

Orientacja powierzchni zniszczenia jako zapis reologii wieloletniej zmarzliny na przykładzie osadów relikтового lodowca skalnego w Masywie Ślęży (Przedgórze Sudeckie)

Roman Żurawek*

The rheology of permafrost as inferred from the orientation of the failure surfaces within sediments of a relict rock glacier in the Mt. Ślęża, Sudetic Foreland, SW Poland. *Prz. Geol.*, 50: 451–453.

Summary. Based on orientation of distinct failure surfaces found in sediments of a relict rock glacier on the eastern slope of the Mt. Ślęża (Sudetic Foreland), an attempt was made to determine an angle of internal friction within beds and at their boundaries during the phase of last synkinematic deformations. An angle of internal friction amounting to $4^{\circ}36'$ for one of the damaged surfaces was determined; in the remaining cases, reorientation of axes of stress pattern was noted. The results obtained indicate plasticization of sediments caused only by ground ice.

Key words: relict rock glaciers, rheology, shearing, Mt. Ślęża, Sudetic Foreland, SW Poland

Na wschodnich i południowych stokach Ślęży (718 m n.p.m.) na Przedgórzu Sudeckim występuje osiem wielkich form akumulacji osadów nieskonsolidowanych, dawniej interpretowanych jako moreny końcowe zlodowacenia niższego (Finckh, 1928), „strumienie blokowe” (niem. Blockströme, Schott, 1931) lub też efekt gwałtownych ruchów masowych („warp” według Baranieckiego (1951) i Szczepankiewicza (1928), formy spływów gruzowo-błotnych według Horwatha (1981)). Ostatnio formy te uznano, najpierw na podstawie cech rzeźby (Żurawek, 1999), a następnie również analizy sedymentologicznej (Żurawek, 2002) za relikto-we lodowce skalne w myśl genetycznych definicji Haerberliego (1985) i Barscha (np. 1996).

W osadach odsłoniętych w 2000 r. w blisko pięciometrowej głębokości wkopie, których szczegółową charakterystykę podano w odrębnej pracy (Żurawek, 2002), stwierdzono występowanie pięciu różniących się cechami litologicznymi warstw (ryc. 1), rozdzielonych wyraźnymi powierzchniami zniszczenia (ryc. 1, 2), interpretowanymi jako powierzchnie ścięcia powstałe w wyniku silnego skracania w kierunku zasadniczo zgodnym z nachyleniem stoku. Skracanie to, którego dowodzą również liczne mikrostruktury tektoniczne (Żurawek, 2002) było efektem kompresji osadów w marginalnej partii aktywnego lodowca skalnego.

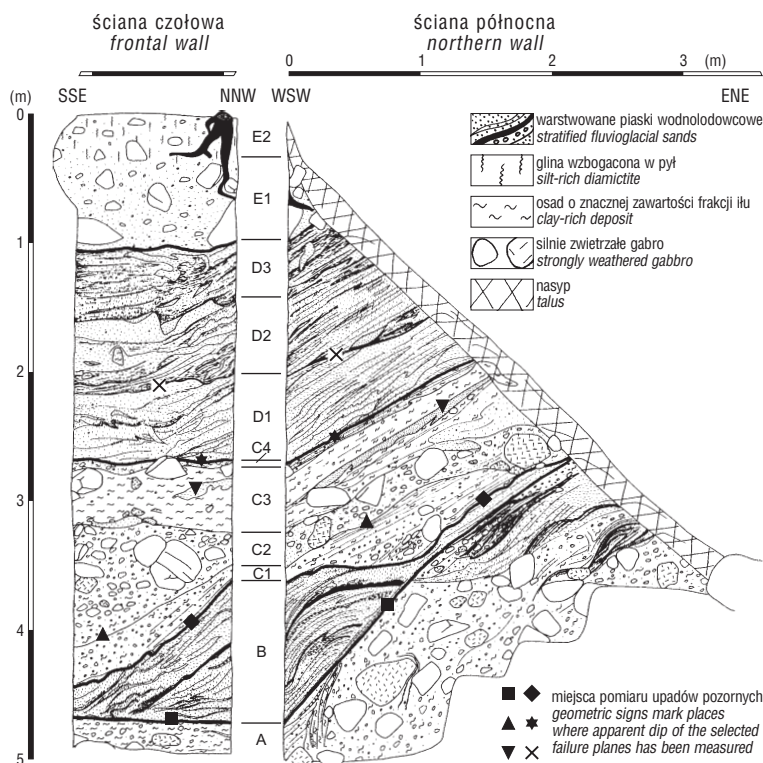
Z uwagi na fakt, że powierzchnie zniszczenia rozdzielające wyróżnione ogniwa litologiczne są bardzo wyraźne (i), ich orientację prześledzono w dwóch prostopadłych do siebie płaszczyznach (ii) i możliwe jest odtworzenie w przybliżeniu pola naprężeń powodujących ścinanie (iii), podjęto próbę określenia przybliżonych wartości kątów

tarcia wewnętrznego w fazie powstawania ostatnich synkinematycznych deformacji osadów.

Geometria powierzchni zniszczenia

Zaobserwowane w osadzie powierzchnie zniszczenia można podzielić na trzy kategorie, w zależności od ich rangi i przydatności dla analizy sedymentologicznej. Najważniejsza grupa to cztery powierzchnie ślizgu rozdzielające główne ogniwa litologiczne, na ryc. 1 oznaczone wielkimi literami alfabetu. Kategoria druga to powierzchnie ścięcia rozdzielające jednostki litologiczne niższego rzędu, wyróżnione na podstawie makroskopowych cech osadów w obrębie głównych ogniw litologicznych (i zróżnicowane cyframi, por. ryc. 1) oraz powierzchnie ograniczające przewarstwienia wyraźnie różniące się uziarnieniem, barwą itp. od otoczenia, występujące w obrębie jednostek litologicznych drugiego rzędu, które dadzą się prześledzić na dwóch prostopadłych ścianach wkopu. Trzecia grupa to powierzchnie ścięcia w obrębie jednostek litologicznych drugiego rzędu, nie dające się prześledzić w obu ścianach wkopu. Te ostatnie występują powszechnie z wyjątkiem warstwy diamiktytu E (E1 i E2, ryc. 1) najbliższej powierzchni gruntu, a najlepiej są rozpoznawalne w seriach piasków (B i D na ryc. 1). Mimo, że nie można tego stwierdzić ponad wszelką wątpliwość, i to zarówno z uwagi na ich niewielką rozciągłość, jak i to, że są wykształcone w osadach nieskonsolidowanych, co praktycznie uniemożliwia wiarygodny pomiar ich geometrii bez pomiaru upadu pozornego, uznano że powierzchnie te nie różnią się orientacją od powierzchni zniszczenia wyższego rzędu. Przekonanie to wynika z faktu, że w intersekcjach obu ścian wkopu biegną one równoległe do głównych powierzchni

*Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław 56; zurawek@geogr.uni.wroc.pl



Ryc. 1. Profil osadów odsłoniętych w przekroju dwóch ścian wkopu (SSE–NNW oraz WSW–ENE). Pogrubiono główne powierzchnie zniszczenia
Fig. 1. A profile of the sediments excavated in two intersections (SSE–NNW and WSW–ENE). The main failure surfaces are in bold



Ryc. 2. Fragment najwyraźniejszej powierzchni zniszczenia, oddzielającej warstwy A i B, widziany na ścianie bocznej wkopu. Sznurek wyznacza pion i pełni rolę podziałki — każdy jednobarwny fragment ma 5 cm długości

Fig. 2. A fragment of the most distinct failure surface which separates the diamictite A and the sands B, as seen on the side wall of the pit. The rope shows the perpendicular and the size (each of the coloured sections is 5 cm long)

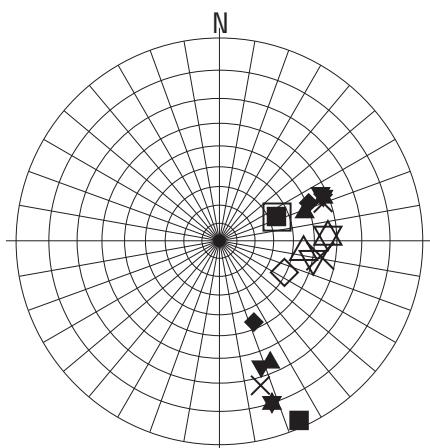
zniszczenia, a ta zmienia się w niewielkim zakresie w całym profilu.

W celu określenia wartości kątów tarcia wewnętrznego na płaszczyznach ślizgu w ostatnim stadium aktywności lodowca skalnego wybrano te z powierzchni zniszczenia, które nie budzą wątpliwości co do ich rzeczywistej orientacji w przestrzeni, oraz których orientacja nie zmienia się zasadniczo w obserwowanym profilu. I tak wzięto pod uwagę: strop serii A, strop serii B, strop serii C1, strop serii C4, strop serii D1 oraz strop piaszczystego przewarstwienia w obrębie serii C3 (por. ryc. 1). Kierunek i kąt upadu tych płaszczyzn przedstawiono w stereograficznej projekcji równokątnej na górną półkulę (siatce Wulffa) (ryc. 3). Najmniejszą wartość kąta upadu, równą $33^{\circ}42'$, stwierdzono dla stropu warstwy C4, najwyższą, 56° — dla stropu diamiktytu A.

Interpretacja gomechaniczna

Z uwagi na to, że kompresja osadów transportowanych po stoku musi być zasadniczo efektem naporu osadów z wyższych partii stoku oraz tarcia o podłoże, przyjęto, że oś naprężenia głównego jest skierowana zasadniczo zgodnie z nachyleniem stoku (ryc. 4). Przy założeniu, że obserwowane powierzchnie zniszczenia są efektem naprężeń ścinających powstałych w osadzie, którego stan naprężeń da się opisać hipotezą Coulomba-Mohra, kąt ścicia, rozumiany jako kąt pomiędzy powierzchnią poślizgu a kierunkiem naprężenia głównego σ_1 (ryc. 4), związany jest z kątem tarcia wewnętrznego zależnością funkcyjną. Można więc w takim wypadku określić kąt tarcia wewnętrznego, bowiem wartość kąta ścicia z łatwością da się określić na podstawie pomierzonych kątów upadu (ryc. 4).

Tak więc kąt tarcia wewnętrznego dla powierzchni zniszczenia o najmniejszym kącie upadu, określony na podstawie zależności zilustrowanych na ryc. 4, wynosi $4^{\circ}36'$. Jest to wartość niska, jeśli wziąć pod uwagę kąty tarcia wewnętrznego dla osadów o podobnej litologii. Poda-



Ryc. 3. Kierunki i kąty upadu pozornego (sygnatury pełne) i rzeczywistego (sygnatury puste) wybranych powierzchni zniszczenia obserwowanych we wkopie. Siatka Wulffa. Symbole jak na ryc. 1. Diagram przygotowany w programie StereoNett J. Duystera

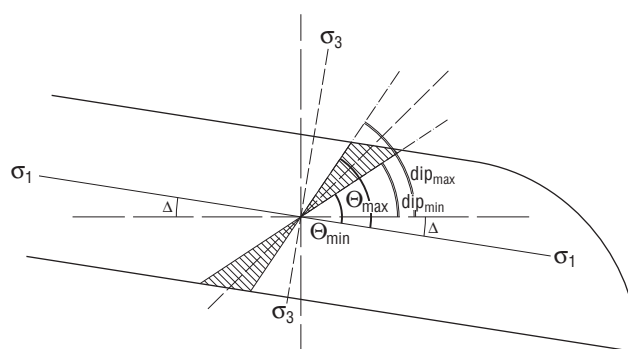
Fig. 3. Apparent (filled signs) and true (empty signs) dip direction and dip angle of the selected failure surfaces observed in the profile. The Wulff projection. The symbols like in Fig. 1

wane przez Wiłuna (1982, str. 177) normowe (PN-74/B-03020) kąty tarcia wewnętrznego dla gruntów sypkich wahają się od 29° do 42°, natomiast dla gruntów spoistych od kilku do 25°. Należy przy tym zaznaczyć, że wartościami kilku stopni charakteryzują się wyłącznie ility i gliny ciężkie i to tylko w stanie miękkoplastycznym.

Kąty tarcia wewnętrznego dla wszystkich innych powierzchni zniszczenia przyjmowałby, przy przyjęciu modelu Coulomba-Mohra i orientacji osi naprężeń zgodnie z przedstawionym szkicem (ryc. 4), wartości ujemne. Wynika to z faktu, że kąty ścięcia są tu rozwarłe od strony osi naprężenia głównego. Sytuacja ta wskazuje, że w polu naprężeń odpowiedzialnym za powstawanie powierzchni zniszczenia w analizowanych osadach musiała nastąpić reorientacja osi naprężeń, co świadczy z kolei o dużej plastyczności osadu (Dadlez & Jaroszewski, 1994, str. 71). Innymi słowy, mechanizm ruchu prowadzący do powstania obserwowanych powierzchni ścinania nie może być opisany klasyczną teorią zniszczenia Coulomba-Mohra i dla jego pełnego wyjaśnienia konieczne jest poszukiwanie bardziej złożonych modeli, w których oprócz kąta tarcia wewnętrznego trzeba by wziąć pod uwagę inne parametry geotechniczne.

W subaeralnych warunkach środowiska stokowego właściwie jedynym czynnikiem, który mógł spowodować uplastycznienie osadów o tak różnych cechach litologicznych, jak zaobserwowane w profilu, jest lód. Ich transport przy nachyleniu stoku równym 9° mógłby być wprawdzie alternatywnie tłumaczony skutkami wzrostu ciśnienia porowego w osadzie lub tiksotropią (przejściem żelu w zol). Temu przeczy jednak duża regularność i charakter struktur sedimentacyjnych (por. Żurawek, 2002).

Przedstawioną interpretację reologiczną można traktować jako niezależny dowód decydującej roli lodu grunto-



Ryc. 4. Pole naprężeń i powierzchni zniszczenia w podlegającej kompresji części lodowca skalnego, σ_1 — naprężenie główne, σ_3 — najmniejsze naprężenie, D — nachylenie stoku, dip_{min} i dip_{max} — najmniejszy i największy zaobserwowany kąt upadu powierzchni zniszczenia, Θ_{min} i Θ_{max} — najmniejszy i największy kąt ścięcia

Fig. 4. Tension vectors and failure surfaces within the part of a rock glacier subjected to compression, σ_1 — main tension, σ_3 — minimum tension, D — inclination of the slope, dip_{min} and dip_{max} — minimum and maximum dip angle of the failure surfaces, Θ_{min} and Θ_{max} — minimum and maximum angle between the vector of main tension and the failure surface

wego w transporcie osadu i samodzielne kryterium pozwalające na uznanie formy powierzchni ziemi za relikto-
towu lodowiec skalny.

Za konstruktywną dyskusję dziękuję panu dr Maciejowi Hawryszowi z Politechniki Wrocławskiej. Badania zostały przeprowadzone w ramach projektu badawczego nr 6 PO4E 035 17, finansowanego przez Komitet Badań Naukowych w latach 1999–2001.

Literatura

- BARANIECKI L. 1951 — Gołoborza Ostrzycy i Sobótki. *Czas. Geograf.*, 20–21: 439–440.
- BARSCH D. 1996 — Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environment. Springer Ser. in Physical Environm., 16: 1–331.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — *Tektonika*. Wyd. Nauk. PWN.
- DUYSTER J. 1999 — Internet: <http://homepage.ruhr-uni-bochum.de/Johannes.P.Duyster/stereo/>
- FINCKH L. 1928 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lief. 210, Bl. Zobten. *Preußische Geol. Landesanst.*: 1–95.
- HAEBERLI W. 1985 — Creep of mountain permafrost. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, 77: 1–142.
- HORWATH B. J. 1981 — Jęzory gruzowe Ślęży na Dolnym Śląsku. *Czasopismo Geograf.*, 52: 447–453.
- SCHOTT C. 1931 — Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. *Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde*, 29: 1–78.
- SZCZEPANKIEWICZ S. 1958 — Peryglacialny rozwój Masywu Ślęży. *Biul. Peryglacialny*, 6: 81–92.
- WIŁUN Z. 1982 — *Zarys geotechniki*. Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- ŻURAWEK R. 1999 — Reliktowe lodowce skalne — nowa interpretacja form akumulacji na wschodnich i południowych stokach Ślęży. *Prz. Geograf.*, 61: 77–94.
- ŻURAWEK R. 2002 — Internal structure of a relict rock glacier, Ślęża Massif, SW Poland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13: 29–42.