

UKD 551.243.6/8:[531:624.131.53/54(438.242 Kłęczany, wzgórze Kłodne)

Maria Z. PULINOWA

Przyczynek do znajomości wpływu deformacji podłoża na kinematykę osuwisk

Dokonano analizy elementów strukturalnych podłoża (południowy stok wzgórza Kłodne w Kłęczanach) pod kątem ich wpływu na deformacje osuwiskowe. Ustalono rolę poszczególnych elementów w kolejnych etapach deformowania się zbocza.

WSTĘP

Niszczenie masywu skalnego w obrębie stoku jest długotrwałe, sięgające w swych początkach do inicjalnej fazy formowania się powierzchni nachylonej. Proces ten przebiega w sferze oddziaływania trzech typów naprężeń: diagenetycznych, tektonicznych i odprężeniowo-grawitacyjnych. Kierunek ich działania jest horyzontalny, co prowadzi do deformacji stoku. Kolejno, w miarę upływu czasu następuje rozwój tzw. spękań odprężeniowych, następnie uaktywnienie istniejących w masywie tektonicznych powierzchni nieciągłości, a wreszcie rozwój deformacji grawitacyjnych.

Z przytoczonych wyżej trzech rodzajów deformacji stosunkowo dobrze rozpoznane są deformacje grawitacyjne – najmłodsze (G. Ter-Stepanian, 1958; M.Z. Pulinowa, 1976*ab*; M.Z. Pulinowa i in., 1977). W ostatnich latach zajęto się genezą spękań odprężeniowych (G. Ter-Stepanian, 1977). Jednym z przejawów tego procesu są tzw. rowy grzbietowe w szczytowych partiach wysokich gór (A. Jahn, 1964; W. Jaroszewski, 1965; D.H. Radbruch-Hall i in., 1976; T. Mahr, A. Nemčok, 1977). W pasmach górskich średnich wysokości proces ten zaznacza się na zboczach rozwojem spękań równoległych do osi dolinnych (W. Boretti-Onyszkiewicz, 1968; M.H. De Freitas, J.R. Watters, 1973). Spękania te nacinając masyw skalny nie zaznaczają się w rzeźbie; często ujawniają się dopiero przy powstawaniu osuwisk.

Badania ostatnich lat wskazują na coraz większe zainteresowanie wpływem elementów struktury podłoża o różnej skali na kierunki deformacji osuwisk skal-

nych. Na związek między częstością występowania osuwisk, ich kształtem i kierunkiem ruchu a takimi elementami tektoniki, jak: fałdy normalne, obalone, synkliny, czoła nasunięć i dyslokacje nieciągłe zwracają uwagę G.M. Areszidze (1972), L. Mastella (1975), L. Bober (1977), L. Bober i in. (1977). Wykształcenie drugorzędnych deformacji osuwisk skalnych, szczególnie w ich początkowym okresie rozwoju, jest ściśle związane z drobnymi elementami strukturalnymi podłoża (M.Z. Pulinowa, 1976a), a zwłaszcza ze spekaniami ciosowymi. Wpływ ciosu na kształt osuwisk był analizowany przez W. Boretti-Onyszkiewicz (1968), L. Mastellę (1975), L. Bobera (1977) i innych. Mimo prowadzonych badań, problem ten pozostaje nadal otwarty. Różna skala elementów strukturalnych oraz ich różny układ przestrzenny w stosunku do powierzchni deformującego się stoku nie pozwalają na obecnym etapie ustalić pełnych prawidłowości.

W artykule przedstawiono wyniki obserwacji nad uaktywnianiem się kolejnych typów deformacji podłoża fliszowego w miarę rozwoju osuwiska. Jako przykład wybrano południowy stok wzgórza Kłodne (614 m n.p.m.) we wsi Kłęczany, koło Nowego Sącza (fig. 1; tabl. I, fig. 5). Stok ten był przedmiotem ekspertyzy geologicznej w związku z budową drogi do kamieniołomu. Wzgórze Kłodne leży we wschodniej części Beskidu Wyspowego, między doliną Dunajca a doliną potoku Smolnik. O wyborze obiektu zdecydowało duże zróżnicowanie deformacji oraz wyjątkowe odsłonięcie stoku, spowodowane pracami ziemnymi przy budowie drogi. Jest to stok zagospodarowany. W jego zachodniej części znajduje się czynny kamieniołom, a u podnóża – skarpy kolejowe.

WARUNKI NATURALNE POŁUDNIOWEGO STOKU WZGÓRZA KŁODNE

Stok jest silnie zdeformowany tektonicznie. Środkową i dolną część budują łupki, górną – piaskowce. Występują tu trzy serie stratygraficzne (fig. 2): warstwy grybowskie, inoceramowe i magurskie.

Warstwy grybowskie zajmują 70% badanego obszaru, występując równoleżnikowo między warstwicami od 295 do około 355 m n.p.m. Dominują łupki piaszczyste (76–96%), miejscami margliste, z dużą domieszką CaCO_3 , barwy czarnej. Cechą charakterystyczną warstw grybowskich jest wyraźna podzielność ciosowa – romboidalna. Cecha ta ma duży wpływ na rozwój procesów grawitacyjnych. Powierzchnie nieciągłości (ciosowe i międzywarstwowe) szczególnie w strefach dyslokacji tektonicznych wypełnione są węglanem wapnia typu martwicy – białej, porowatej substancji o wyglądzie „waty” w świeżo odsłoniętych ścianach, w wodzie rozlasowującej się. Pionowy zasięg strefy zawapnionej stwierdzono do głębokości 5–6 m. Pokrywa się on z zasięgiem powierzchni poślizgu osuwiska B. Obecność martwicy wapiennej miała niewątpliwie wpływ na powstanie osuwiska. Dzięki właściwościom higroskopijnym i dużej plastyczności zmniejszała ona tarcie na powierzchniach międzywarstwowych.

Warstwy inoceramowe stanowi seria piaskowcowo-łupkowa, budująca południowo-zachodnią część stoku. Piaskowce są typu płytowego, drobnoziarniste, zbite, ciemnopopielate, przesycone bituminami. Występujące w tej serii łupki są silnie tektonicznie zdeformowane, tworząc sprasowane, zlustrowane łuski.

Warstwy magurskie. Jest to seria piaskowcowa, w której przeważają piaskowce płytowe, gruboziarniste, zbite, o spoiwie wapiennym, barwy szarej,

popielatej. Ławice mają 5–20 cm miąższości z wyraźnie zaznaczonym ciosem. W niszy osuwiska B, w całym 3-metrowym odsłonięciu pionowym, szczeliny wypełnione są niespotykaną na innych stanowiskach ilością martwicy wapiennej. Łupki warstw magurskich, których udział w tej części serii wynosi 38%, są piaszczyste, barwy szarej.

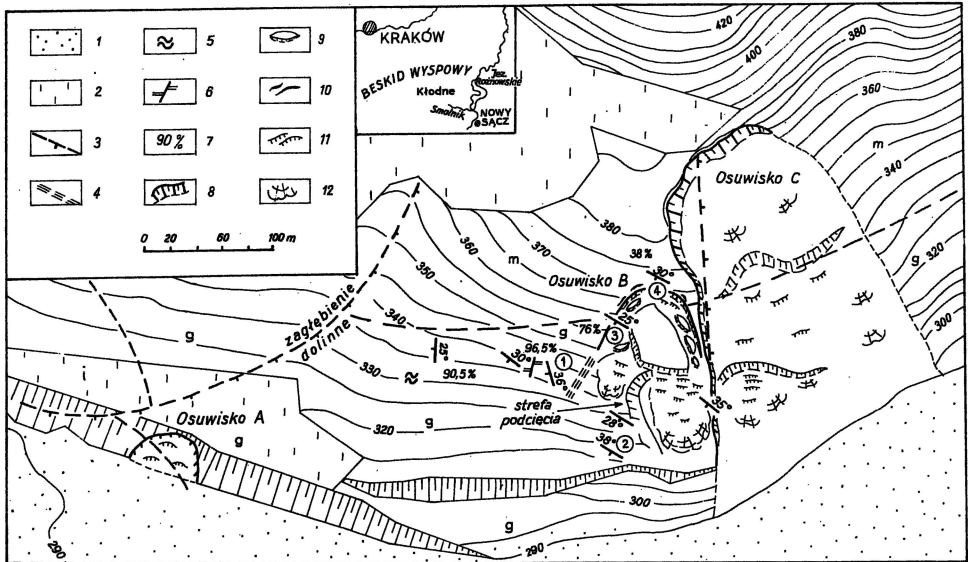


Fig. 1. Schematyczna mapa podłoża i rzeźby południowego stoku wzgórza Kłodne
Sketch map of bedrock and relief at southern slope of the hill Kłodne

Kreda (jednostka Ropy Pisarzowej): g – warstwy grybowskie; eocen – oligocen (płaszczowina magurska): i – warstwy inoceramowe, m – warstwy magurskie; holocen: 1 – taras zalewowy potoku Smolnik; 2 – obszar zagospodarowany; 3 – główne linie dyslokacyjne; 4 – spękania na lustrach tektonicznych równoległe do głównych linii dyslokacyjnych; 5 – drobne zafaldowania; 6 – drobne dyslokacje nieciągłe; 7 – procentowa zawartość łupków w odsłonięciu; 8 – nisza osuwiskowa; 9 – pakiety skalne zsuwu; 10 – szczeliny tensyjne; 11 – progi osuwiskowe; 12 – nabrzmienia kompresyjne; ①–④ – stanowiska obserwacyjne

Cretaceous (Ropa Pisarzowa unit): Grybów Beds; Eocene–Oligocene (Magura Nappe): i – Inoceramus Beds, m – Magura Beds; Holocene: 1 – floodplain of Smolnik creek; 2 – cultivated land; 3 – major dislocation lines; 4 – fractures in slickensides, parallel to major dislocation lines; 5 – minor foldings; 6 – minor discontinuities; 7 – percentage of shales in outcrop; 8 – landslide niche; 9 – rock packets in slide; 10 – tensional fissures; 11 – landslide thresholds; 12 – compressional swellings; ①–④ – observation points

Rejon Klęczan znajduje się na pograniczu dwóch jednostek tektonicznych: okna tektonicznego Ropy Pisarzowej i płaszczowiny magurskiej. Płaszczowina magurska tworzy tu równoleżnikową elewację, zdeformowaną poprzecznymi uskokami o przebiegu północny wschód – południowy zachód.

Na południowym stoku wzgórza Kłodne występują obie wspomniane wyżej jednostki tektoniczne. Utwory najstarsze – warstwy grybowskie, ukazujące się w oknie tektonicznym w tym rejonie, tworzą synklinę o kierunku północny zachód – południowy wschód. Stanowiły one podłoże dla utworów inoceramowych przesuających się ku północy w spągu antykliny, będącej elementem płaszczowiny magurskiej. Kontakt zatem między tymi utworami jest tektoniczny: W środkowej części stoku stwierdzono kontakt tektoniczny między warstwami grybowskimi a magurskimi. Jest to szereg zalegających nad sobą luster tektonicznych o kierunku rys północny zachód – południowy wschód. Rysy te, utrwalone na zlustrowanych powierzchniach kalcytowych, są zgodne z ogólnym kierunkiem ruchu antykliny. Utwory serii magurskiej stanowiły południowe skrzydło tej antykliny.

Sytuacja geomorfologiczna stoku podyktowana jest zróżnicowaną litologią i tektoniką. Występują tu dwa typy form: zagłębienie dolinne i osuwiska. Pierwsze rozwinęło się w zachodniej części stoku w serii łupkowej, wzdłuż linii uskoku. Jest ono wypełnione pokrywą zwietrzelinową, która u wylotu zagłębienia osiąga 15 m miąższości.

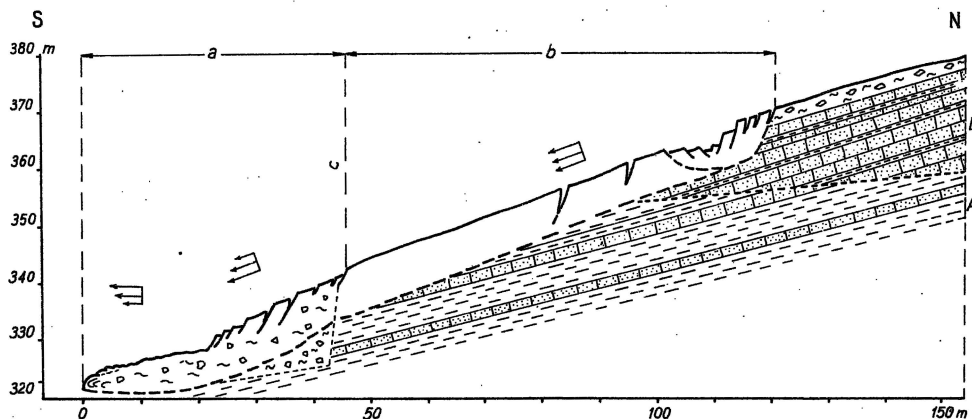


Fig. 2. Przekrój podłużny osuwiska B; rozkład wektorów prędkości odtworzony na podstawie analizy deformacji; strzałki wskazują rozkład wektorów prędkości w przekroju pionowym

Longitudinal section through landslide B; distribution of velocity vectors reconstructed on the basis of analysis of deformations; arrows indicate distribution of velocity vectors in vertical section

a – zerwa; b – zsuw skalny; c – granica podcięcia zbocza; A – warstwy grybowskie; B – warstwy magurskie
a – rockfall; b – rockslide; c – boundary of undercutting of slope; A – Grybów Beds; B – Magura Beds

Na badanym stoku występują trzy osuwiska:

O s u w i s k o A o powierzchni 0,15 ha zostało utworzone w łupkach. Jest to typ zerwy o powierzchni poślizgu w kształcie czaszy. Bezpośrednią przyczyną jego powstania było podcięcie stoku przy budowie skarpy kolejowej. J. Rytlewski – autor dokumentacji tego osuwiska (Przedsiębiorstwo Hydrogeologiczne, Kraków, 1961) – przyjmuje, że ruch nastąpił wzdłuż kontaktu tektonicznego między warstwami inoceramowymi a grybowskimi.

O s u w i s k o B powstało wiosną 1975 r. wskutek podcięcia stoku przy budowie drogi. Ma ono powierzchnię 0,8 ha, objętość przemieszczonej masy wynosi 48 000 m³, powierzchnia poślizgu znajduje się na głębokości 6 m. Jest to osuwisko typu zsuwu, powstałe również na kontakcie okna tektonicznego i płaszczowiny magurskiej (fig. 2). Dolną i środkową część osuwiska tworzą łupki grybowskie, górną natomiast – piaskowce magurskie. Kinematyka tego osuwiska w nawiązaniu do deformacji podłoża będzie rozważona niżej.

O s u w i s k o C – największe, o powierzchni 3,8 ha, to cały kompleks nakładających się na siebie różnowiekowych osuwisk. Kształt niszy uwarunkowany jest linią dyslokacyjną. Na rozwój tego osuwiska ma niewątpliwie wpływ erozja boczna potoku Smolnik.

Badany stok przykryty jest pokrywą zwietrzelinową (gliny z gruzem piaskowcowym) o miąższości 0,5–3 m. Mimo zdegradowania, ma ona cechy pokrywy peryglacialnej (formy segregacji mrozowej, ukierunkowanie gruzu piaskowcowego dłuższymi osiami w dół stoku). W dolnej części stoku pokrywa przechodzi w 2-metrowej miąższości gliny pylaste. Ich geneza jest prawdopodobnie związana z procesami namywania frakcji pylastych z górnej części stoku.

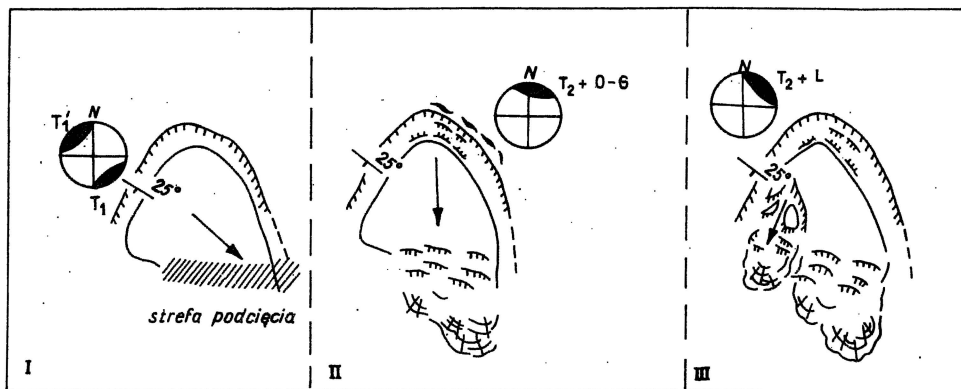


Fig. 3. Etapy (I–III) rozwoju osuwiska B w nawiązaniu do kierunków spękań podłoża
The stages I–III in development of the landslide B and their relation to orientation of fractures in bedrock

I – rozwój zachodniej ściany niszy wzdłuż ciosu T_1-T_1' ; II – uformowanie górnej ściany niszy wzdłuż ciosu T_2 oraz spękań odprężeniowo-grawitacyjnych $O-G$; III – dalszy podział masy skalnej wzdłuż ciosu T_2 oraz L ; objaśnienia sygnatur osuwiskowych jak na fig. 1

I – development of western wall of niche along joint T_1-T_1' ; II – origin of upper wall of niche along joint T_2 and decompressional-gravitational fractures $O-G$; III – further subdivision of rock mass along joint T_2 and L ; for explanations concerning elements of landslide see Fig. 1

DEFORMACJE PODŁOŻA A KINEMATYKA OSUWISK

Analizy elementów strukturalnych występujących w badanym stoku dokonano pod kątem ich wpływu na deformacje osuwiskowe. Szczegółowo omówiono kinematykę osuwiska B. Analizę przeprowadzono w następującym porządku:

1. Bieg i upad warstw.
2. Deformacje nieciągłe:
 - linie dyslokacyjne,
 - spękania wtórne, równoległe do linii dyslokacyjnych,
 - cios.

W obrębie serii grybowskiej i magurskiej notowany jest generalny kierunek biegu warstw północny zachód – południowy wschód, przy dużych wartościach upadów ($25-36^\circ$) skierowanych na południowy zachód. W zachodniej części stoku bieg warstw przyjmuje kierunek północ – południe, przy upadzie na zachód. Dla prognozowania procesów osuwiskowych ważna jest znajomość przestrzennej orientacji powierzchni stoku do biegu i upadu warstw. W zachodniej części powierzchnia ta jest prostopadła do biegu warstw, w części centralnej i wschodniej zaś – skośna do biegu warstw. Mając na względzie litologię podłoża i wyżej opisane układy, należy stwierdzić, że na tym stoku istnieją warunki sprzyjające osuwiskom o typie zsuwów strukturalnych – przesunięcia bloków skalnych wzdłuż powierzchni oddzielności międzywarstwowych równoległe do biegu warstw (subsekwentnie) lub skośnie do biegu warstw (insekwentnie). W osuwisku B ruch w stosunku do biegu warstw w pierwszym etapie rozwoju zbliżony był do subsekwentnego, przechodząc w etapach następnym w insekwentny i konsekwentny (fig. 3).

Wspomnianym tendencjom sprzyja szereg deformacji nieciągłych. Zbocze przecinają dwie główne linie dyslokacyjne (fig. 1). Dyslokacja zachodnia o kierunku północny wschód – południowy zachód, stwierdzona przez J. Rytlewskiego,

jest uskokiem o zrzucie skrzydła wschodniego o 40 m. Z nią wiąże się nie tylko zagłębienie dolinne, ale i prawdopodobnie rozwój osuwiska A. Dyslokacja wschodnia w morfologii tworzy wyraźny próg, wyznaczający krawędź osuwiska C.

Następne typy deformacji nieciągłych – spękania wtórne i cios – zostaną rozpatrzone w nawiązaniu do kinematyki osuwiska B.

Spękania wtórne, równoległe do głównych linii dyslokacyjnych, odegrały decydującą rolę w rozwoju zachodniej krawędzi niszy osuwiska B (tabl. I, fig. 6). Mają one kierunek północny wschód – południowy zachód. W odsłonięciach na stanowiskach 3 i 4 spękania te wyraźnie nacinają zespoły ławic, sięgając głęboko w podłoże.

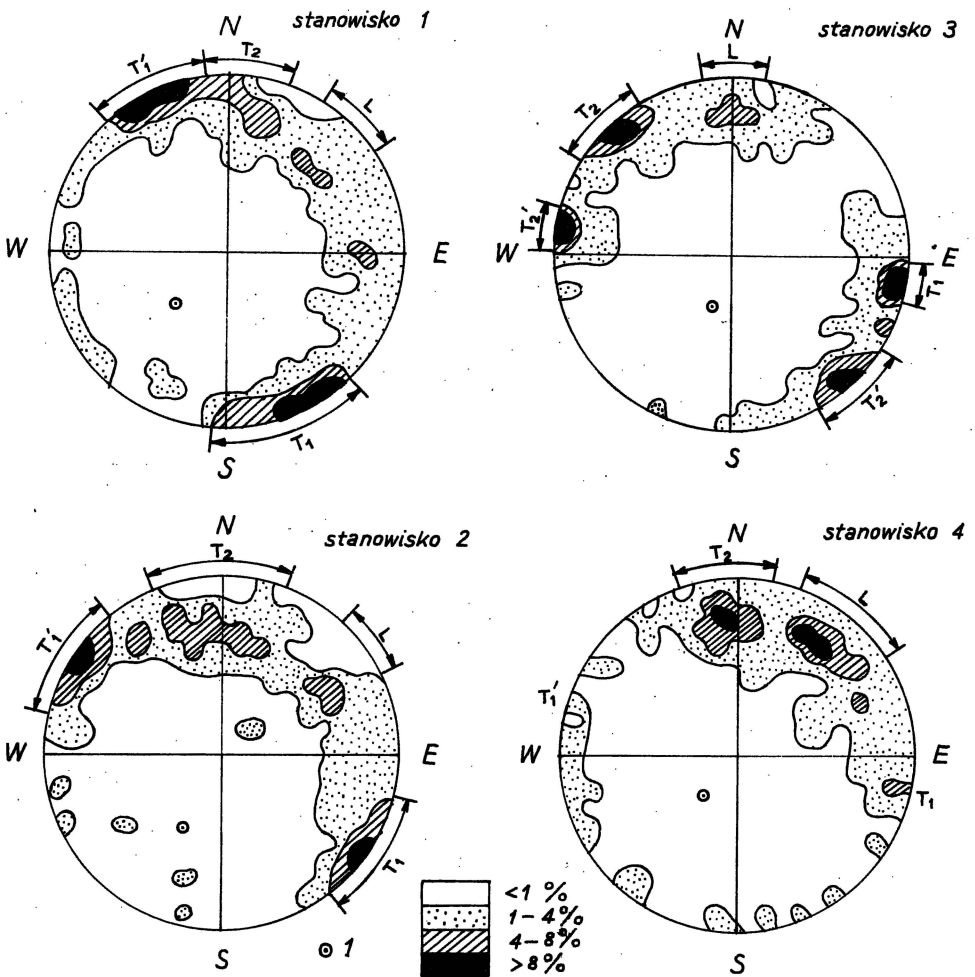


Fig. 4. Diagramy orientacji spękań ciosowych podłoża w sąsiedztwie osuwiska B; projekcja siatki stereograficznej Schmidta – górna półkula; każdy diagram obejmuje 100 pomiarów

Diagrammes of orientation of joint in bedrock in the neighbourhood of the landslide B; projection of stereographic Schmidt's net – upper hemisphere; each diagramme comprises 100 measurements

1 – azymut upadu warstw i kąt odchylenia od płaszczyzny poziomej

1 – azimuth of dip of strata and angle of deviation from horizontal plane

Przy analizie podatności podłoża na powstawanie osuwisk ważna wydaje się rola ciosu zarówno natury tektonicznej, jak i odprężeniowej. Cios tektoniczny na zboczu kłęczańskim uformowany został prawdopodobnie wskutek naprężeń ścinających powstałych wokół linii dyslokacyjnych. Podzielność ciosowa w rozpatrywanym masywie skalnym występuje w obrębie poszczególnych warstw lub ławic. Na stanowiskach 1–4 określono orientację przestrzenną spekań (fig. 4). Analizę spekań ciosowych przeprowadzono za pomocą stereograficznej siatki Schmidta, na którą naniesiono azymuty płaszczyzn ciosowych oraz kąty ich zapadania. Oznaczenia systemów spekań przyjęto wg W. Jawańskiego (1973): T_1 , T'_1 , T_2 , T'_2 – spekania poprzeczne (lub skośne) do biegu warstw, L – spekania podłużne do biegu warstw oraz spekania odprężeniowo-grawitacyjne, równoległe do osi doliny.

St a n o w i s k o 1 (zachodnie obrzeżenie osuwiska B). Bardzo wyraźnie zaznacza się na diagramie sferycznym zespół ciosu T_1 i T'_1 o maksimach zgrupowanych wokół azymutów 150 i 330°, przy wysokich wartościach upadów 80–90°. System T_1 pokrywa się ze spekaniami równoległymi do linii dyslokacyjnych (tabl. II, fig. 7). System ten brał udział w rozwoju zachodniej ściany niszy osuwiska B. Zespół towarzyszący – T_2 słabiej zaznacza się na diagramie. Płaszczyzny ciosowe zgrupowane są w przedziałach azymutów 0–30° przy średnich wartościach upadów 55–75°. Zespół równoległy do biegu warstw – L , na tym stanowisku słabo ujawniony, występuje w granicach azymutów 35–55°, przy upadach płaszczyzn ciosowych 50–60°. Dodatkowe skupienia punktów na diagramie związane są prawdopodobnie z silnym zaburzeniem tektonicznym. Na tym stanowisku znajduje się lustro tektoniczne strefy kontaktowej płaszczowina magurska – okno tektoniczne.

St a n o w i s k o 2 (podnóże osuwiska). Również dominuje tu zespół ciosu T_1 – T'_1 , nieco przesunięty ku azymutom 120–300°, przy wysokich wartościach upadów 80–90°. Cios o tym kierunku, powszechnie występujący na badanym stoku, współuczestniczył w powstaniu zachodniej ściany osuwiska B. Zespół towarzyszący – T_2 ma tu większy rozrzut punktów niż na stanowisku 1 (między 430 a 20°) przy zmniejszonych wartościach upadów od 50 do 70°. Zespół spekań ciosowych podłużny do biegu warstw – L przebiega w azymutach 40–60°, przy upadach o średniej wartości 45–60°.

St a n o w i s k o 3 (zachodnia ściana niszy osuwiska B). Dominuje system spekań ciosowych T_1 – T'_1 oraz T_2 – T'_2 krzyżujących się pod kątem ostrym. Występują one w przedziałach azymutów 90–110° i 270–290° oraz 130–150° i 310–320° przy wysokich wartościach upadów. Zespoły ciosu T_1 , T'_1 i T_2 zostały zarejestrowane w podłożu na stanowiskach 1 i 2. Brały one udział w rozwoju zachodniej ściany niszy osuwiska B. Zespół T'_2 został ujawniony wyraźnie w wyniku utworzenia się niszy osuwiskowej. Zespół L w stosunku do dwóch poprzednich diagramów ma wyższe wartości upadów 60–80°.

St a n o w i s k o 4 (centralna część niszy osuwiska B). Podczas gdy stanowisko 3 odzwierciedla stan ciosu w ścianie nacinającej stok prostopadle do osi doliny, stanowisko 4 przedstawia stan spekań w stoku, w górnej ścianie niszy osuwiska, nacinającej stok równoległe do osi doliny. W tym przekroju zespół ciosu T_1 – T'_1 ujawnia się znacznie słabiej niż na poprzednich stanowiskach. Kierunki zapadania płaszczyzn ciosowych zgrupowane są wokół azymutów 110 i 280° przy wysokich wartościach upadów 60–70°. Na zespół ciosu równoległego do biegu warstw – L nakładają się spekania odprężeniowo-grawitacyjne, tnące masyw równoległe do rozciągłości zbocza (tabl. II, fig. 8). Są to spekania najmłodsze, kształtujące się w masywie skalnym w trakcie rozwoju doliny pod wpływem horyzontalnych naprężeń (odprężeniowe) i kolejno – grawitacji.

ETAPY ROZWOJU OSUWISK

Badania deformacji nieciągłych osuwiska B, uzupełnione obserwacjami geomorfologicznymi, pozwoliły ustalić trzy etapy rozwoju osuwiska:

Etap I. Podcięcie stoku przy budowie drogi (fig. 2) spowodowało odkłucie się powierzchniowych partii do głębokości 6 m i przesunięcie ich skośnie w stosunku do spadku stoku. Powstał wówczas zsuw skalny z wyraźnie ukształtowaną zachodnią ścianą niszy. Odkłucie nastąpiło wzdłuż spękań wtórnych, towarzyszących głównym liniom dyslokacyjnym, wspomaganym ciosem tektonicznym $T_1 - T'_1$. W stosunku do upadu warstw ruch był zbliżony do subsekwentnego.

Etap II. Przesunięty pakiet skalny utworzył „nawis” ponad kilkunastometrym sztucznym podcięciem drogowym. W miarę przesuwania w dół, płyta skalna łamała się wzdłuż ciosu T_2 oraz wzdłuż spękań odprężeniowo-grawitacyjnych. W stosunku do upadu warstw ruch był insekwentny. Rozkruszony materiał po wypełnieniu podciętego fragmentu stoku przesuwał się w dół w formie zerwy ze ścinania (fig. 2). Powstały tu typowe deformacje osuwiskowe.

Etap III. W dolnej części osuwiska (strona zachodnia) wstępnie podzielona płyta skalna dochodząc do równowagi uległa dalszemu przekształceniu. Następowo tu kolejne postępujące od dołu odkłuwanie się pakietów skalnych wzdłuż spękań ciosowych T_2 i L . Ruch pakietów był konsekwentny, zgodny z upadem warstw.

W opisanych wyżej etapach rozwoju osuwiska B zachodziły dwa rodzaje ruchu:

1. Zsuwanie się odkłutych od masywu pakietów skalnych – subsekwentne, insekwentne i konsekwentne.
2. Ruch o typie zerwy ze ścinania wzdłuż powierzchni poślizgu o kształcie czaszy.

WNIOSKI

Na przykładzie południowego stoku wzgórza Kłodne próbowano wskazać drogi postępowania przy badaniu osuwisk we fliszu, z uwzględnieniem możliwie pełnej informacji o elementach struktury podłoża. Uchwycona tu duża różnorodność elementów wypływa z faktu silnego zaangażowania tektonicznego.

Rozpoznanie skali i określenie genezy elementów struktury podłoża z wyeksponowaniem deformacji nieciągłych odgrywa szczególną rolę przy prognozowaniu osuwisk. Podczas gdy deformacje grawitacyjne jako najłatwiejsze dają się łatwo rozpoznać i występują w określonym porządku, deformacje natury diagenetycznej, tektonicznej lub odprężeniowej nie zawsze są w badanym masywie makroskopowo rozpoznawalne. Często ujawniają się dopiero w momencie zaistnienia ruchu. Na etapie prognozowania osuwisk z pomocą w określaniu przestrzennej orientacji potencjalnie istniejących ukrytych powierzchni nieciągłości winny przyjść badania wytrzymałościowe piaskowców (W. Boretti-Onyszkiewicz, 1968).

O morfologii stoku wzgórza Kłodne zdecydowała struktura podłoża. Proces niszczenia stoku postępował przede wszystkim wzdłuż powierzchni nieciągłości. Podstawowe rysy morfologiczne wyznaczają takie cechy tektoniczne, jak główne linie dyslokacyjne, linie wtórne im towarzyszące oraz cios $T_1 - T'_1$. Wzdłuż linii tych rozwinęło się zagłębienie dolinne oraz powstały zachodnie krawędzie nisz osuwisk A, B i C. Formy drugorzędne, utworzone w obrębie osuwisk, nawiązują do słabiej zaznaczonych kierunków istniejących w podłożu spękań ciosowych T_2 i L oraz spękań odprężeniowo-grawitacyjnych. Do form tych należą pakiety skalne, rozpadliny i progi.

W zależności od kierunku podcięcia, ruch odbywał się w formie zsuwu po powierzchni międzywarstwowej subsekwentnie, insekwentnie i obsekwentnie w stosunku do upadu warstw.

Badania na stoku kłęczańskim zwróciły również uwagę na fakt, że w strefie silnie zaangażowanej tektonicznie, oprócz znanych czynników powodujących zmniejszenie stateczności, mogą wystąpić czynniki dodatkowe, mało jeszcze poznane, jak martwica wapienna.

Artykuł niniejszy ma charakter przyczynkowy ze względu na jednostkowy opis obiektu. Przykład ten wybrano ze względu na wyjątkowe odsłonięcie podłoża, co pozwoliło przeprowadzić dostateczną ilość obserwacji, zwykle niemożliwą w warunkach naturalnych. Można by go zatem traktować jako reper empiryczny przy badaniu stoków osuwiskowych, o których nie ma możliwości uzyskania tak pełnych informacji.

Instytut Geografii
Uniwersytetu Śląskiego
Sosnowiec, ul. Partyzantów 1
Nadesłano dnia 19 maja 1980 r.

PIŚMIENNICTWO

- BOBER L. (1977) – Osuwiska województwa krośnieńskiego. Przew. XLIX Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 45–54.
- BOBER L., JAWAŃSKI W., NOWICKI W. (1977) – Geologiczne warunki rozwoju osuwisk strukturalnych Beskidu Niskiego oraz problemy geologiczno-inżynierskie związane z budowlami hydrotechnicznymi. Przew. XLIX Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 119–143.
- BORETTI-ONYSZKIEWICZ W. (1968) – Cios we fliszu zachodniego Podhala. Acta Geol. Pol., 18, p. 101–152, nr 1.
- DE FREITAS M.H., WATTERS J.R. (1973) – Some field examples of topping failure. Géotechnique, 23, p. 495–512, nr 4.
- JAHN A. (1964) – Some morphological features resulting from gravitation. Z. Geomorph. Suppl., 5, p. 59–72.
- JAROSZEWSKI W. (1965) – Rowy grzbietowe w Tatrach. Roczn. Pol. Tow. Geol., 35, p. 163–170, z. 2.
- JAWAŃSKI W. (1973) – Charakterystyka spękań fliszu karpackiego dla modelowania przepływu wody. W: Z problematyki budownictwa wodnego, p. 167–192. PAN – Inst. Budownictwa Wodnego w Gdańsku. PWN. Warszawa.
- MAHR T., NEMČOK A. (1977) – Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of the Tatra Mts. Bull. Intern. Ass. Engin. Geol., 16, p. 104–106.
- MASTELLA L. (1975) – Osuwiska konsekwentno-strukturalne na wschodnim Podhalu. Biul. Geol. Wyzd. Geol. UW, 18, p. 259–270.
- PULINOWA M.Z. (1976a) – Application of the small tectonics analysis in the study of landslides in the flysch rocks. Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan., 10, p. 103–114.
- PULINOWA M.Z. (1976b) – Genetic interpretation of subsoil structure for landslide prediction. Studia Geot., 7, p. 39–51, nr 1–2.
- PULINOWA M.Z., PAWLAK W., WOROPAJEW E. (1977) – A contribution to the problem of morphogenetical principles of landslide mapping. Bull. Intern. Ass. Engin. Geol., 16, p. 56–62.

- RADBRUCH-HALL D.H., VARNES D.J., SAVAGE W.Z. (1976) — Gravitational spreading of steep-sided ridges („sackung“) Western United States. Bull. Intern. Ass. Engin. Geol., 14, p. 23—35.
- TER-STEPANIAN G. (1977) — Deep reaching gravitational deformation of mountain slopes. Bull. Intern. Ass. Engin. Geol., 16, p. 87—94.
- АРЕШИДЗЕ Г.М. (1972) — Значение тектонического фактора при возникновении оползней в южной Имертии (Грузинская ССР). Груз. Полит. Инст. Гидрогеол. и Ниж.-Геол., Проблем № 4, стр. 152—158.
- ТЕР-СТЕПАНИАН Г. (1958) — Классификация оползневых трещин. Изд. АН Арм. ССР, 10, стр. 29—41, № 5.

Мария З. ПУЛИНОВА

К ВОПРОСУ О ИЗУЧЕННОСТИ ВЛИЯНИЯ НАРУШЕНИЙ ОСНОВАНИЯ НА КИНЕМАТИКУ ОПОЛЗНЕЙ

Резюме

В статье приведены наблюдения над активизацией очередных типов прерывистых нарушений флишевого основания по мере развития оползневого процесса. Различный масштаб структурных форм и разное пространственное положение их по отношению к плоскости деформируемого склона на данном этапе не позволяют в полной мере установить закономерности этого процесса.

Изучение велось на южном склоне возвышенности Клодне (614 м в.у.м) в деревне Кленчаны — Островные Бескиды (фиг. 1, tabl. I, fig. 5). Слон сильно тектонически нарушен; расположен на пограничии тектонического окна элемента Ропы Писажовой и Магурского шарьяжа. Нижняя и средняя часть склона состоит из сланцевых серий — грыбовские и иноцерамовые пласты, верхняя — из мурских песчаников. Рельеф склона обусловлен дифференцированностью тектоники и литологии. Здесь имеют место: долинные углубления и три оползня — А, В, С. Оползень В является объектом детального изучения (фиг. 2, 3).

При анализе структурных элементов основания рассматривались: 1 — простирающие и падение пластов, 2 — прерывистые нарушения — главные дислокации, вторичные трещины, параллельные главным нарушениям, а также тектоническая и декомпрессионно-гравитационная тещины.

Плоскость склона инсеквентна по отношению к падению пластов. Поэтому образующиеся оползни были структурными — инсеквентными. Благодаря тому, что склон был глубоко подорван, создались условия для субсеквентного и консеквентного оползня (фиг. 3).

Линии главных нарушений определяли развитие долинного углубления и западных кромок оползневых ниш А и С. Вторичные трещины, параллельные линиям главных нарушений (табл. 1, фиг. 6), а также тектоническая трещина $T_1 - T'_1$ (табл. II, фиг. 7) определяют западную кромку линии оползня В. Тектоническая трещина (T_2) и декомпрессионно-гравитационные трещины (табл. II, фиг. 8) способствовали развитию оползня В — инсеквентный оползень, параллельный падению склона одновременно с образованием трещин, параллельных оси долины. Трещины отдельности T_2 и L проявились в конечном этапе развития оползня В, когда в нижней западной его части, под напором сползших пород оторвалась и соскользнула вниз часть плиты.

Выявленная зависимость между структурой основания и кинематикой оползней может пригодиться в качестве показателя при прогнозировании оползней на склонах, сложенных флишевыми породами.

В процессе изучения склона возвышенности Кłodне были получены новые данные о условиях развития оползней на сильно тектонически нарушенной территории. В основании замечено большое скопление известнякового туфа, который, благодаря своим гигроскопическим свойствам, уменьшает трение на плоскости скольжения. Приведённый пример показывает, что кроме уже известных факторов, определяющих уменьшение статичности склона, могут проявиться и новые, ещё мало изученные факторы.

Maria Z. PULINOWA

CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE OF INFLUENCE OF BEDROCK DEFORMATIONS ON THE KINEMATICS OF LANDSLIDES

Summary

The paper presents the results of studies on rejuvenation of successive types of discontinuities in the Flysch bedrock along with development of landslide processes. Differences in scale of structural elements and in their orientation in relation to surface of the deformed slope impede full reconstruction of regularities at the present stage of studies.

The studies covered southern slope of the hill Kłodne (614 m a.s.l.) at the Kłęczany village, the Beskid Wyspowy Range (Fig. 1, Table I, Fig. 5). The slope displays strong tectonic disturbances. It is situated at the boundary of tectonic window of the Ropa Pisarzowa unit and the Magura nappe. Its lower and middle parts are built of shale series of the Grybów and Inoceramus Beds, and the upper — of the Magura Sandstones. The slope relief is determined by differences in tectonics and lithology. Here are differentiated valley depressions and three landslides — A, B and C. The landslide B was studied in detail (Fig. 2).

In analysis of structural elements of bedrock, there were taken into account: 1 — strike and dip of strata, and 2 — discontinuous deformations — major dislocation lines, secondary fractures parallel to the major dislocation lines, and tectonic and decompressional-gravitational joint.

The slope surface is insequent in relation to dip of strata which resulted in structural-insequent slide nature of the originating landslides. However, the undercutting of slope was deep enough for development of subsequent and consequent slide (Fig. 3). The major dislocation lines were determining development of valley depression and western margins of niches of landslides A and C. Secondary fractures parallel to the major dislocation lines (Table I, Fig. 6), and tectonic joint $T_1 - T'_1$ (Table II, Fig. 7) are responsible for the course of western margin of niche of the landslide B. Tectonic joint (T_2) and decompressional-gravitational fractures (Table II, Fig. 8) facilitated further development of the landslide B, involving insequent slide consistent with inclination of the slope and accompanying development of fissures parallel to valley axis. Joint T_2 and L became manifested at the final stage in development of that landslide, when a part of its plate became sheared off and consequent slide developed in its lower, western part, subjected to load of rocks sliding downhill.

The revealed interrelationships between bedrock structure and the landslide kinematics may be useful as an index in prognoses of development of landslides on slopes built of flysch rocks.

In the course of studies on the slope of the hill Kłodne, there were gathered some new data on conditions of development of landslides in areas subjected to strong tectonic deformations. A large accumulation of sinter which, due to its hygroscopic properties, is reducing friction at the slide surface, was found in the substratum. This indicates that besides the well known agents, there may be active some others, still poorly known but which contribution to decrease in slope stability is fairly important.

TABLICA I

Fig. 5. Osuwisko na południowym stoku wzgórza Kłodne w Kłęczanach
Landslide at southern slope of the hill Kłodne at Kłęczany

Fig. 6. Lustro tektoniczne w łupkach grybowskich (stanowisko 1); zaznaczono spękania wtórne, towarzyszące linii dyslokacyjnej, wzdłuż której utworzyła się zachodnia ściana niszy osuwiska B
Slickenside in Grybów shales (locality 1); secondary fractures, accompanying dislocation along which western wall of the landslide B has originated, are marked

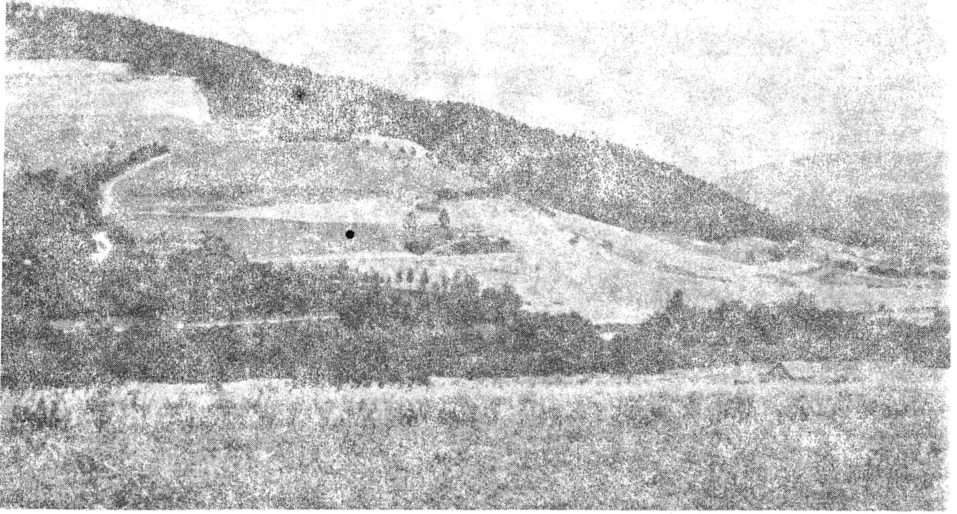


Fig. 5

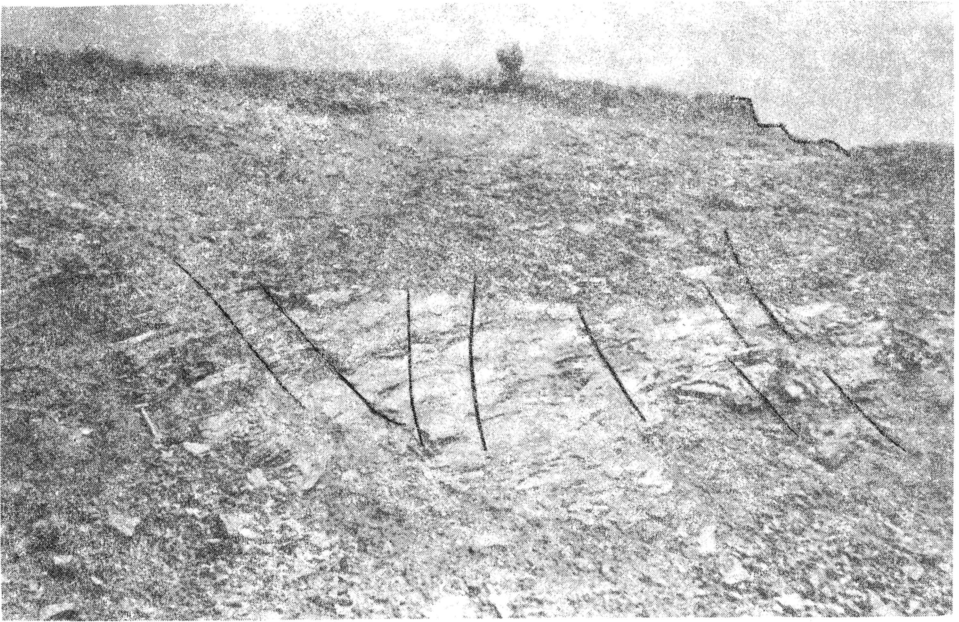


Fig. 6

Maria Z. PULINOWA – przyczynek do znajomości wpływu deformacji podłoża na kinematykę osuwisk

TABLICA II

Fig. 7. Spękania ciosowe w łupkach grybowski (stanowisko 1); cios T_1 uczestniczył w formowaniu się zachodniej ściany niszy osuwiska B, wzdłuż ciosu T_2 nastąpił podział masy skalnej w III etapie rozwoju osuwiska

Joint in Grybów shales (locality 1); joint T_1 contributed to origin of western wall of niche of the landslide B; subdivision of rock mass has taken along joint T_2 at the third stage of development of the landslide

Fig. 8. Spękania odprężeniowo-grawitacyjne prostołiniowe, równoległe do osi doliny w górnej ścianie niszy osuwiska B (stanowisko 4)

Rectilinear decompressional-gravitational fractures parallel to valley axis in upper wall of niche of the landslide B (locality 4)



Fig. 7

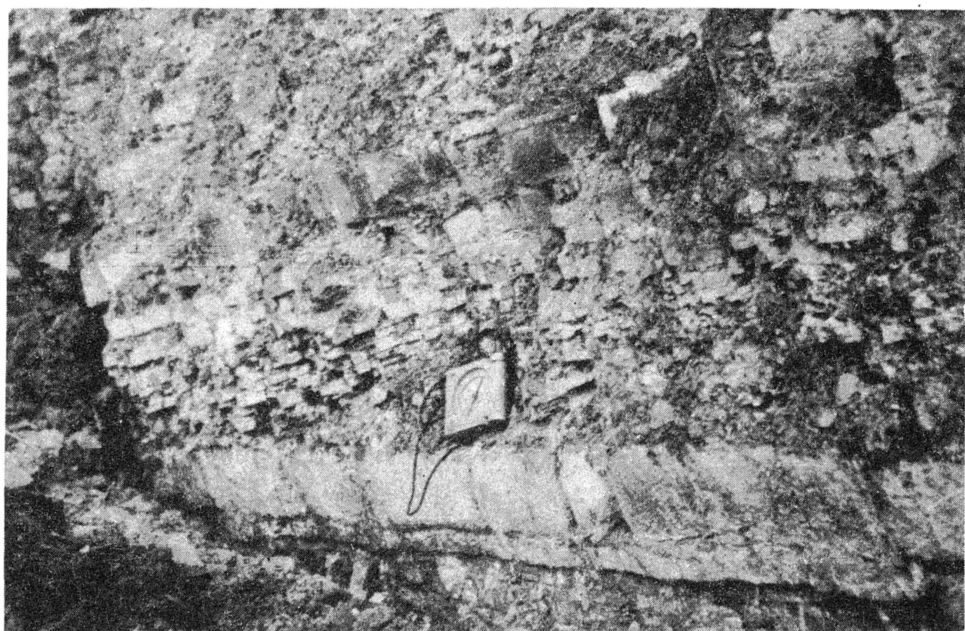


Fig. 8

Maria Z. PULINOWA – przyczynek do znajomości wpływu deformacji podłoża na kinematykę osuwisk