

Struktury tektoniczne w osadach relikтового lodowca skalnego na wschodnim stoku Ślęży (Przedgórze Sudeckie)

Roman Żurawek*

Tectonic structures within the relict rock glacier sediments on the slopes of Ślęża Mt., Sudetic Foreland, SW Poland. Prz. Geol., 50: 148–154.

S u m m a r y. A number of various tectonic structures have been observed within the relict rock glacier sediments uncovered in a *m–deep* pit on the eastern slope of Ślęża Mt. The following structures were identified: shear folds, imbricated folds and slices, interlocking grains and drape folds, deformations of layers caused by pushing coarse clasts through ("Doppler-effect-structures"), stretched clasts of strongly decomposed gabbro ("tadpole-like structures"), boudinage structures and tension cracks. The microtextures are synkinematic and resulted from the shearing along discrete shear planes in the terminal phase of rock glacier activity. These features show the direction and sense of force vectors bringing about shearing. In addition, they indicate that already strongly weathered gabbro clasts were incorporated into creeping permafrost. The absence of tectonic microtextures within the uppermost diamictite layer is a premise for regarding this layer as a former "rock glacier mantle" which could have been transported passively upon the "rock glacier core".

Key words: relict rock glacier, tectonic structures, shearing, Mt. Ślęża

Lodowce skalne (gruzowe, kamieniste) pozostają jednym z najslabiej poznanych środowisk sedymentacyjnych. Wynika to przede wszystkim z trudnego wglądu w ich osady w każdym stadium rozwoju lodowca skalnego, jak i małej użyteczności gospodarczej tych utworów. Stąd większość informacji o budowie wewnętrznej lodowców skalnych pochodzi z badań metodami pośrednimi, a tylko nieliczne odsłonięcia dostarczają bezpośrednich danych (np. Fish i in., 1977; Elconin & LaChapelle, 1997). O ile informacje dotyczące aktywnych (tj. poruszających się w wyniku spajającego materiał skalny lodu) lodowców skalnych są nieliczne i wrywkowe, o tyle praktycznie brak danych na temat osadów form reliktowych. Jeśli reliktowe lodowce skalne są rozpoznawane, to głównie dzięki ich charakterystycznej morfologii, a nie cechom osadów (np. De Jong & Kwadijk, 1988).

Z uwagi na to, że różne procesy geologiczne, w tym akumulacja glacialna i procesy masowe nie wymagające obecności wieloletniej zmarzliny, mogą prowadzić do rozwoju form o morfologii lodowców skalnych (Whalley & Martin, 1992; Barsch, 1996), sama analiza geomorfologiczna nie może być wystarczającym narzędziem identyfikacji efektów pełnienia wieloletniej zmarzliny, bo za takie uznawane są lodowce skalne w genetycznych definicjach Barscha (1983, 1996) i Haerberliego (1985). Z drugiej strony sama analiza sedymentologiczna również nie może pełnić roli takiego narzędzia badawczego, jako że dotychczasowa wiedza na temat struktury lodowców skalnych nie pozwala na wyodrębnienie cech diagnostycznych, pozwalających na jednoznaczną identyfikację osadów reliktowych lodowców skalnych (Żurawek, 2002a). Dopiero powiązanie obserwacji sedymentologicznych i geomorfologicznych może prowadzić do wykluczenia innych procesów, potencjalnie odpowiedzialnych za powstanie wielkich form akumulacji na stokach.

Unikatowym pod względem rozmiarów i rzeźby przykładem tego typu form są jezory gruzowe na wschodnich i południowych stokach Ślęży (718 m n.p.m.) na Przedgórzu Sudeckim (ryc. 1). Analiza geomorfologiczna

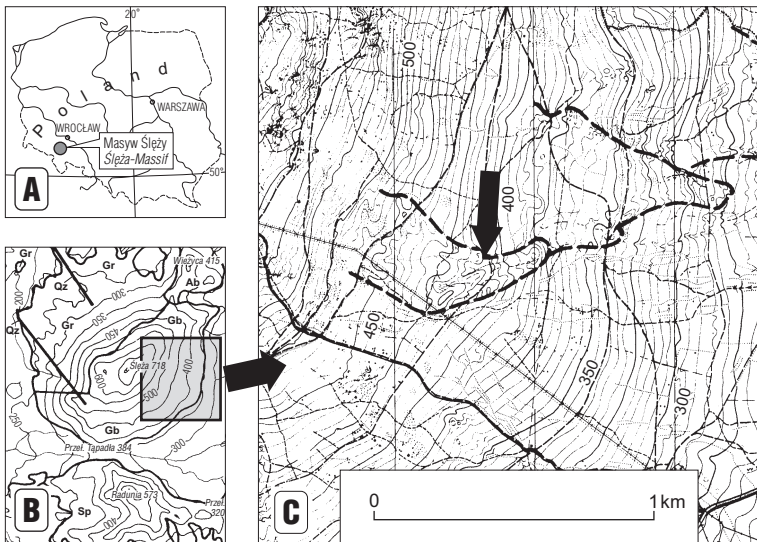
pozwoiliła na wstępne uznanie ich za reliktowe lodowce skalne (Żurawek, 1999), a badania cech osadów we wkopie wykonanym wiosną 2000 r. potwierdziły tę tezę (Żurawek, 2002b). Jedną z najistotniejszych przesłanek interpretacji genetycznej stały się mikrostruktury tektoniczne, występujące powszechnie w odsłoniętych osadach. Różnorodność i czytelność obserwowanych struktur oraz ich wymowa w kontekście rozważań nad genezą osadów i budowanych przez nie form rzeźby upoważnia do poświęcenia im szczególnej uwagi w postaci niniejszej pracy.

Struktury tektoniczne odsłonięto we wkopie na wysokości 420 m n.p.m. na wschodnim stoku Ślęży. Wkop zlokalizowano w jednym z lobów odchodzących od jezora o długości ok. 900 m, maksymalnej szerokości 390 m i średnim nachyleniu powierzchni ok. 8° (Żurawek, 1999). Zachodnia ściana wkopu nazywana dalej „czołową” ma wysokość 4,85 m i powierzchnię niespełna 6 m² i jest zorientowana zasadniczo równoległe do poziomu (SSE–NNW), a ściany zwane dalej północną i południową są prostopadłe do niej i mają powierzchnię nieco ponad 7 m² każda.

Odsłonięte we wkopie osady to trzy generacje glin przedzielone dwoma seriami piasków wodnolodowcowych (ryc. 2). Poszczególne ogniwa litologiczne są rozdzielone wyraźnymi powierzchniami strukturalnymi (ryc. 2, 3), zapadającymi stromo ku zachodowi (średnia 276/46). Zasadniczo równoległe do tych powierzchni bieżą liczne powierzchnie drugiego rzędu. Niezależnie od rangi, opisane powierzchnie strukturalne są interpretowane jako powierzchnie ścinania powstałe wskutek silnej kompresji w pełzającej masie lodowo-skalnej — lodowcu skalnym, w kierunku zgodnym z kierunkiem spływu.

Gliny „dolna” i „środkowa” („A” i „C”) reprezentują diamiktyt z przewarstwieniami piasku i z dużym udziałem bloczków gabra, zwietrzałych w różnym stopniu — od prawie zupełnie świeżych po rozpadające się pod naciskiem dłoni. Niektóre z bloczków są rozłożone chemicznie tak dalece, że trudno wyznaczyć ich granice — przechodzą stopniowo w zielonoszary il (ryc. 4). Miejscami zresztą są widoczne już tylko amorficzne skupienia mniej zwietrzałych fragmentów gabra albo nawet jednorodna ilasta masa. Nierównokształtne bloczki gabra są zorientowane dłuższymi osiami równoległe do kierunku upadu powierzchni anizotropii.

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



Ryc. 1. Lokalizacja Masywu Śnieżki (A), obszaru badań (B) i wkopu, w którym odsłonięto opisywane osady (C). Sp — serpentynit, Gb — gabbro, Ab — amfibolit, Gr — granit, Qz — kwarc, na pozostałym obszarze osady kenozoiczne. Przerwaną linią na kartonie C oznaczono jezory reliktowych lodowców skalnych. Fragment mapy Śnieżki (C) publikowany za zgodą G. Zwolińskiego — wydawcy mapy „Góra Śnieżka, Sobótka”, 1 : 15000, 1991

Fig. 1. Location map of the Śnieżka Massif (A), study area (B) and research pit (C). Sp — serpentinite, Gb — gabbro, Ab — amphibolite, Gr — granite, Qz — quartz, other area — Cenozoic sediments. The map of Śnieżka Mt. („Góra Śnieżka, Sobótka”, 1 : 15000, 1991) published with permission of the editor, G. Zwoliński

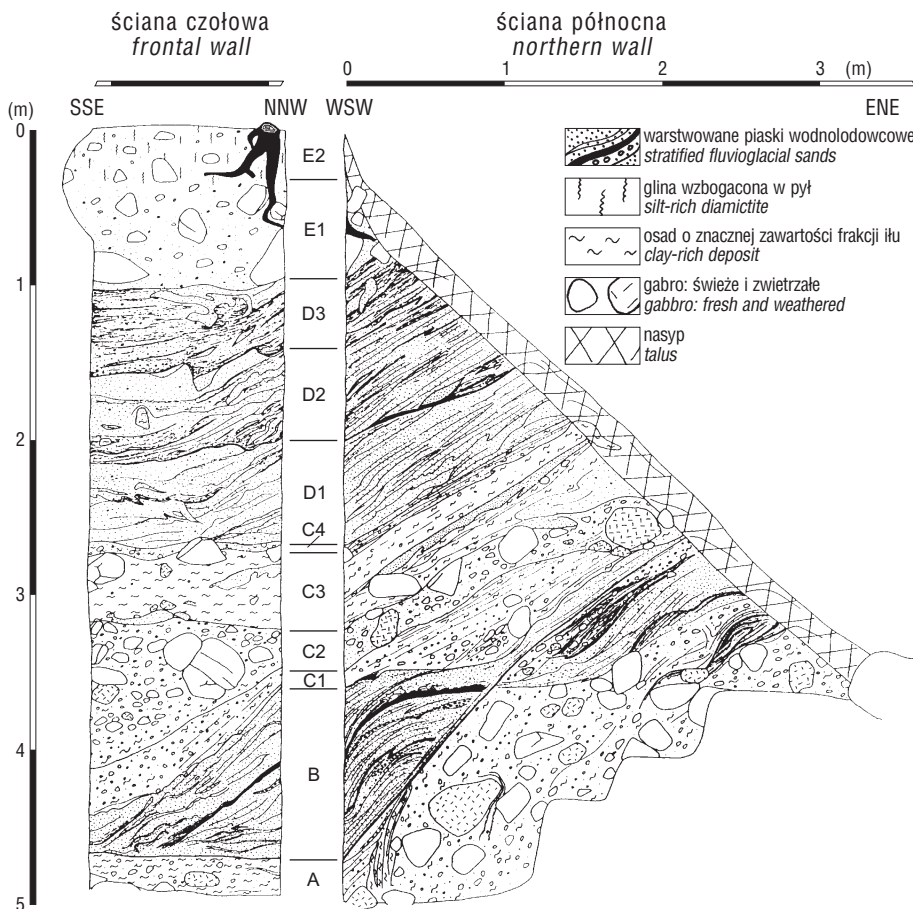
Gliny są przewarstwione dwukrotnie seriami piasków wodnolodowcowych o zmiennym uziarnieniu, w serii dolnej (B) zasadniczo drobnoziarnistych, a miejscami ze znacznym udziałem frakcji pyłu oraz średnio- i gruboziarnistych w serii górnej (D). Piaski wykazują warstwowanie, jednak nie akumulacyjnej, lecz tektonicznej genezy — powierzchnie graniczne lamin i warstw są powierzchniami zniszczenia. Szczegółowa analiza cech litologicznych odsłoniętych osadów jest przedstawiona w obszerniejszej pracy (Żurawek, 2002b).

Na wszystkich trzech ścianach odsłonięcia występuje wiele struktur tektonicznych, które zgrupowano w kilka klas.

Struktury fałdowe

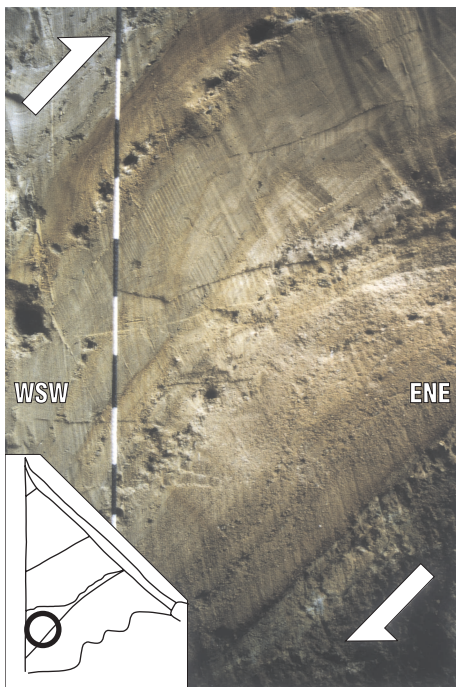
Zarówno powierzchnie strukturalne, rozdzielające główne ogniwa litologiczne, jak i drobne powierzchnie ścianania w ich obrębie, są zdeformowane przez liczne fałdy. Porównanie obserwacji fałdów odsłoniętych na różnych

ścianach wkopu pozwala stwierdzić, że zasadniczo ich powierzchnie osiowe zapadają w kierunku zgodnym z upadem głównych powierzchni anizotropii i najczęściej pod nieco większym kątem. Zdarzają się symetryczne fałdy stojące, z reguły o małej krzywiźnie, najlepiej widoczne na ścianie północnej, gdzie deformują powierzchnie rozgraniczające osady różniące się zawartością piasku i żwiru. Większość fałdów wykazuje jednak wyraźną asymetrię, przy czym skrzydło grzbietowe zapada pod kątem większym, niż skrzydło brzuszne — fałdy mają charakter struktur obalonych. Niekiedy w osadzie jest rozpoznawalne wyłącznie dłuższe skrzydło fałdu, a skrzydło skrócone przechodzi w uskoki inwersyjny (ryc. 5). Często w jądrze antyklin wykształconych w piaskach stwierdza się obecność ziarna frakcji żwiru. W kilku miejscach fałdy występują w wielozestawie (ryc. 6). W jednym wypadku, na kontakcie gliny dolnej i środkowej na ścianie południowej (seria piasków B wyklinowuje się), obserwowano rozdarcie pierwotnie ciągłej w profilu pionowym warstwy na dwie części, rozdzielonej teraz



Ryc. 2. Profil osadów odsłoniętych we wkopie w przekroju ściany czołowej (SSE–NNW) oraz północnej (WSW–ENE)

Fig. 2. Sediments exposed at the pit. Both the western wall (SSE–NNW) and the northern wall (WSW–ENE) can be seen



Ryc. 3. Fragment luskowatej struktury w serii B w przekroju ściany północnej. Sznurek wyznacza pion i pełni rolę podziałki (każdy jednobarwny segment ma długość 5 cm). Karton w rogu zdjęcia wskazuje lokalizację w profilu (por. ryc. 2)

Fig. 3. A fragment of the overthrust anticline within the unit B (northern wall). The string shows perpendicular and size (each one-colored section is 5 cm long). The cartoon in the corner shows location of the structure within the profile (see Fig. 2)

klinem osadu o nieco innej litologii. Część górna tej struktury ma postać silnie wydłużonej, zadartej w górę łuski, a dolna jest stropem gliny A (ryc. 7).

Podobnie jak większość pozostałych struktur tektonicznych, fałdy są podkreślone zmienną zawartością w osadzie utlenionego żelaza, uwarunkowaną subtelnymi różnicami litologicznymi.

Rozmiary większości obserwowanych w odsłonięciu struktur tektonicznych nie są duże. Promień fałdów i łusek z reguły nie przekracza kilku centymetrów. Wyjątkiem są struktury sedymentacyjne odsłonięte w przekroju ściany północnej w dolnej części wkopu — w obrębie osadów wodnolodowcowych. Występująca tu antyforma ma amplitudę do 0,5 m i promień ok. 1,5 m. Jest ona zbudowana z piasków serii B i przechodzi w warstwę o zaburzonym płytkimi fałdami stropie (por. ryc. 2). Fałd ten obcięty jest od dołu uskokiem

normalnym o upadzie równym 56° , podkreślonym występowaniem tlenków żelaza i manganu (por. ryc. 2, 3). Struktura ta nosi cechy złuskowanego fałdu z wyciśniętym skrzydłem brzuszkiem i poza rozmiarami nie różni się od podobnych struktur o wysokości kilku centymetrów, deformujących m.in. piaski w jej jądrze.

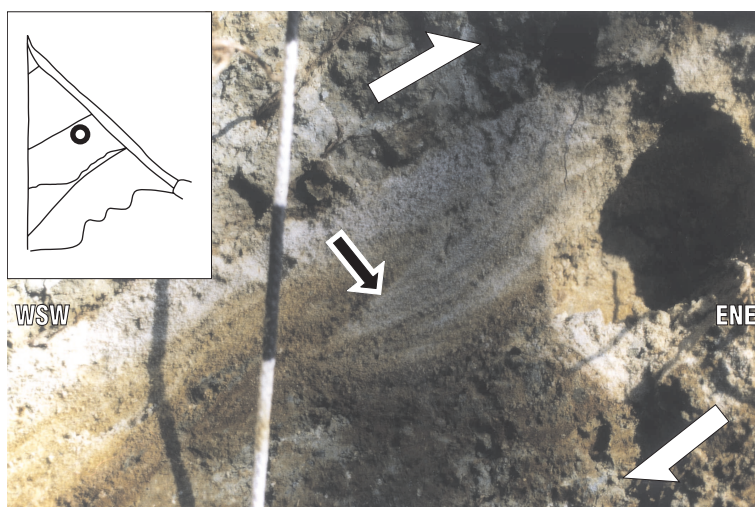
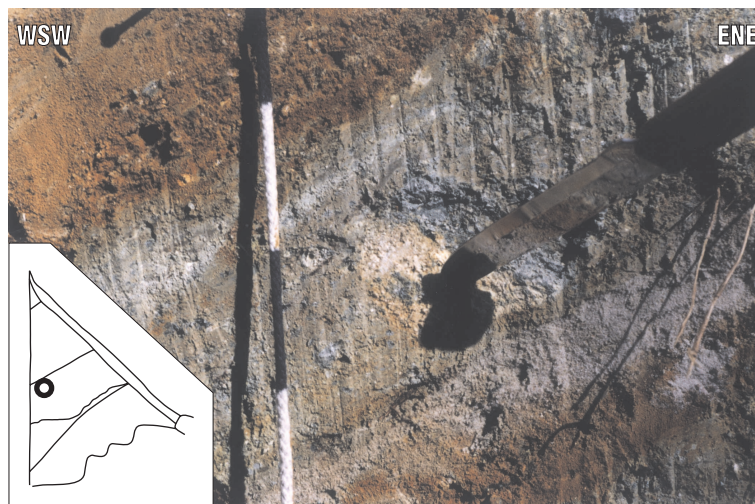
Zrotowane bloczki i fałdy oblekające

W kilku miejscach na ścianach wkopu stwierdzono

rotację ziaren frakcji żwiru, wywołaną ich ząbieniem się. W jednym przypadku, na ścianie południowej, rotacja ta jest szczególnie wyraźna dzięki niezometrycznemu kształtowi bloczku gabra oraz znacznym różnicom w zawartości tlenków Fe, plastycznie podkreślających strukturę oblekającą ów blok (ryc. 8). Klast zwietrzałego gabra (z łatwością rozpadającego się pod uderzeniem kłofa) o długości dłuższej niż co najmniej 10 cm jest tu obrócony przeciwnie do upadu powierzchni anizotropii, odwrotnie niż zdecydowana większość ziaren nie kontaktujących się z podobnymi im wielkością. Bloczek ten styka się z klastem kwarcytu, tkwiącym poniżej w glinie o znacznej zawartości frakcji łu. Od góry ziarno gabra powleczone jest cienką warstwą gliny, przechodzącej bardzo ostro w piaski, tworzące przewarstwienie w obrębie gliny serii C. Kształt powierzchni oddzielającej glinę i piasek jest uwarunkowany kształtem bloczku gabra (ryc. 8) i tak powstała deformacja została nazwana fałdem oble-

Ryc. 4. Silnie zwietrzały chemicznie klast gabra w warstwie gliny (seria C)

Fig. 4. A strongly chemically weathered gabbro clast (unit C)

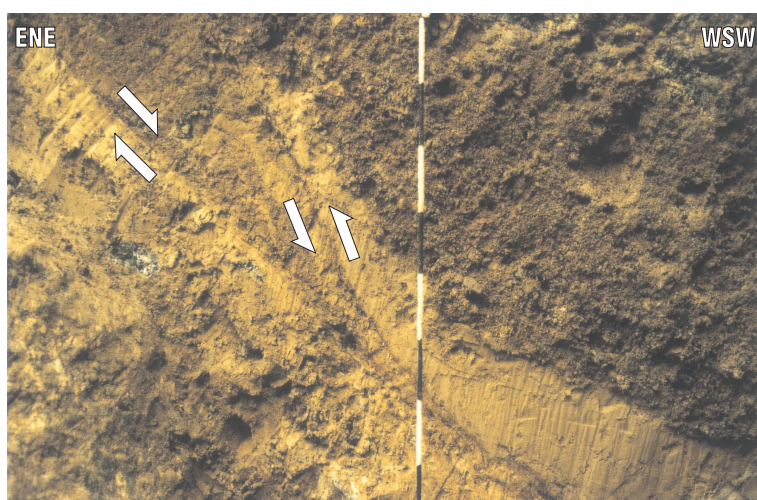


Ryc. 5. Złuskowany fałd, deformujący spąg przewarstwienia piasku w obrębie serii C. Czarną strzałką oznaczono uskoki odwrócony

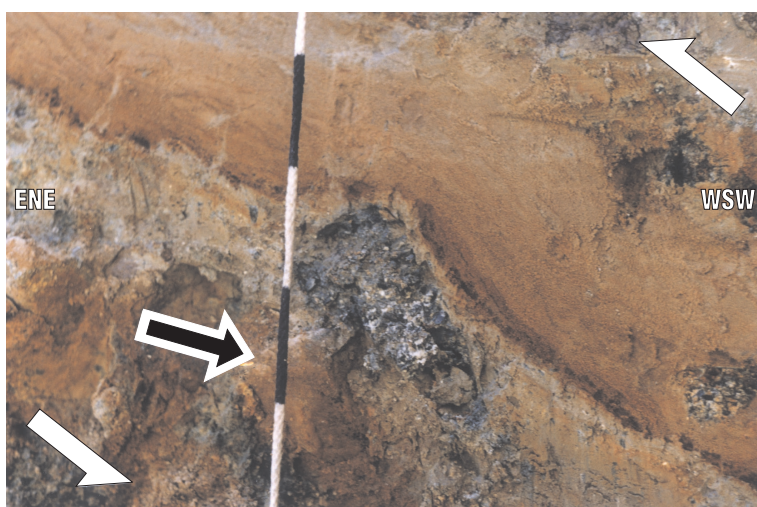
Fig. 5. An overthrust fold deforming the bottom of sand interlayer within the unit C. The reverse fault is marked with the black arrow



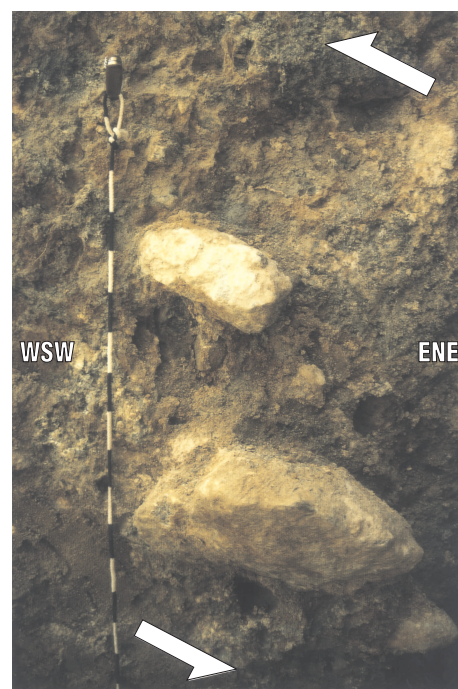
Ryc. 6. Przykład zespołu fałdów w obrębie serii D
Fig. 6. An example of fold assemblage within the unit D



Ryc. 7. „Rozdarcie” gliny serii A wskutek ścinania, widoczne na ścianie południowej
Fig. 7. The division of the diamictite A resulting from shear (southern wall)



Ryc. 8. Zrotowane bloczki na ścianie południowej wkopu. Czarna strzałka wskazuje bloczek kwarcytu, na którym „zablokowany” został klast zwietrzałego gabra, powodujący poddarcie nadległej warstwy piasku
Fig. 8. The interlocking clasts (southern wall). Black arrow indicates a small quartzite block on which a weathered gabbro clast was stuck causing turning up of the overlying sand layer



Ryc. 9. Reorientacja materiału grubofrakcyjnego na ścianie południowej
Fig. 9. Re-orientation of coarse clasts (southern wall)

kającym. Przykłady fałdów oblekających podane przez Dadleza i Jaroszewskiego (1994) są związane wprawdzie z tektoniką blokową, z uwagi jednak na podobny mechanizm fałdowania użycie tego terminu wydaje się uzasadnione i tutaj. Mechanizmem tym jest zginanie poprzeczne, w tym przypadku spowodowane wyniesieniem jednego klasta zablokowanego o inny.

Mimo, że tak ewidentne zrotowanie blokujących się klastów nie zostało stwierdzone nigdzie indziej we wkopie, to jednak regułą jest wyraźna orientacja bloczków „pływających swobodnie” w drobnofrakcyjnym matriks (ryc. 9) przy jednoczesnym jej braku w przypadku ziaren żwiru bądź grubszych, o ile kontaktują się ze sobą (por. ryc. 2).

„Struktury efektu Dopplera”

Struktury te to rodzaj fałdów oblekających grube klasty od strony przeciwnej do upadu głównych powierzchni strukturalnych. Innymi słowy, warstwy osadów są zdeformowane przez wypychany przez nie grubszy klast. Miąższość warstwek jest najmniejsza po proksymalnej (najsilniej ściskanej) stronie bloku i rośnie ona ku stronie dystalnej. Cała struktura przypomina więc kometę lub rysunek fal rozchodzących się od przemieszczającego się obiektu zgodnie z efektem Dopplera. W istocie ich geneza nie odbiega zasadniczo od mechanizmu formowania fałdów oblekających, struktury tego typu wydzielono jednak z uwagi na takie cechy charakterystyczne, jak to że deformacja obejmuje kilka warstwek osadu, a pro-

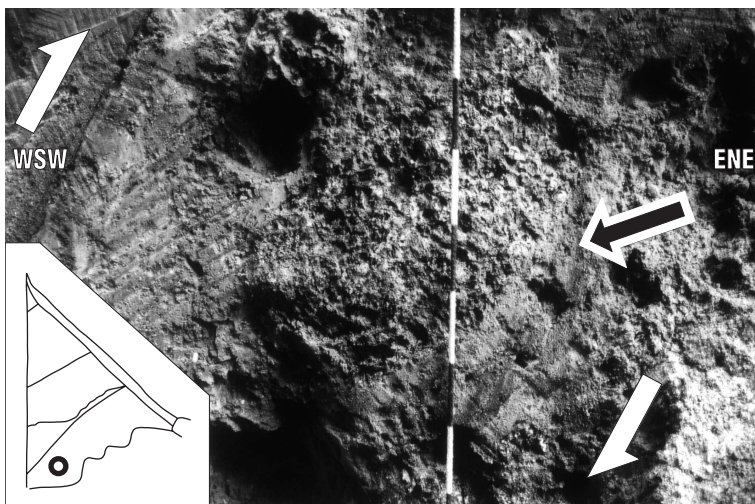
mień fałdu zmniejsza się wraz z oddalaniem od klastu powodującego syndepozycyjną kompresję. Wyraźną strukturę tego typu zaobserwowano tylko w jednym miejscu, w obrębie gliny oznaczonej symbolem A na ścianie północnej, na głębokości 4,0–4,5 m (ryc. 10). Warstewki różnofrakcyjnego matriks obiekają tu zorientowany zgodnie z generalną geometrią bloczek zwietrzałego gabra o długości dłuższej osi 45 cm. Należy przy tym zaznaczyć, że nie obserwuje się różnicowania litologicznego w obrębie warstewek w nieskonsolidowanym jeszcze osadzie, a podkreślone są one jedynie zmienną zawartością utlenionego Fe, które w znacznej mierze może pochodzić z wytrącania w procesach postsedymentacyjnych.

Struktury „kijankowe”

Struktury tego typu są widoczne w kilku miejscach na ścianach bocznych, wyłącznie w obrębie warstw, w których występują klasty silnie zwietrzałego gabra (A i C). Część z tych klastów została zdeformowana w ten sposób, że od bloczku w kierunku zasadniczego upadu powierzchni strukturalnych ciągnie się „ogon” zwietrzliny, niekiedy dokładnie zgodny z kierunkiem upadu, niekiedy zaś wykazujący płytkie pofałdowanie. Kształtem całość struktury przywodzi na myśl kijankę, próbującą wypłynąć ku powierzchni przeciwnie do kierunku upadu warstw (ryc. 11).

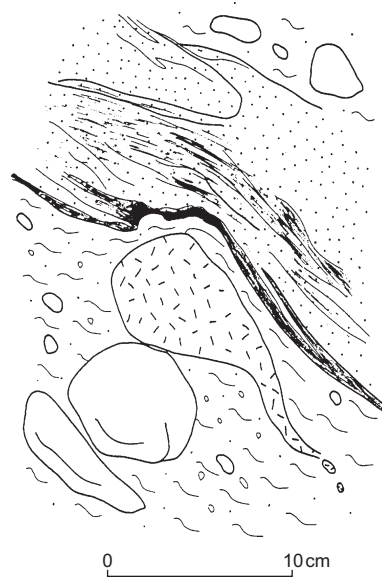
Struktury budinażowe

Na ścianie czołowej wkopu obserwowano częste występowanie struktur o pokroju soczew i miąższości kilkukrotnie ustępującej ich rozciągłości bądź też gwałtowne zmiany miąższości warstw. W przekroju ścian bocznych podobne struktury tego typu występują znacznie rzadziej. Ich miąższość jest tu co najmniej kilkunastokrotnie mniejsza do rozciągłości, choć zdarzają się i soczewki pokrojem zbliżone do obserwowanych na ścianie czołowej (ryc. 12). Tym niemniej absolutnie dominują ciągle na całej ścianie



Ryc. 10. „Struktura efektu Dopplera”, odsłonięta na ścianie północnej. Czarna strzałka wskazuje warstewki gliny zdeformowane wskutek migracji bloczku gabra

Fig. 10. „Doppler-effect-structure” (northern wall). The till layers deformed during pushing the gabbro clast through sand is indicated by the black arrow



Ryc. 11. Szkic struktury powstałej wskutek rozciągania klastu zwietrzałego gabra („struktury kijankowej”), widocznej na ścianie południowej (por. ryc. 8)

Fig. 11. A sketch showing structure that developed as a result of stretching of a strongly weathered gabbro clast („tadpole-like structure”) (southern wall). See also Fig. 8

bądź wyklinowujące się warstwy, a nie soczewy. Dobrym przykładem może być warstwa piasku, rozdzielającego glinę z poziomu C3, widoczna na ścianie północnej (ryc. 2). Warstwy te zinterpretowano jako silnie wydłużone budiny obserwowane w przekroju zasadniczo równoległym do ich dłuższej osi. Za interpretacją ich jako efektu wyciskania i rozciągania utworów o różnych parametrach geotechnicznych świadczy m.in. wyraźne wydłużenie soczew równoległe do kierunku upadu głównych powierzchni ścinania, a także ich organizacja w zespołach zgodnych z tymi powierzchniami (ryc. 13). Struktury budinażowe najlepiej czytelne są w serii piasków wodnolodowcowych (B i D), ale występują one również w glinie środkowej (poziom C).

Spękania tensyjne (przegubowe)

W dwóch miejscach na ścianie północnej stwierdzono zespoły struktur prostopadłych do kierunku upadu głównych powierzchni anizotropii. Mniej czytelna z nich znajduje się w dolnej glinie, druga — wyraźniejsza — w piasku z poziomu B (ryc. 14).

Struktury te mają postać w przybliżeniu równoległych pasów, wygiętych łukowato przeciwnie do kierunku upadu powierzchni strukturalnych, o miąższości do kilku centymetrów. Nie stwierdzono jakiegokolwiek zmiany cech litologicznych na granicy opisywanych struktur, a jedyną przesłanką ich wydzielenia była zmienna zawartość tlenków Fe. Ponieważ wytrącanie się tlenków Fe z roztworów migrujących w osadzie jest uwarunkowane jednak m.in. ciśnieniem porowym, a to z kolei cechami litologicznymi, przyjęto że struktury te powstały dzięki subtelnym, nierozpoznawalnym makroskopowo różnicom uziarnienia czy też upakowania. Z uwagi na to, że są one bardzo regularne, a także, że zespół struktur w poziomie piasków B (ryc. 14) jest zlokalizowany dokładnie na wysokości przegubu synformy „pogrzęźniętej” w piaskach serii C (por. ryc. 2) uznano, że mogą one być śladami po spękaniach tensyjnych.

Interpretacja

Kształt i orientacja opisanych struktur pozwalają sądzić, że nie są one efektem grawitacyjnej konsolidacji osadu, lecz mają charakter struktur synkinematycznych względem ruchu lodowca skalnego. Pozwala to na wnioskowanie o kierunku i zwrocie sił odpowiedzialnych za ich powstanie w wieloletniej zmarzlinie, stając się tym samym narzędziem rozważań o jej reologii. Wraz z powierzchniami zniszczenia, odpowiadającymi obserwowanym uskokom odwróconym w strefach kompresji w lodowcach górskich (Knight, 1988), składają się one na pewną spójną logicznie całość, świadcząc o mechanizmie ruchu lodowca skalnego, przynajmniej w schyłkowej fazie jego aktywności. Struktury w nieznacznym tylko stopniu są zaburzone bowiem epikinematycznymi mikrouskokami, być może powstałymi w wyniku wytopienia się lodu cementującego osady jądra lodowca skalnego (Żurawek, 2001b).

Geometria asymetrycznych fałdów ze ścinania, przechodzących w skrajnych przypadkach w fałdy złuskowane i łuski wskazuje na prawoskrętne, w pionowej płaszczyźnie północnej ściany wkopu, deformowanie osadów zgodnie z głównymi powierzchniami ścinania. Potwierdzeniem tego są deformacje osadów drobnofrakcyjnych przez przemieszczający się wśród nich grubszy klast z rozwojem „struktur efektu Dopplera” oraz ogonkowe rozciąganie silnie zwietrzałych bloków gabra z powstaniem „struktur kijankowych”.

Dowodem selektywnego wyciskania niektórych partii osadu są struktury budinażowe. W zależności od gęstości osadu część warstw była rozrywana do postaci soczew, wydłużonych zgodnie z powierzchniami ścinania (ruchu).

O ile opisane powyżej mikrostruktury tektoniczne wskazują na znaczną podatność transportowanego materiału na odkształcenia plastyczne, o tyle struktury zinterpretowane jako spękania tensyjne świadczyłyby o możliwości powstawania w ograniczonym zakresie również odkształceń typowych dla ciał sprężystych.

Uprawnione wydaje się założenie, że obserwowane w osadach na stoku Ślęży synkinematyczne struktury tektoniczne powstały w ostatniej fazie aktywności lodowca skalnego. Można więc przyjąć, że opisują one reologię lodowca skalnego przy minimalnej niezbędnej do tego zawartości lodu. Asymetryczne fałdy, przechodzące często w fałdy złuskowane o takiej samej orientacji, w połączeniu z reorientacją materiału grubofrakcyjnego wskazują na translacyjny mechanizm ruchu lodowca skalnego w ostatniej fazie jego aktywności. Ruch ten odbywał się wzdłuż równoległych powierzchni ścinania i prowadził do rozwoju struktur ciągłych, niszczenia ich przez nowe powierzchnie ścinania, ponownego fałdowania itd. Procesy te nie zależały od skali, czego efektem są struktury o rozmiarach różniących się nawet o dwa rzędy wielkości i obejmowały nawet osady o diametralnie różnych cechach litologicznych.

Brak w górnej glinie struktur sedymentacyjnych podobnych do występujących poniżej świadczy o tym, że opisany powyżej mechanizm nie obejmował przypowierzchniowej części osadów. Prawdopodobnie górna glina reprezentuje tzw. „płaszcz lodowca skalnego” (ang. *rock glacier mantle*), tj. transportowaną pasywnie na

aktywnym „jądrze” (ang. *rock glacier core*) warstwę osadu pozbawionego lodu. Warstwa ta zazwyczaj jest pozbawiona też materiału drobnofrakcyjnego i cechuje się dominacją najgrubszych frakcji o strukturze typu „open-work” (np. Barsch, 1996). Od tej reguły istnieją jednak wyjątki, jak pokazują wyniki badań, np. Evin (1987), czy też opis budowy geologicznej form uznanych przez Barscha (1993) za reliktove embrionalne lodowce skalne w Jurze Szwajcarskiej. Uznanie za taki wyjątek form ślęzańskich jest uzasadnione jeśli wziąć pod uwagę, że większość znanych opisów lodowców skalnych pochodzi z gór wysokich, gdzie rozwijają się one zwykle z moren lub stożków usypiskowych. Tymczasem uziarnienie osadów lodowców skalnych, na co zwracają uwagę Haeblerli & Vonder Mühl (1996) czy Trombotto i in. (1999), jest uwarunkowane przede wszystkim uziarnieniem dostępnego substratu, a ten w przypadku Masywu Ślęży mógł różnić się od osadów typowych dla środowiska wysokogórskiego chociażby z uwagi na dostępność osadów wodnolodowcowych czy pokryw pyłowych. Za słuszością takiej tezy przemawia przytaczany przez Höllermann (1983) na podstawie badań m.in. Price (1981) przykład lodowców skalnych wykształconych z lessu.

Obok wniosków natury reologicznej, część z obserwowanych w osadach struktur dostarcza informacji o cechach osadu inkorporowanego do pełzającej masy lodowo-skalnej, w szczególności — stopnia zwietrzenia bloczków gabra. Wprawdzie już fakt współwystępowania w tych samych poziomach bloczków gabra o ekstremalnie różnym stopniu zwietrzenia dowodzi, że zwietrzenie to zasadniczo jest starsze od lodowca skalnego, bezspornym tego potwierdzeniem są jednak struktury z rozciągania zwietrzałego gabra, nazwane „kijankowymi”.

Za wnikliwą recenzję i konstruktywne uwagi do tekstu autor składa podziękowania panu dr Zbigniewowi Cymermanowi (Odział Dolnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego). Badania zostały przeprowadzone w ramach projektu badawczego nr 6 PO4E 035 17, finansowanego przez Komitet Badań Naukowych w latach 1999–2001.

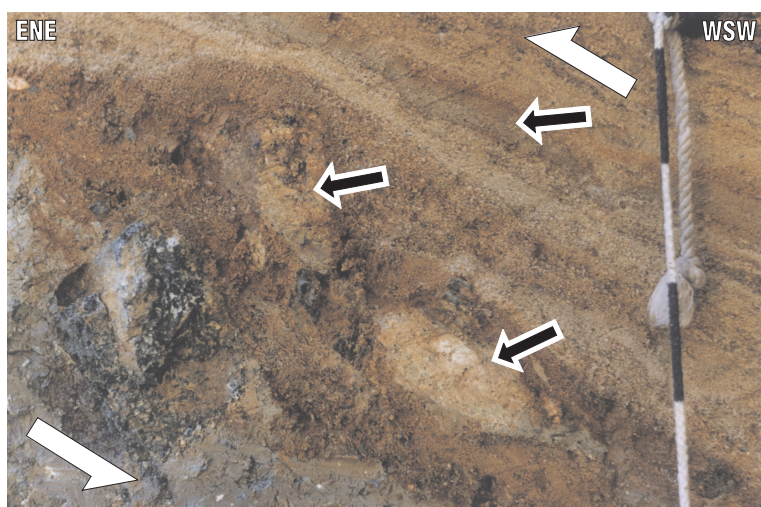
Literatura

- BARSCH D. 1983 — Blockgletscher-Studien, Zusammenfassung und offene Probleme. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-physikalische Klasse, Dritte Folge, 35: 133–150.
- BARSCH D. 1993 — Schneehaldemoränen (Protalus Rampart). Ein falsches Modell behindert die paläoklimatische Deutung. Würzburger Geographische Arbeiten, 87: 257–267.
- BARSCH D. 1996 — Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environment. Springer Series in Physical Environment, 16: 331.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. Wyd. Nauk. PWN.
- DE JONG M. G. G. & KWADIJK J. K. 1988 — Fossil rock glaciers in central Vorarlberg, Austria. Arctic and Alpine Res., 20: 86–96.
- ELCONIN R. F. & LACHAPPELLE E. R. 1997 — Flow and internal structure of a rock glacier. J. Glaciology, 43: 238–244.
- EVIN M. 1987 — Lithology and fracturing control of rock glaciers in south western Alps of France and Italy. [In:] Giardino J. R., Schroder J. F. Jr. & Vitek J. D. (eds.): Rock glaciers. Allen & Unwin, Boston: 83–106.
- FISH W., FISH W. & HAEBERLI W. 1977 — Electrical D. C. resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. Zeit. Gletscherk. Glazialgeol., 13: 239–260.



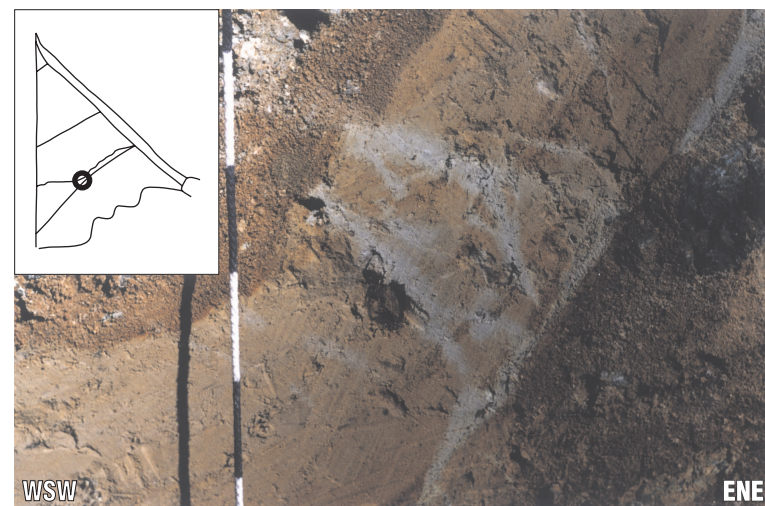
Ryc. 12. Romboidalna soczewa piasku na ścianie północnej — przykład struktury budinażowej powstałej wskutek intensywnego ścinania

Fig. 12. A rhomboidal sand lens (northern wall) — an example of boudinage structure resulted from intensive shearing



Ryc. 13. Struktury budinażowe na ścianie południowej. Widoczne rozciągnięte sigmoidalne soczewki osadu wzbogaconego we frakcję pyłu w obrębie piasków wodnolodowcowych (oznaczone czarnymi strzałkami)

Fig. 13. Boudinage structures (southern wall). Stretched sigmoid lenses of sediments enriched in silt within sandy fluvioglacial deposits (marked with black arrows)



Ryc. 14. Pseudomorfoza po spękaniach tensyjnych w przedłużeniu powierzchni osiowej synformy, jaką seria C tworzy na ścianie północnej

Fig. 14. A pseudomorph after tension cracks extending from the synform axial plane developed within the series C (northern wall)

Góra Ślęza. Sobótka, 1: 15 000, 1991— Mapa topograficzna. Wyd. SKS „Burza”, Wrocław.

HAEBERLI W. 1985 — Creep of mountain permafrost. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrol. Glaziol., 77: 142.

HAEBERLI W. & VONDER MÜHLL D. 1996 — On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement-Band, 104: 43–57.

HÖLLERMANN P. 1983 — Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe. Bonner Geographische Abhandlungen 67, Bonn: 73.

KNIGHT P. G. 1988 — The basal ice and debris sequence at the margin of an equatorial ice cap; El Cotopaxi, Ecuador. Geograf. Ann., 70A, 1–2: 9–13.

PRICE L. W. 1981 — Mountains & Man. A study of process and environment. Berkeley and Los Angeles: 506.

TROMBOTTO D. BUK E. & HERNÁNDEZ J. 1999 — Rock glaciers in the Southern Central Andes (approx. 33–34°S), Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina. Bamberger Geograph. Schriften, 19: 145–173.

WHALLEY W. B. & MARTIN E. 1992 — Rock glaciers: II models and mechanisms. Progress Physic. Geogr., 16: 127–186.

ŻURAWEK R. 1999 — Reliktowe lodowce skalne — nowa interpretacja form akumulacji na wschodnich i południowych stokach Ślęży. Prz. Geogr., 61: 77–94.

ŻURAWEK R. 2002a (w druku) — The problem of identification of relict rock glaciers on sedimentological evidence. Landform Analysis.

ŻURAWEK R. 2002b (w druku) — Internal structure of a relict rock glacier, Ślęza Massif, SW Poland. Permafrost and Periglacial Processes.