

O strukturalnych uwarunkowaniach rozwoju głębokich osuwisk — implikacje dla Karpat fliszowych

Włodzimierz Margielewski*

Strukturalne uwarunkowania rozwoju osuwisk karpaccich są związane zarówno z silną anizotropią tektoniczną masywów skalnych rozbudowywaną w trakcie rozwoju rzeźby, jak i z charakterystycznym, etapowym rozwojem osuwisk warunkowanym fragmentacją masywów skalnych wskutek ich dylatacji. Związek osuwisk z budową geologiczną jest w Karpatach ewidentny. Jednak dla zdefiniowania strukturalnych uwarunkowań rozwoju form, niezbędne jest odrębne traktowanie dwóch płaszczyzn wyodrębniających zsuw: płaszczyzny odklucia mas skalnych odwzorowanej w niszy i płaszczyzny ich poślizgu. Pierwsza płaszczyzna rozwijana etapowo przez długi okres czasu wskutek dylatacji, będzie zawsze odwzorowywała kierunki anizotropii tektonicznej. Strukturalny charakter płaszczyzny poślizgu jest natomiast ewidentny jedynie dla płytkich osuwisk przemieszczanych po płaskich płaszczyznach. W osuwiskach głębokich, płaszczyzna (strefa) poślizgu będzie posiadała charakter strukturalno-ścięciowy o stopniu odwzorowania struktur determinowanym charakterem inicjacji ruchów masowych.

Słowa kluczowe: ruchy masowe, skalne osuwiska strukturalne, uwarunkowania geologiczne, płaszczyzna odklucia i płaszczyzna poślizgu mas skalnych, Karpaty fliszowe

Włodzimierz Margielewski — **About the structural control of deep landslides. Implications for the Flysch Carpathians (south-eastern Poland).** Prz. Geol., 49: 515–524.

S u m m a r y. The structural control of the landslide forms in the Carpathians is connected with the strong tectonic anisotropy (modified with the relief transformation) and with the landslides development, initiated by the dilatational fragmentation of the rock massif. Geological control of the landslides seems to be obvious, but precise determination of structural conditions of the landslide developments requires distinguishing two distinct surfaces: cutting and sliding surfaces. Cutting surface (developed as dilatational cracks) separates the massif fragment and prepares it to gravitational transport is always structural. Sliding surface is structural (flat) for the shallow landslides only (translational landslides). In deep seated landslides, sliding surface (zone) is cylindrical and combined: partly structural (flat), partly shearing (curve) (rotational landslides). The structural elements participation in sliding surface, depends on the massif anisotropy and the type of landslides initiation.

Key words: mass movements, rock structural landslides, geological background, cutting and sliding surfaces, Flysch Carpathians

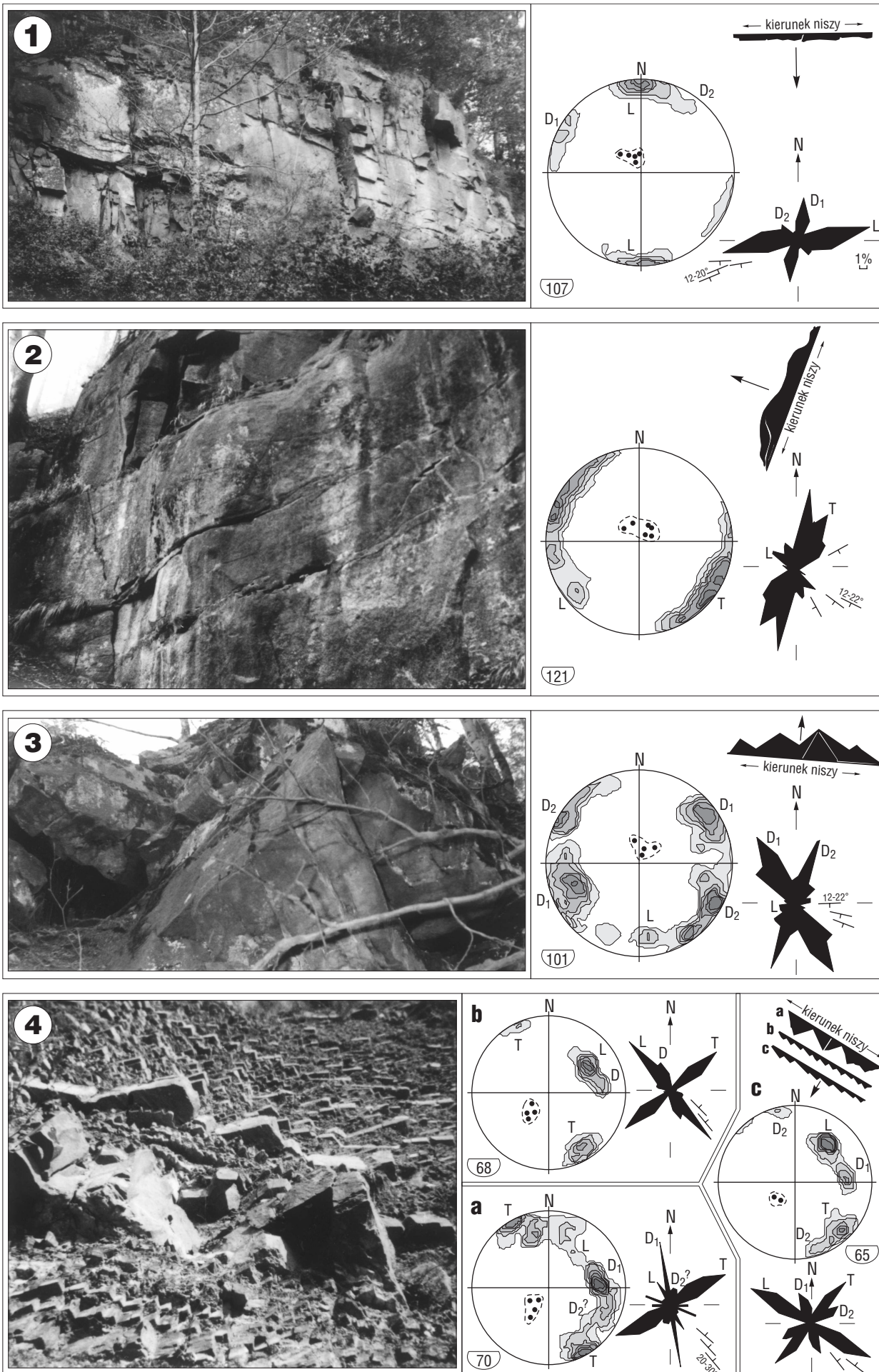
W obrębie grzbietów Karpat fliszowych, licznie występują głębokie, skalne osuwiska, z wysoką (kilkadziesiąt metrów), niemal pionową skalistą niszą, wyciętą na czołach warstw (Flis, 1958; Starkel, 1960; Ziętara, 1962; Alexandrowicz, 1978; Bajgier, 1989, 1993; Margielewski, 1997, 1998). Pomimo odwzorowania powierzchni strukturalnych w jej obrębie (płaszczyzny spekań), określenie strukturalnych uwarunkowań rozwoju tych form na podstawie dotychczas obowiązującego modelu rozwoju zsuwów strukturalnych, jest praktycznie niemożliwe. Za osuwisko strukturalne jest bowiem uważany: *...zsuw przebiegający wzdłuż określonej, naturalnej powierzchni geologicznej, którego kierunek ruchu jest ściśle związany z budową geologiczną i następuje bez obrotu mas skalnych (tu: wokół osi poziomej)...* (Kleczkowski, 1955; Książkiewicz, 1978; Bober, 1984). Podstawą tak zdefiniowanego strukturalnego charakteru rozwoju form, była więc analiza powierzchni (strefy) poślizgu mas osuwiskowych, która powinna tu odwzorowywać powierzchnię strukturalną lub ich kompilację (Bober, 1984). Jednak z założenia płaski przebieg tej powierzchni (strefy) jest typowy głównie dla zsuwów translacyjnych ze stosunkowo płytko przebiegającą strefą poślizgu (Hoek & Bray, 1981; Brunsden, 1985; Dikau i in., red. 1996). Za pomocą tak zdefiniowanych kryteriów nie można więc określić rzeczywistego udziału struktur geologicznych w tworzeniu osuwisk z głęboko występującą powierzchnią poślizgu. W tym aspekcie komentarza wymaga również wpływ budowy geologicznej na powstawanie i rozwój osuwisk.

W rozważaniach nad strukturalnym charakterem rozwoju osuwisk należy wziąć pod uwagę podstawowy fakt, że warunkiem niezbędnym do ich powstania jest **różnica wysokości i nachylenie stoku (zbocza)** sprzyjające przemieszczeniom grawitacyjnym oraz wielkość i natężenie **czynnika inicjalnego**. Wszystkie inne czynniki są **jedynie pomocnicze**, w tym szczególnie budowa geologiczna, która bardziej lub mniej sprzyja rozwojowi tego typu procesów, rzutując na charakter i kierunki rozwoju form. Jest to związane zarówno z charakterystycznym układem litologicznym grzbietów karpaccich (poszczelinione piaskowce budujące wierzchowiny są tu najczęściej podścielone podatnymi łupkami lub drobnorytmicznym fliszem), jak również silną anizotropią tektoniczną masywów skalnych (Bober, 1984), bieżącą modyfikowaną w trakcie rozwoju rzeźby. Również okresowy, gwałtowny wzrost natężenia czynnika hydrometeorologicznego, tak typowy dla obszarów górskich (Ziętara, 1968; Starkel, 1996; Gil, 1997), jak również licznie rejestrowane tu wstrząsy sejsmiczne (Pagaczewski, 1972) powodują, że osuwiska w Karpatach występują powszechnie (Starkel, 1960; Bober, 1984; Nemčok, 1982; Ziętara, 1988; Zabuski i in., 1999).

Wpływ budowy geologicznej na powstanie osuwisk

Geologicznym uwarunkowaniom rozwoju skalnych osuwisk, wpływającym na ich swoisty regionalizm w Karpatach, poświęcono dotychczas wiele uwagi (Nemčok, 1982; Mastella, 1975; Bober, 1984; Ziętara 1988; Bajgier, 1993; Wójcik, 1997). Autor pragnie więc zwrócić uwagę jedynie na pewne specyficzne aspekty tego zagadnienia. Obok związków bezpośrednich, budowa geologiczna wpływa bowiem również pośrednio na intensyfikację ruchów masowych. Kontrolowany przez nią rozwój rzeźby,

*Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków



powoduje bowiem wtórnie zmiany parametrów mechanicznych masywów skalnych, sprzyjające rozwojowi ruchów masowych. W tym aspekcie, zasadnicze znaczenie dla powstania i rozwoju osuwisk, mają zmiany wewnętrzne zachodzące w obrębie masywów, prowadzące do ich powolnej dezintegracji grawitacyjnej.

Spójność masywów skalnych

Grawitacyjna fragmentacja wierzchowin i stoków górskich przez ruchy masowe, jest zjawiskiem złożonym i determinowanym pewną współzależnością rozwoju różnych czynników, powodujących zmiany w charakterze spójności masywów skalnych. Długotrwały rozwój osuwisk jest uwarunkowany zmiennością w czasie parametrów mechanicznych masywów, stwarzających w końcowym etapie, warunki najdogodniejsze do przemieszczenia grawitacyjnego fragmentu zbocza (stoku). Realizowane jest to zarówno poprzez powolny wzrost anizotropii strukturalnej, jak również rozwój stref wietrzenia, powodujących zmiany parametrów technicznych skał i hydrauliki masywów. Spójność masywów skalnych jest zależna zarówno od pierwotnego stanu anizotropii strukturalnej związanej z tektogenezą Karpat, jak też od dynamiki jej zmian, związanej z ujawnianiem potencjalnych kierunków nieciągłości, wskutek odprężania masywów skalnych w efekcie rozwoju erozji, sukcesji osuwisk, ruchów neotektonicznych. Efektem tych procesów jest dylatacyjna dezintegracja masywów wpływająca na wzrost ich stopnia

←

Ryc. 1. Przykłady odwzorowania spękań w powierzchni odkłucia (główna ściana niszy), wraz z diagramami spękań: konturowym (projekcja równopowierzchniowa normalnych na dolną półkulę, izolinie: 1–3–5–7–9>%, wraz z liczbą pomiarów) i kierunkowym (róża spękań co 10°), z zaznaczonym kierunkiem niszy i kształtem ściany. Położenie warstw na diagramach punktowych. Spękania: L — podłużne, D₁–D₂ — skośne, T — poprzeczne (do biegu warstw): 1 — ściana skalna o kierunku zgodnym z jednym z zespołów spękań (nisza osuwiska na Zadnich Górach w paśmie Jaworzyny Krynickiej — *vide* Flis, 1958), 2 — ściana falista odwzorowująca kierunki ciosu odprężeniowego (nisza osuwiska na Muronce w Beskidzie Śląskim), 3 — odwzorowanie skomplikowane, klinowe w gruboławicowych piaskowcach (fragment cylindrycznej niszy osuwiska na Parszywce w Beskidzie Średnim), 4 — nisza w utworach fliszowych z odwzorowaniem wieloklinowym: a — piaskowce gruboławicowe (30–40 cm), b — piaskowce cienkoławicowe (5–10 cm), c — piaskowce średnioławicowe (10–20 cm) (nisza formy typu *block toppling*, brzeg potoku Marków w Zawoi, warstwy hieroglifowe)

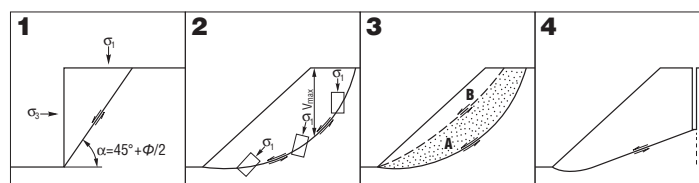
Fig. 1. Examples of cutting surface developed as the main wall of landslide niche with equal area joint diagram (normal projection on lower hemisphere, contours: 1–3–5–7–9>%, with number of measurements), and the directional joint diagram with niche direction and the shape of wall surface. Bed location is shown on point diagrams. Joint system: L — longitudinal, D₁–D₂ — diagonal, T — transversal: 1 — rocky wall developed on one joint direction (main niche of landslide on Zadnie Góry Mt — *vide* Flis, 1958), 2 — conchoidal niche developed on unloading joint surface (main rocky niche of landslide on Muronka Mt., Silesian Beskid Range), 3 — wedge rock surfaces developed on different joint direction (cylindric niche of the landslide on Parszywka Mt, Beskid Średni), 4 — multiwedge in thin bedded flysch deposits (niche of block toppling type, Hieroglyphic beds, Zawoja Wilczna): a — thick-bedded sandstones (40 cm), b — thin-bedded sandstones (5–10 cm), c — medium-bedded sandstones (10–20 cm)

szczelinowości (Liszkowski & Stochlak, 1976; Scheidegger, 1975; Dadlez & Jaroszewski, 1994).

Rozwój rzeźby. W relacjach budowa geologiczna — procesy morfologiczne następuje swoiste sprzężenie zwrotne. Z jednej strony bowiem, litologia i tektonika regionu wpływa na charakter kształtowania rzeźby (Starkel, 1960) z drugiej zaś, rozwój rzeźby wtórnie wpływa na wzrost anizotropii tektonicznej masywów skalnych, wyznaczając kierunki dalszego rozwoju procesów morfologicznych. Odciążanie masywów związane z rozwojem erozji rzecznej, prowadzi do postępującej serii zmian wewnętrznych, powodujących poziome rozszerzanie się nowo utworzonych zboczy, otwieranie pęknięć i powstawanie szczelin z rozciągania. Efektem tych długookresowych zjawisk, będzie stopniowe osłabianie i zmniejszaniem wytrzymałości masywu (Brunsden, 1985; Savage & Swolfs, 1986). Gwałtownym zmniejszeniem składowych naprężeń normalnego wskutek erozyjnego usuwania nadkładu (składowa pionowa), czy redukcji ciśnień bocznych w efekcie rozwoju erozji wglębnej rzek (składowe poziome), towarzyszyło zwiększanie się naprężeń stycznych w miarę postępowania wcinania (Dadlez & Jaroszewski, 1994). Następujące wskutek silnego wcinania się rzek zwiększenie kąta nachylenia i wysokości zbocza, powodowało więc wzrost naprężeń całkowitych w masywie, zaś ich relaksacja, prowadziła do jego silnej fragmentacji dylatacyjnej (Dadlez & Jaroszewski, 1994).

Mechanizm rozszerzalności bocznej spękanych masywów w trakcie wcinania głębokich dolin rzecznych, może doprowadzić do „opóźnionego zniszczenia”, które następuje w wiele lat po podcięciu (Brunsden, 1985). Stan naprężeń przejawiający się otwieraniem się spękań ciosowych w procesie odprężenia, reprezentuje bowiem naprężenia szczytowe, które mogą być przechowywane w skałach nawet przez miliony lat (Dadlez & Jaroszewski, 1994). Otwieranie spękań, które będą odzwierciedlać starszy plan naprężeń, może być więc znacznie rozłożone w czasie, w zależności od działalności czynnika zewnętrznego. Tak więc przy powierzchni, o gęstości spękań, jak również o ujawnianiu się poszczególnych zespołów spękań, mogą rozstrzygać okoliczności geomorfologiczne: rzeźba terenu, prędkość erozji, charakter wietrzenia (Scheidegger, 1975; Dadlez & Jaroszewski, 1994).

Sukcesja osuwisk. Powszechność osuwiskowego rozwoju rzeźby Karpat (por. Starkel 1960; Ziętara, 1968; Kotarba, 1986) powoduje, że wszystkie z zachowanych i obserwowanych współcześnie osuwisk, zostały już utworzone w obrębie masywów silnie transformowanych przez formy powstałe w starszych etapach rozwoju ruchów masowych. Powstanie skalnego osuwiska powodowało gwałtowne odprężenie masywu, następujące wskutek nagłego ubytku jego znacznej masy, przemieszczonej grawitacyjnie w dół stoku (zbocza). Prowadziło to do relaksacji masywu, zmniejszenia jego spójności wewnętrznej, powodując w efekcie wzrost jego anizotropii strukturalnej. Osiągnięty wskutek przemieszczenia grawitacyjnego stan równowagi dynamicznej stoku był zwykle krótkotrwały, gdyż kolejna zmiana proporcji naprężeń poprzez zmniejszenie ciśnień bocznych w masywie prowadzących do naruszania jego równowagi, wymuszała konieczność ich dalszej relaksacji. W trakcie kolejnego etapu odprężania masywu, mogło następować szybsze finalizowanie młodszych etapów ruchów masowych, powstających już w górotworze silnie naruszonym starszymi osuwiskami. W efekcie ciągłego, dylatacyjnego odprężania masywów, następował więc sukcesywny rozwój form osuwiskowych. Prowadziło to do **odziedziczonego rozwoju osuwisk**, w którym strukturalne uwarunkowania rozwoju młodych, sukcesyjnych form,



Ryc. 2. Teoretyczna obwiednia płaszczyzny poślizgu osuwisk w obrębie materiału jednorodnego: 1 — płaska powierzchnia poślizgu dla pionowego zbocza, 2 — zmiana rozkładu naprężeń normalnych w obrębie cylindrycznej powierzchni poślizgu osuwiska rotacyjnego, typowej dla zbocza nachylonego, 3 — zmiany krzywizny cylindrycznej powierzchni poślizgu, w zależności od głębokości jej występowania (A — głęboko posadowiona, B — płytka), 4 — niecylindryczna obwiednia powierzchni (strefy) poślizgu będąca efektem rozwoju inicjalnej szczeliny dylatacyjnej w głąb masywu (wg Hoeka & Bray'a, 1981; Brunsdena, 1985; Hutchinsona, 1995); f — kąt tarcia wewnętrzznego, s_1 – s_3 — naprężenia normalne

Fig. 2. Theoretical shape of sliding surface developed inside isotropic material: 1 — flat sliding surface in a vertical slope, 2 — changes of normal stress inside a cylindrical sliding zone of rotational landslide (inclined slope), 3 — changes of sliding surface curvature with depth of its occurrence (A — deep-seated, B — shallow), 4 — non cylindrical sliding surface as an effect of initial fissure development (after Hoek & Bray, 1981; Brunsden, 1985; Hutchinson, 1995); f — angle of internal friction, s_1 – s_3 — normal stress

były w znacznej mierze determinowane rozwojem starszych (Margielewski, 1994).

Analizowany charakter sukcesji dotyczy rozwoju osuwisk w głąb masywu nie objętego dotychczas ruchami masowymi. Inaczej jednak będą zachodziły ruchy potomne w obrębie już powstałego osuwiska, obejmujące zasięgiem jego koluwium. Przemieszany materiał koluwalny charakteryzujący pod względem strukturalnym dużym stopniem jednorodności (por. Zabuski i in., 1999), będzie bowiem sprzyjał powstawaniu tu osuwisk typowych dla form ścieciowych.

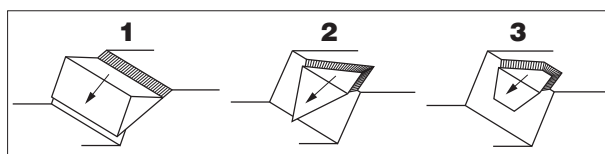
Neotektonika. Najbardziej spektakularnym przejawem neotektoniki Karpat wpływającym na inicjację osuwisk, są niewątpliwie wstrząsy sejsmiczne rejestrowane licznie na obszarze Beskidów (Pagaczewski, 1972; Zuchiewicz, 1995). Również pionowe, nierównomierne dźwiganie poszczególnych segmentów Karpat, mogło poprzez stymulację zwiększania tempa wcinania się dolin rzecznych (por. Zuchiewicz, 1999), wpływać na wzrost anizotropii strukturalnej masywów. Jednak na jeszcze inny aspekt neotektoniki, może wskazywać analiza rzeźby Karpat, charakteryzującej się dość powszechnie występującym, inwersyjnym rozwojem (Baumgart-Kotarba, 1974). W Karpatach często szczytowe partie gór są bowiem utworzone w jądrach synklin (nierządsko połogich), wypełnionych sztywnymi piaskowcami. Piaskowce te są zazwyczaj podścielane utworami podatnymi (drobnorytmiczny flisz lub łupki pstre), często tworzącymi w obrębie dolin strome formy antyklinalne. Jest to szczególnie widoczne w obrębie płaszczowiny magurskiej (Burtan, 1978; Cieszkowski i in. 1992).

Wydaje się, że takiego układu struktur tektonicznych nie można tłumaczyć wyłącznie różnicami w fałdowaniu ogniw piaskowcowych i łupkowych. Powszechna inwersja rozwoju rzeźby, często obserwowany wzrost kąta zapadania warstw w strefach przydolinnych w stosunku do partii wierzchowinowych (Burtan, 1978), jak również wynurzenie osi synklin dochodzących poprzecznie do przelomowych dolin rzecznych (Margielewski, 1997), mogą wskazywać na specyficzny charakter ruchów neotektonicznych w Karpatach. Obok — uważanych za powszechne — blokowych, pionowych przemieszanie poszczególnych segmentów górotworu pociętego dyslokacjami (Zuchiewicz, 1999), mogło bowiem następować również nierównomierne dźwiganie neotektoniczne poszczególnych elementów rzeźby. Jakkolwiek hipoteza ta może wydawać się kontrowersyjna, zaś problematyka wymaga szczegółowych badań weryfikujących tę hipotezę, wydaje się, że dna szerokich i głęboko wciętych dolin karpackich, odprężone izostatycznie wskutek erozyjnego

usunęcia znacznego nadkładu, mogły być dźwigane szybciej, w stosunku do zrównoważonych izostatycznie wierzchowinowych partii wzgórz. Mogło to w efekcie powodować powstawanie w osiowych partiach dolin, wtórnych antyklin dolinnych, przy równoczesnym dźwiganie krawędziowych partii wierzchowin, zbudowanych z piaskowców (por. Potter & McGill, 1978; Ollier, 1987). Takie fałdowanie neotektoniczne (transformujące już określony styl tektoniki) obserwowano w Himalajach (Wager, 1937). Podobnie w obrębie Karpat, mogło być ono związane zarówno z izostatycznym kompensacyjnym dźwiganie osi pogłębianych dolin, jak również pionowym, grawitacyjnym naciskiem wierzchowinowych, piaskowcowych partii wzgórz, na niżejległe podatne utwory, występujące w ich podłożu. Na taką możliwość rozwoju neotektonicznego, modyfikującego fałdowy styl tektoniki Karpat wskazuje szczególnie charakter rzeźby Beskidu Wyspowego. Szczytowe partie poszczególnych wzgórz są tam utworzone bowiem w jądrach odizolowanych brachysynklin Łopienia, Ćwilina, Lubogoszczy (por. Burtan, 1978). Nie jest wykluczone, że ich brachysynkinalny charakter mógł być spowodowany silną fragmentacją górotworu głęboko wciętych dolinami rzek. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że synkliny te są rozdzielone stromymi antyklinami, lokalnie o przebiegu poprzecznym w stosunku do głównych nasunięć, niekiedy również o charakterze brachytypowym (np. antyklina Jurkowa — Burtan, 1978).

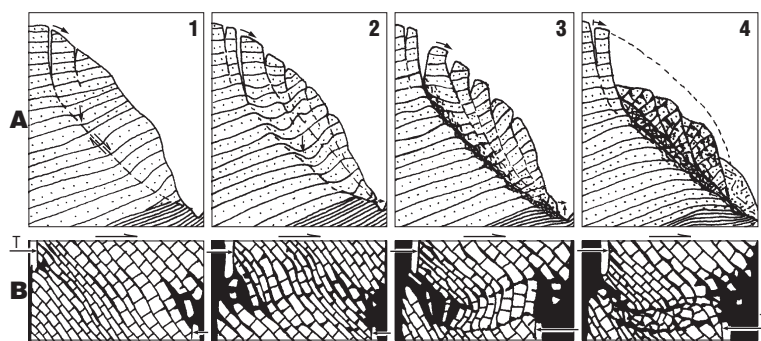
Tego typu fałdowaniom grawitacyjnym, mógł towarzyszyć znaczny wzrost gęstości oraz rotacja ciosu w obrębie krawędzi szczytowych partii wzgórz (por. wzgórze Łopień — Margielewski & Urban, 2000). Zjawiska te mogły wybitnie sprzyjać powstawaniu na tych obszarach, rozległych osuwisk i ich zespołów, które w obrębie Beskidu Wyspowego są powszechne (Starkel, 1960; Alexandrowicz & Alexandrowicz, 1988).

Dyslokacje. Związek osuwisk ze strefami dyslokacyjnymi wydaje się jednoznaczny. Jednak powszechne, bezpośrednie odwzorowanie powierzchni uskoków w obrębie osu-



Ryc. 3. Płytkie zsuwy translacyjne: 1 — płytowy, 2 — klinowy, 3 — kombinowany (wg Hoeka & Braya 1981; Poisela, 1990)

Fig. 3. Shallow translational landslides: 1 — slab, 2 — wedge, 3 — combined (after Hoek & Bray, 1981; Poisela, 1990)



Ryc. 4. Etapy rozwoju osuwiska jako efekt sływu skalnego (*Sackung*), wg Zischinskiego (1966), Mahra & Nemcoka (1977), Crosty (1996), zmodyfikowane (1–4 A). Poniżej ścięcia rotacyjne anizotropowej próbki skalnej przy jednoosiowym ścinaniu według Goodmana (1974), ilustrujące mechanizm powstawania strefy poślizgu (zniszczenia) (B)

Fig. 4. Stages of landslide development resulted from rock flow (*Sackung*), after Zischinsky (1966), Mahr & Nemcok (1977), Crosta (1996), modified (1–4 A). Below, rotational shearing of anisotropic rock sample cut along one axis (after Goodman, 1974) depicting formation of sliding (damaged) zones (B)

wisk, jest już kwestią problematyczną. Również sugerowana powszechność związku osuwisk ze strefami dyslokacyjnymi w Karpatach (Bober, 1984; Ziętara & Jakubska, 1984), czy wręcz głębokimi rozłamami (Bajgier-Kowalska, 1996), wymaga pewnej hierarchizacji. W analizie rozmieszczenia osuwisk, należy bowiem w pierwszym rzędzie rozpatrzyć wpływ dyslokacji na rozwój czynnika morfotwórczego, umożliwiającego w ogóle rozwój ruchów masowych, wtórnie zaś, ich bezpośredni wpływ na rozwój osuwisk. Powszechność rozwoju karpacczych dolin rzecznych wzdłuż dyslokacji (Zuchiewicz, 1984), jednoznacznie wskazuje na **pośrednią** rolę uskoków w rozwoju czynnika inicjalnego w skali regionalnej. Na zboczach tych dolin, wskutek różnic wysokości i rozwoju erozji (tu czynnik inicjalny), mogły bowiem zaistnieć warunki do rozwoju transportu grawitacyjnego.

Jak powszechnie wiadomo, uskoki (szczególnie duże) rzadko tworzą pojedyncze linie, stanowią raczej strefy dyslokacyjne złożone z licznych sprzężonych ze sobą powierzchni nieciągłości (Dadlez & Jaroszewski, 1994). Z rozwojem tego typu struktur, jest związany wzrost anizotropii strukturalnej stref przydyslokacyjnych, powodowany występowaniem stref zbrekowania, mylonityzacji, wypaczaniem kierunków ciosu oraz wzrostem gęstości spękań towarzyszącym uskokom. Zjawiska te w wybitny sposób mogły sprzyjać powstawaniu osuwisk, szczególnie gdy propagacja tych nieciągłości była powodowana rozwojem rzeźby. Jednakże osuwisko, jakkolwiek związane ogólnie ze strefą dyslokacyjną, niekoniecznie musi bezpośrednio odwzorować jej zasadniczy kierunek, często na mapach geologicznych będący zresztą efektem określonej interpretacji budowy geologicznej regionu. Dlatego należy ostrożnie podchodzić do możliwości wiernego odwzorowania kierunków uskoków w liniowych elementach osuwisk (por. Bajgier, 1993), gdyż na powstanie osuwiska mogły mieć również wpływ dyslokacje poprzeczne do kierunku niszy. Należy zwrócić uwagę, że jakkolwiek transport grawitacyjny po płaszczyźnie uskoku (ryc. 7 — IV str. okładki) jest możliwy (Varnes, 1978), nisza założona bezpośrednio na uskoku, powinna mieć zlustrowaną lub zbrekowaną powierzchnię.

W przypadku analizy wpływu uskoków na powstanie osuwisk, należy zwrócić również uwagę na fakt, iż często w obrębie rozległych stref przyuskokowych silnie spękaných (dyspersja kierunków) czy zmylonityzowanych, może zanikać anizotropia ośrodka skalnego, na rzecz

wzrostu jego jednorodności (Zabuski i in., 1999). W strefach tych mogą więc rozwijać się osuwiska ścięciowe, typowe dla ośrodków izotropowych.

Rola wody. W układzie współzależności czynników sprzyjających powstawaniu osuwisk, również rola wody charakteryzuje się zmiennością oddziaływania w czasie. Następujący stopniowo wzrost szczelinowatości, jak również wietrzenie skał zwiększające ich porowatość, powodują zmiany hydrauliczności masywów skalnych (Thiel, 1980; Oszczytko i in., 1981). Wzrost wodochłonności masywów jest z kolei odpowiedzialny za powstawanie nagłych zmian obciążeń grawitacyjnych poszczególnych segmentów masywu, spowodowanych wodą opadową, jak również oddziaływaniem ciśnienia hydrodynamicznego związanego z jej przepływem w masywach. Takie zróżnicowanie obciążeń poszczególnych segmentów masywu, sprzyja jego dalszej fragmentacji grawitacyjnej. Nierównomierny rozkład naprężeń normalnych powoduje z kolei gwałtowne zmiany ciśnienia porowego w nasyconych wodą skałach podłoża, następujący zaś w efekcie wzrost ciśnienia hydraulicznego w szczelinach Griffitha — występujących w skałach, powoduje ich propagację i łączenie w powierzchnie ściec, sprzyjające przemieszczeniom grawitacyjnym (Dadlez & Jaroszewski, 1994).

Mechanizm osuwisk

Na początku rozważań należy zauważyć, że osuwisko jest specyficznym przejawem zniszczenia masywu skalnego, realizowanego bądź to przez jego bezpośrednie ścięcie, bądź przez ścięcie poprzedzone etapem dylatacyjnym. Specyfika tego zjawiska występującego w obrębie silnie niejednorodnych masywów skalnych Karpat, będzie związana z różnym udziałem kierunków nieciągłości strukturalnych w determinowaniu charakteru tego zniszczenia.

Rozbudowywana wskutek oddziaływania scharakteryzowanych powyżej procesów silna anizotropia strukturalna masywów skalnych Karpat fliszowych, sprzyja powszechnej, dylatacyjnej inicjacji skalnych osuwisk (Margielewski & Urban, 2000). Wzdłuż tak licznych kierunków nieciągłości strukturalnych, będą bowiem rozładowywane naprężenia ścinające powstałe w efekcie zaburzania równowagi stoku, wskutek działalności czynników zewnętrznych (erozja, przeciążanie wodą, wstrząsy sejsmiczne; Terzaghi, 1950; Brunson, 1985). Pochłanianie energii tych naprężeń przez masyw skalny jest drugim (obok wytrzymałości skał na ścinanie) czynnikiem pozwalającym na utrzymanie równowagi dynamicznej stoku (zbocza) przez znaczny okres czasu, aż do przekroczenia naprężeń granicznych, kiedy to nastąpi przemieszczenie grawitacyjne fragmentu masywu, zmierzające do osiągnięcia nowego stanu równowagi stoku (Terzaghi, 1950). Do tego czasu, następuje w masywie otwieranie spękań rozwijanych w szczeliny dylatacyjne, rozbudowywane w trakcie kolejnych etapów relaksacji naprężeń ścinających w masywie. Taki stan trwa aż do momentu, gdy porożsuwany dylatacyjnie i silnie zdeintegrowany masyw skalny staje się samoistnie niestabilny. Obok naprężeń przenoszonych z dolnych partii masywu w wyniku działania czynnika denudacyjnego, również jego górne partie, zdestabilizowane poprzez szczeliny dylatacyjne i dodatkowo obciążane grawitacyjnie wodą opadową, zaczynają przenosić naprężenia w dół masywu. Ustala się wówczas wypadkowa powierzch-

nia krytyczna, wzdłuż której masyw skalny jest niestabilny (Terzaghi, 1950; Brunsten, 1985). W jego górnych partiach, wskutek propagacji szczelin dylatacyjnych, będzie następował rozwój powierzchni odkłucia mas skalnych. Poniżej, na granicy (potencjalnej) nienaruszony masyw-osuwisko, wykształci się powierzchnia (strefa) poślizgu, po której nastąpi grawitacyjne przemieszczenie fragmentu masywu, wyodrębnionego wcześniej systemem szczelin.

Zasadniczym elementem inicjalnego etapu powstawania osuwisk, jest więc stopniowy rozwój dwóch płaszczyzn (powierzchni) wyodrębniających fragment masywu skalnego przygotowywany do przemieszczenia grawitacyjnego: długo rozwijanej powierzchni odkłucia (*cutting surface*) mas skalnych (ryc. 1) i powierzchni (strefy) ich poślizgu (*sliding surface, shearing zone*), która w ostatecznej formie zostanie rozwinięta dopiero podczas transportu grawitacyjnego (ryc. 2; Margielewski, 1998; Margielewski & Urban, 2000).

Niekiedy w przypadku osuwisk translacyjnych, gdy płytko występująca płaszczyzna poślizgu stromo zapada w kierunku ruchu, inicjacja osuwiska może nastąpić bezpośrednio przez poślizg, ze znaczną redukcją etapu dylatacyjnego. W obrębie bardzo stromo zapadającej powierzchni, po której będzie następowało przemieszczenie (powierzchnia uławicenia, płaszczyzna spękań lub uskoku), może wykształcić się wówczas zarówno nisza (górne partie), jak i powierzchnia poślizgu. Osuwiska takie najczęściej będą powstawać w obrębie stromych zboczy dolin rzecznych, silnie podcinanych erozyjnie.

Powierzchnia odkłucia mas skalnych

Cykliczne, długotrwałe rozładowanie naprężeń ścinających wytworzonych w obrębie ośrodka skalnego, następuje zwykle wielokierunkowo wzdłuż tych płaszczyzn nieciągłości, które są najbardziej predysponowane do ich relaksacji (Kutter & Kulozik, 1990). W zależności od litologii utworów, dominujących kierunków spękań i ich stosunku do kierunku działania czynnika inicjalnego, powierzchnia odkłucia odzwierciedlona w niszy czy w rowach rozpadlinowych, może posiadać różne kształty (Margielewski, 1998). W gruboławicowych piaskowcach, szew powierzchni odkłucia najczęściej będzie prostoliniowy, monolityczny lub z załomami, dowiązujący do jednego kierunku spękań przewodnich, równoległych do niszy (ryc. 1.1; I str. okładki), jak również falisty (muszłowy), związany z płaszczyznami ciosu odprężeniowego (ryc. 1.2). W przypadku dominacji dwóch lub więcej kierunków spękań, odwzorowanie będzie klinowe lub skomplikowane (prostoliniowo- klinowe) (ryc. 1.3). Zaznacza się to szczególnie wówczas, gdy ławice posiadają różną miąższość, a odwzorowanie w obrębie każdej z nich następuje indywidualnie (ryc. 5 — IV str. okładki). Pilasty szew płaszczyzny odkłucia jest natomiast częsty w obrębie drobnorytmicznego fliszu (ryc. 1.4). Wypadkowa powierzchnia odkłucia odwzorowana w niszy, często może posiadać charakter kombinowany: lokalnie falisty, prostoliniowy, zaś w obrębie amfiteatralnych zamknięć — pilasty, modyfikowany w trakcie wtórnych obrywów. Profil pionowy płaszczyzny odkłucia może niekiedy posiadać kształt schodowy, o stopniach nawiązujących do powierzchni ławic (ryc. 1.3), jak również muszłowy (ryc. 1.2).

Dylatacyjny charakter inicjacji skalnych osuwisk w Karpatach wskazuje, że główna nisza mogła być kształtowana długo przed utworzeniem właściwego osuwiska. Proces ten można współcześnie obserwować w obrębie jaskiń szczelinowych w Karpatach, stanowiących inicjalny etap rozwoju osuwisk (Margielewski & Urban,

2000). W stosunku do formy osuwiskowej nisza może więc być elementem rezydualnym. W obrębie jej skalistych elementów zawsze będą odwzorowane **kierunki strukturalne** (spękania, rzadziej uskoki) nie zawsze przy tym zgodne z jej generalnym przebiegiem morfologicznym (ryc. 1.3–4). Ostateczny kształt i przebieg niszy, będzie wypadkową sposobu odwzorowania w jej obrębie powierzchni nieciągłości, rzeźby stoku, kierunku i charakteru działania czynnika inicjalnego oraz sukcesji osuwisk (Brunsten, 1985; Margielewski, 1998). Linijnie rozwinięte nisze (z amfiteatralnymi zamknięciami) powstają z reguły na zboczach dolin rzecznych, rzadziej na wierzchowinach (osuwiska frontalne) i mogą być sukcesyjnie rozbudowywane wzdłuż kierunku działania czynnika inicjalnego. Osuwisko o klinowym zarysie niszy wycięte na dwóch głównych kierunkach spękań, powstaje głównie w obrębie przełęczy, w strefie działalności lejów źródłowych (Margielewski, 1997). Amfiteatralne w zarysie nisze powstają najczęściej w efekcie działalności lejów źródłowych, zaś zachowanie krzywizny niszy o stopniu proporcjonalnym do stopnia zaokrąglenia stoku (por. Brunsten, 1985), jest efektem odwzorowywania różnych kierunków strukturalnych w różnych jej częściach (Margielewski, 1998). W obrębie części głębokich osuwisk, zarys niszy w formie kotła jest efektem przemieszczeń głębokich osuwisk po (częściowo) cylindrycznej powierzchni.

Analiza stopnia zgodności przebiegu elementów liniowych form osuwiskowych (zarówno płytkich jak i głębokich) z kierunkami strukturalnymi, była uważana dotychczas za główny wskaźnik strukturalnego charakteru osuwisk (por. Mastella, 1975; Kukulak, 1988; Bajgier, 1989, 1993). Pomijając kwestię, że tego typu analiza, oparta o element, który nie był uwzględniany w modelu osuwisk strukturalnych *sensu* Kleczkowski i Bober (*op. cit.*), (zdefiniowanych wszak na podstawie analiz płaszczyzny poślizgu, a nie oderwania mas skalnych) nie była uprawiana, to i tak jej stosowalność była ograniczona do sytuacji, w której nisza została rozwinięta wzdłuż jednego kierunku spękań o przebiegu do niej równoległym (ryc. 1.1). W pozostałych przypadkach, gdy kierunki strukturalne (spękań, uskoku) odwzorowane w obrębie poszczególnych elementów skalistych niszy, są częściowo (ryc. 1.2) lub całkowicie niezgodne (ryc. 1.3–4) z jej kierunkiem morfologicznym (stąd klinowe lub pilaste odwzorowania powierzchni skalnych w niszach), tego typu proste korelacje są bezużyteczne do określania „strukturalnych” założeń osuwisk.

Strukturalne uwarunkowania rozwoju powierzchni (strefy) poślizgu

Wpływ spękań i uskoku na ostateczny przebieg powierzchni (strefy) poślizgu, jest zależny zarówno od sposobu inicjacji ruchu masowego, wielkości przemieszczanych mas, gęstości spękań i stopnia odkształcalności ośrodka rzutujących na charakter jego anizotropii, jak i głębokości występowania powierzchni (strefy) poślizgu. Szczególnie ostatni czynnik może stanowić istotne kryterium podziału osuwisk z punktu widzenia mechaniki ich przemieszczeń.

Analizując charakter przebiegu powierzchni (strefy) poślizgu mas skalnych w ośrodku anizotropowym, należy wpierw rozważyć teoretyczny (modelowy) przebieg tej powierzchni w materiale jednorodnym (izotropowym). Kształt powierzchni (strefy) poślizgu, będzie tu bowiem związany z dążnością nienaruszonego masywu do przemieszczeń wzdłuż powierzchni zapadającej pod kątem (granicznym przejścia ze stanu spoczynku w ruch)

$$\alpha = 45^\circ + (\phi/2)^\circ$$

w stosunku do poziomu (ϕ jest kątem tarcia wewnętrznego;

Brunsdén, 1985). W przypadku pionowego zbocza, naprężenia główne działają w płaszczyźnie poziomej. W materiale izotropowym poślizg nastąpi tu wzdłuż płaskiej powierzchni poślizgu nachylonej do poziomu pod kątem α , typowej dla przemieszczeń translacyjnych (ryc. 2.1). W przypadku zmniejszania się nachylenia zbocza, kierunek osi głównej masywu zmienia się od łagodnie nachylonego, do pionowego, w miarę oddalania się od zbocza. Jako, że w dowolnym punkcie na potencjalnej linii przemieszczenia, powierzchnia poślizgu zawsze będzie nachylona pod kątem, α do poziomu i posiadała krzywoliniową, wklęsło-cylindryczną obwiednię (ryc. 2.2; Scheidegger, 1975; Brunsdén, 1985; Hutchinson, 1995).

Jako, że dość trudno jest przeprowadzić jednoznaczny podział osuwisk na płytkie i głębokie (posiadające różny stopień krzywizny powierzchni poślizgu), można za Hutchinsonem (1995) przyjąć głębokość V_{\max} (maksymalna głębokość liczona w pionie — ryc. 2.2) występowania płaszczyzny poślizgu na ok. 30 m, po przekroczeniu której osuwisko będzie posiadało jednoznacznie głęboki charakter (*deep seated landslide*) oraz granicę 10 m, poniżej której będzie występował płytki zsuw (*shallow landslide*) o minimalnej krzywiznie powierzchni poślizgu. Powierzchnia (strefa) poślizgu posadowiona na głębokości 10–30 m (*intermediate landslide*), może więc przyjmować charakter typowy dla płytkich, jak i głębokich przemieszczeń. W ośrodku anizotropowym, na charakter tej powierzchni posadowionej na średnich głębokościach, mogą jeszcze wpływać jednorodne powierzchnie strukturalne (np. płaszczyzna uławiczenia), zorientowane w kierunku ruchu (Brunsdén, 1985). Wraz ze wzrostem głębokości (i jednocześnie wielkości przemieszczanych mas oddziałujących na podłoże), malała będzie jednak szansa na płaski, strukturalny przebieg tej płaszczyzny. Również Bober (1984) na podstawie analizy głębokości występowania stref spekań efektywnych, przyjmuje teoretycznie głębokość 40 m, za ...największą, na jakiej może powstać strefa poślizgu osuwisk strukturalnych w Karpatach...

Wklęsły kształt powierzchni poślizgu, będzie determinował rotacyjny charakter przemieszczeń mas skalnych, zaś stopień krzywizny jej obwiedni będzie wzrastał wraz z głębokością jej posadowienia (ryc. 2.3). W ogólnym uproszczeniu można więc przyjąć, że w przypadku materiału jednorodnego, w osuwiskach płytkich, powierzchnia poślizgu powinna posiadać niemal płaski charakter związany z jej niewielką krzywizną, zaś w głębokich, będzie powierzchnią wklęsło-cylindryczną, o znacznej krzywiznie, wzrastającej wraz z głębokością (ryc. 2.3; Brunsdén, 1985). Jednak w obrębie anizotropowych mas skalnych, każda nieciągłość strukturalna zorientowana w kierunku przemieszczenia, będzie powodowała odstępstwa od modelowego, cykloidalnego przebiegu tej powierzchni. Tak więc nawet w obrębie głębokich form, charakter przemieszczeń może być przynajmniej częściowo translacyjny (Brunsdén, 1985; Hutchinson, 1995; Zabuski i in., 1999). Również głęboki zasięg w masyw szczeliny inicjalnej, będzie powodował wypłaszczenie cylindrycznej obwiedni powierzchni poślizgu (ryc. 2.4) (Hoek & Bray, 1981; Hutchinson, 1995).

Niektóre z form ruchów masowych nie wykształcają bezpośrednio powierzchni poślizgu (Dikau i in. red., 1996). Należą do nich przemieszczenia typu obryw (*fall*) polegający na odrywaniu i swobodnym spadku mas skalnych, jak również *toppling* (pochylanie i odrywanie skał w formie płyt lub bloków) mogący niekiedy przejść w obryw skalny (Poisel, 1990; Dikau i in. red., 1996) lub osuwisko schodowe (Hoek & Bray, 1981). Kolejna z form, powstaje wskutek powolnego, blokowego rozsuwania masywu,

będącego efektem jego rozciągania bocznego (*lateral spreading*; Dikau i in. red. 1996). Zarówno *toppling*, jak i *lateral spreading*, mogą reprezentować płytkie lub głębokie formy (Crosta, 1996). Poprzez oddziaływanie na podłoże, mogą one również zainicjować ześlizg grawitacyjny po wykształconej w masywie, płytce lub głęboko występującej powierzchni poślizgu.

Płytkie osuwiska. W przypadku płytkich, skalnych osuwisk, przemieszczających niewielkie masy zdestabilizowane systemem szczelin dylatacyjnych, transport może nastąpić po płaskich, praktycznie nie modyfikowanych powierzchniach strukturalnych (spekania, uskoki, powierzchnie ławic), nachylonych w kierunku ruchu (Hoek & Bray, 1981; Brunsdén, 1985). Silne oddziaływanie struktur spowoduje, że powierzchnia poślizgu będzie odwzorowywała powierzchnie uwarstwienia lub uławiczenia (osuwiska konsekwentno-ześlizgowe), jak również płaszczyzny spekań (osuwiska konsekwentno-szczelinowe) nachylone w kierunku potencjalnego przemieszczenia (Bober, 1984). Osuwisko może wówczas posiadać typową dla przemieszczeń translacyjnych formę zsuwu blokowego, płytowego, czy rumoszewego (Dikau i in. red. 1996), następującego po jednej (ryc. 3.1) lub rzadziej dwóch krzyżujących się płaskich powierzchniach, tworzących formę klina (ryc. 3.2; Hoek & Bray, 1981; Hutchinson, 1988). Strukturalne uwarunkowania rozwoju osuwisk w ujęciu Kleczkowskiego (1955) i Bobera (1984), są więc precyzyjnie zdefiniowane jedynie dla płytkich (lub w szczególnych przypadkach średniogłębokich) form z płaską powierzchnią poślizgu, w których nie występuje obrót mas skalnych (tj. ich rotacja związana ze wstępnym obaleniem przemieszczanych mas).

Wśród licznych w Karpatach płytkich osuwisk translacyjnych, wymienić należy osuwisko na Połomie z 1980 r., gdzie płaszczyzna poślizgu będąca powierzchnią uławiczenia, odsłoniła się na powierzchni (Margielewski, 1991), jak również osuwisko na Krawcowym Wierchu (Ziętara, 1968), czy skalno-zwietrzelinowe osuwisko w Pcimiu (Jakubowski & Ostaficzuk, 1962) oraz osuwisko Bachledzkiego Wierchu (Śliwa, 1955).

Osuwiska z głęboko występującą powierzchnią poślizgu. W dużych osuwiskach, głęboko przebiegająca powierzchnia poślizgu nie może posiadać jednorodnie strukturalnego charakteru. Jednakże cylindryczno-wklęsły przebieg tej powierzchni (o krzywiznie zwiększającej się wraz z głębokością jej posadowienia), powodujący rotacyjny charakter przemieszczeń mas skalnych jest typowy wyłącznie dla ośrodka jednorodnego (Scheidegger, 1975; Varnes, 1978; Hutchinson, 1988, 1995). W ośrodku anizotropowym natomiast, na charakter tej powierzchni, będą miały wpływ liczne powierzchnie nieciągłości strukturalnej, występujące w masywie.

Obrót mas skalnych w trakcie przemieszczania, jak również (przynajmniej częściowo) cylindryczna obwiednia powierzchni poślizgu typowa dla osuwisk ścięciowych, jednoznacznie wyklucza strukturalny charakter tych osuwisk, w definicji Kleczkowskiego (1955) i Bobera (1984). Jednak ze względu na silną anizotropię strukturalną mas skalnych Karpat, niemożliwa jest całkowita niezależność przebiegu tej płaszczyzny (strefy) od struktury. Również powszechny dylatacyjny charakter inicjacji ruchów masowych w Karpatach, będzie determinował charakter odwzorowania struktur w obrębie strefy poślizgu głębokich osuwisk.

Rozwieranie szczelin dylatacyjnych wyodrębniających znaczny fragment masywu skalnego na etapie inicjacji osuwisk powoduje, że wskutek zmniejszania się jego łączności z calizną skalną, następuje stopniowy wzrost składowej

pionowej naprężenia normalnych na podłożu (Margielewski & Urban, 2000). Taki proces może wymusić powstanie na kontakcie masywu i przemieszczanych mas osuwiskowych, powierzchni ścicia, rozwijanej bezpośrednio w powierzchnię (strefę) poślizgu. Jednak w przypadku rozległych form, bardzo długi czas progresywnego wzrostu obciążeń i zdolność skał do płynięcia (tzw. redytywność — por. Carey, 1954), może powodować powstawanie na granicy nienaruszony masyw-osuwisko, deformacji typowych dla fałdowań grawitacyjnych, rozwijanych w powierzchnię poślizgu stopniowo (ryc. 4A.1–4, ryc. 6 — IV str. okładki; Zischinsky, 1966; Mahr & Nemcook, 1977; Crosta, 1996). Tak powstała głęboka subpowierzchnia typowa dla pełnących deformacji typu spływowego (*Sackung*, *sagging*) jest uważana za fazę przygotowawczą rozwoju głębokich osuwisk (Abele, 1994; Dramis & Soriso-Valvo, 1994; Hutchinson, 1995). Do pewnego momentu, rozwija się ona synchronicznie z dylatacyjną powierzchnią odkłucia, sprzyjając zachowaniu równowagi stoku. Dzięki plastycznemu charakterowi odkształceń, może tu bowiem następować absorbowanie energii naprężeń ścięciowych (ryc. 4A.1–2). Postępujący wzrost obciążenia w trakcie kolejnych etapów rozwoju osuwiska, będzie powodował stopniową modyfikację tej powierzchni prowadząc, wskutek ścicia struktury fałdowej (fleksuralnej), do zmiany charakteru deformacji na dysjunktywny, typowy dla kruchego pęknięcia. Po przekroczeniu naprężeń krytycznych, nastąpi całkowite zniszczenie masywu w tak przygotowywanej strefie i transport grawitacyjny jego fragmentu, po modyfikowanej *ad hoc* powierzchni poślizgu posiadającej przynajmniej częściowo cylindryczną obwiednię o krzywiznie proporcjonalnej do głębokości jej posadowienia i charakteru odwzorowania powierzchni strukturalnych (ryc. 4, A.4).

Deformacje grawitacyjne typu *Sackung*, są typowe dla bardzo głębokich form (kilkaset i więcej metrów) powstałych w obrębie twardych skał (Zischinsky, 1966; Hutchinson, 1995; Crosta, 1996). W obrębie grzbietów Karpat, w podłożu sztywnych, poszczelinionych piaskowców budujących szczytowe partie wzgórz, często występują jednak podatne utwory fliszu drobnorytmicznego lub łupków pstrych. Jakkolwiek tematyka ta wymaga szczegółowych badań, nie jest wykluczone, że formy spływowe *Sackung* mogą tu powszechnie rozwijać się w bardziej podatnym podłożu, już w efekcie płytszych przemieszczeń grawitacyjnych (kilkadziesiąt metrów), stanowiąc formy inicjalne większości głębokich osuwisk karpacczych (ryc. 6 — IV str. okładki).

Zaangażowanie licznych powierzchni nieciągłości strukturalnej w tworzenie się powierzchni poślizgu już na etapie *Sackung* (por. Zischinsky, 1966), powoduje modyfikację jej czysto ścięciowego (cylindrycznego) charakteru. Ostatecznie powierzchnia ta będzie więc złożona z odcinków krzywoliniowych — ścięciowych i płaskich — strukturalnych (Brunsdn, 1985; Margielewski, 1998). Jej strukturalne elementy będą odwzorowaniem płaszczyzn spękań, powierzchni uwarstwienia lub uławicenia, zorientowanych w kierunku ruchu.

Koncepcję kombinowanego charakteru powierzchni poślizgu, potwierdzają badania modelowe nad zniszczeniem masywów skalnych (Goodman, 1974; Kutter, 1974). Mechanizm ścicia rotacyjnego anizotropowej próbki skalnej ścinanej jednoosiowo, wydaje się tu analogiczny (aczkolwiek szybciej skutkujący) do powstania powierzchni poślizgu wskutek ścicia deformacji ciągłych typu *Sackung*, z uwzględnieniem składowych strukturalnych (ryc. 4B). W warunkach postępującego obciążenia, całkowita utrata wytrzymałości przez skałę jest poprzedzona powstawaniem licznych mikrospekkań, które łącząc się w strefy

poślizgu prowadzą do makropęknięcia (Kutter, 1974). Mechanizm zniszczenia w masywie będzie więc polegał na tworzeniu się pojedynczych lub licznych sprzężonych ze sobą powierzchni ścicia, przechodzących przez litą skałę (element ścięciowy) i spękania (element strukturalny) (Kutter, 1974; Thiel, 1980; Kutter & Kulozik, 1990). Jest to również zgodne z modelem progresywnego zniszczenia spękanego zbocza skalnego w ujęciu Terzaghiego (1950), gdzie na dowolnej potencjalnej powierzchni poślizgu, jej część będą stanowiły pęknięcia lub inne nieciągłości (strukturalne), część zaś pęknięcia nienaruszonej pierwotnie skały (elementy ścięciowe). Wskutek zwiększania się objętości dezintegrowanej skały w strefie zniszczenia (tzw. dylatacja; Thiel, 1980; Zabuski i in., 1999), powierzchnia poślizgu będzie posiadała charakter strefy (*shearing zone*) (ryc. 4A–B.4). W aspekcie genetycznym, strefę poślizgu można więc rozpatrywać jako efekt specyficznego przejawu tektoniki dysjunktywnej związanej z tworzeniem uskokiów normalnych, czy nasunięć (por. Dadlez & Jaroszewski, 1994). Uskoki kruche powstają wszak w końcowym etapie odkształcenia sprężystego, gdy naprężenia ścinające przekraczają wytrzymałość danej skały na ścinanie (Dadlez & Jaroszewski, 1994).

Jak już wcześniej zauważono, w ośrodku anizotropowym, oprócz bezpośredniego wpływu płaszczyzn nieciągłości na przebieg powierzchni poślizgu, również wzrost pionowego zasięgu (w głąb masywu) szczelin dylatacyjnych rozwijanych na etapie inicjacji osuwisk, będzie powodował wypłaszczenie jej pierwotnie cylindrycznej obwiedni. Przy analizie osuwisk, taka powierzchnia jest powszechnie określana umownie jako niecylindryczna (*non circular failure* — Hutchinson, 1995; ryc. 2. 4). Jej płasko-cylindryczny przebieg, umożliwiający dodatkowo zwiększenie udziału składowych strukturalnych w jej obrębie, spowoduje (przynajmniej) częściowo translacyjny charakter przemieszczeń mas skalnych, prowadząc do powstania form mieszanych (*compound*): translacyjno-rotacyjnych lub rotacyjno-translacyjnych, w zależności od dominującego typu przemieszczeń. W obrębie takich osuwisk rzadziej będzie następowało wsteczne obalenie poszczególnych pakietów, typowe dla cylindrycznej powierzchni, lecz u podnóża nisz często będą się tworzyły „rowy uskokowe” zorientowane poprzecznie do ruchu (Brunsdn, 1985).

Na koniec rozważań dotyczących przebiegu strefy poślizgu głębokich osuwisk, nie sposób pominąć specyficznego, zróżnicowanego wpływu anizotropii strukturalnej masywów skalnych Karpat na jej ostateczny kształt. Jest to szczególnie istotne dla form powstałych na kontakcie gruboławicowych piaskowców i podścielających je łupków (lub drobnorytmicznego fliszu). Inny będzie bowiem charakter oddziaływania (na przebieg powierzchni poślizgu) spękań występujących w obrębie piaskowców gruboławicowych i średnioławicowych (szczególnie spękań przewodnich — ryc. 1.1–3), inny zaś cienkoławicowego fliszu, gdzie sztywne, silnie (aczkolwiek regularnie) spękanie cienkoławicowe piaskowce, są przeławiczone spękanymi i zarazem odkształcalnymi łupkami (ryc. 1.4: b–c). W pierwszym przypadku anizotropia ośrodka będzie w sposób istotny wpływała na zmiany kształtu powierzchni poślizgu, prowadząc w efekcie do opisywanego wcześniej jej kombinowanego charakteru (strukturalno-ścięciowego). W przypadku drobnorytmicznego fliszu (czy łupków pstrych), bardzo silna anizotropia powodowana znacznym wzrostem gęstości spękań i częściową odkształcalnością niejednorodnego litologicznie ośrodka (łupki), może słabiej wpływać na ostateczny charakter zniszczenia masywu, gdyż niewielkie, lecz częściej występujące powierzch-

nie spękań (odwzorowane tu indywidualnie w obrębie każdej ławicy — ryc. 1.4) mogą ułatwiać rozładowywanie naprężeń ścinających w dowolnych kierunkach. Kwestia ta jest o tyle istotna, że ośrodek skalny bardzo mocno i nieregularnie spękany, charakteryzujący się przy tym silną dyspersją kierunków spękań, zaczyna zachowywać się jak ośrodek izotropowy (Hoek & Bray, 1981; również Zabuski i in., 1999). Nie jest więc wykluczone, że w podobny sposób może zachowywać się zróżnicowany litologicznie ośrodek bardzo gęsto (aczkolwiek regularnie) spękany, charakteryzujący się przy tym występowaniem w jego obrębie również utworów odkształcalnych (łupki) mogących łatwo ulegać ścinaniu. Pomimo iż zagadnienie to wymaga szczegółowych badań z zakresu geomechaniki, wydaje się, iż anizotropia takich ośrodków może nie odgrywać większej roli w ostatecznym kształcie rozwiniętej w ich obrębie powierzchni poślizgu osuwisk. W efekcie, odstępstwa od modelowego przebiegu (wkłęsło cylindrycznego) tej powierzchni, mogą tu być determinowane nie anizotropią ośrodka, lecz jedynie głębokością zasięgu pierwotnej szczeliny inicjalnej.

Ilościowa ocena związków pomiędzy niejednorodnością masywu a mechanizmem zniszczenia zbocza (rotacyjnym, czy translacyjnym) jest w praktyce niemożliwa do jednoznacznego zdefiniowania (Zabuski i in., 1999). Nie można więc zakładać powszechności czysto translacyjnego charakteru przemieszczeń głębokich skalnych osuwisk w anizotropowym ośrodku skalnym, do czego w praktyce zmierza wydzielanie typu głębokich skalnych osuwisk translacyjnych (*translational rock slide*) w nowej klasyfikacji osuwisk opracowanej przez International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on Landslides Inventory (Dikau i in. ed., 1996). W obrębie Karpat, będzie raczej dominował mieszany typ głębokich osuwisk, przy różnym udziale rotacyjnych i translacyjnych charakterów przemieszczeń.

W Karpatach fliszowych głębokie osuwiska są formami licznymi, jednak do jednoznacznego określenia rotacyjno-translacyjnego, czy translacyjno-rotacyjnego charakteru przemieszczeń konieczne są dodatkowe badania (pomiaru kierunków strukturalnych w obrębie skalistych elementów koluwiów, określające charakter ich rotacji). Dotychczasowe badania wskazują, że głębokie osuwiska rotacyjno-translacyjne (ze zrotowanymi elementami koluwium), występują w strefie Turnisk w Gorcach, na Muronce w Beskidzie Śląskim (*vide* ryc. 1.2), czy w rezerwacie Barnowiec w Beskidzie Sądeckim (Margielewski, 1998), na N skłonie Pękałówki w Beskidzie Makowskim (Margielewski, 2000), na NE skłonie Skrzycznego w Beskidzie Śląskim (Ziętara, 1962; Bajgier, 1989) oraz N skłonie Cwiłina w Beskidzie Wyspowym (Starkel, 1960). Z kolei do osuwisk mieszanych: translacyjno-rotacyjnych (przewaga translacyjnego charakteru przemieszczeń) ze skalistą niszą i licznymi rowami „uskokowymi” u jej podnóża, można zaliczyć Zadnie Góry (*vide* ryc. 1.1), czy Wietrzne Dziury w Beskidzie Sądeckim (Flis, 1958; Margielewski, 1997), osuwisko na Zapalenicy w Beskidzie Śląskim (Bajgier, 1993), jak również osuwiska na Luboniu Wielkim, czy E skłonie Śnieżnicy w Beskidzie Wyspowym (Starkel, 1960; Alexandrowicz & Alexandrowicz, 1988).

Wnioski

Strukturalny charakter rozwoju osuwisk Karpackich, jest warunkowany silną anizotropią tektoniczną masywów skalnych, rozbudowywaną w trakcie rozwoju rzeźby. Analiza rozwoju osuwisk będących efektem progresywnej dylatacji anizotropowych masywów skalnych, pozwala więc na wysunięcie hipotezy odnośnie strukturalnych

założeń **praktycznie wszystkich skalnych osuwisk w Karpatach** (Margielewski 1998; Margielewski & Urban, 2000), zarówno płytkich, jak i głębokich. Jednak udział struktur w rozwoju tych form będzie zróżnicowany. Ze względu na długotrwałe przygotowywanie do transportu grawitacyjnego fragmentu masywu skalnego wyodrębnionego szczelinami, czysto ścięciowa inicjacja osuwisk w obrębie silnie anizotropowych masywów Karpat jest niezwykle rzadka i ograniczona do stref ujednolicenia ośrodka skalnego (np. silnie zdyspergowane tektonicznie i zmylonityzowane duże strefy przydyslokacyjne). Jednak dla określenia strukturalnych uwarunkowań rozwoju osuwisk (szczególnie głębokich), konieczna jest odrębna analiza dwóch powierzchni wyodrębniających zsuw: powierzchni odkłucia (oderwania) i powierzchni (strefy) poślizgu mas skalnych, różniących się rozwojem i stopniem odwzorowania struktur.

Dylatacyjny charakter i długotrwały rozwój powierzchni odkłucia powoduje, że w jej obrębie będą odwzorowane **wyłącznie powierzchnie strukturalne** (głównie spękań). Ich przebieg może być zarówno zgodny z kierunkiem niszy, jak również posiadać klinowy lub pilastry charakter nawiązujący do krzyżujących się kierunków spękań, częsty zwłaszcza w obrębie jej amfiteatralnych zamknięć. Pozostałością powierzchni odkłucia (oderwania) jest skalista nisza, osiągająca niekiedy znaczne wysokości (kilkadziesiąt metrów). Na etapie inicjalnym, będzie ona stanowiła dostokowy element głównej szczeliny dylatacyjnej, zaś w stosunku do osuwiska może posiadać charakter rezydualny.

Powierzchnia (strefa) poślizgu jest w ostatecznej postaci wykształcana w trakcie transportu grawitacyjnego mas skalnych i w różnym stopniu odzwierciedla struktury. Jedynie w płytkich osuwiskach może ona być płaską powierzchnią, czysto strukturalną. Stąd strukturalne uwarunkowania rozwoju osuwisk karpackich, były dotychczas trafnie zdefiniowane jedynie dla płytkich lub średniogłębokich form (por. Kleczkowski, 1955; Bober, 1984). W głębokich osuwiskach karpackich, jest ona powierzchnią (strefą) kombinowaną o płasko-cylindrycznym zarysie, złożoną (w różnym stopniu) z odcinków strukturalnych odwzorowujących kierunki anizotropii tektonicznej i ścięciowych, związanych z kruchym pękaniem masywu. Tworzenie się tej powierzchni (strefy) będzie tu analogiczne do rozwoju deformacji dysjunktywnych o genezie grawitacyjnej.

Nowe kryteria klasyfikacji osuwisk, zaproponowane przez International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on Landslides Inventory (Dikau i in. red., 1996), wydają się rozwiązywać problem klasyfikacji ruchów masowych. Jednak przy stosowaniu tej klasyfikacji w warunkach karpackich, powinno się uwzględnić specyfikę rozwoju skalnych osuwisk, w silnie anizotropowych masywach Karpat. O ile strukturalny charakter wydzielanych tu płytkich osuwisk translacyjnych jest ewidentny (klasyfikacje Kleczkowskiego i Bobera *op. cit.*, dotyczą właśnie tych form, przemieszczanych po płaskich powierzchniach), rozwój osuwisk głębokich, jest już bardziej złożony. Powszechna dylatacyjna inicjacja skalnych osuwisk oraz liczne nieciągłości strukturalne odwzorowane w powierzchni (strefie) poślizgu tych zsuwów, będą bowiem powodowały wypłaszczanie jej pierwotnie cylindrycznej obwiedni, typowej dla form ścięciowych w materiale jednorodnym. Stąd w Karpatach, w obrębie głębokich osuwisk, powszechne będą raczej formy mieszane, translacyjno-rotacyjne lub rotacyjno-translacyjne. Różny stopień odwzorowania struktur w powierzchni (strefie) poślizgu, jest tu zależny od dominującego charakteru przemieszczeń (translacyjnego lub rotacyjnego).

Badania były prowadzone w ramach grantu KBN 6P04E00515. Autor składa podziękowania Prof. L. Mastelli z Uniwersytetu Warszawskiego za cenne uwagi merytoryczne dotyczące zagadnień poruszanych w artykule. Podziękowania należą się również Prof. J. Corominasowi z UPC w Barcelonie, jak również Prof. M. Soldatiemu i Dr. A. Corsiniemu z Uniwersytetu w Modenie, za dyskusje dotyczące rozwoju osuwisk. Dziękuję również mgr J. Pukowskiemu za pomoc w pracach terenowych.

Literatura

- ABELE G. 1994 — Large rockslides: their causes and movement on internal sliding planes. *Mount. Res. And Develop.*, 14: 315–320.
- ALEXANDROWICZ S. W. 1978 — The Northern slope of Babia Góra Mt as a huge rock slump. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 12: 134–147.
- ALEXANDROWICZ S. W. & ALEXANDROWICZ Z. 1988 — Ridge Top trenches and Riffits in the Polish Outer Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 207–228.
- BAJGIER M. 1989 — Wpływ morfostruktury na rozwój głębokich osuwisk na stokach Skrzycznego w Beskidzie Śląskim. *Folia Geogr. Ser. Geogr. Phys.*, 21: 61–77.
- BAJGIER M. 1993 — Rola struktury geologicznej w ewolucji rzeźby wschodnie-go skłonu Beskidu Śląskiego i Kotliny Żywieckiej. *Kwart. AGH, Geologia*, 19, 1: 1–69.
- BAJGIER-KOWALSKA M. 1996 — Role of deep transversal dislocation in development of landslides in the flysch Carpathians. [W:] K. Senneset (red.) *Proceed of 8th Intern. Symp. on Landslides*. Trondheim: 1847–1851.
- BAUMGART-KOTARBA M. 1974 — Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych. *Pr. Geogr. IG PAN*, 106: 1–136.
- BOBER L. 1984 — Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu. *Biul. Inst. Geol.*, 340: 115–158.
- BRUNSDEN D. 1985 — Ruchy masowe. [W:] C. Embleton and J. Thornes (red.) *Geomorfologia dynamiczna*. Wyd. Geol.: 479.
- BURTAN J. 1978 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz Mszana Dolna. *Wyd. Geol.*: 1–70.
- CAREY S. W. 1954 — The rheid concept in geotectonics. *J. Geol. Soc. Amer.*, 1: 67–117.
- CIESZKOWSKI M., OSZCZYPKO N. & ZUCHIEWICZ W. 1992 — Tektonika środkowej części płaszczowiny magurskiej. [W:] N. Oszczypko & W. Zuchiewicz (red.). *Przew. 63 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 20–29.
- CROSTA G. 1996 — Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, examples, problems and proposal. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 19: 297–313.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. PWN
- DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. & IBSEN M. L. (red.) 1996 — Landslide recognition. Identification, Movement and Causes. J. Wiley et Sons: 1–251.
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. 1994 — Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. *Engineer. Geol.*, 38: 231–243.
- FLIS J. 1958 — Formy terenu wywołane grawitacyjnymi ruchami mas skalnych w Sądecczyźnie. *Rocz. Nauk. Dydakt. WSP, Kraków, Geografia*, 8: 35–54.
- GIL E. 1997 — Meteorological and hydrological condition of landslides, Polish Flysch Carpathians. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 31: 143–158.
- GOODMAN R. 1974 — The mechanical properties of joints. *Advances in rock mechanics. Proceed. 3rd Congr. ISRM, Denver, vol. 1*, A: 127–140.
- HOEK E. & BRAY J. 1981 — *Rock slope engineering*. London: 1–345.
- HUTCHINSON J. N. 1988 — Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. [In:] Bonnard C. (ed.) *Proc. 5th International symposium on landslides*, 1: 3–35.
- HUTCHINSON J. N. 1995 — Deep-seated mass movements on slopes. *Mem. Soc. Geol. It.*, 50: 147–164.
- JAKUBOWSKI K. & OSTAFICZUK S. 1962 — Osuwisko w Pcimiu. *Prz. Geol.*, 10: 604–608.
- KLECZKOWSKI A. 1955 — Osuwiska i zjawiska pokrewne. *Wyd. Geol. KOTARBA A.* 1986 — Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby Beskidzkiej i pogórskiej. *Prz. Geogr.*, 63: 119–129.
- KSIĄZKIEWICZ M. 1978 — *Geologia Dynamiczna*. Wyd. Geol.
- KUKULAK J. 1988 — Powiązania morfostrukturalne w rozwoju osuwisk zachodniego Podhala. *Folia Geogr. Ser. Geogr. Phys.* 20: 33–49.
- KUTTER H. K. 1974 — Failure mechanism in jointed rock. [W:] K. Mueller (red.) *Rock mechanics. Courses and Lectures*. Udine, Springer.
- KUTTER H. K. & KULOZIK R. G. 1990 — Mechanics of blasting in a discontinuous rock masses. [W:] H.P. Rossmannith (red.) *Mechanics of jointed and faulted rock*. Balkema: 295–304.
- LISZKOWSKI J. & STOCHLAK J. 1976 — Szczelinowatość maszywów skalnych. *Wyd. Geol.*
- MAHR T. & NEMCOK A. 1977 — Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of the Tatra Mts. *Bull. Int. Assoc. Engin. Geol. (Krefeld)*, 16: 104–106.
- MARGIELEWSKI W. 1991 — Landslide forms on the Połoma Mount in the Sine Wiry Nature Reserve. *Ochr. Przyr.*, 49: 23–29.
- MARGIELEWSKI W. 1994 — Typy sukcesji ruchów masowych na przykładzie osuwisk pasma Jaworzyny Krynickiej. *Spraw. z Czynn. i Pos. PAU*, 58: 110–113.
- MARGIELEWSKI W. 1997 — Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej i ich związek z budową geologiczną regionu. *Kwart. AGH, Geologia*, 23: 45–102.
- MARGIELEWSKI W. 1998 — Rozwój form osuwiskowych w Barnowcu (Beskid Sądecki, Karpaty zewnętrzne) w świetle analizy strukturalnych uwarunkowań osuwisk w Karpatach fliszowych. *Prz. Geol.*, 46: 436–450.
- MARGIELEWSKI W. 2001 (w druku) — Fazy rozwoju osuwiska Klakłowo w Beskidzie Środkim i ich związek ze zmianami klimatycznymi w czwartorzędzie. *Spraw. z Czynn. i Pos. PAU*, 64.
- MARGIELEWSKI W. & URBAN J. 2000 — Charakter inicjacji ruchów masowych w Karpatach fliszowych na podstawie analizy strukturalnych uwarunkowań rozwoju wybranych jaskiń szczelinowych. *Prz. Geol.*, 47: 268–274.
- MASTELLA L. 1975 — Osuwiska konsekwentno-strukturalne na wschodnim Podhalu. *Biul. Geol. UW*, 18: 259–270.
- NEMCOK A. 1982 — *Zosuvy v Slovenských Karpatoch*. Veda, Bratislava.
- OLLIER C. 1987 — *Tektonika a formy krajobrazu*. *Wyd. Geol.*
- OSZCZYPKO N., CHOWANIEC J. & KONCEWICZ A. 1981 — Wodonośność piaskowców magurskich w świetle badań wodochłonności. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51: 273–302.
- POISEL R. 1990 — The dualism discrete-continuum of jointed rock. [W:] H.P. Rossmannith (red.) *Mechanics of jointed and faulted rock*. A. Balkema: 41–50.
- PAGACZEWSKI J. 1972 — Katalog trzęsień ziemi w Polsce. *Mat. I Pr. Inst. Geof. PAN*, 51: 3–36.
- POTTER D. B. & MCGILL G. E. 1978 — Valley anticlines of the Needles District, Canyonlands National Park, Utah. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 89: 952–960.
- SAVAGE W. Z. & SWOLFS H. S. 1986 — Tectonic and gravitational stress in long symmetric ridges and valleys. *J. Geophysic. Res.*, 91, B3: 3677–3686.
- SCHEIDEGGER A. E. 1975 — *Physical aspects of natural catastrophes*. Elsevier.
- STARKE L. 1960 — Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Pr. Geogr. IG PAN*, 22: 1–239.
- STARKE L. 1996 — Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 30: 21–38.
- ŚLIWA P. 1955 — Osuwisko Bachledzkiego Wierchu w Zakopanem. *Biul. Inst. Geol.*, 96.
- TERZAGHI K. 1950 — Mechanism of landslides. [W:] S. Paige (red.) *Application geology to Engineering practice*. *Geol. Soc. Amer. (J. Berkeley Memory Volum)* 83–122, Washington DC.
- THIEL K. 1980 — *Mechanika skał w inżynierii wodnej*. PWN.
- VARNES D. J. 1978 — Slope movements: type and processes. [W:] R.L. Schuster & R.J. Krizek (red.) : *Landslides: Analysis and control*. *Transport. Res. Board, Nat. Acad. of Sci.*, Washington DC, *Spec. Rep.*, 176: 11–35.
- WAGER L. R. 1937 — The Arun River drainage pattern and the rise of Himalaya. *Geogr. J.*, 89: 239–250.
- WÓJCIK A. 1997 — Osuwiska w dorzeczu Koszarawy — strukturalne i geomorfologiczne ich uwarunkowania (Karpaty Zachodnie, Beskid Żywiecki. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 376: 5–42.
- ZABUSKI L., THIEL K. & BOBER L. 1999 — Osuwiska we fliszu Karpat polskich. *Geologia, modelowanie, obliczenia stateczności*. *Wyd. IBW, PAN, Gdańsk*: 171.
- ZIĘTARA T. 1962 — O pseudoglacjalnej rzeźbie Beskidów Zachodnich. *Rocz. Nauk. Dydakt. WSP Kraków, Pr. Geograf.*, 10: 69–86.
- ZIĘTARA T. 1968 — Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 60: 1–116.
- ZIĘTARA T. 1988 — Landslide areas in the Polish Flysch Carpathians. *Folia Geogr., Ser. Geogr. Phys.* 20: 21–67.
- ZIĘTARA T. & JAKUBSKA O. 1984 — Importance of structural directions in mass movement development in the Western Beskidy Mts. *Folia Geogr. Ser. Geogr. Phys.*, 20: 21–67.
- ZISCHINSKY U. 1966 — On the deformation on high slopes. *Sitzber. I Kongr. Int. Ges. Felsmechanik*, 2. Lissboa: 179–185.
- ZUCHIEWICZ W. 1984 — Structural control of the Carpathian valleys. *Z. Nauk. AGH, Geologia*, 10: 5–51.
- ZUCHIEWICZ W. 1995 — Mała epoka lodowa a sejsmiczność Karpat. *Prz. Geol.*, 43: 607–608.
- ZUCHIEWICZ W. 1999 — Zróżnicowane tempo erozji rzecznej w polskich Karpatach zewnętrznych: Wskaźnik młodych ruchów tektonicznych. *Prz. Geol.*, 47: 854–858.

O strukturalnych uwarunkowaniach rozwoju głębokich osuwisk — implikacje dla Karpat fliszowych (patrz str. 515)



Ryc. 5. Nisza formy osuwiskowej (typ *topple*) powstałej w piaskowcach magurskich na lewym brzegu Kamienicy Gorczańskiej w Rzekach (Gorce). W obrębie piaskowców gruboławicowych przebieg ściany skalnej nawiązuje do jednej płaszczyzny spękań, w piaskowcach średnio- i cienkoławicowych ściana skalna posiada klinowy przebieg odwzorowujący dwa kierunki spękań

Fig. 5. A landslide form niche *topple* type in the Magura sandstones on the left bank of the Kamienica Gorczańska River at Rzeki (Gorce Mts). In thick-bedded sandstones the rock wall runs parallel to a fracture plane, whereas in thin- and medium-bedded sandstones the rock shows a "wedge" extent that patterns two fracture directions



Ryc. 6. Fragment wtórnej strefy poślizgu osuwiska tworzącej się stopniowo wskutek ruchów potomnych: łupki fałdowane i ścinane na kontakcie z piaskowcami przemieszczanymi grawitacyjnie; denne partie (16 m poniżej powierzchni terenu) Jaskini Chłodnej (typ talus) w obrębie pakietowego koluwium osuwiska na Muroncu w Beskidzie Śląskim. Warstwy godulskie górne

Fig. 6. A fragment of secondary landslide slip zone that forms gradually as a result of posthumous movements; shales are folded and cut at the contact with gravitationally shifted sandstones; bottom portions (16 m below surface level) of the Chłodna (Cool) Cave (talus type) within landslide colluvium at Muronka Mt. (Silesian Beskid Mts) Upper Godula Beds



Ryc. 7. Fragment powierzchni poślizgu osuwiska, powstałej na płaszczyźnie uskoku (w jej obrębie widoczna jest brekcja tektoniczna). Lewy brzeg Kamienicy Gorczańskiej w Rzekach (Gorce), piaskowiec magurski

Fig. 7. A fragment of landslide slip plane formed on a fault plane (tectonic breccia is visible). Left bank of the Kamienica Gorczańska River at Rzeki (Gorce Mts), Magura sandstones.

Ryc. 5–7 — fot. W. Margielewski
Photo Fig. 5–7 by W. Margielewski

Cena 10,00 zł

Indeks 370908
ISSN-0033-2151

przegląd **GEOLOGICZNY**

PISMO INFORMACYJNE PAŃSTWOWEJ SŁUŻBY GEOLOGICZNEJ



TOM 49 • NR 6 (CZERWIEC) • 2001

Zdjęcie na okładce: Nisza główna osuwiska na Zadnich Górach w paśmie Jaworzyny Krynickiej. Przebieg ściany skalnej powstałej w gruboławicowych piaskowcach ogniwa piaskowca z Piwnicznej formacji magurskiej, nawiązuje do jednego kierunku spękań (zespół spękań podłużnych) — patrz artykuł — *O strukturalnych uwarunkowaniach rozwoju głębokich osuwisk — implikacje dla Kar-*