

Rozwój form osuwiskowych w Barnowcu (Beskid Sądecki, Karpaty zewnętrzne), w świetle analizy strukturalnych uwarunkowań osuwisk w Karpatach fliszowych

Włodzimierz Margielewski*

Włodzimierz Margielewski — **Development of the landslide forms in Barnowiec (Beskid Sądecki Mts, Outer Carpathians) in the light of the analysis of structural background of the landslides in the Flysch Carpathians; Prz. Geol. 46: 436–452.**

Summary. Three structural landslides of different type are located in the Barnowiec Nature Reserve (Jaworzyna Krynicka Range, Outer Carpathians). Their development was connected with erosion initiated on the valley and valley head of Barnowski Stream. The area of landslides is located in Krynica Subunit of the Magura Nappe, built from thick bedded sandstones of Piwniczna Member (Magura Formation) underlain by thin bedded flysch of Zarzecze Formation with sandstones of Krynica Member. The development of the landslides was strongly related to geology of the region. The landslide occurring in the high part of the landslide zone in Piwniczna Sandstone Member, was created as a packet-rotary form consisting of long rocky packet system divided by the trenches. The niches and trenches developed as a saw-shape edge, created along two main crossing joint system (transversal). The second landslide (below) with rocky niche 50 m high, was developed in sandstone of Krynica Member as debris landslide with the big colluvial swell at the bottom. The rocky niche was created along many joint systems (longitudinal and transversal with dispersion of directions) and their shapes are complex (many-saw system). The niche of the third small landslide (debris-type) was developed as rocky wall along the one joint system. The detailed analysis of cutting and sliding surfaces of the landslide, and their relation to structural surface of the region, give the base to discussion about geological criteria of landslide classification. The study of Barnowiec landslides allows us to suppose, that all rocky Carpathians landslides should have a structural background, connected with the kind of initiation of mass movement.

Key words: mountains, handform, evolution, landslides, structural analysis, classification, case studies, Barnowiec landslides, Beskid Mountains, Nowy Sącz Poland, critical review

Budowa geologiczna Karpat fliszowych sprzyja rozwojowi osuwisk, które są tu zjawiskiem powszechnym i odgrywają wiodącą rolę w transformacji rzeźby gór (Flis, 1958; Starkel, 1960; Ziętara, 1968; Kotarba, 1986; Wójcik 1997). Genetyczne uwarunkowania, zasięg oraz charakter rozwoju form osuwiskowych, są ściśle zależne od regionalnej budowy geologicznej (Oszczypko, 1971; Bober, 1984; Ziętara & Jakubska, 1984; Ziętara, 1988). Strukturalne założenia osuwisk karpaccich, są kontrolowane zarówno przez zróżnicowanie litologiczne kompleksów skalnych, jak i stopień i charakter ich anizotropii tektonicznej (Mastella, 1975; Bober i in., 1977a, b; Bober, 1984; Kukulak, 1988; Bajgier, 1993; Margielewski, 1997a). Zważywszy jednak na złożony charakter mechaniki zsuwów zachodzących w obrębie maszywów skalnych silnie anizotropowych tektonicznie, dotychczasowe podejście do strukturalnych uwarunkowań osuwisk wydaje się zbyt schematyczne, zaś problem ten dotyczy szczególnie osuwisk rozwijanych wzdłuż szczelin. W artykule podjęto próbę określenia rzeczywistego wpływu budowy geologicznej na powstawanie i rozwój osuwisk strukturalnych zachodzących wzdłuż szczelin. Szczegółowe analizy morfotektoniczne dające podstawy do rozważań teoretycznych dotyczących mechaniki i charakteru zsuwów, przeprowadzono na obszarze jednego z zespołów skalnych osuwisk, reprezentujących formy zróżnicowane typologicznie. Analizowane formy osuwiskowe znajdują się w rezerwacie przyrody Barnowiec, ponad miejscowością Barnowiec, w pobliżu Nawojowej, w paśmie Jaworzyny Krynickiej Beskidu Sądeckiego (ryc. 1). Występujące tu unikalne rowy rozpadlinowe oraz osuwiska ze skalistymi, amfiteatralnymi niszami (w tym jedno z najwyższą w tym rejonie Beskidów, skalistą niszą), mają czytelne formy rzeźby osuwiskowej. Liczne, dobrze eksponowane odślonienia skał występujące w obrębie poszczególnych elementów osuwisk, umożliwiają przeprowadzenie szcze-

gówej analizy zależności rozwoju form od budowy geologicznej regionu, w aspekcie ich strukturalnych uwarunkowań.

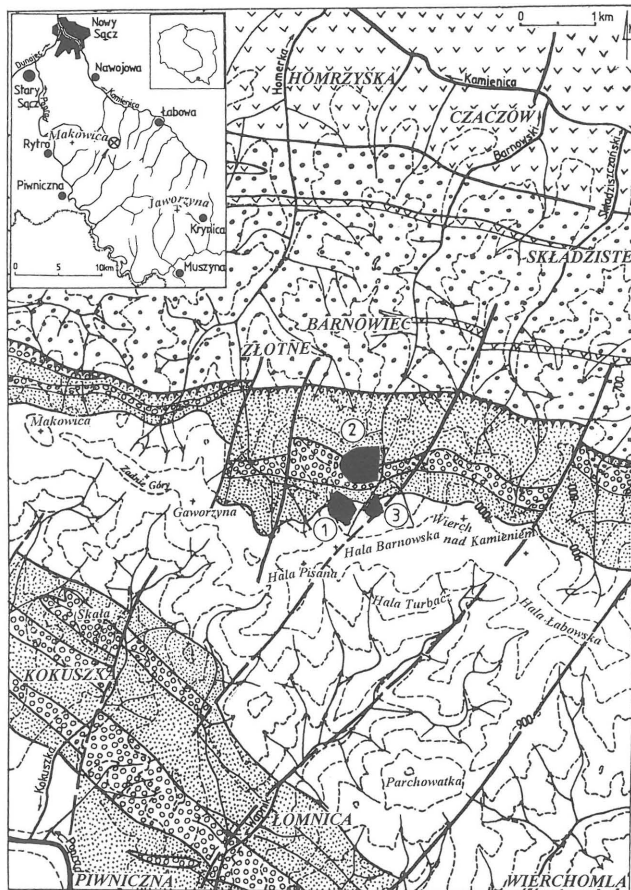
O unikatowości form osuwiskowych Barnowca w skali Karpat, świadczy fakt, że ze względu na uroczyskową rzeźbę i porastające je interesujące zbiorowiska roślinne, zostały one, jako jedno z nielicznych w Beskidach, objęte ochroną prawną w obrębie rezerwatu ścisłego Barnowiec (Dudziak & Gut, 1952; Alexandrowicz i in., 1989, 1996).

Budowa geologiczna i rzeźba rejonu Barnowca

Pasma Jaworzyny Krynickiej Beskidu Sądeckiego w obrębie którego występują osuwiska Barnowca, znajduje się w strefie występowania płaszczowiny magurskiej. Utwory dwóch podjednostek tektoniczno-facjalnych występujących na tym obszarze płaszczowiny: sądeckiej (bystrzyckiej) i nasuniętej na nią od południa, bardziej wewnętrznej, podjednostki krynickiej, kontaktują wzdłuż podłużnej dyslokacji krynickiej (ryc. 1) (Świdziński, 1953).

Najstarsze utwory podjednostki krynickiej należące do górnokredowej formacji łupków z Malinowej (pstre łupki), formacji hańszowskiej (cienkoławicowy flisz) i kredowo-paleoceńskiej formacji jarmuckiej (gruboławicowe piaskowce i zlepieńce), na obszarze Jaworzyny Krynickiej występują sporadycznie i charakteryzują się tektonicznie zredukowaną miąższością (Birkenmajer & Oszczypko, 1989; Oszczypko i in., 1990; Chrzastowski i in., 1995). Powyżej występuje formacja szczawnicka zbudowana z cienko- i średnioławicowych turbidytów, zaś w obrębie jej wyższej części znajdują się pakiety zlepieńcowo-piaskowcowe ogniwa życzanowskiego (ryc. 1) (Birkenmajer & Oszczypko, 1989). Odpowiednikiem formacji szczawnickiej w obrębie strefy sądeckiej (bystrzyckiej), są dotychczas niesformalizowane warstwy inoceramowe będące najstarszymi osadami tej podjednostki na obszarze Jaworzyny, zaś nad nimi występują łupki formacji łupków z Łabowej (Oszczyp-

*Instytut Ochrony Przyrody PAN, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

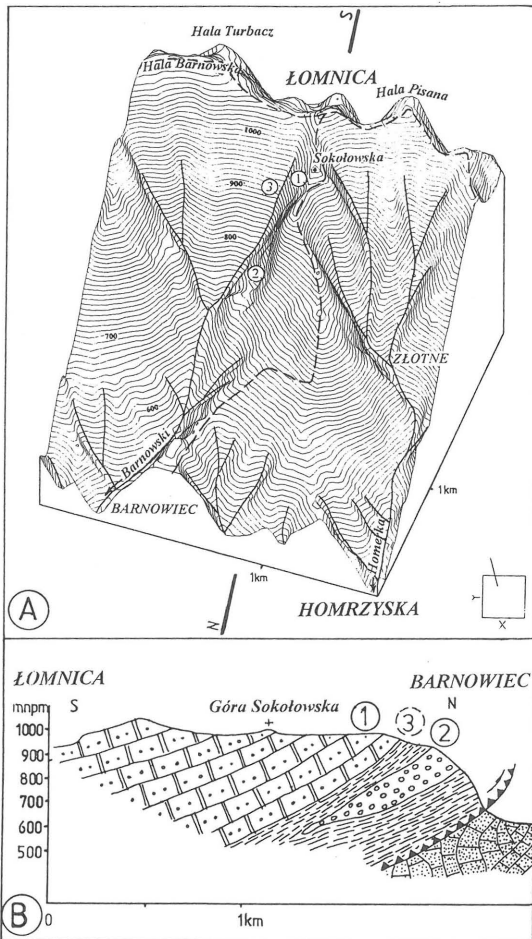


- ogniwo piaskowca z Piwnicznej formacji magurskiej
Piwniczna Sandstone Member of Magura Formation
- gruboławicowe piaskowce i zlepienie ogniwa
Życzanowskiego i Krynickiego
thick bedded sandstones and conglomerates of Życzanów and Krynica Members
- formacja z Zarzecza i Szczawnicka
Zarzecze and Szczawnica Formations
- ogniwo z Maszkowic formacji magurskiej
Maszkowice Member of Magura Formation
- formacja beloveska i z Żeleźnikowej
Beloveza and Żeleźnikowa Formations
- nasunięcia
overthrusts
- uskoki
faults

Ryc. 1. Położenie osuwisk w rezerwacie Barnowiec (1–3), na tle budowy geologicznej regionu. Granice wydzieleni litostratygicznych wg Oszczyпки & Wójcika, 1989; Golonki & Rączkowskiego, 1984; Paula, 1993; Chrzastowskiego i in., 1995. Sformalizowane wydzielenia litostratygiczne wg Birkenmajera & Oszczyпки, 1989; Oszczyпки, 1991

Fig. 1. Location of the landslides inside Barnowiec Nature Reserve (1–3), on the background of the geology of the region. Geological limits after Oszczyпки & Wójcik, 1989; Golonka & Rączkowski, 1984; Paul, 1993; Chrzastowski et al., 1995. Lithostratigraphy after Birkenmajer & Oszczyпки, 1989; Oszczyпки, 1991

ko, 1991). Cienko- i bardzo cienkoławicowe turbidyty występujące powyżej, zostały w strefie sądeckiej wydzielone jako formacja beloveska (dolna część kompleksu) oraz jako formacja z Żeleźnikowej (górną część cienkoławicowego fliszu zawierającego wkładki margli łąckich) (ryc.1) (Birkenmajer & Oszczyпки, 1989; Oszczyпки i in., 1990). Analogiczny drobnorytmiczny flisz występujący w obrębie podjednostki krynickiej ponad utworami formacji szczaw-

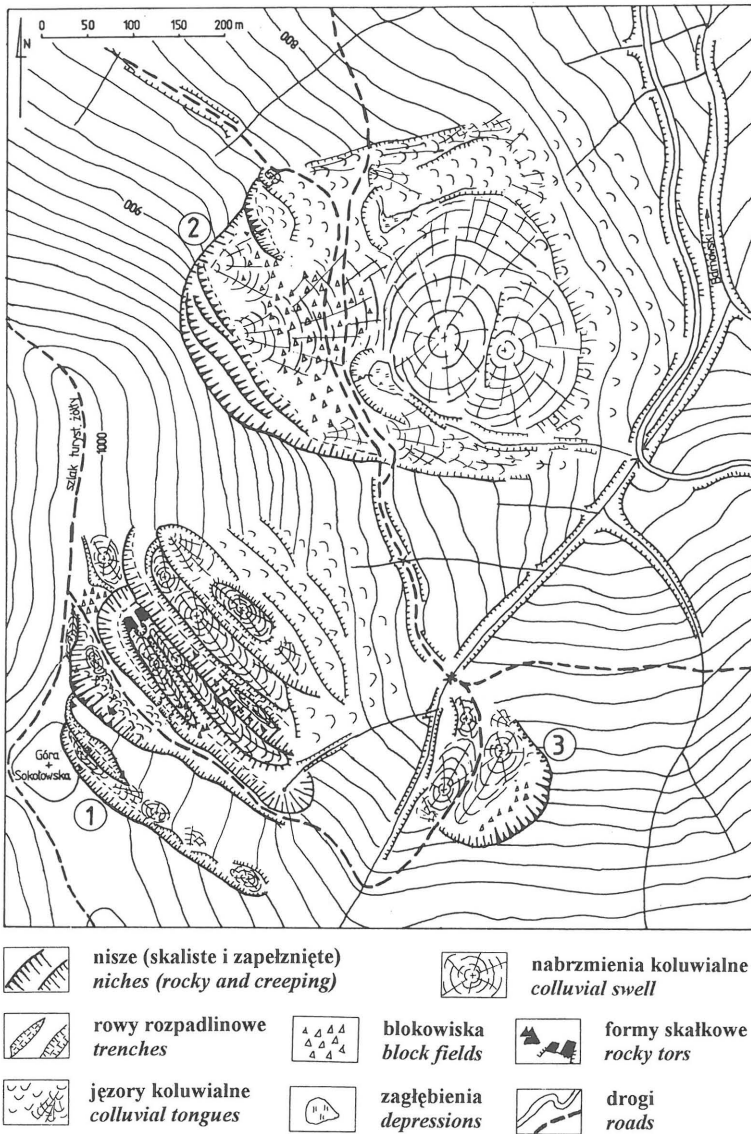


Ryc. 2. Rzut ortogonalny hipsometrii rejonu Barnowca w projekcji Z (A), wraz przekrojem geologicznym strefy osuwiskowej (B); 1–3 — osuwiska Barnowca

Fig. 2. Orthogonal projection of the hipsometry of the Barnowiec region, in Z value (A), with geological cross-section landslide zone (B); 1–3 — landslide forms

nickiej, został wydzielony jako formacja z Zarzecza (ryc.1) (Birkenmajer & Oszczyпки, 1989). W wyższej części utworów tej formacji występuje ogniwo krynickie (Birkenmajer & Oszczyпки, 1989) utworzone z gruboławicowych piaskowców z pakietami charakterystycznych zwirowców ilastych (Oszczyпки i in., 1990). Lokalnie utwory tego ogniwa występują w kilku horyzontach ulegających zwykle soczewkowatemu wyklinowaniu (ryc. 2B) (Chrzastowski i in., 1993).

Dominujące przestrzennie i grzbietotwórcze, grubo- i bardzo gruboławicowe piaskowce z przeławieniami zlepieńców lub cienkoławicowych turbidyty, zostały wydzielone jako formacja magurska (Birkenmajer & Oszczyпки, 1989). W obydwu podjednostkach formacja ta jest trójdzielna. Tworzą ją dwa kompleksy piaskowcowe rozdzielone nieciągłym poziomem środkowoeoceńskich łupków pstrych wydzielanych jako ogniwo łupków z Mniszka (Ostrowicka, 1979; Birkenmajer & Oszczyпки, 1989). Dolny kompleks piaskowcowy wydzielany w strefie krynickiej jako ogniwo piaskowca z Piwnicznej (Ostrowicka, 1979; Birkenmajer &



Ryc. 3. Plan zespołu osuwisk w rezerwacie Barnowiec
Fig. 3. A plan of the landslides in the Barnowiec Reserve

Oszczypko, 1989), jest utworzony z muskowitowych piaskowców szarogłazowych, reprezentujących gruboławicowe piaskowce bezstrukturalne (Bromowicz, 1992). W strefie bystrzyckiej dolny kompleks wydzielany jako ogniwo z Maszkowic, zawiera wkładki margli łąckich (ryc. 1) (Węclawik, 1983; Oszczypko, 1991). Górny kompleks piaskowcowy formacji magurskiej, został w obydwu strefach wydzielony jako ogniwo piaskowca popradzkiego (Birkenmajer & Oszczypko, 1989; Oszczypko, 1991), które w obrębie pasma Jaworzyny Krynickiej występuje w bardzo ograniczonym zasięgu w rejonie Milika (Chrzastowski i in., 1993, 1995).

Podjednostka sądecka ma blokowo-łałdowy styl budowy, zaś krynicka wykazuje strukturę płaskich synklin i stromych antyklin. Główną strukturę podjednostki krynickiej (budującą wierzchowinę szczytową pasma), tworzy płasko leżąca synklina Runek-Łabowska, Hala Pisana, Hala (Węclawik, 1969), zbudowana z gruboławicowych piaskowców ogniwa piaskowca z Piwnicznej formacji magurskiej, podścielonych utworami fliszowymi formacji z Zarzecza z ogniwem krynickim (Birkenmajer & Oszczypko, 1989; Chrzastowski i in., 1993, 1995). Jest ona, wraz z przylegającą do niej od południa antykliną Wierchomli-Ło-

mnicy (Ostrowicka, 1979) porozcinana szeregiem uskoku poprzecznych, modyfikujących tu również nasunięcie krynickie (ryc. 1) (Chrzastowski i in., 1993, 1995).

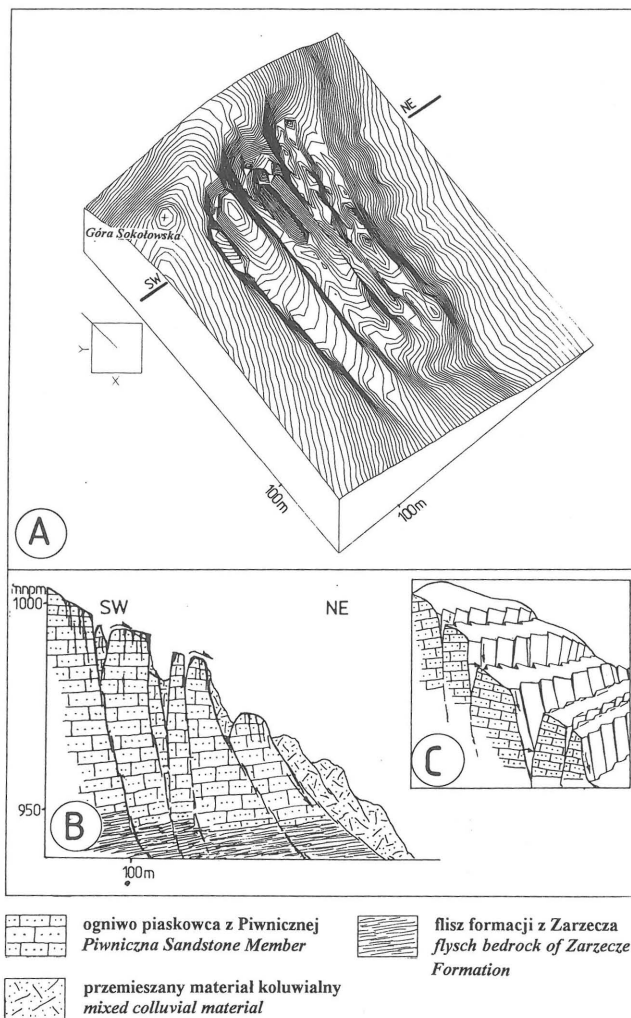
Główny grzbiet pasma Jaworzyny mający charakter ostańca wododzielnicowego, charakteryzuje się inwersyjnym rozwojem rzeźby i asymetrią północnych i południowych skłonów (Starkel, 1972; Baumgart-Kotarba, 1974). Został on założony w północnym, pełniej rozwiniętym skrzydle synkliny Runek-Łabowska Hala Pisana Hala. Jego południowe stoki mają charakter penestrukturnalny nawiązujący do niemal monoklinalnie zalegających warstw (Baumgart-Kotarba, 1974). W obrębie północnego skłonu wierzchowiny, niezgodnie wyciętego na czołach warstw, w strefie kontaktu piaskowców z podścielającymi je mniej odpornymi utworami fliszowymi formacji z Zarzecza, powstał wyraźny załom morfologiczny (ryc. 2B) (Margielewski, 1997a).

Strefa osuwiskowa Barnowca powstała na NE stokach Góry Sokołowskiej (1025 m n.p.m.), stanowiącej lokalną kulminację w obrębie grzbietu bocznego odchodzącego ku północy od wierzchowiny szczytowej pasma Jaworzyny, pomiędzy Halą Barnowską i Halą Pisana (ryc. 1, 2A). Wzgórze, wraz z fragmentem grzbietu przebiegającego tu na wysokości powyżej 1000 m n.p.m., stanowi pozostałość wyraźnie zaznaczonej powierzchni beskidzkiego poziomu zrównania, silnie niszczonej z dwóch stron przez leje źródłowe potoku Barnowskiego i Homerki (ryc. 2A, B) (Margielewski, 1997a). Ten poziom zrównania został wypreparowany w odpornych, gruboławicowych piaskowcach ogniwa piaskowca z Piwnicznej formacji magurskiej, budujących wierzchowinę szczytową pasma (Chrzastowski i in., 1995). W obrębie tych utworów powstały osuwiskowe rowy rozpadlinowe kształtujące bezpośrednio wschodnie skłony Góry Sokołowskiej (ryc. 1.1; 2A; 2B-1) oraz niewielkie osuwisko z amfiteatralną niszą (ryc. 1.3; 3.3). Od północy powierzchnia beskidzkiego poziomu zrównania jest obcięta załomem morfologicznym wykształconym na kontakcie piaskowców magurskich i mniej odpornych utworów formacji z Zarzecza (ryc. 2B). Występujący w środkowej części formacji zarzeckiej kompleks bardziej odpornych, gruboławicowych piaskowców i zlepieńców ogniwa krynickiego, modyfikuje kształt profilu załomu powodując lokalnie jego złagodzenie (ryc. 2B). W tej strefie załomu powstało rozległe osuwisko z amfiteatralną niszą, którego górne partie zostały założone w obrębie utworów ogniwa krynickiego, zaś w dolnych partiach objęło swym zasięgiem utwory fliszowe formacji z Zarzecza (ryc. 1.2; 2A; 2B-2).

Charakterystyka elementów rzeźby form osuwiskowych

Osuwisko Barnowiec-1. W obrębie NE skłonów Góry Sokołowskiej (1025 m n.p.m.) odspojony i przemieszczony w formie zwartych pakietów materiał skalny, utworzył na powierzchni 15 ha system skib rozdzielonych rowami rozpadlinowymi (ryc. 3.1; 4A,B) (Margielewski, 1997a).

Osuwisko stokowe, powstałe ponad obszarem podcinanym, nie jest formą jednorodną w czasie i charakteryzuje się sukcesyjnym rozwojem poszczególnych elementów. Z naj-



Ryc. 4. Rzut ortogonalny hipsometrii osuwiska Barnowiec-1 (A), wraz z przekrojem (hipotetycznym) przez strefę osuwiskową (B) i schematem rozwierania szczelin na zespołach spekań (C)

Fig. 4. Orthogonal projection of the Baranowiec-1 Landslide (A) with the cross-section (hypothetical) of the landslide zone (B) and the scheme of the fissure development on the joints-system (C)

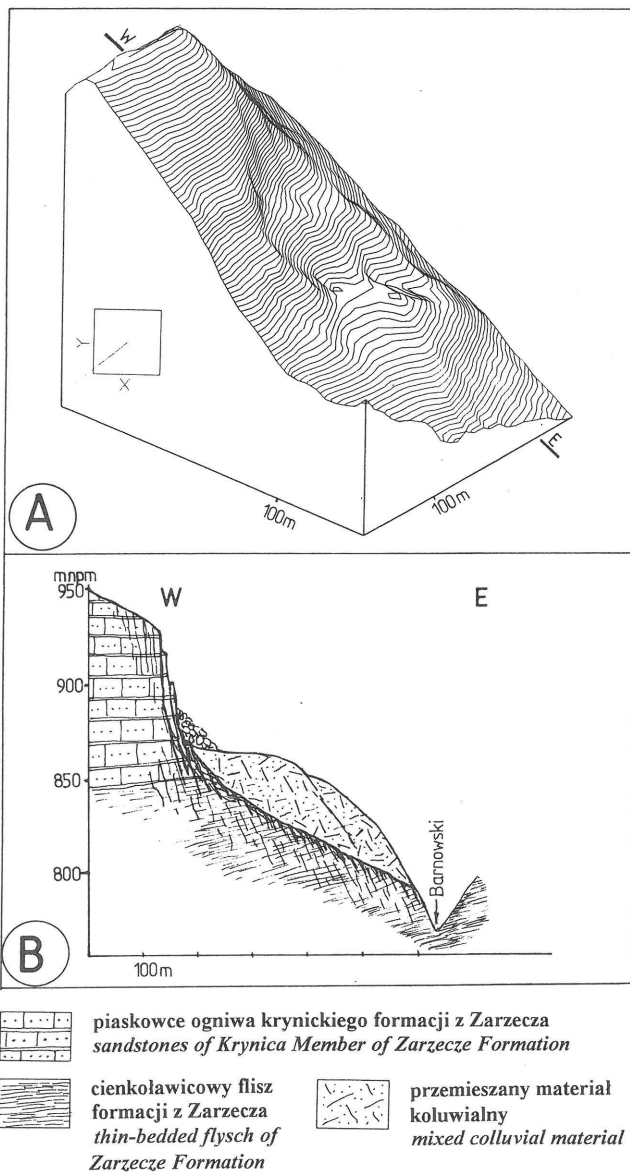
starszym etapem rozwoju formy związana jest liniśnie rozwinięta nisza o wysokości ok. 7 m i długości 300 m, kształtująca bezpośrednio podstawę Góry Sokołowskiej (ryc. 3.1; 4A). Na pakiecie skalnym odspojonym z obszaru niszy, powstało rozległe wypłaszczenie podnizowe. W kierunku NW, nisza mająca tu amfiteatralny przebieg, rozcięta jest rowem rozpadlinowym o sierpowatym zarysie. Rów o głębokości 3–5 m związany z odmłodzeniem strefy osuwiskowej, został z kolei rozcięty przez niszę młodszego osuwiska, charakteryzującą się największą wysokością w tym zespole form (15 m) (ryc. 3.1). Od NW nisza amfiteatralnie zamyka strefę osuwiskową, zaś w obrębie jej partii charakteryzujących się największą wysokością, występują liczne ambony skalne o wysokości 2–5 m, wykształcone w formie ostróg (ryc. 9). Powstały one w piaskowcach gruboławicowych ogniwa piaskowca z Piwnicznej, i lokalnie mają silnie stafonizowaną powierzchnię, zaś u ich podnóża występują rumowiska skalne. Poniżej niszy z ambonami skalnymi, wskutek odspojenia i przetransportowania dużego pakietu skalnego, powstał rozległy rów rozpadlinowy o długości 300 m i głębokości 2–10 m. W kierunku NW, podobnie jak wszystkie elementy linijsze strefy, ma on sierpowaty przebieg. W środkowych

partiach, pakiet skalny został podzielony (i częściowo zrotowany) wąskim rowem rozpadlinowym na dwie części, z których każda jest od północy zamknięta ostrogą skalną wysokości 3–4 m (ryc. 3.1, 4AB). W czasie kolejnego etapu rozwoju strefy osuwiskowej, pakiet skalny wraz z kolistym zamknięciem głównego rowu rozpadlinowego, zostały rozcięte wysoką (15 m), stromą skarpą rozwiniętą liniśnie (ryc. 3.1; 4A). Odspojony z jej obszaru kolejny pakiet skalny, został przemieszczony, częściowo zdeintegrowany i zdeponowany u jej podnóża, tworząc wydłużone nabrzmienie oddzielone od podstawy niszy rowem. Na skłonie niszy, materiał skalny pochodzący z rozpadu fragmentu przemieszczanego pakietu, utworzył rozległe blokowisko. W dolnych partiach strefy osuwiskowej, materiał koluwalny powstały z rozpadu najniższego pakietu, uformował liczne stopnie osuwiskowe i nabrzmienia koluwalne. Widoczne tu lokalne zsuwy świadczą o różnicowaniu rzeźby strefy osuwiskowej, ruchami masowymi młodszych generacji.

Osuwisko Barnowiec-2. Osuwisko Barnowiec-2 znajduje się poniżej formy z rowami rozpadlinowymi, w obrębie górnych i środkowych partii doliny potoku Barnowskiego. Górna część osuwiska powstała w utworach ogniwa krynickiego (grubo- i średnioławicowe piaskowce), w obrębie których wykształciła się wysoka (łącznie ok. 50 m), stroma nisza o amfiteatralnym zarysie, zaś dolne partie osuwiska objęły swym zasięgiem utwory fliszowe formacji z Zarzecza (ryc. 3.2; 5A). W środkowych partiach nisza ma charakter skalisty: ściany skalne tworzące system 3 stopni, są obramowane od góry półkami (ryc. 3.2; 5B). U ich podnóża, oderwany z niszy materiał skalny utworzył blokowiska, przy czym poszczególne bloki skalne osiągają średnicę do 2m. W niższych partiach strefy, materiał koluwalny odspojony w trakcie głównego etapu ruchów masowych, utworzył wyraźnie zaznaczające się w morfologii, rozległe nabrzmienie koluwalne, schodzące w dół doliny potoku Barnowskiego (ryc. 3. 2). W brzeźnych partiach nabrzmienia powstały niewielkie zagłębienia obramowane skarpami (ryc. 3.2), zaś wypływające z ich obszaru ciekii drenujące krawędziowe partie zsuwu, powodują dalsze przekształcanie rzeźby koluwiem. Zagłębienie południowe, jest wypełnione współcześnie osadami klastycznymi o miąższości ok. 2 m, charakterystycznymi dla sedymentacji w reżimie przepływowym.

Północne partie głównej niszy osuwiska, zostały rozcięta młodszą formą, posiadającą skarpe (7 m wysokości) amfiteatralną w zarysie (ryc. 3.2). Osuwisko to powstało częściowo w obrębie materiału koluwalnego głównej formy (nisza obcina stożek usypiskowy), zaś skalisty charakter jej północnego fragmentu wskazuje, że w tej części osuwiska ruchy masowe odmładzające strefę, sięgnęły skał podłoża.

Osuwisko Barnowiec-3. W SE części strefy, znajduje się niewielkie osuwisko ze stromą, lokalnie skalistą niszą (wysokości 15 m), o częściowo amfiteatralnym przebiegu (ryc. 3.3). U jej podnóża odspojony materiał skalny uformował wydłużone wały koluwalne, sięgające dna doliny jednego z dopływów potoku Barnowskiego. Podobnie jak w przypadku większości osuwisk ze skalistą niszą, u podnóża skarpy ukształtowały się rumowiska będące efektem dezintegracji form skałkowych tkwiących w niszy. Osuwisko ze skalistą niszą jest jednym z elementów rozległej strefy osuwiskowej kontynuującej się w kierunku wschodnim. Występują tu zapętnięte skarpy i wypłaszczenia koluwalne. Jego powstanie było związane z rozwojem niewielkiej doliny jednego z dopływów potoku Barnowskiego.



Ryc. 5. Rzut ortogonalny hipsometrii osuwiska Bamowiec-2 (A), wraz z przekrojem (hipotetycznym) przez osuwisko (B)
 Fig. 5. Orthogonal projection of the hipsometry of the Bamowiec-2 Landslide (A) with the cross-section (hypothetical) of the landslide (B)

Wpływ budowy geologicznej na charakter rozwoju osuwisk

Osuwiska Barnowca są związane genetycznie z rozwojem erozji rzecznej w obrębie doliny i leja źródłowego potoku Barnowskiego. Podobnie jak wszystkie skalne osuwiska Jaworzyny Krynickiej, ich powstanie i rozwój były ściśle uwarunkowane budową geologiczną pasma (por. Margielewski, 1997a). Szczególną rolę odegrała tu anizotropia tektoniczna masywu skalnego oraz zróżnicowanie litologiczne skał budujących ten fragment wierzchołki górnego pasma Jaworzyny Krynickiej.

Tektoniczne uwarunkowania rozwoju osuwiska Bamowiec-1. Analiza tektoniczna gruboławicowych piaskowców ogniwa piaskowca z Piwnicznej, wskazuje na silny związek inicjacji i rozwoju osuwiska Bamowiec-1, z kierunkami anizotropii spękania masywu piaskowcowego (ryc. 6). Charakterystycznym zjawiskiem jest tutaj generalna niezgodność przebiegu nisz (zwłaszcza w górnych, inicjalnych partiach osuwiska), z głównymi kierunkami

spękań (ryc. 6.1). W obrębie najwyższego zespołu nisz, najsilniej zaznaczającym się kierunkiem spękań są płaszczyzny o rozciągłości 80–100° (najsilniej zaznaczony zespół spękań), o przebiegu pionowym lub nachylone około 80° w kierunku S (przeciwnie lub skośnie do kierunku ruchu) oraz płaszczyzna spękań o biegu 340–350°, w znacznej mierze pionowa (ryc. 6.1-A). Wzdłuż tych krzyżujących się kierunków spękań nastąpiło odpajanie materiału skalnego, w efekcie czego nisze górnych partii osuwiska posiadają pilasty przebieg, odwzorowany w kształcie ambon skalnych będących współcześnie pozostałościami niszy (ryc. 4.C, 6.1-B; 9). Występowanie gruboławicowych piaskowców powoduje, że ścianki skalnych ambon wycięte wzdłuż zespołów spękań, są stosunkowo wysokie (2–5 m) i charakteryzują się znaczną długością (1–2,5 m), zaś kliny skalne mają tu regularny przebieg (ryc. 9). Część ścianek skalnych charakteryzuje się silną tafonizacją powierzchni. Spękania o przebiegu zgodnym z kierunkiem nisz (310–320°), są w obrębie górnych partii osuwiska bardzo słabo reprezentowane. Stopniowe zwiększanie ich udziału w obrębie elementów dolnych stref formy (obserwowane w obrębie pakietu głównego) wskazuje, że w tym rejonie mogą one posiadać charakter ciosu odprężeniowego uaktywnianego w trakcie rozwoju formy (ryc. 6.1-C). Wskazuje na to również ich znikomy udział w obrębie pobliskiego osuwiska Barnowiec-3 ze skalistą niszą (ryc. 6.3).

W obrębie skał tworzących główny pakiet skalny, obserwowana jest rotacja jego poszczególnych elementów, odzwierciedlona w przebiegu kierunków spękań (ryc. 6.1:C-E). W trakcie głównego transportu mas skalnych zostały one tu zrotowane prawoskrętnie wokół osi pionowej o około 30° (ryc. 6.1-C, E). W trakcie późniejszego rozpadu pakietu na dwa człony, nastąpiło wsteczne obalenie jego części zachodniej, co zaznaczyło się zarówno w obrębie rozkładu spękań, jak i położenia warstw (ryc. 6.1-D). Jest to szczególnie widoczne w obrębie ostróg skalnych zamykających pakiet od N (ryc. 6.1-D, E). Liczne szczeliny dylatacyjne (lokalnie jaskinie szczelinowe) występujące w obrębie pakietu skalnego, świadczą o zmniejszeniu się jego spójności wewnętrznej w trakcie przemieszczania mas skalnych. Efektem takiej rotacji mas skalnych w obrębie tych partii osuwiska, jest częściowo wachlarzowaty układ jego elementów (ryc. 6.1).

Tektoniczne uwarunkowania rozwoju osuwiska Bamowiec-2. Charakterystyczną cechą piaskowców ogniwa krynickiego, budujących górne partie formy, jest silna dyspersja kierunków spękań i ich znaczna zmienność w obrębie poszczególnych partii osuwiska; zarówno w obrębie ściany głównej (ryc. 7A, B), jak i ściany osuwiska potomnego (ryc. 7C). Kierunek spękań równoległych do ścian niszy (300–320°), jest wyraźnie zaznaczony we wszystkich diagramach, zaś upad płaszczyzn tych spękań jest niemal pionowy lub bardzo nieznacznie nachylony w kierunku ruchu osuwiska. Silna reprezentacja kierunków spękań o przebiegu poprzecznym lub skośnym w stosunku do niszy (często zapadających przeciwnie do kierunku ruchu) spowodowała, że skałki niszy głównej mają kształt zarówno równoległy do głównej skarpy, jak i klinowy (por. ryc. 10). Znaczne zróżnicowanie kształtu skałek w niszy, wskazujące na anizotropię powierzchni oderwania mas skalnych, jest również spowodowane odrębnym charakterem odwzorowania poszczególnych kierunków nieciągłości w obrębie każdej z ławic, co jest obserwowane zarówno w pionie, jak i wzdłuż odślonienia. Część pilastych kształtów skałek może być również efektem wtórnych obrywów, zachodzących w obrębie ściany wzdłuż kilku krzyżujących się kierunków spękań.



Ryc. 9. Formy skałkowe w niszy osuwiska Barnowiec-1 (patrz ryc. 3.1; 6.1B) wycięte w kształcie szerokich klinów. Poniżej schematyczny zarys skałek: strzałka pokazuje przebieg niszy
Fig. 9. Tors in the niche of the Barnowiec-1 Landslide (see figs. 3.1; 6.1B) shaped as the wide wedges. Below the scheme of the rocky tors contour: the pointer show the direction of the niche

nieciągłości strukturalnych w kreowaniu poszczególnych elementów tych osuwisk, wykluczają ścięciową genezę tych form. W celu określenia strukturalnych uwarunkowań osuwisk Barnowca, niezbędne więc było zarówno zdeterminowanie charakteru i stopnia odwzorowania kierunków nieciągłości strukturalnej przez płaszczyzny wyodrębniające zsuw, jak i interpretacja sposobu inicjacji i rozwoju ruchu mas skalnych w obrębie tych form. Pomocniczo wykorzystano również schematy ruchów masowych zaproponowane przez Hoeka (1973), które jakkolwiek zdeterminowane dla zsuwów z płytko przebiegającą płaszczyzną poślizgu, są przydatne przy charakterystyce geometrii zsuwów strukturalnych. Analizy morfostrukturalne osuwisk Barnowca, mogą stanowić przyczynek do dalszej dyskusji nad modelem rozwoju osuwisk w Karpatach fliszowych.

Płaszczyzna poślizgu mas skalnych. Geologiczne uwarunkowania rozwoju form osuwiskowych były jednym z istotnych kryteriów klasyfikacyjnych osuwisk (Savarenskij, 1937; Kleczkowski, 1955; Klimaszewski, 1961; Książkiewicz, 1979; Bober, 1984). Analiza ścisłej zależności rozwoju osuwisk od struktur geologicznych, dała podstawy do wydzielenia osuwiska strukturalnego, które zostało zdeterminowane jako zsuw strukturalny przebiegający wzdłuż określonej, naturalnej powierzchni geologicznej, którego kierunek ruchu jest ściśle związany z budową geologiczną (Kleczkowski, 1955; Bober, 1984). Klasyfikacja osuwisk opierała się więc głównie na analizie przebiegu płaszczyzny poślizgu przemieszczanych mas koluwalnych i jej związku z naturalnymi powierzchniami nieciągłości (Bober, 1984). Dla większości osuwisk karpaccich, teoretyczny przebieg tej płaszczyzny odtwarzano na podstawie analizy budowy geologicznej i uwarunkowań geomorfologicznych oraz kierunku i sposobu przemieszczania mas skalnych. Nieliczne dotychczas badania płaszczyzny poślizgu, prowadzone przez wykonywanie rowów poszukiwawczych, szybików, wierceń, czy niekiedy badań geofizycznych, dotyczyły głównie osuwisk konsekwentno-ześlizgowych, ze stosunkowo płytko występującą płaszczyzną poślizgu (por. Flis, 1958; Bober, 1986, 1992;



Ryc. 10. Skałkista nisza niszy osuwiska Barnowiec-1 (patrz ryc. 3.2; 7B). Fragmenty ściany skalnej mają przebieg zarówno prostoliniowy, jak i pilasty

Fig. 10. Rocky niche of the Barnowiec-2 Landslide (see figs. 3.2; 7B). The rocky-wall shaped as a stright and also saw surface

Bober i in., 1977a, 1977b), w rzadkich przypadkach ekspozowaną wręcz na powierzchni (por. Harasimiuk & Henkiel, 1973; Margielewski, 1991). W obrębie tych form, były przemieszczane stosunkowo niewielkie masy koluwalne o ograniczonym oddziaływaniu na podłoże. Płaszczyzna poślizgu mogła więc stanowić tutaj homogeniczną powierzchnię strukturalną (płaszczyzna uwarstwienia, uławicenia, istniejąca w strukturze zbocza), szczególnie w przypadku osuwisk konsekwentno-ześlizgowych (konsekwentno-strukturalnych), gdyż płaskie powierzchnie poślizgu występujące na ściśle określonych strukturach, są charakterystyczne dla małych zsuwów (por. Hoek, 1973; Brunsden, 1985). Prawdopodobnie po niemal jednorodnych płaszczyznach strukturalnych mogły być również transportowane masy skalne osuwisk charakteryzujących się niewielką dynamiką ruchu i cyklicznym rozwojem, a więc osuwiska pakietowe i pakietowo-rotacyjne. Następował wówczas podział masywu wzdłuż spękań, charakterystyczne zaś dla tych form rowy rozpadlinowe oddzielające zrotowane pakiety skalne, mogły powstać w efekcie stosunkowo niewielkiego przemieszczenia poszczególnych pakietów, po płaszczyźnie strukturalnej nachylonej w kierunku ruchu (por. Flis, 1958; Alexandrowicz & Alexandrowicz, 1988; Bajgier, 1992; Margielewski, 1997a). W przypadku powierzchni strukturalnych zapadających niemal pionowo lub niekiedy przeciwnie do kierunku ruchu (powierzchnie spękań), tego typu formy mogły powstać również wskutek pionowego rozwierania szczelin w jednym lub, jak w osuwisku Barnowiec-1, na dwóch krzyżujących się zespołach spękań (por. ryc. 4C). W tym przypadku płaszczyzna poślizgu mas skalnych, została w znacznej mierze zredukowana i zastąpiona niemal pionowymi płaszczyznami rozwieranych szczelin, występującymi zazwyczaj w układzie schodowym (osuwisko schodowe) (ryc. 4B) (por. Hoek 1973; Brunsden, 1985; Margielewski, 1997a). Formy te, zwykle charakterystyczne dla zespołu odprężeniowych szczelin dylatacyjnych powstających ponad stromymi niszami skalnych osuwisk, mogły wykształcić się również w obrębie stoku silnie zestrzamanego u podstawy, lub jak w przypadku Barnowca-1, ponad stokiem nagle odprężonym przez

rozwoj osuwiska powstałego poniżej, zmieniającego rozkład naprężeń pola geotektonicznego (Margielewski, 1994b).

W przypadku dużych, skalnych osuwisk, charakteryzujących się znaczną dynamiką ruchu i dużym stopniem dezintegracji koluwium (por. Barnowiec-2), płaszczyna poślizgu występuje głęboko, zaś jej zdeterminowanie jest kwestią trudną bez przeprowadzenia szczegółowych badań geofizycznych czy wiertniczych. Mechanizm jej powstawania w obrębie masywu skalnego, jest zależny od relacji pomiędzy naprężeniami ścinającymi i wytrzymałością skały na ścinanie. Gdy szybkość zwiększania się naprężeń stycznych z głębokością przekracza analogiczną szybkość zwiększania się wytrzymałości skał na ścinanie, na pewnej głębokości powstaje powierzchnia krytyczna, wzdłuż której masyw jest niestateczny i jeżeli naprężenia osiągną wartość krytyczną, wzdłuż tej powierzchni nastąpi odspojenie i transport mas skalnych (por. Brunsden, 1985). Wielkość mas skalnych przemieszczanych w obrębie dużych, głębokich osuwisk oraz szybkość i sposób ich przemieszczania (ruch kombinowany będący efektem toczenia, płynięcia, przerzucania i spiętrzania — por. Klimaszewski, 1961) wyklucza możliwość ich transportu po jednorodnie strukturalnej płaszczynie poślizgu. W efekcie ruchu ślizgowego mas skalnych i naprężeń ścięciowych wytworzonych wskutek ich oddziaływania na podłoże po którym są przemieszczane grawitacyjnie, zostają wytworzona częściowo ścięciowe (krzywoliniowe) powierzchnie poślizgu. W ośrodku anizotropowym strukturalnie, istotny wpływ na ostateczny kształt płaszczyny poślizgu posiadają również liczne, naturalne powierzchnie nieciągłości. W efekcie, masy koluwalne są przemieszczane po kombinowanej płaszczynie poślizgu składającej się z odcinków strukturalnych (płaskich) i ścięciowych (krzywoliniowych), przy czym każda nieciągłość strukturalna, powoduje zmiany w przebiegu tej płaszczyny (Brunsden, 1985). W zależności od orientacji płaszczyn nieciągłości w stosunku do kierunku przemieszczania mas skalnych oraz litologii utworów, różny będzie udział składowych strukturalnych płaszczyn poślizgu (Brunsden, 1985).

Niejednorodny charakter płaszczyny poślizgu mas skalnych, potwierdzają badania modelowe nad mechanizmem zniszczenia spękanych masywów skalnych (por. Kutter, 1974). Wskazują one, że przebieg płaszczyny poślizgu jest warunkowany charakterem ogólnego zniszczenia spękanego masywu skalnego, które następuje częściowo wzdłuż spękań i częściowo poprzez litą skałę, jedynie zaś w skrajnych przypadkach całkowicie wzdłuż spękania lub całkowicie przez litą skałę (Kutter, 1974; Thiel, 1980). Jakkolwiek spękania są najsłabszym ogniwem w masywie, zniszczenie niekoniecznie musi nastąpić wyłącznie przez poślizg wzdłuż tych spękań, gdyż w znacznej mierze zależy to od ich orientacji w stosunku do działania obciążeń (stosunek wytrzymałości skały do wytrzymałości wzdłuż spękania) (Thiel, 1980). Przebieg i sposób zniszczenia, zależą od parametrów spękań (pojedynczych lub systemów), ich orientacji w stosunku do kierunków działania naprężeń głównych, stosunku obciążeń normalnych do powierzchni spękań, zmian ciśnień bocznych (wskutek erozji są one eliminowane i zastępowane odprężeniem) i warunków wodnych (Thiel, 1980). Ostatecznie w obrębie masywu, mechanizm zniszczenia polega na tworzeniu się pojedynczych lub licznych sprzężonych ze sobą powierzchni ścięcia, przechodzących zazwyczaj przez litą skałę i spękania, (por. Brown & Trollope, 1970; Thiel, 1980). Również w ujęciu Terzagiego (1950, 1962) progresywne zniszczenie spękanego zbocza

skalnego jest procesem złożonym, gdzie na dowolnej potencjalnej powierzchni poślizgu w zboczu, jej część będą stanowić pęknięcia lub inne nieciągłości (strukturalne) wzdłuż których wytrzymałość jest mierzona jako tarcie między powierzchniami fragmentów skały, zaś pozostałe części tej płaszczyny poślizgu stanowią pęknięcia w masywie nienaruszonej skały i mają charakter ścięciowy (tzw. „zasuwki”) (Terzagi, 1950, 1962). Przy tak zakładanej bloczności masywu skalnego, również pierwotny charakter strukturalnych składowych powierzchni poślizgu (spękania), jest modyfikowany wytrzymałością spękania na zniszczenie, warunkowaną stopniem mikro- i makroszorstkości powierzchni spękania, gdyż poślizgowi po nierównych powierzchniach towarzyszy zwykle zjawisko dylatacji, polegające na zwiększaniu się objętości materiału w strefie zniszczenia wskutek powstawania spękań i dezintegracji skały (Rengera, 1974; Thiel, 1980). Z drugiej jednak strony, badania nad procesami kruchego pęknięcia i powstawaniem nieciągłości w spękanych skałach osadowych wykazują, że wzrost obciążenia powodujący powstanie na powierzchni pęknięcia sił rozciągających, prowadzi do progradacji czoła szczeliny w ślad za przemieszczającym się polem koncentracji naprężeń (Pinińska, 1995). W warunkach postępującego obciążenia, całkowita utrata wytrzymałości przez skałę jest poprzedzona powstawaniem licznych mikrospękań, które łącząc się w strefy poślizgu, prowadzą do makropęknięcia (Pinińska, 1995). W tym aspekcie również płaszczyny o pozornie ścięciowej genezie, powstające w obrębie masywów skalnych w efekcie wzrostu obciążenia, powinny posiadać częściowo strukturalne uwarunkowania, związane z progradacją szczelin rozwijanych pierwotnie na kierunkach nieciągłości strukturalnej lub związanych z uaktywnianiem potencjalnych płaszczyn ciosu w masywach skalnych. Wszystko to dowodzi skomplikowanego i niejednoznacznego genetycznego wpływu nieciągłości strukturalnych, na ostateczny kształt płaszczyny poślizgu mas skalnych w silnie spękanych masywach skalnych.

Koncepcja niejednorodnego, kombinowanego charakteru płaszczyny poślizgu, przy znacznym udziale jej składowych strukturalnych, umożliwia interpretację strukturalnych uwarunkowań rozwoju głębokich osuwisk karpaccich zakładanych wzdłuż spękań, które jak słusznie zauważył Książkiewicz (1979), trudno jest niekiedy w praktyce odróżnić od insekwentnych osuwisk ze ścinania. Problem ten szczególnie dotyczy licznie występujących w Karpatach osuwisk subsekwentnych i obsekwentnych (por. Bober, 1984), powstających na czołach warstw, w których materiał skalny jest często odspajany wzdłuż szczelin o płaszczynach krzyżujących się i przebiegu pionowym lub zapadających przeciwnie do kierunku ruchu (por. Barnowiec-2). Ścisłe odwzorowanie tych spękań w skomplikowanym przebiegu skałek w niszy, jednoznacznie wskazuje na strukturalne założenia form, jednakże zapadanie płaszczyn nieciągłości strukturalnych, wyklucza możliwość konsekwentno-szczelinowego przemieszczenia mas skalnych po jednorodnych powierzchniach strukturalnych (por. Savarenskij, 1937; Kleczkowski, 1955; Bober, 1984). Ze względu na charakter płaszczyny poślizgu, większość dużych, skalnych osuwisk karpaccich rozwijanych wzdłuż szczelin, byłaby więc zbliżona w typie do zsuwu skomplikowanego, zaproponowanego przez Bobera (1984), przy czym płaszczyna poślizgu nie będzie tu odwzorowaniem wyłącznie różnych strukturalnych płaszczyn nieciągłości występujących w strukturach o skomplikowanej budowie geologicznej (por. Bober, 1984), lecz będzie powierzchnią bardziej złożoną (kombinowaną), strukturalno-ścięciową.

Płaszczyzna odkłucia a płaszczyna poślizgu. Dotychczas, jedynym bezpośrednio mierzalnym argumentem, wpływającym na zaklasyfikowanie osuwiska jako zsuwu strukturalnego, była analiza stopnia zgodności kierunków liniowych elementów osuwisk (nisze, rowy) z kierunkami nieciągłości strukturalnych (spękania, uskoki) (Bober, 1984, 1986; Pulinowa, 1972, 1976; Mastella, 1975; Bober & Wójcik, 1977; Bober i in., 1977a, 1977b; Alexandrowicz, 1978; Kukulak, 1988; Bajgier, 1989, 1992, 1994; Margielewski, 1994a, 1997a). W ten sposób determinowano drugą z płaszczyn wyodrębniających zsuw — płaszczynę odkłucia mas skalnych. Dotychczas, często charakteryzowana w morfologii osuwiska jako obszar oderwania mas skalnych (por. Kleczkowski, 1955; Klimaszewski, 1961; Książkiewicz, 1979), niezbyt jednoznacznie była ona uwzględniana przy charakterystyce osuwisk strukturalnych, gdzie nadrzędną rolę w klasyfikacji odgrywał przebieg i charakter płaszczyny poślizgu (por. Savarenskij, 1937; Kleczkowski, 1955; Klimaszewski, 1961; Książkiewicz, 1979; Bober, 1984). Tymczasem w świetle analizy strukturalnych uwarunkowań osuwisk karpaccich, rozgraniczenie płaszczyny odkłucia i płaszczyny poślizgu mas skalnych jest konieczne, gdyż wynika zarówno z różnic w charakterze ich rozwoju, jak i sposobu odwzorowania przez nie struktur geologicznych. Jest to szczególnie istotne w przypadku osuwisk rozwijanych wzdłuż szczelin, w których masy skalne często są odspajane wzdłuż spękań o płaszczynach pionowych lub nachylonych w kierunku przeciwnym do ruchu. Również pilasty, skomplikowany kształt oderwania nawiązujący do kilku zespołów spękań (*vide* Barnowiec-1, 2, ryc. 4C; 9; 10) wskazuje na odrębność charakteru rozwoju i niewielką współzależność tych dwóch płaszczyn. Analogiczna dychotomia jest również powszechna w przypadku osuwisk konsekwentno-ześlizgowych, odspajanych wzdłuż spękań (których przebieg jest odwzorowany w niszach), lecz transportowanych po upadzie warstw. Często, zwłaszcza w przypadku małych osuwisk, płaszczyna odkłucia nachylona w kierunku ruchu osuwiska (np. płaszczyna spękań), może stanowić powierzchnię, po której w początkowym stadium rozwoju osuwiska, następuje częściowy poślizg mas skalnych (por. osuwisko Barnowiec-3). Jednakże wykształcona później główna płaszczyna poślizgu, po której masy skalne są wynoszone poza obszar oderwania, jest — jak wykazano poprzednio — powierzchnią kombinowaną, szczególnie w przypadku dużych, głębokich osuwisk (Brunsden, 1985).

Pomimo powszechnie stosowanej analizy strukturalnych założeń osuwisk na podstawie zgodności elementów liniowych form osuwiskowych i kierunków anizotropii strukturalnej, niekiedy określenie tych zależności w sposób bezpośredni może prowadzić do błędnych wniosków. Jak wykazała analiza elementów strukturalnych osuwisk Barnowca 1 i 2, zasadnicze kierunki rowów i nisz, są w znacznym stopniu niezgodne z głównymi kierunkami spękań, do których nawiązują pilaste kształty skałek w niszach (por. ryc. 4C; 9; 10). W tym przypadku schematycznie przeprowadzona w ich obrębie korelacja zgodności kierunków strukturalnych i morfologicznych, może pozornie wskazywać na inny niż strukturalny typ skalnych osuwisk Barnowca. Zasadniczy kierunek nisz, nie jest więc tutaj bezpośrednim odwzorowaniem płaszczyn oderwania mas skalnych, lecz stanowi pewną wypadkową uwzględniającą, obok kierunków anizotropii, również kierunek rozwoju erozji rzecznej podcinającej stok (często ogólny przebieg nisz jest zgodny z osią doliny), kształt stoku, czy kierunek przemieszczania mas skalnych (Margielewski, 1997c). Podobne niezgodno-

ści kierunków nisz i spękań występują również w obrębie innych strukturalnych osuwisk pasma Jaworzyny Krynickiej (por. Margielewski, 1997a), zaś klinowy kształt wielu form skałkowych będących pozostałością nisz osuwiskowych, wskazuje na powszechność tego zjawiska na obszarze całych Karpat (por. Alexandrowicz, 1978; Margielewski, 1997c). Taki złożony kształt płaszczyny oderwania występujący zwłaszcza w obrębie dużych, skalnych osuwisk mających amfiteatralny zarys nisz, jest efektem charakterystycznego, etapowego rozwoju form osuwiskowych. Osuwisko skalne jako specyficzny przejaw tektoniki grawitacyjnej, nie jest zjawiskiem jednorodnym w czasie (zgodnie z fourmierowską zasadą *natura non facit saltus*). Kilka etapów przygotowywanych mas skalnych do przemieszczenia (i późniejszego kształtowania osuwisk), w istotny sposób wpływa na charakter inicjacji formy, dynamikę ruchu i rozkład koluwiów (por. Terzagi, 1950; Jemielianova, 1959; Slavjanov, 1964; Jakubowski, 1974). Osuwisko, jako efekt finalny ciągłego narastania i relaksacji naprężeń w obrębie anizotropowego ośrodka zaburzanego czynnikami egzogenicznymi, powstaje wskutek przekroczenia naprężenia granicznego w ośrodku skalnym, prowadzącego do odspojenia i grawitacyjnego przemieszczenia materiału skalnego (Terzagi, 1950; Carson, 1977; Scheidegger, 1975, 1977). W silnie poszczelinionych masywach skalnych Karpat, naprężenia częściowe będące efektem sukcesywnego naruszania równowagi zbocza (stoku) wskutek erozji, przeciążania wodą lub wstrząsów sejsmicznych, są (aż do momentu przekroczenia naprężenia krytycznego) wielokierunkowo relaksowane wzdłuż naturalnych powierzchni nieciągłości istniejących w strukturze stoku (spękania lub rzadziej dyslokacje), bądź ujawniających się w trakcie transformacji pola geotektonicznego (Boretti-Onyszkiewicz, 1968; Scheidegger, 1977). W efekcie, poprzez stopniowe rozwieranie szczelin, będące efektem przenoszenia i relaksacji naprężeń ścinających w górotworze, następuje sukcesywne kreowanie płaszczyny odkłucia, która w tym przypadku zawsze będzie płaszczyną strukturalną, zaś charakter jej przebiegu będzie uzależniony zarówno od kąta i kierunku zapadania powierzchni strukturalnych, jak i litologii utworów (por. Margielewski, 1997c). O ile w górnych partiach osuwiska (nisze, rowy, szczeliny dylatacyjne ponad niszami) powierzchnia odkłucia zostaje zachowana niemal w pierwotnym stanie (jest ona tu modyfikowana jedynie lokalnymi obrywami) i będzie ściśle odwzorowywała kierunki nieciągłości strukturalnej, poniżej, w strefie poślizgu, ta płaszczyna odspojenia mas skalnych wykreowana stopniowo wzdłuż powierzchni krytycznej poprzez którą nastąpiła destabilizacja masywu, zostanie silnie zmodyfikowana w trakcie przemieszczania mas skalnych poza obszar oderwania, przekształcając się w płaszczynę poślizgu.

Na taki sukcesywny sposób kreowania płaszczyny odkłucia mas skalnych, wskazują występujące w obrębie stoków karpaccich, wąskie, rozwijane liniowo, szczelinowe jaskinie dylatacyjne, często o długości kilkudziesięciu m i szerokości 1–2 m (por. Jaskinia Malinowska w Beskidzie Śląskim — Kowalski, 1954). Ich prostoliniowy, niekiedy zygzakowaty lub falisty przebieg, ściśle odwzorowuje kierunki spękań, zaś lokalizacja na stokach podcinanych, nie objętych dotychczas ruchami masowymi świadczy, że stanowią one inicjalne stadium rozpadu stoków, prowadzące w efekcie do powstania osuwiska. Analiza potencjalnego rozwinięcia tych jaskiń w osuwisko wskutek pionowej progadacji szczeliny w głąb masywu, przy jednoczesnym jej rozwieraniu poziomym wywołanym podcinaniem podstawy zbocza (stoku) wskazuje, że tak sukcesywnie wyodrębniony fragment masywu skalnego, może w górnych partiach zo-

stać całkowicie odspojony, i wskutek destabilizacji, przemieszczony grawitacyjnie w dół stoku po wyodrębnionej w podłożu płaszczyźnie poślizgu. W trakcie przemieszczania nastąpi jego dezintegracja i wyniesieniu poza obszar oderwania w formie jęzora koluwialnego. W tym przypadku, główna nisza osuwiska stanowiąca dostokową ścianę takiej szczeliny dylatacyjnej, byłaby wykształcona znacznie wcześniej niż nastąpiło główne przemieszczenie mas skalnych.

Przyjęcie takiej koncepcji rozwoju części osuwisk karpaccich zachodzącego wzdłuż szczelin, pozwala wyjaśnić genezę licznie występujących w Karpatach form, mających skalistą, bardzo stromą niszę, wykształconą na krzyżujących się spękaniach (pilasty lub skomplikowany przebieg) o płaszczyznach pionowych lub zapadających przeciwnie do kierunku ruchu (por. osuwisko Barnowiec-2, ryc. 10).

Płaszczyzna odklucia odwzorowana w niszy, może mieć różny przebieg zależny zarówno od litologii utworów, kierunku działania czynnika inicjalnego, czy stopnia zaangażowania poszczególnych kierunków spękań w rozwój ruchów masowych. W obrębie gruboławicowych piaskowców, w przypadku występowania silnego zespołu spękań ogólnie prostopadłych do potencjalnego kierunku przemieszczania i płaszczyźnie spękań zapadającej w kierunku ruchu, następuje wykształcenie na nich prostoliniowej, zwykle wysokiej niszy, charakterystycznej dla zsuwu płytowego (por. Hoek, 1973). Niekiedy, przy dominującym zespole spękań i liniowej progadacji czynnika inicjalnego, może nastąpić sukcesyjny, liniowy rozwój formy na najsilniejszym zespole (Margielewski, 1994b). Słabo rozwinięty kierunek spękań prostopadłych do kierunku ruchu powoduje, że prostoliniowa powierzchnia odklucia zostaje zastąpiona pilastym lub skomplikowanym szwem, nawiązującym do kilku silnych zespołów spękań o przebiegu przeważnie niezgodnym z ostatecznym przebiegiem niszy (por. Barnowiec-1, Barnowiec-2). W przypadku kompleksów piaskowcowo-łupkowych, płaszczyzna odklucia będzie miała nieregularny, pilasty kształt, dowiązujący do zmienności kierunków spękań, uaktywnianych indywidualnie w obrębie każdej ławicy (Margielewski, 1997c).

Osuwisko strukturalne o kolistym zarysie niszy. Analiza niszy osuwiska Barnowiec-2 wskazuje, że charakterystyczny, amfiteatralny kształt niszy typowy dla osuwisk ścięciowych powstałych na hałdach (por. Kleczkowski, 1955; Pulinowa, 1972; Książkiewicz, 1979), mogą wykształcić również skalne osuwiska powstałe w obrębie silnie spękanych masywów skalnych (Hoek, 1973; Brunnsden, 1985). Kolisty w zarysie przebieg płaszczyzny odklucia mas skalnych jest tu warunkowany znaczną dyspersją kierunków spękań ośrodka skalnego, umożliwiającą wielokierunkowe rozładowanie naprężeń ścinających, w tym również poprzez uaktywnianie ciosu odprężeniowego. Powstaje wówczas często pilasty, wieloklinowy ślad odspojenia mas skalnych, co można obserwować w obrębie niszy analizowanego osuwiska (ryc. 10) (por. Margielewski, 1997c). Również kształt stoku wpływa na przebieg płaszczyzny oderwania, gdyż wraz ze wzrostem jego stopnia zaokrąglenia, wzrasta stopień krzywizny niszy (Brunnsden, 1985). (W osuwisku Barnowiec-2, kształt stoku spowodował powstanie kolistej, regularnej niszy — por. ryc. 3.2; 5A). Na taki zarys niszy, ma również wpływ zmienność dynamiki przemieszczanych mas skalnych. W czasie ruchu osuwiska, środek ciężkości poruszającej się masy przesuwa się w dół i na zewnątrz zbocza ze wzrastającą prędkością (Scheidegger, 1977). Z największą energią będą więc przemieszczane środkowe partie zsuwu, zmniejszanie się zaś kinematyki osuwiska w jego krawędziowych partiach, jest spowodowane hamują-

cym oddziaływaniem nienaruszonych partii stoku na ruch mas skalnych. Powoduje to powstanie w tych rejonach zsuwu łagodnych, kolistych zamknięte niszy (wykorzystujących spękania w przybliżeniu równoległe do kierunku osuwania, lub wytwarzające tu również szew pilasty), przechodzących niekiedy w wyraźne skarpy stanowiące boczne krawędzie osuwiska rozwijanego w dół stoku (zbocza). Zjawisko amfiteatralnego zamykania niszy, jest również obserwowane w obrębie brzeżnych partii skarp, rozwijanych liniśnie na dominującym, jednym zespole spękań (*vide* Barnowiec-3). Lokalnie, jak w przypadku osuwiska Barnowiec-2, w którym dyspersja kierunków spękań jest znaczna, na silniejszych zespołach spękań mogą zostać wykształcone lokalne ścianki i przewieszki posiadające wyraźny linijski przebieg (ryc. 7). W przypadku zapadania spękań przeciwnie do kierunku ruchu, ściana może mieć lokalnie schodowy charakter.

Wnioski

Szczegółowa analiza genezy, charakteru rozwoju oraz uwarunkowań geologicznych osuwisk Barnowca, reprezentujących formy typowe dla osuwisk karpaccich wskazuje, że w silnie poszczelinionych masywach skalnych Karpat fliszowych, wszystkie skalne osuwiska powinny mieć założenia strukturalne. Ze względu na silną anizotropię spękania skał oraz charakter rozwoju ruchów masowych związany ze stopniowym narastaniem i względnym rozładowaniem naprężeń, mało prawdopodobna jest tu inicjacja ruchu masowego wzdłuż całkowicie sztucznie wytworzonej powierzchni ścięciowej, przebiegającej niezgodnie w stosunku do istniejących powierzchni strukturalnych (por. Margielewski, 1997a, c). Przykład osuwisk Barnowca dowodzi, że strukturalna płaszczyzna odklucia mas skalnych odwzorowana w niszy osuwiska, może być skomplikowaną powierzchnią (często pilastą), zawsze jednak nawiązującą do różnych (mierzalnych) kierunków nieciągłości tektonicznej. Zgodność kierunków elementów linijskich osuwisk (nisze, rowy rozpadlinowe) z kierunkami spękań, nie jest w tym przypadku miarodajnym wskaźnikiem strukturalnych założeń form, gdyż generalny (morfologiczny) kierunek niszy stanowi często bezpośrednie odwzorowanie kierunku działania czynnika inicjalnego (np. erozja rzeczna), a nie struktury geologicznej.

O charakterze drugiej z płaszczyzn wyodrębniających zsuw — płaszczyzny poślizgu mas skalnych, trudno wnioskować bez profilowania geofizycznego (np. sejsmicznego — por. Dingle, 1977). Jakkolwiek problematyka ta wymaga dalszych badań z zastosowaniem metod geofizycznych, w świetle badań modelowych nad zniszczeniem masywów skalnych, raczej nie ulega kwestii, że dla głębokich form osuwiskowych charakteryzujących się przemieszczaniem znacznych mas skalnych, nie jest ona płaszczyzną jednorodną i posiada charakter powierzchni kombinowanej, składającej się z odcinków płaskich (strukturalnych) i krzywoliniowych (ścięciowych) (por. Brunnsden, 1985; Margielewski, 1997a), a więc przynajmniej częściowo odwzorowuje elementy strukturalne. Prawdopodobnie rzadko stanowi ona homogeniczną powierzchnię strukturalną, występującą przypuszczalnie jedynie w przypadku płytkich, niewielkich zsuwów zachodzących po powierzchni uwarstwienia lub uławiczenia, przy czym jej strukturalny charakter i tak jest częściowo modyfikowany zjawiskiem dylatacji. Ze względu na silną anizotropię strukturalną masywów skalnych Karpat, niewielkie jest prawdopodobieństwo wystąpienia powierzchni poślizgu o charakterze czysto ścięciowym. W tym aspekcie, przy klasyfikacjach osuwisk karpaccich, należy z dużą ostrożnością

podchodzić do możliwości wystąpienia form ścięciowych, takich jak osuwisko insekwentne, czy zerwa skalna ze ścinania. Zaklasyfikowanie zsuwu do tej grupy powinno być poprzedzone staranną analizą, jednoznacznie wykluczającą strukturalne założenia tych form.

Autor składa podziękowania Prof. dr hab. inż. N. Oszczytko z UJ za krytyczne uwagi dotyczące stosowanych dotychczas geologicznych kryteriów klasyfikacji osuwisk karpaccich. Prof. dr hab. S. W. Alexandrowiczowi z AGH dziękuję za przedyskutowanie problematyki strukturalnych uwarunkowań osuwisk karpaccich. Prof. dr hab. inż. S. Rybickiemu z AGH składam podziękowania za cenne uwagi merytoryczne dotyczące mechaniki zsuwów mas skalnych w aspekcie geologiczno inżynierskim. Mgr P. Nescierukowi z PIG dziękuję za dyskusję na temat budowy geologicznej Beskidu Sądeckiego.

Literatura

- ALEXANDROWICZ S. W. 1978 — The northern slope of Babia Góra Mt. as a huge rock slump. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 12: 133–147.
- ALEXANDROWICZ S. W. 1996 — Holocenijskie fazy intensyfikacji procesów osuwiskowych w Karpatach. *Kwart. AGH, Geologia*, 22: 223–262.
- ALEXANDROWICZ Z. 1978 — Skałki piaskowcowe zachodnich Karpat fliszowych. *Pr. Geol. PAN*, 113: 1–87.
- ALEXANDROWICZ Z. & ALEXANDROWICZ S. W. 1988 — Ridge-Top trenches and Riffs in the Polish Outer Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 207–228.
- ALEXANDROWICZ Z. (red.), DENISIUK Z., MICHALIK S., BOLLAND A., CZEMERDA A., JÓZEFKO U. & ZABIEROWSKA D. 1989 — Ochrona przyrody i krajobrazu Karpat polskich. *Studia Naturae B*, 33: 1–240.
- ALEXANDROWICZ Z. (red.) MARGIELEWSKI W., URBAN J. & GONERA M. 1996 — Geoocrona Beskidu Sądeckiego i Kotliny Sądeckiej. *Studia Naturae*, 42: 1–148.
- BAJGIER M. 1989 — Wpływ morfostruktury na rozwój głębokich osuwisk na stokach Skrzycznego w Beskidzie Śląskim. *Fol. Geogr. Ser. Geogr.-Phys.*, 21: 61–77
- BAJGIER M. 1993 — Rola struktury geologicznej w ewolucji rzeźby wschodniego skłonu Beskidu Śląskiego i zachodniej części Kotliny Żywieckiej. *Kwart. AGH, Geologia*, 19: 1–69.
- BAJGIER M. 1994 — Rozwój osuwisk w czołowej strefie płaszczowiny magurskiej w dorzeczu górnej Soły. *Prz. Geogr.*, 61: 375–388.
- BAUMGART-KOTARBA M. 1974 — Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych. *Pr. Geogr. IG PAN*, 106: 1–136.
- BIRKENMAJER K. & OSZCZYPKO N. 1989 — Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 59: 145–181.
- BOBER L. 1984 — Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu. *Biul. Inst. Geol.*, 34: 115–158.
- BOBER L. 1986 — Bustryk — osuwisko Bustryk na Podhalu zachodnim. Kotelnica — osuwisko Kotelnica w Zakopanem. *Dzianisz — osuwisko Dzianisz na Podhalu zachodnim*. [In:] Birkenmajer K. & Poprawa D. (red.), *Przew. 57 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 252–266.
- BOBER L. 1992 — Wycieczka B.1.7. Łomnica — osuwisko. [In:] Oszczytko N. & Zuchiewicz W. (red.) *Przew. 63 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 139–142
- BOBER L. & WÓJCIK A. 1977 — Structural landslides in the region of the Prusów Ridge (Beskid Żywiecki Mts). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 11: 155–156.
- BOBER L., JAWAŃSKI W. & NOWICKI W. 1977a — Geologiczne warunki rozwoju osuwisk strukturalnych Beskidu Niskiego oraz problemy geologiczno-inżynierskie związane z budowlami hydrotechnicznymi. [In:] Ślącza A. (red.) *Przew. 49 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 119–143, *Wyd. Geol.*
- BOBER L., CHOWANIEC J., OSZCZYPKO N., WITEK K. & WÓJCIK A. 1977b — Geologiczne warunki rozwoju osuwiska w Brzeżance koło Strzyżowa. *Prz. Geol.*, 25: 372–377.
- BORETTI-ONYSZKIEWICZ W. 1968 — Cios we fliszu zachodniego Podhala. *Acta Geol. Pol.*, 18: 101–165.
- BROMOWICZ J. 1992 — Basen sedymentacyjny i obszary źródlowe piaskowców magurskich. *Kwart. AGH, Geologia*, 1485: 1–122.
- BROWN E. T. & TROLLPE D. H. 1970 — Strength of a model of jointed rock. *Jour. Soil Mech. Found. Division. Proc. ASCE* 1970, 96 nr SM 2.
- BRUNSDEN D. 1985 — Ruchy masowe. [In:] Embleton C. & Thornes J. (red.), *Geomorfologia dynamiczna*. PWN: 158–218.
- CARSON M. A. 1977 — Angles of repose, angles of shearing resistance and angles of talus slopes. *Earth Surf. Proces.*, 2: 363–380.
- CHRZĄSTOWSKI J., NESCIERUK P. & WÓJCIK A. 1993 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Muszyna. *Wyd. Geol.*
- CHRZĄSTOWSKI J., NESCIERUK P. & WÓJCIK A. 1995 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Muszyna. *Wyd. Geol.*
- DINGLE R., V. 1977 — The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin (SE Africa). *J. Geol. Soc. Lond.*, 134, 239–310.
- DUDZIAK J. & GUT S. 1952 — Rezerwy i pomniki województwa krakowskiego. *ZOPIZN PAN, Kraków*.
- FLIS J. 1958 — Formy terenu wywołane grawitacyjnymi ruchami mas skalnych w Sądecczyźnie. *Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP Kraków, Geografia*, 8: 35–54.
- GOLONKA A. & RĄCZKOWSKI W. 1984 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Piwniczna. *Wyd. Geol.*
- HARASIMIUK M. & HENKIEL A. 1973 — Grawitacyjne struktury pseudotektoniczne w niszy osuwiska w Duszatynie. *Ann. UMCS, Sect. B, Geogr. Geol.*, 28: 93–106.
- HOEK E. 1973 — Methods for the rapid assessment of the stability of three-dimensional rock slopes. *Q. J. Eng. Geol.*, 6: 243–256.
- JAKUBOWSKI K. 1974 — Współczesne tendencje przekształceń form osuwiskowych w holocenijskim cyklu rozwojowym osuwisk na obszarze Karpat fliszowych. *Pr. Muz. Ziemi*, 22: 169–193.
- JEMIELIANOVA E., P. 1959 — O pieriodyczności opolzniewych processov. *Razwiedka i Ochrana Niedr.* 6:
- KLECZKOWSKI A. 1955 — Osuwiska i zjawiska pokrewne. *Wyd. Geol. KLIMASZEWSKI M. 1961 — Geomorfologia ogólna*. PWN.
- KOTARBA A. 1986 — Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej. *Prz. Geogr.*, 58: 119–129.
- KOWALSKI K. 1954 — Jaskinie Beskidów i Pogórza Karpackiego. [In:] *Jaskinie Polski*, t.3. PWN: 23-67.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1979 — *Geologia dynamiczna*. *Wyd. Geol.*
- KUKULAK J. 1988 — Powiązania morfostrukturalne w rozwoju osuwisk zachodniego Podhala. *Fol. Geogr. Ser. Geogr.-Phys.*, 20: 33–49.
- KUTTER H. K. 1974 — Failure mechanism in jointed rock. [In:] Mueller K. (ed.), *Rock mechanics. Courses and Lectures*. Udine 1974, Springer 1974.
- LISZKOWSKI J. & STOCHLAK J. 1976 — Szczelinowatość masywów skalnych. *Wyd. Geol.*
- MARGIELEWSKI W. 1991 — Landslide forms on the Połoma Mount in the Sine Wiry Nature Reserve. *Ochr. Przyr.*, 49: 23–29.
- MARGIELEWSKI W. 1994a — Ochrona osuwiska Gaworzyna w paśmie Jaworzyny Krynickiej. *Prz. Geol.*, 42: 186–193.
- MARGIELEWSKI W. 1994b — Typy sukcesji ruchów masowych na przykładzie osuwiska pasma Jaworzyny Krynickiej. *Spraw. z Czynn. i Pos. PAU*, 58: 110–113.
- MARGIELEWSKI W. 1997a — Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej i ich związek z budową geologiczną regionu. *Kwart. AGH, 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. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 83–92.
- MARGIELEWSKI W. 1997c — Geologiczne uwarunkowania rozwoju osuwisk w Barnowcu (Beskid Sądecki) w świetle analizy strukturalnych założeń osuwisk karpaccich. *Spraw. z Czynn. i Pos. PAU*, 61 (w druku).
- MASTELLA L. 1975 — Osuwiska konsekwentno-strukturalne na wschodnim Podhalu. *Biul. Geol. UW.*, 18: 259–270.
- NEMČOK A. 1982 — *Zosuvy v Slovenských Karpatoch*. Veda, Bratislava.
- NIEDZIELSKI H. 1978 — Warunki hydrogeologiczne fliszu karpacciego w świetle badań geologiczno-inżynierskich. *Zesz. Nauk. Polit. Krak., 4, Budow. Wodne i Inż. Sanit.*, 27: 1–109.
- OSTROWICKA H. 1979 — Stratygrafia płaszczowiny magurskiej w okolicach Piwnicznej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49: 67–84.
- OSZCZYPKO N. 1971 — Regiony osuwiskowe na tle budowy geologicznej Karpat. *Kwart. Geol.*, 15: 1035–1037.
- OSZCZYPKO N. 1991 — Stratigraphy of the Palaeogene deposits of the Bystrica Subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 39: 415–431.
- OSZCZYPKO N., CHOWANIEC J. & KONCEWICZ A. 1981 — Wodonośność piaskowców magurskich w świetle badań wodochłonności. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51: 273–302.
- OSZCZYPKO N., DUDZIAK J. & MALATA E. 1990 — Stratygrafia osadów płaszczowiny magurskiej (kreda-paleogen) w Beskidzie Sądeckim, Karpaty zewnętrzne. *Stud. Geol. Pol.*, 97: 109–181.
- OSZCZYPKO N. & WÓJCIK A. 1989 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Nowy Sącz. *Wyd. Geol.*
- PAGACZEWSKI J. 1972 — Katalog trzęsień ziemi w Polsce. *Mat. i Pr. Inst. Geof. PAN*, 51: 3–36.

- PAUL W. 1993 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Grybów. Wyd. Geol.
- PINIŃSKA J. 1995 — Procesy kruchego pęknięcia w skałach osadowych przy jednoosiowym ściskaniu ze stałą prędkością odkształcania. *Prz. Geol.*, 43: 546–553.
- PULINOWA M. 1972 — Osuwiska w środowisku naturalnym i sztucznym. *Dokum. Geogr. IG PAN*, 4: 1–112.
- PULINOWA M. 1976 — Application of the small tectonics analysis in the study of landslides in flysch rocks. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.* 10: 103–114.
- RENGERA N. 1974 — Friction properties and frictional behaviour of rock separation planes. [In:] Mueller L. (red.), *Rock Mechanics. Courses and Lectures*. Udine.
- SAVARENSKIJ F. P. 1937 — Inżynierska geologia. Moskwa–Leningrad.
- SHEIDEGGER A. E. 1975 — Physical aspects of natural catastrophies. Elsevier Sc. Publ. Comp.
- SHEIDEGGER A. E. 1977 — Geomorfologia teoretyczna. PIW.
- SLAVJANOV W. N. 1964 — Inżyniersko-geologiczeskije prognozy ustojczivosti otkosov. Moskwa.
- STARKEL L. 1960 — Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Pr. Geogr. IG PAN*, 22: 1–239
- STARKEL L. 1972 — Karpaty zewnętrzne. [In:] Klimaszewski M. (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1: 52–115
- STARKEL L. 1996 — Temporal coincidence of increased fluvial activity in Europe. [In:] Starkel L. (red.), *Geographical Studies Spec. Issue*, 9: 102–109.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1953 — Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. [In:] Książkiewicz M. (red.), *Regionalna geologia Polski*, t.1, 2: 362–422.
- TERZAGI K. 1950 — Mechanism of landslides. [In:] *Application of Geology to Engineering Practice: Berkey Vol.*, S. Paige (ed.) *Geol. Soc. Amer. Boulder* : 83–122.
- TERZAGI K. 1962 — Stability of steep slopes in hard unweathered rock. *Geotechnique*, 12: 251–270.
- THIEL K. 1980 — *Mechanika skał w inżynierii wodnej*. PWN.
- WĘCŁAWIK S. 1969 — Łabowa, dolina potoku Łabowiec, potok Uhryń, Kotów, Łabowa. [In:] Unrug R. (red.), *Przewodnik geologiczny po zachodnich Karpatach fliszowych*: 223–234, Wyd. Geol.
- WĘCŁAWIK S. 1983 — Podział osadów wschodniej części sądeckiej strefy płaszczowiny magurskiej na przykładzie rejonu Nawojowa–Tylicz. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN, Kraków*, 27: 353–355.
- WÓJCIK A. 1997 — Osuwiska w dorzeczu Koszarawy — strukturalne i geomorfologiczne ich uwarunkowania (Karpaty Zachodnie, Beskid Żywiecki). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 376: 5–42.
- ZIĘTARA T. 1968 — Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 60: 1–116.
- ZIĘTARA T. 1969 — W sprawie klasyfikacji osuwisk w Beskidach zachodnich. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 3: 111–133.
- ZIĘTARA T. 1988 — Landslide areas in the Polish Flysch Carpathians. *Fol. Geogr. Ser. Geogr.-Phys.*, 20: 21–67.
- ZIĘTARA T. & JAKUBSKA O. 1984 — Importance of structural directions in mass movements development in the Western Beskidy Mountains. *Fol. Geogr. Ser. Geogr.-Phys.*, 16: 5–24.