

Budowa wewnętrzna moreny czołowej glacitektonicznie spiętrzonej kompleksu Dębowej Góry – stanowisko Krostkowko

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 Krostkowko, located in the western part of Dębowa Góra (Oak Mountain) Complex – the highest point of Wyrzysk Oscillation end moraines. There were recognized two till layers, with glacitectonic disturbances, divided outwash deposits with glacial tills incorporations. 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, glacitectonic disturbances, end moraines hills

Wstęp

Odslonięcie Krostkowko położone jest na południowo-zachodnim krańcu kompleksu Dębowej Góry, na rzędnej około 150 m n.p.m., tj. 50–60 m ponad poziomem wysoczyznowym. Żwirownia rozcina jedno ze wzniesień kompleksu Dębowej Góry. Pozwala ona rozpoznać sekwencję osadów o miąższości około 20 m (ryc. 1).

Najniższy dostępny do badań zespół litofacjalny (ryc. 1A) stanowią średnie i drobne żwiry z domieszką piasku średniego, masywne ($G(S)m$); piaski średnie i drobne z drobnym żwirem, masywne ($S(G)m$); piaski drobne wykazujące ślady delikatnego smugowania poziomego ($Sm(h)$) oraz wytrącenia gliniasto-ilaste w postaci drobnych soczewek, o niewyraźnym warstwowaniu poziomym ($Dm(FSh)$). Zakłócone są one siecią drobnych uskoków homotetycznych normalnych (Jaroszewski 1974, Dadlez, Jaroszewski 1994) oraz klinopodobnymi inkorporacjami gliny lodowcowej.

Następnym zespołem litofacjalnym jest masywna (dolna) glina lodowcowa ($Dmm/Dms/SGm(f)$) (ryc. 1B). W jej spągu wyraźnie zaznacza się smugowanie piaszczyste, a w części środkowej piaszczyste soczewki.

Wyżej występuje zespół warstwowanych horyzontalnie drobno- i średnioziarnistych żwirów i żwirów

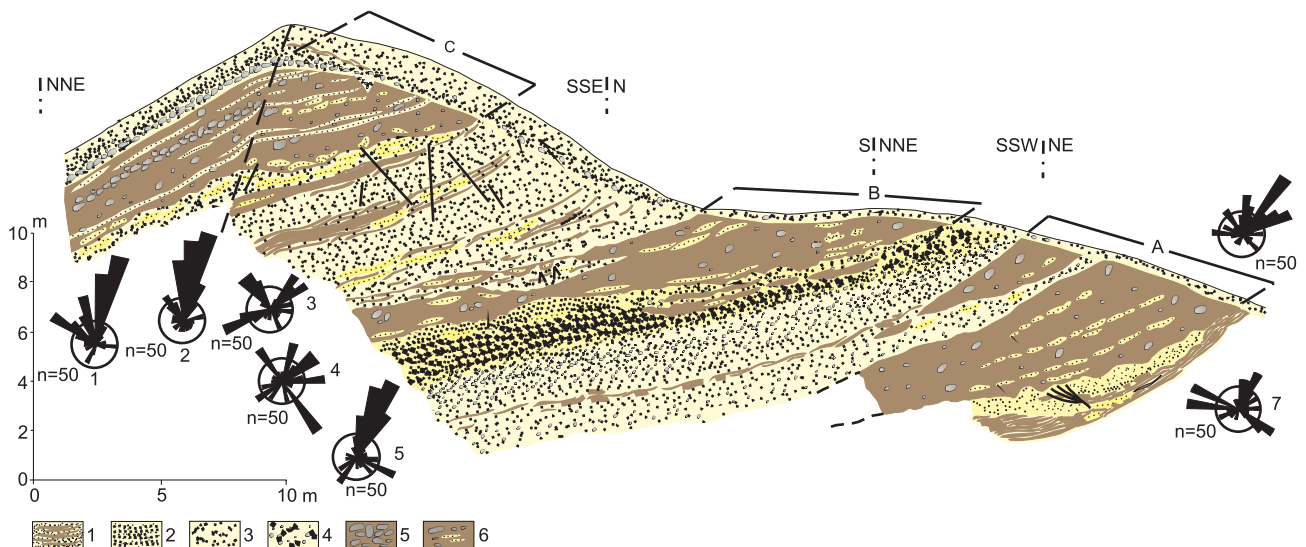
rozproszonych w piaszczystym matriksie (GSh) (ryc. 1); nad nim leży zespół litofacjalny (Sh, Fh), który składa się z piasków drobno- i średnioziarnistych laminowanych poziomo, miejscami smugowany, ze śladami niskoenergetycznej turbulencji, zestaw masywnych piasków ze żwirem i żwirów piaszczystych warstwowanych przekątnie, niskokątowo ($SGm, G(S)l$) oraz zespół średnio- i gruboziarnistych żwirów i piasków warstwowanych przekątnie ($GSp, Gp, S(G)p$).

Ponad tymi zespołami litofacjalnymi zalega (średkowa) glina lodowcowa ($Dms(r), SFh$) (ryc. 1B).

Nad gliną zaobserwowano trzy zespoły litofacjalne: $S(G)m, Sm, Sh(FSh)$ i $Sm(h)$, składające się głównie z drobnoziarnistych piasków ze żwirem masywnym oraz piasków masywnych, gdzie miejscami zachodziła depozycja z zawiesiny (SFh), oraz piasku drobnoziarnistego z domieszką frakcji pylastej, warstwowane horyzontalnie, miejscami o masywnej strukturze.

Powyżej leży dwudzielna, górna glina lodowcowa (Dms, Dmm) (ryc. 1C).

Górną glinę lodowcową przykrywa ostatnia w analizowanym profilu seria piaszczysto-żwirowa, składająca się z zespołów litofacjalnych: $Gm/GSh(m)/Gh(m), Gm(GSm), Sh/Sp(l)[Sh(r)(Fh)], Gp(SGp/Gh)$ z akcesorycznie występującymi piaskami bardzo drobnymi z mułkami o bardzo delikatnym



Ryc. 1. Osady lodowcowe i wodnolodowcowe w stanowisku Krostkowo

1 – glina lodowcowa, 2 – piasek drobnoziarnisty, 3 – piasek średnioziarnisty, 4 – piasek gruboziarnisty, 5 – mułki, 6 – kamienie i żwir gruby; A, B, C – gliny lodowcowe; 1–7 – diagramy rozetowe orientacji dłuższych osi klastów

warstwowaniu riplemarkowym (*SFr*). Zespoły litofacjalne *Gm/GSh(m)/Gh(m)* i *Gm(GSm)* charakteryzują się masywną strukturą, miejscami przechodzącą w warstwowanie poziome, ze sporadycznie występującą imbrykacją otoczków. Natomiast *Sh/Sp(l) [Sh(r)(Fh)]* składają się z mułków piaszczystych laminowanych poziomo *SFh* oraz piasków drobnoziarnistych laminowanych poziomo, miejscami riplemarkowo. Ostatnia seria *Gp(SGp/Gh)* to osady wykazujące ponowny wzrost średnicy ziarna. Są nimi głównie średnio- i gruboziarniste żwiry z domieszką piasku, warstwowane poziomo.

Cechy teksturalne i strukturalne osadów fluwioglacjalnych

Uziarnienie serii osadów fluwioglacjalnych w przedstawionym wyżej profilu jest bardzo zróżnicowane. Najmniejszą średnicę ziarna *Mz* wynoszącą minimalnie 0,01 mm zaobserwowano w zespole litofacjalnym *FSh*, występującym między środkową i górną gliną lodowcową. Największą średnią średnicę ziarna mają warstwowane przekątnie żwiry i piaski *GSp, Gp, S(G)p*, leżące między gliną dolną i środkową, dla których maksymalna wartość *Mz* wynosi 2,14 mm.

Osady zespołów litofacjalnych *S(G)m*, *Sm(h)* i *Dm(FSh)*, podścielających dolną gliną lodowcową charakteryzują się wzbogaceniem we frakcje gruboziarniste (średnia wartość *Mz* wynosi 0,69 mm), zwłaszcza w serii piaszczysto-żwirowej zalegającej bezpośrednio pod gliną, gdzie *Mz* wynosi 1,54 mm. Zespoły występujące pomiędzy dolną gliną lodowcową a środkową cechują się jeszcze średnią średnicą ziarna *Mz* wynoszącą 0,85 mm, a maksymalnie 1,74 mm w zespole litofacjalnym *SGm/G(S)l*. W skład na-

stępnych zespołów litofacjalnych, tj. *S(G)m*, *Sm(SFh)* i *Sm(h)* (między środkową i górną gliną), wchodzi przede wszystkim piasek drobnoziarnisty, dla którego wartości średnie *Mz* zawierają się w przedziale 0,03–0,43 mm. W osadach zamykających całą sekwencję (*Gm/GSh(m)*, *Gm(GSm)*, *Sh/Sp(l)*, *Gp(SGp/Gh)*) dominują ziarna piasku gruboziarnistego (*Mz*: 0,62 mm), z domieszką piasku drobno- i średnioziarnistego, a także żwirów.

We wszystkich zespołach litofacjalnych zaobserwowano tendencję do zwiększania się średnicy ziarna w osadach bezpośrednio podścielających gliny lodowcowe.

Wysortowanie osadów *d* jest słabe i zawiera się w przedziale 1,2–3,48, spadając od spągu sekwencji ku jej stropowi. Najlepszym wysortowaniem cechują się osady drobnoziarniste *SFh*, między gliną środkową i górną. Natomiast najslabszym – osady piaszczysto-żwirowe *Gm/GSh(m)* leżące nad górną gliną.

Analiza obróbki ziarna kwarcowego we frakcji 1,0–1,25 mm i 0,8–1,0 mm wykazała, że we wszystkich wymienionych litofacjach dominują typy β i α , a najmniejszy udział mają ziarna typu γ . Zauważono, że w piaskach gruboziarnistych zaznacza się przewaga ziarn typu β nad pozostałymi typami. Osady gruboziarniste przeważnie podścielają osady gliniaste, dlatego też w poszczególnych zespołach litofacjalnych zauważa się tendencję do zwiększania się stopnia obróbki ziarn kwarcu w osadach leżących tuż pod glinami. Natomiast w osadach drobniejszych często minimalną przewagę nad ziarnami typu β uzyskują ziarna typu α .

Zawartość węgla wapnia wynosi około 4%; minimalnie – 1,3%, maksymalnie – 10,5%. Największy udział CaCO_3 zanotowano w drobnoziarnistych zespołach *S(G)m*, *Sm(SFh)*, *Sh(FSh)*, znajdujących się między środkową i górną gliną lodowcową. Naj-

mniejszą zawartość CaCO_3 mają osady gruboziarniste spoczywające na górnej glinie (śr. – 2,75%).

Interpretacja: Zespoły litofacjalne $G(S)m$, $S(G)m$, $Sm(h)$, $Dm(FSh)$ podścielające dolną glinę lodowcową (ryc. 1A) świadczą według Zielińskiego (1993) o krótkim transporcie w bliskim sąsiedztwie stoków lodowych. Ich depozycja zachodziła w płytkich, słabo zorganizowanych korytach o wysokim przeciążeniu wód materiałem mineralnym. Lokalnie następowała niskoenergetyczna depozycja, reprezentująca strefę spływów kohezyjnych ($Dm(FSh)$).

Osady leżące ponad dolną gliną to przede wszystkim pozostałości po korytach roztokowych, niskoenergetycznych, z okresami stagnacji wód (Sh, Fh) i wezbrań ablacyjnych ($SGm, G(S)l$), a także płytkich, szerokich i wysokoenergetycznych, z poprzecznymi odsypami ($GSp, Gp, S(G)p$) (Zieliński 1992, 1993). Jedynie zespół (GSh) interpretowany jest przez Mialla (1973) i Zielińskiego (1993) jako żwirowe odsypy podłużne. Tworzone były w czasie wysokoenergetycznych wezbrań ablacyjnych, zbliżonych do zalewów warstwowych.

Drobnoziarniste zespoły litofacjalne ($S(G)m$, Sm) leżące powyżej środkowej gliny są efektem spływów grawitacyjnych w pobliżu ścian lodowych (Zieliński 1993). Natomiast zespoły litofacjalne (Sh, Fh i $Sm(h)$) charakterystyczne są dla długotrwałych przepływów kanałowych, często w wodach znacznie obciążonych osadem ($Sm(h)$) (Zieliński 1992).

Przykrywające glinę górną osady są dowodem dużej zmienności dynamiki środowiska depozycyjnego, w bliskim sąsiedztwie mas lodowych. Depozycja zespołów litofacjalnych $Gm/GSh(m)/Gh(m)$ i $Gm(GSm)$ zachodziła w proksymalnych korytach roztokowych ze żwirowymi odsypami podłużnymi, będąc częściowo pozostałością bruków kanałowych (Zieliński 1993). Spadek energii środowiska depozycyjnego spowodował sedimentację osadów $Sh/Sp(l)/Sh(r)(Fh)$ w rozległych i płytkich korytach roztokowych o płaskim dnie, z okresami stagnacji wód (SFh). Odzwierciedleniem katastrofalnych wezbrań ablacyjnych jest zestaw litofacjalny $Gp(SGp/Gh)$.

Cechy teksturalne i strukturalne glin lodowcowych

Dolny gliniasty zespół litofacjalny Dmm/Dms , o miąższości prawie 5 m, składa się z dwóch poziomów glin, rozdzielonych 0,8 m serią piaszczysto-żwirową ($SGm(f)$) (ryc. 1A). Spągowy człon zespołu stanowi jasnobrunatna, homogeniczna glina, o miąższości około 3 m. Stropowy człon to ciemnobrązowy osad gliniasty, miąższości 1,0–1,2 m. Seria rozdzielająca gliny lodowcowe to jasny żwir i piasek średnio- i gruboziarnisty, smugowany, a miejscami delikatnie warstwowy.

Środkowy gliniasty zespół litofacjalny ($Dms(r)$, (SFh)) to osad o drobnoziarnistym tle, noszący ślady redepozycji ($Dms(r)$) (ryc. 1B) oraz cechujący się znacznym zróżnicowaniem litofacjalnym.

Natomiast glina górna (Dmm/Dms) jasno-brunatna, o piaszczystym tle, ma 4,5–5 m miąższości.

Cechy teksturalne: Osady gliniaste dolnego zespołu litofacjalnego Dmm/Dms charakteryzują się dużym udziałem frakcji drobnopiaszczystej. Średnica ziarn maleje ku stropowi. Wskaźnik ilastości (I) osiąga w spągu wartość 0,083, zaś w stropie zespołu litofacjalnego 0,15; średnio 0,11. Wysortowanie osadu jest słabe; d osiąga 2,59 phi.

Środkowa glina lodowcowa $Dms(r)$ jest osadem z przewagą piasku drobno- i średnioziarnistego. Wartości wskaźnika ilastości (I) są niskie i wynoszą – min: 0,059, maks: 0,146, średnio: 0,083. Ziarna drobniejsze przeważają w części spągowej. Wysortowanie osadu jest również słabe; d wynosi około 2,72 phi.

W górnym gliniastym zespole litofacjalnym Dms/Dmm dominuje frakcja piasku średnio- i drobnoziarnistego, ze zwiększonym udziałem frakcji grubszych. Wartości wskaźnika ilastości (I) osiągają min.: 0,054, maks.: 0,125, średnio: 0,062. W strefie kontaktowej gliny z osadami ją podścielającymi zaznacza się zwiększony udział frakcji piasku średnioziarnistego z domieszką gruboziarnistego. Wysortowanie osadu jest słabe, δ wynosi około 2,22 phi, lecz najlepsze w porównaniu z dwoma niżej leżącymi glinami.

Zawartość węgla wapnia we wszystkich trzech gliniastych zespołach litofacjalnych utrzymuje się na podobnym poziomie. Najniższym udziałem CaCO_3 charakteryzuje się glina dolna (śr. 5,75%), a najwyższym – glina górna (śr. 6,52%); glina środkowa zaś – pośrednią zawartością (śr. 5,9%).

Obróbka ziarna kwarcowego: We wszystkich trzech glinach lodowcowych, we frakcjach 0,8–1,0 mm i 1,0–1,25 mm, przewagę ma typ b. Mniejszym udziałem, lecz także utrzymującym się na wysokim poziomie, charakteryzuje się typ a, a najmniejszym – typ g. W dolnej i środkowej glinie przewaga ziarna typu b nad a nie jest bardzo duża. We wszystkich glinach zaznacza się, zwłaszcza w częściach stropowych, wzrost liczebności ziarn typu a, a spadek ziarn typu b.

Skład petrograficzny: Najliczniejszymi grupami petrograficznymi są skandynawskie skały krystaliczne, wapienie paleozoiczne oraz piaskowce i kwarcyty paleozoiczne i starsze.

W glinie dolnej skały krystaliczne stanowią w spągu 53%, a w stropie 41%. Ilość wapieni paleozoicznych oscyluje mniej więcej wokół 30–32% w całym profilu. Piaskowców i kwarcytów paleozoicznych jest od około 9% w spągu do 21% w części stropowej. Na uwagę zasługuje znaczna ilość kwarcu pochodzącego z dezintegracji skał krystalicznych (średnio 3,6%), którego zwiększony udział (4,2 i 4,9%) zaobserwowano w środkowej części gliny. Taki obraz składu pe-

trograficznego jest prawdopodobnie wynikiem dostawy materiału z powierzchni ślizgu bądź efektem wymieszania spągowych partii gliny z zalegającym poniżej fluwioglacjałem, co jest uważane przez Górską (1997) za charakterystyczne dla strefy mylonityzacji. Zaobserwowano po kilka sztuk (maks. 10) czerwonego wapienia paleozoicznego. Skały lokalne stanowią najmniejszy odsetek, średnio 2,1%. Wśród nich zauważono niewielkie ilości wapieni i margli, głównie mezozoicznych, krzemieni, piaskowców mezozoicznych i kenozoicznych oraz kongrecji fosforytowych. Z wyjątkiem spągu gliny wskaźnik K/W ma wyższe wartości od pozostałych, tj. O/K i A/B. Poza tym ku stropowi wartości wskaźnika K/W wzrastają.

W środkowej glinie średnia zawartość skał krystalicznych wynosi 47,8%, a wapieni paleozoicznych 37,4%. Wyraźnie rysuje się, podobnie jak w niżej leżącej glinie dolnej, spadek zawartości okruchów skał krystalicznych od spągu ku stropowi oraz wzrost ilości wapieni paleozoicznych. Odnotowano obecność czerwonych wapieni ordowickich. Na skały lokalne przypada 2,3%. W dwóch próbkach nie zauważono ani jednego składnika lokalnego. Do zaprezentowanych wyników należy podejść jednak z dużą ostrożnością, ponieważ nie udało się uzyskać odpowiedniej ilości okruchów skalnych. Wartości wskaźników petrograficznych przyjmują podobne tendencje jak w glinie dolnej. W większości próbek wskaźnik K/W ma wyższe wartości od pozostałych wskaźników.

W glinie górnej skały krystaliczne stanowią średnio 47%, wapienie paleozoiczne 38%, natomiast piaskowce i kwarcyty 7,5–12,8%. Wśród wapieni paleozoicznych zauważono czerwone wapienie ordowickie. W próbkach z tej gliny wydzielono dolomity dewońskie, których dotychczas nie zaobserwowano. Ich zawartość waha się w przedziale 1,0–2,1% (maks.: 2,7%). Poza tym spory udział mają piaskowce i kwarcyty paleozoiczne i starsze, wynoszący 7–12,8% (maks.: 14%). Odnotowano niewielki procentowy 1,3–1,9% udział kwarcu pochodzącego z dezintegracji skał krystalicznych. Udział czynnika lokalnego jest również niewielki, w granicach 0,5–2,6%, w którego skład wchodzi przede wszystkim kongrecje fosforanowe, wapienie i margle, głównie mezozoiczne, piaskowce mezozoiczne i kenozoiczne. Wskaźniki petrograficzne przyjmują różne wartości. Generalnie jednak wskaźnik K/W ma niewielką przewagę nad pozostałymi O/K i A/B.

Orientacja głazików: Dolny gliniasty zespół litofacjalny *Dmm/Dms* składa się z dwóch glin lodowcowych, jak to wcześniej zasygnalioowano (ryc. 1A).

W spągowej części serii dolnej dominuje kierunek NW–SE z drugim prostopadłym kierunkiem podrzędnym (ryc. 1, diagram 7). Długie osie okruchów klastów wykazują dużą koncentrację wzdłuż obu kierunków, co potwierdzone jest wysoką wartością wektora wypadkowego $L = 56\%$. Według Klatkowej

(1992) świadczy to o dużej koncentracji osi wydłużonych głazików wzdłuż jednego dominującego kierunku. Większość wydłużonych klastów zapada zarówno w stronę proksymalną, jak i dystalną. Kąt zapadania osi długich okruchów skalnych zawarty jest w przedziale 0–50° z dominacją nachylenia w przedziałach 0–10° (największy udział) oraz 30–50°.

W stropowej glinie lodowcowej tego zespołu litofacjalnego ułożenie długich osi klastów wykazuje zupełnie odmienną orientację (ryc. 1, diagram 6). Jedyнным dominującym kierunkiem jest NE, z dużym rozrzutem dłuższych osi klastów w przedziale 0–70°, z wyraźną dominacją przedziału 30–40°. Wartość wektora wypadkowego L wynosi 19%. Zaobserwowano tendencje do zapadania długich osi okruchów skalnych w stronę proksymalną, tj. w kierunku zgodnym do przyjmowanego ruchu lądolodu. Kąty zapadania długich osi klastów w tym przypadku również zawierają się w przedziale 0–40°, z wyraźną dominacją klastów zapadających pod kątem 30–40°.

W środkowym zespole litofacjalnym *Dms(r)* orientacja dłuższej osi klastów pomierzona została na dwóch poletkach testowych (ryc. 1, diagramy 4 i 5). Na obu dłuższe osie klastów mieszczą się w sektorze 0–90°, z dominującym kierunkiem NE (40–60°). Wartości współczynnika L wynoszą 23% i 24%. Większość głazików, ułożonych wzdłuż kierunku NE–SW, zapada ku NE, w stronę proksymalną, tj. ku lądolodowi, a tylko 16% zapada w stronę dystalną. Kąt zapadania w pierwszym punkcie badawczym waha się w przedziale 0–60°. Największy odsetek (ok. 28%) stanowią okruchy zapadające pod kątem 0–10° i 15% w przedziale kątowym 50–60° (ryc. 1, diagram 4). W drugim punkcie badawczym (ryc. 1, diagram 5) mieści się on w przedziale 0–50°, przy czym 60% klastów zapada pod kątem mieszczącym się w przedziale 0–20°. Inklinacja dłuższej osi klastów wykazuje duże zróżnicowanie. Wyraźnie zaznacza się również poprzeczny kierunek orientacji dłuższej osi klastów NW–SE, z ilością około 20% populacji.

W górnym zespole gliniastym (*Dms, Dmm*) orientację ułożenia dłuższej osi klastów pomierzono na trzech poletkach testowych (ryc. 1, diagramy 1, 2, 3). Dominuje kierunek NE w sektorze 10–20° oraz kierunek prostopadły do niego. Jedyнным na trzecim poletku testowym (ryc. 1, diagram 3) wyraźnie zaznacza się kierunek NE–SW w sektorze 30–60° oraz 220–260°. Głaziki układające się poprzecznie zawierają się w sektorze NW (300–340°). Większość klastów zapada w stronę proksymalną, ku północno-wschodowi. Inklinacja okruchów skalnych jest niewielka. Głaziki zapadają pod kątami mieszczącymi się w przedziale 0–30°, z czego największy odsetek 34% i 28% przypada na przedział 20–30° oraz 40% na przedział 10–20°.

Cechy strukturalne: Jednym z ważniejszych kryteriów diagnostycznych, na podstawie których dokonuje się wydzielenia poszczególnych typów glin lo-

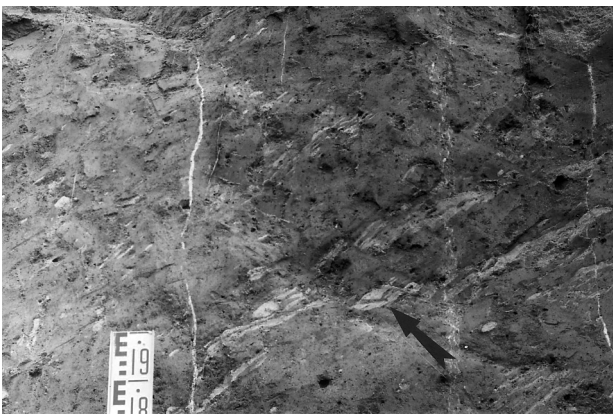
dowcowych, jest rodzaj i sposób wykształcenia przewarstwień i wytrąceń piaszczystych w glinach oraz charakter kontaktu gliny lodowcowej z podścielającymi ją osadami.

Dolny zespół litofacjalny *Dmm/Dms* składa się z dwóch glin lodowcowych. W spągu pierwszego (niższego) członu gliny lodowcowej wyraźnie zaznacza się delikatne smugowanie. Smugi zorientowane są z NW na SE i zapadają ku N pod kątem około 20° (ryc. 1). Liczne są także wytrącenia piaszczyste w postaci małych soczewek oraz ciał piaszczystych, o średnicy 3–5 cm, o kulistym bądź owalnym kształcie (fot. 1). Struktury te występują zazwyczaj wzdłuż jednej linii poziomej, a w przekroju podłużnym stanowią wydłużone soczewki, których osie główne skierowane są ku SE. Różnią się litologicznie od otaczającej gliny zawartością materiału piaszczystego i piaszczysto-żwirowego. Krüger (1979) uważa takie struktury za typowe dla glin subglacjalnych z nałożenia, a materiał je wypełniający najczęściej pochodzi z podłoża.

W części stropowej drugiego członu (górnego) badanej, dolnej gliny występują przewarstwienia piaszczyste w postaci drobnych soczewek. Są one wyraźnie ukierunkowane i nadają jej strukturę warstwową, która uważana jest (Lawson 1979, Liszkowski 1996, Stankowski 1996, Ruszczyńska-Szenajch 1998) za jedną z cech diagnostycznych subglacjalnej gliny z wytopienia.

Kontakt spągowego członu dolnej gliny lodowcowej z piaszczysto-żwirowym podłożem zaburzony jest obecnością struktur typu pionowych i ukośnych klinów oraz licznych wybrzuszeń gliny (fot. 2). Wnikają one w osady podłoża na głębokość 5–10 cm (fot. 2). U nasady są szersze i zwężają się ku końcowi, jednakże tylko niektóre są ostro zakończone. Reszta ma dosyć szerokie zakończenia jak na struktury klinopodobne. Bieg osi klinów jest prawie równoległy do dominującego kierunku stwierdzonego dla orientacji materiału kamienistego w glinie.

Podścielające glinę osady piaszczysto-mułkowo-żwirowe serii fluwioglacjalnej zaburzone są przez



Fot. 1. Krostkowko. Kuliste lub owalne wytrącenia piaszczyste, małe soczewki piaszczyste tworzące ciągi quasi-poziome w (dolnym członie) dolnej gliny lodowcowej

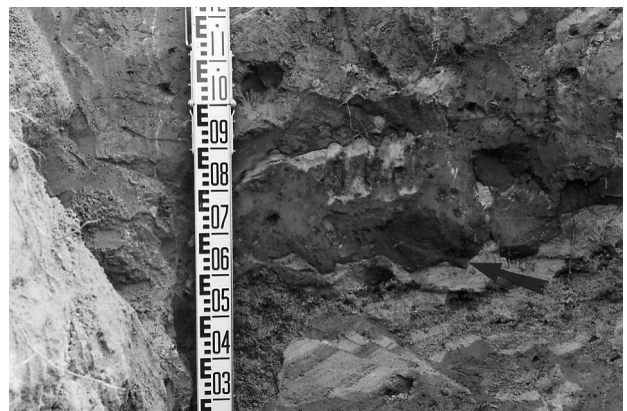
się uskoków normalnych o zrzutach kilku centymetrów, których powierzchnie mają orientację NW–SE (fot. 2).

Natomiast spąg drugiego członu dolnej gliny lodowcowej wchodzącej w skład tego zespołu litofacjalnego jest typu akumulacyjnego, z bardzo nielicznymi wybrzuszeniami, tzw. undulacjami (Ehlers, Stephan 1979). Wskazują one na dostosowywanie się osadu do podłoża (w tym przypadku piasków i drobnych żwirów), co świadczy o łagodnej depozycji, w postaci nasyconej wodą, niestabilnej masy gliniastej, charakterystycznej dla gliny spływowej.

Dowdeswell i Sharp (1986) oraz Boulton i Dent (1974) zauważyli, że wiele glin bazalnych z nałożenia jest poddawanych często subglacjalnym deformacjom, poprzez ciągłe ścinanie pod stopą lodowca. Badania w osadach współczesnych lodowców Islandii (lodowiec Skilfellsjökull) (Dowdeswell, Sharp 1986), Alaski (lodowiec Matanuska) (Lawson 1979) oraz Islandii (lodowiec Breidamerkurjökull) (Krüger 1985) wykazały, że takie deformacje mogą dawać w rezultacie zmiany w charakterze osadu, powodując zróżnicowanie pomiędzy zdeformowaną i niezdeformowaną bazalną gliną z nałożenia (ang. *deformed and undeformed lodgement till*) (Dowdeswell, Sharp 1986).

W środkowym zespole litofacjalnym *Dms(r)* stwierdzono wyraźnie erozyjno-egzaracyjny charakter kontaktu gliny lodowcowej z fluwioglacjalnymi osadami podścielającymi. Kontakt ten zaburzony jest podobnie jak w spągu pierwszego członu dolnej gliny lodowcowej pierwszego zespołu litofacjalnego przez żebra gliniaste i pionowe kliny oraz wybrzuszenia spągu gliny. Kliny gliniaste oraz przekątna bardzo drobna łupliwość to, jak podają Hicock i Dreimanis (1992), wynik kruchego ścinania mogą się one pojawić w osadzie na skutek odwodnienia. W osadach piaszczystych, podścielających glinę, występują nieciągłe soczewki gliniste (ryc. 1B).

W niektórych miejscach można zaobserwować łagodne ząbienie się warstwowanych osadów piaszczysto-mułkowych z soczewkami gliniastymi,



Fot. 2. Krostkowko. Pionowe i ukośne kliny gliniaste i struktury klinopodobne oraz wybrzuszenia gliny wnikające w osady piaszczysto-żwirowe podścielające glinę dolną. Piaski i żwiry zaburzone są siecią uskoków normalnych

które według Shawa (1971) wyznaczają pierwszy etap bezpośredniej sedymentacji z nasuwającego się lądolodu. Jedną z przyczyn powstawania tego typu struktur podaje Boulton (1968), traktując je jako struktury powstałe w wyniku płynięcia gliny ablacyjnej. Shaw (1971) natomiast uważa, że tego typu soczewki gliniaste powstają w wyniku depozycji przez wyciskanie przepojonej wodą gliny bazalnej. Jednak najbardziej wiarygodna wydaje się hipoteza o wygaszaniu energetyki środowiska depozycyjnego. W wyniku zmniejszającej się ilości wynoszonej wody dochodziło do deponowania warstwowych piasków i mułków oraz soczewek gliniastych w stropie fluwioglacjalnego kompleksu.

Strop środkowej gliny jest również urozmaicony strukturami w postaci zadziórów, zazębnień z osadami piaszczystymi oraz z przewarstwieniami bezstrukturalnych piasków i mułków. Falistość górnej powierzchni glin lodowcowych (ryc. 1B) Boulton (1976) uważa za jedną z cech diagnostycznych glin subglacjalnych deponowanych przez aktywny lądolód. Tego typu struktury są również charakterystyczne dla glin deformacyjnych (Hicock, Dreimanis 1992).

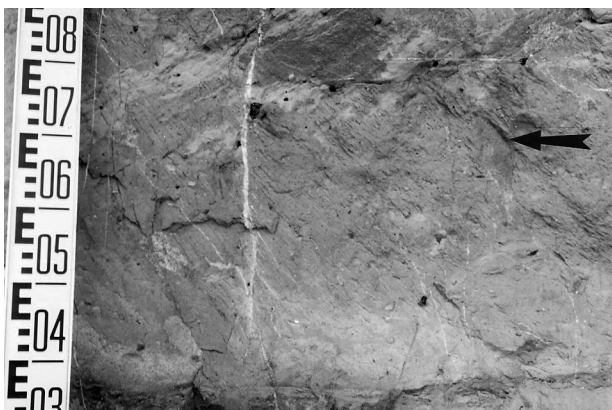
W części środkowej występują liczne wytrącenia piaszczyste, głównie w postaci soczewek. Dominującą frakcją jest piasek średni i drobny, z domieszką piasku grubego i drobnego żwiru. Licznie występują również rozcięcia tensyjne wypełnione gruboziarnistym piaskiem. Bardzo wyraźna jest przekątna łupliwość (fot. 3). Są to struktury charakterystyczne dla kruchoplastycznych warunków reologicznych (Hicock, Dreimanis 1992). Zaobserwowano również fałdy izoklinalne (warstwowanie z płynięcia) (fot. 4) oraz struktury podobne do budinażu, które uważane są za cechy charakterystyczne dla plastycznej deformacji osadu gliniastego (Hicock, Dreimanis 1992).

Występowanie w tym samym poziomie, a czasami współwystępowanie struktur powstających zarówno w warunkach plastycznego płynięcia, jak i kruchościanin świadczy o możliwości występowania

wszystkich warunków reologicznych w tym samym osadzie, wynikającej ze zmiennej zawartości wody porowej w różnych częściach osadu.

Górny zespół litofacjalny *Dms/Dmm* zbudowany jest z homogenicznego osadu, mało zróżnicowanego pod względem strukturalnym (ryc. 1C). Jedynie strefa kontaktowa gliny z podścielającymi ją osadami fluwioglacjalnymi wykazuje duże urozmaicenie (ryc. 1C). Pomiędzy gliną a osadami fluwioglacjalnymi nie zaobserwowano wyraźnie zaznaczającej się strefy kontaktowej. Jest to raczej około półmetrowa strefa przejściowa, charakteryzująca się zazębaniem piasków drobnoziarnistych i mułków z gliną, występowaniem bulwiastych struktur z wypełnieniem piaszczysto-żwirowym tkwiącym w glinie i wytrąceniami gliniastymi w kształcie iniekcji w osadzie piaszczysto-mułkowo-żwirowym (fot. 5). Geneza tych struktur jest złożona. Częściowo izolowane soczewki (ang. *pull-apart structure*) powstają w miejscach, gdzie w upłynnionym osadzie występują przemieszczenia poziome (Gradziński i in. 1976). O tej składowej świadczą przewarstwienia i smugowania, zwłaszcza w spągowej części gliny, a także osadach piaszczysto-mułkowych tuż pod strefą kontaktową. Iniekcje o nieregularnym kształcie w podścielające glinę osady piaszczyste są efektem upłynnienia bardziej gęstego osadu gliniastego. Upłynnienie górnej warstwy, podczas gdy warstwa dolna, w tym przypadku piaszczysto-mułkowa z domieszką drobnego żwiru, pozostaje na granicy plastyczności, powoduje zwiększenie obciążenia warstwy dolnej i powstanie w niej spękań (Anketell i in. 1970, Cegła, Dżużyński 1970, Gradziński i in. 1976). W powstałe w ten sposób szczeliny wdziera się upłynniony materiał, rozsadzając je i powodując rozdrobnienie warstwy dolnej. Na skutek mniejszego ciężaru objętościowego oderwane okruschy mogą być następnie wypychane ku górze.

Przedstawione dane wskazują na znaczne nawodnienie stropowej części osadów piaszczysto-mułkowych fluwioglacjału oraz spągowej części gliny. Woda porowa przejmowała część obciążenia (Mills 1983), prowadząc do wzrostu upłynnienia w osadzie.



Fot. 3. Krostkowo. Wyraźna przekątna łupliwość w glinie środkowej. W górnej części fotografii: nieregularne wytrącenia piaszczyste



Fot. 4. Krostkowo. Warstwowanie z płynięcia (fałdy izoklinalne) i liczne wytrącenia piaszczyste w środkowej glinie lodowcowej

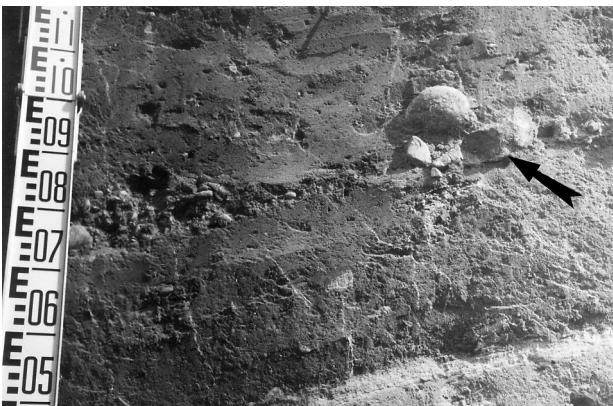


Fot. 5. Krostkowko. Strefa kontaktu górnej gliny lodowcowej z podścielającymi ją piaskami i żwirami. W glinie widoczne bulwiaste struktury z wypełnieniem piaszczysto-żwirowym

Obraz kontaktu gliny z osadami fluwioglacjalnymi zaburzony jest również przez deformacyjne procesy glacitektoniczne, podczas których zwiększony nacisk wywołał wzrost naprężeń w osadzie. Wynikiem tego jest obecnie obserwowany akumulacyjno-egzaracyjny kontakt z wyciśnięciami.

W miarę przesuwania się ku stropowi gliny lodowcowej charakter elementów strukturalnych ulega zmianie. Zaobserwowano niewielkie, kuliste struktury, wypełnione piaskiem drobnym i średnim oraz poziome przewarstwienia również wypełnione piaskiem drobnym i średnim, wykazujące równoległy przebieg do nachylenia dłuższych osi głazików.

W części stropowej gliny górnej występuje bruk kamienisty (ang. *clast pavement*), który dzieli omawiany osad na dwie subfacje gliniaste (fot. 6). Jego przebieg jest równoległy do stropu całego zespołu litofacjalnego (fot. 6). Podobny typ osadów zaobserwował Krüger (1993) w osadach formacji ciągu morenowego lodowca Myrdalsjökull na Islandii. Według tego autora taki bruk kamienisty jest wynikiem koncentracji rumoszu w strefie bazalnego transportu lodowców, gdzie klasty przemieszczane są zazwyczaj w wyniku trakcji w stopie lodowca. Nie stwierdzono w badanym stanowisku, podobnie jak



Fot. 6. Krostkowko. Bruk kamienisty, dzielący górną glinę lodowcową na dwie subfacje gliniaste

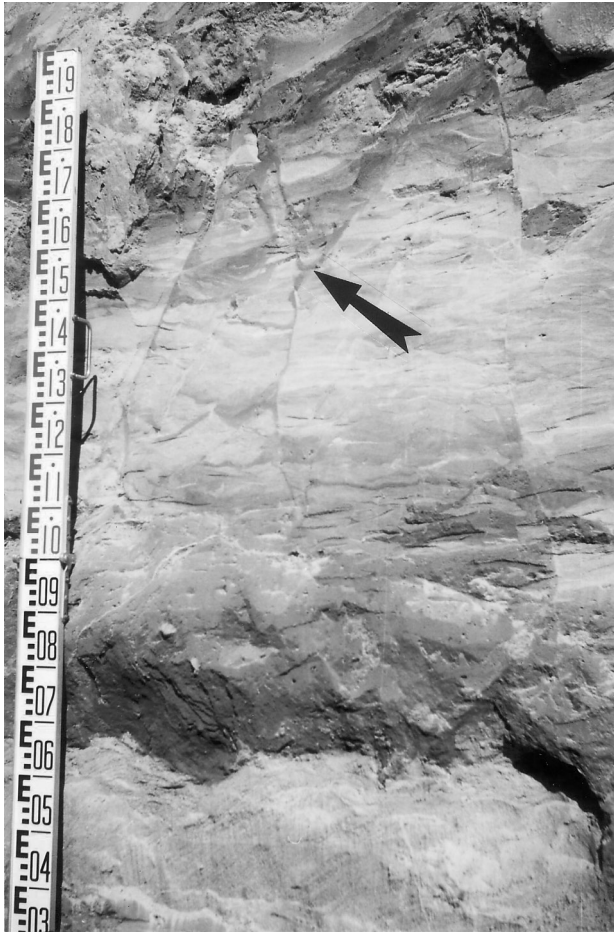
Krüger (1993), dużej ilości klastów mających zarysowania (ang. *striae*) ani klastów ze śladami eolizacji. Podobną genezę tego typu cech strukturalnych w glinach lodowcowych podaje Murray (1994) i Boulton (1976). Konsekwentne grupowanie większych części osadu daje w efekcie nagromadzenia głazów i żwirów, które mogą tworzyć bruk kamienisty wewnątrz osadów (Boulton 1976). Odkładanie większych klastów zachodzi zwłaszcza wtedy, gdy siły tarcia ulegają zwiększeniu. W miejscach, gdzie poprzednio zostały zdeponowane duże części osadu, rozpoczyna się proces tworzenia bruków kamienistych. Depozycja w procesie odkładania pojawia się zwłaszcza wtedy, gdy siły tarcia wynikające z podścielającego podłoża są większe niż lokalne naprężenia ścinające (Murray 1994).

Bruk kamienisty, przykryty gliną lodowcową o miąższości około 0,5–0,7 m, wskazuje na szybką depozycję osadów ze stopy lądolodu, a co za tym idzie – na szybki ruch masy lodowej, który mógł doprowadzić do występujących w tym stanowisku deformacji glacitektonicznych.

Znajdowane w pozycjach szczytowych sekwencji osadów gliniastych subglacjalne gliny z nałożenia traktowane były jako osady uformowane podczas ponownego nasunięcia się mas lodu (Brodzikowski, van Loon 1991).

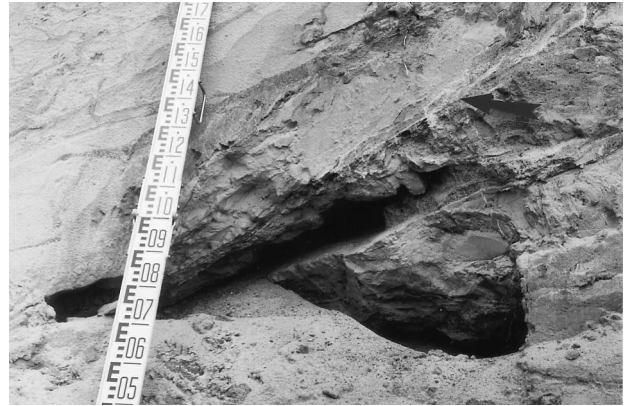
Struktury deformacyjne: Struktury deformacyjne występują zarówno w glinach lodowcowych, jak i w osadach fluwioglacjalnych. Wszystkie zestawy litofacjalne w odsłonięciu Krostkowko są wyruszone z pierwotnego położenia i zapadają ku N i NNE (ryc. 6.2). Tę sytuację szczególnie wyraźnie widać, jeśli śledzi się przebieg glin. Większość struktur deformacyjnych w mikro- i makroskali występuje w piaszczysto-żwirowych osadach fluwioglacjalnych, zwłaszcza w serii podścielającej dolną glinę (ryc. 1A) oraz między środkową (ryc. 1B) i górną gliną (ryc. 1C). Składają się na nie przede wszystkim sieci uskoków (fot. 7) oraz w znacznie mniejszej ilości i skali odkształcenia postaciowe, czyli fałdy.

Uskoki ze względu na konsekwentnie przeciwstawne zwroty, stały kąt między nimi oraz podobną orientację w płaszczyźnie horyzontalnej uznano, zgodnie z zasadami klasyfikacji Jaroszewskiego (1974) oraz Dadleza i Jaroszewskiego (1994), za uskoki komplementarne. Wśród nich przeważają uskoki odwrócone, o niewielkim zrzucie (od kilku do kilkunastu cm) oraz w znacznie mniejszej ilości uskoki normalne. Uskoki odwrócone charakteryzują się bardzo dużym upadem powierzchni uskokowych, który wynosi średnio 55–65°. Dadlez i Jaroszewski (1994) sugerują, że teoretycznie przewidywane upady powierzchni uskoków odwróconych powinny wynosić 20–30°. Przyjmują oni (Jaroszewski 1974, Dadlez, Jaroszewski 1994), że w przypadku uskoków odwróconych największe naprężenia działają głównie poziomo. Natomiast uskoki normalne są wyni-



Fot. 7. Krostkowo. W osadach fluwiogłacialnych między gliną środkową a górną występuje sieć uskoków komplementarnych, wśród których przeważają uskoki odwrócone o niewielkim zrzucie

kiem działania naprężenia głównego pionowego. Upady uskoków normalnych przy największych wartościach kąta tarcia wewnętrznego powinny zawierać się w granicach 60–70°. Podobne wartości upadów uskoków normalnych (ok. 60°) uzyskano w badanym stanowisku. Pionowa orientacja największego naprężenia oznacza, iż uskoki powstały pod dominującym naciskiem statycznym oraz według Dadleza i Jaroszewskiego (1994) również w wyniku obciążenia grawitacyjnego. Zdeformowana seria osadów przez sieć uskoków normalnych i odwróconych wskazuje na działanie naprężeń głównych (d_1) zarówno w poziomie (w przypadku uskoków odwróconych), jak i w pionie (dla uskoków normalnych). Biegi uskoków porządkują się wzdłuż osi ENE–WSW. Kierunki zapadania są zróżnicowane – część powierzchni uskokowych zapada ku SE, a część ku NW. Ich biegi wykazują nieznaczne odchylenie ku północy względem osi morfologicznej całego kompleksu Dębowej Góry. Oprócz deformacji nieciągłych występują spękania wzdłuż płaszczyzn warstwowania, o mniej więcej poziomym przebiegu. Taki system pęknięć jest podobny do zaobserwowanej przez Rotnickiego (1971) struktury budinażu glicitektonicznego.



Fot. 8. Krostkowo. Powierzchnia ścienia w postaci strefy poślizgu w osadach fluwiogłacialnych między gliną środkową a górną

W osadach fluwiogłacialnych stwierdzono powierzchnie ścienia w postaci stref poślizgu, odróżniające się od otaczających osadów drobniejszym uziarnieniem (fot. 8). Drobne frakcje w strefach poślizgu wynikają z oporu tarcia suwnego i obrotowego, gdyż przy poślizgu strefowym jednej warstwy osadów po drugiej, podczas procesu ścinania, występuje opór nie tylko w powierzchniach ślizgu, lecz także opór wynikający z obrotu ziarn w stosunku do ziarn sąsiednich (Wiłun 1982). Strefie poślizgu towarzyszą zagięcia osadów piaszczystych przewarstwionych mułkami w postaci inicjalnych fałdów wleczeniowych. Ciągłość powierzchni poślizgu została przerwana w wyniku wzrostu nacisku powodującego zwiększenie naprężeń w osadzie i kompaktacji.

Na podstawie przeprowadzonej analizy deformacji nieciągłych oraz wartości biegu i upadu płaszczyzn ślizgu stwierdzono, że oś naprężenia głównego była skierowana z NE ku SW mniej więcej w płaszczyźnie horyzontalnej.

W osadach fluwiogłacialnych pomierzono kierunki odpływu wód, których obraz jest bardzo zróżnicowany. Otrzymano kierunki NE, NW, SE i SW. Mimo na pozór chaotycznych wyników zauważono, że dominującym kierunkiem był odpływ ku SE (43%), trochę mniej licznie reprezentowany był odpływ ku NE (30%), akcesorycznie ku NW (8%) oraz ku SW (19%). Rozrzut otrzymanych kierunków odpływów wód jest efektem zmian glicydynamicznych w osadzie i jego wyruszenia z pierwotnego położenia.

Literatura

- Anketell J.M., Cegła J., Dżułyński S., 1970. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40, 1: 3–30.
- Boulton G.S., 1968. Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers. *Jour. Glaciol.*, 7, 51: 391–412.

- Boulton G.S., 1976. A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin. W: W. Stankowski (red.), Till – its genesis and diagenesis. Wyd. Nauk. UAM, seria Geografia, 12: 65–80.
- Boulton G.S., Dent D.L., 1974. The nature and rates of post-depositional changes in recently deposited till from southeast Iceland. Geogr. Ann., 56, A: 121–134.
- Brodzikowski K., von Loon A.J., 1991. Glacigenic sediments. Developments in Sedimentology, 49.
- Cegła J., Dżułański S., 1970. Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku perylacjalnym. Stud. Geogr., 13, Acta Uniw. Wratisl., 127: 17–42.
- Dadlez R., Jaroszewski W., 1994. Tektonika. Wydawnictwa Naukowe PAN, Warszawa.
- Dowdeswell J.A., Sharp M.J., 1986. Characterization of pebble fabrics in modern terrestrial glacigenic sediments. Sedimentology, 33: 699–710.
- Ehlers J., Stephan H.J., 1979. Forms at the base of till strata as indicators of ice movement. Journ. Glaciol., 22, 87: 345–356.
- Górska M., 1997. Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu. Praca doktorska. Zakład Geomorfologii IBCz UAM. Maszynopis.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976. Sedymetologia. Wyd. Geol., Warszawa.
- Hicock S.R., Dreimanis A., 1992. Deformation till in the Great lakes region: implications for rapid flow along the south – central margin of the Laurentide Ice Sheet. Can. J. Earth Sc., 29: 1565–1579.
- Jaroszewski W., 1974. Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol., Warszawa.
- 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.
- Krüger J., 1985. Formation of a push moraine at the margin of Hofdabrekkujökull, South Iceland. Geogr. Ann., 67, A, 3–4: 199–212.
- Krüger J., 1993. Moraine ridge formation along a stationary ice front in Iceland. Boreas, 22: 101–109.
- 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.
- Miall A.D., 1973. Glaciofluvial transport and deposition. W: N. Eyles (red.), Glacial geology: an introduction for engineers and earth scientists. Pergamon Press, s. 168–183.
- Mills P.C., 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures – a review. Sediment. Geol., 35: 83–104.
- Murray T., 1994. Glacial deformation. W: A. Maltman (red.), The geological deformation of sediments. Chapman & Hall, s. 73–94.
- Rotnicki K., 1971. Struktura deformacji w strefie wtórnego kontaktu łusek glacitektonicznych w Winiarach koło Kalisza. Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach., 24: 199–236.
- Ruszczyńska-Szejnajt 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, Wyd. Geogr. i St. Regional., UW, Warszawa, s. 13–40.
- Shaw J., 1971. Mechanism of till deposition related to thermal conditions in a pleistocene glacier. Journ. Glaciol., 10, 60: 363–373.
- Stankowski W., 1996. Podstawowe facje glin morenowych oraz kryteria ich wyróżniania. Geologos, 1: 149–157.
- Wiłun Z., 1982. Zarys geotechniki. Wyd. Kom. Łącz., Warszawa.
- Zieliński T., 1992. Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. Prace Nauk. Uniw. Śląsk., 1325.
- Zieliński T., 1993. Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. Prace Nauk. Uniw. Śląsk., 1398.