

Geologia, stratygrafia i interpretacja genetyczna glin lodowcowych wzniesienia czołowomorenowego w Wolsku Dolnym

Magdalena Ratajczak-Szczerba

*Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań
e-mail: magdarat@amu.edu.pl*

Abstract: The outcrop in Wolsko Dolne is located in one of the hills of Wyrzysk Oscillation end moraines. There were recognized four complexes of glacial and glaciofluvial deposits. Glacial tills were identified with help of detailed lithofacial analysis. There were recognized textural, structural features and petrographic composition of glacial tills

Key words: glacial tills, glaciofluvial deposits, texture, structure, petrographic composition of glacial tills, edn moraines hills

Wstęp

We wzniesieniu czołowomorenowym między Białosłiwem a Miasteczkiem Krajeńskim, w jego południowej części sąsiadującej z pradoliną, jest stanowisko Wolsko Dolne.

Znajduje się ono w dużym odsłonięciu, na wysokości 65 m n.p.m. Odsłonięcie zlokalizowane jest na wschodnim zboczu dolinki erozyjnej, rozciągającej wzgórze czołowomorenowe i biegnącej prostopadle do pradoliny. Występują tutaj cztery poziomy gliny lodowcowej rozdzielone piaskami i żwirami warstwowanymi poziomo lub przekątnie oraz osadami ilasto-pylastymi rytmicznie warstwowanymi w stropie. Wydzielono cztery kompleksy osadowe (ryc. 1).

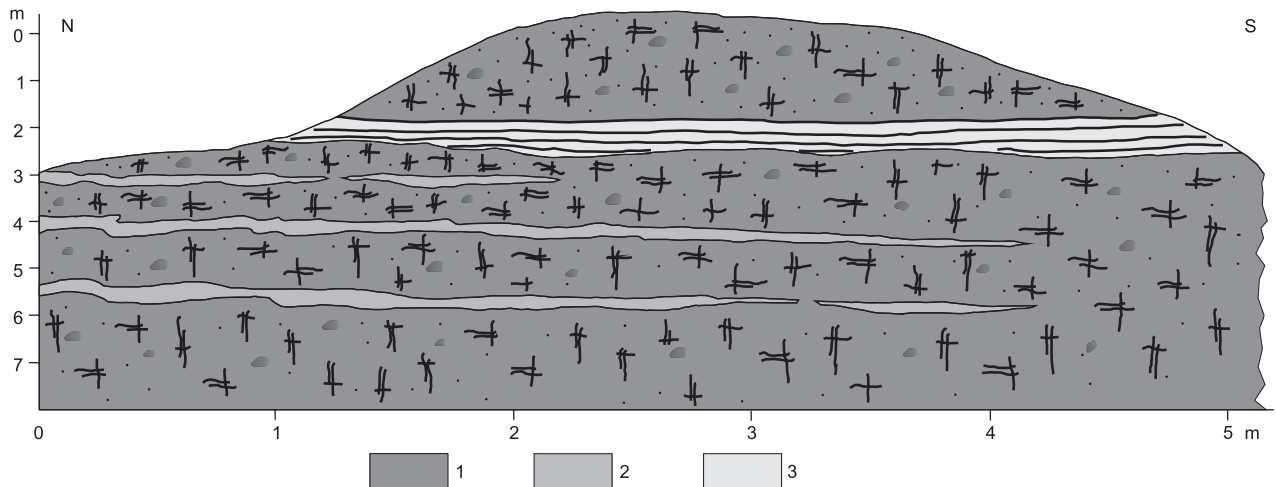
I kompleks

Cechy teksturalne i strukturalne: Najniżej zalega dwudzielna glina lodowcowa o miąższości 170 cm i zmiennych cechach teksturalno-strukturalnych. Dolny człon to ciemnobrunatna glina ilasta (*Dmm*), z poziomymi wytrąceniami piaszczysto-żwirowymi w części spągowej (*Dmm/S(G)h(p)*), oraz bardziej piaszczysta (*Dmm*) w stropie (ryc. 1, fot. 1). Ku stropowi zwiększa się ilość klastów oraz wytrąceń żwirowo-piaszczystych w postaci dużych, wydłużonych, nieregularnych soczewek.

Nad gliną zalegają piaski drobnoziarniste, warstwowane poziomo (*Sh*), zazębiające się zadziorami z gliną leżącą niżej i powyżej. Całość zamyka górna, ciemnobrązowa glina lodowcowa, o drobnym spękaniu (*Dmm*), ilasta w spągu, a piaszczysta w części stropowej. W spągu zaznaczają się lekko faliste undulacje (fot. 1).

Orientacja głazików: Orientacja dłuższych osi okruchów skalnych w glinie dolnej wykazuje ukierunkowanie NE–SW, z dużym ich rozrzutem. Przewagę mają głaziki o nachyleniu w stronę dystalną (SW), zgodną z ruchem mas lodowych. Kąt zapadania długiej osi klastów jest niewielki, największy kąt upadu wynosi 20°, przeważają klasy nachylone po kątem 0–10°. Tak małymi kątami zapadania klastów, zgodnymi z kierunkiem ruchu ośrodka transportującego, odznaczają się osady, które podczas depozycji stawały mały opór wewnętrzny oraz miały większą gęstość objętościową wynikającą ze stopnia wilgotności i porowatości.

Wszystkie cechy diagnostyczne występujące w glinie dolnej, takie jak soczewki i przewarstwienia piasków i żwirów warstwowanych poziomo, rzadziej przekątnie, traktowane są jako wypełnienia przepływowych kanałów wewnątrz lodu lodowcowego (Stankowski 1996) bądź osadzone przez wody płynące kanałami w jeszcze częściowo przemarzniętej masie lodowo-morenowej (Ruszczyńska-Szenajch, 1998); wyraźnie bimodalna orientacja podłużnych głazików, miejscami występująca struktura warstwo-



Ryc. 1. Osady lodowcowe i wodnolodowcowe w stanowisko Wolsko Dolne
1 – glina lodowcowa, 2 – piaski, 3 – ily warwowe

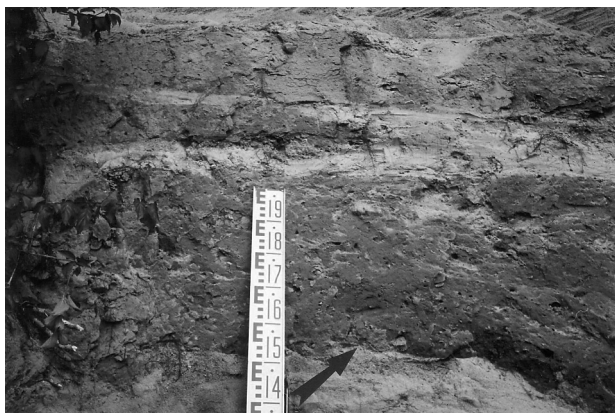
wa bez śladów spływania grawitacyjnego (Kasprzak 1988) pokrywają się z cechami diagnostycznymi podawanymi w literaturze dla glin z wytopienia (Boulton 1970a, b, Lawson 1979, Kasprzak 1988, Ruszczyńska-Szenajch 1991, 1998, Liszkowski 1996, Stankowski 1996). Obecność wkładek piaszczystych o zachowanej strukturze stanowi jedno z ważniejszych kryteriów diagnostycznych dla subglacialnych glin z wytopienia (Eyles i in. 1983).

Górna glina lodowcowa ma cienkie warstewki piaszczyste, które nadają jej w niektórych miejscach cechy glin spływowych o charakterze wstęgowym (Kasprzak, Kozarski 1984).

I kompleks składa się z subglacialnej gliny z wytopienia, oddzielonej osadami fluwioglacjalnymi bardzo małej miąższości, oraz z kończącej ten kompleks gliny spływowej również bardzo małej miąższości.

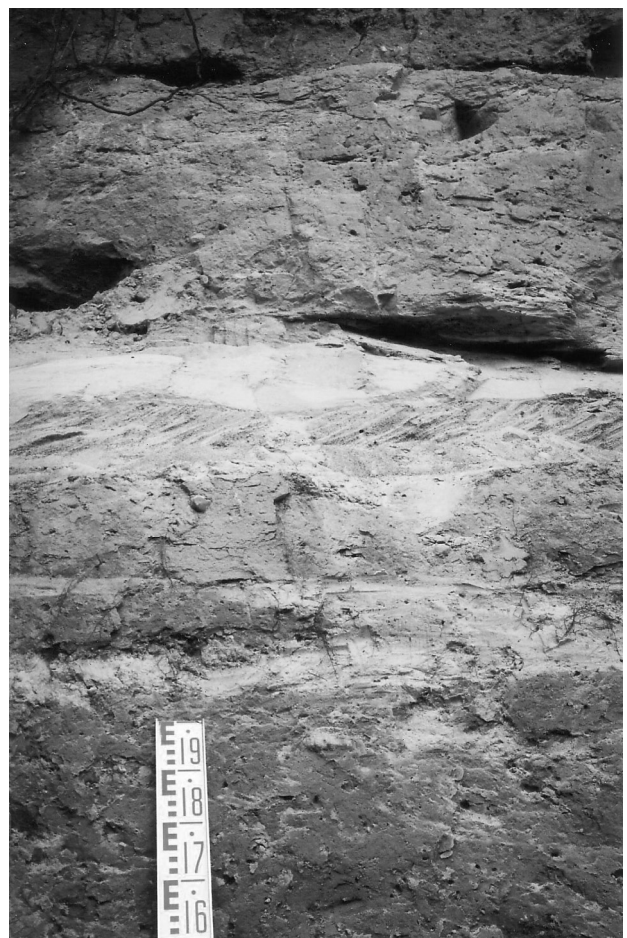
II kompleks

Bezpośrednio na glinie spływowej znajduje się warstwa żwiru średniego, warstwowanego przekątnie



Fot. 1. Wolsko Dolne. Gлина lodowcowa i piaski I kompleksu osadowego. Widoczne drobne, nieregularne wytrącenia piaszczyste w glinie, undulacje na kontakcie gliny z piaskami

(*G(S)p*), ponad którym leży warstwa piasku drobnoziarnistego, warstwowanego poziomo (*Sh*) (ryc. 1, fot. 2). Warstwy mają około 20 cm miąższość. Tego typu następstwo litofacji jest charakterystyczne (Zieliński 1998) dla rzek roztokowych, o piaszczystym dnie. Przechodzenie osadów w pionie od osadów



Fot. 2. Wolsko Dolne. Dolna część fotografii – stropowy fragment I kompleksu osadowego: glina z wytopienia i glina spływowa rozdzielone cieką serią piaszczystą. Środek fotografii – osady fluwioglacjalne: żwir warstwowany

żwirowych z domieszką piasku, warstwowanych przekątnie, przez piasek średnioziarnisty, do drobnego warstwowanego horyzontalnie ($G(S)p \rightarrow Sh$) uważana jest za typowe dla odsypów poprzecznych, charakteryzujących się cyklami malejącej średnicy ziarna. Zmniejszanie się wielkości ziarna wskazuje również na zmniejszającą się energetykę środowiska prądowego.

III kompleks

Ponad kompleksem piasków i żwirów fluwioglacjalnych ($G(S)p/Sh$) znajduje się kompleks o łącznej miąższości około 180 cm, na który składają się trzy elementy (ryc. 1, fot. 2, 3).

Najniższym elementem jest dolna glina piaszczysta, jasnobrązowa, mająca liczne bardzo drobne przewarstwienia piaszczyste w spągu (Dmm).

W środku znajduje się 30–40 cm warstwa piasków średnio- i gruboziarnistych, z domieszką żwiru średnio- i gruboziarnistego, warstwowanych poziomo, miejscami faliście i przekątnie ($Sh(w/p)/G(S)h(w/p)$).

Strop stanowi górna glina również piaszczysta o grubo-bloczkowym spękaniu (Dms), z licznymi klino-podobnymi strukturami w spągu. Obie gliny mają mniej więcej taką samą miąższość, tzn. około 50–60 cm.

Cechy teksturalne i strukturalne: Obie gliny lodowcowe mają podobne cechy teksturalno-strukturalne, zwłaszcza: przewagę frakcji piaszczystej (50%), w tym drobnopiaszczystej (35%). Na frakcję pylastą przypada 20%, a ilastą 13%. Wskaźnik ilastości oscyluje wokół wartości 0,12. Zawartość węgla wapnia wynosi około 7%. Kontakt z podłożem jest niezgodny. Cienka spągowa warstwa wzbogacona we frakcje piaszczyste jest przejawem inkorporacji materiału podłoża, tworząc tzw. strefę



Fot. 3. Wolsko Dolne. U dołu fotografii: osady fluwioglacjalne: żwir warstwowany przekątnie, drobnopiaszczysty piasek warstwowany horyzontalnie. Powyżej: glina lodowcowa dolna III kompleksu osadowego. Wyżej: górna glina lodowcowa, tego samego kompleksu osadowego. Między glinami – piasek grubo- i średnioziarnisty ze żwirami

mylonityzacji (Kozarski, Kasprzak, 1992). Licznie występują również struktury klinopodobne. Te cechy pozwalają zaklasyfikować je jako glinę bazalną z nałożenia. Dominacja frakcji drobnopiaszczystych i pylastych, przy mniejszej zawartości frakcji ilastych i ilu koloidalnego, wynika z reżimu termiczno-hydrologicznego w stopie lądolodu, w którym przy znacznym oddaleniu od strefy czołowej lądolodu mogły dominować warunki termiczne oscylujące wokół 0°C, charakterystyczne dla tzw. lodowców ciepłych.

Orientacja gładzików: Orientacja osi klastów w dolnej glinie lodowcowej wykazuje bimodalny rozkład. Kierunek główny ma orientację NE–SW, z przewagą okruchów skalnych o inklinacji w kierunku SW, czyli w stronę dystalną. Natomiast część klastów ma ułożenie prostopadłe do kierunku głównego, tj. NW–SE, gdzie liczba gładzików zapadających ku NW jest prawie identyczna z liczbą gładzików zapadających ku SE. Kąt upadu gładzików podłużnych jest niewielki, od 10 do 20°. Bimodalne ułożenie klastów, które często preferowane jest jako wskaźnikowe dla glin ablacyjnych bądź gliny z wytopienia (Kasprzak, Kozarski 1984, Klatkova 1992, Liszkowski 1996, Stankowski 1996), w glinach bazalnych z nałożenia może wynikać ze stopnia nawodnienia osadu (Boulton 1975, Ruszczyńska-Szenajch 1998) bądź deformacji miękkiego podłoża (Hart, Boulton 1991, Hart 1994). Poza tym procesy erozyjno-egzaracyjne podczas transportu bazalnego i odkładania prowadzą do powstania bimodalnego, a nawet do multimodalnego rozkładu uziarnienia gliny lodowcowej (Dreimanis, Vagners 1971).

Seria piaszczysto-żwirowa zazębia się z niżej i powyżej leżącymi glinami (ryc. 1, fot. 3). Wyklinowuje się ku południowi, stanowiąc w południowym końcu odsłonięcia jedynie cienką warstwę piaszczystą, przyczyniając się do uławicenia gliny lodowcowej. Słabe wysortowanie, dominacja grubych i średnich frakcji, zazębianie się z osadami gliniastymi jest wynikiem bardzo nagłych zmian w środowisku depozycyjnym, ze znacznym wzrostem energetyki środowiska prądowego. Transport wodny może również występować w strefie kontaktowej podłoża z masami lodowymi, gdzie przemieszczanie wody zachodzi poziomo zgodnie z prawem Darcy'ego, deformując jednocześnie osady (Murray 1994). Woda usuwana jest w kierunku strefy marginalnej przez podścielające warstwy wodonośne (Alley 1989). Gdy pod lodem występuje nieprzepuszczalne podłoże, odpływ zachodzi w kanałach tworzących sieć spękań oraz jako cienki spływ warstwowy (Murray 1994).

IV kompleks

Ponad gliną z nałożenia zajmującą najwyższą pozycję w prezentowanym odsłonięciu (ryc. 4) zalegają osady ilasto-pylaste rytmicznie warstwowane, o brunatnym

kolorze lamin ciemnych. Przykryte są gliną o miąższości około 2 m. Iły warwowe i wyżej leżąca glina z uwagi na brak dostępu nie były badane. Iły warwowe, podobne do występujących w stanowisku Wolsko Dolne, stwierdzono również na stanowiskach Krostkowo i Dębówko Nowe.

Skład petrograficzny glin lodowcowych w stanowisku Wolsko Dolne: Dominującymi grupami petrograficznymi są skały krystaliczne północne (przeciętnie 50%) oraz wapienie paleozoiczne (średnio 38%).

W glinie z wytopienia kompleksu I skały krystaliczne stanowią większość (51%). Wapieni paleozoicznych jest około 36%. Wyodrębniono z nich kilka sztuk czerwonych wapieni ordowickich. Ilość piaskowców i kwarcytów paleozoicznych i starszych waha się w przedziale 6,3–8,7%. Północne dolomity dewońskie stanowią niewielki odsetek, rzędu 1%. Udział skał lokalnych jest też niewielki, bo 2,4–5,7%, wśród których zauważono piaskowce mezozoiczne i kenozoiczne, krzemienie (0,3–2,0%), конкреcje fosforytowe, wapienie lokalne, z czarno-zielonkawymi wytrąceniami glaukonitu.

Skład petrograficzny frakcji żwirowej w obu glinach z nałożenia, występujących w trzecim kompleksie osadowym, jest podobny. W glinie dolnej udział skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych jest równy – po 44%. Piaskowce paleozoiczne stanowią 5,9%. Udział skał lokalnych wynosi 4,5%. Jedyne krzemienie i kwarc stanowią po 1,5%. W glinie górnej przeważają skały krystaliczne (51%). Ilość wapieni paleozoicznych wynosi 41%, piaskowców paleozoicznych – 5,2%, skały lokalne stanowią 2,7%, kwarc – 0,6%, a krzemienie – 1,0%. W glinach lodowcowych trzeciego kompleksu nie zaobserwowano dolomitów północnych.

Wynikami tak prezentującego się składu petrograficznego są otrzymane na tej podstawie wartości wskaźników petrograficznych, wśród których zdecydowanie wyróżniają się wskaźniki petrograficzne obliczone dla dolnej gliny z nałożenia w trzecim kompleksie. Mniejsza wartość wskaźnika K/W w stosunku do O/K i A/B wynika z równego udziału skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych.

Literatura

Alley R.B., 1989. Water-pressure coupling of sliding and bed deformation. I. Water system. *Journ. Glaciol.*, 119: 108–119.

Boulton G.S., 1970 a. On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. *Journ. Glaciol.*, 9: 231–245.

Boulton G.S., 1970 b. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. *Journ. Glaciol.*, 9: 213–230.

Boulton G.S., 1975. Processes and patterns of subglacial sedimentation: A theoretical approach. W: A.E. Wright, F. Moseley (red.), *Ice Ages: Ancient and modern*. *Geol. Journ.*, SI, 6: 7–42.

Dreimanis A., Vagners U.J., 1971. Bimodel distribution of rock and mineral fragments in basal tills. W: R.P. Goldthwait (red.), *Till: a symposium*, Ohio St. Univ. Press, s. 237–250.

Hart J.K., 1994. Proglacial glaciotectionic deformation at Melabakkar – Asbakkar, West Iceland. *Boreas*, 23: 112–121.

Hart J.K., Boulton G.S., 1991. The interrelation of glaciotectionic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quatern. Sc. Rev.*, 10: 335–350.

Kasprzak L., 1988. Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej. PAN, Dokumentacja Geologiczna, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, 5–6.

Kasprzak L., Kozarski S., 1984. Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. *Wyd. Nauk. UAM, seria Geografia*, 29.

Klatkova H., 1992. Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 63: 39–79.

Kozarski S., Kasprzak L., 1992. Glaciodynamometamorfoza osadów nieskonsolidowanych w makro i mezoglacitektonitach Niziny Wielkopolskiej. *Przeł. Geogr.*, 64, 1–2: 95–119.

Lawson D., 1979. Sedimentological analysis of the Matanuska Glacier, Alaska. *CRREL Report* 79–9.

Liszkowski J., 1996. Cechy diagnostyczne oraz typowe sekwencje subfacji glin morenowych vistulianu środkowej Wielkopolski. *Geologos*, 1: 159–174.

Murray T., 1994. Glacial deformation. W: A. Maltman (red.), *The geological deformation of sediments*. Chapman & Hall, s. 73–94.

Ruszczyńska-Szejnajtch H., 1998. Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. *Wydz. Geogr. i St. Regional., UW, Warszawa*, s. 13–40.

Stankowski W., 1996. Podstawowe facje glin morenowych oraz kryteria ich wyróżniania. *Geologos*, 1: 149–157.

Zieliński T., 1998. Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. *Wydz. Geogr. i St. Regional., UW, Warszawa*, s. 193–257.