

MAŁGORZATA GOŚCIŃSKA

KONTAKT GLINY MORENOWEJ Z OSADAMI PODŚCIELAJĄCYMI W DASZEWICACH (Równina Średzka)

ZARYS TREŚCI

W artykule przedstawiona została analiza strefy kontaktowej gliny morenowej z osadami podścielającymi w Daszewicach (Równina Średzka, Wielkopolska). Obszar badawczy zlokalizowany był w obrębie strefy krawędziowej wysoczyzny morenowej płaskiej. Szczegółową analizę cech strukturalno-teksturalnych przeprowadzono w poziomych, 10-centymetrowych strefach w sągu gliny morenowej i w osadach podścielających. Badania miały na celu wydzielenie podstawowych facji, wykrycie relacji w osadach w zależności od wzrostu odległości od sągu pokładu gliny morenowej i od charakteru kontaktu. Własności powierzchni kontaktowej gliny morenowej wraz z uzyskanymi danymi pozwoliły dokonać próby określenia dynamiki lądolodu na badanym obszarze.

WSTĘP

Przebieg powierzchni sągowej i jej kontakt z osadami podścielającymi jest wyrazem miejscowej dynamiki lądolodu (glaciodynamiki) i informuje o procesach zachodzących w skrajnie bazalnej części żywego lądolodu (OLSZEWSKI 1974). Odnosi się to do:

- budowy bazalnej partii lądolodu,
- dynamiki przemieszczenia masy lodowej obciążonej ładunkiem mineralnym,
- sposobu oddziaływania stopy lądolodu na podległe i deformowane podłoże skalne.

Olszewski wyróżnił trzy podstawowe typy kontaktu w odniesieniu do ogólnego pojęcia gliny morenowej: erozyjny (transgresywny), akumulacyjny i naciskowy.

Poszczególne facje gliny morenowej posiadają charakterystyczny stopień wykształcenia powierzchni sągowej. W związku z tym w pracy zwrócono

szczególną uwagę na analizę facjalną gliny morenowej. Analizę tę przeprowadzono, stosując kryterium genetyczne zaproponowane przez RUSZCZYŃSKĄ-SZENAJCH (1998) i STANKOWSKIEGO (1996). Wydzielili oni trzy podstawowe facje glin morenowych: glinę bazalną (z odłożenia, z nakładania, subglacialną, *lodgment till*), glinę z wytopienia (wytopieniową, *melt-out till*) i glinę spływową (ze spływania, *flow till*). Ponieważ poziom gliny bazalnej może się różnić w swojej masie cechami strukturalno-teksturalnymi, RUSZCZYŃSKĄ-SZENAJCH (1998) wyróżniła dodatkowo dwa podtypy facji *lodgment*: *hard lodgment till* (głina twardego odkładania) i *soft lodgment till* (głina miękkiego odkładania).

Glinę bazalną charakteryzuje w sągu osadu kontakt niezgodności względem podłoża (STANKOWSKI 1996). Strefa kontaktowa wzbogacona jest we frakcje drobne, tworząc cienką warstwę ślizgową. Często zaznacza się inkorporacja

materiału z podłoża, fałdy wleczenia oraz strefa mylonityzacji. Ponadto, charakterystyczne dla tej facji są regularne, cienkie przewarstwienia gliny w osadach podścielających, które mogą być interpretowane jako świadectwo procesu sporadycznie występującej depozycji w środowisku subglacialnym o słabym nawodnieniu (RUSZCZYŃSKA-SZENAICH 1998). W przypadku gliny bazalnej twardego odkładania (*hard lodgment till*) spąg przybiera wyrównany charakter, przeciwnie do gliny miękkiego odkładania (*soft lodgment till*), gdzie zachodzi mieszanie się materiału gliny wytopionej z lodu z materiałem występującym w jej spągu.

Spąg kolejnej facji, jaką jest glina z wytapiania (*melt-out till*), ma przebieg ostry i wyrównany, z brakiem inkorporacji materiału z podłoża oraz gliny w obrębie podłoża (STANKOWSKI 1996, RUSZCZYŃSKA-SZENAICH 1998). Nie występuje również strefa mylonityzacji.

Charakter kontaktu gliny ze spływania (*flow till*) określa się jako kontakt depozycyjny z wyścielaniem nierówności podłoża, fałdami grawitacyjnymi oraz ze strukturami typu obciążeniowego.

Powszechnie przyjmuje się, że rodzaj kontaktu zależy od środowiska energetycznego, w jakim był tworzony. W środowisku wysokoenergetycznym spąg bazalnej gliny zawiera zapis procesów zachodzących między aktywną stopą lądolodu a podłożem (GÓRSKA 1995, 1998). Efektem dynamicznego oddziaływania lądolodu jest facja deformacyjna w postaci glacitektonitu (KOZARSKI, KASPRZAK 1992). Stopień deformacji zależy od układu sił panujących w lodzie, na kontakcie lodu z podłożem oraz w podłożu. Wynika to z rzeźby podłoża oraz wielkości obciążenia lodem. W środowisku niskoenergetycznym ograniczony ruch lądolodu pozostawia po sobie zondulowaną i pomarszczoną powierzchnię spągu gliny oraz kliny i żebra two-

rzące się w cieniu zakotwiczonych klastów (GÓRSKA 1995).

Przeprowadzone badania i analizy miały na celu uchwycenie zmian strukturalno-teksturalnych w spągu gliny morenowej, następstwa facji i ich związku z dynamiką lądolodu oraz wykrycie zależności pomiędzy charakterem kontaktu gliny morenowej a dynamiką lądolodu.

METODY BADAWCZE

Prace badawcze przeprowadzono w odkrywcze eksploatacyjnej zakładu górniczego we wsi Daszewice, położonej na południe od miasta Poznania, przy drodze Czapury – Babki – Kórnik (rys. 1).

Ze względu na stopień szczegółowości podjętej tematyki, na północnej ścianie odkrywki wyznaczono na dwóch odsłonięciach (I i II) po dwa profile badawcze (W i E) – fot. 1, 2. Próbkę osadów pobierano punktowo w profilach badawczych w odstępach 10-centymetrowych, licząc od strefy kontaktowej (przyjętej umownie za poziom „0”). Gęsty pobór próbek miał na celu wykazanie charakterystycznych cech w poszczególnych jednostkach sedymentacyjnych oraz w całym profilu. Ponadto przeprowadzono badania strukturalne w wydzielonych 10-centymetrowych strefach oraz na linii kontaktu z piaskami podścielającymi w odstępach 20-centymetrowych.

Pobrany materiał poddano analizom laboratoryjnym, badając: skład mechaniczny za pomocą metody sitowej, metody areometrycznej wg Casagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego oraz metody sitowo-areometrycznej „na mokro” (MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO 1995); stopień obróbki ziaren kwarcu frakcji 1,6–1,25; 1,25–1,0; 1,0–0,8 [mm] (wg metody KRYGOWSKIEGO 1964); zawartość CaCO_3

(wg metody Scheiblera). Nie przeprowadzono analizy składu petrograficznego detrytusu skalnego w osadach gliniastych ze względu na znikomą ilość frakcji powyżej 2 mm.

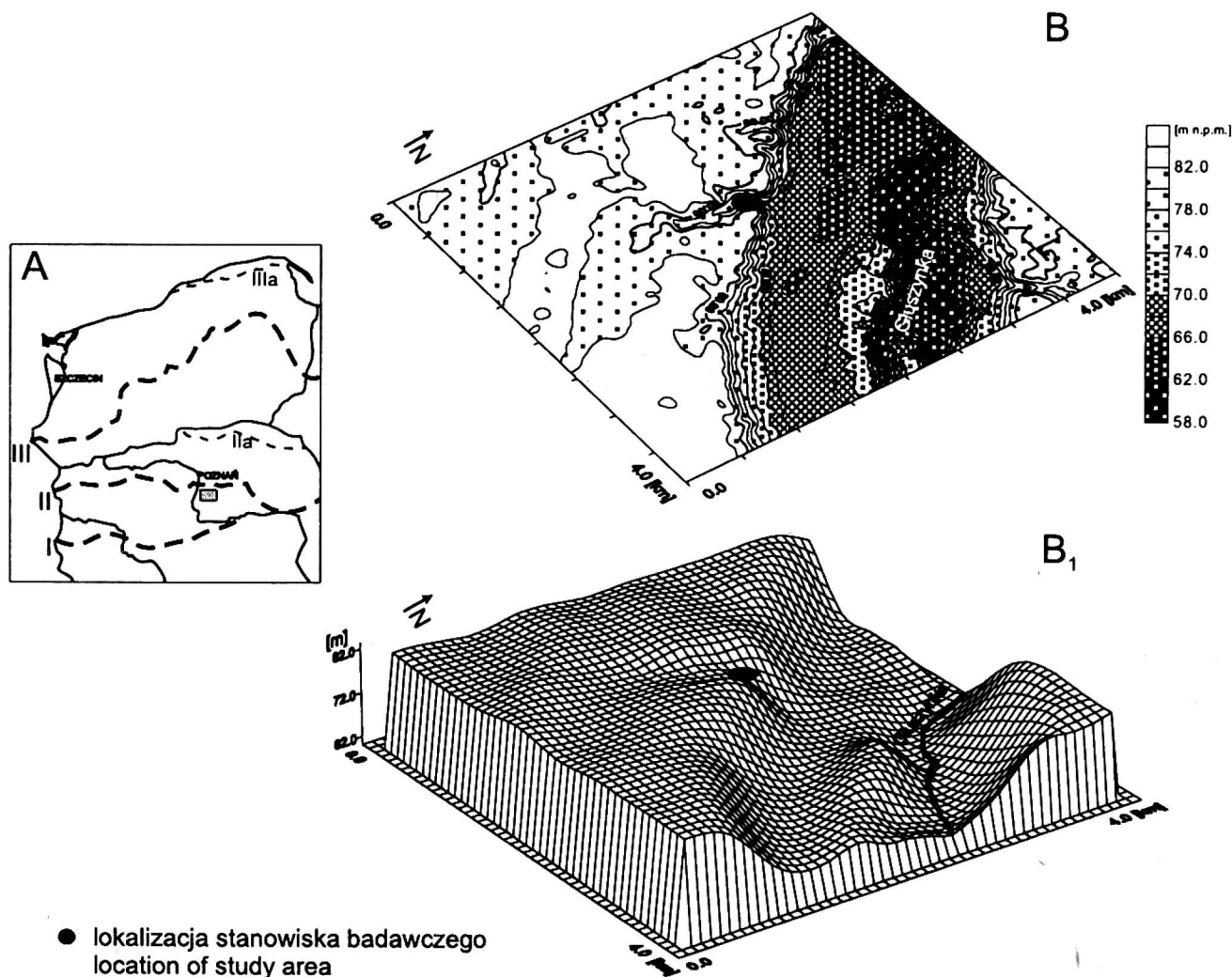
Na podstawie uzyskanych wyników z analizy granulometrycznej wyliczono: wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (RACINOWSKI, SZCZYPEK 1985); wskaźnik ilastości (KARCZEWSKI 1963): $I = (\sum < 0,002 \text{ mm}) / (\sum > 0,002 \text{ mm})$ [%]; procentową zawartość CaCO_3 ; wskaźnik obróbki W_o i wskaźnik niejednorodności N_m (KRYGOWSKI 1964) oraz wydzielono klasy obróbki ziarna kwarcowego: α, β, γ (rys. 2, 3). Należy nadmienić, że

stopień obróbki ziaren kwarcu i zawartość CaCO_3 badano tylko w osadach gliniastych.

Wydzielenie typów granulometrycznych osadów przeprowadzono na podstawie klasyfikacji geotechnicznej wg PN-54/B-02480.

OBSZAR BADAŃ

Pod względem geomorfologicznym badany obszar (rys. 1) położony jest w obrębie strefy krawędziowej wysoczyzny morenowej płaskiej. Wysoczyzna stanowiąca w obrębie Równiny Średzkiej „wys-



Rys. 1. A – lokalizacja stanowiska badawczego i zasięgi głównych linii postojowych lądolodu bałtyckiego (wg KOZARSKIEGO 1986)

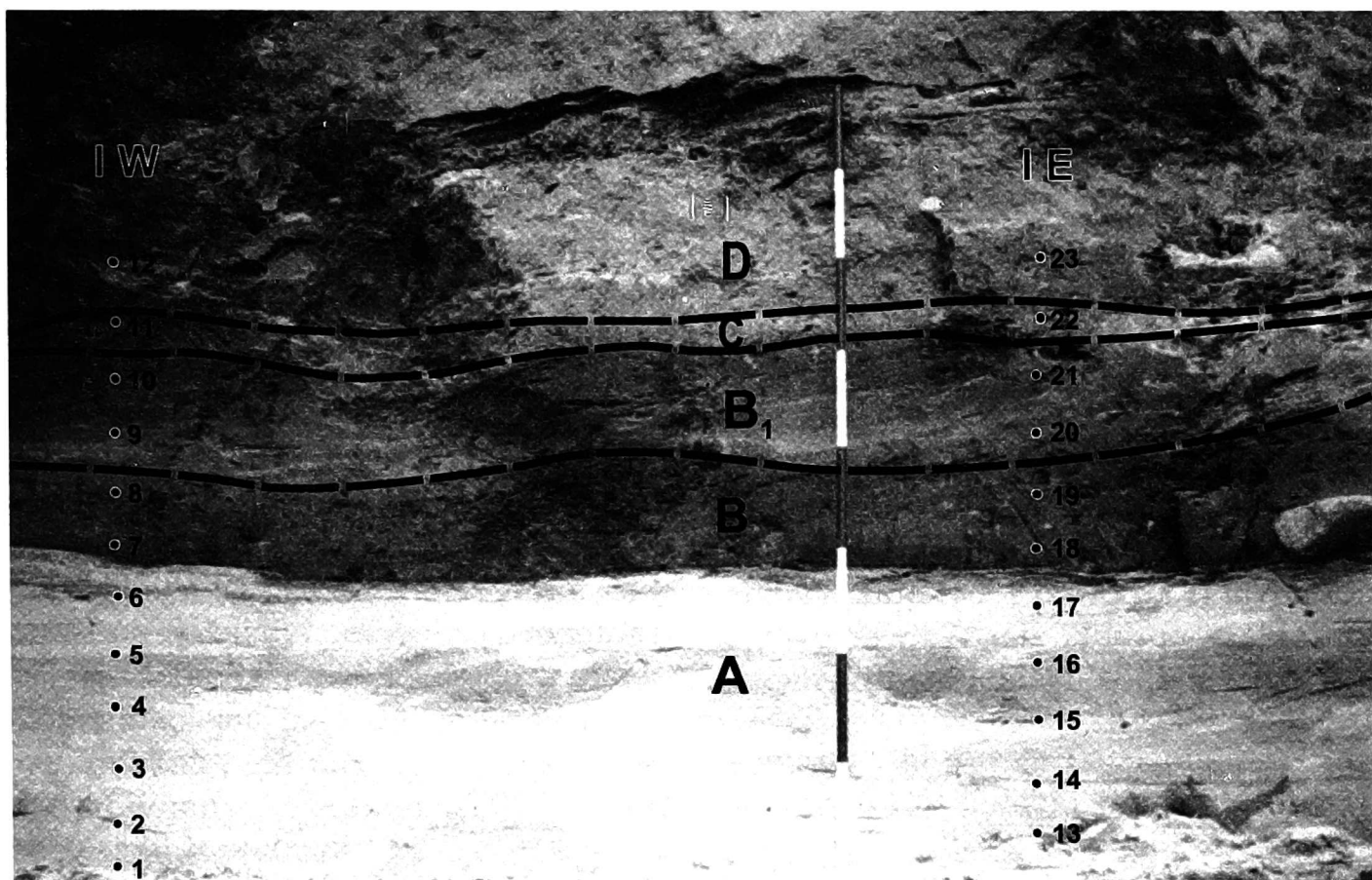
I – faza leszczyńska, II – faza poznańska, IIa – subfaza chodzieska, III – faza pomorska, IIIa – subfaza gardzieńska;

B – ukształtowanie terenu okolic Daszewic. Mapa hipsometryczna; B₁ – blokdiagram

Fig. 1. A – location of study area and the main Weichselian ice margin positions (based on KOZARSKI 1986)

I – Leszno phase, II – Poznań phase, IIa – Chodzież sub-phase, III – Pomerania phase, IIIa – Gardno sub-phase;

B – configuration of study area near Daszewice. The hypsometrical map; B₁ – the blockdiagram

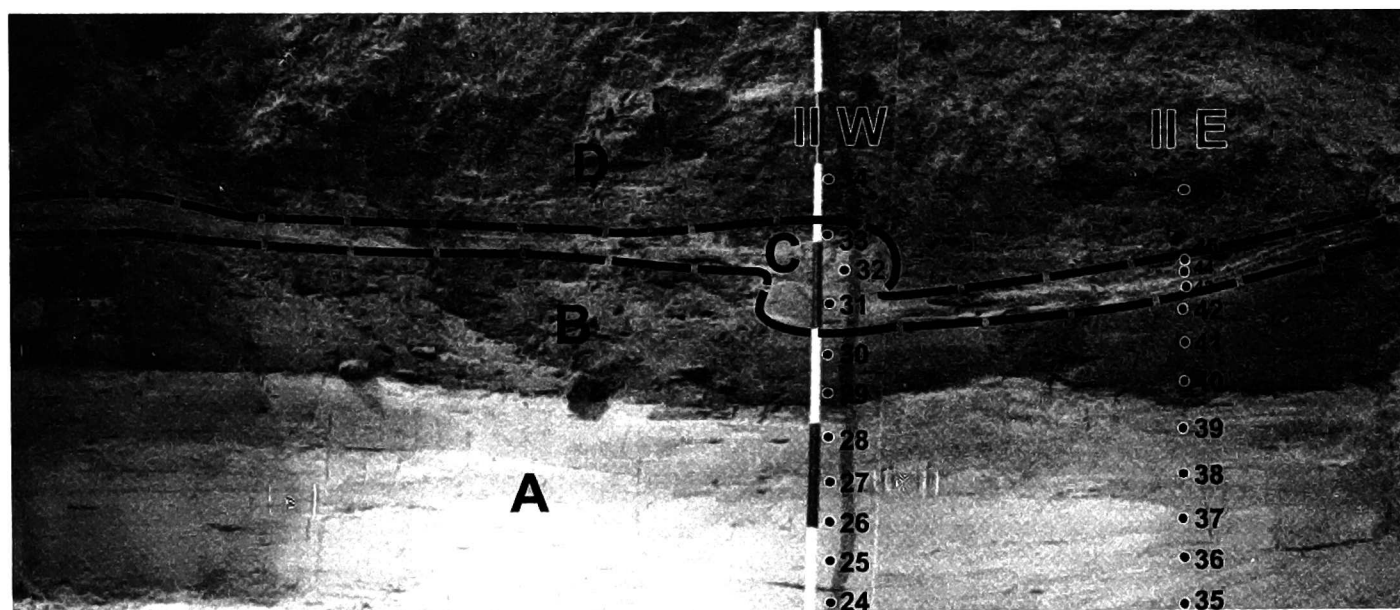


Fot. 1. Odślonięcie I z zaznaczonymi subfacjami i miejscami poboru próbek

- 7 – miejsca pobrania próbek i ich numeracja; I W, I E – profile badawcze; A – piasek drobnoziarnisty; B – glina pylasta; B₁ – piasek gliniasty; C – glina; D – glina piaszczysta

Photo 1. Section I with outlines of subfacial units and places of samples collected

- 7 – places of samples collected; I W, I E – research profiles; A – thin-size sand; B – silty till; B₁ – loamy sand; C – till, D – sandy till



Fot. 2. Odślonięcie II z zaznaczonymi subfacjami i miejscami poboru próbek

- 34 – miejsca pobrania próbek i ich numeracja; II W, II E – profile badawcze; A – piasek drobnoziarnisty; B – glina, C – fałd – glina piaszczysta, piasek gliniasty; D – glina piaszczysta

Photo 2. Section II with outlines of subfacial units and places of samples collected

- 34 – places of samples collected; II W, II E – research profiles; A – thin-size sand; B – till; C – flexure – sandy till, loamy sand; D – sandy till

pę" Daszewice – Rogalin (BARTKOWSKI, KRYGOWSKI 1959), ograniczoną od północy doliną Głuszynki, wznosi się na wysokość 81 m n.p.m., czyli ok. 20 m ponad dnem doliny Głuszynki, i wykazuje mały spadek powierzchni w kierunku północnym. Bezpośrednio w sąsiedztwie odkrywki w wysoczyznę wcina się na przetrzeni 1 km dolinka o głębokości 5–10 m. Nachylenie stoków dochodzi tam do 12°.

Rzeźba glacialna i osady omawianego obszaru związane są z nasunięciem i deglacją lądolodu fazy leszczyńskiej zlodowacenia bałtyckiego, które miało miejsce pomiędzy 20 000 a 18 400 BP (KOZARSKI 1986). Sedymentację osadów zlodowacenia bałtyckiego rozpoczynają piaski i żwiry fluwioglacjalne dolne z okresu transgresji lądolodu (CHACHAJ 1996). Osady te odsłaniają się w wielu fragmentach na krawędziach wysoczyzny (Srocko Wielkie, Puszczykowo, Wiry). Spąg tych osadów w badanej odkrywce zalega na głębokości 65,3–71,1 m n.p.m., a miąższość ich wynosi 3,8–13,9 m (WALENCIAK i in. 1997). Największe rozprzestrzenienie spośród osadów fazy leszczyńskiej mają gliny morenowe. Są one silnie spiaszczone, barwy żółtej lub jasnobrązowej. Gлина leszczyńska jest na ogół cienka, miąższość jej wynosi 2–5 m, miejscami dochodząc do 10 m. Pokład rozcięty jest w licznych miejscach przez wody roztopowe (KRYGOWSKI 1974). W badanej odkrywce spąg gliny zalega na wysokości 72,3–79,5 m n.p.m., zaś miąższość jej wynosi 0,2–4,7 m. Na znacznych obszarach wysoczyzn gliny morenowe przykryte są piaskami i żwirami (Huby Rogalińskie, Rogalinek, Jarosławiec) o genezie ablacyjnej (błoto ablacyjne – KRYGOWSKI 1974), o miąższości do 5 m. Ze schyłkowym okresem fazy leszczyńskiej związana jest sedymentacja powierzchniowych piasków i żwirów fluwioglacjalnych górnych na obszarach wysoczyzn.

Początkowo w literaturze dominował pogląd o arealnym zaniku lądolodu leszczyńskiego (KRYGOWSKI 1961, 1974), jego nieznaczonej dynamice (KRYGOWSKI 1950) oraz niewielkiej miąższości (BARTKOWSKI 1964; KRYGOWSKI 1962). Najnowsze badania dowodzą o dużej prędkości nasuwania (LISZKOWSKI 1996), zróżnicowanej dynamice lądolodu (GÓRSKA 1998), gdzie w strefie bazalnej można wyróżnić strefę nisko- i wysokoenergetyczną (GÓRSKA 1995). Lądolód fazy leszczyńskiej zanikał aktywnie, frontalnie. Jedynie lokalnie w strefach marginalnych oraz na ich zapleczu i na wysoczyznach zamierał arealnie, zamieniając się w lód stagnujący i martwy (KOZARSKI 1991).

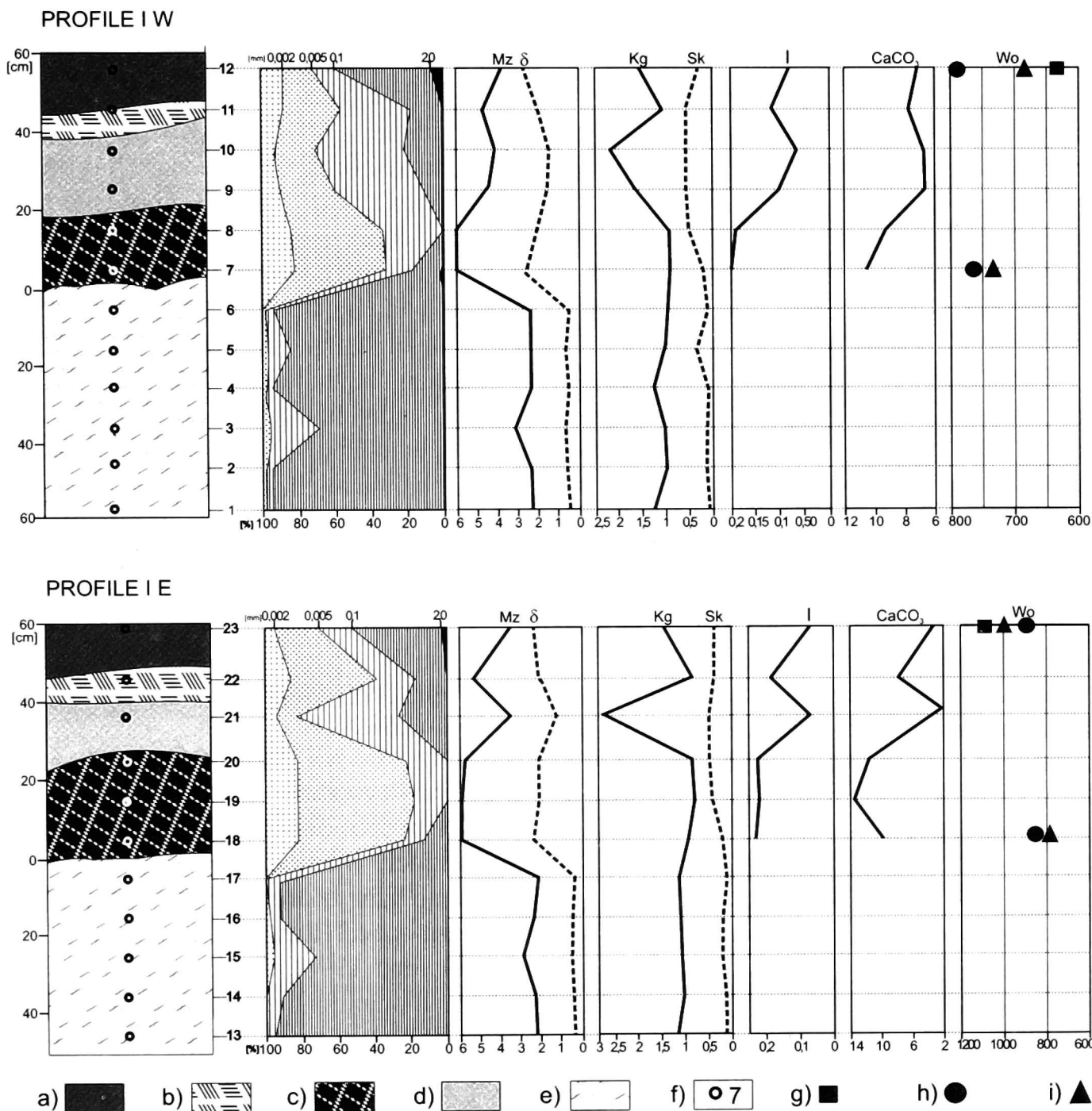
NASTĘPSTWO FACJI W BADANYCH STANOWISKACH

Stosując kryterium genetyczne, uwzględniające proces depozycji, w badanych odsłonięciach wydzielono dwie podstawowe facje glin morenowych: *soft lodgment till* i *melt-out till* (RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH 1998; STANKOWSKI 1996). Dodatkowo, w odsłonięciu I, wyodrębniono warstewkę gliny inglacjalnej (DROZDOWSKI 1974), będącą facją przejściową do gliny *melt-out*.

SOFT LODGMENT TILL

Pokład *soft lodgment till* podzielono na dwie subfacje.

Jednostkę najniższą, będącą spągową warstwą w badanym odsłonięciu I stanowi glina pylasta o miąższości 20–30 cm, zaś w II – glina o miąższości 15–30 cm (rys. 2, 3). Gliny te uznano za osad subglacialny, odłożony w spągu lądolodu. Odpowiada ona glinie *lodgment* (bazalnej) wg interpretacji RUSZCZYŃSKIEJ-SZENAJCH (1998). Świadczy o tym masywna budowa i syndepozycyjne struktury glaukitektoniczne spowodowane przez ciśnienie nadległego, posuwającego się łą-



Rys. 2. Uziarnienie i wskaźniki uziarnienia dla osadów w odślonięciu I

a) glina piaszczysta, b) glina, c) glina pylasta, d) piasek gliniasty, e) piasek drobnoziarnisty, f) miejsca poboru próbek i ich numeracja. Wskaźnik obróbki Wo kwarcu dla frakcji: g) 1,6–1,25 mm, h) 1,25–1,0 mm, i) 1,0–0,8 mm

Fig. 2. Grain-size distribution of deposits and particle size coefficients of deposits on I section
a) sandy till, b) till, c) silty till, d) loamy sand, e) thin-size sand, f) places of samples collected. Wo for quartz – size:
g) 1,6–1,25 mm, h) 1,25–1,0 mm, i) 1,0–0,8 mm

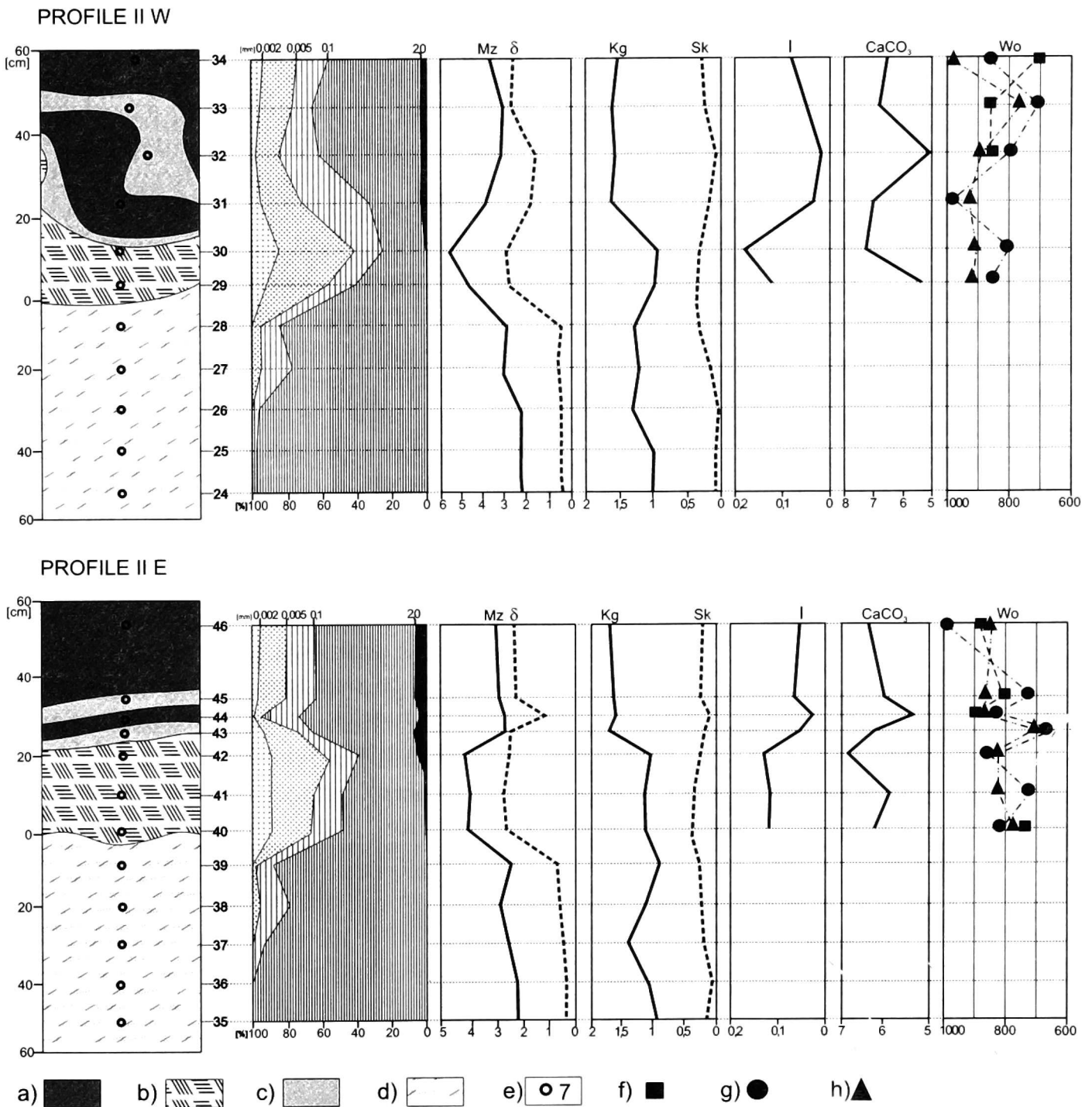
dolodu (RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH 1998). Fakt ten potwierdzają cechy teksturalne (rys. 2, 3). Zwiększona ilastość (KARCZEWSKI 1963; KASPRZAK, KOZARSKI 1984; RÓŻYCKI 1970), wynosząca średnio 0,19, przekracza średnie wartości 0,15 dla gliny leszczyńskiej (KARCZEWSKI 1963). Wysortowanie gliny jest słabe bądź bar-

dzo słabe (GÓRSKA 1995; STANKOWSKI 1996), zawarte w granicach 2,4–2,7. W strefie kontaktowej zaznacza się ponadto cienka warstwa ślizgowa, wzbogacona we frakcje drobne, oraz strefa mylonityzacji.

Pozostaje jeszcze do rozwiązania kwestia, czy jest to glina typu *soft* (mięk-

kiego odkładania), czy *hard* (twardego odkładania). Autorka skłania się do pierwszego typu, stwierdzając, że spągowa warstwa gliny morenowej jest gliną typu *soft lodgment*, o czym świadczy niezbyt wysoki stopień kompaktacji. Charakterystyczne jest również mieszanie

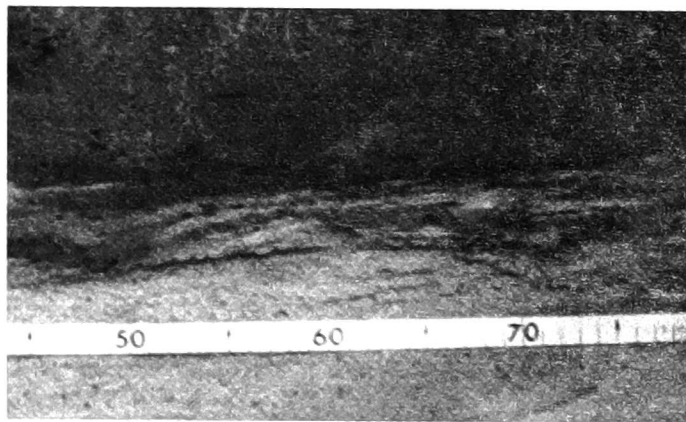
się materiału gliny wytopionej z lodu z materiałem występującym w jej spągu oraz cienkie, regularne przewarstwienia gliny w osadach podścielających, charakterystyczne dla depozycji w środowisku subglacjalnym o znacznym nawodnieniu (fot. 3).



Rys. 3. Uziarnienie i wskaźniki uziarnienia dla osadów w odślonięciu II

a) glina piaszczysta, b) glina, c) piasek gliniasty, d) piasek drobnoziarnisty, e) miejsca poboru próbek i ich numeracja. Wskaźnik obróbki Wo kwarcu dla frakcji: f) 1,6–1,25 mm, g) 1,25–1,0 mm, h) 1,0–0,8 mm

Fig. 3. Grain-size distribution of deposits and particle size coefficients of deposits on II section
a) sandy till, b) till, c) loamy sand, d) thin-size sand, e) places of samples collected. Wo for quartz – size: f) 1,6–1,25 mm, g) 1,25–1,0 mm, h) 1,0–0,8 mm



Fot. 3. Przewarstwienia gliny w osadach podścielających (odślonięcie I)

Photo 3. Thin layer of till in the top surface of sandy deposits

Rozkład uziarnienia gliny bazalnej typu *soft lodgment* ma charakter dodatnio skośny, a więc osady charakteryzowały się wzbogacaniem we frakcje drobniejsze i eliminowaniem z masy morenowej frakcji grubszych (RACINOWSKI, SZCZYPEK 1985). Występujące w glinie bazalnej ziarna kwarcowe bez obróbki są wg OLSZEWSKIEGO (1974) efektem mieszania się materiału morenowego. Gлина bazalna posiada najwyższy stopień zawartości CaCO_3 wśród badanych osadów, wynoszący średnio 10,9% w odślonięciu I, zaś w odślonięciu II – 7%. Brak gładzików nadających się do pomiarów teksturalnych w odślonięciu I należy tłumaczyć zwiększonym naciskiem lodolodu, który doprowadził do roztrucia większych frakcji. W odślonięciu II pomiary teksturalne wykazały zbieżne nachylenie gładzików w kierunku NW.

Kolejną subfację *soft lodgment till* stanowi zalegający w odślonięciu II fałd piaszczysty (fot. 4). Charakteryzuje się on silnym roztruciem skrzydeł fałdu (tzw. *drag folds*), z przedłużeniem ich w odślonięciu I. Zgodnie z sugestiami RÓŻYCKIEGO (1970), fałd nie powinien być interpretowany jako zaburzenie glacitektoniczne, lecz jako uławicenie dynamiczne gliny, będące zapisem cech dynamicznych samego lodu. Nie każde bowiem zaburzenie w glinie spowodowane

jest glacitektoniką, w przypadku której uczestniczą też osady podścielające. Jej występowanie ograniczone jest do spągowych warstw gliny morenowej (RÓŻYCKI 1970; STANKOWSKI 1977). Jednocześnie należy dodać, że KOZARSKI i KASPRZAK (1992) zaliczają przerosty piaszczyste oraz fałdy ciągnione, określone przez RÓŻYCKIEGO (1970) jako dynamiczne uławicenie glin, nie mające związku z glacitektoniką, do struktur powstałych w wyniku glacitektonizmu, a szczególnie w wyniku glacimylonityzacji.

Obydwie koncepcje (RÓŻYCKI 1970; RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH 1998) nie wykluczają jednak faktu, że fałd powstał podczas transgresji, kiedy to w obręb spągu lodolodu nastąpiła inkorporacja materiału. Został on następnie silnie rozwleczony zgodnie z kierunkiem nasunięcia stopy lodolodu, wytwarzając strukturę wleczeniową (KOZARSKI, KASPRZAK 1992), odpowiadającą formie *drag folds*. O nateżeniu siły poziomej oraz ciśnieniu nadległego lodu świadczy też przedłużenie skrzydła fałdu w odślonięciu I (oddalonym od stanowiska II o ok. 15 m), jakim jest warstwa piasku gliniastego. Warstwy te posiadają zbliżone parametry uziarnienia: średnia średnica ziaren w odślonięciu I wynosi 4,1, w odślonię-



Fot. 4. Fałd piaszczysty w odślonięciu II
Photo 4. Grain flexure (section II)

ciu II – 3,0; stopień wysortowania 1,4 i 1,55; wskaźnik ilastości 0,05–0,08. Wzrost zawartości frakcji ilastej i ziaren ze śladami obróbki (typu γ) w warstwie gliny bazalnej tuż pod fałdem (odsłonięcie II), potwierdza fakt, że osad musiał podlegać zwiększonemu naciskowi, doprowadzającemu do wzmożenia procesów ścierania i szlifowania.

• Warstwę gliny (odsłonięcie I) zalegającą nad warstwą piasku gliniastego uznano za osad akumulacji inglacialnej (DROZDOWSKI 1974), zachodzącej podczas stagnacji czaszy lodowej (rys. 2, fot. 1). Stanowi ona warstwę przejściową pomiędzy gliną subglacialną – *soft lodgment till* (glina pylasta) a gliną z wytopienia – *melt-out till*, którą jest warstwa gliny piaszczystej. Za tym, że glina ta nie była akumulowana podczas transgresji, przemawia brak struktur zaburzących na granicy między gliną a piaskiem gliniastym. Stropowa część gliny przechodzi spokojnie, w sposób ciągły, w nadległą glinę piaszczystą. Glinę inglacialną, zgodnie z badaniami DROZDOWSKIEGO (1974), cechuje podwyższona ilastość (0,14) w stosunku do otaczających ją osadów (0,066–0,081). Występowanie tej warstewki tylko w odsłonięciu I można tłumaczyć lokalnymi warunkami topograficznymi powierzchni, na której zachodziła akumulacja gliny.

MELT-OUT TILL

Glina piaszczysta, będąca ostatnią litofacją w badanych odsłonięciach, odpowiada glinie *melt-out* (glina z wytopienia) wg podziału RUSZCZYŃSKIEJ-SZENAJCH (1998). „Bierna depozycja”, bez znacznego przemieszczania materiału, umożliwiła przetrwanie w osadzie soczew i przewarstwień fluwioglacialnych, osadzonych w jeszcze częściowo przemarzniętej masie lodowo-morenowej (soczewa żwiru). Ponadto zaobser-

wowano brak łupliwości oraz struktur glacidynamicznych i glacitektonicznych. W osadzie dosyć dobrze wyrażona jest orientacja klastów; gładziki wykazują upad w kierunku NW. Obniżona ilastość, wynosząca średnio 0,065, jest porównywalna ze wskaźnikiem ilastości wyliczonym przez KASPRZAKA i KOZARSKIEGO (1984), wynoszącym 0,06. Wysokie wartości wskaźnika obróbki W_o (872–1083), znacznie przekraczające wartości w pozostałych osadach, OLSZEWSKI (1974) interpretuje jako cechę syndepozycyjną osadu, uzyskaną w trakcie formowania się warstwy w wyniku ułatwionego wypłukiwania ziaren graniastych (typu α).

KONTAKT GLINY MORENOWEJ Z OSADAMI PODŚCIELAJĄCYMI

Kontakt gliny morenowej z osadami podścielającymi stanowi ważny zapis odzwierciedlający miejscową dynamikę ruchu mas lodowych i informuje o procesach zachodzących w bazalnej części stopy lądolodu (GÓRSKA 1995; OLSZEWSKI 1974).

Powierzchnia kontaktu jest wyrównana, bez widocznych powierzchni ścięć osadów podścielających (fot. 5 i 6). Analiza facjalna wykazała, że spągowa warstwa gliny morenowej to glina *soft lodgment*, a więc odłożona podczas transgresji lądolodu. Brak powierzchni ścięć osadów należy tłumaczyć znacznym nawodnieniem środowiska subglacialnego, które sprawiło, że osady podścielające znajdowały się w stanie uplastycznienia. W 10-centymetrowej strefie poniżej kontaktu piaski są bezstrukturalne, a więc pierwotnie nie istniały powierzchnie oddzielności lamin, wzdłuż których lądolód mógł odkuć warstwy. Ponadto lądolód musiał wkraczać spokojnie na osady fluwioglacialne.



Fot. 5. Kontakt gliny morenowej z osadami podścielającymi w odsłonięciu I
Photo 5. The contact of the till subsurface with underlying sediments (section I)



Fot. 6. Kontakt gliny morenowej z osadami podścielającymi w odsłonięciu II
Photo 6. The contact of the till subsurface with underlying sediments (section II)

Nasuwa się wniosek, że zgodnie z poglądami OLSZEWSKIEGO (1974) kontakt gliny morenowej z osadami podścielającymi na badanych stanowiskach ma charakter akumulacyjny.

Charakterystyczne cechy kontaktu gliny bazalnej (*soft lodgment till*) z osadami podścielającymi:

- Kontakt gliny morenowej z osadami podścielającymi jest ostry, o charakterze akumulacyjnym (OLSZEWSKI 1974) (fot. 7).

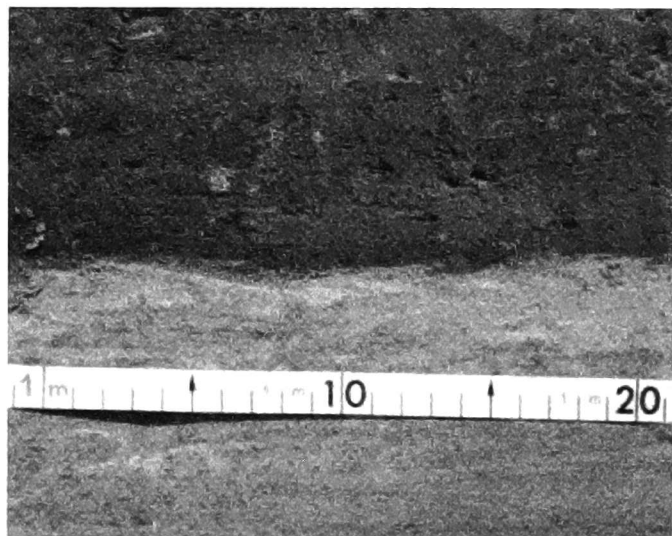
- Brak powierzchni ściec erozyjnych osadów podścielających.

- Undulacje powierzchni spągowej gliny morenowej (znaczny rozrzut pomiarów strukturalnych powierzchni spągowej gliny).

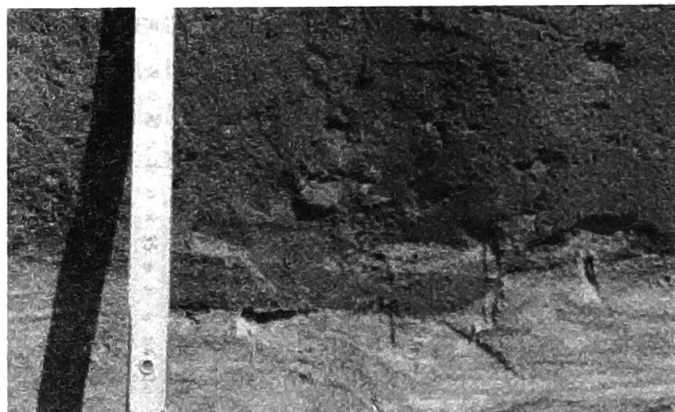
- W obrębie spągu pokładu gliny na odsłonięciu II zalegają zwietrzałe narzutniaki (5–10 cm średnicy) (fot. 6).

- Struktury deformacyjne w postaci wciśniętych w glinę piasków podścielających, tzw. struktury załapań (OLSZEWSKI 1974) (fot. 8).

- Duży kamień w spągowej warstwie, ułożony dłuższą osią równoległą do spągu, spowodował ugięcie warstwy gliny tuż pod nim. Na kamieniu nie stwierdzo-

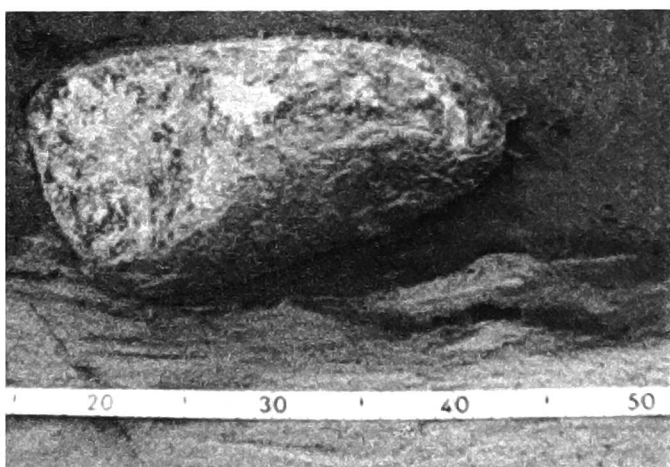


Fot. 7. Kontakt akumulacyjny gliny morenowej z osadami podścielającymi (odsłonięcie II)
Photo 7. The accumulative contact (section II)



Fot. 8. Struktura deformacyjna w postaci wciśniętych w glinę piasków podścielających – tzw. struktury załapań (odsłonięcie II)

Photo 8. The entrainment and wave structures (section II)



Fot. 9. Struktura wgniatania soczewy piasku w obręb gliny (odsłonięcie I)

Photo 9. Till including thin layer of sand lenticle

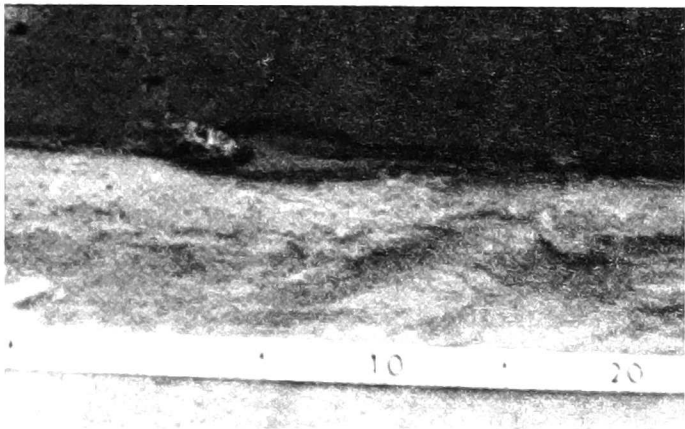
no obecności rys lodowcowych, aczkolwiek wykazywał on pewien stopień obróbki. W jego cieniu występują soczewy piasku, będące strukturami wgniatania w obręb gliny (fot. 9).

- Nieregularne wkładki gliniaste w osadach podścielających (odsłonięcie I) o miąższości 1–3 cm i długości 5–15 cm, będące efektem wzrastającego nawodnienia w stopie lądolodu (fot. 3).

- W odsłonięciu I, na kontakcie pomiędzy gliną pylastą a osadami podścielającymi zalega cienka warstewka o miąższości ok. 1 cm. Uznano ją za młody glacytonit (KOZARSKI, KASPRZAK 1992), nie będący już utworem fluwio-glacialnym, a jeszcze nie gliną bazalną.

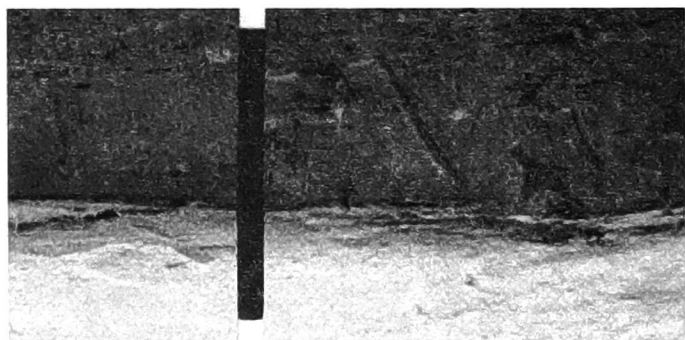
W jego obrębie zaobserwowano:

– strukturę opływową wokół zakotwiczonego w osadach podścielających kamienia (o średnicy 5 cm) (fot. 10),



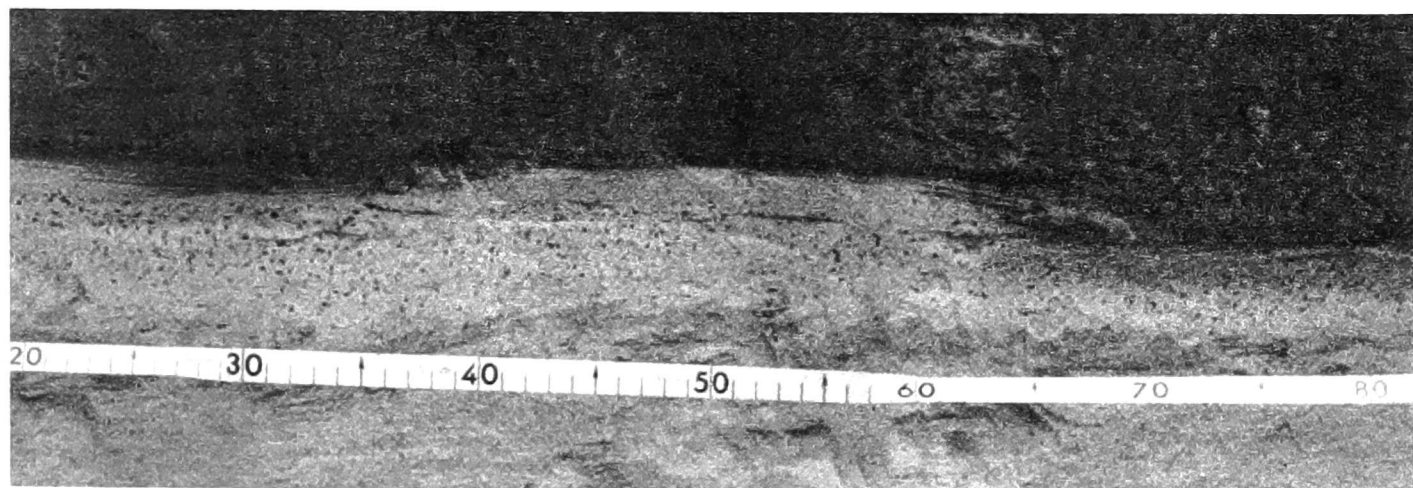
Fot. 10. Objawy mylonityzacji: struktura opływowa wokół zakotwiczonego w osadach podścielających kamienia (odślonięcie I)

Photo 10. The sign of glaciomylonite: streamline structure coating a boulder (section I)



Fot. 11. Młody glaciomylonit z widocznymi poziomymi strukturami penetracyjnymi w obrębie piasków podścielających (odślonięcie I)

Photo 11. The young glaciomylonite with horizontal penetration structures (section I)



Fot. 12. Objawy mylonityzacji: warstwa rozwleczeń i przemazów (odślonięcie I)

Photo 12. The sign of glaciomylonite: layer of drag structures (section I)

– poziome struktury penetracyjne w obrębie piasków podścielających (fot. 11),

– warstwy rozwleczeń i przemazów (STANKOWSKI 1977) (fot. 12).

DYNAMIKA ŁADOŁODU

Zebrałe materiały częściowo pokrywają się z poglądem KRYGOWSKIEGO (1950) o słabej dynamice nasuwającego się lądolodu fazy leszczyńskiej. Brak powierzchni ścień osadów podścielających dowodzi, że lądolód musiał spokojnie nasuwać się na piaski fluwioglacjalne, nie powodując ich ścięcia. Jednakże musiał to być lądolód o znacznej miąższości (GÓRSKA 1995, 1998; LISZKOWSKI 1996), gdzie naprężenia pionowe przeważały nad naprężeniami stycznymi do kierunku ruchu lądolodu. Znalazło to swój wyraz w:

- wykształceniu powierzchni spągowej – undulacje, młody glaciomylonit,
 - zwiększonej ilastości w bazalnej glinie morenowej (*soft lodgment till*),
 - rozsmarowaniu skrzydeł fałdu.
- W warstwie gliny bazalnej, bezpośrednio pod fałdem następuje wzrost zawartości frakcji ilastej, średniej średnicy ziarna oraz węglanowości (rys. 2, 3).

W przypadku mylonityzacji decydujące znaczenie ma tarcie łądolodu o podłoże. Stopniowy wzrost nawodnienia spowodował spadek naprężeń poziomych (siły tarcia) na korzyść naprężeń pionowych. Wskazuje na to brak powierzchni ścięć osadów podścielających oraz mieszanie się gliny z materiałem występującym w jej spągu.

Ponadto charakter wykształcenia warstwy kontaktowej gliny morenowej z osadami podścielającymi świadczy o tym, że powstała ona w środowisku niskoenergetycznym (GÓRSKA 1995), gdzie obciążenie pionowe przewyższało wartość naprężenia działającego w układzie poziomym. Ograniczony w środowisku niskoenergetycznym ruch lodu w spągu charakterystyczny jest dla zondulowanej i pomarszczonej powierzchni strefy kontaktowej gliny. Środowisko niskoenergetyczne (KOZARSKI 1991) cechuje się stanem równowagi dynamicznej, gdzie alimentacja równa jest ablacji.

O malejącej dynamice łądolodu fazy leszczyńskiej w okolicach Daszewic świadczy również mała miąższość zdeponowanych osadów gliniastych, w granicach 0,2–4,7 m. Gлина *lodgment* stanowi w badanych profilach tylko 23% miąższości całego pokładu gliny morenowej.

Ściskanie glin, które doprowadziło do powstania fałdu w odsłonięciu II i warstwy piasku gliniastego w odsłonięciu I, nie mogło odbywać się w stanie zamrożonym. Przemieszczane utwory nie mogły wchodzić w skład inglacialnej gliny, ale w stanie rozmarzniętym znajdowały się pod stopą lodu, gdzie panowała temperatura powyżej 0°C (RÓŻYCKI 1970). Potwierdza to stanowisko LISZKOWSKIEGO (1996) o ciepłym reżimie termicznym łądolodu.

Na podstawie pomiarów teksturalnych w bazalnej glinie morenowej nie można jednoznacznie wyznaczyć kie-

runku transgresji łądolodu na badanym obszarze. Wykonane pomiary w odsłonięciu II w warstwie *soft lodgment till* wskazują na zapadanie głązików w kierunku NW. Jednakże brak pomiarów głązików w spągowej warstwie gliny pylastej w odsłonięciu I czyni tę analizę niepełną. Kierunek NW pokrywa się z kierunkiem nachylenia głązików w obrębie *melt-out till*. Zgodnie z poglądami LAWSONA (1979) ukierunkowanie głązików w glinie *melt-out* odzwierciedla kierunek ruchu łądolodu, z tym że upady nachyleń mogły ulec niewielkim zmianom na skutek odsączania wody topnienia (RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH 1998). Nie zmienia to jednak faktu, że kierunek nasunięcia łądolodu z N–NW, uzyskany z pomiarów teksturalnych i strukturalnych, jest odmienny od ogólnego kierunku nasunięcia łądolodu na terenie Wielkopolski (GOŚCIŃSKA 2000). Wyznaczony na N–NE przez GÓRSKĄ (1998), został określony na podstawie analiz petrograficznych eratyków przewodnych. Kierunek N–NW można uznać więc za lokalny kierunek strumienia łądolodu (GOŚCIŃSKA 2000). Dodatkowo przemawia za tym fakt ogólnego nachylenia wysoczyzny morenowej dennej Równiny Średzkiej z kierunku NW na SE.

WNIOSKI

Przeprowadzona analiza i interpretacja strefy kontaktowej gliny morenowej z osadami podścielającymi prowadzi do następujących wniosków:

1. Zbadane odsłonięcia reprezentują ciągły pokład gliny morenowej odpowiadający w czasie nasunięcia i zanikowi fazy leszczyńskiej zlodowacenia bałtyckiego na omawianym obszarze pomiędzy 20 000 a 18 400 BP (KOZARSKI 1986).

2. Spągową warstwę gliny morenowej buduje gлина typu *soft lodgment till*, będą-

ca zapisem transgresji lądolodu. Złożona nad nią warstwa gliny piaszczystej w postaci gliny typu *melt-out till* (gлина z wytopienia) stanowi sedymentacyjny ślad zaniku ostatniego lądolodu.

3. Bazalna glina morenowa (*soft lodgment till*) wykształcona w postaci gliny pylastej w odsłonięciu I i gliny (oznaczenia wg PN-54/B-02480) w odsłonięciu II ma miąższość 15–30 cm, znacznie mniejszą od najczęściej notowanej dla zlodowacenia bałtyckiego (7 m – KRYGOWSKI 1952; 3,5–6 m – LISZKOWSKI 1996). Jest ona osadem różnofrakcyjnym, z bardzo słabym wysortowaniem (2,54–2,7), z wysokim wskaźnikiem ilastości zawartym pomiędzy 0,19–0,227 w odsłonięciu I i 0,117–0,185 w odsłonięciu II.

4. W obrębie stropowej warstwy gliny bazalnej (*soft lodgment till*) zalega fałd z silnie rozartymi skrzydłami, będący przykładem smużystego ciągnięcia lamin w wyniku zwiększonego nacisku pionowego.

5. Najmłodszą litofacją badanych stanowisk jest glina piaszczysta z wytapia-
nia (*melt-out till*), której miąższość dochodzi do 2,3 m.

6. Wraz ze wzrostem odległości od kontaktu z osadami podścielającymi, w glinie morenowej maleje wskaźnik ilastości oraz zawartość węgla wapnia.

7. Pomiary teksturalne dłuższej osi głazików wskazują na kierunek transgresji lądolodu na badany obszar z N–NW.

8. Kontakt z osadami podścielającymi ma charakter akumulacyjny (OLSZEWSKI 1974) i powstał w warunkach niskoenergetycznych, gdzie przeważał pionowy nacisk lądolodu na podłoże.

9. W spągu gliny bazalnej w odsłonięciu I zaobserwowano młody glacymit zanikający w spągu w odsłonięciu II. Świadczy to o słabnącej sile lądolodu, gdzie wraz z malejącym tarciem stopy lądolodu rosło nawodnienie.

10. Stwierdzona dwudzielność gliny – glina bazalna miękkiego odkładania (*soft lodgment till*) i glina wytopnieniowa (*melt-out till*) oraz dodatkowo wydzielona w odsłonięciu I glina inglacjalna – wskazuje na arealny zanik lądolodu bałtyckiego (DROZDOWSKI 1974) na badanym obszarze w okolicy Daszewic. Potwierdza to tezę KOZARSKIEGO (1991), że na wysoczyznach lądolód zanikał arealnie i zamieniał się w lód stagnujący i martwy.

Mały obszar analizowany w tej pracy nie pozwala na wyciąganie wniosków o dynamice lądolodu dla całej Wielkopolski. Uzyskane wyniki mogą się jednak przyczynić do wzbogacenia wiedzy na temat strefy kontaktowej gliny morenowej z osadami podścielającymi, której znaczenie jest niejednokrotnie niedoceniane przez badaczy.

LITERATURA

- BARTKOWSKI T., 1964: Deglacjacja arealna – zasadniczy typ deglacjacji na obszarach niżowych. Sprawozdania PTPN (za III i IV kw. 1963), 338–346.
- BARTKOWSKI T., KRYGOWSKI B., 1959: Próba kartograficznego ujęcia geomorfologicznego najbliższej okolicy Poznania. Zesz. Nauk. UAM, seria Geografia, 2, 87–93.
- CHACHAJ J., 1996: Szczegółowa mapa geologiczna Polski – arkusz 507 (Mosina). Instrukcja. PIG, Warszawa.
- DROZDOWSKI E., 1974: Zmienność facjalna glin morenowych w profilu drugiego pokładu morenowego w Sartowicach (dolina dolnej Wisły). Zesz. Nauk. UAM, seria Geografia, 10, 121–136.
- GOŚCIŃSKA M., 2000: Kontakt gliny morenowej z osadami podścielającym w Daszewicach (Równina Średzka). Zakład Geologii Glacjalnej IBCZiG, UAM, Poznań [praca magisterska – maszynopis].
- GÓRSKA M., 1995: Właściwości i cechy diagnostyczne bazalnych glin morenowych wistulianu jako wyraz dynamiki środowiska depozycyjnego ostatniego lądolodu na Nizinie Wielkopolskiej. Badania Fizjograficzne nad

- Polską Zachodnią, Seria A – Geografia Fizyczna, 46, 29–62.
- GÓRSKA M., 1998: Dynamiczny stan czoła ostatniego lądolodu fazy leszczyńskiej koło Włoszakowic. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Struktury sedimentacyjne i postsedymantacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. UW, WGiSR, Warszawa, 59–73.
- KARCZEWSKI A., 1963: Morfologia, struktura i tekstura moreny dennej na obszarze Polski Zachodniej. Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN, 4, 2.
- KASPRZAK L., KOZARSKI S., 1984: Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. Zesz. Nauk. UAM, seria Geografia, 29.
- KOZARSKI S., 1986: Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych na Niżu Polskim. Czasopismo Geograficzne, LVII, 2, 247–266.
- KOZARSKI S., 1991: Litostratygrafia górnego plejnistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje. [W:] A. Kostrzewski (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, Zesz. Nauk. UAM, seria Geografia, 50, 471–496.
- KOZARSKI S., KASPRZAK L., 1992: Glaciodynamometamorfoza osadów nieskonsolidowanych w makro- i mezoglacitektonitach Niziny Wielkopolskiej. Przegl. Geogr., LXIV, 1–2, 95–119.
- KRYGOWSKI B., 1950: Kilka spostrzeżeń nad warstwowaniem i spękaniem glin morenowych na ziemiach zachodnich. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 2, 1, 27–34.
- KRYGOWSKI B., 1952: Zagadnienie czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej. Biuletyn PIG, 66, Warszawa, 189–217.
- KRYGOWSKI B., 1961: Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, I – Geomorfologia. PTPN, Komitet Fizjograficzny.
- KRYGOWSKI B., 1962: Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacitektonicznych niżowej części Polski Zachodniej. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 9, 61–94.
- KRYGOWSKI B., 1964: Granifometria mechaniczna. Teoria, zastosowanie. Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN, 2, 4.
- KRYGOWSKI B., 1974: Niektóre problemy z morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A – Geografia Fizyczna, 27, 89–156.
- LISZKOWSKI J., 1996: Cechy diagnostyczne oraz typowe sekwencje subfacji glin morenowych vistulianu środkowej Wielkopolski. Geologos 1, Poznań, 159–174.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1995: Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Warszawa, 29–105.
- OLSZEWSKI A., 1974: Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur. Studia Societatis Scientiarum Torunensis, C, VII, 2.
- RACINOWSKI R., SZCZYPEK T., 1985: Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Skrypty Uniwersytetu Śląskiego, 143.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H., 1998: Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Struktury sedimentacyjne i postsedymantacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. UW, WGiSR, Warszawa, 13–57.
- RÓŻYCKI S.Z., 1970: Dynamiczne uławicenie glin zwałowych i inne procesy w dennej części moren lądolodów czwartorzędowych. Acta Geologica Polonica, XX, 3, 561–585.
- STANKOWSKI W., 1977: Struktury deformacyjne w spągu bazalnych glin morenowych. [W:] Badania geologiczne struktur glacitektonicznych, II sympozjum glacitektoniki, Zielona Góra, 151–157.
- STANKOWSKI W., 1996: Podstawowe facje glin morenowych oraz kryteria ich wyróżniania. Geologos 1, Poznań, 149–157.
- WALENCIAK R., WŁODARCZAK J., 1997: Mapa sytuacyjno-wysokościowa 1:1000 odkrywki Daszewice II z planem ruchu odkrywkowego zakładu górniczego. Poznań [mat. arch.].

THE CONTACT OF THE TILL SUBSURFACE WITH UNDERLYING SEDIMENTS IN DASZEWICE (THE ŚREDZKA PLAIN)

Summary

The analysis and interpretation was conducted in Daszewice, located within surface moraine upland. Present research represent the continual bed of a till moraine correspond with the centrifugal and attenuation Leszno phase during Baltic glaciation. This continual bed of a till in Daszewice took place between 20 000 and 18 400 BP (KOZARSKI 1986).

At the bottom of the till there is a soft lodgment till as an effect of transgrated continental glacier. Above it there is a layer of sandy till known as melt-out till, a trace of the last continental glacier. Soft lodgment till is developed as silty till on a st. I and till (marked according to PN-54/B-02480) on st. II; depth 15–30 cm. At the top of soft lodgment till there are drug folds – as a result of vertical pressure. The youngest lithological facies is melt-out till (sandy till); 2.3 m of depth.

Textural measures of the longer axis point at NW direction of centrifugal the continental glacier on the area researched. Research taken confirm thesis pointed by KOZARSKI (1991) that on upland areas continental glacier attenuated areally and changed into a dead ice coming to a standstill position.

The contact with the underlying sediments is acute – has an accumulated character (OLSZEWSKI 1974) and has begun in a low-energetic conditions during vertical ice-push on the base. Character of a contact area are:

- there is no area with erosion shears;
- there are undulation of bottom till deposits
- deformed constitution as a underlying sand impressed into till-known as entrainment and wave structures.
- irregular bed intercalated till in underlying sediments.

At the bottom of soft lodgment till (st. I) there is young glaciomylonite, attenuated in st. II – neither flucioglacial drift nor lodgment till yet.

Undoubtedly the large extent of detailed work cant't be the unambiguous conclusion about the dynamic of continental glacier in Wielkopolska area. But results taken can contribute to a knowledge about the contact of the till subsurface with the underlying sediments in Daszewice, which meaning is unfortunately not appreciated by the certain amount of scientists.