites (assuming a threshold value of 15% for all research sub-sites. 1) landslide activity; 2) lack of landslide activity; 3) no data – insufficient age of the sampled trees

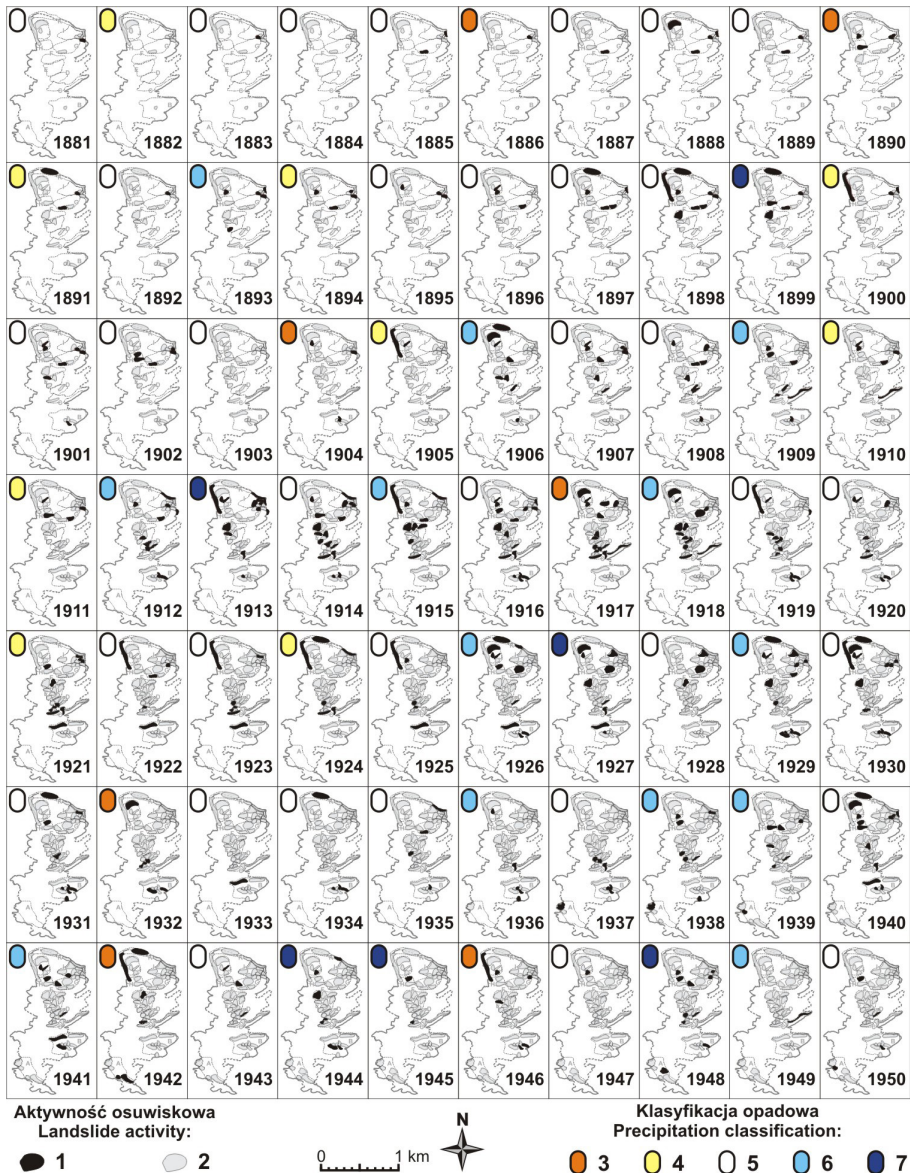


Ryc. 20. Liczba podstanowisk wykazujących aktywność ruchów masowych w poszczególnych latach

Fig. 20. Number of research sub-sites with mass movements activity in particular years

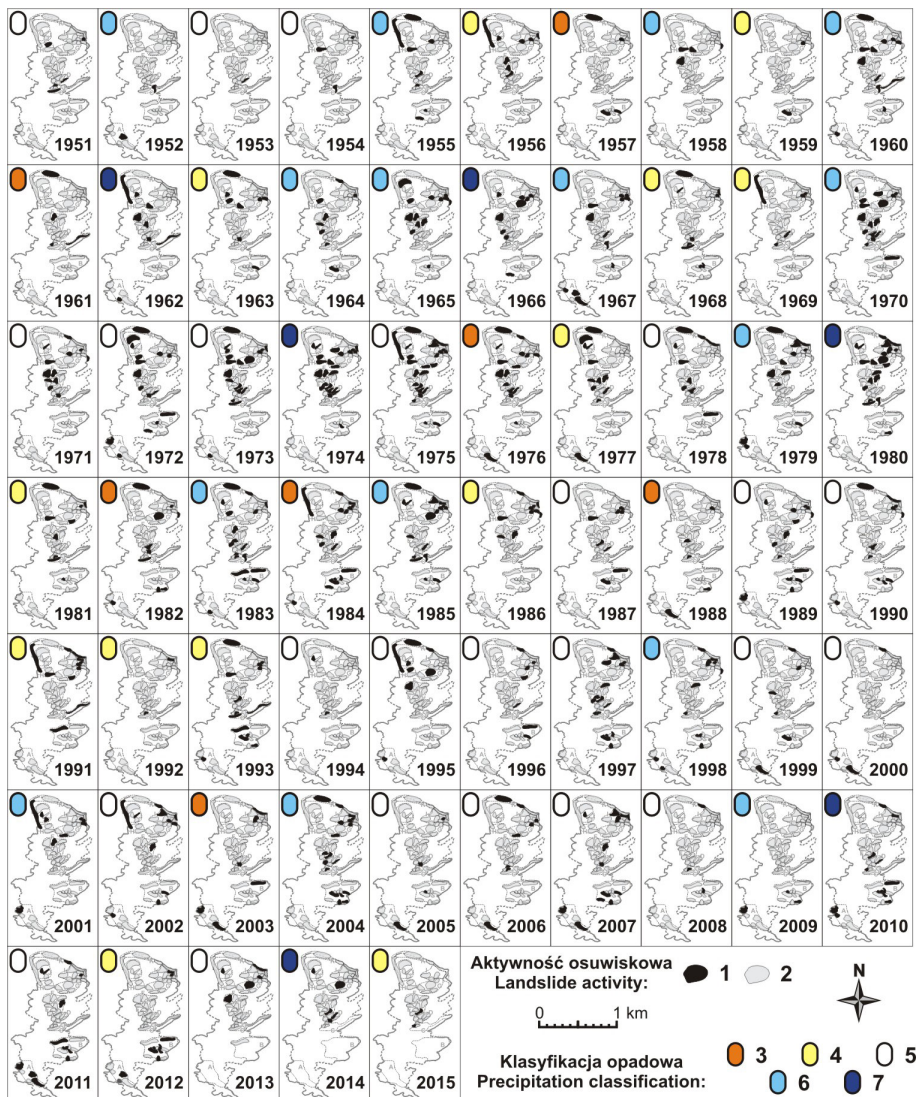
W pierwszej połowie lat 20. XX wieku (lata suche i normalne) przemieszczanie koluwiów miało miejsce w II i IV strefie oraz NW części VI strefy morfologicznej, natomiast druga jej połowa (lata wilgotne i normalne) zaznacza się niewielkim wzrostem liczby aktywnych podstanowisk, koncentrujących się w największym stopniu w górnej (V strefa) części jezora osuwiskowego, oraz w części SE (II strefa). W roku 1931 ruchy osuwiska miały miejsce przede wszystkim w II strefie morfologicznej, a w pozostałych strefach badanego osuwiska aktywne były pojedyncze podstanowiska (ryc. 21A). Od ekstremalnie suchego roku 1932 miało miejsce ustabilizowanie podłoża. W drugiej połowie lat 30-tych XX wieku nastąpiły lata wilgotne (1936, 1938, 1939), w których przemieszczenia objęły tylko niewielką liczbę podstanowisk pomiarowych, występujących w górnej lub dolnej części jezora osuwiskowego. Dopiero w roku 1940 miały miejsce wzmożone ruchy całej powierzchni osuwiska, które objęły podstanowiska układające się wzdłuż linii od NW skarpy głównej do południowo-wschodniego fragmentu jezora osuwiskowego (ryc. 21A). Rok później liczba aktywnych podstanowisk zmniejszyła się, a w ekstremalnie suchym roku 1942 przemieszczenia koluwiów wystąpiły w I strefie morfologicznej i w strefie skarpy głównej.

W roku 1943 odnotowano ustabilizowanie większości podstanowisk pomiarowych, które może wynikać z rocznego opóźnienia względem ekstremalnie suchego roku 1942. Dwa kolejne lata (1944-1945) cechowały się ekstremalnie wysokimi opadami rocznymi, jednak aktywność osuwiskowa miała miejsce tylko w 1944 roku, obejmując po kilka podstanowisk w II, III i IV strefie morfologicznej. W ekstremalnie suchym roku 1946 kilka podstanowisk uległo uaktywnieniu, jednak rok później wszelka aktywność osuwiskowa zanikła (efekt opóźnienia rocznego). W ekstremalnie wilgotnym roku 1948 doszło do reaktywacji koluwiów w górnej części jezora osuwiskowego, obejmując podstanowiska V strefy morfologicznej, ale rok później przemieszczenia podłoża ponownie ustały (ryc. 19). Brak aktywności osuwiskowej podstanowisk trwał do 1955 r., w którym doszło do przemieszczenia koluwiów w strefie skarpy głównej, a rok później także w strefie V (ryc. 21B).



Ryc. 21 A. Aktywność ruchów masowych w podstawowiskach pomiarowych w okresie 1881-1950 z odniesieniem do klasyfikacji opadowej. Objasnienia: 1) stwierdzona aktywność osuwiskowa; 2) brak aktywności osuwiskowej; 3) rok ekstremalnie suchy; 4) rok suchy; 5) rok przeciętny; 6) rok wilgotny; 7) rok ekstremalnie wilgotny

Mass movements activity at resresearch sub-sites in the period 1881-1950 with reference to the precipitation classification. Explanations: 1) landslide activity; 2) lack of landslide activity; 3) extremely dry year; 4) dry year; 5) average year; 6) wet year; 7) extremely wet year



Ryc. 21 B. Aktywność ruchów masowych w podstawiskach pomiarowych w okresie 1951-2015 z odniesieniem do klasyfikacji opadowej. Objasnienia: 1) stwierdzona aktywność osuwiskowa; 2) brak aktywności osuwiskowej; 3) rok ekstremalnie suchy; 4) rok suchy; 5) rok przeciętny; 6) rok wilgotny; 7) rok ekstremalnie wilgotny

Mass movements activity at research sub-sites in the period 1951-2015 with reference to the precipitation classification. Explanations: 1) landslide activity; 2) lack of landslide activity; 3) extremely dry year; 4) dry year; 5) average year; 6) wet year; 7) extremely wet year

Kolejny okres wzrostu aktywności ruchów masowych w obrębie podstawisk pomiarowych osuwiska Sawickiego miał miejsce w wilgotnym roku 1960, obejmując głównie V strefę morfologiczną oraz pojedyncze podstawiska w pozostałych strefach. Ruchy te ustały w następnym, ekstremalnie suchym 1961 roku. Wilgotny okres 1962-1967 charakteryzuje wzmożona aktywność przemieszczenia koluwiów, obejmujących podstawiska środkowej i górnej części

jęzora osuwiskowego (II, IV i V strefa), o maksymalnym zasięgu w roku 1965 i 1966. W roku 1967 również duża koncentracja ruchów osuwiskowych miała miejsce w I strefie morfologicznej. W latach suchych 1968-1969 nastąpił znaczny spadek liczby podstanowisk objętych przemieszczeniami podłoża (ryc. 21B).

Największa aktywność przemieszczeń osuwiska Sawickiego zaznacza się w latach 70. XX wieku (początek fazy 4). W wilgotnym roku 1970 miała miejsce reaktywacja dużej liczby podstanowisk w środkowym i NW fragmencie jezora osuwiskowego. W następnych latach ruchy te miały kontynuację w III, IV i V strefie morfologicznej, pomimo przeciętnych opadów rocznych w latach 1971-1973. W 1974 roku miały miejsce ekstremalnie wysokie opady deszczu, które przyczyniły się do wzrostu aktywności osuwiska Sawickiego, obejmując największą jego powierzchnię w całym badanym okresie. Przemieszczenia koluwiów trwały do końca dekady. W suchych latach 1981-1982 miało miejsce częściowe ograniczenie ruchów osuwiskowych, natomiast w wilgotnym roku 1983 nastąpiło ożywienie aktywności podstanowisk we wszystkich strefach morfologicznych osuwiska (z wyjątkiem strefy I), które trwało do 1985 roku. Chociaż mogłoby się wydawać, że 4 faza aktywności osuwiska (1970-1985) była spowodowana ekstremalnymi opadami deszczu w 1974 roku, to tak naprawdę ruchy osuwiska rozpoczęły się na samym początku dekady, natomiast w roku 1974 miało miejsce ich spotęgowanie (ryc. 19). Potwierdzają to obserwacje aktywności osuwiska Kawiory (Dauksza i Kotarba, 1975) i Zapadle (Gil i Kotarba, 1975) w Szymbarku. Największa aktywność przemieszczeń koluwiów miała miejsce w górnej części jezora osuwiskowego (IV, V i VI strefa morfologiczna), gdzie ruchami zostało objęte łącznie ponad 20 podstanowisk pomiarowych, oraz w dolnej części stanowiska A (ryc. 19, 20). Ta najdłuższa z wszystkich faz wzmożonej aktywności osuwiska Sawickiego jeszcze do początku lat 90-tych obejmowała niektóre podstanowiska, zlokalizowane głównie we wschodniej części IV i V strefy morfologicznej (ryc. 19).

Od 1986 roku nastąpił okres suchy (1986-1993), w którym pomimo niewielkich opadów miał miejsce wzrost aktywności osuwiskowej w roku 1991 (głównie V i VI strefa morfologiczna) oraz 1993 (głównie II, III i V strefa morfologiczna). W roku 1994 nie stwierdzono przemieszczeń koluwiów na badanych podstanowiskach pomiarowych, natomiast w roku 1995 uaktywniła się górna część jezora osuwiskowego wraz ze strefą skarpy głównej. W roku 1996 ruchy koluwiów objęły wschodnie krańce jezora osuwiskowego w II i V strefie morfologicznej, a w następnym roku (1997) nastąpił wzrost liczby aktywnych podstanowisk (ryc. 21B). W sumie w latach 1997-1998 stwierdzono przemieszczenia koluwiów na co najmniej 15 podstanowiskach pomiarowych, które były równomiernie rozmieszczone w obrębie jezora osuwiskowego (ryc. 19).

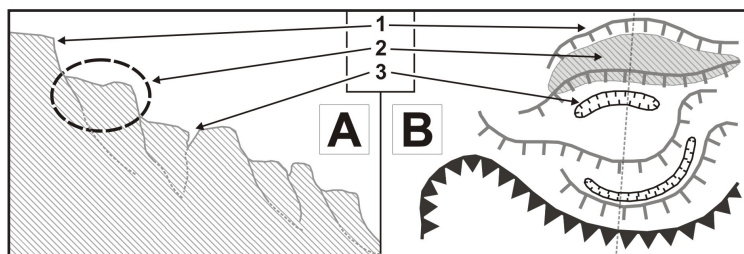
Okres 1998-2000 charakteryzuje się spadkiem przemieszczeń osuwiskowych na osuwisku Sawickiego, który zakończył się całkowitym ustabilizowaniem koluwiów w 2000 roku. W latach 2001-2002 w górnej części jezora osuwiskowego (strefy V i VI) miała miejsce reaktywacja pokryw koluwiowych, a w ekstremalnie suchym roku 2003 niestabilnością podłoża odznaczały się podstanowiska

w I strefie morfologicznej. W wilgotnym roku 2004 nastąpiło ożywienie aktywności osuwiskowej w II, III, V i VI strefie morfologicznej, natomiast w latach 2005-2006 liczba przemieszczeń koluwiów znacznie spadła. Kolejny wzrost aktywności osuwiskowej miał miejsce w 2007 roku w dwóch najniższej położonych strefach osuwiska oraz w części NE strefy skarpy głównej. Lata 2008-2009 to ponowny okres spokojny, natomiast w wyniku ekstremalnych opadów deszczu w 2010 roku zwiększyła się liczba aktywnych podstanowisk pomiarowych w najniższej części jęzora osuwiskowego, a ruchy te trwały do 2012 r. (ryc. 21B). Ostatnia faza aktywności osuwiska (lata 2009-2012) zapisała się w największym stopniu w przyrostach rocznych drzew porastających najniższe fragmenty jęzora osuwiskowego. Przemieszczenia podłoża objęły większość podstanowisk w I strefie morfologicznej (wykazują one stałą niestabilność podłoża, związaną z erozją boczną Szklarki) oraz połowę podstanowisk II strefy morfologicznej. Górna i środkowa część jęzora odznaczała się w tym czasie niewielką aktywnością osuwiskową. Epizody osuwiskowe z początku XXI wieku miały wpływ na brak stabilności podłoża głównie w dwóch najniższej położonych strefach morfologicznych osuwiska Sawickiego (ryc. 19).

6. DYNAMIKA PRZEMIESZCZEŃ PŁATÓW OSUWISKOWYCH

W niniejszej pracy przyjęto termin „płat osuwiskowy” posługując się klasyfikacją Varnessa (1978). Jest on rozumiany przez autora jako podstawowa, najmniejsza jednostka powierzchni osuwiska, wydzielona w oparciu o elementy rzeźby wewnątrzsuwiskowej.

Płaty osuwiskowe w obrębie osuwiska Sawickiego stanowią niewielkie (o długości od 5 do 50 m, maksymalnie do 100 m w części NE), pojedyncze i koherentne fragmenty, oddzielone od siebie bardziej lub mniej wyraźnymi granicami (ryc. 22).

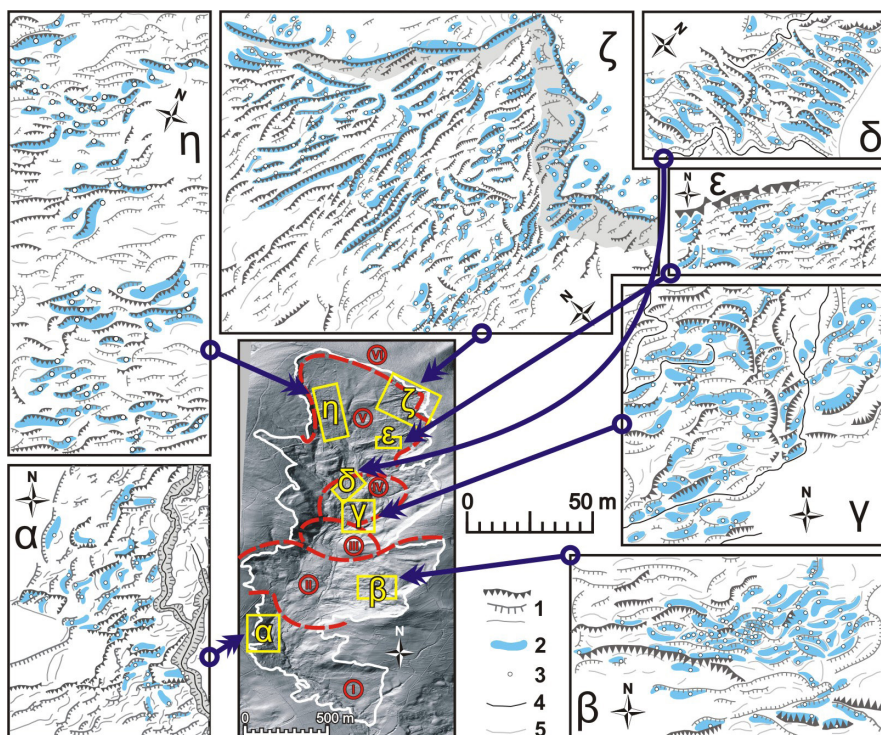


Ryc. 22. Schemat płatów osuwiskowych, występujących w II strefie morfologicznej. A) plan; B) przekrój podłużny; 1) próg płatów osuwiskowych; 2) płat osuwiskowy; 3) szczelina poprzeczna
Fig. 22. Diagram of landslide bodies occurring in the 2nd morphological zone. A) plan; B) longitudinal cross-section; 1) the edge of the landslide body; 2) landslide body; 3) transverse crack

6.1. AKTYWNOŚĆ PŁATÓW OSUWISKOWYCH W OBRĘBIE POWIERZCHNI INTERPRETACYJNYCH

Analiza dynamiki płatów osuwiskowych pozwoli uszczegółowić obraz złożoności czasowo-przestrzennej ruchów masowych w obrębie badanego osuwiska. W tym celu wyznaczono siedem powierzchni interpretacyjnych przestrzennego

współdziałania poszczególnych fragmentów osuwiska Sawickiego. Są to obszary charakteryzujące się największą liczbą różnorodnych form rzeźby wewnątrzsuwiskowej, w których udało się wyznaczyć odpowiednią liczbę płatów (powyżej 25). Powierzchnie są zlokalizowane w różnych częściach badanego osuwiska oraz jego strefach morfologicznych (ryc. 23). Różna liczba oraz zagęszczenie płatów osuwiskowych w obrębie wydzielonych powierzchni interpretacyjnych wynika głównie z urozmaicenia rzeźby terenu, a przede wszystkim z rodzaju, liczby i nagromadzenia form rzeźby wewnątrzsuwiskowej.



Ryc. 23. Lokalizacja i szkice geomorfologiczne wyznaczonych powierzchni interpretacyjnych przestrzennego współdziałania poszczególnych fragmentów osuwiska. 1) formy rzeźby; 2) płyty osuwiskowe; 3) badane drzewa; 4) koryta potoków; 5) drogi leśne

Fig. 23. Location and geomorphological sketches of spatial interaction interpretation surfaces for particular landslide fragments. 1) landforms; 2) landslide bodies; 3) sampled trees; 4) stream beds; 5) forest roads

W obrębie osuwiska Sawickiego wyróżniono następujące powierzchnie interpretacyjne:

α – powierzchnia obejmująca podstanowiska A4 i A5 w najniższej części jeziora osuwiskowego (NW część stanowiska A).

β – powierzchnia obejmująca podstanowiska pomiarowe B4, B5, B6, B7, B8 i B9, zlokalizowana w środkowej części stanowiska pomiarowego B.

γ – powierzchnia obejmująca fragmenty stanowisk pomiarowych C i D w środkowej części jeziora osuwiskowego.

δ – powierzchnia obejmująca fragmenty stanowisk E (IV strefa morfologiczna) i F (IV strefa morfologiczna).

ε – powierzchnia obejmująca podstanowiska pomiarowe G1 i G2, położone, na jednej z największych skarp wtórnych (południowa część stanowiska pomiarowego G w V strefie morfologicznej).

ζ – powierzchnia obejmująca fragmenty stanowisk pomiarowych G, I oraz K w północno-wschodniej części osuwiska.

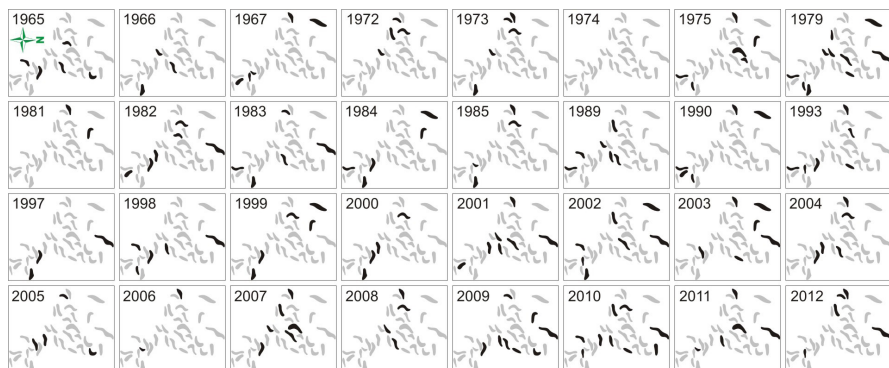
η – powierzchnia obejmująca fragmenty stanowisk pomiarowych H i J w północno-zachodniej części jezora osuwiskowego.

Tabela 6. Wybrane parametry analizowanych powierzchni interpretacyjnych

Powierzchnia interpretacyjna	α	β	γ	δ	ε	ζ	η
Obszar [ha]	1,40	1,88	2,64	1,60	0,84	5,76	3,08
Liczba wydzielonych płatów osuwiskowych	33	58	69	43	28	174	66
Gęstość płatów osuwiskowych [liczba płatów / ha]	23,57	30,85	26,14	26,88	33,33	30,21	21,43
Analizowany okres	1945 -2012	1903 -2012	1912 -2015	1911 -2015	1931 -2015	1910 -2015	1895 -2015
Średnia liczba aktywnych płatów osuwiskowych na rok	3,14 9,51%	7,67 13,22%	5,58 8,09%	4,27 9,93%	2,89 10,32%	19,2 11,03%	6,38 9,67%
Maksymalna liczba aktywnych płatów osuwiskowych (rok)	10/1979	20/2010	19/1974	11/1971 1980 1983	11/1980	46/1985	20/1974
Łączna liczba reaktywacji płatów w badanym okresie	220	844	581	448	246	2035	829

6.1.1. DYNAMIKA PŁATÓW OSUWISKOWYCH POWIERZCHNI INTERPRETACYJNEJ α

Powierzchnia interpretacyjna α jest położona w bezpośrednim sąsiedztwie potoku Szklarka, w obszarze występowania zsuwów wtórnych. Jej obszar wynosi 1,40 ha. W jej obrębie wydzielono 33 płyty osuwiskowe, a ich zagęszczenie jest nieznaczne i wynosi 23,57 płatów osuwiskowych na 1 ha.



Ryc. 24. Dynamika płatów osuwiskowych w obrębie powierzchni interpretacyjnej α w wybranych latach (aktywne płyty osuwiskowe oznaczono barwą czarną)

Fig. 24. Dynamics of landslide bodies within the α interpretation surfaces in selected years (active landslide bodies are marked in black)

Ze względu na młody drzewostan sosnowy, porastający powierzchnię interpretacyjną α , okres analizy dynamiki płatów osuwiskowych rozpoczyna się dopiero od roku 1945. Rozkład przestrzenny przemieszczeń płatów osuwiskowych powierzchni interpretacyjnej α miał przeważnie rozproszony charakter. Najczęściej przemieszczeniom podlegały pojedyncze płaty. Ruchy obejmujące większe obszary powierzchni α występowały sporadycznie i koncentrowały się przeważnie w części wschodniej – wzdłuż potoku Szklarki (m.in. w 1965, 1993, 1998, 2001, 2003-2005, 2009-2011), rzadziej w górnych partiach stoków – w części W (1967, 1981, 1985, 1990, 1999, 2003-2004, 2008, 2012) (ryc. 24).

Pojedyncze płaty osuwiskowe były uaktywniane nawet 17 razy w analizowanym okresie, jednak większość z nich podlegała przemieszczeniom znacznie rzadziej. Tylko niewielka liczba płatów odznaczała się stabilnością. Średnia liczba przemieszczeń, przypadająca na jeden płat osuwiskowy wynosi 7. Największa aktywność tego fragmentu osuwiska miała miejsce w latach: 1975, 1979, 1989, 2001-2003, 2007, 2009-2010 (ryc. 24), z kolei w okresie 1943-1960 zaznacza się brak znaczącej aktywności ruchów masowych. Najwięcej płatów osuwiskowych (10) zostało przemieszczonych w 1979 roku (tab. 6). W całym analizowanym okresie 1945-2012 stwierdzono łącznie 220 przypadków reaktywacji płatów osuwiskowych.

6.1.2. DYNAMIKA PŁATÓW OSUWISKOWYCH POWIERZCHNI INTERPRETACYJNEJ β

Wielkość powierzchni interpretacyjnej β wynosi 1,88 ha. W jej obrębie wydzielono 58 płatów osuwiskowych. Dana powierzchni cechuje się bardzo dużym zagęszczeniem wydzielonych płatów osuwiskowych – 30,85 płatów osuwiskowych na 1 ha (ryc. 23, tab. 6). Świadczy to o dużym stopniu defragmentacji stoków w danym fragmencie osuwiska.

Dla powierzchni interpretacyjnej β przeanalizowany został okres 1903-2012. Rozkład przestrzenny przemieszczeń płatów przybierał zarówno charakter rozproszony (m.in. 1949, 1956, 1973, 1993, 2008), jak i mocno skupiony (m.in. 1930, 1937, 1986, 1999, 2006, 2011) (ryc. 25). Najczęściej ruchy koncentrowały się w środkowej części powierzchni. Najbardziej aktywny fragment był uaktywniany aż 25 razy w analizowanym okresie, natomiast średnia liczba przemieszczeń dla wszystkich płatów osuwiskowych wynosi 10. Tylko niecałe 8% wyznaczonych płatów nie wykazało ruchu. Największa liczba przemieszczeń miała miejsce w latach: 1937, 1975, 1983, 1985, 1993, 1998-1999, 2004, 2006, 2008, 2011 (ryc. 25). Najwięcej płatów osuwiskowych (20) zostało przemieszczonych w 2010 roku (tab. 6). W całym analizowanym okresie 1903-2012 stwierdzono łącznie 844 przypadki reaktywacji płatów osuwiskowych.



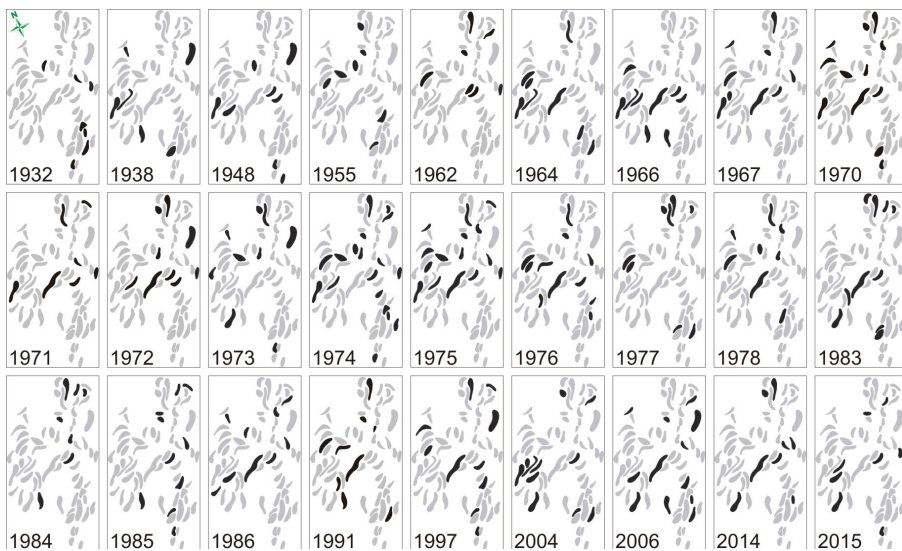
Ryc. 25. Dynamika płatów osuwiskowych w obrębie powierzchni interpretacyjnej β w wybranych latach (aktywne płyty osuwiskowe oznaczono barwą czarną)

Fig. 25. Dynamics of landslide bodies within the β interpretation surfaces in selected years (active landslide bodies are marked in black)

6.1.3. DYNAMIKA PŁATÓW OSUWISKOWYCH POWIERZCHNI INTERPRETACYJNEJ γ

Wielkość powierzchni interpretacyjnej γ wynosi 2,64 ha, w jej obrębie wyznaczono 69 płatów osuwiskowych. Powierzchnia odznacza się przeciętnym zagęszczeniem płatów, które wynosi 26,14 płatów na 1 ha. Analiza dendrogeomorfologiczna powierzchni γ obejmuje okres 1912-2015.

Przemieszczenia płatów osuwiskowych powierzchni interpretacyjnej γ miały głównie charakter rozproszony, natomiast koncentracja aktywności płatów osuwiskowych miała miejsce w latach: 1966, 1974-1975, 2004. Najbardziej aktywny fragment powierzchni γ był uruchamiany 20 razy w analizowanym okresie, natomiast średnia liczba przemieszczeń przypadających na jeden płat osuwiskowy wyniosła 8. Tylko 12 płatów odznaczało się brakiem aktywności ruchów masowych. Największa aktywność w obrębie powierzchni interpretacyjnej γ miała miejsce w latach: 1970, 1974-1975, 1997, 2006 (ryc. 26). Najwięcej płatów osuwiskowych (19) zostało przemieszczonych w 1974 roku (tab. 6). W całym analizowanym okresie 1912-2015 stwierdzono łącznie 581 przypadków reaktywacji płatów osuwiskowych.



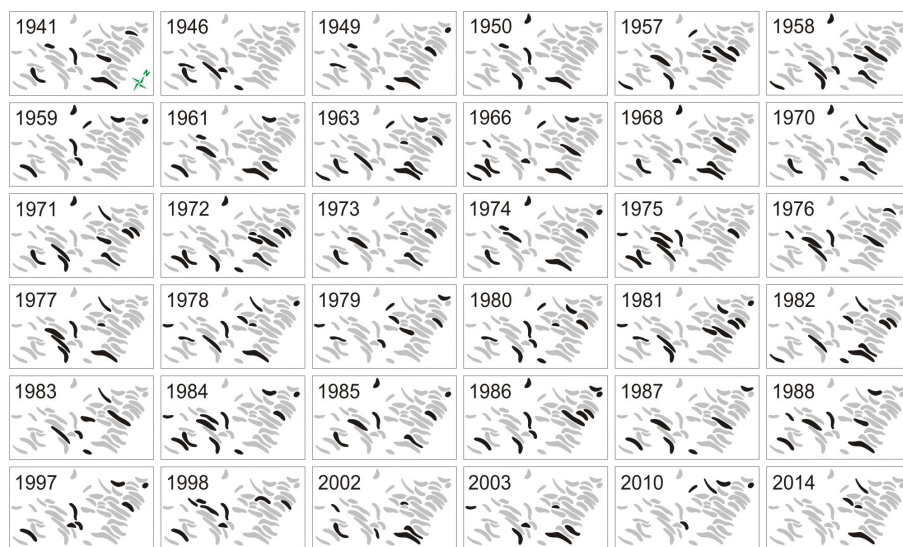
Ryc. 26. Dynamika płatów osuwiskowych w obrębie powierzchni interpretacyjnej δ w wybranych latach (aktywne płyty osuwiskowe oznaczono barwą czarną)

Fig. 26. Dynamics of landslide bodies within the δ interpretation surfaces in selected years (active landslide bodies are marked in black)

6.1.4. DYNAMIKA PŁATÓW OSUWISKOWYCH POWIERZCHNI INTERPRETACYJNEJ δ

Powierzchnia interpretacyjna δ charakteryzuje się przeciętną wielkością (1,60 ha). Wydzielono na niej 43 płyty osuwiskowe, ich gęstość wynosi 26,88 płatów / ha. Analizowany okres obejmuje lata 1911-2015.

Aktywność płatów osuwiskowych w obrębie powierzchni interpretacyjnej δ przybierała najczęściej formę przemieszczeń rozproszonych, a znacznie rzadziej skupionych. Ruchy masowe w największym stopniu objęły fragmenty środkowej, S i E części powierzchni. Najbardziej aktywny płat osuwiskowy był przemieszczany aż 23 razy w analizowanym przedziale czasowym. Średnia liczba przemieszczeń, obliczona dla wszystkich wydzielonych fragmentów powierzchni interpretacyjnej δ była równa 8. Największa aktywność miała miejsce w latach: 1963, 1966, 1971-1972, 1984, 1986 (ryc. 27). Najwięcej płatów osuwiskowych (11) zostało przemieszczonych w latach: 1971, 1980, 1983 (tab. 6). W całym analizowanym okresie 1911-2015 stwierdzono łącznie 448 przypadków reaktywacji płatów osuwiskowych.



Ryc. 27. Dynamika płatów osuwiskowych w obrębie powierzchni interpretacyjnej δ w wybranych latach (aktywne płyty osuwiskowe oznaczono barwą czarną)

Fig. 27. Dynamics of landslide bodies within the δ interpretation surfaces in selected years (active landslide bodies are marked in black)

6.1.5. DYNAMIKA PŁATÓW OSUWISKOWYCH POWIERZCHNI INTERPRETACYJNEJ ϵ

Jest to najmniejsza ze wszystkich badanych powierzchni (0,84 ha), w obrębie której wydzielono najmniejszą liczbę płatów osuwiskowych – 28. Jednocześnie, dana powierzchnia odznacza się największym zagęszczeniem płatów osuwiskowych spośród wszystkich powierzchni interpretacyjnych (ponad 33 płyty osuwiskowe na 1 ha). Okres analizy dendrogeomorfologicznej obejmuje lata 1931-2015.

Podobnie, jak w innych częściach osuwiska Sawickiego, w obrębie powierzchni interpretacyjnej ϵ przemieszczenia płatów osuwiskowych miały najczęściej charakter rozproszony. Ruchy koncentrowały się w głównej mierze w jej środkowej części. Najbardziej niestabilny płat osuwiskowy był uaktywniany 23 razy w analizowanym okresie, natomiast średnia liczba przemieszczeń wyniosła 9 dla wszystkich wydzielonych fragmentów powierzchni ϵ . Lata o największej aktywności osuwiskowej to: 1980, 1985, 1997 (ryc. 28). Najwięcej płatów osuwiskowych (11) zostało przemieszczonych w roku 1980 (tab. 6). W całym analizowanym okresie 1931-2015 stwierdzono łącznie 246 przypadków reaktywacji płatów osuwiskowych.



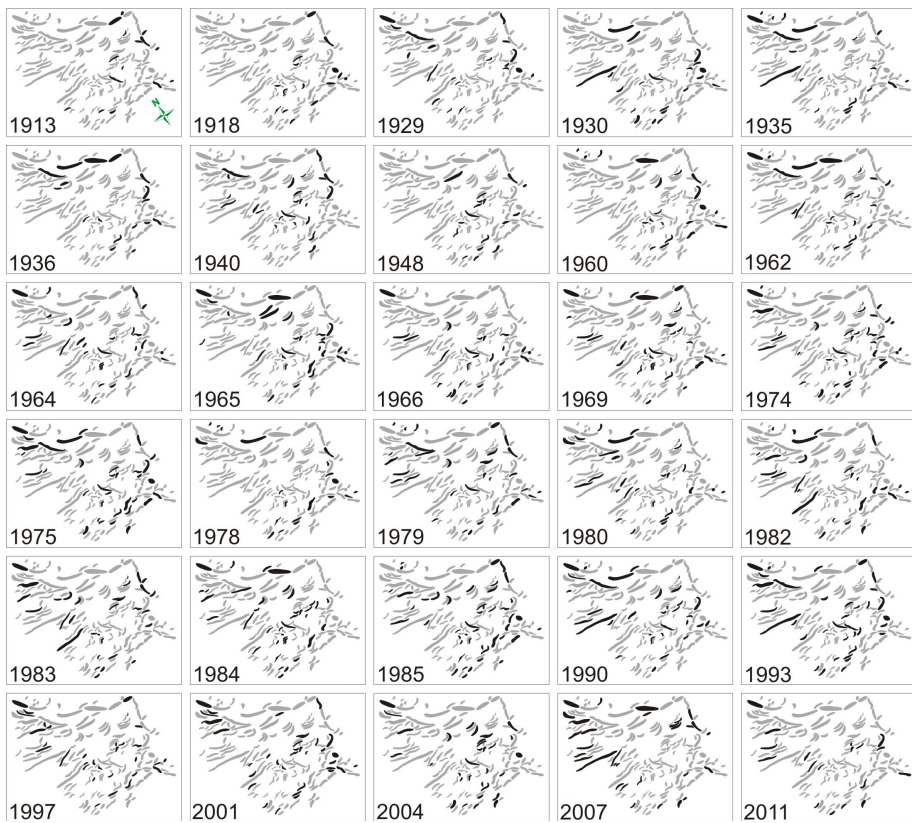
Ryc. 28. Dynamika płatów osuwiskowych w obrębie powierzchni interpretacyjnej ϵ w wybranych latach (aktywne płyty osuwiskowe oznaczono barwą czarną)

Fig. 28. Dynamics of landslide bodies within the ϵ interpretation surfaces in selected years (active landslide bodies are marked in black)

6.1.6. DYNAMIKA PŁATÓW OSUWISKOWYCH POWIERZCHNI INTERPRETACYJNEJ ζ

Strefa ζ zdecydowanie wyróżnia się wielkością obszaru (5,76 ha) oraz liczebnością płatów osuwiskowych (174) na tle pozostałych powierzchni interpretacyjnych (ryc. 23). Również gęstość płatów osuwiskowych należy do jednej z najwyższych i wynosi ponad 30 płatów na 1 ha. Okres analizy dendrogeomorfologicznej obejmuje lata 1910-2015.

Przemieszczenia odtworzone dla powierzchni interpretacyjnej ζ , przybierały bardzo zróżnicowany wymiar przestrzenny, począwszy od silnie rozproszonych ruchów pojedynczych płatów, aż po ruchy koncentrujące się na niewielkim fragmencie powierzchni, ale obejmujące większość płatów osuwiskowych położonych w jego obrębie. Zdecydowana większość przemieszczeń miała miejsce w N, SE i NW części powierzchni. Największą aktywnością wykazał się płat osuwiskowy w NE fragmencie powierzchni interpretacyjnej ζ , który w analizowanym okresie był uaktywniany aż 36 razy. Każdy z wydzielonych płatów osuwiskowych tej powierzchni interpretacyjnej był średnio 11 razy przemieszczany w wyniku ruchów masowych. Największy wzrost aktywności ruchów masowych cechuje lata: 1965, 1974-1975, 1983-1985, 1993 (ryc. 29). Najwięcej płatów osuwiskowych (46) zostało przemieszczonych w roku 1985 (tab. 6). W całym analizowanym okresie 1910-2015 stwierdzono łącznie 2035 przypadków reaktywacji płatów osuwiskowych.



Ryc. 29. Dynamika płatów osuwiskowych w obrębie powierzchni interpretacyjnej ζ w wybranych latach (aktywne płatów osuwiskowe oznaczono barwą czarną)

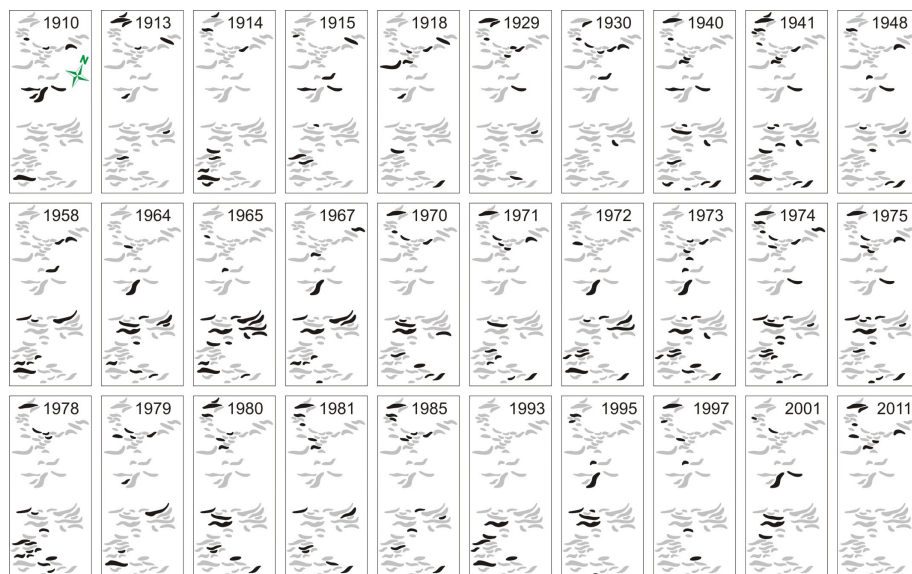
Fig. 29. Dynamics of landslide bodies within the ζ interpretation surfaces in selected years (active landslide bodies are marked in black)

6.1.7. DYNAMIKA PŁATÓW OSUWISKOWYCH POWIERZCHNI INTERPRETACYJNEJ η

Drzewa porastające powierzchnię interpretacyjną η należą do najstarszych na osuwisku, dlatego też analizowany okres jest w tym przypadku najdłuższy spośród wszystkich powierzchni interpretacyjnych (1895-2015). Dana powierzchnia ma nieco odmienny układ przestrzenny w porównaniu do pozostałych powierzchni. Składa się on z dwóch skupisk płatów osuwiskowych, oddzielonych od siebie niewielką strefą wolną od płatów osuwiskowych. Dlatego też, pomimo dość dużej wielkości jej obszaru (ponad 3 ha) i znacznej liczby wydzielonych płatów osuwiskowych (66), ostatnia powierzchnia interpretacyjna odznacza się najmniejszym zagęszczeniem płatów (zaledwie 21,43 płyta na 1 ha).

W obrębie powierzchni interpretacyjnej η dominują przemieszczenia płatów osuwiskowych o rozproszonym układzie przestrzennym. Koncentracja aktywności osuwiskowej w określonych fragmentach wydzielonej strefy występuje

sporadycznie, głównie w drugiej połowie XX wieku. Największa aktywność osuwiskowa miała miejsce w środkowej i dolnej części strefy. Najmniej stabilny płat osuwiskowy był reaktywowany 30 razy, przy czym średnia liczba przemieszczeń, przypadająca na jeden płat wynosi 12. Największa aktywność osuwiskowa obejmuje okresy: 1940-1941, 1974-1975, 1980-1981 (ryc. 30). Najwięcej płatów osuwiskowych (20) zostało przemieszczonych w roku 1974 (tab. 6). W całym analizowanym okresie 1895-2015 stwierdzono łącznie 829 przypadków reaktywacji płatów osuwiskowych.



Ryc. 30. Dynamika płatów osuwiskowych w obrębie powierzchni interpretacyjnej η w wybranych latach (aktywne płaty osuwiskowe oznaczono barwą czarną)

Fig. 30. Dynamics of landslide bodies within the η interpretation surfaces in selected years (active landslide bodies are marked in black)

6.1.8. ZRÓŻNICOWANIE AKTYWNOŚCI PŁATÓW OSUWISKOWYCH W POWIERZCHNIACH INTERPRETACYJNYCH

Analiza przemieszczeń płatów osuwiskowych, wykonana dla powierzchni interpretacyjnych wskazuje, podobnie jak w przypadku stanowisk i podstanowisk, na dużą mozaikowość i chaotyczność ruchów. Przemieszczenia płatów osuwiskowych w obrębie badanych powierzchni interpretacyjnych mają najczęściej rozproszony charakter, natomiast liczba reaktywowanych płatów w poszczególnych latach jest bardzo zmienna. Koncentracja aktywności osuwiskowej w postaci różnej wielkości ognisk przemieszczeń występuje sporadycznie i dotyczy przede wszystkim powierzchni: β (1930, 1937, 1965, 1975, 1984, 1993, 1999, 2004, 2005), γ (2004), δ (1975, 1977, 1984), ζ (1936, 1962, 1965, 1975, 1990, 1993, 1997, 2001, 2007), η (1910, 1965, 1974, 1978, 1993, 1995, 2001, 2011).

Dla większości wydzielonych powierzchni interpretacyjnych maksimum przemieszczeń miało miejsce w latach 70. (α , γ , η) lub 80. (δ , ε , ζ) XX wieku, jedynie dla powierzchni β największa liczba reaktywowanych płatów osuwiskowych miała miejsce w 2010 roku (tab. 6). Dla wszystkich powierzchni interpretacyjnych średni roczny odsetek aktywnych płatów osuwiskowych jest porównywalny i wynosi od 8% (strefa γ) do 13% (strefa β).

6.2. KIERUNKI PRZEMIESZCZEŃ KOLUWIÓW W INTERAKCJI Z PROCESAMI OSUWANIA I EROZJI WSTECZNEJ

Na podstawie kartowania geomorfologicznego stwierdzono, że powierzchnia osuwiska Sawickiego jest porożciniana gęstą siecią potoków (ryc. 11A). Analiza aktywności koluwiów w obrębie stanowisk i podstanowisk pomiarowych dowiodła, że w najniższej części jęzora osuwiskowego dochodzi do regularnego uruchamiania zsuwów wtórnych w wyniku podcinania podstawy stoków przez Szklarkę. Należy zadać pytanie, czy podobny proces może mieć miejsce również w innych fragmentach badanego osuwiska? Szukając odpowiedzi trzeba koniecznie uwzględnić rolę erozji wstecznej, której działalność zaznacza się nie tylko w obrębie progów rzecznych, ale również w obszarach występowania źródeł (tzw. nisze źródłiskowe), gdzie proces ten prowadzi najczęściej do przekształcania zagłębień w leje źródłiskowe (Wrońska-Wałach i in., 2013). L. Starkel (1960) oraz K. Krzemień (1991) próbowali wyznaczyć granicę rozdzielającą strefy dominacji procesów stokowych i fluwialnych. Osuwisko Sawickiego również jest obszarem ich współoddziaływania. Procesy fluwialne poprzez rozcinanie (erozja wsteczna, boczna i wgłębna) i odprowadzanie koluwiów, przyczyniają się m.in. do cofania powierzchni osuwiska, natomiast wektor przemieszczeń związanych z aktywnością ruchów masowych jest skierowany w głównej mierze w dół stoku.

Szczegółowy obraz przemieszczeń płatów osuwiskowych, otrzymany na podstawie analizy przestrzennych współzależności pomiędzy nimi w poszczególnych latach w obrębie wyznaczonych powierzchni interpretacyjnych osuwiska Sawickiego wskazuje na dużą mozaikowość i chaotyczność ruchów. Podobny wniosek otrzymano w przypadku analizy dendrogeomorfologicznej w oparciu o podział osuwiska na stanowiska i podstanowiska pomiarowe. Jednak analiza przemieszczeń pojedynczych płatów osuwiskowych w obrębie powierzchni interpretacyjnych może posłużyć do dokładniejszego przeanalizowania ruchu osuwiska i odnalezieniu występujących w nim prawidłowości. Umożliwia ona także podjęcie próby określenia, który z procesów geomorfologicznych odgrywa wiodącą rolę. W tym celu wybrano trzy reprezentatywne powierzchnie interpretacyjne (β , δ oraz ζ), które są położone w różnych częściach osuwiska (dolnej, środkowej i górnej), charakteryzują się wystarczającą wielkością obszaru (powyżej 1,5 ha), liczbą wydzielonych płatów osuwiskowych

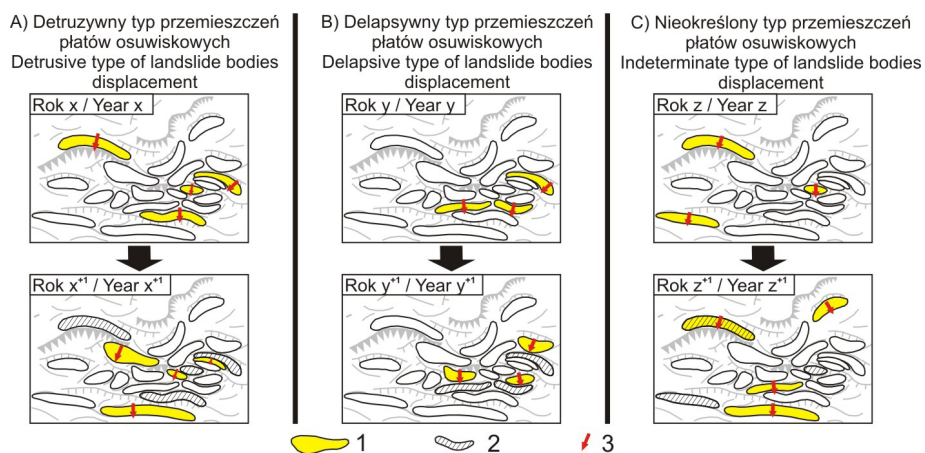
(więcej niż 40) oraz odpowiednim zagęszczeniem płatów osuwiskowych (nie mniejszym niż 25/ha). Duże urozmaicenie rzeźby i mnogość form wewnątrz-osuwiskowych, średnie nachylenie stoków przekraczające 25° i duża liczba źródeł dla tych trzech powierzchni interpretacyjnych świadczą o tym, że to właśnie w tych fragmentach osuwiska może dochodzić do największej skali przekształceń stoków w wyniku oddziaływania ruchów masowych.

Dla trzech powyżej wskazanych powierzchni reprezentatywnych została szczegółowo przeanalizowana aktywność wszystkich wydzielonych płatów osuwiskowych rok po roku. W ten sposób próbowano znaleźć wpływ aktywności poszczególnych płatów osuwiskowych na ich najbliższe otoczenie. Odnosząc się do pojęć używanych w przypadku klasyfikacji osuwisk, nawiązującej do kierunku ich rozwoju, przemieszczenia koluwiów związane z naporem warstw wyżej zalegających określono jako detruzywny charakter ruchu koluwium, natomiast dyslokacje inicjowane od strony dolnej (utrata stabilności w wyniku podcięcia lub uaktywnienia niżej zalegających warstw koluwiów) określono jako delapsywny charakter ruchu koluwium. Analizując kierunki ruchu sąsiadujących płatów osuwiskowych w zmienności rocznej, starano się uchwycić charakter przemieszczeń występujących na osuwisku Sawickiego. Wyodrębniono trzy podstawowe rodzaje przemieszczeń koluwiów:

- detruzywny – jeśli w danym roku X aktywność osuwiskowa została stwierdzona w płatach zlokalizowanych bezpośrednio poniżej płatów osuwiskowych, które wykazywały tendencje do przemieszczeń w roku poprzednim (ryc. 31 A). Taka sytuacja świadczy o dominującej roli aktywności procesów stokowych.
- delapsywny – gdy w danym roku Y ruchy masowe objęły swym zasięgiem płaty osuwiskowe położone bezpośrednio nad płatami, które wykazywały tendencje do przemieszczeń w roku poprzednim (ryc. 31 B). W tym przypadku procesami odpowiedzialnymi za przekształcenia powierzchni stoków mogą być procesy fluwialne, chociaż uaktywnienie płatu może także wynikać z procesów stokowych w niższych fragmentach jęzora osuwiskowego.
- nieokreślony – gdy aktywność osuwiskowa w danym roku Z pojawia się, zanika lub powtarza się w tym samym płacie osuwiskowym co w roku poprzednim, lub jeśli doszło do przemieszczeń pomiędzy dwoma bezpośrednio sąsiadującymi płatami, położonymi obok siebie na podobnej wysokości. Także w sytuacji, gdy przemieszczane płaty nie stykają się bezpośrednio ze sobą (są rozdzielone przez inny płat osuwiskowy, niewykazujący aktywności osuwiskowej w określonym czasie), nie ma możliwości określenia charakteru przemieszczeń koluwiów (ryc. 31 C).

Powyższe rodzaje przemieszczeń osuwiskowych odnoszą się wyłącznie do najmniejszych wydzielonych fragmentów osuwiska (płatów osuwiskowych) i nie należy ich utożsamiać z podziałem osuwisk Pavlova (1903) ze względu na kierunek rozwoju całej formy. Detruzywny charakter przemieszczeń koluwiów świadczy o tym, że ruch osuwiska powyżej danego płata osuwiskowego, uaktywnione w wyniku wzrostu naporu mas koluwalnych (od góry) spowodował

zachwianie równowagi dynamicznej i utratę jego stabilności, doprowadzając ostatecznie do jego uruchomienia w kolejnym roku. W przypadku delapsywnego charakteru przemieszczeń osuwiskowych utrata stabilności następuje od dołu, w wyniku ruchu koluwium poniżej danego płatu, przyczyniając się do zmniejszenia siły tarcia, wzrostu siły ciężkości i ostatecznie doprowadzając do jego uaktywnienia w następnym roku. Mechanizm ten jest podobny do procesu uruchamiania osuwisk schodzących do koryt rzecznych w wyniku podcięcia i wyniesienia materiału koluwalnego przez nurt wezbranej rzeki.



Ryc. 31. Schemat wyznaczania podstawowych rodzajów przemieszczeń koluwium na osuwisku Sawickiego na podstawie przestrzennego współdziałania płatów osuwiskowych. 1) płat osuwiskowy uaktywniony w danym roku; 2) płat osuwiskowy uaktywniony rok wcześniej; 3) kierunek przemieszczeń poszczególnych płatów osuwiskowych

Fig. 31. Scheme of determining the basic types of colluvium displacements on the Sawicki landslide, based on the spatial interaction of landslide bodies. 1) landslide body activated in selected year; 2) landslide body activated in the previous year; 3) direction of displacement the particular landslide bodies

6.2.1. RODZAJE PRZEMIESZCZEŃ KOLUWIÓW W OBRĘBIE POWIERZCHNI INTERPRETACYJNEJ β

Analiza w ujęciu dekadowym typów przemieszczeń osuwiskowych w oparciu o płaty osuwiskowe powierzchni interpretacyjnej β obejmuje okres 1911-2010. Największą grupę stanowią przemieszczenia płatów osuwiskowych o nieokreślonym charakterze – od 56% w dekadzie 1921-1930 do 82% w latach 40. XX wieku (tab. 7). Pozostałe rodzaje przemieszczeń stanowią 7-28% w przypadku ruchu detrusywnego oraz 9-19% dla ruchu delapsywnego. W latach 1911-1920 większa część przemieszczeń koluwalnych miała miejsce w E części powierzchni β , jednak zdecydowaną większość stanowiły ruchy o nieokreślonym charakterze przemieszczeń (ryc. 32). Większość ruchów typu delapsywnego w tym okresie wystąpiła w części W powierzchni, natomiast detrusywne przemieszczenia płatów osuwiskowych miały miejsce w obydwu częściach powierzchni interpretacyjnej β .

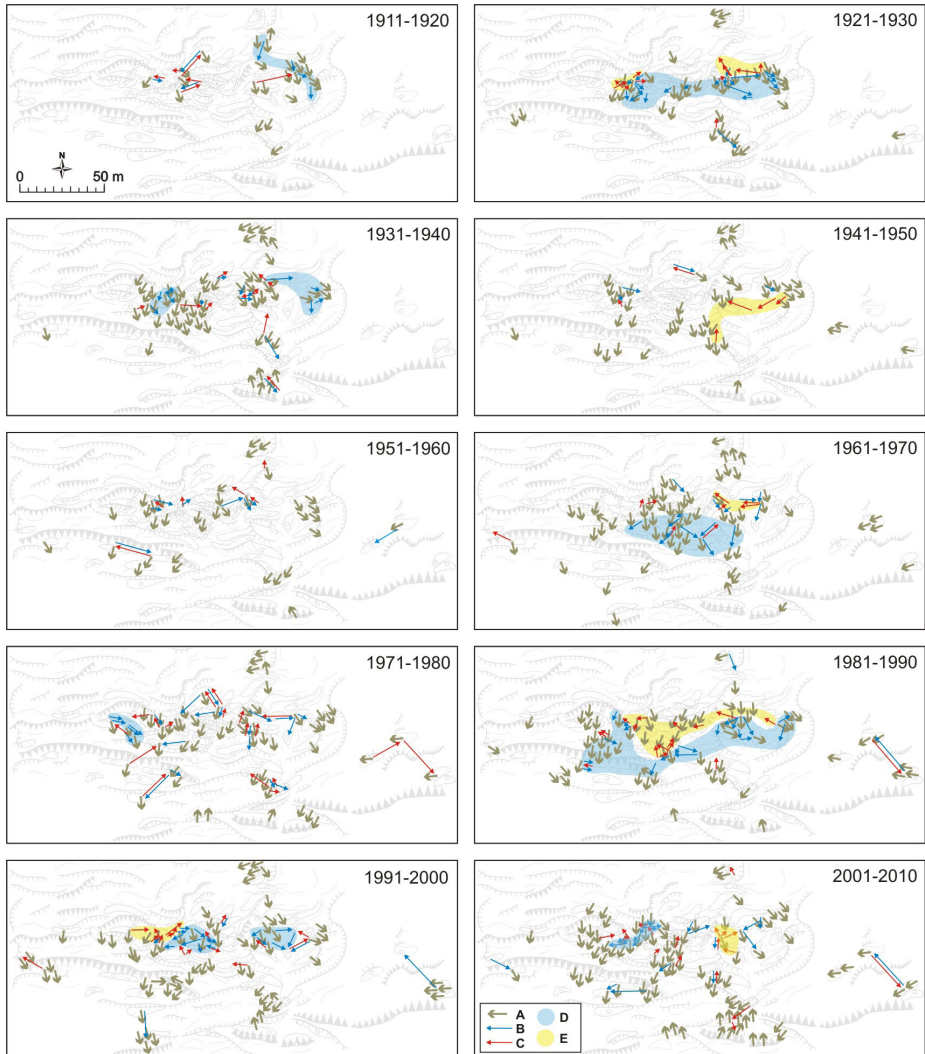
Tabela 7. Struktura typów przemieszczeń osuwiska Sawickiego w obrębie powierzchni interpretacyjnych β , δ oraz ζ w dekadach oraz za cały badany okres

Charakter ruchu osuwiska	powierzchnia β			powierzchnia δ			powierzchnia ζ		
	nieokreślony	detruzywny	delapsywny	nieokreślony	detruzywny	delapsywny	nieokreślony	detruzywny	delapsywny
1901-1910	-	-	-	-	-	-	91%	3%	6%
1911-1920	64%	19%	17%	100%	0%	0%	72%	19%	9%
1921-1930	56%	28%	15%	100%	0%	0%	76%	10%	14%
1931-1940	69%	18%	13%	83%	9%	9%	65%	18%	17%
1941-1950	82%	7%	11%	89%	4%	7%	74%	13%	13%
1951-1960	71%	16%	12%	85%	10%	5%	78%	9%	13%
1961-1970	73%	18%	9%	85%	12%	4%	56%	24%	20%
1971-1980	59%	22%	19%	76%	13%	11%	61%	17%	23%
1981-1990	63%	20%	16%	69%	18%	14%	55%	23%	23%
1991-2000	65%	19%	16%	73%	15%	12%	60%	21%	18%
2001-2010	69%	17%	14%	68%	15%	17%	64%	19%	17%
2011-2015	-	-	-	-	-	-	69%	18%	13%
1901-2015	66,8%	18,8%	14,5%	78,5%	11,9%	9,6%	63,9%	18,3%	17,7%

W dekadzie 1921-1930 ruchy o detruzywnym charakterze przemieszczeń (28%) objęły dolną część powierzchni, natomiast liczba przemieszczeń typu delapsywnego była niemal dwukrotnie mniejsza (15% – najwyższej położone partie powierzchni β). W latach 1931-1940 większa część przemieszczeń płyt osuwiskowych miała miejsce w środkowej części – przemieszczenia o charakterze delapsywnym cechowały się większą koncentracją w centrum powierzchni, podczas gdy ruchy typu detruzywnego objęły płyty osuwiskowe w W i E części. W dekadzie 1941-1950 przemieszczenia o nieokreślonym rodzaju aktywności osuwiskowej zdecydowanie przeważały (ponad 80%), a aktywne płyty były rozproszone zarówno w tym, jak i kolejnym dziesięcioleciu (1951-1960). W tym okresie płyty o detruzywnym charakterze przemieszczeń ułożyły się wzdłuż linii o równoleżnikowym przebiegu, podczas gdy ruchy typu delapsywnego ułożyły się wzdłuż linii SW-NE (ryc. 32).

Dekada 1961-1970 odznaczała się o wzrostem liczby przemieszczanych płyt osuwiskowych. Ruchy typu detruzywnego (18%) i delapsywnego (9%) koncentrowały się przede wszystkim w centralnej części powierzchni β . W okresie 1971-1980 nastąpiło rozproszenie aktywności osuwiskowej, a ruchy o detruzywnym i delapsywnym charakterze odznaczały się podobną liczebnością (odpowiednio 22% i 19%) oraz rozmieszczeniem, z wyjątkiem E części. W latach 80. aktywne płyty o detruzywnym charakterze przemieszczeń (20%) miały miejsce w SW i E części powierzchni β , podczas gdy płyty typu delapsywnego (16%) występowały głównie w części środkowej. W dekadzie 1991-2000 płyty o detruzywnym (19%) oraz delapsywnym (16%) charakterze ruchów koncentrowały się przeważnie w N i środkowym fragmencie powierzchni β . W latach 2001-2010 również przeważały przemieszczenia płyt osuwiskowych o charakterze

detruzywnym (17% – NW, SW, NE i E część) nad ruchami typu delapsywnego (14%). Łącznie w całym analizowanym okresie 1911-2010 przemieszczenia o charakterze detruzywnym stanowiły 18,8%, delapsywnym – 14,5%, a nieokreślonym – 66,8%.



Ryc. 32. Rodzaje przemieszczeń koluwiów w obrębie powierzchni interpretacyjnej β w dekadach: A – nieokreślony; B – detruzywny; C – delapsywny; D – koncentracja przemieszczeń o charakterze detruzywnym; E – koncentracja przemieszczeń o charakterze delapsywnym
 Fig. 32. Kinds of colluvium displacements within the β interpretation surface in decades: A – undefined; B – detrusive; C – delapsive; D – concentration of detrusive displacements; E – concentration of delapsive displacements

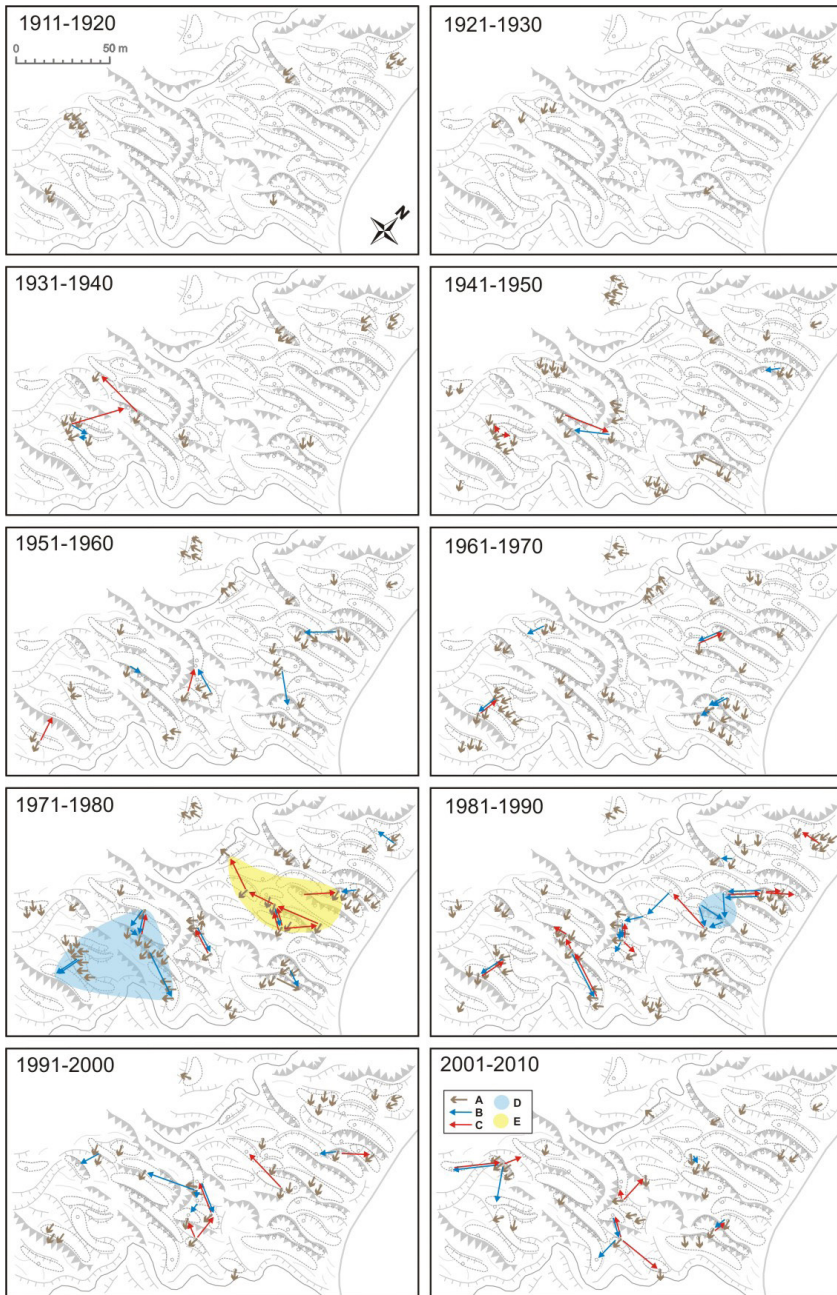
6.2.2. RODZAJE PRZEMIESZCZEŃ KOLUWIÓW W OBRĘBIE POWIERZCHNI INTERPRETACYJNEJ δ

W całym analizowanym okresie 1911-2010 powierzchnia interpretacyjna δ odznaczała się największą spośród wszystkich powierzchni dominacją ruchów masowych o nieokreślonym charakterze przemieszczeń – 78,5% (tab. 7). Płaty osuwiskowe o detruzywnym typie przemieszczeń (11,9%) odznaczały się większym udziałem niż płaty o delapsywnym charakterem przemieszczeń (9,6%). W pierwszych dwóch dekadach stwierdzono nieliczne ruchy o nieokreślonym charakterze przemieszczeń (ryc. 33). Były one zlokalizowane w N i W części powierzchni interpretacyjnej δ .

W latach 30. XX wieku pojawiają się w SW części powierzchni δ pierwsze przemieszczenia płatów osuwiskowych typu detruzywnego i delapsywnego o identycznym udziale procentowym. W dekadzie 1941-1950 zaznaczyła się niewielka przewaga aktywności płatów o delapsywnym charakterze przemieszczeń, zlokalizowana w SW części powierzchni δ . W następnym dziesięcioleciu miała miejsce odwrotna sytuacja: liczba przemieszczeń rodzaju delapsywnego (środkowa i W część) była dwukrotnie mniejsza od przemieszczeń typu detruzywnego (środkowa i E część), a w okresie 1961-1970 ta dysproporcja była aż trzykrotnie większa na korzyść ruchów o charakterze detruzywnym.

W latach 70. XX wieku różnica pomiędzy przemieszczeniami płatów o charakterze detruzywnym (13%) i delapsywnym (11%) była niewielka. Te pierwsze skupiały się głównie w S (oraz w mniejszym stopniu w NW) części, natomiast dyslokacje o charakterze delapsywnym były typowe dla środkowej części powierzchni δ . Z kolei w latach 80. XX wieku przemieszczenia koluwiów rodzaju delapsywnego (14%) koncentrowały się w SW i NE części, natomiast ruchy typu detruzywnego (18%) dominowały w części centralnej. W następnej dekadzie (1991-2000) płaty osuwiskowe o detruzywnym charakterze przemieszczeń (15%) występowały w W części powierzchni δ , natomiast płaty o charakterze delapsywnym (12%) w jej E części. Ostatnie analizowane dziesięciolecie odznaczało się porównywalnym udziałem i rozmieszczeniem aktywnych płatów osuwiskowych o charakterze delapsywnym i detruzywnym.

Przeważający udział aktywności osuwiskowej o nieokreślonym charakterze przemieszczeń może wynikać z położenia w centralnej części osuwiska Sawickiego, w miejscu gromadzenia materiału koluwalnego, przemieszczanego z wyżej położonych fragmentów. Równoleżnikowy układ form rzeźby wewnątrz osuwiskowej oraz płatów osuwiskowych w powierzchni δ wynika ze skoncentrowanego ruchu osuwiska, który determinuje dominację jednego kierunku przemieszczeń koluwalnych (ryc. 33). Dany fragment badanego osuwiska powinien cechować się detruzywnym charakterem przemieszczeń, tymczasem ruchy tego typu stanowiły zaledwie niecałe 12% wszystkich ruchów osuwiskowych. Może to wynikać z niewystarczającej liczby opróbowanych drzew w porównaniu do powierzchni β i ζ oraz ich młodego wieku, uniemożliwiającego odtworzenie dynamiki płatów osuwiskowych m.in. na początku XX wieku.



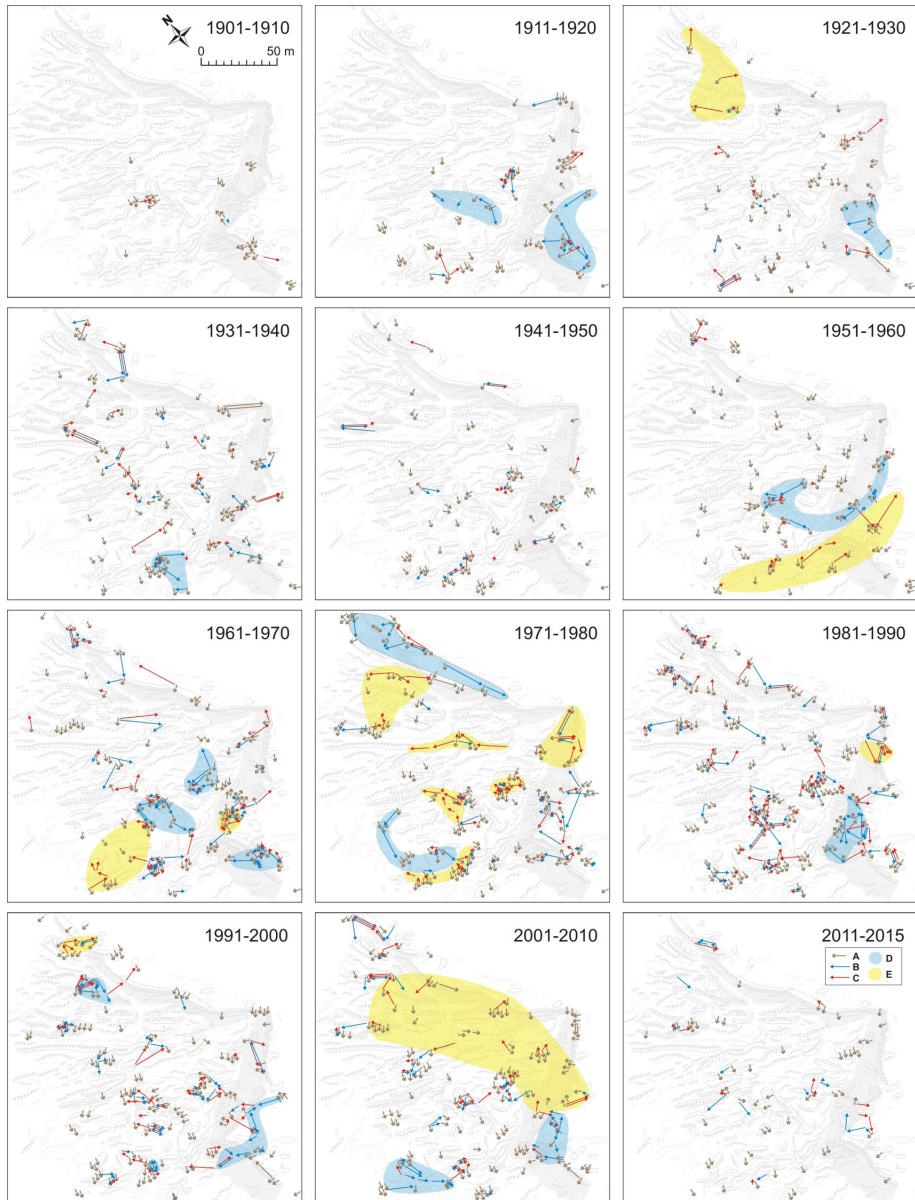
Ryc. 33. Rodzaje przemieszczeń koluwiów w obrębie powierzchni interpretacyjnej δ w dekadach: A – nieokreślony; B – detruzywny; C – delapsywny; D – koncentracja przemieszczeń o charakterze detruzywnym; E – koncentracja przemieszczeń o charakterze delapsywnym
 Fig. 33. Kinds of colluvium displacements within the δ interpretation surface in decades: A – undefined; B – detrusive; C – delapsive; D – concentration of detrusive displacements; E – concentration of delapsive displacements

6.2.3. RODZAJE PRZEMIESZCZEŃ KOLUWIÓW W OBRĘBIE POWIERZCHNI INTERPRETACYJNEJ ζ

W całym analizowanym okresie 1901-2015 powierzchnia interpretacyjna ζ jako jedyna odznaczała się porównywalnym udziałem detruzywnych (16,2%) i delapsywnych (15,5%) typów przemieszczeń, natomiast ruchy masowe o nieokreślonym charakterze stanowiły 68,4% (tab. 7). W pierwszej dekadzie XX wieku przemieszczenia płatów osuwiskowych o charakterze detruzywnym i delapsywnym stanowiły minimalną część wszystkich ruchów osuwiskowych – odpowiednio 3 i 6% (ryc. 34). W następnej dekadzie (1911-1920) odsetek ten w przypadku płatów osuwiskowych o detruzywnym charakterze przemieszczeń (zlokalizowanych głównie w środkowej oraz SE części powierzchni ζ) był już znacznie większy i wynosił 19%, natomiast liczba płatów osuwiskowych o delapsywnym charakterze przemieszczeń była dwukrotnie niższa (9% – głównie w E części skarpy głównej oraz środkowej i S części). W dekadzie 1921-1930 ruchy o charakterze detruzywnym (10%) miały miejsce głównie w SE części skarpy głównej oraz w niewielkim stopniu w S części, natomiast ruchy typu delapsywnego (14%) dominowały w NW części, oraz w mniejszym stopniu w SW, SE i NE części powierzchni ζ . W latach trzydziestych przemieszczenia podłoża obydwu typów cechowała porównywalna liczebność oraz podobne rozmieszczenie w całej powierzchni ζ . Podobna sytuacja miała miejsce w następnym dziesięcioleciu, jednak łączna liczba uaktywnionych płatów osuwiskowych była znacznie mniejsza. W latach 50. XX wieku udział płatów o delapsywnym charakterze przemieszczeń (13%), uaktywnianych głównie w S i SE części powierzchni ζ oraz NW fragmencie skarpy głównej był wyższy od udziału płatów osuwiskowych o detruzywnym charakterze przemieszczeń (9%), które miały miejsce w środkowej części powierzchni ζ i E części skarpy głównej. Lata 60. XX wieku odznaczały się stosunkowo dużym udziałem ruchów typu detruzywnego (24% – największa koncentracja w części środkowej) i delapsywnego (20% – największa koncentracja w S części powierzchni ζ i E części skarpy głównej) wśród wszystkich przemieszczeń koluwium w powierzchni ζ . W okresie 1971-1980 przemieszczenia o charakterze detruzywnym (17%) miały miejsce w SW części oraz wzdłuż całej skarpy głównej, natomiast dyslokacje o charakterze delapsywnym (23%) także występowały wzdłuż skarpy głównej, jednak największa ich koncentracja miała miejsce w centralnej części powierzchni ζ .

Lata 80. XX wieku odznaczały się dużą liczbą aktywnych płatów osuwiskowych, porównywalnym udziałem ruchów typu detruzywnego i delapsywnego (po 23%) oraz podobnym ich zasięgiem przestrzennym i równomiernością rozmieszczenia. W dekadzie 1991-2000 ruchy o detruzywnym charakterze przemieszczeń (21%) koncentrowały się głównie w środkowej i S części powierzchni ζ , natomiast ruchy typu delapsywnego (18%) w środkowej, NW i E części. Okres 2001-2010 zaznaczył się niewielką przewagą ruchów typu detruzywnego (19% – środkowa i S część) nad ruchami typu delapsywnego (17% – N część). Lata 2011-2015 były dość spokojne, a przemieszczenia koluwiów o charakterze

detruzywnym (18%) bądź delapsywnym (13%) występowały wzdłuż linii W-E (ryc. 34).



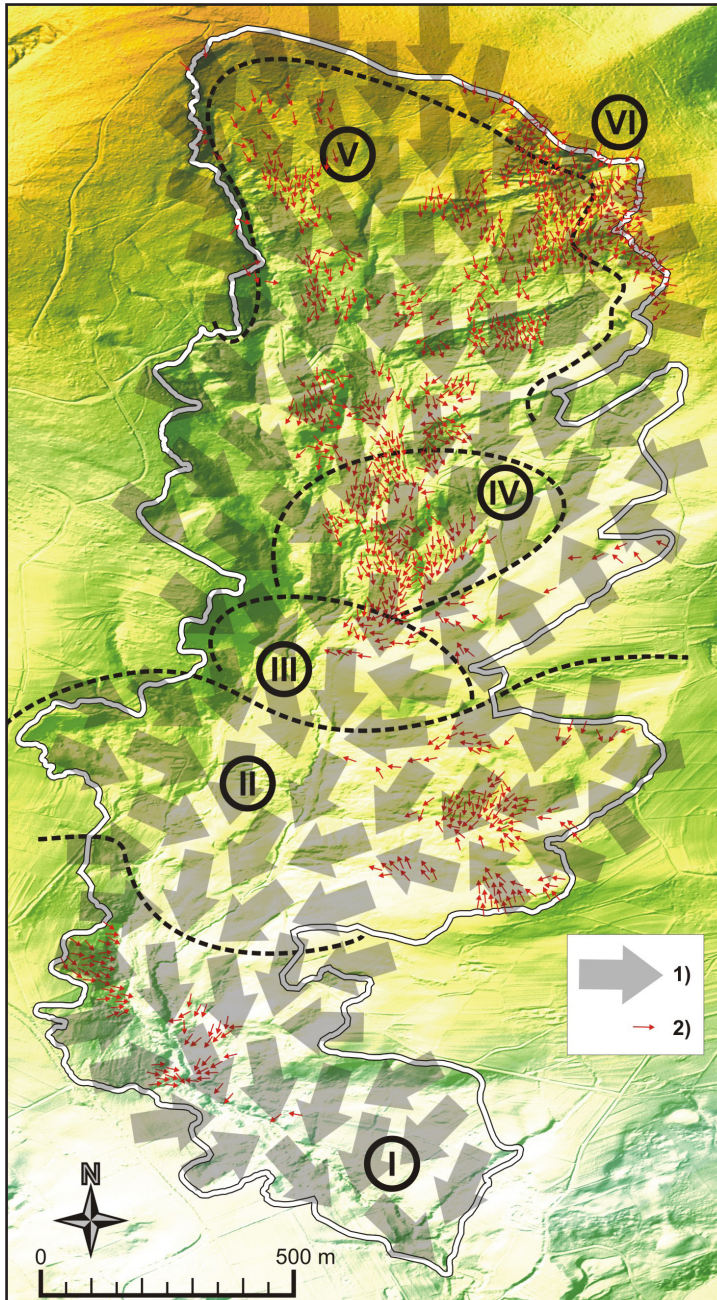
Ryc. 34. Rodzaje przemieszczeń koluwiów w obrębie powierzchni interpretacyjnej ζ w dekadach: A – nieokreślony; B – detruzywny; C – delapsywny; D – koncentracja przemieszczeń o charakterze detruzywnym; E – koncentracja przemieszczeń o charakterze delapsywnym
 Fig. 34. Kinds of colluvium displacements within the ζ interpretation surface in decades: A – undefined; B – detrusive; C – delapsive; D – concentration of detrusive displacements; E – concentration of delapsive displacements

7. WYBRANE CECHY RUCHU KOLUWIUM W OBREMBIE OSUWISKA SAWICKIEGO

Wnikliwe obserwacje rzeźby terenu osuwiska, analiza układu przestrzennego różnorodnych form, analiza cech i wskaźników obliczonych dla badanych drzew były podstawą do przeprowadzenia szczegółowej interpretacji i próby określenia prawidłowości w ruchu koluwiu. Metoda dendrogeomorfologiczna, w przeciwieństwie do metody geodezyjnej oraz technik wykorzystujących skaniny laserowe, uniemożliwia pomiar prędkości przemieszczeń koluwiów, natomiast jedną z jej największych zalet jest możliwość przeprowadzenia rekonstrukcji aktywności poszczególnych fragmentów osuwiska nawet do kilkuset lat wstecz.

7.1. DOMINUJĄCE KIERUNKI PRZEMIESZCZEŃ

Na podstawie analizy danych, dotyczących dynamiki przemieszczeń płatów osuwiskowych, pochylenia i ekspozycji pni badanych drzew, układu form rzeźby wewnątrzosuwiskowej, nachylenia stoków i ekspozycji terenu utworzono mapę dominujących kierunków przemieszczeń koluwiów na osuwisku Sawickiego, na której zaprezentowano dwa rodzaje kierunków przemieszczeń (ryc. 35). Czerwone strzałki wskazują wektor ruchu koluwiów, który został określony dla każdego badanego drzewa na podstawie analizy częstości występowania kierunków przemieszczeń płatów osuwiskowych, przy szczególnym uwzględnieniu azymutu pochylenia pni drzew. Zasięg tego wydzielenia jest ograniczony do obszaru, z którego pobierano rdzenie (obszar występowania lasów iglastych). Szare strzałki wyznaczają natomiast bardziej ogólny wektor przemieszczania koluwiów w obrębie poszczególnych fragmentów osuwiska, ustalony przede wszystkim w oparciu o mapy nachylenia i ekspozycji stoków oraz szkicu geomorfologicznego (układ form osuwiskowych względem kierunków świata).



Ryc. 35. Dominujące kierunki przemieszczeń koluwiów: 1) kierunek wyznaczony w oparciu o ekspozycję stoków oraz orientację form terenu; 2) kierunek wyznaczony dla każdego drzewa na podstawie azymutów przemieszczeń pławit osuwiskowych i pochylenia pni drzew
 Fig. 35. The prevailing directions of colluvium displacements: 1) direction determined on the basis of slope exposure and landforms orientation; 2) direction determined for each tree on the basis of landslide bodies movements azimuths and tree trunks inclination

Kierunki przemieszczeń, wyznaczone na dwa różne sposoby, często są ze sobą zbieżne. Największe różnice występują w północnej części osuwiska, w obrębie skarpy głównej oraz w strefie położonej poniżej skarpy głównej. Dominujące kierunki przemieszczeń, określone na podstawie analizy aktywności płatów osuwiskowych, są bardzo zróżnicowane w najwyższych położonych fragmentach osuwiska i świadczą przede wszystkim o chaotycznym ruchu koluwiów po ich oderwaniu się od skarpy głównej w początkowym stadium powstawania osuwiska. Dopiero kilkaset metrów niżej dochodzi do uporządkowania ruchu i większego ujednoczenia kierunku przemieszczania koluwiów. W środkowym fragmencie V strefy morfologicznej dominuje mniej więcej S kierunek przemieszczania mas koluwalnych, natomiast na jej obrzeżach (obszar występowania skarpy bocznej) i w VI strefie morfologicznej (skarpa główna) zasadniczy ruch jest najczęściej skierowany zgodnie ze spadkiem stoku w stronę Szklarki. W III i IV strefy morfologicznej jezior osuwiskowy przybiera kierunek NNE-SSW. Na wysokości II strefy morfologicznej następuje zmiana dominującego kierunku na NE-SW, natomiast po lewej stronie znajduje się rozległa niska boczna, zasilająca osuwisko w dodatkowy materiał koluwalny. Przemieszczenia koluwiów we wschodniej części II strefy morfologicznej (w pobliżu skarpy bocznej) charakteryzują się wielokierunkowością (ruchy chaotyczne), lecz w miarę przemieszczania się na W, tworzą one coraz bardziej uporządkowany nurt. Połączenie się dwóch odnóg strumieni koluwiów powoduje zmianę kierunku na NE-SW, lecz na granicy I i II strefy morfologicznej zwężenie doliny wymusza zmianę kierunku ruchu mas koluwalnych na NW-SE (ryc. 35).

7.2. ETAPY ROZWOJU RUCHU KOLUWIUM

W oparciu o analizę zróżnicowania dynamiki poszczególnych fragmentów osuwiska oraz dominujących kierunków przemieszczeń koluwiów utworzono schemat ruchu mas koluwalnych w obrębie osuwiska Sawickiego, składający się z czterech odrębnych stadiów (ryc. 36):

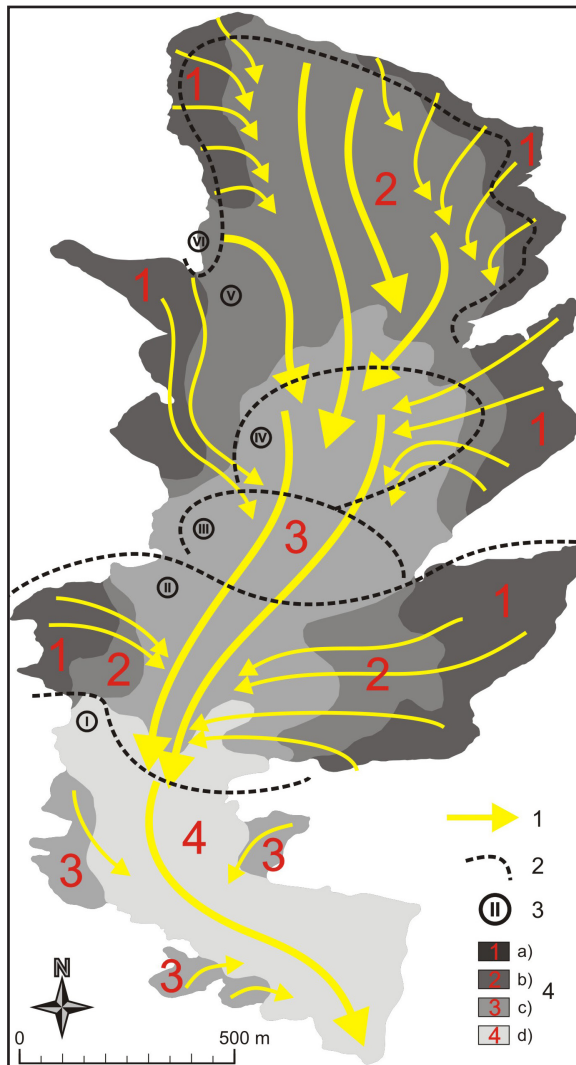
Etap 1) – uruchomienie masy koluwalnej w obszarze skarpy głównej oraz skarp bocznych (morfologiczna strefa V i VI; E i W część strefy II). Koluwium cechuje chaotyczny (wielokierunkowy) sposób przemieszczania.

Etap 2) – faza uporządkowania ruchu w obszarze poniżej skarpy głównej (V strefa morfologiczna) i skarpy bocznej (E i W część II strefy morfologicznej). Ruch osuwiska staje się bardziej uporządkowany. W wyniku krzyżowania się i nakładania na siebie odrębnych strumieni mas koluwalnych, wpływających z różnych stron osuwiska w kierunku doliny głównej, powstają wały poprzeczne.

Etap 3) – faza uporządkowania jeziora osuwiskowego (morfologiczne strefy II, III oraz IV). Ruch koluwiów jest dobrze uporządkowany (jednokierunkowy) i przebiega zgodnie w kierunku głównej doliny. Obok form o wyraźnym

układzie równoleżnikowym, pojawiają się także formy podłużne o układzie południkowym (wały podłużne), do których nawiązuje układ sieci hydrograficznej.

Etap 4) – faza zanikania ruchu i stabilizacji koluwiów (I strefa morfologiczna). Ruch osuwiska cechuje spadek prędkości przemieszczania. Ostatecznie dochodzi do zatrzymania jezora osuwiskowego i stabilizacji jego czoła. Zwężające się dno doliny zostaje wypełnione materiałem koluwalnym, który podlega systematycznemu rozmywaniu i z czasem zostaje odprowadzony przez Szklarkę do koryta Ropy.



Ryc. 36. Etapy ruchu mas koluwalnych w obrębie osuwiska Sawickiego. 1) główny kierunek przemieszczeń mas koluwalnych; 2) zasięg stref morfologicznych; 3) strefy morfologiczne; 4) poszczególne etapy ruchu: a) etap 1; b) etap 2; c) etap 3; d) etap 4

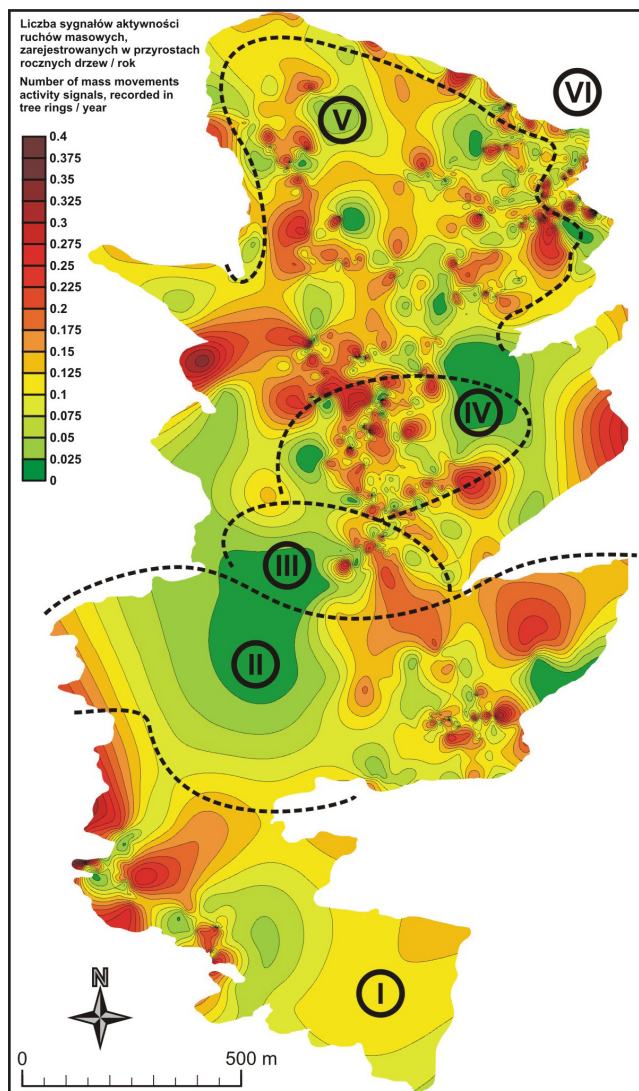
Fig. 36. Stages of the colluvial masses movement within the Sawicki landslide. 1) main direction of colluvial masses displacement; 2) the range of morphological zones; 3) morphological zones; 4) particular stages of landslide movement: a) stage 1; b) stage 2; c) stage 3; d) stage 4

Wyniki badań przemieszczeń płytów osuwiskowych nie potwierdzają detruzywnego typu osuwiska, o którym pisali W. Rączkowski i L. Zabuski (2008). Z drugiej strony, analiza prawdopodobnych kierunków rozwoju osuwiska wskazuje właśnie na detruzywny charakter. Osuwisko ma swój początek w górnych fragmentach stoków, gdzie znajdują się główne obszary zasilania koluwalnego. W momencie uaktywnienia koluwiów (etap 1) dochodzi do ich translokacji w dół stoku. Ciężar i siła naporu chaotycznie przemieszczanych mas, gwałtownie wywierane na coraz niżej zalegające pokrywy stokowe powodują ich destabilizację (etap 2). Z kolei najbardziej jednolity (ukierunkowany) ruch osuwiska występuje w miejscu zwężenia (kanalizacji) doliny – uwidacznia się to m.in. w idealnie uporządkowanym układzie form osuwiskowych, będących pozostałością po transporcie koluwium (etap 3). Płaty w najniższej części jezora osuwiska często charakteryzują się mniej regularnym układem w porównaniu do stref III i IV. Może to wynikać z powolnego procesu zatrzymywania się mas koluwalnych, które napotykać na liczne przeszkody tracą stopniowo uporządkowany charakter ruchu (etap 4).

7.3. FREKWENCJA AKTYWNOŚCI RUCHÓW MASOWYCH

Aby przedstawić ogromne zróżnicowanie aktywności poszczególnych fragmentów osuwiska Sawickiego, utworzono mapę frekwencji ruchów masowych (ryc. 37). W tym celu liczbę sygnałów aktywności osuwiskowej, uzyskanych dla każdego badanego drzewa w wyniku przeprowadzonej analizy dendrogeomorfologicznej, podzielono przez wiek danego drzewa. Obliczone wartości zostały interpolowane na powierzchnię całego osuwiska.

Średnia wartość wskaźnika frekwencji aktywności osuwiskowej wyniosła 0,097 przemieszczeń na rok. Wartość najniższa (0), oznaczająca brak śladów aktywności ruchów masowych w układzie przyrostów rocznych drzew, została stwierdzona u 19 drzew (2% całej badanej grupy). Najwyższa wartość wskaźnika wyniosła 0,36 śladów aktywności podłoża na rok. Spośród 10 drzew o najwyższej wartości wskaźnika, połowa z nich rosła w V i VI strefie morfologicznej (z czego 80% rosło na skarpie głównej), natomiast pozostałe drzewa występowały w części środkowej (30%) i południowej (20%) części jezora osuwiskowego. Przestrzenny układ aktywności osuwiskowej jest dość złożony i wynika w dużego urozmaicenia rzeźby terenu (ryc. 37).



Ryc. 37. Frekwencja aktywności przemieszczeń koluwiów w obrębie osuwiska Sawickiego na tle stref morfologicznych

Fig. 37. The frequency of colluvium displacements activity within the Sawicki landslide with the background of morphological zones

Największą frekwencją aktywności osuwiskowej cechują się następujące obszary:

- zachodnia część I strefy morfologicznej – stanowi ją stroma skarpa boczna, objęta zsuwami wtórnymi, regularnie uaktywnianymi w wyniku podcinania przez Szklarę
- wschodnia część II strefy morfologicznej – położona w obrębie południowo-wschodniego obszaru zasilania koluwalnego, poniżej skarpy bocznej

- wschodnia część III strefy morfologicznej – obszar stromej skarpy wtórnej, wymuszającej zwężenie jezora osuwiskowego
- centralna część IV strefy morfologicznej – obszar występowania licznych form wewnątrzosuwiskowych, związanych z koncentracją, akumulacją i nakładaniem się kolejnych warstw koluwiów z wyżej położonych fragmentów jezora osuwiskowego
- zachodnia część V strefy morfologicznej – największy obszar aktywności osuwiskowej, obejmujący fragment jezora poniżej skarpy bocznej, porozdzielany licznymi skarpami wtórnymi i progami osuwiskowymi
- wschodnia część V strefy morfologicznej – teren położony poniżej skarpy głównej osuwiska, obejmujący skarpy wtórne i progi osuwiskowe oraz liczne formy, m.in. wały poprzeczne

W obrębie osuwiska Sawickiego można wyróżnić także dwa większe obszary o stabilnych pokrywach stokowych, zlokalizowane w środkowej części osuwiska, na granicy stref II i III (rozległa równina w dnie doliny głównej) oraz we wschodniej jego części, obejmującej stoki niewielkiego, bocznego grzbietu, odchodzącego od Jeleniej Góry (granica stref IV, V i VI).

8. WERYFIKACJA UŻYTECZNOŚCI METODY DENDROGEOMORFOLOGICZNEJ W BADANIACH AKTYWNOŚCI OSUWISKA SAWICKIEGO

8.1. KONFRONTACJA WYNIKÓW RÓŻNYCH BADAŃ DENDROGEOMORFOLOGICZNYCH OSUWISKA

Okolice Szymbarku stanowią obszar o rekordowo wysokim, jak na skalę Polski, udziale powierzchni terenu zajętej przez osuwiska (Rączkowski, 2004; Gil i Spólnik, 2013), spośród których wiele było przedmiotem pomiarów i obserwacji. Dzięki tak bogatej literaturze naukowej możliwe było porównanie wyników uzyskanych w badaniach dendrogeomorfologicznej analizy aktywności osuwiska Sawickiego z pomiarami i obserwacjami innych naukowców zajmujących się ruchami masowymi.

Najstarszy ze wszystkich datowanych epizodów aktywności osuwisk w Szymbarku (Kuropatnicki, 1786) nie został potwierdzony w badaniach prowadzonych z wykorzystaniem metody dendrogeomorfologicznej. Przyczynę takiego stanu rzeczy należy tłumaczyć niewystarczającym wiekiem drzew (podstawowe ograniczenie tej metody). Ruchy masowe z lat: 1913, 1918, 1970, 1973, 1974, 1980 i 1985, które zostały zidentyfikowane na szymbarskich osuwiskach, zostały potwierdzone na co najmniej 5 z 11 stanowisk pomiarowych, wyznaczonych na osuwisku Sawickiego, a przemieszczenia obserwowane w roku 1997 i 2004 na czterech stanowiskach pomiarowych (tab. 8). Aktywność osuwisk w Szymbarku z roku 1962, 1971 oraz 1978 pozostawiła ślad zapisany w przyrostach rocznych drzew na trzech stanowiskach pomiarowych osuwiska Sawickiego, a w latach 1931 i 2010 tylko na dwóch. Przemieszczenia, które miały miejsce w 1934, 2002 oraz 2014 roku, zostały potwierdzone w badaniach dendrogeomorfologicznych

tylko na jednym stanowisku, zlokalizowanym w dolnej części badanego osuwiska (tab. 8).

Tabela 8. Porównanie okresów ruchów osuwisk w Szymbarku z aktywnością osuwiska Sawickiego, określoną przy użyciu metody dendrogeomorfologicznej

Okres aktywności osuwisk	Nazwa osuwiska (przyjęta od nazwy przysiółka)	Źródło (obserwator-jeśli był inny niż autor źródła)	Aktywność (+) lub jej brak (-) na osuwisku Sawickiego (aktywne stanowiska)
1784	prawdopodobnie Szklarki	Kuropatnicki, 1786	- (brak drzew o wymaganym wieku)
1913	Szklarki (osuw. Sawickiego)	Pitułko, 1919; Sawicki, 1917; Wachowicz	+ (F,G,I,J,K)
1918	Zapadle	Wójcik, 1958	+ (E,F,G,H,J)
1931 (?)		Wójcik, 1958	- (B,J)
1934 (?)		Wójcik, 1958	- (B)
1962	Szklarki, Górki, Bartnia, Zalipie	Wachowicz	+ (E,F,H)
1970	Kawiory	Dauksza i Kotarba, 1973	+ (D,E,F,H,J)
1971	Kawiory	Dauksza i Kotarba, 1973	+ (E,F,H)
1973	Zapadle	Gil i Kotarba, 1975, 1977	+ (A,E,F,H,J)
1974	Bystrzyca, Nadzajzie, Szklarki, Wiatrówki, Zapadle	Gil i Kotarba, 1975; Gil i Starkel, 1979	+ (D,E,F,G,H,I,J,K)
1978	pod Kamionką	Rączkowski i Mrozek, 2002 (E. Gil)	+ (E,H,K)
1980	pod Kamionką	Rączkowski i Mrozek, 2002 (E. Gil)	+ (C,E,F,G,H,I)
1985	Bystrzyca	Thiel 1989	+ (C,E,F,G,I,J,K)
1997	Kawiory, Hucisko, Piorunówka, Zapadle, pod Kamionką	Gil i Bochenek, 1998	+ (B,C,E,I)
2002	Ropa	Rączkowski i Mrozek, 2002 (prac. PIG)	- (A)
2004	Bystra Podlesie (Gerucha)	Gil i Długosz, 2006	+ (B,D,G,I)
2010	Bystrzyca, Wiatrówki, nad Cisowym potokiem	Kijowska-Strugała i in., 2017	+ (A,B)
2014	Hucisko, Kroh, pod Miejską Górą (przy drodze)	(K. Kiszka)	- (B)

Wyniki analizy dendrogeomorfologicznej wskazują na fakt, że osuwisko Sawickiego jest raczej zbiorem osuwisk, co potwierdza niejednorodny charakter aktywności osuwiskowej. Najczęściej ruchy masowe występowały i rozwijały się niezależnie w różnych częściach osuwiska, natomiast jednoczesna aktywność całego obszaru osuwiska była niezwykle rzadka. Tylko podczas najbardziej ekstremalnych opadów deszczu w 1913 i 1974 roku (suma roczna przekraczająca 1150 mm, ciągłe opady trwające przynajmniej 3 miesiące) przemieszczenia obejmowały większą część koluwiów. Do podobnych wniosków doszły K. Łuszczynska i M. Wistuba (2015) w badaniach na znacznie mniejszym osuwisku Skałka w Beskidzie Morawsko-Śląskim. Wykorzystując metodę dendrogeomorfologiczną, wydzieliły one siedem stref, które także odznaczały się odmiennymi okresami aktywności osuwiskowej.

Tabela 9. Porównanie okresów aktywności osuwiska Sawickiego wyznaczonych przy użyciu metody dendrogeomorfologicznej (+ oznacza aktywność osuwiska)

	M. Krąpiec i in. (2008)	N. Nawrocka (2013)	badania autora		M. Krąpiec i in. (2008)	N. Nawrocka (2013)	badania autora		M. Krąpiec i in. (2008)	N. Nawrocka (2013)	badania autora		M. Krąpiec i in. (2008)	N. Nawrocka (2013)	badania autora
1900		+		1951	+			1977	+	+	+	1988	+	+	
1906			+	1953	+			1978		+		1989	+	+	
1907			+	1965	+		+	1979		+		1996	+		
1913			+	1968		+		1980			+	1997	+	+	+
1914			+	1970			+	1981	+			1998		+	
1916			+	1971	+			1983		+	+	2000	+		
1918			+	1973	+		+	1984		+		2001	+		
1929			+	1974			+	1985		+	+	2002	+		
1930			+	1975		+	+	1986	+			2004			+

Wyniki badań dendrogeomorfologicznych zostały porównane także z wcześniejszymi badaniami dendrogeomorfologicznymi (Krąpiec i in., 2008; Nawrocka, 2013), prowadzonymi na osuwisku Sawickiego (tab. 9).

Pośród wszystkich okresów, dla których wyniki badań wskazują na reaktywację osuwiska, tylko w roku 1977 i 1997 ruchy masowe zostały stwierdzone przez wszystkich autorów. Okresy aktywności osuwiska Sawickiego, stwierdzone zarówno dla M. Krąpca i in (2008), jak i badań autora to lata: 1965 i 1973, natomiast dla N. Nawrockiej (2013) i badań autora to lata: 1975, 1983 i 1985. Wyniki badań N. Nawrockiej (2013) i M. Krąpca i in. (2008) pokrywają się dla lat: 1988 i 1989.

W badaniach M. Krąpca i in. (2008) oraz N. Nawrockiej (2013) brakuje epizodów wcześniejszych niż lata 50. XX wieku (za wyjątkiem roku 1900). Może być to spowodowane niewystarczającą ilością opróbowanych drzew i zbyt małym udziałem w grupie badawczej osobników o wieku przekraczającym 75 lat. Rozbieżności widoczne przy porównaniu rezultatów wymienionych badań dendrogeomorfologicznych osuwiska Sawickiego mogą też wynikać nie tylko z różnorodnej liczebności grupy badawczej, ale także z odmiennych lokalizacji miejsc poboru prób oraz niejednakowej równomierności ich rozkładu przestrzennego.

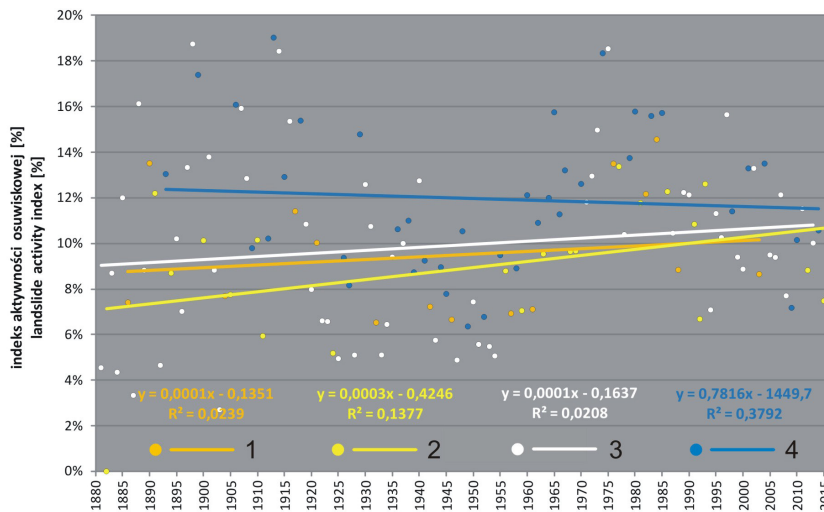
8.2. AKTYWNOŚĆ OSUWISKA A OPADY ATMOSFERYCZNE

Według rocznej klasyfikacji opadowej okresu 1885-2015, wykonanej dla stacji meteorologicznych w Szymbarku i Krynicy, 7 lat zostało zaklasyfikowanych

jako ekstremalnie wilgotne: 1913, 1966, 1970, 1974, 2001, 2010 oraz 2014. Dla tych okresów próbowano znaleźć odzwierciedlenie wysokości opadów w reaktywacji osuwiska Sawickiego.

Największa aktywność badanego osuwiska była związana z wysokimi opadami atmosferycznymi w roku 1913 oraz 1974. Opady w roku 1970 również spowodowały liczne osunięcia, zwłaszcza w środkowej części jęzora osuwiskowego, natomiast rok 1966 zapisał się w aktywności ruchów masowych na badanym osuwisku z rocznym opóźnieniem. Ekstremalnie wilgotne lata w XXI wieku spowodowały intensywne przemieszczenia płatów osuwiskowych w obrębie tylko dwóch stanowisk pomiarowych w najniższej części jęzora osuwiskowego (I i II strefa morfologiczna) (ryc. 17, 21B).

Pośród 37 lat zaklasyfikowanych jako wilgotne, aktywność osuwiskową stwierdzono w 15 latach: 1906, 1908, 1914, 1918, 1965, 1967, 1972, 1973, 1975, 1979, 1980, 1983, 1985, 1997, 2004. W wilgotnym roku 1915 przemieszczenia koluwiów zapisały się w przyrostach rocznych drzew z jednorocznym opóźnieniem, natomiast w roku 1899 i 1927 z opóźnieniem dwuletnim. W pozostałych latach wilgotnych nie zaobserwowano większego wpływu opadów atmosferycznych na reaktywację osuwiska.



Ryc. 38. Zależność aktywności osuwiska Sawickiego od opadów rocznych: 1) lata ekstremalnie suche; 2) lata suche; 3) lata normalne; 4) lata wilgotne i ekstremalnie wilgotne

Fig. 38. Relation between the Sawicki landslide activity and precipitation: 1) extremely dry years; 2) dry years; 3) average years; 4) wet and extremely wet years

Bardzo ciekawy jest fakt występowania przemieszczeń w różnych fragmentach badanego osuwiska (najczęściej środkowa część jęzora osuwiskowego) w wybranych latach suchych i ekstremalnie suchych: 1917, 1976, 1977 oraz 1993. Aktywność osuwiska w 1917, 1976 i 1977 można wytłumaczyć znacznym rozciągnięciem czasowym dwóch największych faz osuwania (1913 i 1974). Przyczyną aktywności osuwiskowej w 1993 roku może być ekstremalnie wilgotny wrzesień

1992 roku (ponad 140 mm opadu, poprzedzony trzema suchymi miesiącami letnimi), który zapisał się dopiero w wiosennych przyrostach drzew w następnym roku.

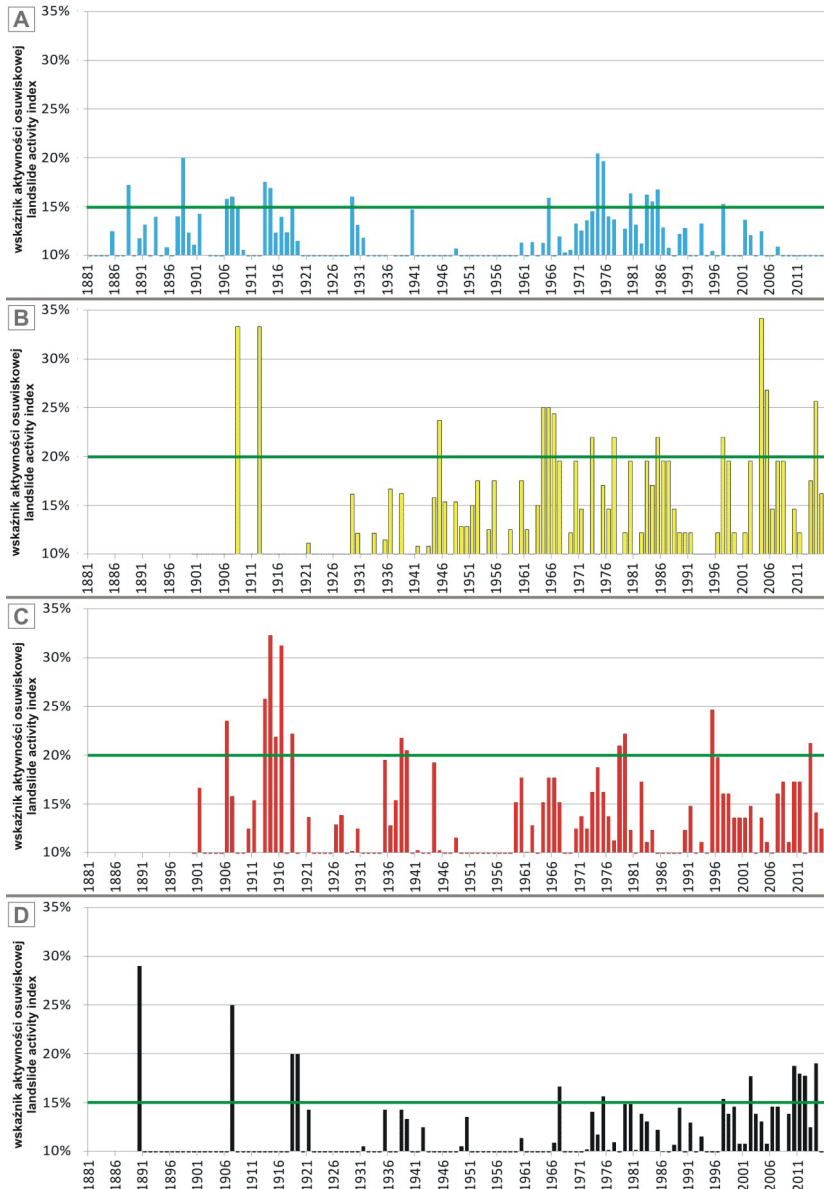
Lata wilgotne i ekstremalnie wilgotne mają większy wpływ na aktywność osuwiska Sawickiego niż lata normalne, suche i ekstremalnie suche (ryc. 38). Świadczy o tym wartość współczynnika determinacji, który w przypadku lat wilgotnych i ekstremalnie wilgotnych ($R^2 = 0,3792$) jest znacznie wyższy od lat normalnych ($R^2 = 0,0208$), suchych ($R^2 = 0,1377$) i ekstremalnie suchych ($R^2 = 0,0239$), a także położenie linii trendu lat wilgotnych i ekstremalnie wilgotnych ponad linią trendu lat normalnych, suchych i ekstremalnie suchych. Wraz z upływem czasu wpływ ten jednak wyraźnie maleje – linia lat wilgotnych i ekstremalnie wilgotnych charakteryzuje się trendem malejącym, a linia lat normalnych, suchych i ekstremalnie suchych trendem rosnącym.

8.3. OCENA PRZYDATNOŚCI POSZCZEGÓLNYCH GATUNKÓW DRZEW DLA DENDROGEOMORFOLOGII

W badaniach wykorzystano cztery różne gatunki drzew iglastych. Frekwencję dendrochronologicznych sygnałów przemieszczeń koluwiów, zapisanych w przyrostach rocznych drzew na podstawie poszczególnych gatunków prezentuje rycina 39. Wykresy przedstawiające liczbę dendrogeomorfologicznych sygnałów ruchów osuwiskowych w poszczególnych latach na podstawie prób jodły (ryc. 39A), świerka (ryc. 39B), modrzewia (ryc. 39C) oraz sosny (ryc. 39D) ewidentnie różnią się między sobą. Może to wynikać m.in. ze znacznego zróżnicowania liczebności badanych drzew danego gatunku w grupie badawczej, obszaru występowania i ich zasięgu. Próg aktywności osuwiskowej stanowi wartość kwantyla $q_{0,1}$, który dla jodły i sosny wynosi 15%, natomiast dla świerka i modrzewia 20%.

Aktywność osuwiskowa zapisana w przyrostach rocznych jodły zapisała się w latach: 1888, 1898, 1906-1908, 1913-1914, 1918, 1929, 1940, 1965, 1974-1975, 1980, 1983-1985, 1997 (ryc. 39A). Ruchy osuwiska zarejestrowane przez jodłę w latach wilgotnych stanowią 33%, a w latach ekstremalnie wilgotnych 17% (ryc. 40). Połowa osunięć miała miejsce w latach wilgotnych i ekstremalnie wilgotnych, a tylko 6% w latach ekstremalnie suchych. Jodła jest gatunkiem, która ma duże predyspozycje w badaniach dendrogeomorfologicznych: rośnie długo i dobrze znosi niekorzystne warunki. Jodły wykształcają bardzo prosty pień, który reaguje nawet na minimalne odchylenie pnia. Cecha ta jest jednak także przyczyną obecności sygnałów aktywności ruchów masowych w latach suchych, co można tłumaczyć reakcją jodeł na zmiany gęstości materiału gliniasto-ilastego w wyniku wysychania. Krąpiec i in. (2008) zwrócili uwagę na reakcję drzew na przemieszczenia rzędu kilkunastu cm na osuwisku Sawickiego. Problem reakcji

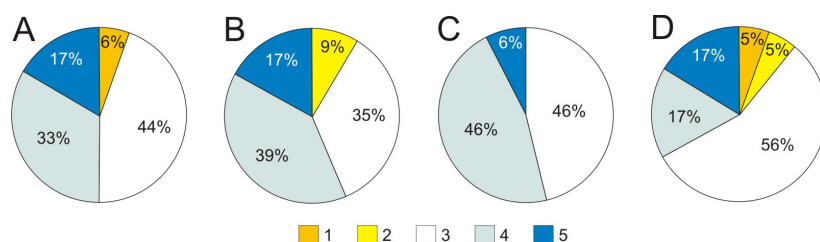
jodeł na osuwisku Sawickiego w latach suchych został dostrzeżony także przez Nawrocką (2013). Gatunek ten wykazał ruchy osuwiska Sawickiego w okresach największych opadów w XX wieku, natomiast po 2000 roku liczba sygnałów aktywności osuwiskowej jest niewielka (ryc. 39A).



Ryc. 39. Frekwencja dendrochronologicznych sygnałów aktywności osuwiskowej w poszczególnych latach, obliczona dla grupy wszystkich drzew poszczególnych gatunków: A) jodły; B) świerku; C) modrzewia; D) sosny

Fig. 39. The frequency of landslide activity dendrochronological signals in period 1881-2015 for an experimental group of all trees for species: A) fir; B) spruce; C) larch; D) pine

Aktywność osuwiskowa zapisana w przyrostach rocznych świerka zapisała się w latach: 1908, 1912, 1945, 1964-1967, 1970, 1973, 1977, 1980, 1983, 1985-1987, 1997-1998, 2002, 2004-2005, 2007-2008, 2014 (ryc. 39B). Przemieszczenia w obrębie osuwiska, zarejestrowane przez świerk w latach wilgotnych stanowią 39%, a w latach ekstremalnie wilgotnych 17%. W sumie 56% przemieszczeń koluwalnych miała miejsce w latach wilgotnych i ekstremalnie wilgotnych, natomiast 9% w latach suchych (ryc. 40). W porównaniu do jodły gatunek świerka wykazał liczne przemieszczenia osuwiska Sawickiego w XXI wieku. Największą wadą tego gatunku jest słaba kondycja zdrowotna oraz mniejsza liczebność w porównaniu do jodły i sosny w tej części Karpat.



Ryc. 40. Udział procentowy dendrochronologicznych sygnałów aktywności osuwiskowej według rocznej klasyfikacji opadowej poszczególnych gatunków drzew: A) jodła; B) świerk; C) modrzew; D) sosna; 1) lata ekstremalnie suche; 2) lata suche; 3) lata przeciętne; 4) lata wilgotne; 5) lata ekstremalnie wilgotne

Fig. 40. Percentage of landslide activity dendrochronological signals according to precipitation classification for particular tree species: A) fir; B) spruce; C) larch; D) pine; 1) extremely dry years; 2) dry years; 3) average years; 4) wet years; 5) extremely wet years

Aktywność osuwiskowa zapisana w przyrostach rocznych modrzewia zapisała się w latach: 1906, 1913-1916, 1918, 1938-1939, 1978-1979, 1995-1996, 2013 (ryc. 39C). Ruchy osuwiska zarejestrowane przez modrzewie w latach wilgotnych stanowią 46%, a w latach ekstremalnie wilgotnych tylko 6% (ryc. 40). W sumie 52% przemieszczeń koluwalnych miała miejsce w latach wilgotnych i ekstremalnie wilgotnych, natomiast nie stwierdzono ich w latach suchych i ekstremalnie suchych. Pomimo znacznej światłożądności, gatunek ten bardzo dobrze nadaje się do badań dendrogeomorfologicznych, ponieważ jego sygnały, świadczące o wzmożonej aktywności osuwiska Sawickiego zapisały się wyłącznie w latach wilgotnych, ekstremalnie wilgotnych oraz normalnych. Modrzewie w najmniejszym stopniu spośród wszystkich badanych gatunków drzew reagują na lata suche. Dodatkową zaletą modrzewia jest najstarszy wiek drzew, który umożliwił m.in. zapis w ich przyrostach rocznych wyraźnego śladu aktywności osuwiska w 1913 roku.

Aktywność osuwiskowa zapisana w przyrostach rocznych sosny zapisała się w latach: 1890, 1907, 1918-1919, 1967, 1975, 1979-1980, 1989, 1997, 1999, 2002, 2006-2007, 2010-2012, 2014 (ryc. 39D). Ruchy osuwiska zarejestrowane przez sosny w latach wilgotnych (17%) i ekstremalnie wilgotnych (17%) stanowią łącznie zaledwie 34%, natomiast 10% przemieszczeń koluwalnych miała miejsce w latach suchych i ekstremalnie suchych (ryc. 40). Spośród wszystkich opisanych gatunków drzew sosna charakteryzuje się najmniejszymi predyspozycjami

do badań dendrogeomorfologicznych. Przyczyną tego mogą być jej cechy i tendencje gatunkowe. Sosna pospolita jest gatunkiem mocno światłolubnym, do tego bardzo szybko przyrasta i cechuje się największymi wartościami wskaźnika zakrzywienia pni. Cecha ta sprawia, że potrzeba podążania za światłem może być czynnikiem, które determinuje rozwój komórek drewna w większym stopniu niż zaburzenia równowagi, związane z destabilizacją podłoża. Poza tym w przypadku osuwiska Sawickiego, sosny charakteryzowały się znacznie młodszym wiekiem niż pozostałe gatunki.

9. WNIOSKI

1. Badania dendrogeomorfologiczne w obrębie osuwiska Sawickiego wykazały czasową i przestrzenną złożoność aktywności osuwiskowej.

2. Ruchy masowe obejmujące większą część badanego osuwiska wystąpiły tylko dwukrotnie w okresie objętym badaniami dendrogeomorfologicznymi (1913-1914, 1974-1975) i były inicjowane ekstremalnymi opadami deszczu. W latach: 1888, 1906-1907, 1916, 1918, 1929, 1965, 1973, 1980, 1983-1985, 1997 zasadniczym przemieszczeniom podlegały jedynie poszczególne fragmenty osuwiska. Ich rozkład przestrzenny był przeważnie chaotyczny. Największą dynamiką przemieszczeń cechowały się lata 70., a największy zasięg przestrzenny ruchów osuwiskowych miał miejsce w latach 1974-1975.

3. Wyrazem złożoności aktywności osuwiska Sawickiego jest również przestrzenno-czasowy obraz dynamiki przemieszczeń, uzyskany na podstawie analizy dendrogeomorfologicznej, przeprowadzonej dla stanowisk i podstanowisk pomiarowych. Wykazała ona, że poszczególne fragmenty osuwiska najczęściej rozwijają się niezależnie od siebie.

4. W czasowo-przestrzennej dynamice osuwiska Sawickiego, w analizowanym wieloleciu 1890-2015 można wyróżnić 5 głównych faz aktywności, charakteryzujących się największym zasięgiem przestrzennym oraz rozciągłością czasową:

- Faza 1 (1856-1902) – górna część jezora osuwiskowego i strefa skarpy głównej.
- Faza 2 (1906-1909) – wybrane fragmenty w górnej i środkowej części osuwiska.
- Faza 3 (1913-1918) – większość powierzchni osuwiska. Reakcja przyrostów drzew na zmiany w podłożu trwała w tym przypadku nawet do 6-7 lat.
- Faza 4 (1970-1985) – większość powierzchni osuwiska. Najdłuższa i najlepiej zarejestrowana w przyrostach rocznych drzew. Najsłabiej zapisała się w najniższej położonej części osuwiska.
- Faza 5 (2009-2012) – dolne fragmenty jezora osuwiskowego (I i II strefa morfologiczna).

5. W początkowym etapie translokacje koluwiów mają przeważnie charakter chaotyczny zarówno w czasie, jak i w przestrzeni, szczególnie w okresie po oderwaniu materiału koluwalnego od skarpy głównej lub bocznej, po czym następuje uporządkowanie przestrzenne ruchu. W trakcie dalszego przemieszczania koluwia oderwane z różnych fragmentów skarpy głównej i bocznej łączą się ze sobą, powodując powstawanie różnorodnych form wewnątrzosuwickowych, najczęściej w postaci wałów poprzecznych. Ostatecznie dochodzi do zatrzymania i ustabilizowania się jęzora osuwiskowego w zwężającej się dolinie Szklarki w najniższej strefie morfologicznej.

6. Na podstawie analizy opadowej wielolecia 1890-2015 stwierdzono, że okresy aktywności osuwiska Sawickiego nawiązują do większości lat ekstremalnie wilgotnych oraz do połowy lat sklasyfikowanych jako wilgotne. Notowane były także przypadki jednorocznego i dwurocznego opóźnienia ruchów masowych względem opadów atmosferycznych.

7. Wszystkie spośród czterech gatunków drzew iglastych okazały się bardzo przydatne w badaniach aktywności osuwiska Sawickiego, jednak największe predyspozycje do analizy dendrogeomorfologicznej wykazały świerk, modrzew oraz jodła.

8. Zastosowanie metody dendrogeomorfologicznej umożliwia przeprowadzenie wyjątkowo szczegółowej rekonstrukcji aktywności obszarów osuwiskowych, obejmujących obszary leśne. Szczegółowość otrzymanych wyników oraz zakres czasowy rekonstrukcji są uzależnione od wielkości grupy badawczej, a także od wieku i kondycji badanych drzew. Te dwa ostatnie czynniki stanowią również największe ograniczenie danej metody badawczej.

LITERATURA

- Adamczyk, B., Maciaszek, W., Januszek, K. (1973). *Gleby gromady Szymbark i jej wartość użytkowa*. [w:] L. Starkel (red.), *Gleby i zbiorowiska leśne okolic Szymbarku. Dokumentacja Geograficzna*, 1, 16-66.
- Adamczyk, M. (1979). Zmiany w krajobrazie Karpat w latach 1650-1870. *Wierchy*, 47, 160-175.
- Affek, A., Zachwatowicz, M., Sosnowska, A., Gerlée, A., Kiszka, K. (2017). Impacts of modern mechanised skidding on the natural and cultural heritage of the Polish Carpathian Mountains. *Forest Ecology and Management*, 405, 391-403, <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2017.09.047>
- Alestalo, J. (1971). Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105, 140.
- Alexandrowicz, S.W., Alexandrowicz, Z. (1998). Osuwisko na Górze Parkowej w Krynicy – osady, melakofauna i fazy rozwoju. *Geologia*, 24 (4), 271-331.
- Astrade, L., Bravard, J., Landon, N. (1998). Mouvements de masse et dynamique d'un géosystème alpestre: étude dendrogeomorphologique de deux sites de la vallée de Baulc (Diois, France). *Géographie physique et Quaternaire*, 52, 153-166, <https://doi.org/10.7202/004765ar>
- Bégin, C., Filion, L. (1988). Age of landslides along the grande rivière de la Baleine estuary, Eastern coast of Hudson bay, Québec (Canada). *Boreas*, 17, 289-299, DOI: 10.1007/978-90-481-8736-2_10
- Bober, L. (1968). *Wyniki badań geologiczno-inżynierskich osuwisk wschodniego Podhala*. CAG – Archiwum OK. PIG-PIB, Kraków.
- Bober, L. (1984). Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 340, 115-158.
- Braam, R.R., Weiss, E.E.J., Burrough, P.A. (1987). Spatial and temporal analysis of mass movements using dendrochronology. *Catena*, 14, 573-584.
- Butler, D.R. (1979). Dendrogeomorphological analysis of flooding and mass movement, Ram Plateau, Mackenzie Mountains, Northwest Territories. *The Canadian Geographer*, 23, 62-65, <https://doi.org/10.1111/j.1541-0064.1979.tb00638.x>
- Chowaniec, J., Kolasa, K., Nawrocka, D., Witek, K., Wykowski, A. (1975). *Katalog Osuwisk – województwo krakowskie, z zestawem map podstawowych i zbiorczych*. CAG PIG-PIB, Archiwum OK PIG-PIB, Kraków.
- Corominas, J., Moya, J. (1999). Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology*, 30, 79-93, [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00046-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00046-X)
- Corona, C., Lopez Saez, J., Stoffel, M. (2014). Defining optimal sample size, sampling design and thresholds for dendrogeomorphic landslide reconstructions. *Quaternary Geochronology*, 22, 72-84, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.02.006>
- Danek, M. (2009). Wpływ warunków klimatycznych na szerokość przyrostów rocznych modrzewia (*Larix decidua* Mill.) rosnącego w północnej części województwa małopolskiego. *Sylwan*, 153, 768-776, <https://doi.org/10.26202/sylwan.2009051>
- Dauksza, L., Kotarba, A. (1973). An analysis of the influence of fluvial erosion in the development of landslide slope (using the application of the queuing theory). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 7, 91-104.

- Długosz, M. (2011). Podatność stoków na osuwanie w polskich Karpatach fliszowych. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 230, 112.
- Fantucci, R., McCord, A. (1995). Reconstruction of landslide dynamic with dendrochronological methods. *Dendrochronologia*, 13, 33-48.
- Fantucci, R., Sorriso-Valvo, M. (1999). Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology*, 30, 165-174, [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00052-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00052-5)
- Feliksik, E., Wilczyński, S. (1998). Wpływ temperatury i opadów na przyrost roczny drewna świerka, sosny i modrzewia występujących w Leśnictwie Pierściec u podnóża Pogórza Wilamowickiego. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 44, 77-85.
- Gerlach, T. (1962). Wędrujące zbcza. *Poznaj Świat. Magazyn Geogr.*, 9, s. 28-33.
- Gil, E. (1979). Typologia i ocena środowiska przyrodniczego okolic Szymbarku. *Dokumentacja Geograficzna*, 5, 91.
- Gil, E. (1994a). Gleby. [w:] L. Starkel, E. Gil (red), Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Stacja Bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe). *Biblioteka Monitoringu Środowiska*, 31-34.
- Gil, E. (1994b). Szata roślinna. [w:] L. Starkel, E. Gil (red), Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Stacja Bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe). *Biblioteka Monitoringu Środowiska*, 44-47.
- Gil, E. (1994c). Monitoring ruchów masowych. [w:] L. Starkel, E. Gil (red), Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Stacja Bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe). *Biblioteka Monitoringu Środowiska*, 88-107.
- Gil, E. (2014). Ludomir Sawicki – „Osuwisko ziemne w Szymbarku...” – w stulecie badań procesów osuwiskowych w Polskich Karpatach fliszowych. *Przegląd Geologiczny*, 62, 232-233.
- Gil, E., Bochenek, W. (1998). *Monitoring funkcjonowania wybranych elementów środowiska przyrodniczego w geosystemie zlewni fliszowej w roku hydrologicznym 1997 (zlewnia Bystrzanki)*. Szymbark: IGiPZ PAN.
- Gil, E., Długosz, M. (2006). Threshold values of rainfalls triggering selected deep-seted landslide in the Polish Flysch Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 40, 21-43.
- Gil, E., Gilot, E., Kotarba, A., Starkel, L., Szczepanek, K. (1974). An early Holocene landslide in the Niski Beskid and its significance for paleogeographical reconstructions. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 8, 69-82.
- Gil, E., Kotarba, A. (1977). Model of slide slope evolution in flysch mountains (An example drown from the Polish Carpathians). *Catena*, 4 (3), 233-248.
- Gil, E., Kotarba, A. (1979). Model dynamicznego stoku osuwiskowego w obszarze fliszowym (przykład z polskich Karpat). *Zeszyty Problemowe Postępu Nauk Rolniczych*, 222, 5-38.
- Gil, E., Starkel, L. (1979). Long-term extreme rainfalls and their role in the modelling of flysch slopes. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 13, 207-120.
- Gil, E., Spólnik, J. (2013). *Kataklyzm osuwiskowy w dolinie Szklarki (w stulecie wystąpienia) 1913-2013*. Szymbark: IGiPZ PAN.
- Gorczyca, E. (2004). *Przekształcenia stoków fliszowych przez procesy masowe podczas katastrofalnych opadów (dorzecze Łososiny)*. Wydawnictwo UJ, Kraków.
- Hess, M. (1965). Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 11.

- Holmes, R. L. (1983). Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measuring. *Tree-Ring Bulletin*, 43, 69-78.
- Jakubowski, K. (1968). Rola płytkich ruchów osuwiskowych zwietrzeliny w procesach stokowych na terenie wschodniego Podhala. *Prace Muzeum Ziemi*, 13, 173-314.
- Jankowski, L. (2007). Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426, 27-52.
- Jankowski, L. (2015). Nowe spojrzenie na budowę geologiczną Karpat – ujęcie dyskusyjne. *Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu*, Kraków: Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy.
- Kaczka, R.J., Janecka, K., Lempa, M., Rączkowska, Z. (2015). Zastosowanie metod dendrochronologicznych w badaniach lawin śnieżnych. *Landform Analysis*, 28, 15-27, doi: <http://dx.doi.org/10.12657/landfana.028.002>
- Kijowska-Strugała, M. (2015). Transport zawiesiny w warunkach zmieniającej się antropopresji w zlewni Bystrzanki (Karpaty Fliszowe). *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 247.
- Kijowska-Strugała, M., Wiejaczka, Ł., Gil, E., Bochenek, W., Kiszka, K. (2017). The impact of extreme hydro-meteorological events on the transformation of mountain river channels (Polish Flysch Carpathians). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 61 (1), 75-89, <https://doi.org/10.1127/zfg/2017/0434>
- Kiszka, K. (2010). Antropologiczne i naturalne uszkodzenia szlaków turystycznych w Pieninach polskich i słowackich. *Pieniny Przyroda i Człowiek*, 11, 157-169.
- Kiszka, K. (2016 a). Degradacja pienińskich szlaków związana z górską turystyką pieszą. *Pieniny Przyroda i Człowiek*, 16, 145-165.
- Kiszka, K. (2016 b). Dendrochronological study of the Sawicki landslide activity in the Beskid Niski Mts (Polish Flysch Carpathians). *Landform Analysis*, 32, 9-26, <https://doi.org/10.12657/landfana.032.002>
- Kiszka, K., Kijowska-Strugała, M. (2018). Monitoring efektów związanych z remontem szlaków – erozja gleby. *Pieniny – Przyroda i Człowiek*, 15, 165-174.
- Klimaszewski, M. (1935). Morfologiczne skutki powodzi w Małopolsce zachodniej w lipcu 1934. *Czasopismo Geograficzne*, 13, 2 (4), 283-291.
- Klimaszewski, M. (1972). *Geomorfologia Polski, t.1: Polska południowa – góry i wyżyny*. Warszawa: PWN.
- Klimaszewski, M. (1978). *Geomorfologia*. Warszawa: PWN.
- Kopciowski, R., Zimnal, Z., Chrzastowski, J., Jankowski, L., Szymakowska, F. (1997). *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50000, arkusz Gorlice (1037)*. Warszawa : Wydawnictwa Geologiczne.
- Kopciowski, R., Zimnal, Z., Chrzastowski, J., Jankowski, L., Szymakowska, F. (2014). *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, arkusz 1037 Gorlice*. Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy.
- Kotarba, A. (1970). Charakterystyka rzeźby okolic Szymbarku. [w:] L. Starkel (red), *Badania fizycznogeograficzne otoczenia Stacji Naukowo-Badawczej Instytutu Geografii PAN w Symbarku. Dokumentacja Geograficzna*, 3, 7-24.
- Krąpiec, M., Margielewski, W. (2000). Analiza dendrogeomorfologiczna ruchów masowych na obszarze polskich Karpat fliszowych. *Kwartalnik AGH, Geologia*, 26 (2), 141-171.
- Krąpiec, M., Rączkowski, W., Gil, E., Kłusek, M., Janicki, T., Kowalski, Z., Zabuski, L. (2004). *Zastosowanie analizy dendrogeomorfologicznej do monitoringu obszarów osuwiskowych w Beskidzie Niskim oraz jego praktyczne wykorzystanie*. Grant badawczy nr KBT 4T12B 025 26.

- Krapiec, M., Rączkowski, W., Danek, M., Gil, E., Kłusek, M., Zabuski, L. (2008). Monitoring dendrogeomorfologiczny osuwisk w Beskidzie Niskim. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu Polskiej Akademii Umiejętności*, 6, 173-184.
- Krzemień, K. (1991). Dynamika wysokogórskiego systemu fluwalnego na przykładzie Tatr Zachodnich. *Rozprawy Habilitacyjne Uniwersytetu Jagiellońskiego*.
- Książkiewicz, M. (1979). *Geologia Dynamiczna*. PWN: Warszawa.
- Kukulak, J. (1985). Tektoniczne założenia form zboczowych na Pogórzu Gubałowskim. *Folia Geographica, Series Geographica-Physica*, 20, 33-49.
- Kuropatnicki, E.A. (1786). *Geografia albo dokładne opisanie królestw Galicyi i Lodomerji*. Przemysł.
- Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Berger, F. (2011). Probability maps of landslide reactivation derived from tree-ring records: Pra Bellon landslide, Southern French Alps. *Geomorphology*, 138, 189-202, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.034>
- Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Astrade, L., Berger, F., Malet, J.P. (2012). Dendrogeomorphic reconstruction of past landslide reactivation with seasonal precision: the Bois Noir landslide, southeast French Alps. *Landslides*, 9, 189-203, <https://doi.org/10.1007/s10346-011-0284-6>
- Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M. (2013). Climate change increases the frequency of snowmelt-induced landslides in the French Alps. *Geology*, 41, 619-622, <https://doi.org/10.1130/G34098.1>
- Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Berger, F. (2014). Assessment of forested shallow landslide movements coupling tree ring records from stems and exposed roots. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2, 159-174, <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10616>
- Lopez Saez, J., Morel, P., Corona, C., Stoffel, M., Bommer-Dens, B., Schlunegger, F., Berger, F. (2017). Tree-ring reconstruction of reactivation phases of the Schimbrig landslide (Swiss Alps). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 23, 265-276, <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11825>
- Lorenc, H. (2000). *Termiczno-opadowa ocena klimatycznych sezonów roku w Polsce oraz tendencje czasowo-przestrzenne*. Projekt badawczy M-9, IMGW, Maszynopis.
- Łuszczynska, K., Wistuba, M. (2015). Czynniki uaktywniające i zróżnicowanie czasowe przemieszczeń koluwiów w różnych częściach stoku osuwiskowego – analiza dendrochronologiczna na przykładzie osuwiska Skalka (Moravskoslezské Beskydy). *Landform Analysis*, 28, 103-113, <http://dx.doi.org/10.12657/landfana.028.008>
- Łuszczynska, K., Wistuba, M., Malik, I. (2017). Dendrochronology as a source of data for landslide activity maps – an example from Beskid Żywiecki Mountains (Western Carpathians, Poland). *Environmental & Socio-economic Studies*, 5 (3), 40-46, <https://doi.org/10.1515/environ-2017-0015>
- Malik, I., Owczarek, P. (2005). Wykorzystanie odsłoniętych korzeni drzew do określenia przebiegu erozji zboczy dolin i dostawy zwietrzelin do koryt rzek górskich (Sudety Wschodnie). *Czasopismo Geograficzne*, 76, 101-116.
- Malik, I., Wistuba, M., Migoń, P., Fajer, M. (2016). Activity of Slow-Moving Landslides Recorded in Eccentric Tree Rings of Norway Spruce Trees (*Picea Abies* Karst.) — An Example from the Kamiennie MTS. (Sudetes MTS., Central Europe). *Geochronometria*, 43 (1), 24-37, <https://doi.org/10.1515/geochr-2015-0028>
- Margielewski, W. (1997a). Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej i ich związek z budową geologiczną regionu. *Geologia*, 23 (1), 45-102.

- Margielewski, W. (1997b). Dated landslides of the Jaworzyna Krynicka Range (Polish Outer Carpathians) and their relation to climatic phases of the Holocene. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67, 83–92.
- Margielewski, W. (2006). Records of the Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. area (Polish Outer Carpathians). *Folia Quaternaria*, 76, 149.
- Matuszkiewicz, J.M. (1993). Krajobrazy roślinne i regiony geobotaniczne Polski. *Prace Geograficzne IGPZ PAN*, 158, 107.
- Michalik, A. (1962). Osuwisko w Cichem na Podhalu. *Rocznik Nauk.-Dydakt. WSP Kraków*, 10.
- Miętus, M., Filipiak, J., Owczarek, M., Jakusik, E. (2005). Zmienność warunków opadowych polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego w świetle kwantylowej klasyfikacji opadowej. *Materiały Badawcze IMGW, Seria Meteorologia*, 37, 59.
- Migoń, P., Kacprzak, A., Malik, I., Kasprzak, M., Owczarek, P., Wistuba, M., Panek, T. (2014). Geomorphological, pedological and dendrochronological signatures of a relict landslide terrain, Mt Garbatka (Kamienne Mts), SW Poland. *Geomorphology*, 219, 213-231, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.05.005>
- Nawrocka, N. (2013). Analiza dendrogeomorfologiczne drzew różnych gatunków z obszaru osuwiska „L. Sawickiego” w Szymbarku, Beskid Niski, Karpaty Zewnętrzne. *Folia Quaternaria*, 81, 175-188.
- Niemirowski, M. (1964). Rola współczesnych procesów morfogenetycznych w kształtowaniu rzeźby podszczytowej Babiej Góry. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 10, 47-75.
- Obrębska-Starkel, B. (1973). Stosunki mezo- i mikroklimatyczne w Szymbarku. *Dokumentacja Geograficzna*, 5, 123.
- Pavlov, A.P. (1903). Opolzni Simbirskiego i Saratovskiego Povolza. *Mat. k poznaniu geol. strojenia Rosii*, 2.
- Pelfini, M., Santilli, M. (2008). Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology*, 101, 721-730, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.04.002>
- Pitułko, L. (1919). Usuwiska szymbarskie koło Gorlic. *Wszechświat*, 51 (1645) – 32, 21.12.1913, Warszawa.
- Poprawa, D., Rączkowski, W., Dziepak, P., Kopciowski, R., Mrozek, T., Nieścieruk, P., Zimnal, Z. (1997). *Rejestracja osuwisk i innych zjawisk geodynamicznych na terenie województwa nowosądeckiego i tarnowskiego powstałych w wyniku katastrofalnych opadów i powodzi 1997 r.* CAG, Archiwum OK. PIG-PIB, Kraków.
- Rączkowski, W. (2001). *Osuwiska polskich Karpat fliszowych [w:] Przewodnik LXXII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 12-15 IX 2001, Kraków.
- Rączkowski, W. (2004). Landslide Hazard in the Carpathians during the recent 10 years. *Global Change*, 10, 67-76.
- Rączkowski, W., Mrozek, T. (2002). Activating of landsliding in the Polish Flysch Carpathians by the end of 20th century. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 36, 91-111.
- Rączkowski, W., Wójcik, A., Mrozek, T., Zimnal, Z. (2004). *Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1:10000, gm. Gorlice, pow. gorlicki, woj. małopolskie.*
- Rączkowski, W., Zabuski, L. (2008). Numeryczne Modelowanie deformacji stoku osuwiskowego - Maślana Góra w Szymbarku k. Gorlic. *Geologia, Kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej*, 34 (4), 733-742.

- Sawicki, L. (1917). Osuwisko ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 roku w Galicji Zachodniej. *Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego PAU*, 3 (13), dz. A, 227-313.
- Schweingruber, F. H. (1996). *Tree-Rings and Environment. Dendroecology. Swiss Federal Institute for Forest*, Vienna : Snow and Landscape Research.
- Shroder, J.F. (1975). Dendrogeomorphological analysis of mass movement. *Proceedings of the Association of American Geographers*, 7, 222-226.
- Shroder, J.F. (1980). Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau Utah. *Quaternary Research*, 9, 168-185.
- Sikora, W. (1970). Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Szymbarkiem Ruskim a Nawojową. Z badań geologicznych w Karpatach. *Instytut Geologiczny, Biuletyn*, 235 (13), 127.
- Šilhán, K. (2012). Dendrogeomorphological analysis of the evolution of slope processes on flysch rocks (Vsetínské vrchy Mts; Czech Republic). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 7, 39-49.
- Šilhán, K. (2016). How different are the results acquired from mathematical and subjective methods in dendrogeomorphology? Insights from landslide movements. *Geomorphology*, 253, 189-198, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.012>
- Soja, M. (2008). *Cykle rozwoju ludności Karpat polskich w XIX i XX wieku*. Kraków: IGiGP UJ.
- Soja, R. (1994). Hydrografia. [w:] L. Starkel, E. Gil (red), Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Stacja Bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe). *Biblioteka Monitoringu Środowiska*, 41-43.
- Starkel, L. (1960). Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 22.
- Starkel, L. (1972). Charakterystyka rzeźby polskich Karpat (i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej). *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 10, 75-150.
- Staszewicz, J. (1973). Zbiorowiska leśne okolic Szymbarku (Beskid Niski). *Dokumentacja Geograficzna*, 1, 73-94.
- Stecki, K. (1934). Zsuwy ziemne w Beskidzie Zachodnim po ulewach w lipcu 1934 r. *Kosmos*, 59, 391-396.
- Stefanini, M.C. (2004). Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology. *Geomorphology*, 63, 191-202, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.04.003>
- Stoffel, M., Perret, S. (2006). Reconstructing past rockfall activity with tree rings: Some methodological consideration. *Dendrochronologia*, 24, 1-15, <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2006.04.001>
- Szychowska-Krąpiec, E. (1997). Dendrochronological pine scale (162-1996 AD) for the Małopolska area (south Poland). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*, 45, 1-13.
- Szychowska-Krąpiec, E. (1998). Spruce chronology from Mt. Pilsko Area (Żywiec Beskid Range) 1641-1995 AD. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*, 46, 75-86.
- Szychowska-Krąpiec, E. (2000). Późnoholoceniński standard dendrochronologiczny dla jodły *Abies alba* Mill. z obszaru południowej Polski. *Kwartalnik AGH, Geologia*, 26, 173-299.
- Szychowska-Krąpiec, E. (2004). Świerkowy standard dendrochronologiczny z obszaru południowej Polski. *Sprawozd. z Pos. Kom. PAU*, t. II, 85-88.

- Szychowska-Krąpiec, E. (2010). Long-term chronologie of pine (*Pinus sylvestris* L.) and fir (*Abies alba* Mill.) from the Małopolska region and their palaeoclimatic interpretation. *Folia Quaternaria*, 79, 120.
- Szymański, N., Łukasiewicz, K., Pasięka, D., Wilczyński, S. (2014). Porównanie wyznaczania lat wskaźnikowych metodą czułości rocznej oraz proporcji. *Studia I Materiały CEPL*, 16 (40), 300-307.
- Śliwa, P. (1956). Osuwisko Bachledzkiego Wierchu na Podhalu. *Biuletyn PIG*, 96, 61-108.
- Świdzki, B. (1932). Przyczynki do badań nad osuwiskami karpaccymi. *Przegląd Geograficzny*, 12, 96-111.
- Świdziński, H. (1973). Z badań geologicznych w Karpatach. *Prace Geologiczne*, 80, 11-62.
- Thiel, K. (1989). Kształtowanie fliszowych stoków karpaccych przez ruchy masowe – na przykładzie badań na stoku Bystrzyca w Szymbarku. *Prace Instytutu Budownictwa Wodnego PAN*, 17.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes [w:] Schuster R., Krizek R. (red.) Landslides – Analysis and control. *Transportation Research Board, NRC Washington D. C., Special Report*, 176, 12-33.
- Wachowicz, L., ks. (1903-1959). *Liber Memorabilium ab Anno 1903 (Kronika parafialna)*, Szymbark.
- Wimmer, R. (2002). Wood anatomical features in tree-rings as indicators of environmental change. *Dendrochronologia*, 20 (1-2), 21-36, <https://doi.org/10.1078/1125-7865-00005>
- Winchester, V., Gartner, H., Bezzi, M. (2007). Dendrogeomorphological applications. [W:] Goudie A.S., Kalvoda J., (red.), *Geomorphological Variations*, s. 183-203, Praga: P3K Publishers.
- Wistuba, M., Malik, I. (2011). Indeks dekoncentryczności przyrostów rocznych drzew – narzędzie do identyfikacji współczesnych ruchów osuwiskowych. *Czasopismo Geograficzne*, 82 (4), 401-421.
- Wistuba, M., Malik, I., Gärtner, H., Kojs, P., Krąpiec, M. (2012). Zastosowanie dekoncentryczności przyrostów rocznych świerka pospolitego (*Picea Abies* Karst.) w analizie dynamiki osuwiska – przykład z masywu Hrubého Jeseníka (Sudety Wschodnie). *Studia i Materiały CEPL w Rogowie*, 14, 1 (30), 185-194.
- Wistuba, M., Malik, I., Gärtner, H., Kojs, P., Owczarek, P. (2013). Application of eccentric growth of tree-rings as a tool for landslide analyses (an example of *Picea abies* Karst. in the Carpathian and Sudeten Mountains – Central Europe). *Catena*, 111, 41-55, <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.06.027>
- Wójcik, A. (1958). Osuwiska ziemi w Beskidzie Niskim i w Bieszczadach. *Wierchy*, 27, 189-194.
- Wójcik, A., Rączkowski, W., Mrozek, T., Gil, E., Zabuski, L., Bochenek, W. (2003). *Alarm Project final raport*, Maszynopis.
- Wójcik, A., Mrozek, T., Granozewski, W. (2006). Lithological conditioning of landslides and climatic changes with example from Beskidy Mts., Western Carpathians, Poland. *Geografia Fisica Dinamika Quaternaria*, 29, 197-209.
- Wójcik, Z. (1977). Charakterystyka siedlisk polnych na pogórzcu Beskidu Niskiego metodami biologicznymi. *Prace Geograficzne I GiPZ PAN*, 121, 111.
- Wrońska-Wałach, D., Płaczowska, E., Krzemień, K. (2013). Leje źródłowe jako systemy morfodynamiczne w obszarach górskich. *Przegląd Geograficzny*, 85 (1), 31-51.
- Wrzosek-Matł, J. (1961). Osuwiska w Polsce południowej w roku 1960. *Kosmos*, B, 7 (2), 127-130.

- Zabuski, L. (2013). Ocena procesów osuwiskowych na podstawie wyników pomiarów inklinometrycznych. *Przegląd Geologiczny*, 61 (4), 248-256.
- Zielski, A., Krąpiec, M. (2004). *Dendrochronologia*. Warszawa: PWN.
- Ziętara, T. (1969). W sprawie klasyfikacji osuwisk w Karpatach fliszowych. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 8, 115-133.
- Zuber, R., Blauth, J. (1907). Katastrofa w Duszatynie. *Czasopismo Techniczne*, 25, 218-221.

THE COMPLEXITY OF LANDSLIDE MOVEMENTS BASED ON DENDROGEOMORPHOLOGICAL RESEARCH BASED ON A COMPREHENSIVE ANALYSIS OF THE SAWICKI LANDSLIDE IN THE BESKID NISKI MTS. (OUTER CARPATHIANS)

Summary

Research concerns the problem of landslide movement, which is one of the most important geomorphological processes in the Carpathians. The aim of the studies is to determine the temporal and spatial complexity of landslide activity and to demonstrate the suitability of using different species of conifers in the dendrogeomorphological method. The Sawicki landslide located in Beskid Niski Mts., which is one of the largest landslides in the Polish Flysch Carpathians, was selected for dendrogeomorphological analysis.

The dendrogeomorphological method and geomorphological mapping were used in the research. 1078 samples from conifers (fir, spruce, larch and pine) growing on the Sawicki landslide and its immediate surroundings were taken using an increment borer in 2013-2018. The cores were taken from the upslope and downslope side of the tree stump. The width of annual tree rings were measured for each extracted core sample. The landslide activity was assessed on the basis of the eccentricity, the eccentricity index and its yearly variation. Geological and topographic maps, published data on landslides activity in the research area, precipitation data from the Research Station in Szymbark (Institute of Geography and Spatial Organization Polish Academy of Science) for 1968-2017 and from the meteorological station in Krynica (Institute of Meteorology and Water Management) for 1881-2010 were also used for dendrogeomorphological research of Sawicki landslide.

The research shows that the Sawicki landslide is characterized by varied temporal and spatial complexity of landslide activity. The dynamics of displacements within the research sites and research sub-sites, including various fragments of landslides, and movements of colluvial packages is spatially mosaic and chaotic in time. Mass movements covering almost the entire surface of the landslide occurred in the years 1913-1914 and 1974-1975, while in the years 1888, 1906-1907, 1916, 1918, 1929, 1965, 1973, 1980, 1983-1985, 1997 landslide activity was recorded only in its particular parts. The largest variation in the dynamics of landslide movements is characteristic for the period 1970-1985. It was also found that in the initial stage of formation of the landslide tongue, the colluviums movement is disordered. During further downhill movement, the direction of displacement is arranged. Periods of Sawicki landslide activity refers to extremely humid years (62%) and wet years (48%) and they are consistent with the years of landslides activity in Szymbark, listed in the current literature of the subject. The most predisposed conifer species to dendrogeomorphological analysis were spruce, larch and fir. Despite its limitations, the dendrogeomorphological method is a useful tool in landslide activity research.

Translated by: Krzysztof Kiszka

