

Henryk Maruszczak

Lublin

PERYGLACJALNE UTWORY POKRYWOWE NA OBSZARZE WZGÓRZ SZESKICH

Ślady środowiska peryglacjalnego w strefie zasięgu stadium pomorskiego
ostatniego zlodowacenia

Zarys treści

Na obszarze Wzgórz Szeskich stwierdzono występowanie pokryw zwietrzelinowych na osadach fluwioglacjalnych stadium pomorskiego ostatniego zlodowacenia. Właściwości fizyczne i morfologia tych pokryw wskazują, że powstały one w warunkach tundry plamistej charakterystycznej dla łagodniejszej odmiany klimatu subarktycznego. Do utworów pokrywowych można prawdopodobnie zaliczyć część znanych z opracowań niemieckich „iłów pokrywających” (*Deckton*). Miejscami występują one w cienkich, 1 m warstwach, nie są warstwowane i przechodzą stopniowo w glinę zwałową. Te cechy świadczą przeciwko hipotezie jeziorno-zastoiskowego pochodzenia. Autor uważa, że takie cienkie pokrywy ilaste mogły powstać w warunkach zmarzlinowych, w wyniku przypowierzchniowej koncentracji koloidów z podłoża gliniastego. Oprócz pokryw autochtonicznych stwierdzone zostały w dolnej części zboczy pagórków morenowych pokrywy allochtoniczne. Są to mianowicie utwory rytmicznie warstwowane. Ich obecność jest dowodem przeobrażenia denudacyjnego stoków w warunkach peryglacjalnych, w schyłkowym okresie ostatniego zlodowacenia. Z tego samego okresu pochodzą pokrywy autochtoniczne.

WSTĘP

W ostatnich latach ukazały się dość liczne opracowania dotyczące ewolucji morfologicznej glacialnych i fluwioglacjalnych form akumulacyjnych ostatniego zlodowacenia. Z prac tych wynika, że nie tylko w strefie starszych, ale także i najmłodszych stadiałów tego zlodowacenia występują ślady przeobrażenia rzeźby pierwotnej w warunkach klimatu peryglacjalnego i umiarkowanego.

W polskiej literaturze zwrócono uwagę przede wszystkim na przeobrażenia, które nastąpiły w postglaciale w wyniku wytopiania się brył martwego lodu. Szczególnie interesujące są pod tym względem prace W. Okołowicza (1947, 1956), R. Galona (1953a, b) i T. Bartkowskiego (1953). Rola przeobrażeń tego rodzaju jest wyjątkowa ze względu na ich rozmiary i następstwa, a także dlatego, że były one związane ściśle z obecnością bezpośrednich reliktyw lądolodu. Mniej interesowano się zmianami, które zachodziły w wyniku działania procesów związanych ze zmieniającym się po ustąpieniu lodowca klimatem, a szczególnie z klimatem peryglacjalnym. Dlatego też jeszcze w r. 1953 R. Galon podkreślał, że „Jak

dotąd, na obszarze zlodowacenia bałtyckiego nie stwierdzono większych śladów procesów peryglacjalnych” (1953c, s. 112). Impulsu do takiej wypowiedzi dostarczyła praca J. Nowak pt. „Ewolucja niżowego krajobrazu lodowcowego Polski” (1952). W pracy tej bowiem znalazło się nieudokumentowane stwierdzenie, że świeże formy akumulacji lodowcowej, „... przeszły ... fazę niszczenia peryglacjalnego i są w trakcie niszczenia „interglacjalnego” (w postglacjale)”. Odpowiednią dokumentację znajdujemy dopiero w pierwszej poważnej próbie syntezy dotychczasowych wyników badań peryglacjalnych w Polsce, przedstawionej w r. 1956 przez J. Dylika. W ujęciu tym obszar najmłodszych u nas utworów lodowcowych, ze stadiału pomorskiego, został wyróżniony jako „strefa rzeźby glacialnej ze śladami przekształcenia peryglacjalnego” (s. 220). Ze sporządzonej przez J. Dylika kartograficznej inwentaryzacji śladów środowiska peryglacjalnego wynika, że we wspomnianej strefie śladów tych rzeczywiście znamy niezbyt wiele (1956, mapa poza tekstem). Wydaje się, że pod tym względem sytuacja jest podobna także w Niemczech; może o tym świadczyć praca H. Lembkego (1954). Przy takim stanie badań nawet skromne dowody przeobrażeń zachodzących w warunkach peryglacjalnych mogą wzbudzać pewne zainteresowanie. Upoważnia to autora do opublikowania wyników fragmentarycznych obserwacji z obszaru wschodniej części Pojezierza Mazurskiego (Wzgórz Szeskich). Publikacja ma charakter notatki rejestrującej pewne zjawiska bez nawiązywania do wyników spostrzeżeń z terenów sąsiednich (np. Pierzchałko 1956).

Obserwacje na terenie Wzgórz Szeskich miałem możliwość przeprowadzić we wrześniu 1956 r. dzięki uprzejmości prof. M. Strzemskiego i jego współpracowników z IUNG-u w Puławach. W czasie wykonywania zdjęcia gleboznawczego w r. 1955 i 1956 stwierdzili oni w tym terenie występowanie gleb ilastych na równych, wierzchwinowych powierzchniach wzniesień morenowych. Prof. M. Strzemski zwrócił uwagę na ten fakt na Zjeździe Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego w r. 1955. W rozprawie niniejszej podana jest między innymi próba częściowego wyjaśnienia, w nowym ujęciu, genezy tych ilów.

ŚLADY ŚRODOWISKA PERYGLACJALNEGO

Wzgórz Szeskie, rozciągające się pomiędzy Oleckiem i Gołdapem, znajdują się w strefie moren stadium pomorskiego ostatniego zlodowacenia (Kondracki 1952, s. 531—533). Pomimo, że na początku bieżącego stulecia Niemcy wykonali dla znacznej części tego obszaru zdjęcia geologiczne w podziałce 1 : 25 000, stosunki geologiczno-morfologiczne są stosunkowo słabo poznane. Krótki przegląd dotychczasowego stanu ba-

dań znajdujemy w pracy Kondrackiego (1952). Nowszych opracowań brak.

Najwyraźniejsze ślady przeobrażenia w warunkach peryglacialnych osadów stadium pomorskiego obserwowałem na dość równych powierzchniach grzbietowych pagórków fluwioglacjalnych (ozów). Typowy pod tym względem przykład przedstawiało wielkie odsłonięcie eksploatacyjne przy stacji kolejowej Stożne, 9 km na NNW od Olecka, wysokość n.p.m. około 200 m. Profil tego odsłonięcia przedstawia się następująco (fig. 1):

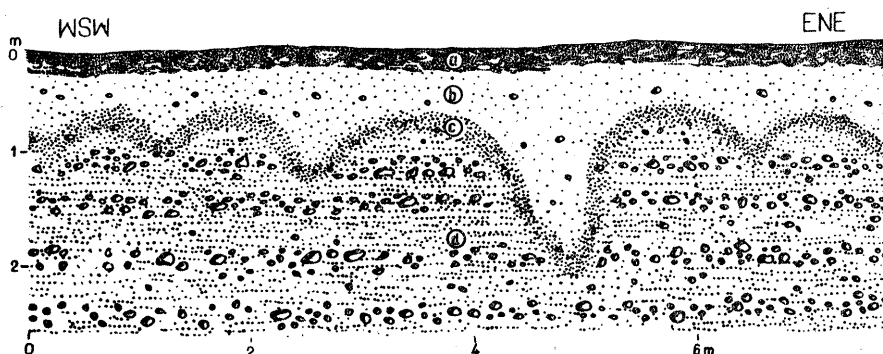


Fig. 1. Górna część odsłonięcia przy stacji kolejowej Stożne

Objaśnienia w tekście (odkr. I)

Odkrywka I

- a) 0—0,2—0,3 m poziom humusowy, pylasto-piaszczysty. Przejście stopniowe;
- b) 0,3—0,5—1,7 m utwór pylasto-piaszczysty z rozproszonymi pojedynczymi żwirami drobnymi, czasem średnimi, siwożółtawy, bardzo słabo spoisty. Przejście stopniowe. Miąższość tego poziomu silnie zmienna ze względu na to, że dolna jego granica jest falista. Wciska się on lejąkatymi formami występującymi w odstępach od około jednego do kilku metrów w warstwę „d”;
- c) 0,5—1,7—0,7—2 m utwór pylasto-piaszczysty z większą domieszką żwirów, brunatnordzawy, o znaczniejszej niż w warstwie „b” spoistości. Formuje on wyraźną smugę o grubości około 0,2 m, podkreślając lejąkate formy materiału poziomu nadległego. Granice smugi niezbyt ostro zaznaczone, „rozpływające się”;
- d) 0,7—2—ca 10 m piaski ze żwirami i głazami, wyraźnie warstwowane. Warstwy układają się w grube serie o miąższości od paru decymetrów do paru metrów, z przewagą materiału piaszczystego lub piaszczysto-żwirowo-głazowego. W górnej części przeważają serie grubo-

ziarniste. Układ warstw w części górnej nie wykazuje zaburzeń przy kontakcie z formami lejowatymi warstw nadległych; w niektórych miejscach można nawet prześledzić jak warstwy żwiru przechodzą częściowo przez materiał poziomu „c”.

Na powierzchni poziomej, ścinającej utwory „b” i „c” na głębokości 0,5—0,6 m, zaznaczają się nieregularne gniazda mniej spoiстого materiału poziomu „b”, zamknięte szerokimi otokami bardziej spoiстого utworu poziomu „c”.

Profil stropowej części odsłonięcia pozwala przypuszczać, że wykształciła się ona pod wpływem procesów glebotwórczych. Wobec tego należałoby przyjąć, że warstwa „b” reprezentuje eluwialny poziom bielcowy, a „c” — iluwialny. Charakterystyczne wykształcenie obu tych poziomów wyraźnie wskazuje, że nie można ich wiązać ze współczesnymi warunkami klimatycznymi.

Wydaje się, że silne rozdrobnienie materiału macierzystego, powstanie form lejowatych i znaczne nagromadzenie związków żelaza (poziom „b”) w utworach silnie przepuszczalnych mogło nastąpić tylko w warunkach występowania wieloletniej zmarzliny. Pod wpływem intensywnego wietrzenia mrozowego nastąpił wydatny wzrost frakcji pylastej w strefie czynnej. Materiał poziomu „b” odpowiada więc, pod względem właściwości fizycznych i genezy, inwolucyjnym (kieszeniowym) utworom pylastym opisanym przez J. Dylika (1952) z obszaru Polski środkowej. Intensywne nagromadzenie związków żelaza poziomu „b” nastąpiło nad powierzchnią stropową stale przemarzniętego, a więc nieprzepuszczalnego podłoża piaszczysto-żwirowego (Susłow 1954, s. 172). Kapryśny układ powierzchni warstwy trwale zamarzniętej — występowanie form lejowatych — związany był zapewne z nierównomiernym odmarzaniem letnim. Procesy glebotwórcze, rozwijające się współcześnie w warunkach klimatu umiarkowanego, mogły przekształcić poważniej prawdopodobnie tylko górną część tego peryglacialnego profilu wietrzeniowego.

Określenie wartsw „b” i „c” jako genetycznie związanych z procesami glebotwórczymi wymaga dalszych wyjaśnień. Gleby bielcowe na obszarze współczesnej strefy tundry europejskiej występują stosunkowo rzadko i rozwinięte są tylko w podstrefie południowej (Grigoriew 1956; Iwanowa 1956; Krejda 1958). A. Grigoriew wyodrębnia tę podstrefę Subarktyki jako przyborealną. W sprzyjających warunkach litologiczno-morfologicznych — na podłożu utworów „lekkich”, tzn. gruboziarnistych i w miejscach z dobrym drenażem — mogą się tam rozwinąć nawet gleby silnie bielcowe (s. 61—62). Wspomniany autor i N. Krejda podkreślają poza tym, że gleby takie są reliktem okresu holocenńskiego optimum klimatycznego (Grigoriew 1956, s. 62; Krejda 1958, s. 67).

W przyborealnej podstrefie Subarktyki, według A. Grigoriewa, charakterystyczną formacją jest tzw. tundra plamista (s. 49—51). Znamionną jej cechą jest występowanie „plam” — płatów bez pokrycia roślinnego; średnica ich wynosi 1—2, a czasem 3—4 m (Edelstein 1947, s. 172). Według niektórych autorów trwałość plam jest znaczna (Grigoriew 1956, s. 50—51). Takie wyraźne, długotrwałe zróżnicowanie pokrycia roślinnością powoduje silne wahania grubości warstwy czynnej i związanej z tym osobliwą mikrorzeźbę podłoża zmarzlinowego. Pod „plamami”, szybciej i głębiej odmarzającymi (Tyrtikow 1956), tworzą się zagłębienia (leje). Należy podkreślić, że procesy zachodzące w warstwie czynnej tundry plamistej nie powodują powstawania gleb strukturalnych (Grigoriew 1956, s. 50). Wydaje się więc, że układ poziomy „b” i „c” opisanego odsłonięcia wykazuje dużą zbieżność z przedstawionymi cechami tundry plamistej.

Biorąc pod uwagę wszystkie przytoczone fakty można stwierdzić, że omawiane utwory na obszarze Wzgórz Szeskich mogły rozwinąć się w środowisku tundrowym lub laso-tundrowym. Klimat typu subarktycznego musiał być wówczas względnie łagodny — odmarzanie letnie w utworach piaszczysto-żwirowych sięgało najprawdopodobniej do 2,0—2,5 m. Dość daleko posunięta dezintegracja mrozowa w warstwie czynnej pozwala przyjąć, że warunki te panowały w przeciągu dłuższego okresu czasu. Wnioski te pokrywają się całkowicie z ustalonymi poglądami na klimat panujący na obszarze Polski północnej w okresie schyłkowym ostatniego zlodowacenia, po cofnięciu się lodowca z linii stadium pomorskiego. Okres ten, tzn. Alleröd *sensu lato* i młodszy dryas, trwał według W. Szafera (1952) około 6 600 lat; na Pojezierzu występowała tundra i stosunkowo krótko, w optymalnych warunkach, laso-tundra.

Opisany utwór pylasto-piaszczysty można więc zaliczyć do pokryw peryglacjalnych typu eluwialnego, powstałych z materiału autochtonicznego. Swoimi właściwościami i wiekiem odpowiada on prawdopodobnie tzw. lessowi nadległemu, wyróżnionemu przez W. Pożaryskiego (1953) na obszarze wyżyn południowych nad środkową Wisłą. Ten less przedstawia się w postaci cienkich pokryw pylasto-piaszczystych, które według wspomnianego autora są produktem akumulacji eolicznej z okresu młodszego dryasu. Z punktu widzenia genezy różni się więc on zasadniczo. Opierając się na znajomości odpowiednich odsłonień stwierdzamy, że na Wyżynie Lubelskiej występują także utwory, które pod względem strukturalno-teksturalnym i stratygraficznym odpowiadają lessowi nadległemu, a pod względem genezy raczej pokrywom tutaj wyróżnionym. Bielicowa gleba tundrowa z obszaru Wzgórz Szeskich odpowiada wiekowo, a także i genetycznie, bielicowym glebom nalessowym rozwiniętym na poziomie wierz-

chowiowym Wyżyny Lubelskiej w okresie Allerödu (Maruszczak 1956, s. 238).

Z wyróżnionymi tutaj peryglacialnymi utworami pokrywowymi kojarzy się dość automatycznie zagadnienie znanych z tego obszaru utworów pokrywowych zupełnie innego typu. Geologowie niemieccy wyodrębniali bowiem na Pojezierzu Mazurskim tzw. ily pokrywające (*Deckton*) na glinie zwałowej, interpretując je najchętniej jako utwory jeziorno-zastoiskowe. Taką właśnie interpretację przedstawił jeszcze w r. 1904 A. Jentsch, który stwierdził, że utwory tego typu osiągają przeważnie 1—2 m miąższości i czasami przechodzą facjalnie w piaski. W roku 1913 E. Harbort wyraził pogląd, że *Deckton* osadzał się w obniżeniach wytopionych w lodzie; zwrócił on przy tym uwagę, że zupełnie podobne utwory występują także pod glinami zwałowymi (s. 16—17). Podobny pogląd przedstawił w r. 1925 E. Kraus, który tłumaczył występowanie iłów na wzniesieniach, sięgających na Wzgórzach Szeskich aż do 285 m n.p.m., czwartorzędowymi ruchami tektonicznymi. Przeciwno zbyt szerokiemu uogólnianiu zagadnienia i powszechnemu wiązaniu „iłów pokrywających” z jeziorami zastoiskowymi wypowiedział się w r. 1925 C. Gagel i w roku 1930 B. Körnke. Gagel uważał, że ily występujące w okolicach Piłkallów są osadem subglacialnym.

Ten krótki przegląd wskazuje, że mianem iłów pokrywających określano utwory o różnej genezie. Takie ily różnego pochodzenia występują właśnie na terenie Wzgórz Szeskich. Spotykamy więc tam typowe ily zastoiskowe, parumetrowej miąższości, spoczywające na glinie zwałowej w różnej sytuacji morfologicznej. Obok nich mamy znacznie bardziej interesujące osady ilaste, o wyraźnie odrębnych cechach litologicznych. Pracownicy IUNG-u z Puław stwierdzili w czasie kartowania gleboznawczego w r. 1955 występowanie cienkich, 1,0—1,5 m pokryw ilastych na wysoko wzniesionych (przeważnie 240—260 m n.p.m.), równych lub lekko falistych, dość rozległych powierzchniach morenowych. Geologowie niemieccy znali te utwory, lecz najprawdopodobniej nie zwrócili uwagi na niektóre ich cechy litologiczne, a przede wszystkim na fakt stopniowego przechodzenia w glinę zwałową. Tę charakterystyczną cechę tych osobliwych osadów obserwowałem, wspólnie z kolegą M. Koterem i mgr T. Witkiem, w kilku odsłonięciach pomiędzy wsiami Guzy i Szeski. Profil jednego z tych odsłonień, w Guzowej Górze w pobliżu wylotu Cisowego Jaru (współrzędne topograficzne 6003,5 i 4588,5, wysokość n.p.m. około 235 m) przedstawia się następująco:

Odkrywka II (wkop do głębokości 1,3 m i wiercenie 1,3—2 m)

- a) 0—0,2 m poziom humusowy, pylasto-ilasty, szarawy, w części dolnej słabo zbielnicowany. Zazębia się z „b”;

- b) 0,2—0,4 m poziom iluwialny, ilasty, brunatnawy. Przejście stopniowe;
- c) 0,4—0,65 m utwór pylasto-ilasty, oliwkowobrunatnawy, ze smugami i zaciekami szarymi (ślady oglejenia). Od głębokości 0,58 m reaguje z HCl. Przejście stopniowe;
- d) 0,65—1,1 m utwór podobny jak w „c”, niewarstwowany, ze stopniowo wzrastającą ku dołowi domieszką frakcji piaszczystej. Przejście stopniowe;
- e) 1,1—2 m glina zwałowa, oliwkowobrunatna, ze żwirami o średnicy do 2—3 cm. Silnie reaguje z HCl.

Dla ilustracji właściwości opisanego iłu przytaczamy wyniki analiz granulometrycznych i chemicznych próbek pobranych z opisanego odsłonięcia oraz w miejscowości Gościrady, pomiędzy wsią Guzy i Szarejki (tabl. I)¹. Należy podkreślić, że próbki z głębokości poniżej 1 m pobrane zostały do analiz glebowych bez żwirów. Wyniki analiz dobitnie wykazują podkreślaną już stopniowość przechodzenia ilów w glinę zwałową.

Tablica I

 Skład granularny i zawartość CaCO_3 w ilach zalegających na glinie zwałowej

Miejscowość	Głębokość pobrania próbki w m	Skład granularny w %							Zawartość CaCO_3 w %
		> 1,0	1,0— —0,5	0,5— —0,25	0,25— —0,10	0,10— —0,05	0,05— —0,02	< 0,02	
Guzowa Góra	5—10	—	0,3	0,8	3,2	4,4	10,5	80,8	—
	20—30	—	—	0,1	0,7	4,0	8,1	87,1	—
	40—50	—	—	0,1	0,8	2,5	5,7	90,9	0,05
	70—80	—	0,3	1,0	5,7	5,1	7,8	80,1	9,37
	120—130	1,3	2,2	5,8	19,4	9,8	10,5	52,3	11,88
Gościrady	10—18	—	—	—	0,8	4,1	12,2	82,9	—
	25—40	—	—	—	0,6	4,0	9,6	85,8	—
	70—80	—	—	0,6	5,0	11,2	15,6	67,6	8,75
	110—120	0,2	0,6	3,4	16,2	12,6	14,5	52,7	9,24
	200—220	1,2	4,0	10,0	29,0	11,8	10,0	35,2	13,29

Opisany utwór ilasty nie wykazuje warstwowania. Biorąc pod uwagę niewielką jego miąższość i występowanie na powierzchni można przypuszczać, że jest to cecha wtórna uwarunkowana rozwojem procesów glebotwórczych. Jednakże w odsłonięciach typowych ilów zastoiskowych stwierdzono występowanie wyraźnych warstw na głębokości rzędu 0,5—1,0 m

¹) Analizy zostały wykonane w pracowni IUNG-u w Puławach przez M. Kotera do pracy dyplomowej z zakresu geografii fizycznej (1958). Analizę uziarnienia wykonano metodą przepływową, tzw. „puławską”, a zawartość CaCO_3 aparatem Scheiblera.

od powierzchni. Jeśli więc bezładna tekstura ilów nie jest cechą pierwotną, to raczej nie została uwarunkowana tylko procesami glebowymi. Mała ilość zbadanych odsłoneń uniemożliwia rozstrzygnięcie wątpliwości. Szczególnie interesujące byłoby pod tym względem prześledzenie ewentualnych zmian właściwości ilów w kierunku poziomym. Być może okazałoby się wówczas, że są one jakąś facjalną odmianą ilów zastoiskowych.

Przy obecnym stanie znajomości wyróżnionej odmiany ilów pokrywających wydaje się, że należy się liczyć poważniej z następującymi możliwościami interpretacji genetycznej:

1° ily są osadem wodnym, który utracił warstwowanie w wyniku rozwoju procesów syngenetycznych lub epigenetycznych w stosunku do procesu akumulacji;

2° ily są produktem procesów przeobrażających stropową część gliny zwałowej.

Przyjęcie pierwszej możliwości wymaga założenia, że stosunkowo krótkotrwała akumulacja wodna odbywała się w warunkach działania procesów zacierających granicę pomiędzy osadem i powierzchnią denną zbiornika sedymentacyjnego. Trudno bowiem wyobrazić sobie układ procesów wtórnych, które mogłyby spowodować gruntowne zatarcie granicy między ilami wodnego pochodzenia i gliną zwałową. Wychodząc z takich założeń można byłoby przyjąć, że il osadzały wody występujące okresowo na powierzchni niezupełnie jeszcze skonsolidowanej gliny morenowej. Mogło się to odbywać np. w wytopiskach w obrębie lodu żywego lub też pomiędzy bryłami lodu martwego. W okresach „wychodzenia” osadu na powierzchnię (okres bezwodny) działanie mrozu powodowało wzajemne przemieszczanie świeżego osadu i gliny. W takim ujęciu pokrywa ilasta razem ze stropową częścią gliny zwałowej przedstawiałaby osad typu moren ablacyjnych. Po wytopieniu lodu nastąpiła inwersja rzeźby — ily znalazły się na wzniesieniach. Pewnego rodzaju potwierdzeniem takiej koncepcji mogą być np. wyniki obserwacji K. Markowa (1935) z terenu Pamiru.

Za przyjęciem drugiej interpretacji, pozornie znacznie mniej prawdopodobnej niż pierwsza, przemawia przede wszystkim typowo stopniowe przechodzenie ilów w glinę zwałową. Taka cecha charakteryzuje stosunek wzajemny produktów wietrzenia do skały macierzystej. Rozwijając rozumowanie w tym kierunku napotykaamy jednak na samym wstępie trudność najbardziej zasadniczą. Silnie rozdrobnienie gliny zwałowej aż do stanu frakcji ilastej możliwe byłoby chyba tylko przy osobliwym układzie silnego wietrzenia mechanicznego (mrozowego) i chemicznego. Bowiem, jak to się na ogół przyjmuje, kres dezintegracji mrozowej wyznacza w przybliżeniu frakcja 0,005 mm (Dylik 1955; Goworuchin 1955).

Ponieważ zastosowana przez M. Kotera metoda przepływowa nie pozwala wydzielić ziarn o średnicy 0,005 mm (tabl. I), należało wykonać analizę uziarnienia ilów metodą areometryczną (tabl. II)². Wyniki tej analizy wskazują, że ily na Guzowej Górze zawierają 57—75% frakcji ilastej poniżej 0,006 mm. Bardzo duży jest udział łu koloidalnego (poniżej 0,002 mm); frakcja ta do głębokości 0,8 m występuje w ilości przynajmniej dwukrotnie większej niż w glinie zwałowej. Jeśli więc przyjelibyśmy, że omawiany utwór powstał z gliny zwałowej, to należałoby wytłumaczyć mechanizm silnego wzbogacenia w części koloidalne.

Tablica II

Skład granularny ilów zalegających na glinie zwałowej na Guzowej Górze

Głębokość pobrania próbki w cm	Skład granularny w %					
	1,0—0,1	0,1—0,05	0,05—0,02	0,02—0,006	0,006—0,002	<0,002
5—10	12	5	7	19	20	37
20—30	8	3	6	14	20	49
40—50	7	3	3	12	19	56
70—80	10	5	5	15	22	43
120—130	30	9	7	14	14	26

We współczesnej strefie tundrowej Eurazji znane są gleby, w których następuje koncentracja koloidów. Proces ten scharakteryzowany jest krótko w syntetycznym opracowaniu środowiska geograficznego Subarktyki w ujęciu A. Grigoriewa (1956). Może on się rozwinąć tylko na podłożu zawierającym znaczną ilość części ilastych. W takich warunkach, w warstwie czynnej wysychającej w lecie, a także i przy zamarzaniu na początku zimy, następuje podsiąkanie wody przenoszącej ku powierzchni części koloidalne. Proces taki rozwija się oczywiście tylko w warunkach klimatycznych południowej podstrefy Subarktyki, głównie na tundrze plamistej. Natężenie jego w obrębie nagich „plam” osiąga tak znaczne rozmiary, że powstają nawet cienkie skorupy ilaste (Grigoriew 1956, s. 50; Iwanowa 1956, s. 77; Krejda 1958, s. 66). Według K. Łukaszewa (1938) wzrost udziału frakcji ilastej w gruntach obszarów zmarzlinowych Azji, uwarunkowany osobliwościami procesów wietrzeniowych, zależy od warunków geograficznych. Stwierdził on, że odsetek frakcji poniżej 0,005 mm zwiększa się z północy na południe, równoległe ze wzrostem wilgotności i średniej temperatury rocznej, od 8—13% nad dolnym Jenisejem do 35—40% w dorzeczu Amuru (s. 94). Niestety jednak nie znamy bardziej szczegółowych opisów gleb i ich stosunku do podłoża obszarów zmarzli-

² Analizy wykonała mgr K. Orzechowska, metodą Cassagrande-Prószyńskiego, w Zakładzie Gleboznawstwa W.S.R. w Lublinie.

nowych. Dane takie pozwoliłyby dokładniej skonfrontować sugerowaną tutaj koncepcję z profilami pokryw ilastych Wzgórz Szeskich.

Rozmieszczenie omawianych utworów pozwala przyjąć drugą interpretację. Koledzy gleboznawcy z Puław nie stwierdzili ich na stokach o większym nachyleniu (przy takim położeniu efekty procesu podsiąkania koloidów musiały być zakłócone przez soliflukcję). Występują one prawdopodobnie tylko na dość równych powierzchniach; na wzgórzach „wyspowych”, wznoszących się bardziej stromymi zboczami ponad te powierzchnie, ich brak (Hess v. Wichdorff 1910, s. 19). Argument ten nie jest oczywiście przekonujący, ponieważ podkreślone cechy rozmieszczenia mogły powstać wtórnie, na przykład w wyniku działania denudacji.

Wobec braku dostatecznego materiału faktycznego obie interpretacje można w równym stopniu traktować jako hipotetyczne. Pierwsza wyraźnie nawiązuje do starej, kwestionowanej wprawdzie w niektórych przypadkach (Gagel 1925, Körnke 1930), ale uznanej koncepcji. Druga, nowa interpretacja prowadzi do wniosków całkowicie zgodnych z tymi, które wynikają z analizy utworów pylastych rozwiniętych na materiale fluwioglacjalnym. W jej świetle ich przedstawiałby jedną z odmian peryglacjalnych utworów pokrywowych. Wydaje się, że ta druga interpretacja zasługuje na uwagę.

GEOMORFOLOGICZNA ROLA ŚRODOWISKA PERYGLACJALNEGO W SCHYŁKOWYM PLEJSTOCENIE

Po zniknięciu pokrywy „żywego” lodu i cofnięciu się lodowca z linii moren pomorskich, na obszarze Wzgórz Szeskich panowały w przeciągu kilku tysięcy lat (Alleröd *sensu lato* i młodszy dryas) warunki peryglacjalne. Nie ulega więc wątpliwości, że okres ten musiał zaznaczyć się nie tylko powstaniem utworów typu eluwialnego (pokrywy wietrzeniowe). Ponieważ klimat był wówczas stosunkowo wilgotny (Dylik 1956; Okołowicz 1956a, b; Szafer 1952), więc można przypuszczać, że rozwijały się także procesy denudacyjne. Pewne potwierdzenie takiego dedukcyjnego wniosku dała analiza profilu wkopu wykonanego w dolnej, nachylonej do 3°, części zbocza Guzowej Góry (punkt położony w odległości 150 m na S i 17 m poniżej odkrywki II):

Odkrywka III (wkop do głębokości 1,4 m i wiercenie 1,4—2,7 m)

- a) 0—0,20 m pylasto-gliniasty utwór humusowy, szary; dolna granica niezbyt wyraźna (warstwa orna);
- b) 0,20—0,45 m pylasto-gliniasty utwór szarobrunatnawy, centkowato-plamisty;

- c) 0,45—0,55 m — poziom humusowy, gliniasty, ciemnoszary z plamami brunatnawymi. Przejście stopniowe. Na granicy poziomu „c” i „d” zaznacza się słabe zbielcowanie;
- d) 0,55—1,15 m — gliniasty i gliniasto-piaszczysty utwór oliwkowo-brunatnawy, plamisty; niektóre plamy szare (ślady oglejenia). Zaznacza się wyraźna zmienność uziarnienia, od piasków do glin, w przewarstwieniach niewyraźnie okonturowanych o grubości do 2—3 cm. Przewarstwienia nie wyodrębniają się zmianą zabarwienia w związku z czym bardzo trudno prześledzić ich przebieg na silnie wilgotnej ścianie wkopu;
- e) 1,15—1,22 m — utwór o uziarnieniu podobnym jak w „d”, z wyraźnymi, prawie poziomo i spokojnie ułożonymi cienkimi warstwami szarawymi. Bryły z tego poziomu łupią się wyraźnie i równoległe do warstw. Na powierzchniach łupliwości występuje cieniutka warstwa (grubość rzędu kilku dziesiątych milimetra) zwęglonej substancji organicznej;
- f) 1,22—2,70 m — gliniasto-piaszczysty utwór o cechach podobnych jak pod „d”. Na dnie otworu wiertniczego wyraźna domieszka żwirków i okruchów skał krystalicznych. (Dalsze wiercenie uniemożliwia woda).

Dla ułatwienia interpretacji opisanego odsłonięcia sporządzono profil poprzeczny zbocza Guzowej Góry wzdłuż linii łączącej odkrywkę II i III (fig. 2); na linii tej wykonane były, pomiędzy tymi odkrywkami, trzy wkopy dodatkowe.

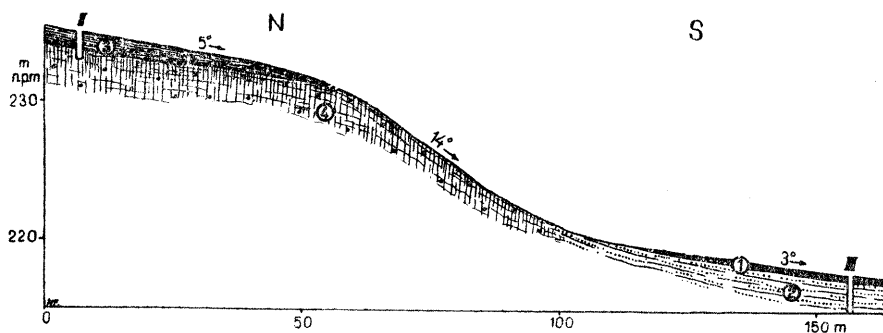


Fig. 2. Profil zbocza Guzowej Góry wzdłuż linii łączącej odkrywkę II i III

1. deluwia humusowe; 2. piaszczysto-gliniaste osady stokowe; 3. ropy pokrywające; 4. glina zwałowa

Poziom „a” i „b” opisanego profilu przedstawia niewątpliwie produkt holocenijskiej denudacji gleb. Na omawianym obszarze proces ten rozwinęty jest tak silnie, że wymaga stosowania zabiegów przeciwdziałających

(Strzemiński 1957). Warstwa „c” przedstawia więc zagrzebany przez deluwia glebowe poziom humusowy *in situ*. Świadczy o tym lekkie zbieżowanie na granicy tej warstwy i następnej. Poniżej zalega warstwowany utwór zmieniony przez procesy glebowe z udziałem oglejenia, rozwijającego się w warunkach płytkiego występowania wód gruntowych. Te procesy glebowe należy datować prawdopodobnie na okres holoceni. Wobec tego można przyjąć, że utwór na którego podłożu się rozwinęły powstał na przełomie holocenu i plejstocenu. Obecność przewarstwienia ze zwęgloną substancją organiczną, tworzącą cienką „pokrywę wojłokową”, pozwala przypuszczać, że utwór ten akumulowany był w warunkach dość surowego klimatu. Świadczy o tym słaby rozkład obumarłych części roślin. Typ warstwowania pozwala porównywać piaski i gliny poziomu „d”, „e” i „f” ze znanymi z okolic Łodzi i Wyżyny Lubelskiej utworami stokowymi rytmicznie warstwowanymi, które powstawały w schyłkowym okresie ostatniego zlodowacenia przy dużym udziale wód spływających powierzchniowo (Dylik 1955, 1956). W takim ujęciu reprezentowałyby one jedną z odmian peryglacialnych utworów pokrywowych typu deluwialnego, albo raczej może soliflukcyjno-deluwialnego, powstałych z materiału allochtonicznego. Pod względem genezy odmiana ta różni się więc wyraźnie od opisanych w poprzednim rozdziale.

Inny dowód denudacyjnego przekształcenia powierzchni akumulacyjnych można znaleźć w odsłonięciach eksploatacyjnych cegielni w północnej części miejscowości Kowale Oleckie, 16 km na NNW od Olecka. Analiza tych odsłonień wskazuje, że powierzchnia dość rozległego stoku, o nachyleniu do kilku stopni, ścina wyraźnie warstwowane ły zastoiskowe spoczywające na glinie zwałowej. Rozmiary tego ściecia są tak znaczne, że trudno przypuścić aby mogło się ono odbyć w holocenie.

WNIOSKI

Na obszarze Wzgórz Szeskich stwierdzono występowanie utworów pokrywowych, które powstały w środowisku peryglacialnym. Rozwinęły się one na osadach stadiału pomorskiego zlodowacenia bałtyckiego, w związku z czym należy je datować na okres schyłkowy tego zlodowacenia, tzn. na Alleröd *sensu lato* i młodszy dryas.

Wśród tych pokryw peryglacialnych dadzą się wyróżnić najprawdopodobniej dwa typy genetyczne, a mianowicie pokrywy eluwialne, autochtoniczne i soliflukcyjno-deluwialne, allochtoniczne.

Analiza materiału pokryw eluwialnych pozwala wnioskować, że w rozwoju ich szczególną rolę odegrały warunki typowe dla tundry plamistej, charakterystycznej dla południowej podstrefy klimatu subarktycznego.

Materiał pokrywy deluwialnej, stwierdzonej jednak w warunkach nie pozwalających przeprowadzić dokładniejszej analizy, może świadczyć, że powstała ona przy poważnym udziale wód powierzchniowych.

Występowanie deluwialnych utworów pokrywowych wskazuje, że w warunkach peryglacialnych rozwinęła się denudacja, która przekształciła w pewnym stopniu akumulacyjne formy rzeźby glacialnej i fluwio-glacialnej.

Literatura

- Bartkowski, T. 1953 — The role of buried „dead ice” in the formation of the post-glacial landscape of central Great Poland. *Bull. Soc. Amis. Sci.*, sér. B, t. 12. Poznań.
- Dylik, J. 1952 — Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce (summary: Wind-worn stones and loess-like formations in Middle Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 67.
- Dylik, J. 1955 — Peryglacialne osady stokowe rytmicznie warstwowane (Rhythmically stratified periglacial slope deposits). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2.
- Dylik, J. 1956 — Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. *Biuletyn Peryglacialny*, nr 4.
- Edelsztein, J. S. 1947 — Osnovy geomorfologii (Fondaments de la géomorphologie). Moskwa—Leningrad.
- Gagel, C. 1925 — Die Beschaffenheit und die Herkunft des roten ostpreussischen Decktones. *Jhb. Preuss. Geol. L.—A.*, Bd. 46.
- Galon, R. 1953 a — Morfologia doliny i zandru Brdy (summary: The morphology of the Brda valley and outwash sand plain). *Studia Soc. Scient. Torunensis*, vol. 1, nr 6. Toruń.
- Galon, R. 1953 b — Z zagadnień geomorfologii czwartorzędu Niżu Polskiego (summary: Some geomorphological problems of the Quaternary of the Polish Lowland). *Przegl. Geogr.*, t. 25.
- Galon, R. 1953 c — recenzja: J. Nowak — Ewolucja niżowego krajobrazu lodowcowego Polski (C.r. crit.: J. Nowak — Evolution du relief glaciaire dans les plaines de la Pologne). *Przegl. Geogr.*, t. 25.
- Goworuchin, W. S. 1955 — Pjatnistaja tundra kak faktor obrazowanija pokrownych suglinkow (La toundra tachetée comme facteur de la formation des limons de couverture). *Biul. Mosk. Obszcz. Ispyt. Prirody*, Otd. Gieol., t. 30.
- Grigoriew, A. A. 1956 — Subarktika (Subarctique). Moskwa.
- Harbort, E. 1913 a — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Lif. 161, Bl. Grabowen. Berlin.
- Harbort, E. 1913 b — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Lif. 161, Bl. Czychen. Berlin.
- Hess von Wichdorff, H. 1910 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Lif. 150, Bl. Kerschken. Berlin.
- Iwanowa, E. N. 1956 — Sistiematika poczw siewiernoj czasti jewropejskoj tierriatorii SSSR (Système des sols de la partie septentrionale de l'URSS européenne). *Poczwowiedienije*, no 1.

- Jentzsch, A. 1904 — Der jüngere baltische Eisstrom in Posen, West- und Ostpreussen. *Ztschr. D. Geol. Ges.*, Bd. 56.
- Kaunhowen, F. 1910 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Lf. 150, Bl. Benheim. Berlin.
- Kondracki, J. 1952 — Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego (summary: Remarks about morphological evolution of the Mazurian Lake District). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65.
- Körnke, B. 1930 — Letzglazialer Eisabbau und Flussgeschichte im nördlichen Ostpreussen und seinen Nachbargebieten. *Ztschr. D. Geol. Ges.*, Bd. 82.
- Koter, M. 1958 — Rzeźba i geneza form jako czynnik kształtujący gleby Wzgórz Szeskich (Le relief et la genèse des formations comme facteur façonnant le sol des Collines Szeskie). Lublin (rękopis pracy dyplomowej).
- Kraus, E. 1925 — Die Quartärtektonik Ostpreussen. *Jhrb. preuss. geol. L.—A.*, 45.
- Krejda, N. A. 1958 — O poczwach wostoczno-jewropiejskich tundr (Soils of the East-European tundra). *Poczwowiedienije*, no 1.
- Lembke, H. 1954 — Die Periglazial-Erscheinungen im Jungmoränengebiet westlich der Oder-Bruchs bei Freienwalde. *Gött. Geogr. Abh.*, H. 16.
- Łukaszew, K. I. 1938 — Elementy gieneticznego gruntowiedienija (Les éléments de la pédologie génétique). Leningrad.
- Markow, K. K. 1935 — Srawnienije drevnielednikowych łańszafow siewiernoj Jewropy i sowriemiennych lednikowych łańszafow siewiernego Pamira (Parallèle entre les paysages des glaciations anciennes de l'Europe septentrionale et les paysages glaciaires du Pamir du nord). *Problemy Fiz. Geogr.*, wyp. 2, Moskwa—Leningrad.
- Maruszcak, H. 1956 — Klíny lodowe schyłkowego stadium zlodowacenia bałtyckiego w lessach Wyżyny Lubelskiej (Zusammenfassung: Eiskeile in dem Hangende der Lössdecke und deren Bildungsbedingungen in dem Endstadium der Würmkaltzeit auf der Lubliner Hochfläche). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, Sectio B, vol. 9.
- Nowak, J. 1952 — Ewolucja niżowego krajobrazu lodowcowego Polski (Evolution du relief glaciaire dans les plaines de la Pologne). *Wiad. Muzeum Ziemi*, t. 6, Warszawa.
- Okołowicz, W. 1947 — Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu (summary: Reconstruction of climate based on geomorphology). *Przegl. Geogr.*, t. 21.
- Okołowicz, W. 1956 a — Geomorfologia okolic środkowej Wilii (summary: Geomorphology of the vicinity of the Middle Wilia). *Prace Inst. Geogr. PAN*, nr 6.
- Okołowicz, W. 1956 b — Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego (summary: The morphogenesis of the eastern part of the Pomerian Lake District). *Biul. Inst. Geol.*, 100.
- Pierzchałko, Ł. 1956 — Periglacial phenomena in Northern Poland. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4.
- Pożaryski, W. 1953 — Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe (summary: The Pleistocene in the Vistula gap across the Southern Uplands.) *Prace Inst. Geol.*, t. 9.
- Strzemiński, M. 1955 — Problemy rozmieszczenia przestrzennego gleb obszarów polodowcowych w nawiązaniu do rozwoju stosunków geomorfologicznych byłego peryglacjalu (Les problèmes de la répartition des sols sur les pays d'accumulation gla-

- culaire ancienne en relation avec la géomorphologie périglaciaire). *Zjazd Naukowy Polsk. Tow. Glebozn. w Olsztynie* (referaty powielane).
- Strzemiński, M. 1957 — Gleby województwa białostockiego (summary: The soils of Białystok Voivodeship). *Przegl. Geogr.*, t. 29.
- Susłow, S. P., 1954 — Fiziczeskaja geografija SSSR. Azjatskaja czast (Géographie physique de l'URSS, la partie asiatique). Moskwa.
- Szafer, W. 1952 — Schyłek plejstocenu w Polsce (summary: Decline of the Pleistocene in Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65.
- Tyrtikow, A. P. 1956 — O wlijanii rastitel'nosti na mnogoletniemierzłuju podpoczwu (L'influence de la végétation sur le sous-sol perpétuellement gelé). *Materialy k osnowam uczenija o mierzłych zonach ziemnoj kory*, wyp. 3.