

Zakład Geografii Fizycznej Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie

Marian HARASIMIUK, Andrzej HENKIEL

**Grawitacyjne struktury pseudotektoniczne w niszy osuwiska
w Duszatynie**

Гравитационные псевдотектонические структуры в оползневой нише в Душатине

Pseudotectonical Gravitational Structures in the Rock Scarp
of the Duszatyn Landslide (Polish East Carpathians)

W czasie wycieczki dydaktycznej, w lipcu 1966 r. napotkano w niszy osuwiska w Duszatynie interesujące formy wytworzone w piaskowcach i łupkach prawego zbocza. Osuwisko duszatyńskie znajduje się w Bieszczadach, w północnej części pasma Chryszczatej — Wołosania, w dorzeczu Osławy. Powstało w kwietniu 1907 r. w leju źródłowym dopływu Osławy — Olchowego Potoku. Już w roku powstania osuwiska opublikowali o nim wzmiankę J. Blaut i R. Zuber (2). Monograficzne, ale dość pobieżne opracowanie morfologii osuwiska w Duszatynie ogłosił w r. 1925 W. Schramm (15). W ostatnich latach prowadzone były przez Zakład Geografii Fizycznej UMCS badania tej jednej z najciekawszych form osuwiskowych w Polsce. Pod kierunkiem prof. dr. Adama Malickiego została wykonana praca magisterska, a następnie przygotowana do druku rozprawa o geomorfologii osuwiska i limnologii utworzonych przez nie Jeziorok Duszatyńskich (Kardaszewska, 7).

Według autorki tej pracy (7) osuwisko należy do typu dolinnych, to znaczy powstałych w lejach źródłowych. Posiada wyraźnie wyodrębnioną niszę, silnie wydłużoną i asymetryczną, o prawym zboczu łagodnym, zgodnym z uławiceniem fliszu, i lewym stromym, ścinającym czoła warstw. Długość niszy wynosi 860 m, maksymalna szerokość 280 m, a różnica wysokości między najniższym punktem a tylną krawędzią — 200 m. Na dnie niszy zalegają masy osuwiskowe, produkty wietrzenia ścian i materiał pochodzący z wtórnych obrywów. Osuwisko znajduje się w obrębie jednostki dukielskiej (płaszczowiny Woli Michowej — Opolski, 12).



Ryc. 1. Prawe zbocze niszy osuwiska. Badland w łupkach ilastych
Right side of the rock scarp of the landslide. Badland in the loamy slates

Niszę budują warstwy tak zwanej kredy ciśniańskiej (Opolski, 13), wchodzące w skład inwentarza stratygraficznego fałdu Chryszczatej — Wołosania. Są to średnioławicowe piaskowce mikowe, łupiące się płytkowo i silnie krzemionkowe na granicy z warstwami eocenu (w dolnej części niszy). Piaskowce przekładane są ilastymi łupkami barwy szaroniebieskiej. Upad tych warstw w obrębie niszy (zgodny z nachyleniem prawego jej zbocza) wynosi 25° w kierunku SW. Niszę zamyka 10-metrowy próg, ukształtowany ze wspomnianych krzemionkowych piaskowców. W tej strefie, przy prawej krawędzi niszy, występuje wysoki wał brzeżny. Długość rynny osuwiska według Kardaszewskiej (7) wynosi 400 m, szerokość 140 m, różnica poziomów 60 m. U wylotu rynny rozpoczyna się 15-hektarowy obszar wachlarzowatego jezora osuwiskowego, który dzięki podparciu dwóch bocznych dolinek utworzył znane Jeziorka Duszałyńskie. Mają one powierzchnię 1,25 ha — jeziorko górne i 0,45 ha — dolne (Kardaszewska, 7). Rynna i jezoro osuwiska znajdują się w obrębie warstw eocenu. Są to średnio- i gruboławicowe piaskowce przeławicane pstryimi łupkami ilastymi.

Struktury będące przedmiotem niniejszej rozprawy występują na prawym zboczu w górnej części niszy. Zbocze to odpowiada powierzchni uławiczenia w obrębie kredy ciśniańskiej. Na powierzchni odsłania się warstwa szaroniebieskich łupków ilastych z paromilimetrowymi wkładkami



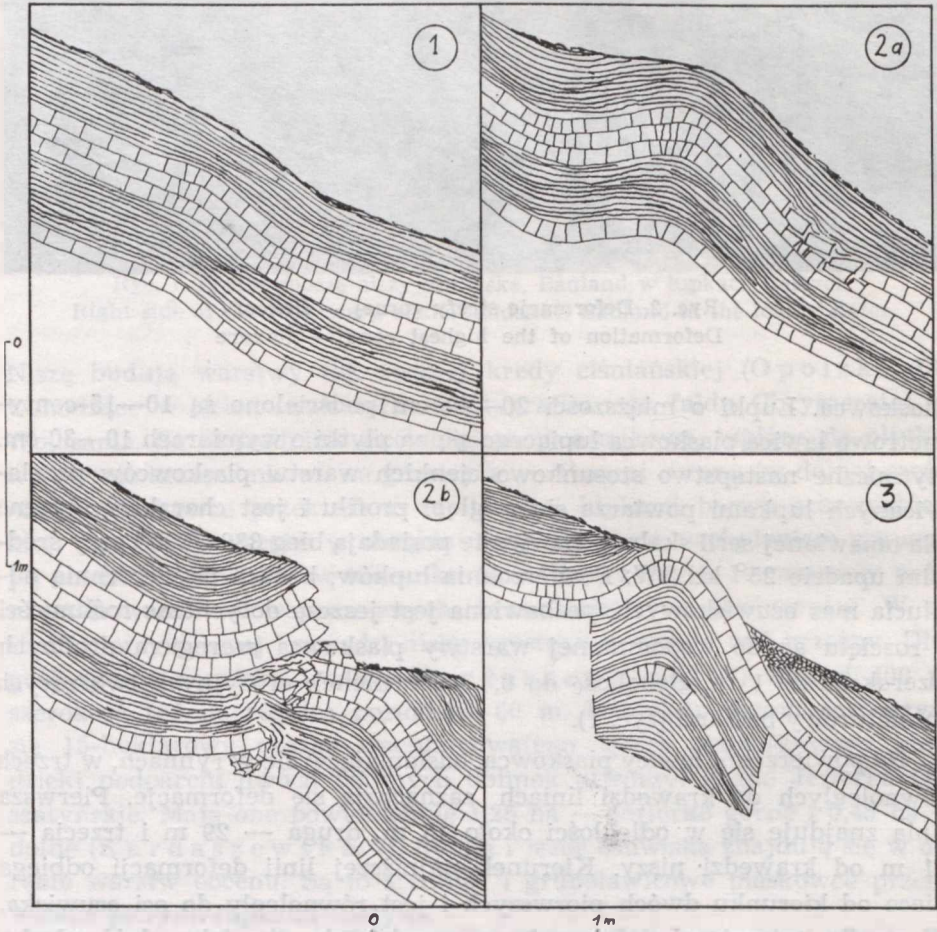
Ryc. 2. Deformacje strefy górnej — fleksura
Deformation of the highest zone — flexure

piaskowca. Łupki o miąższości 20—40 cm podścielone są 10—15-centymetrową ławicą piaskowca łupiącego się na płytki o wymiarach 10—30 cm. Rytmiczne następstwo stosunkowo cienkich warstw piaskowców przeławianych łupkami powtarza się w głębi profilu i jest charakterystyczne dla omawianej serii skalnej. Ławice te posiadają bieg $330\text{--}350^\circ$ przy średnim upadzie 25° ku SW. Powierzchnia łupków, będąca powierzchnią odkłucia mas osuwiskowych, pozbawiona jest jeszcze dotychczas roślinności i rozcięta aż do wspomnianej warstwy piaskowca szeregiem drobnych (szerokość do 1 m, głębokość do 0,4 m) rynienek erozyjnych tworzących miniaturowy badland (ryc. 1).

Na powierzchni ławicy piaskowca, odsłaniającej się w rynnach, w trzech równoległych do krawędzi liniach zaznaczają się deformacje. Pierwsza linia znajduje się w odległości około 15 m, druga — 29 m i trzecia — 41 m od krawędzi niszy. Kierunek najniższej linii deformacji odbiega nieco od kierunku dwóch pierwszych i jest równoległy do osi osuwiska. W strefie najwyższej deformacja ta przedstawia się jako dość płaska fleksura (ryc. 2, 3). Upad piaskowca wynosi powyżej formy 22° , poniżej — 20° , natomiast sam próg fleksury ma nachylenie 36° . W kierunku ku górze niszy fleksura przechodzi w płaską antyklinę szerokości 40 cm

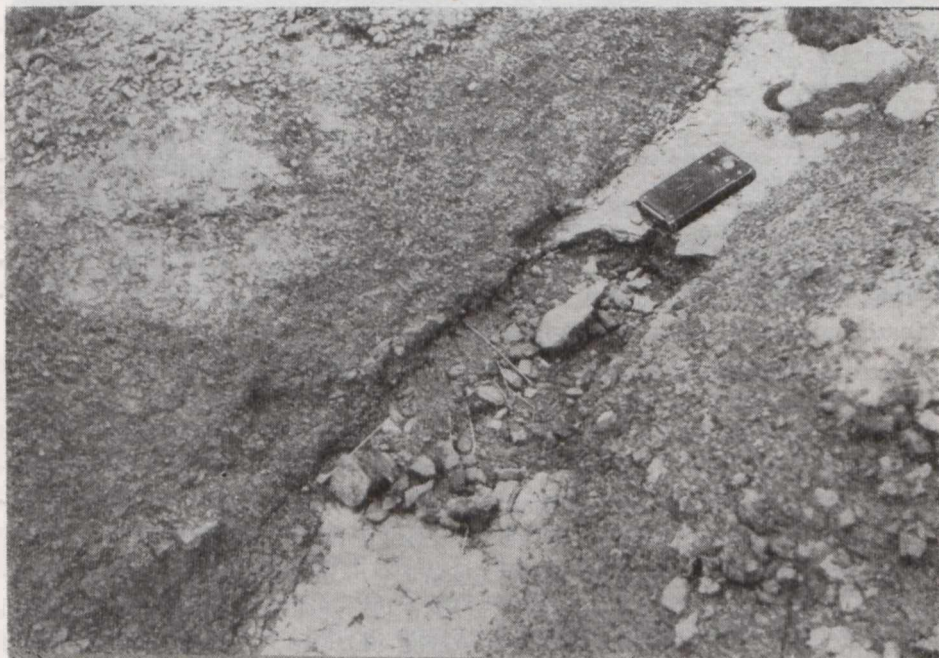
i amplitudzie 10—15 cm. W dnie jednej z rynienek erozyjnych antyklina jest ścięta (ryc. 4).

Linia środkowa wykazuje deformacje silniejsze: w dolnym (północnym) jej odcinku jest to antyklina o amplitudzie 40 cm i szerokości 1 m (ryc. 3_{2a}). Ponad antyklina wyraźnie zmniejszony jest upad warstw — wynosi bowiem 14° — w stosunku do upadu średniego (25°). Bieg struktury wynosi 333° , bieg warstw powyżej — 335° i poniżej — 250° . Czoło antykliny jest silnie spękane, poszczególne płytki piaskowca nasuwają się na siebie i na przedpole fałdu. W odcinku górnym antyklina jest złuskowana i tworzy nasunięcie z poddarciem ławic (ryc. 3_{2b}, 5).



Ryc. 3. Przekroje struktur: 1 — fleksura najwyższej strefy deformacji, 2a — antyklina strefy środkowej, b — złuskowanie, 3 — antyklina strefy najniższej
Structure sections: 1 — the highest zone deformation — flexure, 2a — central zone — anticline, b — little overfold with axis faulting, 3 — lowest zone — anticline

Najsilniejsze deformacje występują w strefie najniższej, która znajduje się na granicy zbocza i mas osuwiskowych wypełniających dno niszy. Dlatego też jej kierunek odbiega od kierunku dwóch linii wyżej omówionych i zgodny jest z biegiem osuwiska. Deformacje te przedstawiają asymetryczną antyklinę o amplitudzie dochodzącej do 1 m (ryc. 3, 7). Nachylenie skrzydeł wynosi 63° (dolne, zewnętrzne) i 35° (górne, wewnętrzne, wysokości 0,2—0,3 m). Upad warstw łupków i piaskowców powyżej antykliny wynosi 10° , poniżej — 27° . Ponad antykliną tworzy się w związku z tym podłużne, bezodpływowe zagłębienie.



Ryc. 4. Deformacja strefy górnej — ścięta antyklinia
Deformation of the highest zone — cut anticline

W najwyższej części niszy występują drobne deformacje tego samego typu, o amplitudach rzędu kilku i kilkunastu centymetrów. Nie układają się tam jednak w wyraźne ciągi i nie zostały pomierzone. Wszystkie omawiane deformacje rozwinięte są w otulinie górnej warstwy łupkowej i zafałdowane wraz z nią. Jedynie w osiach rynienek erozyjnych pokrywa łupkowa jest zdarta do stropu piaskowca. Podjęte próby przekopania struktur (w r. 1967) ujawniły, że także warstwy głębsze, co najmniej do 1,5 m poniżej powierzchni, objęte są deformacjami.

Szereg faktów wskazuje, że formy opisane wyżej nie mają genezy tektonicznej *sensu stricto*. Kierunek pchnięcia antyklin i złuskozań jest

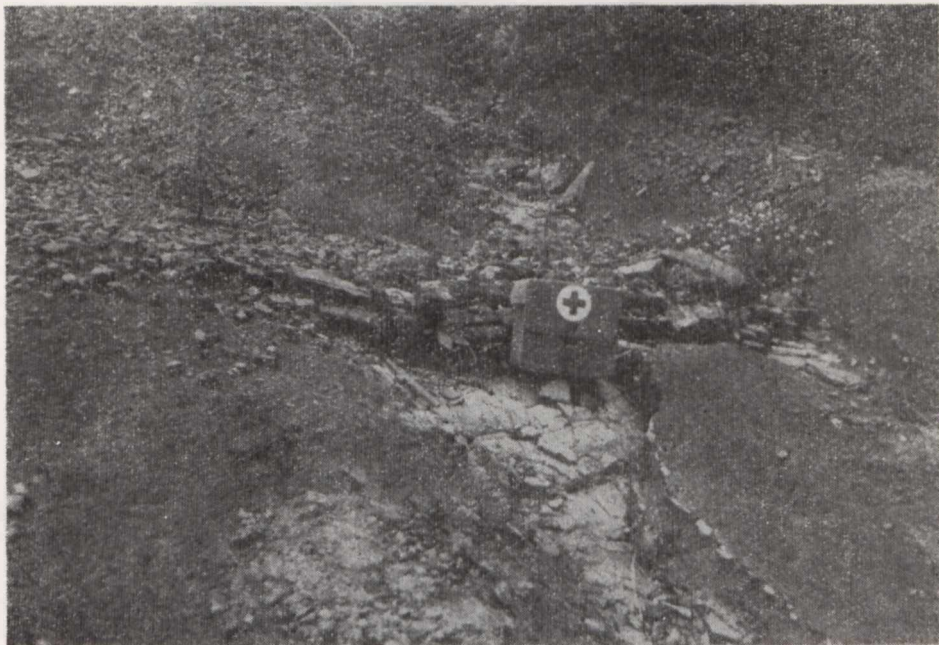
przeciwny niż normalny w tej strefie kierunek nasunięcia. Formy opisane wznoszą się ponad powierzchnię ślizgu osuwiska i przebiegają skośnie w stosunku do kierunku tego ruchu. Przerwywają ciągłość rynienek erozyjnych, powstałych oczywiście po wytworzeniu się niszy. Nie ulega więc wątpliwości, że są to formy młode, które rozwinęły się w ciągu kilkudziesięcioletniego okresu od momentu powstania samego osuwiska.

Po raz pierwszy, bez zwrócenia specjalnej uwagi, stwierdzono omawiane formy w r. 1962 w czasie wykonywania pierwszych prac morfometrycznych na osuwisku. Szczegółowe pomiary i badania wykonano w r. 1966. W r. 1967 w czasie powtórnego rekonesansu nie stwierdzono wyraźnych zmian rozmiarów i kształtów form. Dopiero w 5 lat później, w r. 1972, ponowne badania pozwoliły wykazać rozwój deformacji. Antyklina strefy środkowej (ryc. 3_{2a} i 2b) na dłuższym niż uprzednio odcinku przeobraziła się w nasunięcie. Tam, gdzie nasunięcie (ryc. 3_{2b}) istniało już w r. 1966, stwierdzono dalszy jego rozwój — ławice piaskowców przesuwają się po powierzchni złuszkowania i pozbawione podparcia kruszą się na gruz skalny. Tworzy się pod nasunięciem wyraźne nagromadzenie rumowiska. Także i antyklina strefy najniższej ulega zmianom i przeobraża się stopniowo w nasunięcie. Można też zauważyć nieznaczne przemieszczenie osi i wzrost amplitudy.

Deformacje ławic skalnych budujących prawe zbocze niszy osuwiska w Duszatynie są w świetle tych danych zjawiskami współczesnymi. Rozwijają się one powoli, jednak są młode i wiek ich nie przekracza wieku samego osuwiska (65 lat). Jako współcześnie rozwijające się formy plastycznej deformacji zdiagnozowanych skał są zjawiskiem szczególnie interesującym z punktu widzenia geomorfologii i geologii dynamicznej.

Na genezę form rzucają światło obserwacje dokonane powyżej krawędzi niszy. Jak podaje K a r d a s z e w s k a (7), za krawędzią, w odległości do 40 m, w r. 1963 znajdowało się szereg szczelin bocznych tworzących stopnie o wysokościach do 4,5 m. Obecnie szczelin tych nie ma, natomiast dalej, około 100 m od krawędzi, tam, gdzie K a r d a s z e w s k a obserwowała szereg lejów chłonnych, znajduje się pojedyncza szczelina. W r. 1966 miała ona wygląd rowu szerokości do 3 m i głębokości do 1,5 m o usypiskowych i częściowo zarośniętych zboczach. W dnie rowu występowały liczne leje. W r. 1972 wygląd szczeliny uległ zmianie. Na jej miejscu powstała urwista 2—3-metrowa skarpa, zwrócona w stronę krawędzi niszy osuwiska. Ściana skarpy uformowana w gliniastej zwietrzelinie była pionowa i pozbawiona roślinności.

Wszystkie te obserwacje, od r. 1962 poczynając, wskazują na istnienie powolnego ruchu bloku skalnego o długości do 250 m (długość szczeliny), szerokości około 100 m (odległość szczeliny od krawędzi niszy) i miąższości średnio 12,5 m (patrz blokdiagram — ryc. 8). Blok ten, odkłuty



Ryc. 5. Deformacja strefy środkowej — złuskowana antyklina
Deformation of the central zone — overfold with axis faulting

wzdłuż płaszczyzny ulawicenia wychodzącej na powierzchnię w szczelinie, osiada stopniowo pod wpływem siły grawitacji, wytwarzając w poziomie swojej podstawy (dno niszy) ciśnienie rzędu $3,4 \text{ kG/cm}^2$. Wartość ta wynika z pomnożenia miąższości bloku przez średni ciężar objętościowy — $12,5 \text{ m} \times 2,7 \text{ G/cm}^2 = 3375 \text{ G/cm}^2$. Siła grawitacji rozłożona na składową prostopadłą do powierzchni ulawicenia i równoległą — nachyloną 25° do poziomu — nie powoduje odklucia wzdłuż płaszczyzny poziomej, lecz jak wskazuje ryc. 9 prowadzi do wzrostu naprężeń. Naprężenia te skierowane ku górze prostopadle do ławic stanowią, jak wynika z wykresu, 90% wartości siły grawitacji. Równoważone przez opór mas skalnych od strony wnętrza masywu skalnego sumują się one w kierunku najmniej oporu — to znaczy w kierunku zbocza niszy, gdzie w wyniku powstania osuwiska zabrakło mas oporowych — i maksymalne wartości osiągną na powierzchni odsłoniętych ławic. Sytuację tą przedstawiono na załączonym blokdiagramie (ryc. 8).

Dzięki powstaniu osuwiska i wytworzeniu zagłębienia niszy pozbawione zostały podparcia masy skalne budujące obrzeżenie formy. Umożliwione zostało tworzenie się nowych, drugorzędnych osuwisk prostopadłych do zagłębienia niszy i rynny głównej formy. Jest to proces normalny w wielu osuwiskach. Tworzą się szczeliny równoległe do krawędzi niszy, in-



Ryc. 6. Deformacja strefy dolnej — złuskowana antyklina
Deformation of the lower zone — overfold with axis faulting

filtrująca woda zwiększa obciążenie masywu pozbawionego podparcia. Powstaje układ niestabilny, w którym stopniowo narastające napięcia mogą ulec wyzwoleniu pod wpływem przekroczenia granicy wytrzymałości lub pod działaniem dodatkowego, często przypadkowego bodźca. Powstają odkształcenia, ześlizgi lub wtórne osuwiska w sposób mniej lub więcej gwałtowny. W przypadku opisywanym (ryc. 8) istnieją szczególne warunki strukturalne uniemożliwiające gwałtowny przebieg procesu. Małe nachylenia powierzchni uławienia oraz spękania ciosowe zapadające w głąb masywu nie stwarzają warunków do odkształcenia się objętej osiadaniem bryły. Naprężenia narastające pod wpływem grawitacji wyzwala się w sposób powolny, przez plastyczne deformacje skał podległych ciśnieniu.

Teoretyczne założenia potwierdzone są rozmieszczeniem i charakterem struktur. Wielkość deformacji jest proporcjonalna do miąższości mas nadległych, to znaczy amplituda odkształceń w każdej z trzech linii występowania form odpowiada wartościom naprężeń panujących na danej



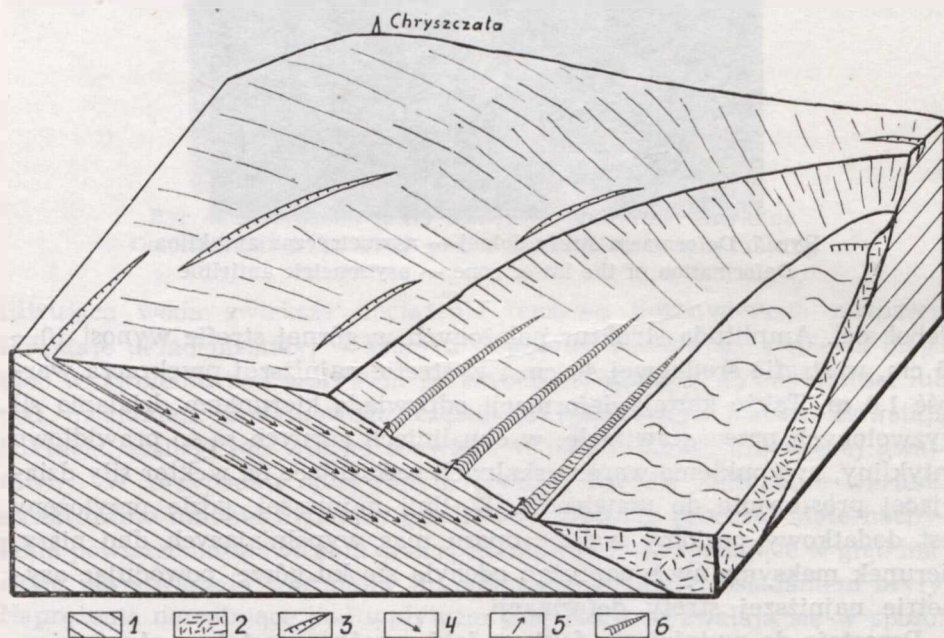
Ryc. 7. Deformacja strefy dolnej — asymetryczna antyklina
Deformation of the lower zone — asymmetric anticline

głębokości. Amplituda struktur położonych w górnej strefie wynosi 10—15 cm, w strefie środkowej 40 cm i w strefie najniższej przekracza wartość 1,0 m. Także kształt deformacji odpowiada kierunkom działania sił wyzwolonych przez grawitację: w obu liniach górnych są to prawidłowe antykliny, uwypuklenia warstw skalnych wskazujące na wektor siły działającej prostopadle do uławicenia. W linii najniższej, gdzie przyłożony jest dodatkowy poziomy wektor oporu mas wypełniających dno niszy, kierunek maksymalnych naprężeń odchyła się ku górze, powodując asymetrię najniższej strefy deformacji.

Pozostaje do wyjaśnienia fakt, w jaki sposób narastające równomierne wewnątrz masywu naprężenia ujawniły się na powierzchni w trzech samodzielnych, poziomych strefach. Strefa dolna predysponowana była niewątpliwie położeniem na granicy odsłoniętej ściany niszy i oporowych mas zalegających dno. Stąd jej kierunek zgodny jest z przebiegiem tej granicy. Dwie strefy górne mają biegi zgodne w przybliżeniu z biegiem

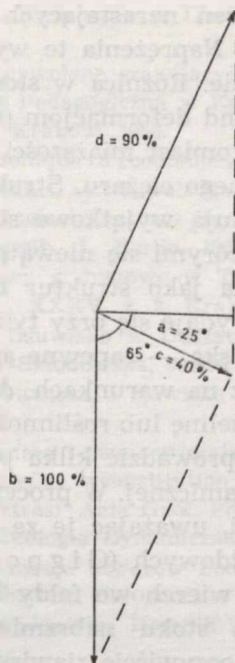
warstw skalnych i należy przypuszczać, że przyczyną wyzwolenia naprężeń także w tych liniach były predyspozycje natury strukturalnej. Rolę bodźca wyzwalamącego mogły tu spełniać jakieś pierwotne, związane z tektoniką, nieznaczne zmiany upadu, na co zresztą wskazują przytoczone wyżej pomiary.

Zagadnienie dotyczące plastycznych deformacji skał pod wpływem czynników nietektonicznych jest dotychczas słabo opracowane. Bogatszą literaturę posiada jedynie glacitektonika (Ł y c z e w s k a, 11 — dyskusyjne omówienie) oraz haki zboczowe związane z procesem plejstocenijskiej soliflukcji. Powszechnie też wiadomo o plastycznych deformacjach osadów luźnych biorących udział w procesach osuwiskowych. Te ostatnie zachodzą zwłaszcza w czasie tworzenia się osuwisk podmorskich i posiadają bogatą literaturę dotyczącą form kopalnych (m. in. R a d o m s k i, 14). Struktury grawitacyjne w Duszatynie — nie posiadające analogii w dostępnej autorom literaturze dotyczącej osuwisk (m. in. K l e c z k o w s k i, 8; S h a r p e, 16) — dzięki swojej wyrazistości i przydatności do wszechstronnej analizy, dają szanse rozpatrzenia zjawiska na szerszym tle. For-



Ryc. 8. Schematyczny blokdiagram prawej strony niszy i przyległej części zbocza; 1 — flisz (kreda ciśnieńska), 2 — masy osuwiskowe, 3 — szczeliny, 4 — wektory nacisków, 5 — wektory naprężeń, 6 — struktury pseudotektoniczne

A schematic block-diagram of the right side of the rock scarp and the adjoining part of the slope: 1 — Flysch (Cisna-serie Upper Cretaceous), 2 — landslide mass, 3 — fissures, 4 — pressure vectors, 5 — force vectors, 6 — pseudotectonics



Ryc. 9. Rozkład sił wewnątrz masywu skalnego: a — kąt upadu warstw, b — wektor siły grawitacji, c — wektor składowej ścinającej, d — wektor naprężeń
 The distribution of forces within the rock mass: a — dip direction of layers, b — gravitation force vector, c — cutting component vector, d — force vector

my powstałe współcześnie lub w plejstocenie pod wpływem grawitacji, a przypominające formy tektoniczne, znane są z wielu obszarów. Nazywane są one pseudotektonicznymi dla odróżnienia od struktur związanych z tektogenezą obszarów górskich. Należy tu zwrócić uwagę na uskoki obserwowane w jaskiniach tatrzańskich — powstałe według Wójcicka i Zwolińskiego (18) w wyniku procesu powolnego zsuwania się pozbawionych podparcia mas skalnych ku dolinom. Birkenmajer (1) opisuje z Pienin struktury rowów i zrębów związanych genetycznie ze współczesnym, diapirowym wyciskaniem plastycznych łupków. Jahn (5) i Jaroszewski (6) tłumaczą powstanie tatrzańskich rowów grzbietowych siłami grawitacji (Jaroszewski zresztą dopuszcza, podobnie jak wcześniej Flis (3) w Beskidzie Sądeckim, udział w tym procesie czynników endogenicznych). Ostatnio ukazała się rozprawa poświęcona „grawitacyjnej tektonice” na wyspie Öland (Stephansson, 17). Struktury powstające w seriach środkowego i górnego kambru oraz dolnego i środkowego ordowiku są w pełni analogiczne pod względem kształtów i wielkości do struktur duszatyńskich. Identyczna jest także geneza opisywanych przez Stephanssona form kopulek i antyklinal: powstają

one dzięki wyzwalaniu naprężeń narastających pod własnym ciężarem deformującej się serii skalnej. Naprężenia te wyzwalają się wzdłuż linii predysponowanych strukturalnie. Różnica w stosunku do Duszatyna polega na tym, że na wyspie Öland deformacjom podlegają warstwy leżące poziomo. Porównywalne są natomiast miąższości serii skalnych deformujących się pod wpływem własnego ciężaru. Struktury duszatyńskie, obok struktur z wyspy Öland, zajmują wyjątkowe stanowisko w grupie zjawisk pseudotektonicznych, z którymi się niewątpliwie wiążą. Stanowisko to wynika z ich wykształcenia jako struktur fałdowych w sztywnych i zdiagenezowanych skałach. Wydaje się przy tym, że wyjątkowość ta polega nie na samej istocie zjawiska — zapewne analogiczne formy występują stosunkowo często — lecz na warunkach, dzięki którym nie zostały one zamaskowane przez zwietrzelinę lub roślinność.*

Na zakończenie warto przeprowadzić kilka porównań, interesujących z punktu widzenia geologii dynamicznej. W procesie tektogenezy dużą rolę przypisuje się siłom grawitacji, uważając je za jedno z głównych przyczyn powstawania struktur fałdowych (Gignoux, 4). Kottański (9) przychyliła się do poglądów, że wierzchowe fałdy Tatr powstały w wyniku spływania grawitacyjnego na stoku nabrzmienia skorupy ziemskiej. Struktury duszatyńskie nie są oczywiście zjawiskami tektonicznymi. Jednak zgodnie z poglądami wielu geologów (Książkiewicz, 10) można traktować niektóre procesy osuwiskowe jako model tektoniki grawitacyjnej. W związku z tym możliwe jest liczbowe porównanie tych struktur z fałdami tektonicznymi powstałymi przez spływanie grawitacyjne. Przyjmując jako wskaźniki promień fałdów, szerokość i miąższość masy skalnej biorącej udział w ruchu, uzyskujemy dla Duszatyna proporcję 1 : 12,5 : 100, dla jednostki Czerwonych Wierchów w Tatrach (na podstawie profilu Kottańskiego, 9) 1 : 7,5 : 30. Z proporcji tych wynika, że masy skalne jednostki Czerwonych Wierchów zachowywały się bardziej plastycznie. Jeśli jednak przyjmiemy oczywiste znaczenie czynnika czasu i wartości bezwzględnej ciśnienia, to w Tatrach, gdzie deformowały się wielokrotnie większe masy skalne w czasie nieograniczenie dłuższym, proporcja ta musiała wypaść korzystniej. Poza tym oba zjawiska są liczbowo całkowicie porównywalne i Duszatyn może służyć za naturalny model tektoniki spływania grawitacyjnego.

LITERATURA

- 1 Birkenmajer K.: Przewodnik Geologiczny po Pienińskim Pasie Skalkowym. Wyd. Geol., Warszawa 1958.

* Ostatnio (1973) ukazała się praca omawiająca podobne struktury na Podhalu — S. Ostaficzuk. Exogenic Anticlines in the Podhale Region. Acta Geol. Polonica, XXIII, 3, s. 499.

2. Blaut J., Zuber K.: Katastrofa w Duszatynie. Czasopismo Techniczne, nr 25, Lwów 1907.
3. Flis J.: Formy terenu wywołane grawitacyjnymi ruchami mas skalnych w Sądeczyźnie. Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Krakowie, Rocznik Naukowo-Dydaktyczny, z. 8, Geografia, Kraków 1958.
4. Gignoux M.: La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. Bull. Soc. Geol. Franc., ser. 5, vol. XVIII, Paris 1948.
5. Jahn A.: Slope Morphological Features Resulting from Gravitation. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplb. 5, Berlin 1964.
6. Jaroszewski W.: Rowy grzbietowe w Tatrach (Sillons des crêtes dans les Tatras). Rocznik PTGeol., XXXV, z. 2, Kraków 1965.
7. Kardaszewska E.: Osuwisko w Duszatynie (The Landslide in Duszatyn). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXIII, Lublin 1968.
8. Kleczkowski A.: Osuwiska i zjawiska pokrewne. Wyd. Geol., Warszawa 1955.
9. Kotański Z.: Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach (Tectogenèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatarique dans les Tatras). Acta Geol. Pol., vol. XI, z. 2—3, Warszawa 1961.
10. Książkiewicz M.: Geologia Dynamiczna. Wyd. Geol., Warszawa 1959.
11. Łyczewska J.: Deformacje utworów neogenu i plejstocenu Polski środkowej i zachodniej (Déformations des couches du Néogène et du Pléistocène de la Pologne centrale et occidentale). Rocznik PTGeol., vol. XXXIV, z. 1—2, Kraków 1964.
12. Opolski Z.: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1926 na arkuszach Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne (Compte-rendu des recherches géologiques pour les feuilles Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne). PIG — Sprawozdania, t. IV, Warszawa 1927.
13. Opolski Z.: Zarys tektoniki Karpat między Oslawą — Łupkowem a Użokiem — Siankami. PIG — Sprawozdania, t. V, z. 3—4, Warszawa 1930.
14. Radomski A.: The Sedimentological Character of the Podhale Flysch. Acta Geol. Pol., vol. VIII, Warszawa 1958.
15. Schramm W.: Zsuwiska stoków górskich w Beskidzie. Wielkie zsuwisko w lesie wsi Duszatyn ziemi sanockiej (Les éboulements des pentes montagneuses dans les Beskides. Le grand éboulement dans le forêt du village du Duszatyn). Kosmos, t. L, Lwów 1925.
16. Sharpe C. F.: Landslides and Related Phenomena. New York 1939.
17. Stephenson O.: Gravity Tectonics on Öland. Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Uppsala, N. Series vol. 3, Uppsala 1972.
18. Wójcik Z., Zwoliński S.: Młode przesunięcia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich (Young Tectonic Displacements in the Tatra Caves). Acta Geol. Pol., vol. IX, Warszawa 1959.

РЕЗЮМЕ

Оползнева яниша в Душатине образована в пределах верхнемелового флиша. Ее правый склон соответствует падению перемеживающихся слоев песчаника и сланцев. На поверхности в трех зонах обнажаются породные фалды. Авторы утверждают, что эти явления не

относятся к числу тектонических. Вследствие образования оползневой ниши и нарушения равновесия склона произошло оседание породы размером $250 \times 100 \times 12,5$ м. Напряжения, возникающие во время внутреннего оседания породы, вблизи поверхности освобождаются, образуя пластические деформации. Авторы сравнивают наблюдаемые структуры с другими явлениями, вызванными гравитацией, и говорят о исключительности пластических деформаций диагенезированных пород. Авторы также сравнивают описанные структуры с явлениями гравитационной тектоники (Татры) и находят численные аналогии.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ

Рис. 1. Правый склон оползневой ниши. Бедлэнд в илистых сланцах.

Рис. 2. Деформации верхней зоны — флексура.

Рис. 3. Разрезы структур: 1 — флексура наивысшей зоны деформации, 2a — антиклиналь центральной зоны, 2b — чешуйчатость, 3 — антиклиналь самой низкой зоны.

Рис. 4. Деформация верхней зоны — срезанная антиклиналь.

Рис. 5. Деформация центральной зоны — чешуйчатая антиклиналь

Рис. 6. Деформация нижней зоны — чешуйчатая антиклиналь.

Рис. 7. Деформация нижней зоны — ассиметричная антиклиналь.

Рис. 8. Схематическая блок-диаграмма правой стороны оползневой ниши и прилегающей части склона: 1 — флиш (мел), 2 — оползневая масса, 3 — трещины, 4 — векторы натисков, 5 — векторы напряжений, 6 псевдотектонические структуры.

Рис. 9. Разложение сил внутри породного массива: а — угол падения слоев, b — вектор силы гравитации, с — вектор срезающей составляющей, d — вектор напряжений.

S U M M A R Y

The Duszatyn landslide is formed in the rock series of the upper Cretaceous Flysch. The right side of the rocks scarp is in consistence with the dip direction of sandstone and slate layers. On this surface rock folds are exposed in three parallel zones. The authors ascertain that these are not tectonical phenomena. In result of the formation of the landslide and unbalancing of the slope the subsidence of rock mass in sizes of $250 \times 100 \times 12.5$ m occurred. The strain occurs during the subsidence inside the rock layers and nearby surfaces are released creating plastic deformations. The authors compare the observed structures with other phenomena brought on by gravitation and ascertain the uniqueness of the plastic deformations of consolidated rocks. The authors also compare the described structures with tectonical phenomena of gravitational folds (Tatry Mts — High Tatra Unit) and find numerous analogies.