

Jan RZECHOWSKI

Genetyczna klasyfikacja osadów morenowych

WSTĘP

Osady morenowe są najpowszechniejszym utworem skalnym w obszarach pokrytych lodowcami plejstoceńskimi. Duża rozciągłość pozioma różnych horyzontów tych utworów oraz znaczne miąższości sprawiają, że osady morenowe spełniają rolę poziomów przewodnich dla stratygrafii plejstocenu. Od dawna wiadomo, że osady morenowe wyróżniają się szeregiem własności litologicznych spośród innych rodzajów skał osadowych. W osadach morenowych stwierdzono całą mozaikę rodzajów, odmian litologicznych, facjalnych itp. (A. Cailleux, J. Tricart, 1962; J. K. Charlesworth, 1957; R. F. Flint, 1957; W. K. Gudelis, 1963; B. Krygowski, 1956, K. I. Łukaszew, 1960; N. A. Naginskij, 1961; E. W. Ruchina, 1960; E. W. Szancer, 1966; J. Szupryczyński, 1963). Powszechne zainteresowanie utworami morenowymi — szerzej polodowcowymi — doprowadziło do szczegółowego poznania różnych własności tych osadów. Jednakże olbrzymia ilość opracowań, zarówno teoretycznych, jak i praktycznych, spowodowała obecnie ogromne pomieszanie pojęć i terminologii dotyczących osadów polodowcowych. Całkowite pomieszanie pojęć i nazewnictwa nastąpiło zwłaszcza w odniesieniu do osadów morenowych. Istnieje już szereg prac, w których podejmowano próby klasyfikacji osadów morenowych w oparciu o kryteria petrograficzne, litologiczne czy nawet genetyczne. Jednakże żadna z dotychczasowych klasyfikacji nie znalazła szerszego uznania, głównie z tego powodu, iż żadna z nich nie była pełna, tzn. nie obejmowała wszystkich rodzajów osadów morenowych (E. W. Ruchina, 1960, 1961). Dlatego też Komisja Genezy i Litologii Osadów Czwartorzędowych INQUA wystąpiła z inicjatywą uporządkowania spraw terminologicznych w odniesieniu do osadów morenowych. W tym celu powołano specjalną grupę roboczą pod kierownictwem prof. dra B. Krygowskiego z Poznania, której zadaniem jest opracowanie klasyfikacji osadów morenowych na podstawie projektów nadesłanych przez geologów prowadzących badania glin morenowych. Zaprezentowany niżej projekt nowej klasyfikacji osadów morenowych powstał w wyniku moich kilkuletnich badań glin zwalowych i innych utworów czwartorzędowych Polski, przy uwzględnieniu wszystkich dotychczasowych badań tego rodzaju wykonanych w Polsce oraz ogólnej znajomości literatury zagranicznej. Szczególnie cenny wkład wniósł tu zespół pracowników Zakładu Zdjęć Geologicznych Niżu Insty-

tutu Geologicznego, gdyż podczas wnikliwej dyskusji nad tym opracowaniem przedstawiony został olbrzymi materiał faktograficzny, zebrany w trakcie wieloletnich prac kartograficznych na Niżu Polskim. Materiał ten doskonale podbudował zaproponowaną klasyfikację i potwierdził słuszność wyrażonych poglądów¹.

PODSTAWOWE POJĘCIA I TERMINY

Istotną cechą zjawisk przyrodniczych, a w tym i geologicznych, jest ich współwystępowanie w czasie i przestrzeni. Powoduje to z kolei wzajemne przenikanie, czego wyrazem stają się przeróżne postacie zjawisk przejściowych, nazywanych ogólnie „nietypowymi”. Istnienie takich form przejściowych jest szczególnie łatwo dostrzegalne w geologii skał osadowych, np. przy analizie facjalnej osadów. Fakt ten stanowi zapewne główną przyczynę oporów przeciwko wszelkim systematykom, czy klasyfikacjom zjawisk bądź procesów. Nie negując pewnej słuszności takiego stanowiska, trzeba jednakże przypomnieć, że porządkowanie i klasyfikowanie zjawisk jest naczelnym zadaniem poznawania przyrodniczego. W odniesieniu do osadów morenowych uporządkowanie pojęć i usystematyzowanie znajomości tych osadów ma — oprócz ogólnoprzyrodniczych wartości poznawczych — znaczenie czysto praktyczne. Dotyczy to bezpośrednio precyzyjnego ustalenia stratygraficznej i facjalno-litologicznej charakterystyki osadów morenowych, pośrednio zaś — gospodarczego ich wykorzystania (prognozy dla budownictwa, poszukiwań surowców mineralnych, zaopatrzenia w wodę).

Przed omówieniem zasad proponowanej klasyfikacji wyjaśnić należy zastosowaną poniżej terminologię, zważywszy na istniejący w tym zakresie chaos.

Najwięcej nieporozumień wywołuje termin *morena*. Słowo to, pochodzące ze Szwajcarii francuskiej, oznaczało pierwotnie formę rzeźby, tj. wał lub pagórek zbudowany z materiału skalnego wytopionego z lodowca. L. Agassiz rozszerzył pojęcie *morena* na materiał zawarty w lodowcu bądź leżący na lodowcu. Następnie tym samym słowem zaczęto określać osad powstający po wytopieniu z lodowca. Nieporozumienie polega przede wszystkim na tym, że *morena* jako forma (np. *morena czołowa*) zbudowana jest zazwyczaj z przeróżnych osadów morenowych: piasków warstwianych lub zwałowych, żwirów, głazów albo z glin. Stosowanie tego terminu dla oznaczenia formy i całej mozaiki osadów, z jakich jest zbudowana, uniemożliwia odtworzenie warunków deglacjacji danego terytorium czyli prowadzi do błędnych informacji o paleogeografii obszaru podczas zlodowacenia. Jedynie w USA używa się obecnie odrębnego określenia na osad morenowy wytopiony z lodowca, mianowicie *till*. Chociaż pochodny od tego termin — *tillit* — znalazł obywatelstwo w słownictwie geologicznym, to samo słowo *till* jest używane tylko w geologii amerykańskiej. Ja utrzymuję termin *morena* w jego znaczeniu pierwotnym, tzn. dla określenia formy wytworzonej przez lodowiec, natomiast osady wytopione

¹ Całemu Zespołowi Zakładu Zdjęć Geologicznych Niżu, a zwłaszcza dr M. D. Baranieckiej, Dr S. Skompskiemu i Dr J. E. Mojskiemu wyrażam głęboką wdzięczność za owocną dyskusję.

z lodowca nazywam konsekwentnie osadami morenowymi. Termin ten obejmuje glinę zwałową, piasek zwałowy, żwir, gwałowiska morenowe itp.

Wszystkie osady morenowe powstają kosztem zaniku lodowca, wskutek topnienia lub odparowywania masy lodu. Wynikiem bezpośredniej akumulacji lodowca jest pozostawienie materiału skalnego weń wtopionego bądź też leżącego na nim. Tak rozumiane osady morenowe, zgodnie z poglądami A. P. Pawłowa (fidé E. W. Szancer, 1966), tworzą typ genetyczny osadów. Utwory powstające jako rezultat działania wód lodowcowych (osady sandrów, ozów, kemów itd.) tworzą odrębny typ genetyczny osadów fluwioglacjalnych. Mimo że osady morenowe i fluwioglacjalne mogą być np. efektem topnienia tego samego lodowca, to jednak osady fluwioglacjalne — w odróżnieniu od morenowych — są dziełem pośredniej akumulacji glacialnej (pośredniczy tu transport wodny). Istnieje oczywiście szereg przykładów osadów typu przejściowego, ale nie mogły one zostać rozpoznane, gdyby nie określenie charakterystycznych cech, typowych zarówno dla utworów morenowych, jak i fluwioglacjalnych. Zgodnie z poglądami E. W. Szancera (1966) przez typ genetyczny należy rozumieć osad lub zespół skał osadowych utworzonych w wyniku działania jednego, specyficznego procesu egzogenicznego, zachodzącego w określonych warunkach paleogeograficznych. Ten „jeden, specyficzny proces egzogeniczny” obejmuje oczywiście cały szereg genetycznie powiązanych procesów wietrzenia, denudacji i sedymentacji, których wynikiem jest ewolucja rzeźby i przekształcanie oblicza powierzchni Ziemi. Naturalną konsekwencją takiego pojmowania typu genetycznego jest określanie facji jako „realnego ciała geologicznego, będącego częścią określonego poziomu lub warstwy” (E. W. Szancer, 1966, p. 20). E. W. Szancer jest tu zwolennikiem klasycznego ujmowania facji jako kategorii genetyczno-paleogeograficznej. Sprzeciwia się przy tym traktowaniu facji jako stałej jednostki taksonomicznej uważając, że jej wydzielenie winno następować dla zrealizowania konkretnego celu badawczego, w oparciu o litologiczno-paleontologiczne własności osadu. W przedstawionej niżej klasyfikacji trzeba było jednakże odejść od tej zasady dla konsekwentnego uporządkowania pojęć.

KLASYFIKACJA OSADÓW MORENOWYCH

Generalnym założeniem klasyfikacji osadów morenowych jest kryterium genetyczne. Równocześnie — na różnych szczeblach taksonomicznych — uwzględnia się warunki paleogeograficzne zaniku lodowca, dynamikę procesów sedymentologicznych i sposób powstawania osadu morenowego. Wszystkie jednostki taksonomiczne określone są przez specyficzne własności lub zespoły cech litologicznych (tab. 1 i 2).

Typ genetyczny osadów morenowych (I) podzielony został na dwie grupy facji (II rząd taksonomiczny): subaeralne (lądowe) i subakwaticzne (podwodne). Podstawą podziału jest środowisko sedymentacji materiału morenowego, tj. miejsce wytapiania materiału z zanikającego lodowca. Proces ten może odbywać się bądź to na lądzie, bądź też w zbiornikach wodnych (morskich, jeziornych, rzecznych). W klasyfikacji E. W. Ruchiny (1960) osady morenowe subakwaticzne odpowiadają morenom basenowym i fluwialnym, przy czym autorka ta uważa je za utwory przerobione. Nie

Tabela I

Klasyfikacja osadów morenowych.

Typ genetyczny I	Grupa facji II	Facja III	Subfacja IV	Rodzina V	Litotyp VI
Osady morenowe	A Subaeralne (lądowe)	1. Osady morenowe ablacyjne	1. lodu pasywnego	1. gliny zwałowe	litotypy stratygraficzne i regionalne
			2. lodu marnego	2. piaski i żwiry zwałowe	
			3. lodu aktywnego (spiętrzonego)	3. gliny zwałowe	
			4. lodu pasywnego	4. piaski i żwiry zwałowe	
		2. Osady morenowe denne	5. lodu marnego	5. gliny zwałowe	
			6. lodu pasywnego	6. gliny zwałowe	
			7. lodu marnego	7. piaski i żwiry zwałowe	
			8. lodu pasywnego	8. gliny zwałowe	
			9. lodu marnego	9. piaski i żwiry zwałowe	
			10. lodu pasywnego	10. gliny zwałowe segregowane	
	B Subakwaticzne (podwodne)	3. Osady morenowe talasotopu	11. jeziorów lodowych	11. gliny zwałowe	
			12. jeziorów lodowych	12. piaski i żwiry zwałowe	
		4. Osady morenowe limnotopu	13. jeziorów lodowych	13. gliny zwałowe segregowane	
			14. jeziorów lodowych	14. gliny zwałowe	
		5. Osady morenowe fluwiotopu	15. jeziorów lodowych	15. piaski i żwiry zwałowe	
			16. jeziorów lodowych	16. gliny zwałowe	

można takiego poglądu uznać za słuszny, ponieważ materiał morenowy wytapiany z lodu w środowisku wodnym i przez to środowisko przeobrażony (np. transportowany) przestaje być osadem morenowym i przechodzi do grupy osadów wodnych (morskich, jeziornych, rzecznych, fluwiogłajnych). Oczywiście, mogą zdarzyć się przypadki, w których trudno bę-

dzie określić z całą pewnością, do jakiego typu genetycznego powstający utwór zaliczyć. Jednakże występowanie osadów o charakterze przejściowym jest zjawiskiem naturalnym i nie stoi w sprzeczności z obecnością osadów morenowych *sensu stricto*, tyle że tworzących się przy tajaniu lodu pod wodą. Cechą odróżniającą osady morenowe lądowe od podwodnych jest przede wszystkim ich struktura.

Osady morenowe podwodne wykazują warstwowanie frakcjonalne, laminowane lub faliste poziome. Natomiast osady lądowe nie posiadają warstwowania. Występujące niekiedy smugowanie ma charakter nieciągły i pojawia się lokalnie, tylko we fragmentach warstwy osadu morenowego, w formie gniazd i soczewek. Smugowanie to jest wynikiem synsedymencyjnych procesów lokalnego przemieszczania materiału morenowego nasyconego wodą z topniejącego lodu (H. W. Ahlmannson, 1948; A. Cailleux, J. Tricart, 1962; J. K. Charlesworth, 1957; R. F. Flint, 1957; G. Gillberg, 1965; G. P. Mazurov, 1963; V. Okko, 1955; S. Z. Różycki, 1958; E. W. Ruchina, 1960; E. S. Simpson, 1961; J. Szupryczyński, 1963).

Jednostkę taksonomiczną III rzędu stanowi facja. Wśród osadów morenowych lądowych, biorąc pod uwagę położenie materiału morenowego w lodowcu, wydzielono facje: ablacyjną i denną.

Osady morenowe ablacyjne tworzą się przez wytopienie lub sublimację z moreny powierzchniowej lodowca, natomiast osady morenowe denne powstają z wytopienia się moreny dennej i wewnętrznej lodowca. Istotną różnicą między tymi facjami zawarta jest w dynamice procesu sedymencyjnego. Tworzenie osadu ablacyjnego zachodzi na powierzchni lodu przy wydatnym współdziałaniu drobnych strużek wody, które wynoszą najdrobniejszy materiał, powodując wzbogacenie osadu morenowego w materiał grubszy. Ponadto morena powierzchniowa lodowca różni się innym składem mineralno-petrograficznym. Dominuje tu materiał pochodzący z dalekiego transportu (np. skandynawski na Niżu Europejskim), podczas gdy w morenie dennej lodowca przeważa zdecydowanie materiał lokalny. Tworzenie osadu morenowego (na lodowcu) poprzez sublimację zachodzi na niewielką skalę i odnosi się zasadniczo do tzw. zimnych lodowców, rzadko spotykanych w przyrodzie.

Wśród osadów morenowych podwodnych wyróżniono facje: talasotopu, limnotopu i fluwiotopu. Kryterium podziału stanowi tu miejsce wytapiania materiału morenowego z lodowca (*topos* — z greckiego = miejsce). Położenie czoła czy też jezora lodowcowego w określonym rodzaju zbiornika wodnego (morskiego, jeziornego, rzecznoego) determinuje dynamikę tworzenia osadu morenowego (działalność fal, prądów). Dynamika ta, zbliżona w przypadku jezior (zwłaszcza większych) i mórz, wyraźnie odmienna jest w zbiornikach wód płynących. Od razu trzeba zastrzec, że ta ostatnia facja występuje w wyjątkowych sytuacjach (kontakt lodowca z drobną strugą wodną) i charakteryzuje ją bardzo mała rozciągłość pozioma. Facja fluwiotopu spośród wszystkich innych facji osadów morenowych wodnych odgrywa najmniejszą rolę i najszybciej zachodzi tu zjawisko przejścia od utworów morenowych do fluwioglacjalnych czy rzecznych (E. W. Ruchina, 1960, 1961; J. Rzechowski, 1967; J. Szupryczyński, 1963). Fację talasotopu można łatwo odróżnić od facji limnotopu na podstawie fauny zawartej w osadzie bądź też drogą analizy makro- i mikroelementów (B. L. Afanasjew, 1967; J. L. Forsyth, 1965; A. W. Golbert,

W. I. Gudina, G. M. Lewkowskaja, 1965; A. P. Lisicyn, 1958; A. I. Popow, 1965; E. W. Ruchina, 1960).

Istotne zróżnicowanie charakteru osadów morenowych wiąże się ściśle z dynamiką lodowców. Konieczność uwzględnienia tego zróżnicowania spowodowała wydzielenie subfacji (IV rząd taksonomiczny). Stwierdzono od dawna, że dynamika lodowca, w okresie kiedy znajduje się on w fazie bilansu ujemnego (zanikanie), decyduje o właściwościach tworzonych wówczas osadów morenowych (A. Cailleux, J. Tricart, 1962; T. C. Chamberlin, 1894; J. K. Charlesworth, 1957; R. F. Flint, 1957; N. A. Naginskij, 1961; E. W. Ruchina, 1960, 1961; E. W. Szancer, 1966). Dynamika masy lodowca uzewnętrznia się w postaci sposobu glacjacji i deglacjacji, odczytywanego właśnie z charakteru pozostawionych osadów morenowych. Wśród osadów lądowych przez analogię do typów lodowców wyróżnionych przez H. W. Ahlmana (1948) wydzielono subfacje lodu aktywnego, pasywnego i martwego. W facjach podwodnych występują subfacje kier lodowych i jezorów lodowych².

Osady morenowe lodu aktywnego (spiętrzonego) znane są dotychczas tylko w facji dennej. Tworzą się one podczas transgresji lodowca, kiedy napotyka on na swej drodze przeszkody w postaci progów strukturalnych i krawędzi. Lód aktywny spiętrza się wówczas przed przeszkodą poprzez nasuwanie się kolejnych warstw lodu. Po stopieniu lodu pozostaje osad morenowy o dużej miąższości, nierzadko sięgając kilkudziesięciu metrów. Przykłady tworzenia takich osadów morenowych znane są aktualnie z przedgórza Tiań-Szaniu, a w stanie kopalnym stwierdzono ich występowanie w okolicy Łęczycy (N. A. Naginskij, 1961; R. Racinowski, J. Rzechowski, 1969; E. W. Ruchina, 1960).

Rozległe pokrywy osadów morenowych, spotykane często na Niju Europejskim, tworzą się wskutek topnienia mas lodu pasywnego. Natomiast drobne płyty osadów morenowych, szybko wyklinowujące się i rozmieszczone zwykle w dnach lokalnych obniżen, są pozostałością brył lodu martwego (A. Cailleux, J. Tricart, 1962; J. K. Charlesworth, 1957; G. Gilberg, 1965; V. Okko, 1955; E. W. Ruchina, 1960; S. A. Strielkow, 1965; E. W. Szancer, 1966; J. Szupryczyński, 1963). Częstotliwość występowania poszczególnych subfacji wśród facji osadów morenowych lądowych jest zmienna i zależy przede wszystkim od charakteru rzeźby powierzchni zlodowaczonej i od natury samego lodowca.

Wśród facji osadów morenowych podwodnych wyróżniono subfacje kier lodowych i jezorów lodowych. Przy czym w facji fluwiotopu wprowadzono tylko subfację jezorów lodowych, materiał morenowy wytapiany z kier pływających po wodach rzecznych nie może bowiem utworzyć osadu morenowego *sensu stricto*. Pod pojęciem kra lodowa rozumie się tutaj wszelkiego rodzaju bryły, odłamy lodu czy nawet góry lodowe, które oddzieliły się od masy lodowca. Materiał morenowy wytapiany z takich pływających fragmentów lodowca opada na dno zbiornika wodnego, podlegając po drodze mniejszej lub większej segregacji frakcyj-

² Niezależnie od poglądów H. W. Ahlmana (1948) podobny podział glin zwałowych, w oparciu o dynamikę lodowca i sposób deglacjacji (lód aktywny, stagnujący i martwy), przeprowadziła M. D. Baraniecka, która wyróżniła gliny zwałowe moren spiętrzonych, pokryw oraz płytów i soczew.

nalnej (B. Ł. Afanasjew, 1967; H. W. Ahlmann, 1948; A. Cailleux, J. Tricart, 1962; J. L. Forsyth, 1965; A. P. Lisicyn, 1958; E. W. Ruchina, 1960).

Osady morenowe jezorów lodowych tworzą się wówczas, gdy czoło lodowca nie jest zawieszane w wodzie, lecz spoczywa na dnie zbiornika. Może to nastąpić tylko w płytkich wodach przybrzeżnych, na powierzchni szelfów. Poza tym lodowiec musi być obciążony dużą ilością materiału skalnego. W takim przypadku zanikający lodowiec pozostawia osad morenowy bezpośrednio na dnie zbiornika.

V rząd taksonomiczny tworzy rodzina osadów morenowych, która określana jest już przez własności litologiczne, w tym głównie przez teksturę (np. uziarnienie). Wyodrębniono dwie rodziny: glin zwałowych i zwałowych piasków ze żwirami. Przy tym w subfacji kier lodowych mamy do czynienia z glinami zwałowymi segregowanymi. Zróżnicowanie między poszczególnymi rodzinami glin i piasków zwałowych ma charakter ilościowy. Korzystając z nagromadzenia olbrzymiej ilości obserwacji i opracowań dotyczących własności litologicznych osadów morenowych, można już obecnie pokusić się o próbę oceny tych zmian ilościowych, różnicujących odrębne rodziny, np. glin zwałowych. Obok licznych prac w literaturze zagranicznej — zestawianych nierzadko w formie syntetycznej — dysponujemy również szeregiem opracowań polskich. Pozwała to na posługiwanie się przykładami bliższymi czytelnikowi polskiemu.

Uzewnętrznieniem cech ilościowych są litotypy glin i piasków zwałowych (VII rząd taksonomiczny — podstawowy). Stwierdzono, że własności np. glin zwałowych zmieniają się w kierunku poziomym (zmiennność regionalna) oraz w profilu pionowym (zmiennność stratygraficzna). Stąd mówimy o litotypach regionalnych i stratygraficznych glin zwałowych (tab. 1). Ilość litotypów nie jest sztywno ustalona z góry. Jednostki tego rzędu wydzielone obecnie, zgodnie z aktualnym stanem wiedzy, mogą być uzupełniane nowymi litotypami, poznawanymi w miarę rozwoju badań i coraz bardziej precyzyjnego określania własności osadów morenowych. Aktualnie możemy wydzielać wśród osadów lądowych litotypy glin zwałowych dla poszczególnych jednostek stratygraficznych plejstocenu w randze glacjałów i stadiałów. Natomiast ilość litotypów regionalnych sukcesywnie zwiększa się w miarę przestrzennego zagęszczania opracowanych profili osadów morenowych. O ile jednak gliny zwałowe posiadają względnie dużą ilość charakterystyk litologicznych, to piaski i żwiry zwałowe — mimo dużej liczby obserwacji — traktowane są jeszcze marginesowo. Dlatego też dla tych ostatnich nie można obecnie przeprowadzić uporządkowania litotypów z takim stopniem dokładności jak dla glin zwałowych (A. Falkiewicz, 1962; A. I. Gaigalas, 1965; G. Gilberg, 1965; W. Gudelis, 1963; B. Krygowski, 1956, 1966; K. I. Łukaszew, 1960; J. E. Mojski, J. Rzechowski, 1967; K. K. Orwiku, 1958; R. Racinowski, 1969; R. Racinowski, J. Rzechowski, 1969; E. W. Ruchina, 1960; 1961; J. Rzechowski, praca w druku).

WŁASNOŚCI LITOLOGICZNE I ICH ROLA W KLASYFIKACJI OSADÓW MORENOWYCH

Przedłożona klasyfikacja osadów morenowych, jak wspomniano na wstępie, ma charakter genetyczny. Dopiero w niższych jednostkach taksonomicznych (V i VI) podział oparty jest wyłącznie na określeniu własności

litologicznych, ściślej — litologiczno-petrograficznych. Chociaż jednostki taksonomiczne wyższego rzędu wydzielane są na podstawie zróżnicowania genetycznego, paleogeograficznego, fizyko-dynamicznych warunków sedymentacji, to można stwierdzić, że osady morenowe wszystkich jednostek zawartych w klasyfikacji określane są przy pomocy cech litologicznych. Stan taki jest zresztą zgodny z zasadami nauki o typach genetycznych przedstawionymi przez E. W. Szancera (1966).

Oczywiście, znaczenie różnych własności litologicznych jest odmienne dla różnych szczebli taksonomicznych, tak jak i dla oznaczania różnych litotypów osadów morenowych. W tabeli 2 przedstawiono próbę uporządkowania własności litologiczno-petrograficznych glin zwałowych według ich znaczenia dla taksonomicznego rozpoznawania tych osadów. Ubocznym efektem tego zestawienia jest stwierdzenie, jak mało dotychczas zrobiono dla systematycznego poznania osadów morenowych. Zważywszy na ogromną ilość opracowań poświęconych litologii glin zwałowych tak współczesnych, jak i kopalnych, stwierdzenie powyższe jest zaskakujące. Niestety, wniosek ten jest prawdziwy, świadczy o tym duża ilość znaków zapytania w rubrykach dotyczących wielu własności litologicznych, zwłaszcza w odniesieniu do osadów morenowych podwodnych (tab. 2). Ogólna znajomość prawideł rządzących sedymentacją glacialną i zgromadzone już charakterystyki litologiczne pozwoliłyby prawdopodobnie — przy wykorzystaniu metody dedukcji — na usunięcie sporej liczby tych znaków zapytania. Pozostawiono je jednakże dla zachowania jednolitości dowodowej definitywnych stwierdzeń.

Typ genetyczny osadów morenowych (w tym i glin zwałowych) jest dobrze charakteryzowany przez liczne własności litologiczno-petrograficzne. Do klasycznych cech glin zwałowych należy np. uziarnienie; we wszystkich petrograficznych definicjach podkreślana jest heterogeniczność granulometryczna tych osadów. Gлина zwałowa jest rzeczywiście osadem, w którym są reprezentowane wszystkie frakcje. Od dawna znane są też specyficzne własności strukturalne glin zwałowych, np. bezładne ułożenie materiału skalnego (brak segregacji), określona orientacja dłuższych osi głazików i żwirów. Skład petrograficzny i mineralny również dobrze wyodrębnia osady morenowe spośród innych typów genetycznych, przede wszystkim dzięki obecności okruchów skalnych i minerałów pochodzących z obszaru alimentacji lodowca, np. w Europie ze Skandynawii. Ponadto okruchy mineralne noszą ślady litogenezy glacialnej. Wyraża się ona najczęściej w dużej ilości ziarn spękanych mrozowo (fizjografia ziarn kwarcu) oraz podwyższonej zawartości ziarn kanciastych (J. Rzechowski, 1967, oraz praca w druku; R. Racinowski, J. Rzechowski, 1969). We frakcji żwirowej osadów morenowych pojawia się duża ilość żwirów przelamanych, co jest wynikiem naprężeń istniejących w masie lodu podczas jej ruchu (A. Cailleux, J. Tricart, 1962; A. Dreimanis, 1969; G. Gilberg, 1965; R. Racinowski, 1966; E. W. Ruchina, 1960). Minerale ilaste osadów morenowych są jeszcze zbyt rzadko badane, by można było ocenić cechy ilościowe, czy nawet jakościowe ich zespołu. Istniejące już prace pozwalają przypuszczać, że zespół minerałów ilastych może charakteryzować gliny zwałowe przynajmniej w niektórych obszarach zlodowacenia plejstocenijskiego (A. Dreimanis, 1969; A. Falkiewicz, 1962; B. Krygowski,

Tabela 2

Przydatność różnych własności litologiczno-petrograficznych dla charakterystyki glin zwalowych

Rodzaje oznaczeń	Typ genetyczny	Grupa facji		Facje					Subfacje					Litotypy		Hiperogeneza
		lądowych	podwodnych	ablacyjne	denne	talasotopu	limnotopu	fluwiotopu	lodu aktywnego	lodu pasywnego	lodu martwego	kier lodowych	jeźdźców lodowych	stratygraficzne	regionalne	
Forma występowania osadu	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—
Uziarnienie	+	+	+	+	+	×	×	+	—	—	—	+	+	+	!	+
Struktura (makro i mikro)	+	!	!	+	+	!	!	!	+	?	?	+	+	?	?	×
Skład petrograficzny żwirów	+	+	+	+	+	+	+	+	+	?	×	+	+	!	+	+
Skład mineralny frakcji lekkiej	+	+	+	?	+	+	+	+	?	?	?	+	+	×	+	+
Zespół skaleni	—	?	?	×	×	×	×	×	?	?	?	?	?	×	+	+
Zespół minerałów ciężkich	+	+	?	?	+	?	?	?	?	?	?	?	?	+	+	+
Fizjografia kwarcu	!	?	?	+	+	?	?	?	?	?	?	?	?	×	+	?
Obtoczenie ziarn skalnych	+	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	+	+	?
Morfologia żwirów	+	?	?	?	+	?	?	?	?	?	?	?	?	—	×	?
Zawartość węglanów	—	?	?	×	×	?	?	?	?	?	×	?	?	×	!	!
Poziom pH	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	!
Makro- i mikroelementy	+	?	?	?	?	+	+	+	?	?	?	?	?	+	+	+
Skład chemiczny ogólny	+	?	?	?	?	+	+	+	?	?	?	?	?	+	+	!
Zespół minerałów ilastych	×	+	+	?	+	+	+	+	?	?	?	?	?	+	×	+

Objaśnienia: + — własność określająca; ! — własność określająca zdecydowanie; × — własność określająca tylko w niektórych obszarach; ? — brak danych; — — własność bez znaczenia dla danej charakterystyki

1966). Rozpoczęte dopiero na szerszą skalę badania geochemiczne glin zwałowych wskazują natomiast poprzez niektóre cechy na odrębność tych osadów, m.in. pH glin zwałowych Niziu Polskiego utrzymuje się na stałym poziomie 7,5—8,0 (J. Rzechowski, praca w druku), podczas gdy w innych typach osadów czwartorzędowych oscyluje w szerokich granicach. Gliny zwałowe różnych facji charakteryzuje podwyższona koncentracja Fe, Mn oraz pierwiastków towarzyszących, jak np. Ti, Zr, Ni, Co (J. Rzechowski, 1966, 1967).

Dla rozróżnienia osadów morenowych tworzonych na lądzie i pod wodą istotne są m.in. uziarnienie (możliwa segregacja w osadach podwodnych), skład mineralny i petrograficzny (obecność minerałów autogenicznych dla zbiorników wodnych), a przede wszystkim własności strukturalne. Jak wspomniano wyżej, osady morenowe lądowe posiadają strukturę bezładną, gdy natomiast podwodne mogą przejawiać ślady warstwowania (B. Ł. Afanasjew, 1967; J. L. Forsyth, 1965; A. W. Golbert, W. I. Gudina, G. M. Lewkowskaja, 1965; A. P. Lisicyn, 1958; A. I. Popow, 1965; R. Racinowski, J. Rzechowski, 1969). Poza tym — jak podaje E. W. Ruchina (1960) — dla glin zwałowych tworzonych na lądzie typowe jest zorientowanie dłuższej osi głazików (równoległe do kierunku ruchu lodowca), podczas gdy w glinach wytapianych z lodu pod wodą następuje niemal pionowe ustawienie głazików z punktem ciężkości (szersza część głazika) skierowanym ku dołowi.

Określanie facji czy subfacji dokonywane jest na podstawie cech strukturalnych i teksturalnych (uziarnienie, orientacja głazików lub ziarn mineralnych), jak również składu mineralno-petrograficznego i własności geochemicznych. Forma występowania glin zwałowych pozwala odtwarzać warunki dynamiczne deglacjacji, czyli scharakteryzować subfacje lodu aktywnego, pasywnego lub martwego (zaleganie glin w formie dużych i małych pokryw bądź też małych płyt, soczewek itd.). Spotykane wśród osadów morskich soczewy glin lub piasków zwałowych wskazują na subfację kier lodowych. Natomiast kliny glin zwałowych wkraczające w osady morskie czy jeziorne, a zakorzenione w lądowych pokrywach morenowych, świadczą z kolei o występowaniu subfacji jeziorów lodowych (B. Ł. Afanasjew, 1967; H. W. Ahlmann, 1948; J. L. Forsyth, 1965; A. W. Golbert, W. I. Gudina, G. M. Lewkowskaja, 1965; A. P. Lisicyn, 1958; A. I. Popow, 1965; E. W. Ruchina, 1960). Badania strukturalne glin zwałowych pozwalają przypuszczać, że np. dla subfacji lodu martwego typowe jest bezładne, nie uporządkowane ułożenie osi dłuższych głazików.

Ocena charakteru litologicznego glin zwałowych lub innych osadów morenowych winna być prowadzona w oparciu o cały zespół własności. Tylko wyjątkowo zdarza się, by jedna cecha pozwoliła na ścisłe, precyzyjne określenie osadu morenowego na dowolnym szczeblu taksonomicznym; np. osady morenowe podwodne posiadają zazwyczaj warstwowanie frakcjonalne lub laminowane. W tym ostatnim przypadku najczęstsze są naprzemianległe warstewki gliny zwałowej (*sensu stricto*) i osadu wodnego. Jednakże sam rodzaj warstwowania nic jeszcze nie mówi o facji (talasotopu czy limnotopu). Te dwie facje, w których gliny zwałowe wykazują jednakowe warstwowanie, może łatwo odróżnić określając zes-

pół fauny i flory albo rodzaje pierwiastków głównych i śladowych (obecność pierwiastków wchodzących w skład związków występujących tylko w zbiornikach morskich).

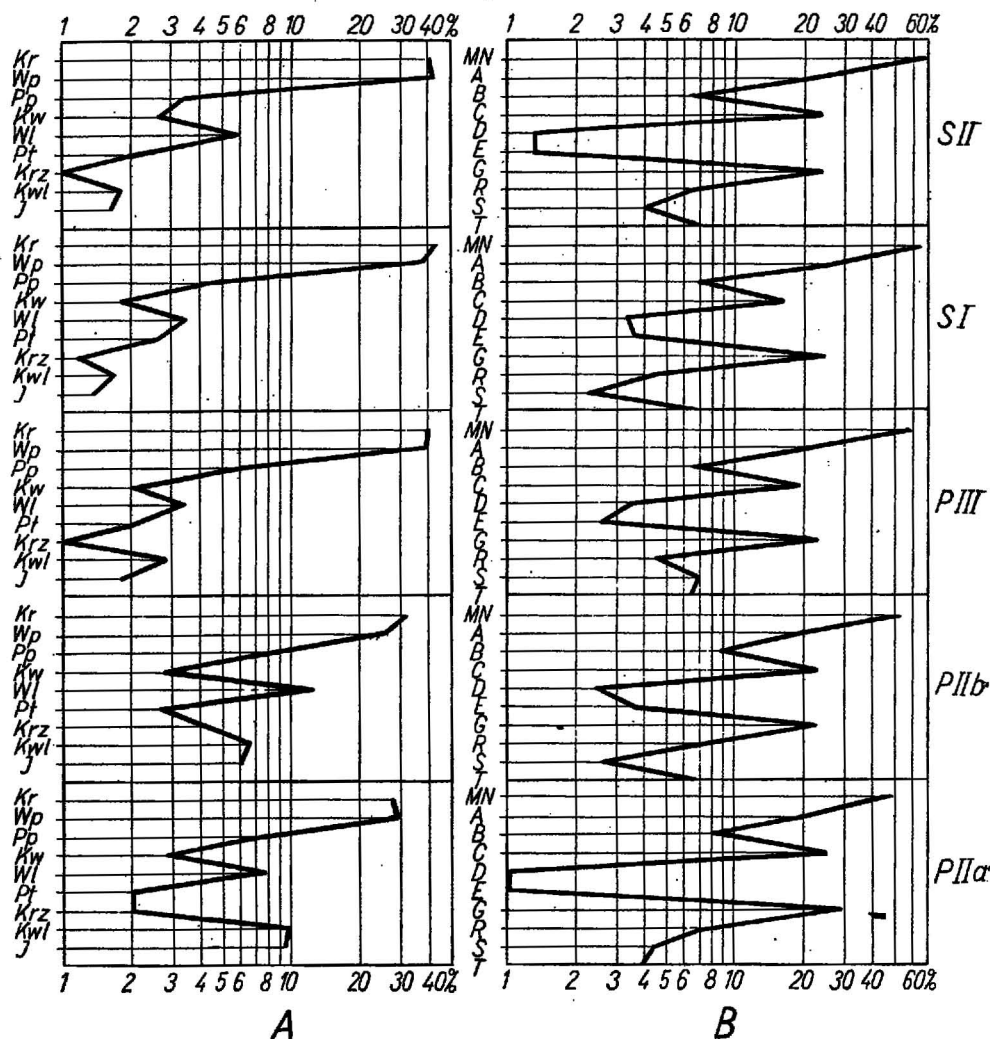


Fig. 1. Niektóre własności mineralne i petrograficzne litotypów stratygraficznych glin zwałowych dennych w Kotlinie Widawki

Some mineral and petrographical properties of stratigraphical lithotypes of basal boulder clays in the Widawka basin

A — skład petrograficzny frakcji 5–10 mm: Kr — żwiry skał krystalicznych, skandynawskich, Wp — żwiry wapieni paleozoicznych, skandynawskich, Pp — piaskowce i kwarcyty skandynawskie, Kw — kwarcce pochodzące z rozpadu skał krystalicznych, Wl — wapienie i margle mezozoiczne, lokalne, Pt — piaskowce lokalne, Krz — krzemienie, KwI — kwarcce trzyczlorodowe lokalne, J — inne B — zawartość niektórych minerałów ciężkich we frakcji 0,25–0,1 mm: MN — minerały nieprzezroczyste, A — amfibole, B — biotyt, C — cyrkon, D — dysten, E — epidot, G — granaty, R — rutyl, S — staurolit, T — turmalin; PIIa — starsza faza drugiego stadia zlodowacenia południowopolskiego; PIIb — młodsza faza drugiego stadia zlodowacenia południowopolskiego →

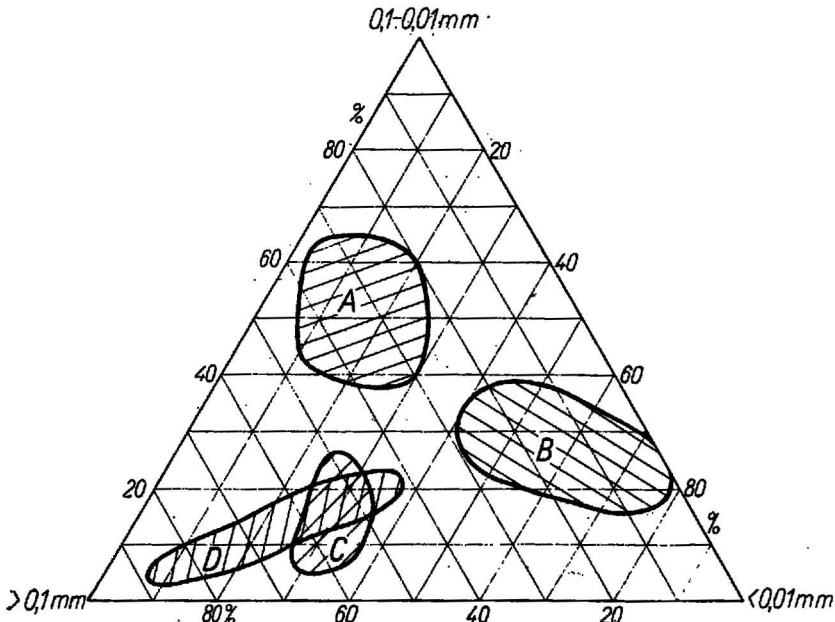


Fig. 2. Litotypy regionalne uziarnienia glin zwałowych dennych z najmłodszego stadium zlodowacenia południowopolskiego
Regional lithotypes of grain size in basal boulder clays of the youngest stage of the South-Polish Glaciation

A — Kotlina Widawki; B — Kotlina Płocka; C — Kotlina Warszawska, D — Wysoczyzna Łomżyńska (NE Mazowsze)
A — Widawka basin; B — Płock basin; C — Warszawa basin; D — Łomża upland (NE Mazowsze)

Stosunkowo najlepiej poznane są dotychczas przejawy hipergenezy (wietrzenie + procesy glebotwórcze) glin zwałowych, a to dzięki licznym pracom gleboznawczym. Z dużym stopniem dokładności można obecnie ocenić własności litologiczno-petrograficzne, które pozwalają poznać charakter, kierunek i natężenie przemian, określanych wspólnym mianem hipergenezy (A. Dreimanis, 1969; B. Krygowski, 1966; K. I. Łukaszew, 1960; J. E. Mojski, J. Rzechowski, 1967; R. Racinowski, 1969; J. Rzechowski, 1966, 1967).

wopolskiego; PIII — trzeci stadium zlodowacenia południowopolskiego; SI — stadium maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego; SII — stadium mazowiecko-podlaski zlodowacenia środkowopolskiego

A — petrographical composition of 5-40 mm fraction: Kr — gravels of Scandinavian crystalline rocks, Wp — gravels of Palaeozoic Scandinavian limestones, Fp — Scandinavian sandstones and quartzites; Kw — quartz grains after desintegration of crystalline rocks, Wl — local Mesozoic limestones and marls, Pt — local sandstones, Krz — flints, KwI — local Tertiary quartz grains, U — others; B — contents of certain heavy minerals in 0.25-0.1 mm fraction: MN — opaque minerals, A — amphiboles, B — biotite, C — zircon, D — disthene, E — epidote, G — garnets, R — rutile, S — staurolite, T — tourmaline, PIIa — older phase of the second stage of the South-Polish Glaciation, PIIb — younger phase of the second stage of the South-Polish Glaciation; PIII — third stage of the South-Polish Glaciation; SI — Maximum Stage of the Middle-Polish Glaciation; SII — Mazowsze-Podlasie Stage of the Middle-Polish Glaciation.

Litotypy glin zwałowych — pojęcie dotychczas nie określane szczegółowo — wymaga szerszego omówienia. W tym celu wybrano więc kilka przykładów litotypów glin zwałowych facji dennej z obszaru Polski (fig. 1, 2, tab. 3, 4). Litotypem przyjęto nazywać określony poziom gliny zwałowej, mający sobie tylko właściwy zespół cech litologiczno-petrograficznych. Ten zespół cech może zmieniać się w kierunku pionowym (litotypy stratygraficzne) lub poziomym (litotypy regionalne). Generalnie rzecz biorąc zróżnicowanie litotypów ma charakter ilościowy, a tylko wyjątkowo jakościowy z zastrzeżeniem, że różnice jakościowe dotyczą wyłącznie pojedynczych cech, nigdy całego ich zespołu.

Tabela 3

Ważniejsze własności różniące litotypy stratygraficzne glin zwałowych dennych w Kotlinie Włodawki (wartości średnie)

Litotyp poziomu straty- graficz- nego	Uziarnienie. Częstotliwość występowania homogenicznego rozkładu z dominantą we fr. 0,1 ÷ 0,05 w %	Współczynniki petrograficzne			Zawar- tość skaleni %	Współ- czynnik zwiet- rzenia minera- łów ciężkich	Obtroczenie ziarn kwarcu	
		O/K	K/W	A/B			ziarna kanciaste %	ziarna częścio- wo obtocz- ne %
S II	50,0	1,11	0,99	0,96	23,4	2,10	28,0	63,6
S I	42,8	0,91	1,31	0,71	18,6	1,48	28,7	65,7
P III	28,6	1,10	1,06	0,87	16,6	1,93	22,1	70,9
P IIb	13,8	0,90	1,34	0,68	15,7	1,99	22,4	74,8
P IIa	—	1,07	1,09	0,81	14,4	2,33	18,5	77,4

Niektóre własności litotypów glin zwałowych z obszaru Polski były już określane we wcześniejszych pracach (B. Krygowski, 1966; J. E. Mojski, J. Rzechowski, 1967; R. Racinowski, J. Rzechowski, 1968, 1969; J. Rzechowski, praca w druku), skąd pochodzą przytoczone tu przykłady. Odrębność litotypów stratygraficznych może być oceniana, oczywiście, tylko w granicach jednego regionu. Tytułem przykładu zaprezentowano najważniejsze własności litologiczno-petrograficzne glin zwałowych z kotliny Włodawki, które tworzą tam pięć litotypów stratygraficznych (fig. 1, tab. 3). Podstawową własnością litotypów stratygraficznych jest skład petrograficzny żwirów pochodzenia skandynawskiego. Różnice ilościowe w zawartości żwirów skał krystalicznych, wapieni paleozoicznych, piaskowców północnych i kwarców są istotne dla odrębnych poziomów stratygraficznych glin zwałowych facji dennej (fig. 1). Wśród żwirów pochodzenia lokalnego tylko niektóre (np. kwarcie lokalne, trzeciorzędowe) wykazują różną frekwencję w poszczególnych poziomach. W celu uproszczenia analizy porównawczej zróżnicowanie składu petrograficznego wyraża się za pomocą współczynników petrograficznych: O/K, K/W i A/B (J. E. Mojski, J. Rzechowski, 1967; J. Rzechowski, praca w druku). Zespół minerałów ciężkich również przejawia zróżnicowanie

Tabela 4

Ważniejsze własności litologiczno-petrograficzne litotypów regionalnych — glina zwałowa demna najmłodszego stadium złodowacenia południowopolskiego (wartości średnie)

Litotyp dla regionu	Minerały ciężkie z frakcji 0,25 ÷ 0,1 mm										Współczynnik zwężenia	Zawartość procentowa				
	Zawartość procentowa											Ska- lenie	CaCO ₃	Żwiry skał lokalnych		
	MN	GI	MP	A	B	C	G	T	Wl	Kwł				Krz	M	
Kotlina Widawki	34,5	5,5	60,0	21,5	6,5	19,5	23,5	6,5	1,93	—	3,1	2,3	0,6	—		
Kotlina Płocka	64,5	0,7	34,8	12,7	13,3	10,9	32,2	2,5	1,53	5,0	2,5	0,2	0,2	0,2		
Kotlina Warszawska	44,7	9,5	45,8	21,7	7,2	3,1	39,0	4,1	1,48	12,7	1,9	0,2	0,4	16,7		
Wysoczyzna Łomżyńska (NE Mazowsze)	40,2	6,0	53,8	26,0	15,4	2,4	31,0	6,0	0,72	19,5	6,0	0,2	7,0	3,8		

ilościowe. Dla kotliny Widawki istotne są różnice we frekwencji minerałów nieprzezroczystych (MIN), amfiboli, cyrkonu, dystenu i epidotu oraz granatów. W innych regionach podobne zróżnicowanie mogą wykazywać inne minerały, jak np. turmalin, staurolit, biotyt itd. Zawartość skałeni jest nieznacznie różna w poszczególnych poziomach, ale w innych regionach różnic tego rodzaju nie stwierdzono. Brak było dotychczas udokumentowania dla stratygraficznej odrębności i charakteru uziarnienia glin zwałowych. Zestawienie częstotliwości występowania szeregów rozdzielczych uziarnienia pozwoliło jednak udowodnić, że takie zróżnicowanie również istnieje (tab. 3). W kotlinie Widawki przejawia się ona w konsekwentnym zwiększaniu częstotliwości występowania szeregów homogenicznych w coraz młodszych litotypach glin zwałowych. Otoczenie ziarn kwarcu było także dotychczas uznawane za cechę wyodrębniającą gliny zwałowe spośród innych osadów plejstocenijskich, a wykazujące co najwyżej zmienność regionalną (B. Krygowski, 1956, 1966; J. E. Mojski, J. Rzechowski, 1967; R. Racinowski, J. Rzechowski, 1959). Tymczasem okazało się, że i ta własność może mieć różne wartości w różnych poziomach stratygraficznych. Przejawia się to w zawartości ziarn kanciastych (wzrost w coraz młodszych glinach) i częściowo otoczonych (tab. 3).

Zróżnicowanie litotypów regionalnych przedstawiono na przykładzie najmłodszej gliny zwałowej złodowacenia południowopolskiego (PIII) z kotliny Widawki, Kotliny Płockiej, Kotliny Warszawskiej i Wysoczyzny Łomżyńskiej (fig. 2, tab. 4). Wiadomo od dawna, że uziarnienie glin zwałowych jest odmienne w różnych regionach. Brak było jednakże zestawień międzyregionalnych. Fig. 2

świadczy przekonywająco o wielkości takiego zróżnicowania. Można w niej odczytać, że litotyp gliny zwałowej z Kotliny Płockiej posiada największy udział frakcji ilastych, a z Wysoczyzny Łomżyńskiej — piaszczystych. W Kotlinie Warszawskiej glina jest nieco mniej piaszczysta, za to najbardziej jednorodna granulometrycznie. Wybrane przykłady cech litologicznych dobrze ilustrują tezę o nierównomiernym zróżnicowaniu poszczególnych własności glin zwałowych w różnych regionach. I tak np. różnice w uziarnieniu pomiędzy Kotliną Płocką a Warszawską są wyraźne, podczas gdy zróżnicowanie wartości współczynnika zwietrzenia minerałów ciężkich jest nieistotne (tab. 4). Równocześnie frekwencja niektórych minerałów ciężkich w tych dwu regionach jest zdecydowanie inna (np. glaukonitu, amfiboli, biotyту, cyrkonu lub minerałów nieprzezroczystych). Z drugiej zaś strony zespół minerałów ciężkich wykazuje pewne podobieństwa (w pojedynczych przypadkach) między odległymi od siebie regionami, jak np. kotlina Widawki i Wysoczyzna Łomżyńska. To samo można zauważyć w odniesieniu do udziału niektórych żwirów skał lokalnych (tab. 4). Litotypy regionalne zdecydowanie wyodrębnia zawartość CaCO_3 w glinach zwałowych, co wiąże się na ogół z litologią lokalnego podłoża utworów czwartorzędowych.

*
* *
*

Przedstawione rozważania odnoszą się wyłącznie do osadów morenowych nie przeobrażonych przez procesy diagenety czy hipergenezy. Ograniczona objętość artykułu zmusiła do powoływania się na nieliczne prace, przede wszystkim dotyczące terytorium Polski. Ołbrzymie piśmiennictwo poświęcone zagadnieniom litologii osadów morenowych zawiera argumenty potwierdzające zasady wyłożone w tym opracowaniu. Piśmiennictwo to zestawione jest m.in. w pracach powołanych w tym opracowaniu.

Zakład Zdjęć Geologicznych Niżu
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano 1 października 1968 r.

PIŚMIENNICTWO

- AHLMANN H. W. son (1948) — Glaciological research on the north Atlantic coasts. Royal Geogr. Society Research, ser. no 1. London.
- CAILLEUX A., TRICART J. (1962) — Le modelé glaciaire et nival. Paris.
- CHAMBERLIN T. C. (1894) — Proposed genetic classification of Pleistocene glacial formations. J. Geol., 2, no 2. Chicago.
- CHARLESWORTH J. C. (1957) — The Quaternary Era. London.
- DREIMANIS A. (1960) — Selection of genetically significant parameters for investigations of tills. Zesz. nauk. Uniw. A. Mickiewicza, Geogr. nr 8. Poznań.
- FALKIEWICZ A. (1962) — Własności fizyczno-mechaniczne glin zwałowych środkowego Mazowsza. Biul. geol. Uniw. War., 2, p. 3—128. Warszawa.
- FLINT R. F. (1957) — Glacial and Pleistocene Geology. New York—London.

- FORSYTH J. L. (1965) — Water-modified till of the lake plain of north-western Ohio. *Ohio J. Sci.*, **65**, no 2.
- GILLBERG G. (1965) — Till distribution and ice movements on the Northern slopes of the South Swedish Highlands. *Geol. Fören. i Stockholm Förhand.*, **86**, no 4, p. 433—484. Stockholm.
- KRYGOWSKI B. (1966) — Z badań granulometrycznych nad utworami plejstocenijskimi w Polsce zachodniej. *Biul. Inst. Geol.*, **100**, p. 503—601. Warszawa.
- MOJSKI J. E., RZECZOWSKI J. (1967) — Niektóre wyniki badań petrograficzno-litologicznych nad utworami czwartorzędowymi Polski wschodniej i środkowej. *Zesz. nauk. Uniw. A. Mickiewicza, Geogr.*, nr 7, p. 131—147. Poznań.
- OKKO V. (1955) — Glacial drift in Iceland its origin and morphology. *Bull. Comm. Géol. de Finlande*, **170**. Otaniemi.
- RACINOWSKI R. (1966) — Morfometria żwirów z glin zwałowych Polski wschodniej. *Kwart. geol.*, **10**, p. 475—493, nr 2. Warszawa.
- RACINOWSKI R. (1969) — Wyniki badań granulometrycznych i mineralno-petrograficznych glin zwałowych Polski wschodniej. *Biul. Inst. Geol.*, **220**, p. 289—323. Warszawa.
- RACINOWSKI R., RZECZOWSKI J. (1959) — Próba wykorzystania stopnia obrotowości ziarn skalnych dla genetycznej klasyfikacji osadów plejstocenijskich. *Ann. UMCS, [B]*, **13**, p. 107—116. Lublin.
- RACINOWSKI R., RZECZOWSKI J. (1968) — Znaczenie szczegółowych badań minerałów ciężkich dla stratygrafii czwartorzędu. *Kwart. geol.*, **12**, p. 435—437, nr 2. Warszawa.
- RACINOWSKI R., RZECZOWSKI J. (1969) — Selected problems of lithology and petrography of the glacial tills in Central and Eastern Poland. *Geogr. Pol.* **17**, Warszawa.
- ROZYCKI S. Z. (1959) — Próba odtworzenia procesu formowania się rzeźby polodowcowej. *Acta geol. pol.*, **8**, p. 1—94, nr 1. Warszawa.
- RZECZOWSKI J. (1966) — Niektóre własności geochemiczne osadów plejstocenijskich na przykładzie przekrojów w Sernikach i Ferdynandowie. *Kwart. geol.*, **10**, p. 1131—1132, nr 4. Warszawa.
- RZECZOWSKI J. (1967) — Sedymentogeneza i stratygrafia plejstocenu w przekroju Ferdynandowa na obszarze południowo-wschodniego Mazowsza. *Kwart. geol.*, **11**, p. 936—938, nr 4. Warszawa.
- RZECZOWSKI J. (praca w druku) — Granulometryczno-petrograficzne własności glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki. *Biul. Inst. Geol.*
- SIMPSON E. S. (1961) — A ground-water mechanism for the deposition of glacial till. *Intern. Geol. Congress, Report of the Twenty-First Session, Norden 1960, Part XXVI, Proc. of sect. 1—21, suppl. vol.*, p. 103—107. Copenhagen.
- SZUPRYCZYŃSKI J. (1963) — Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu. *Inst. Geogr. PAN, Pr. geogr.* nr 39. Warszawa.
- АФАНАСЬЕВ Б. Л. (1967) — Морские морены Латвии и их возможное корреляционное и стратиграфическое значение. *Baltica*, **3**, стр. 287—302. Vilnius.
- ГАЙГАЛАС А. И. (1965) — Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена юго-восточной Литвы и возможность использования их для стратиграфии. *Сб.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-восточной Литвы*, стр. 104—156. Вильнюс.

- ГОЛЬБЕРТ А. В., ГУДИНА В. И., ЛЕВКОВСКАЯ Г. М. (1965) — Некоторые особенности минералогического состава и условий образования морских четвертичных отложений на севере Западной Сибири. Сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. Стр. 63—75. Москва.
- ГУДЕЛИС В. К. (1963) — К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образований материкового оледенения. Труды Ком. по Изуч. Четверт. Периода АН СССР, 21. Москва.
- КРЫГОВСКИЙ Б. (1966) — Некоторые седиментологические параметры и свойства моренных суглинков Западной Польши. Сб.: Современный и четверт. континентальный литогенез. Изд. АН СССР, Ком. по Изуч. Четверт. Периода, стр. 140—146. Москва.
- ЛИСИЦЫН А. П. (1958) — О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов. Докл. АН СССР, 118, № 2. Москва.
- ЛУКАШЕВ К. И. (1960) — Генетические типы и фация антропогенных отложений. Минск.
- МАЧУРОВ Г. П. (1963) — Об образовании основной морены. Вестник Ленингр. Ун-та, № 18, стр. 169—172. Ленинград.
- НАГИНСКИЙ Н. А. (1961) — Общая динамика четвертичных ледниковых покровов и фация ледниковых образований. (Основы динамической классификации ледниковых отложений). Мат. по ген. и литологии четверт. отложений, стр. 50—63. Минск.
- ОРВИКУ К. К. (1958) — Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. Труды Инст. Геол. АН Эст. ССР, 3. Таллин.
- ПОПОВ А. И. (1965) — Сопоставление опорных разрезов четвертичных отложений севера Западной Сибири и Большеземельской Тундры. Сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода, стр. 76—88. Москва.
- РУХИНА Е. В. (1960) — Литология моренных отложений. Ленинград. Изд. Ленингр. Универс.
- РУХИНА Е. В. (1961) — Моренные отложения и принципы их классификации. мат. по генезису и литол. четверт. отложений, стр. 64—81. Минск.
- СТРЕЛКОВ С. А. (1965) — Генетическая классификация отложений материкового оледенения в связи с общими закономерностями развития ледниковых покровов. Сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода, стр. 151—156. Москва.
- ШАНЦЕР Е. В. (1966) — Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Труды АН СССР, Геол. Инст., Вып. 161. Москва.

Ян ЖЕХОВСКИ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Резюме

Комиссия Генезиса и Литологии Четвертичных отложений INQUA выступила с предложением упорядочить терминологию и систематику моренных отложений. Представленная классификация моренных отложений является одним из предлагаемых ответов на это предложение.

Автор сохраняет термин морена для формы образованной ледником, а материал, образующийся при таянии льда, называет моренным отложением. Моренные отложения обра-

зуются при исчезновении ледника, при таянии или испарении льда. Классификация моренных отложений опирается на генетический критерий. С одной стороны, на различных таксономических уровнях учитываются палеогеографические условия, условия исчезновения ледника, динамика процессов седиментации, способ образования моренных отложений. С другой стороны, каждая таксономическая единица определяется специфическими комплексами литологических свойств (табл. 1 и 2). Выделяются следующие таксономические единицы: I порядка — генетический тип, II порядка — группа фаций, III порядка — фация, IV порядка — субфация, V порядка — семейство, VI порядка — литотип (стратиграфический или региональный).

Моренные отложения, согласно деления А. П. Павлова, являются генетическим типом. Они делятся на две группы фаций: ПА — субазральные (материковые) и ПВ — субаквальные (подводные) — соответственно по месту исчезновения ледника (на суше и под водой). В группе ПА выделяется абляционная фация (III.1) и донная (III.2). А в группе ПВ в зависимости от рода водного бассейна, в котором происходит отложение осадков в процессе таяния ледника, выделяются фации: талассотопу (III.3), лимнотопу (III.4) и флювиотопу. В моренных подводных отложениях часто имеются породы переходные к типичным водным отложениям (морским, озерным или речным).

Динамика процессов гляциации и дегляциации находит отражение в форме залегания моренных отложений. На основании этого выделяются субфации (IV) активного, пассивного и мертвого (на суше) льда, а также льдин и языков льда (среди подводных фаций). Частота залегания отдельных субфаций является изменчивой и зависит прежде всего от физико-динамического характера ледника и от характера рельефа подледниковой поверхности.

Абляционная фация (III.1) делится на субфации: пассивного льда (IV.1) и мертвого льда (IV.2). В данной фации, кроме вышеперечисленных субфаций (IV.4 и IV.5), выделяется субфация активного льда (нагроможденного) — IV.3. Моренные отложения этой субфации образуются во время надвигания ледника на преграды рельефа (пороги, обрывы, возвышенности). Активный лед в это время нагромождается, а после того, как он растает, остается моренный осадок большой мощности, определяемой высотой преграды. Мелкие пятна и линзы моренных отложений, быстро выклинивающиеся по направлению к краям, являются остатками глыб мертвого льда. Моренный материал, оставшийся после таяния различного рода глыб и обломков ледникового льда, плавающих в водном бассейне, опадает на дно, подвергаясь попутно фракционной сегрегации. Он образует линзы и пропластки среди водных седиментационных отложений в узком понимании. Это именно и есть моренные отложения субфации льдин (IV.6, IV.8). Моренные отложения языков льда образуются тогда, когда конец ледника лежит на дне водного бассейна. Это явление имеет место в мелких (прибрежных) водах.

Семейства моренных отложений выделяются при помощи литологических критериев. Выделено два семейства: валунные глины (V.1, V.3, V.5, V.6, V.8, V.11, V.14, и V.16), а также валунные пески и гравий (V.2, V.4, V.7, V.9, V.12 и V.15). В субфациях льдин имеется семейство отсортированных валунных глин (V.10 и V.13). Семейство валунных песков и гравия не выделяется в субфации льдин из-за того, что трудно отличить эти отложения от песков водной седиментации в узком понимании. Каждое семейство валунных глин содержит ряд стратиграфических или региональных литотипов (VI). Выделение литотипов производится относительно горизонтальной и вертикальной литологической изменчивости моренных отложений данного семейства. Количество литотипов непостоянно и зависит прежде всего от точности геологической разведанности соответствующего региона. В настоящее время, например, можно определить литотипы валунных глин для отдельных стратиграфических единиц плейстоцена, как гляциалов и стадиалов. Комплекс свойств, характеризующих литотип, не является одинаковым в различных регионах или стратиграфических горизонтах. Дифференциация свойств литотипов носит количественный характер и только в исключи-

тельных случаях — качественный. Каждое свойство моренных отложений проявляется в определенной связи со всеми остальными свойствами. Эти групповые связи являются отражением генезиса моренных отложений, понимаемого как алгебраическая сумма всех процессов выветривания, денудации и седиментации, происходящих в конкретных историко-палеогеографических, фациальных и физико-динамических условиях.

Представленная проба классификации касается только необразованных моренных отложений.

Jan RZECZOWSKI

GENETIC CLASSIFICATION OF MORAINIC DEPOSITS

Summary

The Commission on the Origin and Lithology of Quaternary Deposits, INQUA, took the initiative to unify both the nomenclature and the systematics of morainic deposits. The classification of morainic deposits presented in this paper is one of possible answers to this initiative.

The term — moraine — was left by the present author to determine the form produced by a glacier, whereas the material melted out of the glacier ice is consequently called by him — morainic deposit. This latter was formed at the cost of the glacier. The present classification of morainic deposits is based on genetical criteria. On the one hand, the palaeogeographical conditions of deglaciation, the dynamics of sedimentary processes and the way of formation of morainic deposits are considered for various taxonomical grades, on the other one, each taxonomical unit is determined by a specific complex of lithological features (Tables 1 and 2). The following are taxonomical units distinguished by the present author: I order — genetical type, II order — group of facies, III order — facies, IV order — subfacies, V order — family, VI order — lithotype (stratigraphic or regional).

The morainic deposits, according to the conception of A. P. Pavlov, are a genetical type. They may be subdivided into the following two groups of facies: II A — sub-aerial (continental) facies, and II B — subaqueous (underwater) facies — in relation to the site of deglaciation (on land and underwater). Group III A includes both ablation till facies (III 1) and basal till facies (III 2), whereas group II B comprises, depending upon the kind of water basin in which the melting out of rock material in a glacier takes place, the following facies: thalassotopic facies (III 3), limnotopic facies (III 4) and fluviotopic facies (III 5). In the subaqueous morainic deposits transition formations are frequently found to pass into type aqueous deposits (marine, lacustrine or fluvial).

The dynamics of glaciations and deglaciation processes is reflected in the form of the appearance of morainic deposits. This fact was a basis to distinguish the following subfacies (IV): active ice subfacies, stagnant ice subfacies, and dead ice subfacies (on land); as well as drift ice subfacies and ice tongue subfacies (among subaqueous facies). The frequency of the individual subfacies is changing and depends, first of all, upon the physic-dynamical nature of a glacier and the kind of the subglacial relief.

Thus, the ablation facies (III 1) may be divided into the stagnant ice subfacies (IV 1) and the dead ice subfacies (IV 2). The basal till facies comprises, in addition to the subfacies mentioned above (IV 4 and IV 5), the active (piled) ice subfacies (IV 3), too. The morainic deposits of this subfacies were formed during the inland ice advance onto the terrain hindrances such as thresholds, edges, elevations, a.o. In this case, the active ice was piled up, and after its melting, morainic deposits were laid down, characterized by a considerable thickness determined by the height of the hindrance. Small, distinctly wedged out patches and lenticles of the morainic deposits, are a remainder of the dead ice blocks. The morainic material melted out of various blocks and fragments of the glacier ice floating in a water basin was previously graded fractionally and then sedimented. In the deposits of sensu stricto aqueous sedimentation it makes lenticles and intercalations. These are morainic deposits of drift ice subfacies (IV 6 and IV 8). Morainic deposits of ice tongues may have been formed when the glacier front was on the bottom of a water basin. This took place in shallow water (littoral) basins.

The families of morainic deposits were distinguished on the basis of lithological criteria. Here are two families distinguished: boulder clays (V 1, V 3, V 5, V 6, V 8, V 11, V 14 and V 16) and boulder sands and gravels (V 2, V 4, V 7, V 9, V 12 and V 15). Within the drift ice subfacies a family of graded boulder clays (V 10 and V 13) occurs. The family of boulder sands and gravels was not distinguished in the drift ice subfacies, mainly due to some difficulties in separating these deposits from the sands of water sedimentation sensu stricto. Each family, e.g. that of boulder clays, includes a series of stratigraphical or regional lithotypes (VII). The subdivision into lithotypes depends upon the vertical and horizontal lithologic variations in morainic deposits of a given family. The amount of lithotypes is not constant and, first of all, depends on the exactness of geological reconnaissance made in the region considered. At present, for example, we can determine the lithotypes of boulder clays for various Pleistocene stratigraphical units that correspond to both glacial epochs and stages. A complex of the features determining a lithotype is not uniform either in the individual regions or stratigraphical horizons. A differentiation in properties of the lithotypes is for the most part of quantitative character, and only sporadically of qualitative one. Each feature of the morainic deposits appears in a definite relation to the remaining features of these deposits. Such mutual relations are a result of the genesis of the morainic deposits, thought to be an algebraic sum of all the weathering, denudation and sedimentary processes that take place under the definite historic-palaeogeographical, facial and physic-dynamical conditions.

It should be added here that the genetic classification presented in this paper concerns unaltered morainic deposits only.