

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 75

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK
Zakład Prasowy
00-330 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 75

PROCESY I FORMY WYDMOWE W. POLSCE

Zbiór prac
pod redakcją
RAJMUNDA GALONA

WARSZAWA 1969
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK



PRACE GEOGRAFICZNE Nr 75

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRACOWNIA GEOGRAFICZNA
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Geografii i Gospodarki
00-330 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 75

ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА В ПОЛЬШЕ

СОБРАНИЕ ТРУДОВ ПОД РЕДАКЦИЕЙ РАЙМУНДА ГАЛЕНА



GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 75

DUNE PROCESSES AND FORMS IN POLAND

COLLECTION OF PAPERS EDITED BY RAJMUND GALON

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 75

PROCESY
I FORMY WYDMOWE
W POLSCE

Zbiór prac
pod redakcją
RAJMUNDA GALONA

WARSZAWA 1969
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL
SEKRETARZ: I. STAŃCZAK

SPIS TREŚCI

Przedmowa (R. Galon)	9
Część I	
R. Galon, O aktualnej problematyce dotyczącej wydm śródlądowych w Polsce	11
W. Okołowicz, Próba charakterystyki warunków klimatycznych okresu rozwoju wydm śródlądowych w Polsce	19
A. Dylikowa, Problematyka wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań strukturalnych	39
J. Kobendzina, Rola roślinności w powstawaniu wydm śródlądowych	75
K. Tobolski, Fazy wydmowe w świetle badań palynologicznych — zagadnienie ich liczby i charakterystyka przebiegu	101
Z. Prusinkiewicz, Gleby wydm śródlądowych w Polsce	117
R. Schild, Uwagi o stratygrafii archeologicznej wydm śródlądowych	145
Część II	
L. Roszko, Kilka uwag o wydmach zachodniej części Basenu Grudziądzkiego	163
Z. Churska, Fazy rozwoju wydmy w Czernikowie-Witowężu	181
U. Urbaniak, Zaburzenia w warstwowej strukturze wydm Kotliny Płockiej	209
K. Rotnicki i K. Tobolski, Główne fazy działalności procesów wydmotwórczych w Kotlinie Grabowskiej na podstawie stratygrafii wydmy w Węglowicach	239
H. Gawlik, Wydmy w Kotlinie Szczercowskiej	249
B. Manikowska, Gleba z interstadiału alleröd na tle układu stratygraficznego utworów fazy zstępującej Würmu w okolicach Łodzi	289
M. Bogacki, Wydmy Równiny Kurpiowskiej	327
U. Urbaniak, Problematyka wydmowa w Polsce	355
Bibliografia wydmowa Polski (zestawiły J. Kobendzina i U. Urbaniak)	369

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (Р. Галён)	9
Часть I	
Р. Галён, Об актуальной проблематике по материковым дюнам в Польше (резюме)	14
В. Околович, Попытка охарактеризовать климатические условия в период формирования внутриконтинентальных дюн в Польше (резюме)	37
А. Дыликова, Проблематика континентальных дюн Польши в свете структурных исследований (резюме)	67
Я. Кобендзина, Роль растительности в образовании внутриконтинентальных дюн (резюме)	98
К. Тобольски, Дюнные фазы в освещении пыльцевых исследований. Проблема их числа и характеристика хода (резюме)	113
З. Прусинкевич, Почвы материковых дюн в Польше (резюме).	143
Р. Шильд, Замечания по археологической стратиграфии внутриконтинентальных дюн (резюме)	157
Часть II	
Л. Рошко, Несколько замечаний о дюнах западной части Грудзёндзского бассейна (резюме)	177
З. Хурска, Фазы развития дюны в Черникове-Витовенжу (резюме)	203
У. Урбаняк, Нарушения в слоистой структуре дюн Плоцкой котловины (резюме)	236
К. Ротницки и К. Тобольски, Главные фазы дюнообразующих процессов в Грабовской котловине на основе стратиграфических особенностей Венглевицкой дюны (резюме)	246
Т. Гавлик, Дюны в Щерцовской котловине (резюме)	285
В. Маниковска, Почвы Аллерёдского интерстадиала на фоне стратиграфии образований нисходящей фазы Вюрмского времени в окрестностях Лодзи (резюме)	317
М. Богацки, Дюны Курпёвской равнины (резюме)	351
У. Урбаняк, Проблематика образования дюн в Польше	355
Библиография по проблематике образования дюн в Польше (разработали Я. Кобендзина и У. Урбаняк)	369

CONTENTS (SOMMAIRE)

Introduction (R. Galon)	9
Part I	
R. Galon, On actual Problematics about Inland Dunes in Poland (summary)	16
W. Okołowicz, An Attempt of characterizing Climatic Conditions of the Period of Inland-Dunes Development in Poland (summary)	38
A. Dylikowa, Problematics of Inland Dunes in Poland in the Light of Structural Examinations (summary)	71
J. Kobendzina, The Effect of Vegetation upon Formation of Inland Dunes (summary)	99
K. Tobolski, Dune-Forming Stages in the Light of Palynological Examinations — Problems dealing with the Number of Stages and the Characteristic of their History (summary)	{ 115
Z. Prusinkiewicz, The Soils of Inland Dunes in Poland (summary)	144
R. Schild, On the Archaeological Stratigraphy of the Inland Dunes (summary)	160
Part II	
L. Roszko, Some Comment on Dunes in Western Part of Grudziądz Basin (summary)	179
Z. Churska, Evolutionary Phases of Dune situated at Czernikowo-Witowąż (summary)	205
U. Urbaniak, Disturbances in the Stratification of Dunes in the Płock Basin (summary)	237
K. Rotnicki, K. Tobolski, Main Phases of Dune-Forming Processes in Grabów Basin based on Stratigraphy of Dune at Węglewice (summary)	247
H. Gawlik, Les dunes éoliennes dans le Bassin de Szczerców (résumé)	286
B. Manikowska, Fossil Soil from Allerød Interstadial on Background of Deposits of Waning Phase of the Würm, in Łódź Region (summary)	322
M. Bogacki, The Dunes of the Kurpie Plain (summary)	353
U. Urbaniak, Problematics of Dunes in Poland	355
Polish Bibliography of Dunes compiled by J. Kobendzina and U. Urbaniak	369

PRZEDMOWA

Niniejszy zbiór prac poświęcony problematyce wydm śródlądowych w Polsce jest w pewnym sensie dalszym ciągiem dwuczęściowej publikacji pt. *Wydm śródlądowe Polski* (Warszawa 1958). Na treść tego zbioru składają się rozważania problemowe oraz wyniki prac badawczych zaprezentowane przez przedstawicieli różnych dyscyplin naukowych na konferencji naukowej Polskiego Towarzystwa Geograficznego w Toruniu w dniu 11 maja 1967 r. lub specjalnie przygotowane dla tego wydawnictwa.

Celem ułatwienia poznania literatury dotyczącej wydm śródlądowych w Polsce i oceny naszego wkładu do rozwoju problematyki wydmowej, do zbioru prac i wyników badań dołączono pełny spis artykułów i studiów poświęconych problematyce wydmowej w Polsce (wraz z komentarzem opracowanym przez U. U r b a n i a k).

Niniejsza publikacja, porównywana z poprzednim zbiorowym wydawnictwem o wydmach, stanowi podstawę dla oceny postępu dokonanego w ciągu ostatnich kilkunastu lat w polskich badaniach i poglądach na temat form i procesów wydmowych w Polsce. Czytelnik oceni, czy postęp osiągnięty w zakresie badań wydmowych stanowi pełny odpowiednik dużego rozwoju, jaki w Polsce zanotować mogą nauki przyrodnicze oraz czy wystarczający jest stopień współpracy badawczej między zainteresowanymi dyscyplinami naukowymi, bez której osiągnięcie nowych wyników w zakresie badań procesów eolicznych i ich roli w środowisku geograficznym jest wątpliwe.

Rajmund Galon

Część I

RAJMUND GALON

O AKTUALNEJ PROBLEMATYCE DOTYCZĄCEJ WYDM ŚRÓDLĄDOWYCH W POLSCE

Zwołana przez Polskie Towarzystwo Geograficzne druga ogólnopolska konferencja wydmowa (Toruń, 12—15 maja 1967) była okazją do poznania postępu badań w zakresie szeroko rozpowszechnionych w naszym kraju procesów i osadów eolicznych i do nakreślenia ważniejszej problematyki w tej dziedzinie, z uwzględnieniem nowych metod badawczych i nowych punktów widzenia na tworzenie się i zanikanie wydm. Wydmy są szczególnie ważnym obiektem badań geomorfologicznych i pokrewnych ze względu na charakter wskaźnikowy tych osadów, gdy idzie o ustalenie zmian klimatycznych, o stwierdzenie sekwencji paleogeograficznych na obszarze Polski w niedawnej przeszłości geologicznej, tj. w końcowej fazie plejstocenu i w holocenie, a więc w czasie, gdy zaczęła się i rozwijała działalność ludzka w środowisku geograficznym. Nasze zainteresowania dotyczą przede wszystkim wydm śródlądowych. Tworzenie się bowiem wydm nadmorskich odbywa się w odmiennych warunkach przyrodniczych, w każdym razie przy wybitnym udziale procesów brzegowych¹. Tym niemniej mechanizm procesów eolicznych w obu środowiskach wykazuje wiele cech wspólnych.

Niniejsze rozważania obejmują trzy spojrzenia na wydmy śródlądowe. Pierwsze z nich dotyczy rozmieszczenia wydm śródlądowych w Polsce i stopnia poznania poszczególnych zespołów wydmych. W Katedrze Geografii Fizycznej UMK opracowywany jest obraz kartograficzny (E. Grotthusa), zawierający dotąd rozpoznane

¹ Istnieje zamiar zorganizowania specjalnej międzynarodowej konferencji poświęconej wydom nadmorskim.

na terenie Polski wydmy śródlądowe, czy to w świetle „Przeglądowej mapy geologicznej Polski 1 : 300 000” oraz dotąd wydanych arkuszy „Szczegółowej mapy geomorfologicznej Polskiego Niziu 1 : 50 000”, czy to na podstawie licznych indywidualnych prac monograficznych dotyczących wybranych zespołów wydym. Niewątpliwie, pomimo wielkiego bogactwa wydym na powyższej mapie, nie są to jeszcze wszystkie wydmy śródlądowe utworzone w kolejnych fazach wydmych na obszarze Polski. Wiele z nich dotąd nie doczekało się jeszcze szczegółowego zbadania ani nawet pobieżnej charakterystyki. Stwierdzenie to dotyczy m.in. zespołów wydmych na Dolnym Śląsku, nad Wkrą, Pilicą oraz na Wyżynie Lubelskiej. Nie ulega wątpliwości, że dopiero zbadanie wszystkich ważniejszych zespołów wydym śródlądowych na obszarze Polski umożliwi pełne rozpatrzenie problemu genezy i wieku wydym.

Drugie spojrzenie na wydmy śródlądowe jest natury paleogeograficznej. Wydmy jako czuły wskaźnik warunków środowiskowych utrwały w sobie zmiany dokonane w środowisku geograficznym bądź z przyczyn naturalnych (klimatyczno-hydrologicznych), bądź z przyczyn antropogenicznych. Zachodzi pytanie zasadnicze, na które w różny sposób odpowiadają autorzy poszczególnych artykułów w niniejszej publikacji, mianowicie, czy istniała ciągłość procesu rozwojowego wydym, czy też zachodzi f a z o w o ś ć tego procesu, wyrażona w piętrowej budowie wydym. Obserwacja wydym nadmorskich wskazuje, że współczesne procesy wydmy w tej strefie odbywają się właściwie bezustannie.

Inne zagadnienie, to j e d n o c z e s n o ś ć na całym obszarze Polski pełnych warunków wydmytwórczych, czy też przesuwanie się strefowe tych warunków ku północy, w miarę postępu deglacji. Tu dotykamy problemu wiatrów wydmytwórczych i wkraczamy na teren paleoklimatologii. W konsekwencji dochodzimy do rozważań dotyczących wieku wydym i przetrwania form wydmych.

Problematyka paleogeograficzna wymaga kompleksowości badań, przy zastosowaniu metody strukturalnej, geomorfologicznej, florystycznej (paleobotanicznej), klimatycznej, gleboznawczej (paleopedologicznej), archeologicznej a także historyczno-geograficznej.

Trzecie spojrzenie na wydmy ma oblicze d y n a m i c z n e. Badanie obecnych procesów wydmytwórczych w myśl zasady aktualizmu geologicznego prowadzi do lepszego zrozumienia tworzenia się wydym w przeszłości, w odmiennych warunkach środowiskowych. I odwrotnie badanie roli procesów wydmytwórczych w kolejnych fazach późnego plejstocenu i holocenu umożliwi pełną ocenę obecnych procesów eolicznych w aktu-

alnych warunkach środowiskowych z określeniem udziału człowieka w rozwoju tych procesów. Zatem spojrzenie paleogeograficzne i dynamiczne wzajemnie się uzupełniają.

Dla dokładniejszego poznania mechanizmu procesów eolicznych dużą rolę odgrywają także obserwacje aktualnego tworzenia się wydm w strefie nadmorskiej, a więc w środowisku przeważnie pozbawionym hamującego wpływu roślinności. Tu najłatwiej o studia bilansowe, o ustalenie akumulacji eolicznej do deflacji, tu można prowadzić szczegółowe obserwacje mikroform eolicznych.

Wśród ważniejszych problemów dotyczących dynamiki tworzenia się wydm śródlądowych na szczególną uwagę zasługują następujące zagadnienia:

a) warunki rozpoczęcia się procesu wydmotwórczego; początkowa forma akumulacji eolicznej;

b) warunki, w jakich proces wydmotwórczy ustaje i forma końcowa jaką przybierają osady eoliczne; potrzeba hamującej interwencji roślinności; czy z dynamicznego punktu widzenia istnieje cykl rozwojowy form wydmowych; jaka jest deformacja a nawet całkowite zniszczenie form wydmowych przez procesy erozyjne i zmyw zboczowy, odgrywający w świetle aktualnych obserwacji dużą rolę w przekształcaniu wydm;

c) przyczyny nierównomiernego rozmieszczenia wydm śródlądowych; w jakim stopniu jest ono spowodowane rzeźbą względnie hydrografią terenu, a w jakim stopniu materiałem osadowym;

d) wpływ działalności ludzkiej na procesy wydmowe i w jakim stopniu wydm są procesem antropogenicznym.

Stojące przed nami zadania badawcze w zakresie wydm śródlądowych, którymi interesuje się wiele dyscyplin naukowych, wymagają metod bardziej precyzyjnych a nawet laboratoryjnych. Konieczna jest szczegółowa analiza ziarna wydmowego sposobem m.in. wskazanym przez B. Krygowskiego. Wydmę stanowią tylko jedną dziedzinę procesów eolicznych, zatem obserwacje powinny dotyczyć wszystkich zjawisk przewiewania piasku i pyłu, które zdaniem T. Gerlacha i L. Koszarskiego² są w naszym kraju ważnym i powszechnym procesem rzeźbotwórczym. Nadto zadania badawcze w zakresie wydm i procesów eolicznych wymagają współpracy wszystkich zainteresowanych dyscyplin naukowych i rozpatrywania danego obiektu badawczego wieloma metodami, reprezentowanymi przez poszczególne dyscypliny. Wreszcie należa-

² Gerlach T., Koszarski L., 1968, L'Activité éolienne en tant qu'un des plus importants processus morphogénétiques actuels dans le climat tempéré humide. Geogr. Polon. nr 14.

łoby przystąpić do monograficznego opracowania³ dotąd bliżej nie opisanych zespołów wydmowych nie wyłączając wydm nadmorskich, których korelacja z wydmami śródlądowymi jest osobnym zagadnieniem.

Katedra Geografii Fizycznej UMK w Toruniu

i

Zakład Geomorfologii i Hydrografii Niżu

IG PAN w Toruniu

Раймунд Галён

ОБ АКТУАЛЬНОЙ ПРОБЛЕМАТИКЕ ПО МАТЕРИКОВЫМ ДЮНАМ В ПОЛЬШЕ

Резюме

Организованное Польским Географическим Обществом второе общепольское Собрание по материковым дюнам (Торунь 12—15 мая 1967 г.) является оказией для ознакомления с исследовательскими успехами в области широко распространенных в нашей стране эоловых процессов и эоловых отложений а также оказией наметить более важную проблематику в этой области с учетом новых исследовательских методов и новых взглядов на дюнообразующие и дюноразрушающие процессы. Дюны являются особенно важным объектом геоморфологических и близких к ним исследований, так как характер их отложений является показателем для установления климатических изменений и для того, чтобы обнаружить палеогеографическую последовательность на территории Польши в недавнем геологическом прошлом, т.е. в конечной фазе плейстоценового и голоценового времени, т.е. в то время когда началась и стала развиваться человеческая деятельность в географической среде. Наш интерес относится главным образом к внутриматериковым дюнам, так как образование дюн морских побережий пробегает в иных естественных условиях, в которых видное участие принимают береговые процессы. Тем не менее у механизма эоловых процессов в обеих средах многочисленные общие признаки.

Мы рассматриваем материковые дюны исходя из трех положений. Первое из них — это размещение материковых дюн в Польше и исследовательская степень познания отдельных дюнных комплексов. Следует заметить, что еще не все материковые дюны, образовавшиеся в последовательных дюнообразующих фазах на территории Польши, дождались обстоятельного исследования и описания. Замечание это относится между прочим к дюнным комплексам Нижней Силезии (Дольны Слёнск) на берегу реки Вкры, Пилицы и на Люблинской возвышенности. Но не подлежит сомнению, что только лишь исследование всех более важных материковых дюнных комплексов на территории Польши

³ Porównaj np. Wydmy Kotliny Płockiej U. Urbania k, Prace geogr. t. 38, z. 3, s. 435—453.

даст возможность рассмотреть полным образом проблемы генезиса и возраста дюн.

Второе положение из которого мы исходим, рассматривая материковые дюны — палеогеографическое. Дюны, являясь чутким показателем условий господствующих в географической среде закрепили в себе изменения, которые совершились в географической среде по естественным причинам. Возникает основной вопрос, существовала ли непрерывность в процессе развития дюн, или же наблюдались фазы в этом процессе, обнаруживающиеся в ярусной структуре дюн.

Другим вопросом является следующая проблема: одновременно ли наблюдались полные дюнообразующие условия на всей территории Польши, или эти условия смещались зонально в северном направлении, по мере сокращения ледника. Здесь мы касаемся проблемы дюнообразующих ветров и входим в область палеоклиматологии. В результате мы затрагиваем проблему возраста дюн и просуществования дюнных форм рельефа.

Исходя из третьего положения — мы рассматриваем дюны с динамической точки зрения. Исследование современных дюнообразующих процессов ведет к лучшему пониманию дюнообразующих процессов в прошлом в других условиях географической среды.

Для более обстоятельного ознакомления с механизмом эоловых процессов серьезную роль играют также наблюдения над образованием дюн в современное время в приморской зоне, т.е. в среде лишенной чаще всего тормозящего влияния растительности. В этом случае легче всего выполнить исследование баланса, установить отношение аккумулятивных процессов к дефляционным и можно вести всесторонние наблюдения над эоловыми микроформами рельефа.

Из более важных проблем по динамике материковых дюнообразующих процессов особого внимания требуют следующие вопросы:

а) Каковы условия начала дюнообразующего процесса; каков начальный процесс эоловой аккумуляции.

б) Каковы условия прекращения дюнообразующего процесса и какова окончательная форма эоловых отложений; нужно ли тормозящее вмешательство растительности; существует ли с динамической точки зрения цикл развития дюнных форм рельефа; какова деформация и даже полное разрушение дюнных форм рельефа эрозионными процессами и склоновым смывом, играющих в свете современных наблюдений крупную роль в преобразовании дюн.

в) Каковы причины неравномерного размещения материковых дюн: в какой степени причиной является рельеф местности или гидрографические условия, а в какой — характер отложений.

г) Каково влияние человеческой деятельности на дюнообразующие процессы и в какой степени дюны являются результатом антропогенного процесса.

Стоящие перед нами задачи исследования в области материковых дюн, которые представляют интерес для многих отраслей знания, требуют применения более тонких и даже лабораторных методов. Необходимо применять более детальный анализ дюнных песчинок. Полевые наблюдения должны обнимать все процессы провеивания песка и пылевых частиц, которые в нашей стране являются важным и повсеместным рельефообразующим процессом. Кроме того исследовательские задачи по дюнам и по эоловым процессам требуют сотрудничества всех научных отраслей знания, у которых существует интерес к этим проблемам, а также требуют, чтобы данный исследовательский объект рассматривался многими методами принадлежащими к отдельным отраслям знания. В конце концов следовало бы взяться за монографическую разработку еще не

описанных ближе до сих пор дюнных комплексов не исключая при этом приморских дюн, корреляция которых с материковыми дюнами является отдельной проблемой.

Rajmund Galon

ON ACTUAL PROBLEMATICS ABOUT INLAND DUNES IN POLAND

Summary

The second Polish "Dune Conference" initiated by the Polish Geographical Society (held at Toruń on May 12—15, 1967) gave occasion to appreciate the progress made in investigations of the eolian processes and deposits commonly encountered in Poland on a large abundance, and to indicate the more important problematics involved in this domain which will have to be solved in keeping with new methods of research and new opinions on how dunes develop and vanish. Dunes constitute a particularly important object of geomorphological and kindred investigations; the reason is that they bear the character of index forms when it is the question of determining past climatic changes or of establishing palaeogeographical sequences which have been taking place in Poland's territory in its recent geological history, i.e. during the decline of the Pleistocene and in the Holocene — thus in the period when in the geographical environment man's activity had its start and its further evolution. Our present interest is principally concentrated on inland dunes, because the formation of coastal dunes proceeds under unlike natural conditions, — at any rate in pronounced participation of shore processes. For all this, in both these environments the mechanics of eolian processes involved have many features in common.

In his present reflections the author chose three different approaches to inland dunes. The first deals with the distribution of inland dunes in the territory of Poland, and with the degree to which the various dune assemblages have been investigated. Admittedly so far not all inland dunes which have developed in Poland during the successive dune-forming periods have been studied in detail and described; among other objects this refers to dune assemblages known from Lower Silesia or those on the rivers Wkra and Pilica, and on the Lublin Plateau. There is no doubt that until all the most important assemblages of inland dunes in Poland have been examined, it will be impossible to consider problems of dune age and origin in a comprehensive way.

The second approach to inland dunes is palaeogeographical in character. Dunes, being a sensitive index of environmental conditions, have perpetuated all changes which due to natural causes have taken place in the geographical environment. And here we are facing the important question whether the development of the dunes has proceeded by a continuous process of evolution, or whether this process was split up into phases which found their expression in a stage-after-stage evolution of the dunes.

A further problem is, whether all over Poland one and the same period initiated identical dune-forming conditions, or whether this period moved northward by zones, in conjunction with the course of deglaciation. Here is involved

the matter of dune-forming winds, and this leads to the domain of palaeoclimatology. Ultimately it becomes a question of how old the dunes are and how well their original forms are preserved.

The third approach to dunes is dynamic in character. The scrutiny of present dune-forming processes grants us an insight into the way how dunes must have developed in the past under different environmental conditions.

Of great importance for a full understanding of the mechanics involved in the formation of dunes are observations how dunes are developing today in the coastal zone, i.e. in an environment that for the most part lacks the obstructing effect of vegetation. Here it is easiest to study balance values, that is, the ratio of eolian accumulation to deflation, and here also conditions are most favourable for detailed observations of eolian microforms.

Among the problems appearing in the study of the formation of inland dunes particular attention should be given to those that seem of special importance, like:

a) What are the conditions that must prevail in order to start the formation of dunes, and how does the incipient form of eolian accumulation come into view?

b) What are the conditions under which the dune-forming process stops, and what is the ultimate form the eolian deposits assume? Is an obstructing interference of vegetation indispensable? Judging from a dynamic point of view, do dune forms disclose a cyclic course of development? What sort of deformation or, even, of complete destruction are dunes exposed to due to processes of erosion and to slope-wash which, in the light of recent observations, seem to play an important part in dune transformation?

c) What are the factors that caused the inland dunes to be distributed irregularly and to what extent might this have been dependent on land relief and hydrographical conditions, or to the kind of material deposited?

d) What was the effect of man's activity on dune processes, and how far can dune be considered as a human influenced process?

Any further research on inland dunes which we are facing and in which a number of disciplines of science are interested, demands the application of increasingly precise methods including laboratory examinations. It has become necessary to employ detailed analyses of sand grains. Field observations will have to take in all phenomena of eolian transport of sand and dust — a feature which in Poland is an important and often occurring relief-forming agency. Further, any research on dunes and eolian processes requires close cooperation on the part of all pertinent disciplines of science, and the close study of given objects by a variety of methods represented by the respective disciplines. And, last not least, it seems high time to examine and describe by suitable monographs all the dune assemblages in Poland which up to now have not been studied in detail; this would have to include coastal dunes as well, although correlating them with inland dunes is a problem of its own.

WINCENTY OKOŁOWICZ

PRÓBA CHARAKTERYSTYKI WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH OKRESU ROZWOJU WYDM ŚRÓDLĄDOWYCH W POLSCE

1. WPROWADZENIE

Wydaje się, że próbę charakterystyki warunków klimatycznych panujących w okresie maksymalnego rozwoju wydm śródlądowych w Polsce (i nie tylko w Polsce) należałoby zacząć od przyjęcia następujących założeń i stwierdzeń:

1. Obszary występowania wydm śródlądowych na Nizinie Polskiej oraz na terenach sąsiednich położonych na zachód czy na wschód od Polski, musiały znajdować się przynajmniej pod koniec plejstocenu — jeśli nawet przyjąć hipotezę wędrówki kontynentów, ewentualnie biegunów — w tych samych co i obecnie szerokościach geograficznych. To znaczy, że omawiane obszary znajdowały się w czasach powstawania wydm poza zasięgiem nocy i dni polarnych, a wysokość Słońca w momencie kulminacji zmieniała się od kilkunastu stopni w zimie, do ponad 60° w lecie.

Natężenie promieniowania słonecznego mogło w tych warunkach, zależnie od stanu zachmurzenia, osiągnąć nie mniejsze wartości od notowanych obecnie.

2. Model ogólnej cyrkulacji atmosferycznej musiał kształtować się ogólnie biorąc podobnie do dzisiejszego. To znaczy, że musiały istnieć: — w okolicach międzyzwrotnikowych strefy cyrkulacji pasatowej z przewagą wschodniej składowej wiatrów dolnych; — strefy cyrkulacji umiarkowanych szerokości o przewadze wiatrów zachodnich; — w obszarach podbiegunowych wiatry o przewadze składowej wschodniej.

Położenie geograficzne wymienionych stref cyrkulacji atmosferycznej mogło być jednak przesunięte względem współczesnego pod wpływem odmiennych warunków geograficznych.

Wpływ czynników geograficznych na cyrkulację oddziaływać musiał zawsze w sposób zbliżony do ich obecnego oddziaływania.

3. Powstawanie wydm zależy w ogóle od obecności większej ilości luźnego materiału piaszczystego, do którego ma łatwy dostęp działalność eoliczna.

W okresie maksymalnego rozwoju procesów wydmowotwórczych osady piaszczyste, budujące bezpośrednio niektóre partie powierzchni terenu, nie mogły być więc pokryte zwartą szatą roślinną. Takie obszary piaszczyste musiały się znajdować w miejscu występowania badanych obecnie pól wydmowych lub w ich bliskim sąsiedztwie.

W przypadku, jeśli obszary piaszczyste zostały wcześniej zajęte przez zwartą roślinność, to niekorzystna dla wegetacji zmiana warunków klimatycznych, albo inny czynnik, jak działalność ludzka, musiały doprowadzić do poważnego zniszczenia szaty roślinnej. Tego rodzaju zmiana warunków klimatycznych obejmowałaby w zasadzie duże obszary i umożliwiałaby jednoczesne występowanie na nich procesów eolicznych. Odmienność miejscowych i regionalnych warunków fizycznogeograficznych mogła i w tym przypadku powodować pewne czasowe rozbieżności w rozwoju wydm. Inne czynniki, np. działalność ludzka (niszczenie roślinności), pożary naturalne wywołane piorunami, mogły przyczynić się wyłącznie do lokalnego pojawienia się warunków sprzyjających uruchomieniu piasków.

W przypadku, jeśli piaski były normalnie przesycone wodą lub spójne zmarzliną, to ich rozluźnienie mogło następować okresowo przy często powtarzających się suszach atmosferycznych. Te ostatnie mogą nie tylko wysuszać przypowierzchniową warstwę skał osadowych lecz również przyczynić się do znacznego obniżenia poziomu wód gruntowych. Przesuszeniu podłoża mogły poza tym sprzyjać wiatry oraz intensywna insolacja.

Te same czynniki: długotrwałe susze, intensywna insolacja, częste suche wiatry o znacznych prędkościach, mogły przyczynić się zarówno do poważnego zubożenia lub zniszczenia szaty roślinnej, jeśli taka poprzednio już powstała, jak i do „przygotowania” lotnego materiału piaszczystego.

4. W dogodnych warunkach erozja i transport eoliczny oraz akumulacja przywianego materiału (pokrywy pyłowe, wydmy piaszczyste i pyłowe) mogą spowodować stosunkowo znaczne zmiany mezoreliefu w krótkich okresach czasu. Wielkość skutków występowania procesów eolicznych zależy, jak się wydaje, w równym stopniu od zbieżności warunków sprzyjających tym procesom i ich natężenia jak i od długości okresu działania.

5. Zależnie od tego, jak w różnym czasie w poszczególnych regionach kształtowały się warunki sprzyjające rozwojowi procesów wydmowotwórczych, okresy powstawania wydm mogły w przeszłości trwać dłu-

zej na pewnych obszarach, krócej na innych; miejscami takie okresy mogły powtarzać się, miejscami mogły występować pojedynczo, wcześniej lub później niż na innych terenach. Decydowała o tym czasowa zbieżność różnych warunków, to znaczy zbieżność w uaktywnianiu się czynników sprzyjających, biernie lub czynnie, rozwojowi wydm w danym obszarze.

Do czynników biernych należałyby takie, jak:

- obecność lub brak zwartej pokrywy roślinnej;
- stopień suchości przypowierzchniowych osadów piaszczystych, zależny od położenia geomorfologicznego (np. w dolinie, na wysoczyźnie) od stosunków hydrograficznych, od ekspozycji na promieniowanie słoneczne, na wiatry itd.

Odpowiednio do czynnych:

- ogólne warunki atmosferyczne;
- częstość i siła wiatrów suchych, występujących głównie w przejściowych porach roku i w lecie.

Punkty 1, 3—5 powyższych założeń nie wymagają szerszego omówienia. Jedynie punkt 2 trzeba rozwinąć. Odnośnie do punktu 4 można tylko dodać, że badania skutków występowania susz, erozji gleb, transportu i akumulacji osadów eolicznych, jakie miały miejsce podczas burz pyłowych w strefie stepowej ZSRR w okresie ostatnich kilkudziesięciu lat (głównie w 1960 r.) pozwalają na stwierdzenie, że wydmy do wysokości 2 m mogą powstać w ciągu kilkudziesięciu dni¹.

Odnośnie do punktu 5 — to jego treść wynika w zasadzie ze wszystkich poprzednich stwierdzeń i założeń.

2. KRÓTKA CHARAKTERYSTYKA CYRKULACJI W STREFIE UMIARKOWANYCH SZEROKOŚCI

Większa część Europy wraz z Polską znajduje się w strefie cyrkulacji charakteryzującej się przewagą zachodniej składowej wiatrów dolnych. Drugą istotną cechą tej strefy jest wciąż powtarzający się rozwój cyklonów, całych rodzin cyklonów i ich przemieszczanie się na wschód. Niżej powstają i rozwijają się przeważnie na froncie polarnym, wszędzie tam, gdzie panują duże poziome gradienty termiczne, gdzie w bliskim sąsiedztwie występują stale lub okresowo masy powietrza o kontrastowo odmiennych cechach. W chłodnej porze roku do obszarów intensywnej cyklogenezy należą między innymi:

- zachodnie peryferie północnego Atlantyku, gdzie ponad ciepłe wody

¹ Patrz publikacja pod redakcją D. L. Arm and a pt. Pylnye buri i ich predoraszczeniye, zawierająca kilkanaście artykułów — *sprawozdań z badań*. Wyd. Akad. Nauk ZSRR, Moskwa 1963, s. 85, 90 i in.

oceanu często napływa arktyczne powietrze z pobliskiego lądu: Labradoru i Arktyki Kanadyjskiej;

- okolice Islandii, przy adwekcji powietrza np. z Grenlandii;
- południowa wolna od lodu część Bałtyku, przy napływie chłodnego powietrza z kierunków północnych;
- niektóre akweny Morza Śródziemnego i jego odgałęzień, dokąd z północy łatwo docierają znacznie chłodniejsze — w porównaniu z temperaturą wody — masy powietrzne.

Część cyklonów, które pojawiają się w pobliżu Europy i docierają do Polski, rodzi się u zachodnich wybrzeży Ameryki Północnej, a w swej wędrówce na wschód ulega tylko wtórnemu pogłębianiu nad ciepłymi wodami Atlantyku. W ogóle, głębsze, aktywne cyklony strefy umiarkowanych szerokości powstają lub pogłębiają się przeważnie nad obszarami morskimi. Jest to wywołane warunkami panującymi nad cieplejszymi wodami, sprzyjającymi powstawaniu równowagi chwiejnej w dostatecznie dużych obszarach dolnej troposfery.

Dla zapoczątkowania i podtrzymywania cyrkulacji cyklonalnej z którą nieodłącznie związane jest wynoszenie w górę olbrzymich mas powietrza, niezbędne są bardzo poważne zasoby energii. Jej bogatym źródłem (ciepło „odczuwalne” przekazywane przez turbulencję bezpośrednio atmosferze oraz ciepło utajone kondensacji dostarczane jej wraz z parą wodną) są oceany i morza w miejscu występowania ciepłych wód powierzchniowych, lub względnie ciepłe, np. w porównaniu z wychłodzonym w zimie lądem, nie pokryte lodami akweny.

Pojedyncze cyklony i ich rodziny dzielą kliny wyższego ciśnienia lub wyodrębniające się ośrodki antycyklonalne.

Ponieważ rodziny niżów i dzielące je układy wyższego ciśnienia przemieszczają się (przeważnie na wschód) można omawianą strefę cyrkulacji atmosferycznej nazwać również strefą wędrownych cyklonów i antycyklonów.

W przypadku, gdy parę niżów oddziela silniej wykształcony klin lub wał wyższego ciśnienia, to te ostatnie układy (kliny, wały) łączą się zwykle z większym systemem antycyklonalnym — wyżami podbiegunowym lub podzwrotnikowym właściwymi dla sąsiednich stref cyrkulacji, albo też zimą — z wyżem azjatyckim, względnie jego europejskimi odpowiednikami, drugorzędnymi ośrodkami wyżowymi, wyznaczającymi „oś Wojejkowa”.

Strefę wędrownych cyklonów charakteryzuje duża zmienność kierunków wiatru. W czołowej (wschodniej) i w południowej części każdego cyklonu występują zwykle wiatry dolne o składowej południowej, a na zapleczu i w części północnej — odpowiednio o składowej północnej. W antycyklonach jest odwrotnie. W pierwszym przypadku mamy

do czynienia z transportem cieplejszego powietrza ku dalszym szerokościom geograficznym, w drugim — chłodniejszego powietrza ku mniejszym szerokościom. Tego rodzaju przemieszczanie się mas powietrznych daje początek nowym zaburzeniom atmosferycznym. Jeśli w średnim polu ciśnienia umiarkowanych szerokości utrzymuje się w ogólnym wyniku przewaga zachodniego kierunku wiatrów, to między innymi dlatego, że wędrowne układy baryczne przemieszczają się na ogół zgodnie z tym kierunkiem, na wschód.

Z przedstawionego obrazu cyrkulacji panującej w strefie umiarkowanych szerokości wynika, że obok dominujących tu wiatrów zachodnich pojawiają się również z reguły wiatry o wszelkich innych kierunkach. Szczególnie interesujące są te spośród nich, które związane są z południkową wymianą mas powietrznych. Pojawiają się one między innymi w przypadkach tak zwanej blokady cyrkulacji strefowej (równoleżnikowej). Rolę układu blokującego odgrywają silnie rozwinięte antycyklony, zajmujące niekiedy całą szerokość strefy umiarkowanej. Tego rodzaju wyże mogą posiadać zdolność dłuższego utrzymywania się w danym obszarze geograficznym. W takim przypadku dochodzi do daleko idących skutków w przebiegu pogody.

Po wschodniej stronie wyżu panuje, jak wiemy, napływ powietrza z północy, po zachodniej — z południa. Dłużej utrzymującej się lub częściej powtarzającej się blokadzie musi więc towarzyszyć transport dużych chłodnych i przeważnie suchych mas ku obszarom cieplejszym (po wschodniej stronie wyżu) oraz transport ciepłych mas — ku Arktyce (po zachodniej stronie wyżu). Przy trwałszym (częstym powtarzaniu się) podobnych sytuacji dochodzi między innymi np. do pojawiania się szczególnie surowych zim w Europie oraz szczególnie łagodnych zim w Arktyce. Zależnie od pory roku i położenia wyżu blokującego, zakłócenia i anomalie w normalnym układzie warunków atmosferycznych mogą mieć różny charakter i obejmować różne obszary geograficzne.

3. RZUT OKA NA NIEKTÓRE OSOBLIWOSCI CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ W OBSZARZE EUROPY PÓŁNOCNEJ

W związku z zagadnieniem wydm należałoby skoncentrować uwagę na tym, jak kształtuje się obecnie cyrkulacja atmosferyczna nad tym obszarem Europy, w którym znajduje się Polska, szczególnie zaś nad tą jego częścią, gdzie cyrkulacja mogła w przeszłości kształtować się odmiennie w porównaniu z dzisiejszą.

Takim obszarem jest, jak się wydaje, przede wszystkim Skandynawia, zajęta jeszcze u schyłku plejstocenu — w dużym stopniu, a na-

stępnie, w miarę zbliżania się holocenu, w coraz mniejszym — przez znikający lądolód.

Dla ilustracji poruszonego zagadnienia przeanalizowano szereg map synoptycznych wybranych losowo (wybór padł na 1962 r.) z okresów styczeń—marzec, oraz lipiec—wrzesień. Trzeba dodać, że na kształtowanie się pogody na obszarze obejmującym Niz Polski i Skandynawię wywiera duży wpływ dzisiejszy Bałtyk. Jest on niewątpliwie różny od dawnego. W przeszłości, początkowo tego morza nie było. W miarę cofania się lądolodu pojawiały się kolejne przedliterynowe stadia Bałtyku. We wczesnych stadiach ten zbiornik wodny, pokryty przez znaczną część roku przez lody, wywierał na atmosferę wpływ podobny do tego jaki wywiera dziś Zatoka Hudsonska:

- w lecie ochładzający, ale silniejszy od ochładzającego wpływu Bałtyku, gdyż na Zatoce Hudsonskiej nawet w lecie nie znikają lody;
- w zimie ocieplający, ale znacznie słabszy, aniżeli dzisiejszego Bałtyku, którego południową część tylko wyjątkowo pokrywają zwarte lody.

Nad Zatoką Hudsonską w zimie, nie ma warunków do cyklogenezy tak, jak nad Bałtykiem; w lecie istnieją natomiast warunki do antycyklogenezy i utrzymywania się trwałej pogody wyżowej, której raczej brak nad naszym morzem.

Nad Skandynawią w sześciu wymienionych wyżej miesiącach (I—III, VII—IX) powstawały w 21,5⁰/₀ ogólnej liczby dni, przynajmniej w jednym z dwóch terminów na dobę (00^h, 12^h G.M.T.), lokalne ośrodki antycyklonalne. Poza tym kliny wyżowe wkraczały ponad Skandynawię w 30⁰/₀ wszystkich dni. Łącznie wyższe ciśnienie występowało, przynajmniej nad częścią Półwyspu Skandynawskiego, w 51,5⁰/₀ wszystkich dni. Załączona tabela informuje, jak często w poszczególnych miesiącach występowały tu przypadki sytuacji wyżowej (tab. 1).

Tabela 1

Liczba przypadków występowania wyżów nad Skandynawią (1962 r.)

Miesiąc	I sty- czeń	II luty	III ma- rzec	VII lipiec	VIII sier- pień	IX wrze- sień	W 6 miesiącach	
							suma	% dni
Samodzielny wyż	14	7	12	3	2	1	39	21,4
Klin wyżowy	5	4	3	13	8	22	55	30,0
Razem	19	11	15	16	10	23	91	51,4

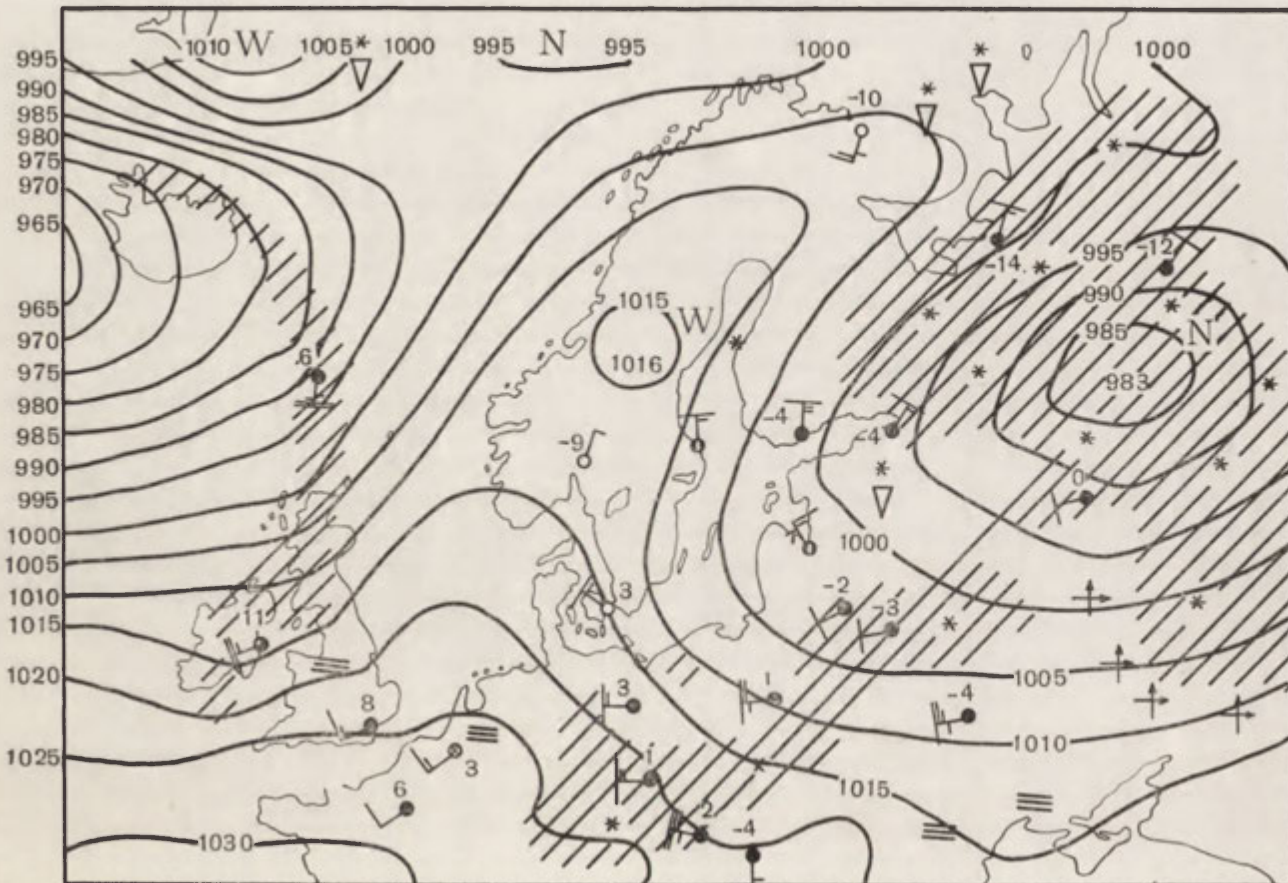
Znamienne jest, że w okresie styczeń—marzec przeważają nad Skandynawią samodzielne ośrodki wyżowe. Klinów wyżowych jest w tym czasie znacznie mniej niż wyodrębnionych ośrodków. W okresie od stycz-

nia do marca góry w Skandynawii są pokryte obfitym śniegiem, co sprzyja wychłodzeniu tego obszaru (duże albedo, zużycie ciepła na topnienie lub sublimację śniegu i in.). Jeśli więc pojawi się w pobliżu wyższe ciśnienie atmosferyczne, to regionalne warunki fizycznogeograficzne doprowadzają zwykle do wykształcenia miejscowego ośrodka antycyklonalnego.

W miesiącach lipiec—wrzesień w zasadzie brak w Skandynawii pokrywy śnieżnej. Temperatury są tu teraz w porównaniu z otoczeniem bardziej wyrównane, rzadziej dochodzi do poważniejszego wychłodzenia tego regionu. Jeśli pojawi się w pobliżu układ wysokiego ciśnienia, to Skandynawię lub jej część obejmuje tylko klin wyżowy, nie dochodzi zwykle do wykształcenia ośrodka antycyklonalnego. We wrześniu, kiedy następuje szybkie ochłodzenie łądu (coraz krótsze dni i dłuższe noce) liczba przypadków z sytuacją wyżową wzrasta aż do 70% wszystkich dni. Są to nadal kliny bez wyodrębnionych ośrodków wyżowych.

Ryciny 1, 2 i 3 ilustrują przykłady występowania wyżów barycznych nad Skandynawią. W jednym z nich (dn. 7 I 1962 00^hGMT) lokalny wyż rozwinął się w klinie wysuniętym od strony antycyklonu azorskiego (ryc. 1); w drugim (dn. 27 II 1968, 00^hGMT) — klin związany jest z wyżem, którego główny ośrodek znajduje się w okolicy Grenlandii—Islandii (ryc. 2). W środkowej i zachodniej Europie panowały w tym dniu wiatry wschodnie, a ujemne temperatury notowano w Bułgarii, Rumunii, Holandii i na Wyspach Brytyjskich (Londyn, Dublin).

Przypadek, kiedy całą prawie Skandynawię obejmuje antycyklon, przedstawia przykład z 22 lutego 1962 (ryc. 3). Tego dnia północno-zachodnia część Skandynawii znajdowała się w strefie ciągłych opadów. Występowały tam również zamiecie śnieżne. Jeśli podobne sytuacje powtarzałyby się podczas zlodowacenia, to opady na północy sprzyjałyby akumulacji śniegu i mas lodowca. Na południu Skandynawii — podczas występowania opadów na północy — może panować jednocześnie pogoda bezchmurna i mroźna (jak na ryc. 3). Z mapy synoptycznej z 22 lutego widać ponadto, że opady śnieżne, ale przelotne, występowały również na południowych i południowo-wschodnich wybrzeżach Bałtyku, od Rugii po Tallin oraz na Gotlandzie, a więc w obszarze położonym „za morzem” idąc od środka wyżu. W tym zaznacza się właśnie rola Bałtyku, jako czynnika wpływającego na uchwiejnienie dolnej warstwy atmosfery i na jej miejscowe wzbogacenie w parę wodną (pogoda bezchmurna była w Helsinkach, Sztokholmie, w okolicy Malmö i w Oslo; pochmurna z przelotnymi opadami przy wiatrach północno-wschodnich: w Rydze, Warszawie, Berlinie). Jeśliby się cofnąć wstecz do czasu, kiedy nie było Bałtyku, to przy takiej samej sytuacji barycznej panowałyby



- I 1 ———
- 2 //
- 3 // *
- 4 ▽
- 5 •
- 6 *
- 7 ↗
- II 8 ○ 1/10
- 9 ⊙ 1/10
- 10 ⊙ 2/10-3/10
- 11 ⊙ 4/10
- 12 ⊙ 5/10
- 13 ⊙ 6/10
- 14 ⊙ 7/10-8/10
- 15 ⊙ 9/10
- 16 ⊙ 10/10
- 17 ⊙ niebo niewidoczne
- III 18 W NW N NE
- 19 N W E
- sw S sf
- IV ○ 1/2 m/s
- 1 m/s
- 2 1/2 m/s
- 5 m/s

Ryc. 1. Sytuacja synoptyczna dn. 7 I 1962 r. o godz. 00 GMT wg „Biul. Synoptycznego PIHM”

- I: 1 — izobary co 5 mb, 2 — obszar jednostajnych opadów deszczu, 3 — obszar jednostajnych opadów śniegu, 4 — opady przelotne, 5 — deszcz, 6 — śnieg, 7 — zamieć śnieżna
- II. Wielkość zachmurzenia: 8 — niebo bezchmurne, 9—16 — pokrycie nieba, 17 — niebo niewidoczne
- III. Układy ciśnienia: 18 — wyż, 19 — niż
- IV. Wiatr

Синоптические условия 7 I 1962 г, 00 ч. по „Синоптическому Бюллетену Г.Г.М.И.”

- I: 1 — изобары каждые 5 мб, 2 — область равномерного выпадения дождя, 3 — область равномерного выпадения снега, 4 — ливневые осадки, 5 — дождь, 6 — снег, 7 — метель
- II. Облачность: 8 — безоблачное небо, 9—16 — покрытие неба, 17 — не возможно определить
- III. Барические системы: 18 — высокое давление, 19 — низкое давление
- IV. Ветер

Synoptic weather map 7 Jan. 1962, 00 GMT, after "PIHM Synoptic Bulletin"

- I: 1 — isobar lines each 5 mb intervals, 2 — area of uniform rainfall, 3 — area of uniform snowfall, 4 — transient precipitation, 5 — rain, 6 — snow, 7 — snowstorm
- II. Degree of clouding: 8 — cloudless sky, 9—16 sky covering, 17 — sky obscured
- III. Pressures: 18 — High, 19 — Low
- IV. Wind directions

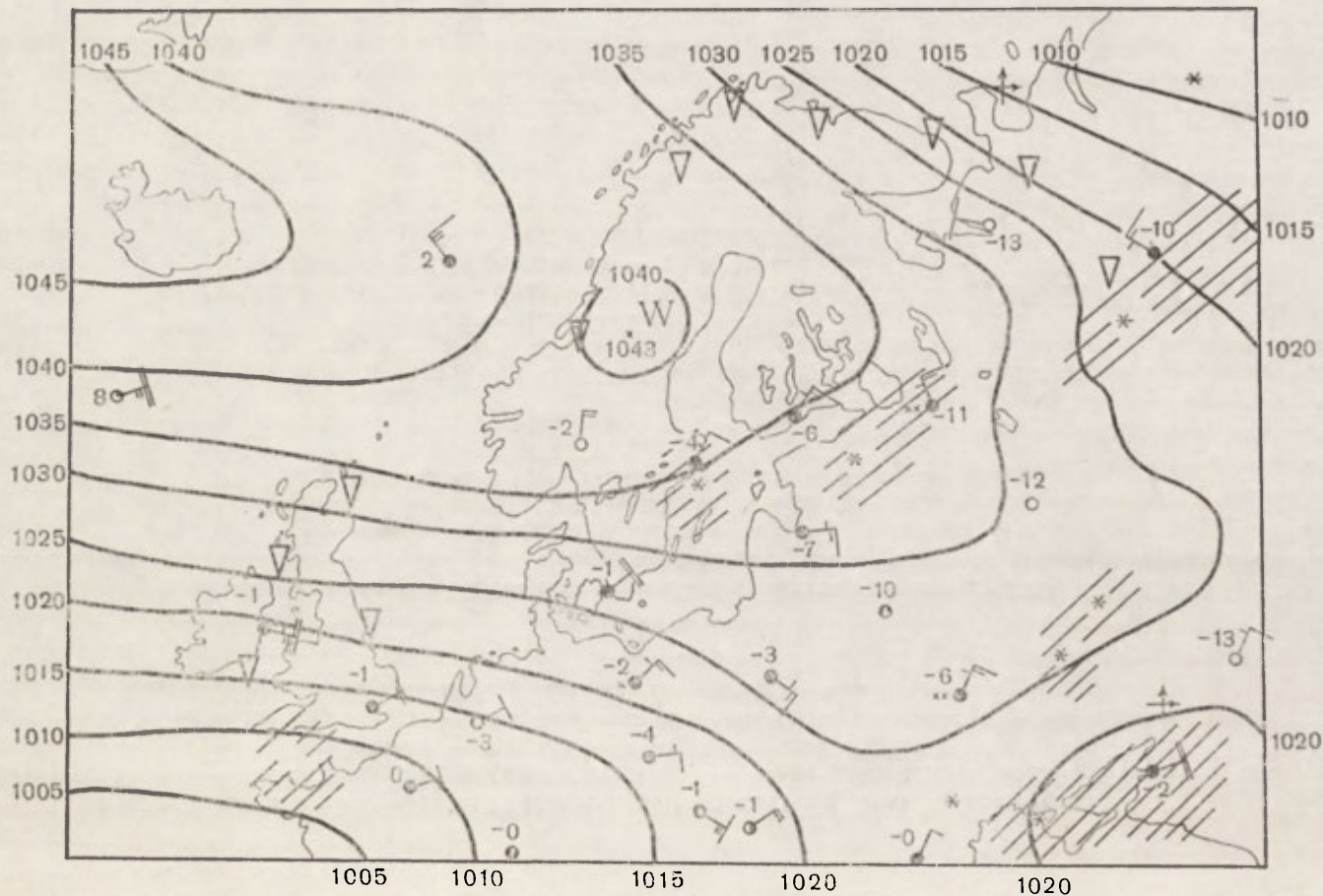


Рис. 2. Sytuacja synoptyczna dn. 27 II 1962 r., 00 GMT, wg Biul. Synoptycznego PIHM (objaśnienia jak w ryc. 1)

Синоптические условия 27 II 1962 г., 00 ч. по Синоптическому Бюллетеню Г.Г.М.И. (объяснения как в рис. 1)

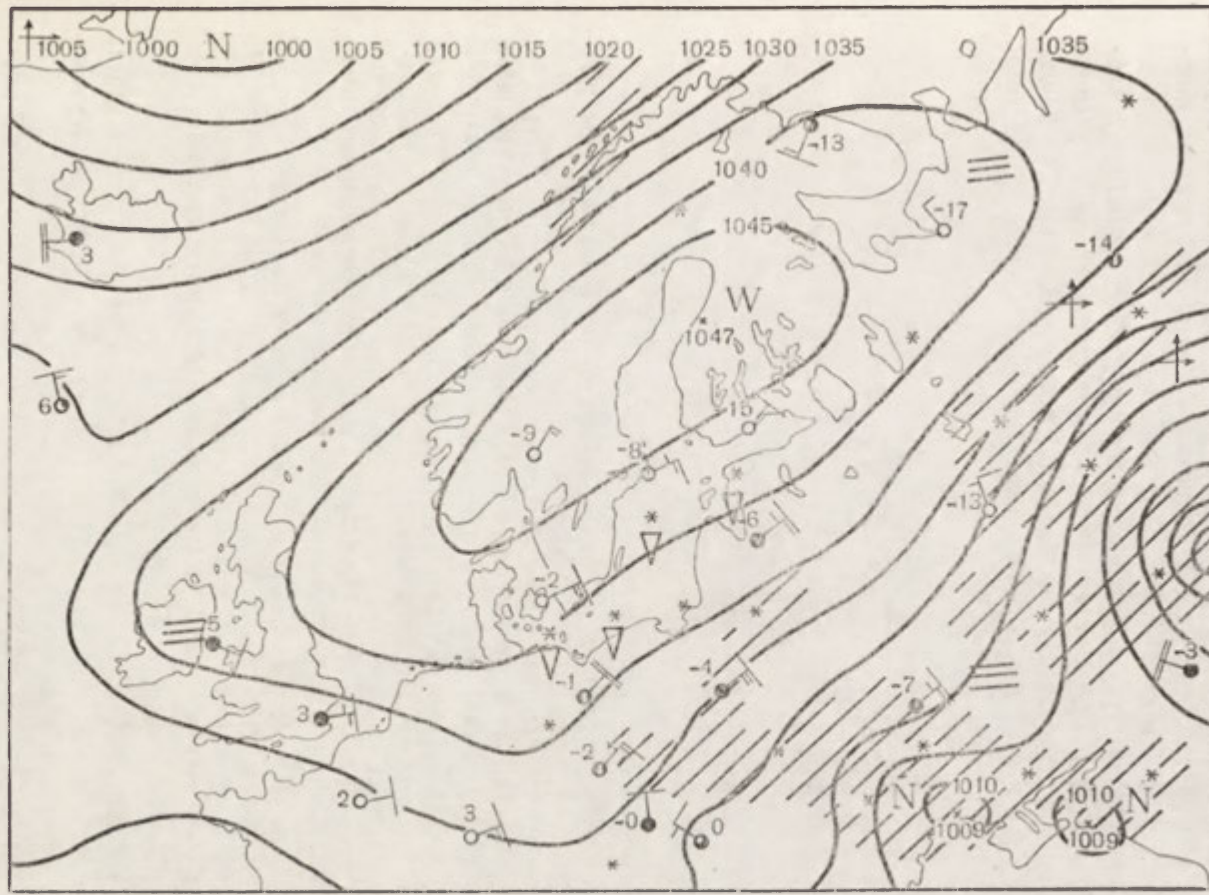
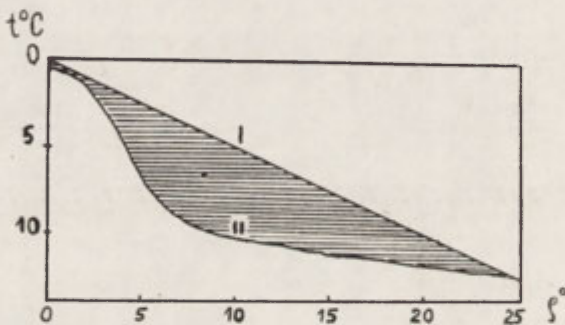


Рис. 3. Sytuacja synoptyczna dn. 22 II 1962 r., 00 GMT, wg Biul. Synoptycznego PIHM (objaśnienia jak w rys. 1)
 Синоптические условия 22 II 1962 г., 00 ч. по Синоптическому Бюллетеню Г.Г.М.И. (объяснения как в рис. 1)
 Synoptic map 22, Feb. 1962, 00 GMT, after „PIHM Synoptic Bulletin” (explanations as in fig. 1)

na Niżu Polskim pogoda bezchmurna, tak jak w Skandynawii i Finlandii.

W jaki sposób i w jakim stopniu mógł wpływać na cyrkulację atmosferyczną i w ogóle na warunki pogody obszar skandynawsko-bałtycki w czasie, gdy przynajmniej część Fennoskandii zajmował lądolód, można sądzić z dalszych rozważań.

Według Brooksa wpływ stosunkowo niedużej pokrywy lodowej, która utrzymuje się również przez okres letni w okolicy bieguna północnego, na niższą temperaturę na skraju tej pokrywy jest taki, że nawet nieznaczny jej spadek może spowodować tak duże wtórne ochłodzenie,



Ryc. 4. Obniżenie temperatury na skraju podbiegunowej pokrywy lodów pływających

I — linia normalnego poziomego — południkowego — gradientu temperatury; II — krzywa wtórnie obniżonych temperatur na skraju lodów wg C.E.P. Brooksa, 1950; ϱ° — promień powierzchni zajętej przez lody w stopniach odległości biegunowej

Понижение температуры на окраине приполюсного покрова пловучих льдов
I — линия нормального, горизонтального, меридионального градиента температуры; II — кривая вторично пониженных температур на окраине льдов. По Ц.Э.П. Бруксу, 1950 г. ϱ° — радиус площади на которой распространяются льды.

Длина его измеряется градусами начиная с полюса

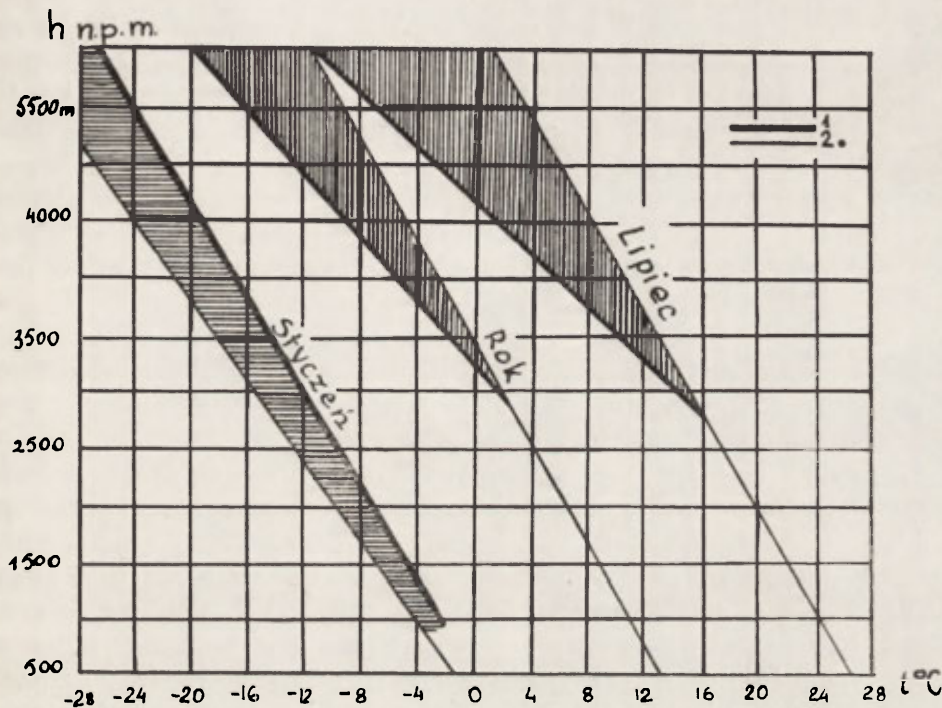
Temperature drop at margin of subpolar cover of floating ice
I — line of normal horizontal meridional temperature gradient; II — curve of secondary decreases of temperatures at ice margin, after C.E.P. Brooks, 1950, ϱ° — radius of surface covered by ice in degrees of distance from pole

że w jego następstwie lody morskie musiały pokryć cały obszar mórz arktycznych. Właśnie teraz panuje taki stan rzeczy w Arktyce. Wyniki rozważań Brooksa przedstawia załączony wykres (ryc. 4)².

W klimatach kontynentalnych obecność lodowca przyczynia się także do poważnego wtórnego obniżenia temperatury w jego otoczeniu.

² C. E. P. Brooks—Climate through the Ages, London 1950.

W warunkach wysokogórskich wpływ ten ilustrują dobrze wyniki badań M. Hessa, który porównywał stosunki termiczne panujące w zlodowaconych i niezlodowaconych dolinach Pamiru (ryc. 5)³.



Ryc. 5. Różnice temperatur w dolinach zlodowaconych — lodowiec Fedczenki (1) i niezlodowaconych w obszarze Pamiru (2) wg M. Hessa

Разница температур в долинах, в которых были ледники — ледник Федченки (1), и в которых оледенение отсутствовало в районе Памира (2) по М. Гессу

Temperature differences between glaciated valleys at Fedczenka glacier (1) and non-glaciated valleys in Pamir (2), after M. Hess

Nie można oczywiście przenieść wyników rozważań dotyczących podbiegunowych obszarów morskich (Brooksa), ani też dotyczących terenów wysokogórskich (M. Hessa), na to, jak kształtowały się stosunki termiczne w Skandynawii w czasie, gdy istniał tam lądolód. Nie ulega jednak najmniejszej wątpliwości, że pokrywa lodowa zajmująca część Skandynawii musiała wpływać wybitnie ochładzająco na zalegające nad

³ M. Hess — Wpływ lodowców górskich na klimat na przykładzie lodowca Fedczenki w Pamirze. Przegl. geogr. t. XXXIX, z. 4, 1967.

nią masy powietrza oraz wpływ ten przenosił się, przy przemieszczaniu się tych mas, na obszary sąsiednie.

Ochładzające oddziaływanie „glacjalno-skandynawskich” mas powietrznych występowało zapewne w ograniczonym zasięgu w kierunku zachodnim, nad północnym Atlantykiem. W określonych warunkach ochłodzenie takie musiało natomiast pojawiać się znacznie częściej i na dużym obszarze w kierunkach południowych, między innymi nad Polską.

Do największych poziomych gradientów termicznych musiało wtedy dochodzić w zimie — w atlantyckiej strefie przybrzeżnej (ocean przynajmniej częściowo wolny od lodów); w lecie zaś — pomiędzy zlodowaczonym obszarem Skandynawii a Niżem Polskim (na południu intensywna insolacja). Bardzo żywa cyklogeneza i działalność cyklonalna (intensywniejsza niż obecnie) musiały wobec tego występować w zimie w pobliżu zachodnich peryferii Półwyspu Skandynawskiego, gdyż w tej porze roku ocean stanowił obfite źródło ciepła i pary wodnej. W lecie warunki musiały sprzyjać pojawianiu się cyklonów przede wszystkim u południowych peryferii Skandynawii, w pobliżu strefy marginalnej lądolodu lub obszaru zajętego przez jego większe relikt.

Z analizy map synoptycznych wynika, że podczas zimy południowa część Grenlandii znajduje się obecnie dość często w zasięgu cyrkulacji cyklonalnej. Z badań kształtującego się tam podczas nocy polarnej bilansu cieplnego wynika, że okresy działalności cyklonalnej (przewaga dopływu ciepła) trwają średnio 4,5 doby, a okresy pogody antycyklonalnej (przewaga utraty ciepła przez radiację) — 3 doby⁴. Stąd pojawia się tu 4,5 + 3-dobowy cykl zmienności temperatury powietrza w zimie. Podobnie musiało być kiedyś w Skandynawii, dokąd w okresie zimowym przy intensywnej cyklogenezie nad przyległym Atlantykiem, niż musiały dostawać się często, przynajmniej ponad przyległe do oceanu partie lądolodu. W lecie, przy słabszej cyklogenezie nad oceanem (mniejsze kontrasty termiczne, bo mniej wychłodzona Skandynawia) warunki bardziej sprzyjały przenikaniu cyklonów w głąb Europy wzdłuż strefy peryglacjalnej (przy intensywnej insolacji duże poziome gradienty termiczne pomiędzy lądolodem a terenem wolnym od lodu, położonym na południu).

Przegląd map izohiet Skandynawii, Wielkiej Brytanii i innych nadmorskich krajów pozwala stwierdzić, że sumy opadów są szczególnie duże na wybrzeżach eksponowanych na napływ świeżych atlantyckich mas powietrznych i że ilość opadów maleje bardzo szybko w miarę oddalania się od morza. W Norwegii, na linii koła podbiegunowego opad

⁴ D. H. Miller — The influence of snow cover on local climate in Greenland. *Journal of Meteorol.* Vol. 13, nr 1, 1956, s. 112—120.

roczny wynosi na wybrzeżu, do 50 km w głąb lądu, ponad 4000 mm (tu występuje lodowiec Svartisen) aby następnie zmniejszyć się do 1500 mm na dalszych 20 km, do 1000 mm — na 70—80 km, wreszcie do poniżej 500 mm w odległości około 200 km od Atlantyku. W Wielkiej Brytanii (północna Walia) opad roczny maleje od ponad 2500 mm do 750 mm, w miarę wzrostu odległości od morza o około 60—70 km. Tego rodzaju choć nie tak jaskrawe zróżnicowanie sum opadu występuje i u nas na Pomorzu. Pomiedzy linią Miastko—Bytów a linią Złotów—Sępólno Krajeńskie różnice rocznych sum wynoszą 50% opadu.

Duży opad występuje przede wszystkim w pobliżu miejsca, gdzie zmienia się charakter podłoża (morze—ląd) oraz gdzie teren podnosi się. Największe sumy opadu ograniczają się zwykle do strefy wzrastających wysokości nie dochodząc do miejsc maksymalnych wyniosłości. Chmury dając obfity opad wyczerpują wkrótce swoje zasoby wodne i dalej opady zmniejszają się choć teren może wznosić się nadal. Tak, upraszczając nieco sprawę, dzieje się w Norwegii, częściowo w Walii, na Pomorzu itd. Na tej podstawie należałoby przypuszczać, że cyklony wkracząc kiedyś ponad Europę, znaczyły dużymi opadami tylko niektóre miejsca. Były one położone tam, gdzie szlak wędrówki niżu przechodził z morza nad ląd, oraz z lądu wolnego od lodu ponad lodowiec (ponad chłodne, zalegające nad lodowcem powietrze). Przy tym dalej od morza i dalej od strefy marginalnej lądolodu mogło czasem nie dochodzić w ogóle do opadu. Wszędzie jednak, dalej i bliżej lodowca, powinny były panować silne wiatry (duże gradienty termiczne i baryczne przy niżach oraz na skraju wyżów).

W czasie, gdy ośrodek cyklonu znajdowałby się względem Niżu Polskiego dostatecznie daleko na północy, na północnym wschodzie lub na wschodzie, to w południowym, południowo-zachodnim lub zachodnim sektorze cyklonu pojawiałyby się odpowiednio wiatry zachodnie, północno-zachodnie, północne. Te ostatnie sprowadzałyby bardzo chłodne powietrze znad lądolodu. Przynajmniej część wymienionych wiatrów należałaby więc do suchych, podobnych pod tym względem do wschodnich antycyklonalnych (wyżu Skandynawskiego).

Omówiony przypadek ilustruje w pewnym stopniu sytuacja z 13 II 1962 (ryc. 6). W Warszawie, która znajdowała się w tym czasie już poza strefą ciągłych opadów (obszar zakreskowany) wiatr miał kierunek zachodni o prędkości 15 m/s. Jest to prędkość aż nadto wystarczająca do uruchomienia procesów eolicznych obejmujących również transport gruboziarnistego piasku.

W warunkach okresu przedlitorynowego, kiedy w miejscu dzisiejszego Bałtyku występował wybitnie chłodny zbiornik wodny, cyklon, z którym związane byłyby silne wiatry na Niżu Polskim nie przynosiłby

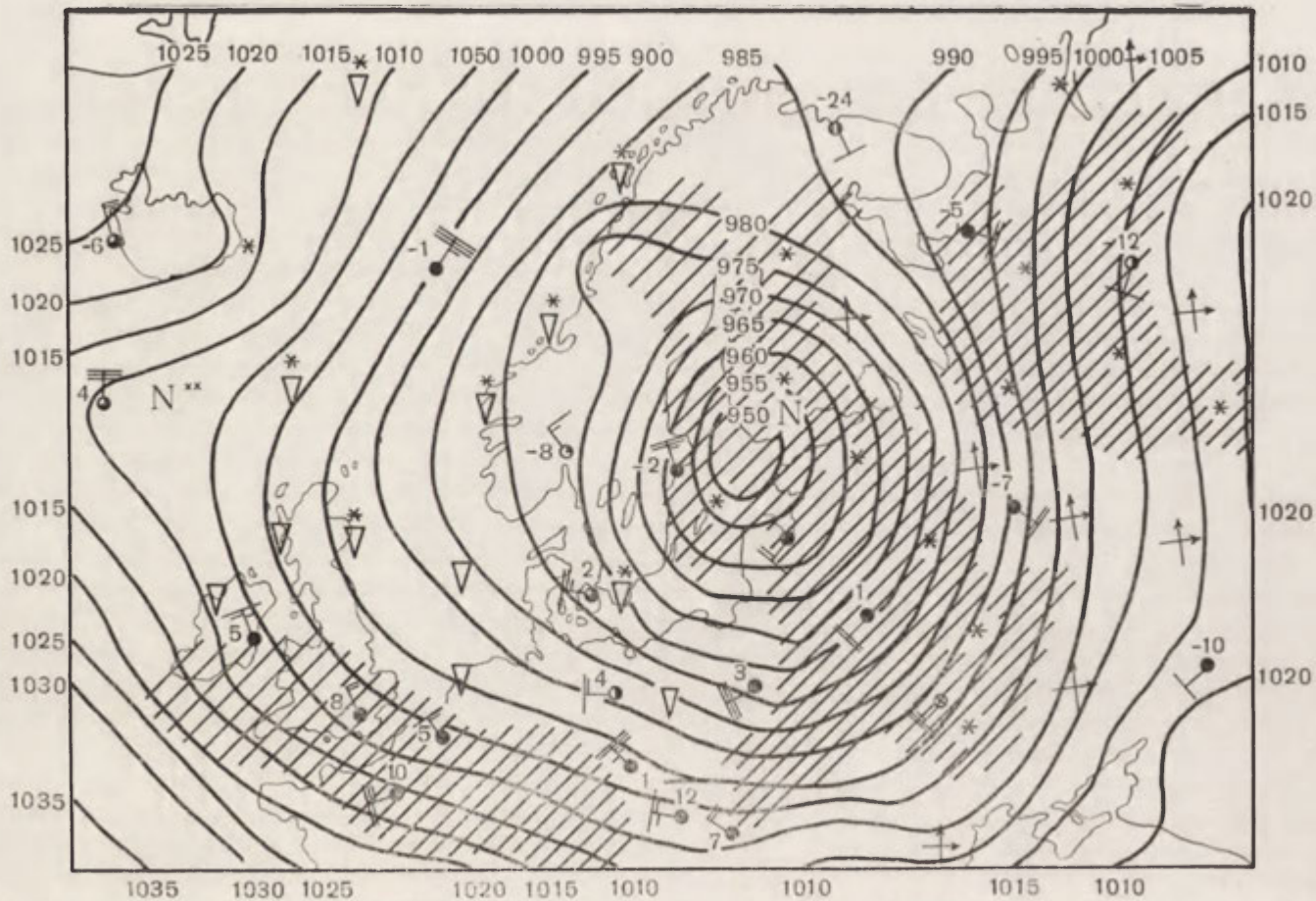


Рис. 6. Ситуация синоптическая дн. 13 II 1962 г., 00 GMT, wg Biul. Synoptycznego PIHM (objaśnienia jak w rys. 1) 68
 Синоптические условия 13 II 1962 г., 00 ч. по Синоптическому Бюллетеню Г.Г.М.И. (объяснения как в рис. 1)

tak bogatych opadów. Przy takiej samej sytuacji synoptycznej w przeszłości prędkość wiatrów byłaby podobna do notowanej 13 II 1962 lecz pogoda, ogólnie biorąc, byłaby znacznie „suchsza”.

Wiatry suche wschodnie związane z glacialnym wyżem skandynawskim lub z północnym sektorem cyklonu (z ośrodkiem położonym na południu, np. w regionie śródziemnomorskim) występowałyby przypuszczalnie na Niżu Polskim przede wszystkim w chłodnej porze roku. Wiatry z kierunków zachodnich i północno-zachodnich pojawiałyby się tu głównie w ciepłej porze roku.

4. WNIOSKI

Powyższe rozważania i wynikające z nich wnioski można streścić następująco:

1. Jak długo Skandynawię pokrywał lądolód lub jego większe relikty, tak długo obszar ten podlegał silnemu wtórnemu wychłodzeniu.

2. Nad chłodniejszym niż obecnie obszarem Skandynawii częściej i trwalej niż dzisiaj zalegały układy antycyklonalne. W licznych przypadkach, kiedy obecnie pojawia się w tym obszarze tylko klin wyższego ciśnienia, w przyszłości powstawałby tu przypuszczalnie samodzielny antycyklon; kiedy obecnie powstaje tu wyodrębniony ośrodek wyżowy, to w przeszłości przyjmował on z pewnością postać bardziej rozbudowaną przestrzennie, ze względnie większym ciśnieniem wewnętrznym.

Przy dużych gradientach termicznych w lecie na południu i znacznych na zachodzie, wyż skandynawskie musiały w tych warunkach powstawać i utrzymywać się przez cały rok, a nie tylko jak obecnie w chłodnej porze roku.

3. W przypadku łączenia się wyżu skandynawskiego z innymi antycyklonami (wyżami: grenlandzkim, azorskim lub azjatyckim-zimowym) w rozległe systemy wysokiego ciśnienia, istniałyby różne możliwości sterowania przez nie cyrkulacją atmosferyczną. W licznych przypadkach dochodziłoby przy tym do blokady cyrkulacji zachodniej. W pasach podwyższonego ciśnienia powstawałyby również siodła m. in. pomiędzy wyżem skandynawskim a grenlandzkim oraz skandynawskim a azorskim. Przez siodła takie przemieszczałyby się wyłącznie aktywne cyklony wędrowne, obejmując swym wpływem bądź zachodnią i północną Skandynawię (głównie w zimie), bądź południową (głównie w lecie).

4. Przy znacznych gradientach barycznych utrzymujących się na skraju antycyklonu skandynawskiego oraz w cyklonach pojawiających się w pobliżu Skandynawii (zimą częściej na zachodzie i północy, latem

na południu) prędkości wiatrów występujących w tych warunkach musiały być zwykle bardzo duże.

5. Wiatry takie pojawiające się na Niżu Polskim w części objętej czasowo przez antycyklon skandynawski lub przez północne peryferie wędrownego cyklonu należały zapewne do chłodnych i bardzo suchych, wiejących ze wschodu lub północnego wschodu. W przypadku gdy ośrodki wędrujących cyklonów przemieszczałyby się nad Skandynawią, tak jak obecnie przemieszczają się niekiedy nad Grenlandią a nawet nad Antarktydą (przeważnie zachodnią), wówczas Niż Polski mógłby się znaleźć w zasięgu wiatrów zachodnich, północno-zachodnich i północnych (zależnie od położenia centrum cyklonalnego). Ich część przynajmniej mogła mieć również charakter wiatrów suchych.

6. Zależnie od tego, jakie sytuacje baryczne wpływające na pogodę i klimat Niżu Polskiego utrzymywały się dłużej lub powtarzały częściej w pewnych okresach, mogły pojawiać się u nas warunki to sprzyjające, to znów nie sprzyjające rozwojowi wydm.

7. Do okresów sprzyjających rozwojowi wydm należałoby zaliczyć takie, kiedy Polska była objęta:

- częstymi (przynajmniej w pewnych porach roku) wiatrami suchymi wiejącymi z kierunków wschodnich (występujących przy cyrkulacji antycyklonalnej bądź cyklonalnej w północnym sektorze niżu);
- dostatecznie częstymi i suchymi wiatrami zachodnimi i północno-zachodnimi wiejącymi w sektorach południowym i zachodnim cyklonów wędrownych (z ośrodkami przemieszczającymi się na północ od Polski).

Wiatry takie jeśli były suche musiały sprowadzać powietrze bądź glacialnego lub kontynentalnego pochodzenia, bądź morskiego ale pozbawionego już większej zawartości pary wodnej. Takie zubożenie powietrza w parę i wodę (chmury) mogło nastąpić na skutek wystąpienia dużych opadów na zachodzie przy przejściu z morza nad ląd i nad jego pierwsze wzniesienia.

Chłodne zbiorniki wodne przedlitynowej fazy morza Bałtyckiego przy większym, później mniejszym pokryciu Skandynawii przez lodo- wiec, oddziaływały w letniej porze roku w tym samym kierunku co i sam lądolód — sprzyjały utrzymywaniu się i rozprzestrzenianiu sytuacji wyżowej w regionie skandynawsko-bałtyckim. Nie przyczyniały się natomiast do zwiększenia opadów na obszarach sąsiednich. Pod tym względem ich wpływ mógł nawet zwiększać suchość klimatu na pobliskim lądzie, podobnie jak to się dzieje obecnie na wybrzeżach omywanych przez chłodne prądy oceaniczne, np. Peruwiański, Kalifornijski itd.

Odpowiedzi na pytanie, w jakim czasie i z jakich kierunków wiały wiatry, które spiętrzyły piaski w kompleksy wydym na Niżu Polskim i które wydmy te być może wtórnie przemodelowały, należy szukać w budowie samych wydym, w ich strukturze, kształcie, położeniu względem innych obiektów w terenie itp. faktach. Znając wiek wydym i kierunki wiatrów, które je usypywały, można byłoby wnioskować, jakie układy cyrkulacji atmosferycznej i jakie warunki klimatyczne w ogóle panowały w Polsce w okresie rozwoju procesów wydymotwórczych.

Trudno pominąć jeszcze jedną uwagę zasadniczą. Zdarza się, że w różnych miejscach tego samego regionu notowane są jednocześnie dość różne kierunki wiatrów. Na przykład róże wiatrów obserwowanych na poszczególnych stacjach meteorologicznych w Warszawie (Bielany, Krakowskie Przedmieście, Okęcie itd.) wcale nie pokrywają się ze sobą.

Przeszkody terenowe mogą poważnie modyfikować układ wiatrów występujących w przygruntowej warstwie atmosfery, o czym nie można zapominać przy badaniu wydym.

Wszystko, co w niniejszym artykule dotyczyło związku kierunków wiatru z układami cyrkulacji atmosferycznej, odnosiło się w zasadzie do warunków panujących ponad przyziemną warstwą tarcia, a więc do warunków nie zniekształconych wpływem urzeźbienia terenu.

Katedra Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego

Винценты Околович

ПОПЫТКА ОХАРАКТЕРИЗОВАТЬ КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ПЕРИОД ФОРМИРОВАНИЯ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ДЮН В ПОЛЬШЕ

Резюме

Автор устанавливает общие условия формирования дюн и обсуждает некоторые вопросы общей атмосферной циркуляции, главным образом условия развития барических систем (и характерные для них ветры), наблюдающихся в зоне умеренных широт, главным образом в северной Европе. На основе анализа синоптических карт, учитывающих три месяца теплого и три месяца холодного сезона, можно установить, что над Скандинавией, во время когда она является выхоленной, наблюдаются часто самостоятельные центры или гребни повышенного давления (50% общего количества дней).

Летом, когда отсутствуют большие температурные контрасты между сушей и морем, выше указанное расположение давления в настоящее время обнаруживается редко.

На этом основании автор делает заключение, что в то время когда в Скандинавии распространялся ледниковый покров или его реликты крупных размеров, большие термические градиенты выступали круглый год: зимой главным образом между Скандинавией и Атлантическим океаном, летом — между обла-

стями покрытыми льдами и свободными от них, т.е. расположенными к югу от Скандинавии, там где должна была существовать интенсивная инсоляция.

На польской низменности в этих условиях могли господствовать частые, сильные и сухие ветры: восточные, антициклонические, главным образом зимой и в переходном сезоне, или западные и северозападные, циклонические, с центрами перемещающимися севернее Польши, главным образом в летних и переходных сезонах. И одни и другие ветры (восточные и западные) могли способствовать развитию дюн. Их образование зависело главным образом от совпадения ряда условий способствующих развитию эоловых процессов. Ответ на вопрос, в какое время, при каких направлениях ветра обнаруживалось такое совпадение, могут дать лишь исследования, учитывающие структуру дюн, их расположение и другие того же рода обстоятельства.

Wincenty Okołowicz

AN ATTEMPT OF CHARACTERIZING CLIMATIC CONDITIONS OF THE PERIOD OF INLAND—DUNES DEVELOPMENT IN POLAND

Summary

To start with, the author specifies the general conditions which are indispensable for the formation of dunes. Next he discusses some problems of general atmospheric circulation, especially conditions for the development of those baric systems (and of the winds involved in these systems) which nowadays occur in the zone of temperate latitudes and, especially, in Northern Europe. An analysis of synoptic maps for three months each of the cold and of the warm season of the year indicates, that above Scandinavia when the area mentioned undergoes cooling, often (during 50% of the number of days) independent centres or wedges of higher pressures are being recorded.

In the summer season when large thermal contrasts between land and sea are lacking, phenomena as described above appear today rather rarely.

From this the author concludes that, as long as Scandinavia was covered by inland ice or by larger relicts of this ice, high thermal gradients ruled throughout the year in this part of Europe:

- during winter, for the most part between Scandinavia and the Atlantic,
- during summer, predominantly between areas covered by ice and those free of ice, i.e. regions situated south of Scandinavia where an intensive insolation must have been the rule.

Under such conditions there may frequently have existed in the Polish Lowland violent dry winds, either anticyclonic winds from the east, mainly in winter and in transition seasons, or western and north-western winds combined with cyclones; the centres of the latter travelled mostly to the north beyond Poland and this usually took place during summer and the transition seasons. Both these types of winds, from east and west, were apt to cause dune formation. Whether dunes did develop depended for the most part on the concurrence of a number of factors furthering eolian processes. However, the question at what time this sort of concurrence may have taken place and whence the dune-forming winds were arriving, can only be answered after detailed studies of the structure and the location of the dunes and of certain additional facts of this kind.

ANNA DYLIKOWA

PROBLEMATYKA WYDM ŚRÓDLĄDOWYCH W POLSCE W ŚWIETLE BADAŃ STRUKTURALNYCH

Dorobek ostatniego 10-lecia w zakresie badań wydm śródlądowych Polski jest rezultatem bardzo ścisłej współpracy przedstawicieli geomorfologii, archeologii i paleobotaniki, a ostatnio również i gleboznawstwa. Dzięki zespołowości badań zarysowały się rozwiązania szeregu podstawowych zagadnień dotyczących stratygrafii, a więc i wieku wydm na tych obszarach, które stanowiły przedmiot studiów szczegółowych. Niektóre z wysuwanych hipotez wydają się już obecnie przekonywujące, inne natomiast wymagają jeszcze ugruntowania i poparcia w postaci dalszych faktów uzasadniających ich słuszność. Ponadto, w toku szczegółowych badań, w których coraz powszechniejsze zastosowanie znajduje metoda analizy strukturalnej, wprowadzona już poprzednio w badaniach osadów glacialnych¹, pojawiły się zagadnienia nowe; należy do nich w pierwszym rzędzie zagadnienie gleb kopalnych, pomijane zupełnie w dawniejszych pracach z zakresu wydm (Kozarski, Tobolski, 1963, Wojtanowicz, 1968, Manikowska, 1966).

We współczesnej polskiej problematyce wydmowej zaznaczają się dwie zasadnicze grupy zagadnień; w rozwiązywaniu tych zagadnień, a w każdym razie w ich ujawnianiu, metoda analizy strukturalnej spełnia niewątpliwie rolę metody podstawowej. Pierwsza z wyróżnionych grup problemowych dotyczy dynamiki procesów wydmotwórczych w późnym plejstocenie i w holocenie. W drugiej grupie skupiają się zagadnienia strefowości w rozmieszczeniu wydm o podobnych cechach morfologicznych i strukturalnych. Dokonując przeglądu osiągnięć ostatniego 10-lecia w zakresie obu wymienionych grup problemowych warto będzie wskazać m.in. te zagadnienia, które wymagają pogłębienia w przyszłości.

¹ A. Dylikowa, 1952 — O metodzie badań strukturalnych w geomorfologii glacialnej. Acta Geogr. Univ. Lodz., 3.

DYNAMIKA PROCESÓW WYDMOTWÓRCZYCH

Badania dynamiki rozwoju wydym prowadzą do syntetycznego ujęcia paleogeograficznego, opierającego się na możliwie pełnej rekonstrukcji zasadniczych cech środowiska, w jakim kształtowały się wydmy. Szczególne znaczenie posiadają tu oczywiście rekonstrukcje zmian klimatycznych oraz zmian pokrywy glebowej i roślinnej.

W świetle dotychczasowych badań wydym śródlądowych w Polsce zarysowuje się kilka podstawowych zagadnień, które zostaną poniżej kolejno omówione.

1. Podłoże wydym. Ustalenie dolnej granicy wieku wydym wymaga wyjaśnienia genezy i określenia wieku materiału stanowiącego bezpośrednie podłoże akumulacji piasków eolicznych. Wyjaśnienie genezy materiału podłoża powinno się opierać na szczególnych cechach jego struktury i tekstury pozwalających na bliższe określenie warunków środowiska w okresie poprzedzającym akumulację piasku wydymowego. Tymczasem badania wydym prowadzone najczęściej „od góry” nie zawsze docierają do ich podłoża. Wiercenia, które w wielu wypadkach stanowią jedyną metodę pozwalającą na uchwycenie spągu wydmy, dostarczają niemal wyłącznie informacji o litologicznych cechach podłoża na ogół niewystarczających dla ustalenia jego genezy, zwłaszcza na obszarze zlodowacenia krakowskiego i środkowopolskiego. Określenia „materiał glacialny” lub „materiał fluwioglacialny”, a nawet „głina zwałowa”, czy „piaski i żwiry” w świetle obecnego stanu wiedzy o plejstocenie są nieściśle; mogą one prowadzić do wniosku, że akumulacja piasków eolicznych rozpoczęła się bezpośrednio po wycofaniu się każdego ze stadialnych nasunięć lądolodu.

Dla przykładu posłużę się opisanym już w innym miejscu profilem z Katarzynowa (Dylkowa, 1960², 1961 a, 1961 b, 1964, 1967). Wyjątkowo sprzyjające warunki lokalne suchej dolinki, w obrębie której znajdują się wydmy pozwoliły na stosunkowo dokładną analizę cech ich podłoża. Wiercenia sięgające spągu wydym wykazały, że pod płaszczem kamienistym występuje materiał, który na podstawie wyłącznie cech litologicznych należałoby określić jako glinę i to glinę stadium Warty; w ten sposób Würm byłby reprezentowany jedynie przez płaszcz kamienisty z graniakami i przykrywające go piaski wydymowe. Po wykonaniu szeregu głębszych wkopów (3—6 m) okazało się jednak, że pod gliną leży m. in. pięknie rozwinięty poziom gleby eemskiej (M a n i-

² A. Dylkowa, 1961. Structures de pression congélistatique et structures de gonflement par le gel de Katarzynów pres de Łódź Bull. Soc. Sci. et Lettr. Łódź, vol. XII, 9.

kowska, 1966) i że wobec tego wspomniana glina jest utworem na wtórnym złożu, osadzonym podczas Würmu przez procesy kongeliflukcyjne; potwierdza ten wniosek wyraźna fluidalna tekstura tej serii obserwowana w wykopach.

Dalsze szczegółowe obserwacje pozwoliły na szereg wniosków prowadzących do odtworzenia warunków klimatycznych w okresie poprzedzającym akumulację piasków wydmowych. Okazało się, że już po osadzeniu gliny i płaszczu kamienistego cały kompleks utworów obejmujący glinę i podścielające ją piaski oraz leżący na glinie płaszcz kamienisty nosi ślady przeobrażeń wywołanych działaniem ciśnienia kongelistatycznego i pęcznienia mrozowego (Dylikowa, 1961). Profil podłoża wydm w Katarzynowie dostarcza więc bardzo szczegółowych informacji dotyczących oddziaływania środowiska peryglacjalnego w okresie poprzedzającym akumulację piasku wydmowego. Udało się tam mianowicie wyróżnić 3 fazy Würmu: fazę wstępującą, fazę pełni i fazę zstępującą. Istnienie tych faz potwierdza szereg faktów zanotowanych w innych stanowiskach z okolic Łodzi³.

Warunkom klimatu chłodnego i wilgotnego fazy wstępującej odpowiada akumulacja piasków, mułków i żwirów podścielających glinę, osadzenie samej gliny i wreszcie zaburzenia wywołane ciśnieniem kongelistatycznym występujące na pograniczu gliny i serii podścielających ją. W obrębie tej serii, na głębokości od 0,5 do 1 m od spągu czyli 1—2 m od jej stropu przebiegał prawdopodobnie strop wiecznej zmarzliny, o czym świadczy zupełny brak zaburzeń struktury materiału leżącego poniżej.

Mroźny i suchy klimat fazy pełni zapisał się w Katarzynowie procesami eolizacji kamieni. Temu samemu okresowi odpowiadają znane z innych stanowisk wieloboki szczelin mrozowych wypełnione lodem⁴. Była to więc faza, podczas której strop wiecznej zmarzliny przebiegał tuż pod powierzchnią.

Początek fazy zstępującej zaznaczył się nawrotem nieco łagodniejszego, wilgotnego klimatu subarktycznego, podczas którego strop wiecznej zmarzliny ponownie się obniżył. Wytworzone poprzednio graniaki i inne eologliptolity wraz z kamieniami wypłukiwanymi bezpośrednio z materiału morenowego sąsiednich wzgórz, zostały w wyniku ożywionych procesów spłukiwania rozpostarte na powierzchni gliny w postaci ciągłego płaszczu kamienistego. Na płaszczu tym w okresie najstarszego dryasu zaczęła się gromadzić pierwsza pokrywa wydmowa, zawiera-

³ J. Dylik, 1967 — Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu środkowej Polski. Czwartorzęd Polski, PWN.

⁴ Ibidem.

jąca jednak wkładki żwirów o strukturze wskazującej na okresową interwencję wody płynącej. Prawdopodobnie na ten okres przypada również rozwój drugiej serii zaburzeń tym razem na pograniczu stropu gliny, leżącego nad nią płaszczka kamienistego i dolnej serii pokrywy wydmowej. Zaburzenia te, obejmujące strefę znacznie płytszą, zostały przypisane procesom pęcznienia mrozowego, najsilniejszego w obrębie gliny (Dylikowa, 1961).

Opisana część profilu z Katarzynowa pozwala na prześledzenie zdarzeń dokonujących się w obrębie wspomnianej dolinki w ciągu całego Würmu poczynając od interglacjału eemskiego aż do początku fazy zstępującej, czyli do okresu, w którym osadził się płaszcz kamienisty z eologliptolitami, a więc okresu poprzedzającego bezpośrednio najstarszy dryas. Od najstarszego dryasu rozpoczęły się tutaj procesy wydmotwórcze, którym poświęcimy więcej uwagi w jednym z dalszych rozdziałów.

W publikacjach dotyczących wydm śródlądowych Polski coraz częściej pojawiają się uwagi na temat nie tylko cech litologicznych podłoża piasków wydmowych, lecz niekiedy również na temat jego genezy.

Gawlik podczas badań w Kotlinie Szczercowskiej stwierdził w podłożu wydm albo piaski rzeczne, albo glinę zawierającą graniaki. Prawdopodobnie jest to — podobnie jak w Katarzynowie — glina, która uległa przemieszczeniu kongeliflukcyjnemu. Proces ten musiał nastąpić w Kotlinie Szczercowskiej dopiero po fazie pełni Würmu, o czym świadczą zawarte w glinie graniaki, których powstanie wiąże się właśnie z tą fazą. Opóźnienie procesu kongeliflukcji w stosunku do obszaru Katarzynowa wiązać należy być może z różnicą stopnia nawodnienia każdego z tych obszarów. W Kotlinie Szczercowskiej stosunkowo długo utrzymywały się wody zastoiska; nawet obecnie jest to ciągle jeszcze obszar o bardzo płytkim występowaniu wód gruntowych. W Katarzynowie prawdopodobnie zwierciadło wód obniżyło się znacznie wcześniej; obecnie znajduje się ono na głębokości około 5—6 m. O wieku piasków rzecznych podścielających wydmy Kotliny Szczercowskiej na razie nic bliższego nie wiadomo.

W wydanych ostatnio pracach dotyczących problematyki wydmowej obszaru zlodowacenia bałtyckiego Urbaniak (1967) i Nowaczyk (1967) poświęcają również nieco uwagi cechom podłoża wydm.

Urbaniak analizując rozmieszczenie, cechy morfologiczne i struktury wydm w Kotlinie Płockiej zajmuje się m. in. stosunkiem tych form do starszej, przedeolicyznej rzeźby, a więc do teras Wisły i leżących we wschodniej części Kotliny pól i wałów kemowych. Wydmy występują na wszystkich terasach, a w obrębie kemów przylegają często bardzo ściśle do poszczególnych form. Wiek teras, poza najmłodszą holoceniową,

nie został jednak określony. Autorka niestety nie zwróciła bliższej uwagi na szczegółowe cechy materiału podścielającego wydmy zwłaszcza w obrębie tzw. „poziomu ciechomickiego” (eemskiego?) oraz terasy akumulacyjnej, wyższej i terasy akumulacyjno-erozyjnej, niższej, gdzie m. in. stwierdziła występowanie bruku.

Nowaczyk, opisując sytuację geologiczną piasków eolicznych z Gorzewa w okolicy Wągrowca wymienia występującą w ich podłożu „glinę bałtycką” przykrytą poziomem eologliptolitów. Prawdopodobnie chodzi tu o glinę fazy poznańskiej zlodowacenia bałtyckiego; nie wiadomo jednak, czy glina ta nie nosi przypadkiem śladów zaburzeń peryglacialnych, które mogły bądź poprzedzać procesy eolizacji głazów, bądź też występować tuż po nich. Być może procesy eolizacji kamieni należałoby tu związać z fazą pomcrską lub z najstarszym dryasem; zagadnienie to nie zostało jednak rozwiązane. Opierając się na wynikach badań palynologicznych autor wiąże powstanie stropowych serii piasków leżących bezpośrednio na eologliptolitach dopiero ze średnim dryasem. Pozostaje więc jeszcze do wyjaśnienia luka stratygraficzna istniejąca pomiędzy okresem akumulacji gliny i powstaniem eologliptolitów oraz początkiem akumulacji piasków eolicznych.

Na obszarze wydmy między Przysieczynem a Rudą Koźłanką Nowaczyk spotkał pod piaskami eolicznymi utwory organiczne; wiek ich serii stropowej został na podstawie analizy pyłkowej określony jako subborealny, wobec czego piaskom eolicznym należy przypisać wiek subatlantycki. W tym wypadku zagadnienie wieku podłoża zostało jednoznacznie wyjaśnione, co oczywiście dopomogło również do ustalenia wieku wydmy.

Zagadnienie genezy i wieku podłoża piasków wydmych zostało rozwiązane, względnie szerzej naświetlone zaledwie w kilku punktach. Należy je więc zaliczyć do zagadnień ciągle jeszcze otwartych, którymi w najbliższej przyszłości warto się zająć, szczególnie na obszarach starszych zlodowaceń, a prawdopodobnie także i na obszarach starszych faz zlodowacenia bałtyckiego. Dalsze badania przyniosą również, być może, ostateczną odpowiedź na pytanie, czy profil podłoża wydmy w Katarzynowie można uznać za reprezentatywny dla obszaru wysoczyznowego leżącego w zasięgu stadium Warty, za czym zdaje się przemawiać porównanie tego profilu z wynikami badań w Holandii⁵.

2. Struktura i tekstura wydmy. Wśród dawniejszych prac wydmych zwraca uwagę zainteresowanie się w pierwszym rzędzie

⁵ T. Van der Hammen, G. C. Maarleveld, J. C. Vogel, W. H. Zagwijn, 1967. Stratigraphy and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. *Geologie en Mijbouw*, 46.

morfologią tych form, której cechy przyjmowano za podstawę wniosków o kierunku wiatrów wydmotwórczych. Małkowski pierwszy wyraził przypuszczenie na temat udziału nie tylko wiatrów z sektora zachodniego lecz i południowego w kształtowaniu polskich wydm (Małkowski, 1912, 1917; Lencewicz, 1922)⁶. Na niejednorodność budowy wewnętrznej wydm zwrócił uwagę bodaj po raz pierwszy Lencewicz (1922), który stwierdził w 4-metrowym przekopie przez wydmę w Puszczy Kampinoskiej dwudzielność jej struktury. Dolna seria piasków wykazywała tam warstwowanie świadczące o zachodnim i północno-zachodnim kierunku wiatrów wydmotwórczych. Na temat cech struktury górnej serii Lencewicz się nie wypowiedział, wspomina jednak o istnieniu warstewki humusu o miąższości 0,5 cm rozdzielającej obie serie piasku i świadczącej o „walce roślin w czasie tworzenia się wydmy”. Prawdopodobnie była to resztką jakiegoś zniszczonego poziomu glebowego odpowiadającego ociepleniu, które zamykało pierwszy etap formowania się wydmy.

Pierwsze próby zastosowania metody analizy strukturalnej w badaniach wydm przypadają na początek okresu ostatniego 10-lecia (Dylikowa, 1958). Jako pierwszy pojawił się wówczas problem szczegółowego zanalizowania budowy wewnętrznej wydm; próbowano ustalić cechy przewodnie ułożenia warstw i cechy materiału wydmowego. Wnioski oparte na tej analizie mogły mieć przy ówczesnym stanie badania wydm jedynie treść dynamiczną.

Obecnie metoda ta jest coraz szerzej stosowana w tej dziedzinie geomorfologii (Stankowski, 1963; Urbaniak, 1967; Nowaczyk, 1967; Gawlik — zob. s. 272) przy czym obserwuje się tendencję wzbogacenia jej w nowe elementy, które przyczyniają się niewątpliwie do coraz wszechstronniejszego poznania badanych form. W oparciu o tę metodę zgromadzono już cały szereg szczegółowych obserwacji dotyczących budowy wydm i procesów uczestniczących w ich rozwoju.

Punktem wyjścia analizy strukturalnej wydm jest ich morfografia, szczegółowy opis zewnętrznych cech takich jak kształt wydmy w rzucie poziomym, wysokości względne, nachylenie stoków, rozpoznanie niecek deflacyjnych i określenie ich położenia. Bardzo ważnym etapem badań jest ustalenie przebiegu osi morfologicznych poszczególnych form analizowanego zespołu wydmowego. Niekiedy, zwłaszcza gdy mamy do czynienia z zespołem wydm obejmującym obok form parabolicznych wały poprzeczne i podłużne, celowe jest wyznaczenie osi morfologicznych pierwszego rzędu, tj. osi odnoszących się do zasadniczych, prze-

⁶ Także: F. Enquist, 1932. The relation between Dune-form and Wind direction. Geol. Forhandl. 54.

wodnich form, jakimi są wydmy paraboliczne oraz osi morfologicznych drugiego rzędu, odnoszących się do innych form wydmowych. Wreszcie konieczna jest również charakterystyka morfograficzna i genetyczna bezpośredniego otoczenia wydm oraz określenie na tym tle cech ich położenia.

Obserwacje struktury wewnętrznej wydm prowadzą w pierwszym rzędzie do określenia cech materiału podłoża oraz do ustalenia jego genezy, o czym była już mowa w poprzednim rozdziale. Analiza piasków wydmowych powinna się opierać na wstępnym rozpoznaniu zasadniczych jednostek sedymentacyjnych, to znaczy serii piasków o jednakowym nachyleniu warstw, o podobnych cechach litologicznych, o jednakowym rytmie warstwowania. Ważnym momentem, który upoważnia do wyróżnienia poszczególnych pokryw wydmowych, a w konsekwencji do ustalenia następstwa i ilości faz wydmotwórczych, jest również zarejestrowanie wszelkich poziomów glebowych czy serii zawierających materiał organiczny. Niekiedy, a szczególnie często na kopalnych stokach, które podlegały intensywnym procesom niszczenia, poziomy te bywają zniszczone, a zamiast nich występują wyraźne powierzchnie ścienia rozdzielające jednostki o różnych cechach strukturalnych i teksturalnych.

Z omawianym etapem badań wiąże się konieczność możliwie najszczegółowszego uchwycenia zasadniczych cech konstrukcji wydm wyrażających się w wartościach biegów i upadów warstw oraz powierzchni kontaktów poszczególnych jednostek sedymentacyjnych, poziomów glebowych i serii organicznych wyznaczających często kopalne stoki wydm.

Jednostkę sedymentacyjną może stanowić na przykład seria piasku o warstwowaniu ukośnym, z upadami skierowanymi ku stronie dystalnej reprezentująca czołową partię wydmy, odrębną jednostką będzie ścinająca serię poprzednią partia piasku o mniejszych wartościach upadów skierowanych ku stronie proksymalnej, charakterystyczna dla strony dowietrznej. Cechą wspólną obu jednostek są jednakowe lub podobnie kierunki biegów warstw, co świadczy o stałości kierunku wiatru; różnice zaznaczające się w kierunkach upadów i w ich wartościach są świadectwem przeobrażenia struktury wydmy wywołanego jej wędrówką. Przejście od jednej jednostki do drugiej dokonało się tu jednak w tych samych warunkach dynamicznych środowiska, w którym dominowała względnie swobodna działalność wiatru; stwierdzone powierzchnie ścienia odpowiadają więc w tym przypadku jedynie przejściu od jednej fazy sedymentacyjnej do drugiej, tj. od fazy wydmowej do płaskiej⁷. Szczegółowe pomiary biegów warstw pozwalają na wyzna-

⁷ A. Dylikowa, *op. cit.*

czenie przeciętnej wartości biegu czyli tzw. osi strukturalnej⁸ dla każdej wyróżnionej jednostki sedymentacyjnej. Na podstawie kierunków i wartości upadów można się zorientować czy ma się do czynienia z częścią dowietrzną czy też odwietrzną wydmy. Ponadto, zarówno pomiary biegów jak i upadów dostarczają informacji o kierunku wiatru podczas akumulacji każdej z wyróżnionych jednostek sedymentacyjnych. Opublikowana niedawno praca Urbaniak (1967) przynosi wiele cennych spostrzeżeń dotyczących wydm Kotliny Płockiej, którymi zajmował się już poprzednio M o j s k i (1960).

Urbaniak, analizując strukturę wydm wyróżniła w nich serie dystalne, serie proksymalne i serie charakterystyczne dla partii kulminacyjnych, co pozwoliło jej na przedstawienie wniosków dotyczących procesów kształtowania i przeobrażania wydm na badanym obszarze. Autorka ta zajęła się również zjawiskiem cykliczności warstwowania materiału wydmowego, przejawiającej się w regularnym występowaniu na przemian warstewek piasku grubszego i cieńszego, przy czym miąższość poszczególnych par warstewek zmniejsza się ku stropowi. Autorka wiąże to zjawisko z wahaniami akumulacji piasku w cyklu rocznym, co się wydaje przekonujące. Podobne zjawisko stwierdził również G a w l i k (s. 272) w wydmach Kotliny Szczercowskiej.

Spotykane w wydmach powszechnie mniej lub bardziej rozwinięte poziomy glebowe lub ich ślady, a także serie materiału organicznego odgrywają decydującą rolę w rozpoznawaniu pokryw wydmowych, czyli serii obejmujących jedną lub kilka jednostek sedymentacyjnych. Wspomniane poziomy są świadectwem zmiany środowiska klimatycznego z suchego chłodnego na wilgotniejsze i cieplejsze, sprzyjające rozwojowi procesów glebowych i bujniejszej roślinności. Są to zagadnienia, do których powrócimy w następnym rozdziale. Warto jedynie przypomnieć, że stosunkowo często, w wypadkach całkowitego zniszczenia gleby lub innych śladów cieplejszego środowiska, spotykamy się ze zjawiskiem nakładania się bezpośrednio jednej pokrywy na drugą. Fakt, że mamy wówczas do czynienia z dwiema odmiennymi pokrywami, a nie z dwiema jednostkami sedymentacyjnymi, mogą potwierdzić jedynie pomiary biegów, wskazujące zdecydowaną zmianę w kierunku wiatru.

Rozpoznanie poszczególnych jednostek sedymentacyjnych stwarza podstawę do dalszych, coraz szczegółowszych badań w obrębie każdej z nich. Do badań tych zaliczyć należy analizę składu mechanicznego materiału, analizę składu petrograficznego i wreszcie analizę szczególnych cech pojedynczych ziarn, jak na przykład stopień zaokrąglenia lub ostrokrawędzistości, stopień zmatowienia lub przezroczystości. War-

⁸ Ibidem.

to przypomnieć, że Cailleux i Tricart⁹ zwracają uwagę na istnienie w tym zakresie pewnej prawidłowości polegającej na wzroście procentu ziarn ostrokrawędzistych w miarę zmniejszenia się ich frakcji.

Wyniki analizy granulometrycznej piasku wydmowego prowadzą do określenia zdolności transportowej wiatru; wnioski dotyczące prędkości wiatru opierają się na obserwacjach porównawczych przeprowadzanych w warunkach współczesnych oraz na obliczeniach uwzględniających różnice frakcji ziarn w poszczególnych pokrywach wydmy. Autorka (1958) uzyskała w odniesieniu do wyróżnionej przez siebie fazy właściwej rozwoju wydm wartość 6—8 m/sek dla frakcji do 1 mm; wobec znacznego udziału materiału przekraczającego 1 mm w pokrywach odpowiadających tej fazie można by przyjąć jako prędkość maksymalną 10 m/sek. Dla fazy przekształcania uzyskano wartość znacznie niższą — około 3 m/sek, a dla fazy niszczenia 2,5—5 m/sek. Pernarowski (1959) opracował zagadnienie minimalnych prędkości wiatru potrzebnych dla toczenia ziarn oraz dla ich unoszenia w powietrzu uwzględniając przy tym frakcje od 0,1—3 mm. Dla ziarn o frakcji podstawowej (0,2—0,4 mm, Dylkowa, 1958) otrzymał dla toczenia ziarn prędkości 3,5—5 m/sek, a dla ich unoszenia 5—6,7 m/sek. Stankowski (1963) oparł się na szczegółowych pomiarach współczesnych warunków transportu eolicznego biorąc pod uwagę frakcje od 0,1—0,5 mm. Według tego autora prędkość wiatru potrzebna do wprowadzenia w ruch suchych ziarn o frakcji 0,1 mm wynosi 2 m/sek, a dla ziarn o frakcji 0,5 mm—4 m/sek; graniczna wartość dla procesu saltacji ziarn wynosi 4 m/sek. Wojtanowicz (1968) dla głównej fazy kształtowania się wydm Międzyrzecza, Sanu i Łęgu przyjmuje 3,9—6,5 m/sek. Nowaczyk (1967) dla wydm okolic Mieściska przyjmuje ogólnie wartość 5—9 m/sek. Maruszczak (1967) określa prędkość wiatrów wydmy na 5,7 m/sek.

Analiza granulometryczna pozwala również na udokumentowanie wkładek o frakcji mułkowej lub żwirowej wskazujących na interwencję innych, nieeolicznych procesów podczas kształtowania się wydmy. Temu zagadnieniu poświęcimy nieco uwagi w dalszej części rozdziału.

Drogą określenia morfoskopii ziarn dochodzimy do ustalenia szczególnych cech środowiska, z którego ziarno pochodzi i środowiska, w którym odbywał się transport ziarn piasku. Tu pojawia się zagadnienie określenia materiału, a więc zagadnienie źródła piasku wydmy oraz zagadnienie ustalenia długości transportu jakim ten piasek podlegał. Sformułowanie ostatecznych wniosków na ten temat wymaga

⁹ A. Cailleux, J. Tricart, 1959. Initiation à l'étude des sables et des galets. I—III, C.D.U., Paris.

wykonania szeregu analiz materiału nie tylko z bezpośredniego lecz i z dalszego zaplecza wydmy.

Dotychczasowe wyniki badań zdają się wskazywać, że najczęściej mamy do czynienia z transportem stosunkowo bliskim, przy czym najczęściej jest to transport „kombinowany”; ziarno bądź przechodzi ze środowiska eolicznego w wodne, a następnie znowu w eoliczne, bądź też wprost ze środowiska wodnego dostaje się w środowisko eoliczne; w każdym z tych etapów może mieć miejsce domieszka materiału świeżego nie noszącego żadnych śladów zniszczenia. Udział „czystego” materiału eolicznego w wydmach środkowopolskich jest znacznie większy w starszych pokrywach wydmowych gdzie osiąga ponad 40%, niż w młodszych, w których spada do 10% (Dylikowa, 1961, 1967). Oczywiście proporcje pomiędzy poszczególnymi kategoriami ziarn będą inne w czołowych partiach wydmy niż w partiach dowietrznych.

Interesujące jest porównanie piasków polskich wydmy śródlądowych z piaskami saharyjskimi ergów. Piaski pustynne, podobnie jak piaski w naszych pokrywach eolicznych noszą ślady transportu „kombinowanego” — wodnego lub eolicznego; znajduje się w nich również domieszki ziarn świeżych, ostrokrawędzistych. Rzadko kiedy jednak wszystkie trzy typy ziarn występują równocześnie. Niemal z reguły — i to jest cechą szczególną wydmy pustynnych — spotyka się tam w obrębie poszczególnych frakcji dwa spośród trzech wymienionych typów ziarn, przy czym jeden z nich zdecydowanie dominuje. Na przykład w Wielkim Ergu Zachodnim zanotowano dla frakcji 0,8 mm 20% ziarn świeżych i 80% matowych zaokrąglonych; brak zupełnie ziarn błyszczących. Wśród ziarn o frakcji 0,27 mm wyróżniono 36% ziarn świeżych i 64% błyszczących przy pełnym braku ziarn zaokrąglonych matowych. Dla frakcji 0,13 mm otrzymano 56% ziarn świeżych i 44% błyszczących. Zdarza się również występowanie 100% jednego typu ziarna. Z podanych przykładowo danych zaczerpniętych z pracy Cailleux i Tricarta wynika, że wydmy saharyjskie odznaczają się znacznie większą jednorodnością materiału niż nasze wydmy śródlądowe. Fakt, że wydmy saharyjskie posiadają obok ziarn eolizowanych materiał ze śladami transportu wodnego lub materiał zupełnie świeży łatwo wytłumaczyć cechami położenia wydmy w stosunku do stref działalności wody płynącej, obszarów górskich dostarczających świeżej zwietrzliny itp.

Ostatnio pojawiły się również próby analizy minerałów ciężkich w materiale wydmowym (Wojciechowski, 1961); ocena zarówno ich ilości jak i jakości może odegrać niewątpliwie poważną rolę przy rozpoznawaniu jednostek sedymentacyjnych, a także przy ustalaniu źródła materiału wydmowego. Jedną z zasadniczych cech minerałów ciężkich, interesujących z punktu widzenia badań wydmowych, jest ich

odporność na wietrzenie, a zwłaszcza na wietrzenie mechaniczne. W materiale wydmowym powinny dominować minerały wykazujące wysoki stopień odporności w stosunku do tego typu wietrzenia, na przykład takie jak: turmalin augit, piryt, oliwin, granat i in.¹⁰

Szczegółowe badania struktury, a zwłaszcza tekstury wydm pozwoliły m. in. na naświetlenie jednego podstawowego zagadnienia dotyczącego ich rozwoju. Jest to mianowicie zagadnienie istoty procesów uczestniczących w kształtowaniu wydm. Wydmy, uważane powszechnie za formy pochodzenia eolicznego, mają niekiedy w swej strukturze elementy, które zarówno ze względu na rodzaj materiału jak i ze względu na typ struktury świadczą o udziale innych procesów, które uczestniczyły w kształtowaniu wydmy obok działalności eolicznej. W Katarzynowie (Dylikowa, 1967) jednym z takich przypuszczalnie nieeolicznych elementów wydm są mułki spotykane przede wszystkim w najgłębszych partiach wydm w postaci nieciągłych wkładek posiadających nieraz przebieg falisty i występujących czasem na przemian z warstewkami drobnego piasku lub żwirku. Kiedy indziej ten obcy element stanowią żwiry o frakcji przekraczającej zdolność transportową wiatru, posiadające często warstwowanie ukośne. Serie te w pełni zachowują charakterystyczną dla tego typu warstwowania laminację, a więc rozróżnić w nich można zarówno partie spągowe (bottomsets) poszczególnych lamin, jak czołowe (foresets) i stropowe (topsets)¹¹. Warto przypomnieć abstrahując od frakcji materiału, w tym wypadku świadczącej niewątpliwie o nieeolicznym transporcie, że w ukośnie warstwowanych piaskach akumulowanych przez wiatr, rzadko kiedy spotkać można partie stropowe (topsets); najczęściej ulegają one ścinaniu przez nowe serie piasków osadzanych już przez wiatr wiejący z innego kierunku.

Po stwierdzeniu istnienia tych obcych elementów w naszych wydmach pozostaje do rozwiązania zagadnienie określenia procesów, które niewątpliwie są drugorzędne w stosunku do działalności wiatru, niemniej jednak nie można ich pomijać w rekonstrukcji zdarzeń kształtujących wydmy. Ponadto warto podkreślić fakt, że wydmy nie są formami płaskimi lecz posiadają stoki, które stanowią zawsze powierzchnie szczególnie wrażliwe na procesy denudacyjne typowe dla danej dziedziny morfogenetycznej. Intensywność tych procesów zależy m.in. od nachylenia stoków oraz od stopnia rozwoju względnie zniszczenia pokrywy roślinnej. Współczesne obserwacje działalności rzeźbotwórczej w obrębie wydm środkowopolskich wskazują, że wzmożona działalność

¹⁰ Ibidem.

¹¹ W. H. T w e n h o f e l, 1950. Principles of sedimentation. New York, Toronto, London (wyd. II).

wiatru ogranicza się na ogół do stosunkowo krótkich okresów podczas suchego lata względnie podczas mroźnej, bezśnieżnej zimy; czasem osiąga ona również znaczne rozmiary i podczas innych pór roku, jeżeli spełniony jest warunek suchości wierzchniej warstwy gruntu, a szczególnie wczesną wiosną i jesienią, kiedy ponadto pokrywa roślinna stanowi stosunkowo mniejszą przeszkodę w uruchamianiu pojedynczych ziarn. Procesem, który dochodzi do głosu w okresach wilgotniejszych, a zwłaszcza podczas ulewnych deszczów, które zdarzają się u nas poczynając od wiosny aż do późnej jesieni, lub podczas topnienia śniegu, jest splukiwanie. Na powierzchni wydm tworzą się wówczas pokrywy materiału, najczęściej piaszczystego, a w szczególnych warunkach również piaszczysto-żwirowego, a nawet żwirowego. Pokrywy te posiadają niekiedy bardzo wyraźne uwarstwienie ukośne.

Drugi typ nieeolicznej działalności rzeźbotwórczej, która prawdopodobnie uczestniczyła również w kształtowaniu wydm, to procesy niweo-eoliczne¹², których efektem jest akumulacja serii obejmujących warstewki materiału bardzo drobnego, występujące na przemian z warstewkami materiału grubszego. W tego rodzaju osadach można często spotkać zafalowania całych pakietów materiału, co jest prawdopodobnie efektem działania mikrosoliflukcji obejmującej świeżo osadzone, przesycone wodą materiały.

Fakt występowania wkładek materiału świadczącego o dodatkowym udziale w kształtowaniu wydm innych czynników obok działalności czysto eolicznej, skłania do zastanowienia się, czy nie słuszniej byłoby mówić raczej o procesach wydmotwórczych, to znaczy o całym zespole czynników, wśród których wiatr jest oczywiście czynnikiem dominującym — a nie wyłącznie o procesach eolicznych w odniesieniu do naszych wydm śródlądowych.

Procesy peryglacjalne, których ślady spotkać można w wydmach (Dylikowa, 1961; Urbaniak, 1967) stanowią już odmienną kategorię zdarzeń postsedymentacyjnych i należy je rozpatrywać oddzielnie.

Ostatnim etapem badań strukturalnych jest zestawienie danych morfologicznych i morfometrycznych odnoszących się do zewnętrznych cech wydm z wszystkimi cechami ich budowy wewnętrznej. Zasadniczą rolę odgrywa tu zestawienie osi morfologicznej z osiami strukturalnymi poszczególnych jednostek sedymentacyjnych.

Gdyby wydmy śródlądowe powstawały w całości podczas jednego, ciągłego procesu akumulacji piasku, przy utrzymującym się stałym kierunku wiatru mielibyśmy prawdopodobnie do czynienia z jedną zasad-

¹² C. H. Edelman, 1951. Niveo-aeolische afzettingen. Geologie en Mijnbouw, 13.

niczą jednostką sedymentacyjną, której oś strukturalna byłaby zgodna z osią morfologiczną wydmy, tak jak to ma miejsce we wszystkich młodych formach powstających w wyniku akumulacji działającej wzdłuż szerokiego frontu. W takiej wydmi można by się spodziewać jedynie powierzchni ścięcia związanych z wędrówką wydmy, podczas której ulegają pogrzebaniu a następnie nadbudowaniu partie czołowe; zawsze jednak, jeśli wiatr będzie stały, osie strukturalne tych wtórnych jednostek sedymentacyjnych będą równoległe do siebie i do osi morfologicznej. Cały ten układ będzie się oczywiście przemieszczał w przestrzeni zgodnie z kierunkiem wiatru.

Z dotychczasowych badań wynika jednak, że większość naszych wydm należy do form złożonych, w których osie strukturalne zasadniczych jednostek sedymentacyjnych są często ukośne lub nawet prostopadłe do dzisiejszych osi morfologicznych. Wydaje się, że można by wyróżnić dwa typy rozbieżności pomiędzy osiami strukturalnymi poszczególnych jednostek sedymentacyjnych a współczesną osią morfologiczną: 1) rozbieżność postępująca od stropu w kierunku spągu wydmy; w tym wypadku, jak na przykład w wydmach Aleksandrowa i Tuszyńska w okolicach Łodzi (Dylikowa, 1958), osie strukturalne górnych serii piasku odchylają się znacznie mniej od współczesnej osi morfologicznej niż osie struktur partii głębszych; 2) rozbieżność zmniejszająca się od stropu ku partiom spągowym, czego przykładem może być wydma z okolic Magdalenowa w Kotlinie Szczercowskiej (Gawlik, s. 257).

Wydaje się, że z zestawienia osi strukturalnych z osią morfologiczną przeprowadzonego dla każdej badanej formy można będzie uzyskać interesujący materiał dotyczący procesu przeobrażania się wydm. Do zagadnienia tego powrócimy w następnym rozdziale.

3. Fazy rozwoju wydm. Nie ulega wątpliwości, że do największych osiągnięć mijającego 10-lecia zaliczyć należy zaawansowanie prac zdążających do odtworzenia przebiegu działalności wydymotwórczej obejmującego schyłkowy plejstocen, fazę würmu zstępującego i holocen. Jest to właśnie ta dziedzina badań wydmowych, która wymaga bardzo ścisłej współpracy geomorfologów z paleobotanikami i gleboznawcami interesującymi się glebami kopalnymi. Niezwykle cenną pomoc stanowią również badania archeologiczne najmłodszego paleolitu i mezolitu. Potwierdzenie całokształtu wniosków dynamicznych i stratygraficznych przynosi datowanie materiału organicznego metodą C^{14} .

Określenie „faza wydymotwórcza” w odniesieniu do wydm śródlądowych Polski oznacza etap akumulacji piasku transportowego w swej zasadniczej masie przez wiatr, który jednocześnie nadaje tej masie piaszczystej kształty wydm. Każda z faz wydymotwórczych wiąże się w zasadzie z jednym typem środowiska klimatycznego, takim, które

sprzyja swobodnej działalności wiatru. W warunkach schyłkowego plejstocenu na obszarze środkowej Polski fazy wydmotwórcze odpowiadają nawrotom klimatu subarktycznego, a więc chłodnego i suchego najstarszego, średniego i młodszego dryasu. Interesujący jest również stwierdzony przez Wasylikową (1964) na podstawie analizy zbiorowisk roślin wodnych fakt obniżania się poziomu wody w jeziorku Silne Błoto, do którego przylega wydma w Witowie, na początku najstarszego dryasu oraz w średnim i młodszym dryasie w stosunku do bollingu, młodszego allerödu i okresu preborealnego. Wiązało się z tym niewątpliwie ogólne obniżenie poziomu wód gruntowych, co stanowiło okoliczność sprzyjającą działalności eolicznej. Poszczególne fazy wydmotwórcze schyłkowego plejstocenu były rozdzielone cieplejszymi i wilgotniejszymi wahaniami klimatu w okresie bollingu i allerödu. Ocieplenie i zwiększenie wilgotności sprzyjało rozwojowi pokrywy glebowej i rozprzestrzenieniu się lasów. Jednocześnie miało miejsce ogólne podniesienie zwierciadła wód gruntowych stwierdzone przez Wasylikową w Witowie już pod koniec najstarszego dryasu aż do bollingu włącznie, a następnie w młodszym allerödzie i w okresie preborealnym. W tych warunkach ustawała zupełnie lub ulegała znacznemu ograniczeniu działalność transportowa i akumulacyjna wiatru, a wytworzona poprzednio rzeźba wydmowa podlegała utrwaleniu. Wahania klimatu schyłkowego plejstocenu w środkowej Polsce zostały w pełni udokumentowane badaniami paleontologicznymi i datowane metodą C^{14} (Chmielewski, Chmielewska, 1958; Chmielewska, Wasylikowa, 1961; Wasylikowa, 1964; Tobolski, 1965). Ostatnio dodatkowego kryterium pozwalającego na rozróżnienie pokryw wydmowych średniego i młodszego dryasu dostarczyły badania paleopedologiczne Manikowskiej w zakresie gleb allerödu (1965 oraz s. 289).

Ujęcie paleogeograficzne rozwoju rzeźby wydmowej polega na możliwie szczegółowej rekonstrukcji całego przebiegu zdarzeń z uwzględnieniem zarówno faz wydmotwórczych jak i okresów stabilizacji form. W obecnym stadium badań jedną z istotniejszych spraw jest potrzeba uzgodnienia określeń pozwalających na jednoznaczne rozróżnienie poszczególnych faz wydmotwórczych. Teoretycznie, każdej fazie powinny odpowiadać inne formy rzeźby wydmowej, ponieważ każdej z faz towarzyszyły inne kierunki przeważających wiatrów. W tej sytuacji słuszne wydaje się wysunięcie jakiegoś podstawowego założenia, które pozwoli uniknąć możliwych nieporozumień.

Przy założeniu, że wydmy paraboliczne stanowią szczytowe stadium rozwoju naszych wydm śródlądowych można by niezależnie od okresu, w którym rozwój ten miał miejsce, określać dla danego obszaru fazę

kształtowania się wydm parabolicznych jako fazę właściwą (Dylikowa, 1958) lub główną (Wojtanowicz, 1968).

W Polsce środkowej faza ta przypada na okres średniego dryasu. Przy udziale wiatrów z kierunków głównie północno-zachodnich i zachodnich powstały wówczas łuki wydm parabolicznych stanowiące zrab środkowopolskiej rzeźby wydmowej przetrwały do dzisiaj w mniej lub bardziej kompletnej postaci. Oczywiście w sąsiedztwie całkowicie wykończonych form parabolicznych powstały prawdopodobnie również jakieś formy zaczątkowe, takie jak pola piaszczyste, wały, wydmy łukowate o krótkich ramionach i inne, których dalszy rozwój został przerywany ociepleniem allerołu. Ustalenie przynależności tych form do fazy właściwej wymaga przeprowadzenia badań zdążających do określenia ich wieku.

Fazę następną, w której wydmy paraboliczne zostały poddane prze-modelowaniu w nowym środowisku aerodynamicznym należałoby wobec tego nazwać fazą przekształcania wydm (Dylikowa, 1958, Wojtanowicz, 1968). W Polsce środkowej faza ta odpowiada młodszemu dryasowi. O tym, że miało wówczas miejsce jedynie stosunkowo powierzchniowe przeobrażenie wydm parabolicznych nie zakłócające ogólnego ich zarysu, świadczy szereg faktów; fakty te wskazują jednocześnie, że panowały wtedy wiatry z południa i z południowego zachodu lub zachodu. W wydmach okolic Łodzi stwierdzano powszechnie znacznie mniejszą miąższość serii piasków fazy przekształcania w stosunku do piasków fazy właściwej¹³. Przeobrażenie wydm, a zwłaszcza ich ramion szczególnie narażonych na działanie wiatrów z południowego zachodu i z południa znalazło wyraz w strukturze piasków fazy przekształcania oraz w związanych z nią cechach morfometrycznych, a mianowicie w odwróceniu pierwotnej asymetrii stoków ramion południowych (Dylikowa, 1958). Poparcie wniosków dotyczących mechanizmu przeobrażenia wydm parabolicznych stanowią również obserwacje Manikowskiej (1966) dotyczące rozmieszczenia płatów gleby allerołu wyłącznie na stokach północnych lub północno-zachodnich, zabezpieczonych przed niszczącym działaniem wiatrów południowych i południowo-zachodnich.

Pozostaje jeszcze zagadnienie okresu wydmotwórczego poprzedzającego fazę właściwą oraz okresu następującego po fazie przekształcania. Przed fazą właściwą musiało mieć miejsce gromadzenie materiału

¹³ Wyjątek stanowią czołowe partie wydm, w których na skutek przesypania piasku w fazie przekształcania mogą powstać serie o miąższości przekraczającej miąższość serii głównej. Z przykładem takim zapoznał uczestników II Konferencji Wydmowej PTG K. Rotnicki demonstrując wydmy znad środkowej Prosny.

i wstępne modelowanie form. Na niektórych obszarach te procesy przygotowawcze odbywały się podczas tego samego wahnięcia klimatycznego, w którym tworzyły się wydmy paraboliczne i w tym przypadku nie ma oczywiście podstawy do wyodrębniania oddzielnej fazy wydmotwórczej. Przykładem tego typu „przyśpieszonego” rozwoju wydmy parabolicznych jest wydma w Witowie w okolicach Piątku w dolinie Maliny płynącej w obrębie pradoliny warszawsko-berlińskiej (Chmielewska, Chmielewski, 1958, Dylikowa, 1958, Wasylikowa, 1964). Pierwszą fazą wydmotwórczą jest tu faza właściwa, która miała miejsce w średnim dryasie; poniżej serii böllingu nie znaleziono tam żadnych śladów działalności eolicznej. W wydmie katarzynowskiej położonej w odległości około 11 km na południowy zachód od Witowa w strefie krawędziowej pradoliny, na dnie płaskiej suchej dolinki o kierunku W-E pod przypuszczalną serią böllingu stwierdzono istnienie odrębnej pokrywy zawierającej obok materiału związanego ze splukiwaniem lub z procesami niweo-eolicznymi również i materiał eoliczny. Ponieważ w tym przypadku mamy do czynienia z niezależną fazą wydmotwórczą odpowiadającą najstarszemu dryasowi, słuszne się wydaje wyodrębnienie jej jako fazy wstępnej (Dylikowa, 1964, 1967). Fakt, że pokrywa wydmy fazy wstępnej w Katarzynowie występuje w postaci płata rozpostartego na dnie wspomnianej suchej dolinki świadczy o tym, że w najstarszym dryasie miało tu miejsce jedynie gromadzenie materiału, z którego dopiero w średnim dryasie w fazie właściwej wytworzyły się formy wydmy. Wydmy katarzynowskie nie mają kształtu paraboli, ponieważ w rozwoju ramion przeszkadzały tu niewątpliwie stoki suchej dolinki. Wydmy te tworzą kilka wałów poprzecznych w stosunku do osi dolinki.

Przytoczone przykłady wydmy Witowa i Katarzynowa dowodzą jak dalece należy się liczyć z lokalnymi warunkami rozwoju rzeźby wydymowej przy wyciąganiu ostatecznych wniosków dotyczących początków działalności wydmotwórczej na jakimś obszarze. Oba wymienione obszary wydymowe znajdują się tak blisko siebie, że nie ma tutaj mowy o jakichś zasadniczych różnicach klimatycznych. Brak pokrywy odpowiadającej fazie wstępnej w Witowie, a występowanie jej w Katarzynowie jest więc jedynie następstwem lokalnych różnic środowiska, a przede wszystkim topografii, warunków wodnych i roślinnych; one również zdecydowały o wspomnianym wyżej przebiegu kształtowania wydmy podczas fazy właściwej.

Rozpoznanie i datowanie w środkowej Polsce (okolice Łodzi, pradolina warszawsko-berlińska, Kotlina Szczercowska) powszechnie występujących pokryw wydymowych fazy właściwej i fazy przekształcania jak również stwierdzenie w Katarzynowie serii odpowiadającej fazie

wstępnej zdaje się nie budzić wątpliwości. Znacznie gorzej przedstawia się zagadnienie przebiegu procesów wydmych w holocenie.

W holocenie, który wprawdzie w całości jest już okresem znacznie cieplejszym od schyłkowego plejstocenu, zaznaczyło się niekiedy nawet kilkakrotne wzmożenie procesów wydmych. W środkowej Polsce owo ożywienie działalności wydmy, przede wszystkim eolicznej, objęło w pierwszym rzędzie obszary poprzednio już ukształtowanych zespołów wydmych. Polegało ono, a na wielu obszarach polega również współcześnie, na rozwiewaniu piasków i niszczeniu starej rzeźby wydmy w miejscach pozbawionych pokrywy roślinnej. Słuszne więc wydaje się określenie tego etapu rozwoju wydmy środkowej Polski jako fazy niszczenia (Dylikowa, 1958). W obecnym stadium badań trudno jest jeszcze ustalić w którym z okresów holocenu istniały warunki szczególnie sprzyjające ożywieniu procesów wydmych. Na podstawie profilu wydmy z Katarzynowa (Dylikowa, 1964, 1967) można by sądzić, że faza niszczenia przypada na okres borealny. Bezpośrednio nad serią zaliczaną do młodszego dryasu (faza przekształcania) występuje tam bowiem ciągły poziom gleby, prawdopodobnie preborealnej, a na nim dopiero spoczywa seria bezstrukturalnych piasków, związanych z rozwiewaniem wydmy. Jest to jednak hipoteza oparta wyłącznie na obserwacjach nieprzerwanego następstwa poszczególnych poziomów, nie oparta na razie ani analizami gleby, ani danymi palynologicznymi. T o b o l s k i (1965), który przeprowadził badania palynologiczne w wydmych w dolinie środkowej Prozny, stwierdza m.in. w Węglewicach dwukrotne ożywienie działalności eolicznej w ciągu okresu atlantyckiego, a następnie ponowny jej nawrót w dalszej części okresu subborealnego. Porównanie danych z Węglewic i Katarzynowa przy założeniu, że hipoteza o preborealnym wieku najwyższej gleby z Katarzynowa znajduje potwierdzenie, wskazuje, że wzmożenie procesów wydmych w holocenie środkowej Polski wiązało się z lokalnym zniszczeniem pokrywy roślinnej, wywołanym być może działalnością człowieka.

Przebieg procesów wydmych, uwzględniający szerszy rozwój wydmy środkowopolskich w schyłkowym plejstocenie czyli w wŕmie zstępującym przedstawiono w innych pracach (Dylikowa, 1964, 1967, 1968), wobec czego obecnie ograniczymy się jedynie do załączenia tabeli zawierającej najważniejsze dane obrazujące rozwój wydmy w środkowej Polsce (tab. 1).

4. P o z y c j a w y d m p o d ł u ż n y c h, p o p r z e c z n y c h i p a r a b o l i c z n y c h w c y k l u r o z w o j o w y m r z e ż b y w y d m o w e j. Paleogeograficzne ujęcie rzeźby wydmy oparte na szczegółowej analizie struktury i tekstury pokryw wydmych oraz na interpretacji poziomów odpowiadających kolejnym okresom zahamowania

akumulacji piasku wskutek zmiany klimatu z chłodnego i suchego na cieplejszy i wilgotny, powinno obejmować m.in. również zagadnienia przeobrażania się pojedynczych wydym.

Stwierdzając niejednokrotnie podczas badań zespołów wydymowych występowanie obok siebie typowych wydym parabolicznych i wydym poprzecznych lub podłużnych w stosunku do wiatrów z sektora zachodniego, zadajemy sobie pytanie czy istnieje jakaś prawidłowość wyrażająca się w kolejności przeobrażania się jednych form w inne. Innymi słowy, czy na przykład rozwój wydym parabolicznych należy faktycznie uznać za szczyt rozwoju form wydymowych poprzedzony kształtowaniem się wydym podłużnych, a zakończony pojawieniem się wydym poprzecznych, lub odwrotnie, czy może najpierw pojawiają się pojedyncze wały wydym podłużnych i poprzecznych łączące się następnie w łuki paraboliczne. Zagadnienie wykrycia prawidłowości w rozwoju form wydymowych lub zaprzeczenie jej istnienia jest jednym z tych zagadnień, które niewątpliwie wymagają dalszych studiów.

Dotychczasowe prace dowodzą istnienia dużej rozbieżności zdań na temat kolejności rozwoju wydym o wymienionych wyżej cechach kształtu. K a c z o r o w s k a - K o b e n d z i n a rozważając to zagadnienie dla wydym Puszczy Kampinoskiej sformułowała już w 1926 r. pogląd o powstaniu w pierwszym rzędzie wydym wałowych; orientacja ich osi morfologicznych jest jej zdaniem zależna od konfiguracji obszarów podmokłych, które stanowiły strefy zatrzymujące wędrowkę piasku. Wydmy paraboliczne rozwinęły się dopiero później. Opierając się na badaniach w Kotlinie Płockiej podobny pogląd wyraża U r b a n i a k (1967). Mówiąc o formach wałowych o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego autorka ta traktuje je jako formy niezależne utworzone przez wiatry wiejące z północy i wiąże ich powstanie z główną fazą rozwoju wydym. Rozwój wydym parabolicznych wiąże z fazą modelowania poprzednio wytworzonych wydym wałowych, przy czym przyjmuje następującą kolejność rozwoju poszczególnych elementów paraboli: 1) wydma równoleżnikowa, późniejsze ramię południowe, 2) czoło wydmy parabolicznej i 3) ramię północne. Odmienne stanowisko reprezentują M r ó z e k i N o w i c k a (1958), którzy uważają wydmy paraboliczne Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej za formy starsze, a wydmy wałowe uznają za rezultat ich niszczenia. Własne badania autorki przemawiają za przyjęciem podobnej kolejności rozwoju omawianych form (1958). Analiza wydym okolic Łodzi wskazuje na powstawanie w fazie właściwej wydym parabolicznych o zwartych łukach i mniej więcej równomiernie wykształconych ramionach. Wydmy te zostały następnie w fazie przekształcania rozbite na wały podłużne i poprzeczne. Rozbicie to nie sięgało jednak zbyt głęboko, o czym świadczy zarówno zachowanie do

Charakterystyka paleogeograficzna faz wydmotwórczych na obszarze Polski środkowej.

Fazy wydmotwórcze	Okres	Wiek bezwzględny		Średnie temperatury lipca w C°	Roślinność i warunki wodne	Kierunek i intensywność wiatru	Procesy		Morfologia wydm
		wg S. Hansena 1965	wg M. Chmielewskiej, W. Chmielewskiego 1960 oraz K. Wasylikowej 1964 na podstawie wydmy w Witowie				glebowe	rzeźbotwórcze	
Faza niszczenia	subatlantycki	10 260				głównie wiatry z W obok SW i S; częsta zmienność kierunków i siły transportowej	rozwój gleby	okres wznowienia działalności eolicznej nie został dokładnie ustalony; być może miała ona miejsce po optimum klimatycznym (Wasylikowa 1964). Działalność eoliczna na powierzchniach pozbawionych pokrywy roślinnej; udział splukiwania i procesów stokowych	rozwijanie i niszczenie wydm na obszarach wylesionych
	subborealny								
	atlantycki								
	borealny								
—	preborealny	10 260	10 815 ± 160	klimate umiarkowany stosunkowo wilgotny 14—15°	rozprzestrzenianie się bujnych lasów sosnowych; podniesienie poziomu wód gruntowych	wiatry z W i SW; częsta zmienność kierunków; siła transportowa mniejsza niż w poprzedniej fazie	rozwój gleby	utrwalenie przeobrażonych wydm parabolicznych przez roślinność	
Faza przekształcania	młodszy dryas			klimate subarktyczny, kontynentalny 12°	tundra parkowa; utrzymuje się niski poziom wód gruntowych				działalność eoliczna słabsza niż w poprzedniej fazie; większa zmienność cech struktury; przewaga frakcji od 0,2—0,4 mm; o słabszej wydajności procesów eolicznych świadczy znacznie mniejsza niż w poprzedniej fazie miąższość akumulowanych serii; niszczenie pokrywy glebowej na stokach dowietrznych (Manikowska 1966)
—	alleröd	10 960	10 815 ± 160	klimate umiarkowany, nieco wilgotniejszy 16°	las sosnowy; obniżenie poziomu wód gruntowych las brzoźowo-sosnowy; poziom wody gruntowej jak poprzednio	wiatry z NW i W o stałym kierunku i dużej zdolności transportowej	rozwój gleby (gleba w Witowie, w Katarzynowie, w wydmach Kotliny Szczercowskiej)	utrwalenie wydm parabolicznych przez roślinność	
Faza właściwa	średni (starszy) dryas	11 760	11 910 ± 180	klimate subarktyczny kontynentalny 10—12°	tundra parkowa; obniżenie poziomu wód gruntowych		intensywna działalność wiatru o dużej wydajności morfologicznej; ciągłość cech strukturalnych świadczy o stałości kierunku i siły wiatru; znaczny udział frakcji powyżej 0,4 mm. Akumulacja serii o dużej miąższości (4—7-krotnie większej niż w następnej fazie). Udział procesów niweo-eolicznych; niszczenie pokrywy glebowej	rozwój łuków wydm parabolicznych; na otwartych przestrzeniach o swobodnym przepływie wiatru; czola wydm są skierowane na SE	
—	bölling	12 060	12 110 ± 140	klimate umiarkowane chłodny około 15°	las brzoźowy o charakterze parkowym; poziom wody gruntowej jak pod koniec najstarszego dryasu	prawdopodobnie przewaga wiatrów z W	rozwój gleby (płaty pokrywy glebowej w Katarzynowie)	utrwalenie pokryw piaszczystych fazy wstępnej przez roślinność	
Faza wstępna	najstarszy dryas	12 360	12 270 ± 140	klimate subarktyczny: około 13°	tundra bezdrzewna; poziom wód gruntowych wyższy niż poprzednio		intensywne procesy eoliczne; przewaga frakcji 0,2—0,4 mm, znaczny udział ziarn matowych	działalność eoliczna nieco słabsza; przewaga ziarn o frakcji 0,4—0,75 mm; zmniejszenie ilości ziarn matowych na rzecz zaokrąglonych błyszczących oraz typ warstwowania świadczą o znacznej roli procesów splukiwania	prawdopodobnie tarczowate pokrywy piaszczyste przemieszczające się stosunkowo swobodnie na wysoczyznach, a stabilizujące się w dnach zagłębieni
		15 960	12 260 ± 230		>10°	tundra bezdrzewna			

dziś ogólnego zarysu łuków wydmowych jak i znacznie mniejsza miąższość serii przypisywanych fazie przekształcania oraz wspólne cechy struktury dolnych serii materiału pochodzących z fazy właściwej, pozwalające na powiązanie wydm podłużnych i poprzecznych w jedną całość, tj. w wydmę paraboliczną. Warto w tym miejscu przypomnieć fakt stwierdzony już przez Małkowskiego (1912) w wydmach okolic Sadownego, a mianowicie znacznie większe wysokości wydm poprzecznych w stosunku do podłużnych oraz często spotykany wśród wydm poprzecznych kształt płaskiego łuku o ramionach zwróconych ku stronie proksymalnej. Obserwacja ta przemawia za uznaniem wydm poprzecznych za dawne partie czołowe, a podłużnych za fragmenty ramion wydm parabolicznych.

Omawiane zagadnienie oczekuje rozwiązania, które może nastąpić jedynie na drodze szczegółowych badań struktury i tekstury wybranych przykładowo form i zestawienia ich wyników z równie szczegółowymi obserwacjami morfologicznymi. Wydaje się, że ważną rolę w tych badaniach mogą odgrywać zestawienia osi morfologicznych nie tylko całych zespołów lecz i pojedynczych form, a więc osi zarówno pierwszego jak i drugiego rzędu z osiami strukturalnymi poszczególnych pokryw wydmowych. W wydmach wałowych podłużnych czy poprzecznych młodych, a więc postparabolicznych, można by się spodziewać silniej rozwiniętej pokrywy odpowiadającej fazie przekształcania i większej zgodności osi morfologicznych i strukturalnych. Stwierdzenie faktu wyraźnej rozbieżności tych osi, przy równocześnie występującej większej miąższości pokrywy przypisywanej fazie właściwej, należałoby uznać za argumenty świadczące o preparabolicznym charakterze wydm wałowych. W obecnym etapie dalecy jeszcze jesteśmy od możliwości uogólnienia poglądów na ten temat. Warto przypomnieć, że w dotychczasowych badaniach stwierdzono zarówno fakty zbieżności obu osi w stropowej części wydm, jak i ich rozbieżności (s. 51). Może więc wydmy podłużne i poprzeczne zjawiają się zarówno jako zapowiedź powstania wydmy parabolicznej (formy preparaboliczne) jak i jako formy świadczące o jej degeneracji (formy postparaboliczne). W każdym razie wydaje się, że kształt paraboli można uznać za szczytowy etap rozwoju wydm śródlądowych.

Oddzielne zagadnienie stanowi określenie kształtu morfologicznego najstarszej pokrywy wydmowej przypisywanej wstępnej fazie rozwoju wydm i związanej z najstarszym dryasem. Jedyne dotychczas w Polsce stanowisko, w którym tę pokrywę stwierdzono znajduje się w wydmie okolic Katarzynowa (Dylikowa, 1964, 1967). Rozważania na temat kształtu tej pokrywy mają charakter teoretyczny; częściowo opierają się na obserwacjach współczesnych procesów akumulacji piasku na płaskich,

odsłoniętych powierzchniach; chodzi tu oczywiście o pierwszy etap tworzenia się pokrywy piaszczystej na powierzchniach „świeżych”, na których dotychczas piasków nie było. Jeśli powierzchnia ta jest zupełnie gładka, piasek przesypując się za każdym podmuchem wiatru tworzy pokrywy o nieregularnych zarysach w rzucie poziomym, które w przekroju zarówno równoległym jak i poprzecznym do kierunku wiatru mają kształt płaskiej soczewki; początkowo nie ma tu jeszcze śladów zróżnicowania nachyleń partii dowietrznej i odwietrznej. Gdy natomiast powierzchnia podłoża nie jest idealnie gładka lecz występują na niej nierówności w postaci na przykład pojedynczych głazów lub kęp roślinności, piasek osadza się w postaci zasp po stronie dowietrznej każdej z tych przeszkód, a pomiędzy nimi przemieszcza się nadal swobodnie, podobnie jak w pierwszym przypadku. W zaspach od razu zarysowuje się wyraźna asymetria stoków; od strony przeszkody czyli od strony dystalnej są one bardzo strome w granicach kąta spoczynku, a od strony proksymalnej są stosunkowo łagodne. Przy wiatrach wiejących z kierunków zmiennych może dojść do całkowitego otoczenia przeszkody przez zaspę, a w dalszym ciągu nawet do jej zasypania. Podobnie przebiegają procesy akumulacji suchego sypkiego śniegu o czym wspomina *Stankowski* (1963). Wydaje się, że najstarszą serię piasków z Katarzynowa należy zaliczyć do pierwszego typu pokryw. Przemawia za tym jej poziome lub lekko w kierunku dystalnym pochylone warstwowanie, które stanowi wyraz dostosowania się pierwszej pokrywy piaszczystej do topografii szerokiego dna suchej doliny, wzdłuż której odbywał się transport piasku.

Analiza kształtu wydm wymaga m. in. bardzo dokładnego zbadania lokalnych warunków topograficznych, hydrograficznych i roślinnych obszaru, na którym rozwinęły się zespoły wydm. Trzeba się bowiem liczyć ze zjawiskiem „wymuszania” akumulacji piasku przez taki czy inny przebieg krawędzi doliny czy kotliny, w której kształtowały się wydmy, przez obecność torfowisk, bagien itp. Na zagadnienie to zwrócił już uwagę *Lencewicz* (1922) omawiając rozmieszczenie wydm śródlądowych Polski, a ostatnio podjął je *Stankowski* (1963), który podkreśla szczególnie wpływ roślinności na formowanie się określonych typów wydm. Do wydm powstających bez udziału roślinności zalicza wały poprzeczne i barchany; przy współudziale roślinności kształtują się zdaniami *Stankowskiego* wały podłużne i wydmy paraboliczne.

Wydmy Puszczy Kampinoskiej rozwinięte w obrębie poziomów terasowych pradoliny warszawsko-berlińskiej posiadającej orientację równoleżnikową, mają kształty dość regularnych parabol o ramionach rozwartych ku północnemu zachodowi, przy czym ramiona południowe są

z reguły dłuższe i wyższe niż północne. Interesującą cechą stanowi tu ponadto kształt całych zespołów wydmowych; zarówno na niższym jak i na wyższym poziomie terasowym mają one również zarysy paraboli o niewykończonych ramionach północnych. Zarówno osie drugiego jak i pierwszego rzędu mają więc przebieg paraboliczny. Na obszarach wydmowych sąsiadujących bezpośrednio z wydmami kampinoskimi lecz rozwiniętych już w obrębie południkowo zorientowanej doliny Wisły na południe od ujścia Bugo-Narwi, zarówno kształty pojedynczych wydm jak i całych zespołów stopniowo ulegają zmianie. W centralnej części Kotliny Warszawskiej, w której krzyżują się kierunki dolin równoleżnikowych i południkowych po prawej stronie Wisły, wydmy jeszcze zachowują zarysy paraboli lecz ramiona ich są już znacznie krótsze; podobne cechy kształtu można prześledzić również dalej ku wschodowi w dolinie Bugu. Natomiast na południu od Warszawy, wraz z wyraźną zmianą orientacji doliny Wisły zmienia się również kształt wydm rozwiniętych w jej obrębie, głównie po prawej stronie. Zaczynają tu dominować formy łuków o przedłużonej osi morfologicznej części czołowej i stosunkowo krótkich ramionach zwróconych jednak podobnie jak w wydmach kampinoskich ku północnemu zachodowi. Dopiero na obszarze wysoczyzny przyległej od wschodu do doliny Wisły wydmy „powracają” do formy paraboli. Na wszystkich wymienionych terenach wydom parabolicznym towarzyszą i inne formy, głównie poprzeczne i podłużne. Podobne różnice kształtu wydm można stwierdzić pomiędzy obszarem wydmowym pradoliny warszawsko-berlińskiej na odcinku Konin—Koło a zespołami wydm w południkowo biegnącej stosunkowo wąskiej doliny Proсны i na wielu innych obszarach Polski. Niewątpliwie cechy geomorfologiczne wyrażające się m. in. w równoleżnikowym lub południkowym przebiegu dolin oraz topograficzne, takie jak np. szerokość doliny i wysokość, a także wyrazistość jej krawędzi i poszczególnych teras, odegrały poważną rolę w przebiegu akumulacji piasku, co w konsekwencji znalazło wyraz w odmiennych kształtach pojedynczych wydm, a także całych zespołów. Jedną z najbardziej uderzających różnic polega na zmianach proporcji pomiędzy strefą czołową wydm a ich ramionami oraz na różnicy długości ramienia południkowego w stosunku do północnego.

Najczęściej, zwłaszcza w strefach pradolin, spotyka się u nas silniej rozbudowane ramiona południowe, które stanowią nawet niekiedy element wiążący szereg wydm parabolicznych w jeden zespół. Na podstawie badań w okolicach Łodzi wysunięto wniosek, że fakt nadmiernego rozwoju ramion południowych wiąże się z pojawieniem wiatrów z kierunku południowo-zachodniego lub południowego, co w środkowej Pol-

sce miało miejsce dopiero w fazie przekształcania wydm w młodszym dryasie (zob. s. 53). Wojtanowicz w studium dotyczącym wydm międzyczęcza Sanu i Łęgu (1968) opisuje zespół wydm odznaczający się silniejszym rozwojem ramion północnych, zorientowanych mniej więcej równoległe do doliny Sanu, który na tym odcinku płynie z południowego wschodu na północny zachód. Wydaje się, że w tym przypadku rozbudowa ramion północnych, której sprzyjały wiatry północno-zachodnie, musiała się odbywać równocześnie z rozwojem wydm parabolicznych, a więc już w fazie właściwej (głównej), którą autor wiąże z najstarszym i starszym dryasem. Wyjaśnienie dysproporcji pomiędzy ramionami wydm parabolicznych wymaga jeszcze niewątpliwie dalszych badań ponieważ dotychczasowe wnioski nie nadają się jeszcze do uogólnienia.

Urbaniak (1967) wspomina o występowaniu w Kotlinie Płockiej wydm wałowych o przebiegu równoleżnikowym; struktura ich wskazuje na dominujący podczas akumulacji piasku udział wiatrów północnych. Fakt ten staje się zrozumiały dopiero na tle analizy doliny Wisły na badanym odcinku; ciągłość głębokiej i szerokiej bruzdy dolinnej i jej orientacja były to z pewnością momenty, które stwarzały specyficzne warunki lokalne sprzyjające załamywaniu się wiatrów północno-zachodnich przybierających w obrębie doliny kierunek północny.

Wyróżnienie wśród bogactwa form wydmowych jedynie trzech kategorii wymienionych w tytule jest niewątpliwie dużym uproszczeniem. Autorka zastosowała je świadomie, mając na celu jedynie naszkicowanie zagadnienia ewolucji wydm śródlądowych, które należy do zagadnień najtrudniejszych, wymagających dalszych bardzo szczegółowych badań. Między innymi pominięte zostały opisywane kilkakrotnie z terenu Polski barchany (Pernarowski, 1958; Stankowski, 1959, 1963; Wojtanowicz, 1968) czyli formy łuków o symetrycznych ramionach zorientowanych zgodnie z kierunkiem wiatru. Fakt występowania na obszarze Polski tych form związanych również — co chyba już nie budzi wątpliwości — z wiatrem z sektora zachodniego, świadczy prawdopodobnie o lokalnym występowaniu tej cechy środowiska, którą B a u l i g¹⁴ trafnie określił jako „suchość morfologiczną”. W naszych warunkach ta suchość morfologiczna wyrażała się przypuszczalnie w istnieniu pól lotnego piasku pozbawionych zupełnie roślinności. W szczególnych przypadkach barchany mogą stanowić formy wymuszone; piękny przykład tego rodzaju form z okolic Czarnkowa podaje Stankowski. Łuki czterech rozpoznanych barchanów otaczają od zachodu okrągławe zagłębienia wytopiskowe, które uniemożliwiły dalszą wędrówkę piasku.

¹⁴ H. B a u l i g, 1959. *Studia geomorfologiczne*, PWN.

STREFWOŚĆ W ROZMIESZCZENIU WYDM O PODOBNYCH CECHACH MORFOLOGICZNYCH I STRUKTURALNYCH

Obok omówionej w poprzednich rozdziałach grupy zagadnień reprezentujących dynamiczny kierunek badań wydmowych w Polsce pojawia się równolegle problematyka dotycząca zmienności wydm w układzie poziomym i pionowym. Pewne uwagi nawiązujące do tego kierunku, który można by nazwać przestrzennym, zostały już przedstawione w poprzednim rozdziale w związku z zagadnieniem zmienności kształtu wydm.

Problem strefowości wydm śródlądowych Polski zarysował się już w pierwszych pracach, których autorzy zwracali uwagę na różnice kształtu wydm i na tło geomorfologiczne tych form. Wśród dawniejszych prac na szczególne podkreślenie zasługuje artykuł Lencewicza *Wydm śródlądowe Polski* (1922). Lencewicz jako wnikliwy obserwator, cdbarzony ponadto w wysokim stopniu intuicją, opierając się przede wszystkim na charakterystyce tła geomorfologicznego oraz na dokładnych opisach zarówno pól wydmowych jak i pojedynczych form, sformułował szereg wniosków dynamicznych i genetycznych, które są do dziś aktualne. Mapa „Krajobrazów polodowcowych” załączona do wspomnianej pracy jest pierwszą próbą przedstawienia rozmieszczenia wydm śródlądowych na obszarze całej Polski. Przedstawienie rozmieszczenia wydm w Polsce w ujęciu opisowym, zapoczątkowane przez Lencewicza a uzupełnione następnie przez publikacje ogólnych, przeglądowych a częściowo i szczegółowych map geologicznych i geomorfologicznych oraz przez szereg prac regionalnych, stwarza ramy do dalszych rozważań. Wśród problemów reprezentujących przestrzenny kierunek badań wydmowych zarysowują się w tej chwili dwa najważniejsze. Pierwsze z nich to zagadnienie stref wydm śródlądowych w skali całej Polski, drugie — to zagadnienie piętrowego zróżnicowania form wydmowych w obrębie poszczególnych dużych jednostek geomorfologicznych takich jak pradolina, doliny większych rzek, kotliny zastoiskowe, płaty wysoczyzn i in.

W obecnym etapie badań za wcześnie jest na dokonywanie syntez w zakresie obu wymienionych problemów. Nie dysponujemy jeszcze dostateczną ilością wyczerpująco udokumentowanych faktów, które pozwoliłyby na uchwycenie prawidłowości. Niemniej jednak warto na te zagadnienia zwrócić baczniejszą uwagę, ponieważ stanowią one jeden z elementów rekonstrukcji przebiegu zdarzeń w czwartorzędzie Polski.

1. **Strefowość rzeźby wydmowej w Polsce.** Określenie poszczególnych stref wymaga ustalenia związków przestrzennych

i czasowych pomiędzy zespołami wydmowymi Polski południowej, środkowej i północnej.

Podstawowym zagadnieniem wymagającym rozwiązania jest stwierdzenie ilości stref wydmotwórczych na poszczególnych obszarach Polski i określenie wieku każdej z nich. Lencewicz w zakończeniu cytowanej już wyżej pracy (1922) pisze o wydmach południowej Polski: „...możliwą jest rzeczą, że zaczęły się one tam tworzyć wcześniej niż na północy, w każdym razie ten okres tworzenia się musiał się ciągnąć jeszcze w czasie powstawania wydm Polski środkowej. Wtedy jednak wydmy Polski południowej były już bardziej pokryte roślinnością niż wydmy świeżych obszarów piaszczystych, a przez to były skrępowane w swym rozwoju. Dziś znajdują się one w stadium bardziej zaawansowanym niż wydmy Polski środkowej”.

Odmienne stanowisko reprezentuje Wojtanowicz (1968), który na podstawie badań w Kotlinie Sandomierskiej formułuje wniosek o równoczesności procesów wydmotwórczych na obszarze całej Polski. Warto w tym miejscu przypomnieć, że tezę o możliwości równoczesnego rozwoju wydm w całej Polsce wysunął również Galon (1958).

Porównanie etapów rozwoju wydm na obszarach zlodowacenia krakowskiego, środkowopolskiego i bałtyckiego wymaga przyjęcia jakiejś wspólnej podstawy rozważań. Wydaje się, że za taką podstawę porównania można przyjąć wiek fazy właściwej. Jeśli słuszne jest założenie, że wydmy paraboliczne stanowią najdoskonalsze i najpełniejsze formy śródlądowej rzeźby eolicznej i jeśli — jak wiadomo — formy te spotkać można na całym niemal obszarze Polski, wskazane byłoby ustalenie czasu, w którym ten typ form się pojawił w poszczególnych częściach kraju. Wydaje się, że oparte na teoretycznych przesłankach założenie Lencewicza powinno znaleźć potwierdzenie w postaci rozpoznania w Polsce południowej najstarszych wydm parabolicznych, a najmłodszych w północnej.

Spośród znanych mi prac dotyczących tej południowej części obszaru, która nosi ślady jedynie zlodowacenia krakowskiego, ze względu na omawiane zagadnienie na szczególną uwagę zasługuje opracowanie Wojtanowicza (1968) z obszaru Kotliny Sandomierskiej (Międzyrzecze Sanu i Łęgu). Autor, opierając datowanie badanych wydm na studium paleobotanicznym M a m a k o w e j (1962) wysuwa wniosek o kształtowaniu się wydm parabolicznych, a więc o istnieniu fazy właściwej (głównej) w okresie od najstarszego do średniego dryasu włącznie. Brak danych dotyczących warunków klimatycznych i roślinnych böllingu nie pozwala na ściślejsze datowanie okresu formowania wydm parabolicznych. Wydaje się, że powinny one pojawić się w Kotlinie Sandomierskiej wcześniej niż w Polsce środkowej, a więc w najstarszym dryasie,

a może nawet w okresie pełni würmu po zakończeniu akumulacji najmłodszego lessu (Maruszczak, 1958; Maruszczak, Wojtanowicz, 1967; Mycielska-Dowgiałło, 1965). Faza przekształcania wydm obejmowała według Wojtanowicza młodszy dryas i okres preborealny; od chwili rozwoju pokrywy glebowej i pokrywy leśnej w okresie borealnym procesy eoliczne uległy całkowitemu zahamowaniu.

W Polsce środkowej, jak to już powiedziano w poprzednim rozdziale, faza właściwa przypada na średni dryas i fakt ten jest jak się wydaje dostatecznie udokumentowany. Pozwala to również na datowanie fazy przekształcania wydm na młodszy dryas; pozostaje jeszcze do zbadania zagadnienie przebiegu fazy niszczenia wydm w holocenie.

Obszar Polski północnej objętej zlodowaceniem bałtyckim posiada stosunkowo bogatą literaturę wydmową obejmującą bądź pojedyncze formy bądź też całe zespoły wydm parabolicznych Noteci i Wysoczyzny Gnieźnieńskiej, Międzyrzecza warciańsko-noteckiego, Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej, Kotliny Pызdrskiej, Basenu Szczecińskiego (Kozarski, 1962a, 1962b, 1963; Krygowski, 1961; Pilarczyk, 1958, 1962; Mrózek 1958; Stankowski, 1959a, 1959b, 1961; Nowaczyk, 1967). Na szczególną uwagę zasługuje studium porównawcze wydm z obszaru Sandru Nowotomyskiego, Kotliny Gorzowskiej i Basenu Szczecińskiego opracowane przez Stankowskiego (1963), a także opublikowana ostatnio przez Urbaniak analiza wydm Kotliny Płockiej (1967). Obie te prace opierają się na metodzie strukturalnej.

Stankowski wysuwa hipotezę o rozwoju wydm na obszarze Sandru Nowotomyskiego „już w okresie Stadiału Pomorskiego (raczej fazy — przyp. autora) lub w czasie jednej z oscylacji poprzedzającej ten stadiał” kiedy to na powierzchni sandru powstały wydmy podłużne i paraboliczne (faza właściwa?). Najstarszemu dryasowi przypisuje Stankowski prawdopodobieństwo rozwoju serii bezstrukturalnej (faza przekształcania?), a następnym obszarem chłodnym — procesy niszczenia wydm (faza niszczenia?). Autor wspomina dalej o wzmożeniu działalności akumulacyjnej wiatru w okresie atlantyckim po optimum klimatycznym.

Rozważając zagadnienie wieku wydm na obszarze wybranego wyścinka Kotliny Gorzowskiej Stankowski formułuje wniosek na temat występowania najstarszych na tym obszarze wydm na najwyższych terasach zachodniej części Międzyrzecza warciańsko-noteckiego. Są to wydmy paraboliczne i poprzeczne (faza właściwa?); autor, za Krygowskim (1961) i Pilarczykiem (1962) wiąże je z najstarszym dryasem wyrażając jednak równocześnie opinię, że rozwijały się one również i w średnim dryasie. Na młodszy dryas przypadało zdaniem Stankowskiego powstanie serii bezstrukturalnych i przeobrażanie wydm (faza

przekształcania?). Wydmy paraboliczne i podłużne niższego poziomu terasowego wiąże Stankowski z młodszym dryasem (faza właściwa?), a serie piasków leżących na nich — z okresem subborealnym (faza przekształcania lub niszczenia?).

W tej samej strefie, czyli w zasięgu fazy poznańskiej znajdują się wydmy Kotliny Płockiej opracowane przez Urbaniak (1967). Autorka stwierdza na tym obszarze serie reprezentujące pięć faz wydymotwórczych: najstarszą, właściwą, modelowania — zakończenie rozwoju wydym parabolicznych, przekształcania i niszczenia. Fazy te zamykają się w jednym okresie wydymotwórczym, który zdaniem autorki „został całkowicie zakończony przed holocenem, a może nawet przez allerodem. Brak przerw w sedimentacji piasku może wskazywać na fakt, że cały proces wydymotwórczy zamyka się w jednym chłodniejszym okresie późnego glacjału, najprawdopodobniej w starszym dryasie”.

Najstarsze wydmy Basenu Szczecińskiego, a wśród nich również paraboliczne, powstały zdaniem Stankowskiego dopiero w młodszym dryasie lub w okresie preborealnym.

Przedstawiony na załączonej tabeli 2 przegląd stanowisk wybranych z obszaru południowej, środkowej i północnej Polski stanowi próbę porównania danych dotyczących wieku wydym. Przegląd ten ilustruje jednocześnie stan badań w zakresie chronologii wydym. W zestawieniu pominięto całkowicie hipotezy dotyczące możliwości istnienia procesów wydymotwórczych przed najstarszym dryasem, ponieważ nie są one jeszcze udokumentowane. Niejasny jest wciąż jeszcze stosunek pokryw piasków eolicznych do lessu na terenie południowej Polski, pozostaje do rozwiązania zagadnienie wieku najstarszych serii wydymowych w Wielkopolsce, nie rozwiązany jest problem przebiegu holocenów procesów wydymotwórczych w środkowej Polsce. Ponadto nie wszędzie jeszcze udało się ustalić pozycję stratygraficzną wydym parabolicznych reprezentujących fazę właściwą. Trudno więc sformułować w tej chwili odpowiedź na pytanie dotyczące równoczesności lub nierównoczesności procesów eolicznych w całej Polsce. W każdym razie na uwagę zasługuje fakt zdecydowanie młodego wieku wydym Basenu Szczecińskiego. Niewątpliwie poruszone tu zagadnienie strefowości wydym śródlądowych Polski wymaga jeszcze szeregu dalszych studiów.

2. Piętrowość strefy wydymowej. Na wszystkich obszarach wydymowych w Polsce występuje sygnalizowane przez szereg autorów zjawisko piętrowego zróżnicowania rzeźby wydymowej (Mrózek, 1958; Mojski, 1960; Kozarski, 1962; Stankowski, 1963; Wojtanowicz, 1968 i inni). W związku ze stwierdzeniem wyraźnych cech odrębnych wydym rozwiniętych na terasach dolin, na dnach lub przy krawędziach kotlin, względnie na otwartych przestrzeniach wysoczyznowych powstaje zagadnienie

Tabela 2

Próba porównania wieku wydm południowej, środkowej i północnej Polski

Krainy geograficzne	najst. dryas	bolling	śr. dryas	alleröd	mł. dryas	preboreal	boreal	atlantyk	subboreal	subatlantyk	
Basen Szczeciński					?	?					Stankowski 1963
Międzyrzecze Warc.- -Not.											
— Czarnków					+	+					Kozarski 1962
— Elżbiecin					+	+					Tobolski 1962
— wyższe terasy	?	×	×	—	+						Stankowski 1963
— niższe terasy					×				+		Stankowski 1963
Gorzewo k. Wągrowca			+		—	—	—	?			Nowaczyk 1967
Sandr Nowotomyski	?		+	—	+			+			Stankowski 1963
Kotlina Płocka			?								Urbaniak 1967
Pradolina warsz.-berl.											
— Witów		—	×	—	+	—	+				Dylikowa 1958, Chmielewska. Chmielewski 1960
— Katarzynów	+	—	×	—	+	—	+				Wasylikowa 1964 Dylikowa 1960, 1964, 1967, Manikowska 1966
— P. Kampinoska	+	—	+								Kobendzina 1961
— P. Kampinoska		—	+	—	+						Wasylikowa 1962
Kotl. Szczercowska -- Kozłówka			×	—	+	—					Gawlik 1969, Manikowska 1966
Dol. środk. Prozny	+	+	+	—	+	+		+	+	+	Tobolski 1966
Międzyrzecze Sanu i Łęgu	×	×	×	—	+	+	—				Wojtanowicz 1968

+ rozpoznana i datowana pokrywa eoliczna, × faza właściwa, ? przypuszczalny wiek fazy właściwej rozpoznanych serii eolicznych, — rozpoznane i datowane serie organiczne

ustalenia istoty tych różnic. Mogą one wynikać zarówno z faktu, że wydmy na poszczególnych poziomach rozwijały się w różnych okresach z czym wiąże się różny stopień przeobrażenia form; niewątpliwie jednak dużą rolę odegrały również lokalne warunki topograficzne, wodne i roślinne jak również obfitość źródła luźnego piasku stanowiącego materiał wyjściowy.

Zagadnieniu różnicy wieku, a także różnic morfologicznych pomieędzy wydmy należącymi do różnych pięter morfologicznych stosunkowo dużo miejsca w swej pracy poświęca Stankowski (1963). Na wszystkich badanych obszarach autor ten rozpoznaje w obrębie wyższych poziomów wydmy starsze, a na poziomach niższych coraz młodsze. W dwóch pierwszych badanych strefach, to znaczy w obrębie sandru Nowotomyskiego i Międzyrzecza warciańsko-noteckiego wraz z okolicami Skwierzyny najstarsze wydmy (z najstarszego dryasu lub starsze?) występują bądź na powierzchni sandru bądź też na najwyższych terasach — IV i IVa. Wydmy młodsze (z młodszego dryasu) zarejestrował autor na II terasie Warty. W Basenie Szczecińskim, który stanowi niewątpliwie jeden z najmłodszych obszarów wydmy w Polsce, zaznacza się ta sama prawidłowość, z tym, że dolna granica wieku wydmy jest tu przesunięta w kierunku holocenu; na terasie IV i III wydmy zaczęły się kształtować w młodszym dryasie, a na terasie I dopiero w okresie borealnym.

Kształty wydmy rozwijających się na różnych poziomach zależą niewątpliwie w pewnym stopniu od wieku tych form. Stosunkowo intensywna działalność wiatru miała miejsce w fazie wydmytwórczej średniego dryasu, stąd więc wydmy, które się wówczas ukształtowały, niezależnie od poziomu, na którym powstawały, powinny by się odznaczać jakimiś szczególnymi cechami kształtu; w świetle badań w środkowej Polsce można wysunąć hipotezę, że formą tą są wydmy paraboliczne. W obszarze wydmy Basenu Szczecińskiego (Stankowski, 1963 — mapka poza tekstem) na wszystkich poziomach uderza rozległość pól piaszczystych, na których występują stosunkowo niewielkie formy, wśród których przeważają drobne wały podłużne i lekko wygięte wydmy łukowate; wydmy paraboliczne należą tu do rzadkości. Posługując się danymi ze środkowej Polski (Dylikowa, 1958, 1964) można by te cechy przypisać znacznie mniejszej intensywności procesów eolicznych i znacznie mniejszej ich wydajności morfologicznej w młodszym dryasie i później, to znaczy podczas kształtowania się wydmy Basenu Szczecińskiego.

Niewątpliwie jednak w bardzo znacznej mierze cechy zewnętrzne i cechy budowy wydmy zależą od warunków lokalnych, co podkreślono już w rozdziale poświęconym kolejności rozwoju form wydmy. Istnieje tu nieskończona ilość możliwych wariantów współzależności pomiędzy kształtem i budową wydmy a warunkami wodnymi, roślinnymi i topograficznymi.

Stankowski (1963) zwraca m. in. uwagę na charakterystyczny związek pomiędzy występowaniem wydmy parabolicznych a istnieniem w pod-

łożu gliny zwałowej. Stwierdził on mianowicie, że w miejscach płytkiego zalegania materiału zwałowego, zarówno na powierzchni sandru jak i na terasach sandrowych rozwinęły się dobrze wykształcone wydmy paraboliczne. Autor wyraża przypuszczenie, że płytkie występowanie gliny zwałowej sprzyjało rozwojowi roślinności, co z kolei warunkowało powstawanie wydym parabolicznych. Wydaje się, że można by tu jeszcze rozważyć zagadnienie różnych warunków rozwoju zmarzliny w chłodnych okresach schyłkowego plejstocenu zależnie od miąższości piasków sandrowych i głębokości zalegania gliny; powierzchniom sandru o dużej miąższości piasków i głębokim poziomie wód gruntowych odpowiadał prawdopodobnie głębiej przebiegający strop wiecznej zmarzliny; mogły to więc być obszary stanowiące przede wszystkim źródła materiału podatnego na transport eoliczny. Tam natomiast, gdzie występowanie gliny morenowej blisko powierzchni lub w jej obrębie sprzyjało płyciej leżącemu stropowi zmarzliny — scementowane lodem podłoże stanowiło warunki ułatwiające swobodny transport piasku hamowany jedynie w pewnym stopniu przez roślinność tundrową.

Zagadnienie piętrowości rzeźby wydymowej wymaga bardzo szczegółowej analizy form występujących na różnych poziomach w obrębie poszczególnych jednostek geomorfologicznych i rozpatrywania każdego z zespołów wydymowych oddzielnie. Tą drogą można będzie stopniowo dojść do pewnych uogólnień dotyczących zaznaczających się prawidłowości rozwoju wydym.

Katedra Geografii Fizycznej Uniwersytetu Łódzkiego

Анна Дыликова

ПРОБЛЕМАТИКА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ДЮН ПОЛЬШИ В СВЕТЕ СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Резюме

В настоящее время в польских исследовательских работах выделяются 2 основные группы вопросов: первая — динамики дюнообразующих процессов в верхне-плейстоценовое и голоценовое время; вторая — зональности и размещения дюн со схожими морфологическими и структурными свойствами. Основным методом позволяющим выяснить эти вопросы является метод структурного анализа.

ДИНАМИКА ДЮНООБРАЗНЫХ ПРОЦЕССОВ

1. Основание дюн. Установление нижней границы возраста дюн требует установления генезиса и возраста материала, подстилающего дюны. Профиль отложений составляющих основание дюны в Катажинове можно считать опорным для центральной Польши (Dylikowa, 1964, 1967). Непосредственно под дюной обнаружен слой валунов с золотой обработкой, образовавшийся в начале нисходящей фазы Вюрма (Dylikowa, 1967).

2. Структура и текстура дюн. Структурный и текстурный анализ дюн дает возможность выделить отдельные аккумулятивные горизонты, т.е. слои песка с одинаковым наклоном слоев и сходными литологией — чешскими свойствами, а также выделить покровы дюнные состоящие из ряда аккумулятивных горизонтов. Основанием для выделения дюнного покрова является наличие органического материала или погребенной почвы, т.е. горизонтов, свидетельствующих о перерыве в процессе аккумуляции песка. Каждый обнаруженный покров дюнных песков соответствует дюнообразной фазе. В центральной Польше установлены 4 покрова. Гранулометрический, морфологический анализ, а также анализ тяжелых минералов позволяют судить об источнике материала и среде, в которой осуществлялся транспорт и аккумуляция зерен. В польских дюнах наблюдаются чаще всего зерна свидетельствующие о сложном транспорте (золово-водно-золовом или водно-золовом). Структурный и текстурный анализ дюны в Катажинове указывает на участие незоловых процессов: смыва и нивационно-золовой процесс. Сопоставление морфологических осей дюн со структурными осями, указанными простирием слоев в отдельных структурных единицах обнаруживает два типа несогласия: увеличивающееся к кровле или к подошве дюны. В первом случае это несогласие является доказательством сильного преобразования дюны во время последней фазы ее развития; во втором случае оно свидетельствует об относительно меньшем ее преобразовании и о сохранении морфологических свойств от предыдущих фаз.

3. Фазы развития дюн. Четыре дюнных покрова установленных в центральной Польше соответствуют четырем очередным фазам развития дюн: начальной фазе (нижний Дриас), основной (средний Дриас), фазе преобразования (верхний Дриас) и фазе разрушения (голоцен после пребореального периода). Палеогеографическая характеристика отдельных дюнообразующих фаз и более теплых периодов Беллинга, Аллереда и пребореального времени представлена на таблице 1.

4. Положение продольных дюн, перпендикулярных, а также параболических дюн в цикле развития дюнного рельефа. При теперешнем состоянии изученности дюн, трудно ответить на вопрос, существует ли закономерность в их развитии, проявляющаяся в преобразовании одних дюнных форм в другие. Следует ли, например, считать форму параболических дюн предельным этапом развития дюнных форм, которому предшествует образование дюн грудовых и который заканчивался появлением поперечных валов — или наоборот; быть может в начале появляются отдельные продольные и поперечные гряды, которые затем сливаются, образуя параболические дуги. Ответ на эти вопросы могут дать лишь подробные структурные и текстурные исследования избранных дюнных форм и сопоставление по-

Палеогеографическая характеристика донообразующих фаз на территории центральной Польши

Дюнообразующие фазы	Периоды	Абсолютный возраст д.н.э. по С. Гансену 1965	Абсолютный возраст	Средние температуры июля С°	Растительность и водные условия	Направление и интенсивность ветра	Почвообразующие процессы	Рельефообразующие процессы	Морфологические особенности дюн
фаза разрушения	Субатлантический	10 260				главное направление с зап. кроме того с югозап. и юга; большая изменчивость направления и транспортной силы	развитие почвы	период возобновления эоловой деятельности точно не установлен; быть может, развитие процесса происходило после климатического оптимума (Василикова 1964). Эоловая деятельность на поверхностях лишенных растительного покрова; участие смыва, и склоновых процессов	развевание и разрушение дюн в области с истребленным лесом
	Суббореальный								
	Атлантический								
	Бореальный								
Фаза преобразования	Пребореальный	10 960	10 815±160	умеренный климат, довольно влажный 14—15°	распространение пышных сосновых лесов; повышение грунтовых вод	направление ветров с зап. и юго-зап.; частые изменения направления; транспортная сила меньше чем в предыдущей фазе	развитие почвы	эоловая деятельность слабее чем в предыдущей фазе; большая изменчивость структурных свойств; преобладание фракции от 0,2—0,4 мм; о меньшей эффективности эоловых процессов свидетельствует значительно меньшая мощность аккумулятивных серии чем в предшествующей фазе; разрушение почвенного покрова на наветренных склонах (Маниковска 1966)	закрепление растительностью преобразованных параболических дюн
	верхний Дриас			субарктический климат, континентальный 12°	лесотундра. Удерживается пониженный горизонт грунтовых вод				
Основная фаза	Аллеред	11 760	11 910±180	умеренный климат, немного более влажный 16°	сосновый лес; повышение горизонта грунтовых вод березово-сосновый лес; уровень грунтовых вод без перемен	ветры сев-зап. и зап. с устойчивым направлением и большой транспортной силой	развитие почвы (почва в Витове, в Катажинове, на дюнах в Щерцовской котловине)	слабая эоловая деятельность сопутствующая почвенным процессам — без морфологического значения	закрепление параболических дюн растительностью
	средний Дриас			субарктический континентальный климат 10—12°	лесотундра; понижение горизонта грунтовых вод				
Вступительная фаза	Беллинг	12 360	12 110±140	умеренно-холодный климат около 15°	лесотундровый березняк; уровень горизонта грунтовых вод как в конце нижнего Дриаса	по всей вероятности преобладающие ветры западного направления	развитие почвы (пятна почвенного покрова в Катажинове)	нивационно-эоловые процессы разрушающие почвенный покров; преобладание фракции меньшей чем 0,2 мм	закрепление растительностью песчаных покровов вступительной фазы
	нижний Дриас		12 270±140	субарктический климат	безлесная тундра уровень грунтовых вод выше предыдущего				
		12 260±230	около 13° > 10°						
		15 960							

лученных результатов с морфологическими наблюдениями. Кажется, что серьезную роль в этих исследованиях может сыграть сопоставление морфологических осей не только целых комплексов, но и отдельных форм со структурными осями серий дюнного покровного материала. У грядовых параллельных дюн или молодых перпендикулярных, следовательно пост-параболических, можно ожидать наличия более сильно развитого покрова, соответствующего фазе преобразования. Доказательством этого должно быть более ярко выраженное согласие морфологических и структурных осей в верхней части дюны. Наличие большого несогласия этих осей, при возрастающей мощности покрова, образовавшегося в главной фазе, следовало бы признать доказательством до-параболического характера грядовых дюн. Возможно однако, что грядовые параллельные и перпендикулярные дюны предшествуют образованию параболических дюн и свидетельствуют об их дегенерации. Анализ формы дюн требует также более точных исследований местных топографических, гидрографических условий с учетом растительного покрова области развития комплекса дюн. Следует принять во внимание явление вынужденной аккумуляции песка.

ЗОНАЛЬНОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДЮН СО СХОДНЫМИ МОРФОЛОГИЧЕСКИМИ И СТРУКТУРНЫМИ СВОЙСТВАМИ

1. Зональность дюнного рельефа в Польше. Основной проблемой является установление числа дюнообразующих фаз в южной, центральной и северной Польше и формулировка выводов относительно одновременности (Wojtanowicz, 1965) или неодновременности (Lenczewicz, 1922) образования дюн на территории Польши. Если признать, что параболические дюны являются предельным этапом развития дюнного рельефа, то следовало бы установить время появления этого типа дюн в разных частях нашей страны. Приведенный на таблице 2 обзор избранных стоянок территории Польши является попыткой сравнения возраста дюн. В этом обзоре не учитывались дюнообразующие процессы до нижнего Дриаса, так как они еще в недостаточной мере изучены. Только Дюны Щецинского бассейна являются несомненно молодыми формами; сравнение возраста дюн остальной территории Польши (в пределах познанской и лежиской фаз Вюрма, Рисского и Миндельского ледниковий) при современном состоянии последовательских работ не дает основания для окончательных заключений.

2. Ярусность дюнного рельефа. Во всех областях, где находятся континентальные дюны Польши, наблюдается ярусность дюнного рельефа. В связи с существованием четких различий между дюнами расположенными в долинах на террасах, на дне или у склонов котловин или на открытых поверхностях моренных плато, возникает вопрос определения сущности этих различий. Среди причин объясняющих различия дюнных форм разных ярусов, следует указать на их разный возраст и на факт существования полной зависимости свойств внутреннего строения и морфологических свойств дюн от местных условий, главным образом топографических и гидрографических. Некоторое значение имеют также свойства основания. Stankowski, (1963) например, устанавливает в Велькопольске связь между параболическими дюнами и неглубоким залеганием валунного суглинка.

Таблица 2

Попытка сравнения возраста дюн южной, центральной и северной Польши

	Нижний Дриас	Веллинг	Средний Дриас	Аллеред	Верхний Дриас	Пребореал	Бореал	Атлантик	Суббореал	Субатлантик	
Щетинский бассейн					?	?					Станковски 1962
Междуречье Варты											
Нотэци											
— Чарнкув					+	+					Козарски 1962
— Эльжбетин			+	—	+	+					Тобольски 1962
— более высокие террасы	?		×	—	+						Станковски 1963
— более низкие террасы					×				+		Станковски 1963
Гожево к/Вонгровца			+		—	—		?			Новачик 1967
Новотомьски зандр	?		+	—	+			+			Станковски 1963
Плоцкая котловина			?								Урбаняк 1967
Варшавско-Берлинская прадол.											
— Витув		—	×	—	+	—	+				Дыликова 1958, Хмелевска, Хмелевски 1960
— Катажинув	+	—	×	—	+	—	+				Василикова 1964 Дыликова 1960, 1964, 1967, Маниковска 1966
— Кампиноска Пуца	+	—	+								Кобендзина 1961
— Кампиноска Пуца		—	+	—	+						Василикова 1962
Щерцовская котловина — Козлувки				×	—	+	—				Гавлик 1969, Маниковска 1966
Долина Средней Просны	+	+	+	—	+	+		+	+	+	Тобольски 1966
Междуречье р. Сан и Лэнг	×	×	×	—	+	+	—				Войтанович 1965

+ распознавание и датировка эломый покров, × собственно фаза, ? предполагаемый возраст собственно фазы эловых толщ, — распознанные и датированные органогенные толщи

Anna Dylikowa

PROBLEMATICS OF INLAND DUNES IN POLAND
IN THE LIGHT OF STRUCTURAL EXAMINATIONS

Summary

Recent research undertaken in Poland on inland dunes is confronted by two fundamental groups of problems: one group deals with the dynamics of dune-forming processes dating back from the Late Pleistocene and the Holocene; in the second group are concentrated questions as to the zonality of the distribution of dunes with similar morphological and structural features. The author considers the method of analyzing the structures of the dunes a way suitable for solving these problems.

THE DYNAMICS OF DUNE — FORMING PROCESSES

1. The dune substratum. Any determination of lower age limits requires the definition of the origin and the age of the material which directly underlies the dunes. Representative for all of Middle Poland can be considered the profile of the dune base determined at Katarzynów (Dylikowa 1964, 1967). Here, directly beneath the dune, a stone mantle was found containing eoglyptoliths, which has been deposited during the early phase of the declining Würm (Dylikowa 1967).

2. Dune texture and structure. The study of these dune features reveals successive sedimentary units, that is, series of sands with uniform inclination of strata and with similar lithological features; this study also makes it possible to distinguish different dune covers which consist of a number of sedimentary units. These dune covers can be distinguished by the organic material and the fossil soil they contain, — horizons which are evidence of breaks in sand accumulation. Each identified dune cover corresponds to one dune-forming phase. In Middle Poland four types of dune covers have been determined. From grain size and morphological analyses, as well as from analyses of the content of heavy minerals one can draw conclusions regarding the derivation of the dune material and the way how the sand grains were transported and accumulated. Most commonly found in the Polish inland dunes is a grain indicating that it was carried by a "combined" transport (eolian-fluvial-eolian or fluvial-eolian). In the Katarzynów dune the study of both texture and structure revealed in addition, that also have cooperated non-eolian processes: downwash and niveo-eolian processes. The comparison of the morphological axes of dunes with the structural axes marked by the strike of the sand strata in the different units shows two types of divergences in the dune structures: those which proceed crestwards and those proceeding basewards. In the former this divergence must be due to a considerable transformation of the dune during the final phase of its formation, — in the latter it proves a relatively slight degree of transformation and the subsistence of morphological features from preceding phases.

3. Phases of dune evolution. The four types of dune covers identified in Middle Poland correspond to four successive phases of dune evolution: an initial phase (Oldest Dryas), a real dune-forming phase (Middle Dryas), a phase of dune transformation (Younger Dryas) and a phase of dune destruction (Ho-

locene following the Preboreal). The author illustrates the palaeogeographical characteristic of the individual dune-forming periods and of the warmer periods during the Bolling, Allerod and Preboreal in Plate 1.

4. The position of longitudinal, transversal and parabolic dunes in the evolutionary cycle of the dune relief. As our dune research stands today it is difficult to answer the question, whether in the dune evolution a regularity can be seen expressed by the transformation of one dune form into other forms. Whether, for instance, the parabolic dune shape should be considered the peak stage of dune formation preceded by the development of longitudinal dunes and terminated by the formation of transversal dunes, or vice versa; or, whether first single ridges of longitudinal and transversal dunes developed which later joined each other forming parabolic dunes. The solution of this problem requires detailed structural and textural examinations of dune forms selected as typical, and the correlation with morphological observations of the results obtained. It seems that in this type of investigations an important role may be played by the comparison of morphological axes, not only of whole dune assemblages but of individual forms also, with the structural axes of individual dune covers. It might be expected that in young longitudinal and transversal dunes, thus dunes of "postparabolic" age, the dune covers would be stronger developed as dating back from the phase of dune transformation, and that this would be expressed by a better concurrence of the morphological and the structural axes in the upper dune parts. Any case where a wide divergence between these axes appears combined with a greater thickness of the cover ascribed to the phase of real dune-forming, should have to be considered an argument in favour of the preparabolic character of the ridge-shaped dunes. Even so, both the longitudinal and the transversal dunes occur perhaps also as forerunners of parabolic dunes and, at the same time, as forms indicating their degeneration. At any rate, every study of dune forms always presupposes also a detailed examination of local topographical, hydrographical and vegetation conditions of the respective area on which dune assemblages have developed. It may well be that there may have occurred a "compulsory" accumulation of sand.

ZONALITY OF DISTRIBUTION OF DUNES WITH SIMILAR MORPHOLOGICAL AND STRUCTURAL FEATURES

1. The zonality of dune relief in Poland. Of fundamental importance is the determination of the number of dune-forming phases in South, Middle and North Poland respectively, and the formulation of conclusions on the contemporaneity (Wojtanowicz 1965) or the non-contemporaneity (Lenczewicz 1922) of the dune development in Poland. If one assumes that parabolic dunes are the peak phase of the evolution of the dune relief, one would have to determine the period in which this dune type came into existence in the different parts of Poland. Plate 2 gives a survey of typical localities selected from all over Poland and represents an attempt of correlating suggested dune ages. In this picture the author omitted opinions which assigned dune-forming processes to the time preceding the Oldest Dryas, because they still lack documentation. Of definitely younger age are only the dunes seen in the Szczecin Basin, and premature in the present stage of research would be any precise conclusions drawn from the comparison of age estimates (within the limits embraced

A Palaeogeographical Characteristic of Dune-forming Phases in Middle Poland

Dune-forming phases	Period	Absolute age after Hansen 1965	Absolute age	Mean July temperature in °C	Vegetation and hydrographical conditions	Wind direction and intensity	Soil processes	Relief — forming processes	Dune morphology
Phase of dune destruction	Subatlantic	10 260				mainly winds from W, also from SW and S	soil development	the period in which the eolian activity was resumed has not yet been determined accurately; it may have followed the climatic optimum (Wasylikowa 1964). Eolian activity on surfaces devoid of vegetation; co-action of down wash and other slope processes	deflation and destruction of dunes in deforested areas
	Subboreal								
	Atlantic								
	Boreal								
Phase of dune transformation	Preboreal	10 960	10 815 ± 160	temperate climate relatively humid 14—15°	expansion of thriving pine forests; rise of groundwater table		soil development		stabilization of transformed parabolic dunes by vegetation
	Younger Dryas			subarctic, continental climate 12°	park tundra; low groundwater level persists	winds from W and SW; frequent changes of directions; carrying capacity less than in preceding phase		less eolian activity than in preceding phase; greater variability of structural features; predominance of 0.2—0.5 mm fractions; proof of the reduced effect of eolian processes is the accumulated series, much thinner than in the preceding phase; destruction of soil cover on windward slopes (Manikowska 1965)	processes of transformation of parabolic dunes; dissection of dune horns; development of right-side horns of parabolic dunes due to SW winds; destruction of soil cover on windward slopes, changes in proportions of asymmetry
dune-forming phase	Alleröd	11 760	10 815 ± 160	temperate climate, slightly more humid	pine forest; lowering of groundwater table birch-pine forest groundwater table unchanged		soil development (soil at Witów, Katarzynów, in dunes of Szczecin Basin)	slight eolian activity accompanying slope processes — without morphological significance	stabilization of parabolic dunes by vegetation
	Middle (Older) Dryas			subarctic continental climate 10—12°	park tundra; lowering of groundwater table	winds from NW and W, with constant direction and high carrying capacity		intensive wind action with high morphological effect; the continuity of structural features is evidence of constant wind direction and force; high share of grain fractions of more than 0.4 mm. Accumulation of much thicker series (4 to 7 times that of the following phase). Co-action of niveo-eolian processes; destruction of soil cover	development of arc-shape of parabolic dunes; on open surfaces wind unobstructed winds the dune fronts extend towards SE
Initial phase	Bölling	12 060	12 110 ± 140	temperate cool climate about 15°	part-type birch forest; groundwater table like towards end of Oldest Dryas		soil development (patches of soil cover at Katarzynów)	Collaboration of niveo-eolian processes destroying the soil cover; predominance of grain fractions of less than 0.2 mm	stabilization of sandy dune covers from initial phase by development of vegetation
Initial phase	Oldest Dryas	12 360	12 260 ± 230	subarctic climate about 13° 10°	treeless tundra; groundwater table higher than before treeless tundra	presumable predominance of winds from W		Eolian activity slightly reduced; predominance of grain fractions of 0.4 to 0.75 mm; reduction of share of opaque sand grains accompanied by an increase in rounded bright grains and type of stratification indicate the important part played by downwash	sandy covers, probably of shield type, are relatively easily displaced on elevated surfaces and stabilized in bottoms of depressions
								intensive eolian processes; predominance of 0.2—0.4 mm fractions, marked share of opaque sand grains	
		15 960							

Attempt of Correlating Ages of Dunes in South, Middle and North Poland

	Oldest Dryas	Bolling	Middle Dryas	Allerod	Younger Dryas	Preboreal	Boreal	Atlantic	Subboreal	Subatlantic	
Szczecin Basin					?	?					Stankowski 1963
Warta—Noteć Interfluve											
— Czarnków					+	+					Kozarski 1962
— Elźbiecin					+	+					Tobolski 1962
— higher terraces	?		×	—	+	+					Stankowski 1963
— lower terraces					×				+		Stankowski 1963
Gorzewo near Wągrowiec			+		—	—	—	?			Nowaczyk 1967
Nowy Tomyśl outwash	?		+	—	+			+			Stankowski 1963
Płock Basin			?								Urbaniak 1967
Warsaw—Berlin pradolina											
— Witów		—	×	—	+	—	+				Dylikowa 1958, Chmielewska, Chmielewski 1960
— Katarzynów	+	—	×	—	+	—	+				Wasylikowa 1964 Dylikowa 1960, 1964, 1967, Manikowska 1966
— Kampinos Forest	+	—	+								Kobendzina 1961
— Kampinos Forest		—	+	—	+						Wasylikowa 1962
Szczerców—Basin Kozłówka			×	—	+	—					Gawlik 1969, Manikowska 1966
Middle Proсна valley	+	+	+	—	+	+		+	+	+	Tobolski 1966
San—Łęg Interfluve	×	×	×	—	+	+	—				Wojtanowicz 1965

+ identified and dated eolian cover, × real dune-forming phase, ? presumable age of real dune-forming phase of identified eolian series, — identified and dated organic series

by the Poznań and the Leszno Stages of the Würm, the Riss, and the Mindel Glaciations) for dunes encountered in the remaining parts of Poland.

2. Vertical differentiation of dune relief. All inland dunes occurring in Polish areas exhibit vertical differentiation of morphologie and structural features. Since specific features have been observed in dunes developed on valley terraces and on the floors and scarps of depressions, compared with dunes rising on the surfaces of open plateaus, there arises the necessity of establishing the essence of these differences. Among the presumed causes which led to these vertical differentiation in the dune forms discussed, there should be mentioned differences in age and the fact, that a very close interrelation exists between structural and morphological features and local, mainly topographical and hydrographical conditions. Of some influence is also the character of the dune substratum. Thus, to give an example, Stankowski (1963) established in Wielkopolska that an affinity exists between the occurrence of parabolic dunes and a shallow position of boulder clay.

JADWIGA KOBENDZINA

ROLA ROŚLINNOŚCI W POWSTAWANIU WYDM ŚRÓDLĄDOWYCH

Problem postawiony przede mną przez organizatorów II Konferencji Wydmowej sugeruje nie tylko istnienie wydm śródlądowych, nadmorskich i pustynnych jako różnych form morfologicznych, ale również różną rolę, jaką roślinność odgrywa w rozwoju i życiu tych wydm. O powstawaniu i kształtowaniu się wydm Sahary czy Kyzyl-Kumów w przeszłości geologicznej trudno jest dziś mówić, lecz faktem jest, że były one ongiś całkowicie utrwalone, pokryte zwartą szatą roślinną, miały własny świat zwierzęcy i zamieszkiwane były przez człowieka. Zmiana klimatu, a przede wszystkim działalność ludzka, tj. wyrąb drzew i krzewów, nadmierne wypasy, doprowadziły do ruszenia wydm, powstania wielkich powierzchni lotnych piasków z klasycznymi formami barchanów.

Według wiadomości nadesłanych mi przez doc. dr E. M a m e d o w a współpraca geologów-czwartorzędowców z archeologami i gleboznawcami na pustyni Kyzyl-Kum doprowadziła do wykrycia licznych stanowisk człowieka neolitycznego na dnie rowów deflacyjnych oraz in situ w kopalnej glebie, przykrytej grubą warstwą piasków eolicznych. Charakter tej gleby świadczy o odmiennych warunkach fizycznogeograficznych, panujących w epoce neolitu na dzisiejszej pustyni. Poziom wód gruntowych był wówczas znacznie wyższy od obecnego — wód słonych; w obniżeniach terenu istniały zabagnienia, a na wyniesieniach rosły nawet lasy typu „tutajów”.

Na Saharze narzędzia człowieka epoki aszelskiej i neolitycznej (T. M o n o d¹) znajdowane są pod ruchomymi barchanami. Rysunki człowieka pierwotnego wskazują na bytowanie na dzisiejszych terenach pustynnych konia, żyrafy, muflona, byka i in.

Zasadnicza różnica między wydmami nadmorskimi, śródlądowymi i pustynnymi polega na tym, że pierwsze (nadmorskie) powstawały po-

¹ T. M o n o d, 1958. Majâbat al-Koubrâ. Contribution à l'étude de l'„Empty Quarter” Ouest — Saharien. Mémoires de l'Institut Français d'Afrique Noire nr 52. Ifan-Dakar.

cząwszy od końca zlodowacenia i powstają do dziś; śródlądowe są utworami końcowych, schyłkowych faz zlodowacenia, zachowanymi do dziś w pierwotnej swej postaci lub po zniszczeniu szaty roślinnej rozwiewane, głęboko przeobrażone przez procesy deflacji; zaś wydmy pustynne z dawna pozbawione roślinności znajdują się w stanie daleko idącej degradacji, niszczenia i przeobrażania.

Obserwacje nad rolą roślinności w procesie tworzenia się form wydmych najłatwiej jest prowadzić tam, gdzie wydmy powstają wspólnie, tj. na akumulacyjnych odcinkach wybrzeża morskiego lub też przy próbach utrwalania lotnych piasków i rozwiewanych wydm śródlądowych. Przez szereg lat wraz ze swym mężem botanikiem prof. dr Romanem Kobendzą (1958) prowadziłam obserwacje i badania w tej dziedzinie. Pozwalają one stwierdzić, że do powstania form wydmych niezbędny jest: 1) luźny piasek jako materiał podstawowy, 2) wiatr jako czynnik transportujący oraz 3) roślinność jako czynnik wydmytwórca.

Wiatry występują we wszystkich strefach klimatycznych. Ich wpływ na lotne piaski jest zależny od siły, stałości lub zmienności kierunku działania. Nawet słabe wiatry powodują powstawanie „ripple marks” — zmarszczek. Na wilgotnej jeszcze powierzchni piasków, zaledwie obeschną pierwsze ziarna, zostają one toczone przez wiatr i układane w fantastyczne mozaiki na powierzchni plaży nadmorskiej, nagich piasków śródlądowych czy też pustynnych. Zmarszczki są formą przenoszenia, transportu ziarn piasku w kierunku działania wiatru aż do napotkanej przeszkody, która rozrywa ciąg transportu, kierując go dwoma strumieniami po obu stronach przeszkody. Przeszkody mogą być martwe lub żywe — w postaci roślinności. Przeszkody martwe powodują gromadzenie się za nimi materiału piaszczystego w postaci wydemek, których forma jest całkowicie uzależniona od kształtu i rozmiaru przeszkody. Przed przeszkodą powstaje misa — rów eoliczny. W wypadku istnienia stałych jednokierunkowych wiatrów za martwą przeszkodą mogą formować się wydemki, nie przekraczające swą wysokością samej przeszkody, jednak w przyrodzie, przynajmniej w naszych szerokościach geograficznych, jednokierunkowe wiatry nie istnieją. Przy zmianie kierunku wiatru usypane już wydemki są rozwiewane, niszczone a piasek przemieszczany, przenoszony i odkładany w innych zacisznych miejscach.

Przeszkoda w postaci istniejącej roślinności zatrzymuje piasek, lecz proces ten jest zależny od ilości roślin i zawartości samych kęp roślinnych. Odosobniona gęsta kępa roślinna wywiera wpływ podobny do przeszkody martwej, natomiast grupa luźnej roślinności zatrzymuje piasek wewnątrz kępy, formuje pagórek, za którym powstaje wydemka-efemeryda, podobnie jak za przeszkodą martwą. Ma ona kształt wydłużonego pryzmatycznego pagórka, zniżającego się wraz z oddaleniem



fol. R. Kobendza

Fot. 1. Zmarszczki „ripple marks” na powierzchni wydmy w Puszczy Kampinoskiej

Ветровая рябь, „ripple marks” на поверхности дюны в Пушце Кампиноской

Ripple marks on dune surface in Kampinos Forest Reserve

od przeszkody i usypanego zgodnie z panującym w danym czasie kierunkiem wiatru. Te pryzmatyczne wydymki za przeszkodami roślinnymi ulegają stosunkowo szybciej stabilizacji niż w wypadku przeszkody martwej. Pod osłoną roślin, szczególnie krzewów, chętnie osiedla się roślinność roczna oraz byliny, przyczyniając się do zatrzymania piasku i utrwalania formy.

Silne wiatry przenoszą większe ilości piasku i z większą szybkością. Transportują również większe, cięższe ziarna piasku. Sam proces odbywa się głównie drogą powietrzną. Na podstawie wielkości ziarn piasku wydmorego można wnioskować o siłę wiatru formującego wydme.

Specyficzne warunki atmosferyczne, nawet w naszych warunkach klimatycznych, mogą wywołać powstanie trąby powietrznej, która ruchem wirowym unosi luźny piasek do wysokości kilku metrów i rzuca go na napotkaną przeszkodę (las) lub powierzchnię w momencie zakończenia się ruchu wirowego, względnie rozpoczęcia opadu atmosferycznego. Są to zjawiska bardzo rzadkie.

Krótkotrwały, ale silny, jednokierunkowy wiatr, dysponujący dużą powierzchnią lotnych piasków znacznej miąższości może, nawet w naszych warunkach klimatycznych, utworzyć niewielkie barchany. Zdarzają się one bardzo rzadko jako utwory jednostkowe, np. na mierzei Łebskiej (fot. 3).

Na dużych, płaskich powierzchniach piaszczystych pozbawionych szaty roślinnej poza zmarszczkami i ewentualnie efemerycznymi barchanikami nie powstają żadne formy wydmowe. Na Pustyni Błędowskiej wiatr buduje wydmy wyłącznie pod osłoną lasu (fot. 4).

Trwale formy wydmowe powstają jedynie dzięki masowo występującej roślinności. Świat roślinny wykazuje wielkie zdolności przystosowywania się do zmiennych warunków ekologicznych. Roślina zasypywana stopniowo przez piasek nie ginie, lecz na zasypanych jej pędach powstają korzenie przybyszowe, które ze świeżo nawianej warstwy piasku czerpią wody, pochodzące z opadów atmosferycznych, odżywiają roślinę rozpuszczonymi w niej solami, a jednocześnie same zatrzymują, utralają luźny piasek. Stożki wzrostu zasypanych całkowicie pędów kierują się ku górze, osiągnąwszy powierzchnię rozwijają normalny pęd z liśćmi, które osłaniają piasek, chroniąc go przed rozwiewaniem. Z czasem roślina zasypywana tworzy bogatą, gęsto ulistnioną i kwitnącą kępę.

Niektóre gatunki roślin tak zwanych psammofilnych wykazują wprost fenomenalne zdolności przerastania, zatrzymywania gromadzących się mas piasku. Znane z wybrzeży: piaskownice (*Ammophila arenaria* i *A. baltica*) oraz wydmuchrzyca (*Elymus arenarius*) tworzą sieć rozłogów podziemnych, sięgających dziesiątki metrów długości, przepłatających się wzajemnie, zaopatrzonych w systemy bardzo długich, nitkowatych korzeni i rozwijających wciąż nowe osobniki na powierzchni piasku. Po zimowym całkowitym zasypaniu tych roślin przez piasek, już wczesną wiosną następuje opanowywanie nawianej warstwy piasku przez sieć młodych rozłogów, z których na powierzchnię wybijają się pędy i liście nowych, młodych osobników. Wystarczy przyjrzeć się uważnie ścianie nadmorskich wałów wydmowych przepołowionych przez fale sztormu, by zobaczyć warstwami ułożone rozłogi tych nieocenionych wydmotwórczych roślin i zwisające w dół cieniutkie nitki bardzo długich korzeni. Rozłogi wraz z korzeniami pełnią rolę sieci, spajającej piasek w sposób trwały i progresywny. Przypadkowo odsłonięte na zboczu starsze rozłogi mogą rozwinać pączki śpiące i dać początek nowym roślinom. Tylko najstarsze, głęboko zasypane systemy rozłogów ulegają rozkładowi.

Na wybrzeżu morskim wyżej wspomniane trawy psammofilne są pionierami form wydmowych. Rośliny te rosną szybko i bujnie nie



fot. R. Kobendza

Fot. 2. Kępa piaskownicy (*Ammophila baltica*) zatrzymuje piasek, a za nią wiatr usypuje wydmkę

Камышь (*Ammophila baltica*) задерживает песок а за камышем ветер образует маленькую дюну

Tuft of *Ammophila baltica* retains sand; behind it wind piles up a tiny dune

tylko dzięki wilgotnemu klimatowi, ale także stosunkowo większej urodzajności piasków nadmorskich, w których obok ziarn mineralnych znajdują się przynoszone z plaży szczątki zwierzęce bogate w CaCO_3 oraz roślinne, które wzbogacają piasek w humus (fot. 2, 5, 6).

Jednak zasadniczą rolę w rozwoju traw psammofilnych odgrywa sam ruch piasku, stałe zasypywanie i konieczność odnawiania systemu rozłogów i korzeni, a tym samym bezkonkurencyjne wykorzystywanie wciąż nowych, świeżo nawianych warstw piasku. Badania J. K. Marshalla² wykazały, że rozwój piaskownicy jest związany ze zdolnością wydawania nowych korzeni w węzłach rozłogów. Zdolność ta poważnie zmniejsza się wraz z wiekiem rośliny, na węzłach powstaje bowiem

² J. K. Marshall, 1965. *Corynephorus canescens* (L.) P. Beauv. as a model for the *Ammophila* problem. J. of Ecology t. 53, nr 2.

zrogowaciały naskórek. Stąd pochodzi stopniowy zanik piaskownicy na starszych „szarych” wałach wydmych.

Obserwacje J. K. Marshalla potwierdziły doświadczenia przeprowadzone przez A. J. Willisa³ nad wpływem nawożenia mineralnego na rozwój *Ammophila arenaria* na wydmach ruchomych i utrwalonych. Rezultaty nawożenia były znacznie większe na wydmach ruchomych. Dalsze badania I. F. Hope-Simpsona i R. L. Jeffersa⁴ nad rozwojem *Ammophila arenaria* negują wpływ substancji odżywczych na rozwój piaskownicy w ogóle. Żywotność tej rośliny zależna jest jedynie od rozwoju korzeni w węzłach rozłogów.

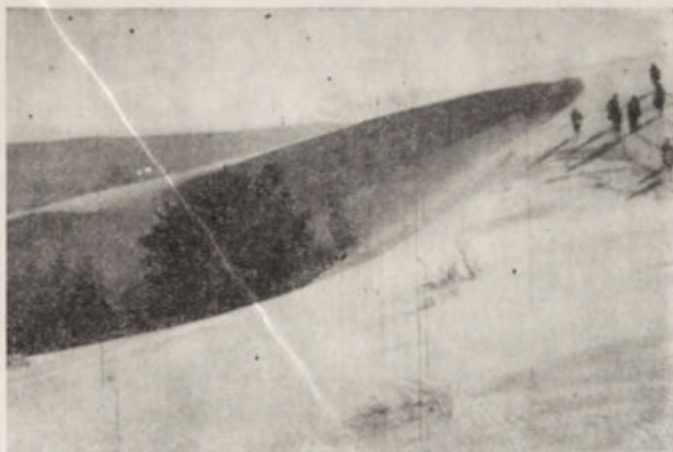
Piaskownicy i wydmuchrzycy na pierwszym wale wydmyowym towarzyszy cały szereg charakterystycznych gatunków roślin jak: rukwiel nadmorska (*Cakile maritima*), honkenia piaskowa (*Honkenya peploides*), groszek nadmorski (*Lathyrus maritimus*), mikołajek nadmorski (*Eryngium maritimum*), które rozwijają bardzo rozległe systemy korzeniowe, a zasypywane dają na pędach korzenie przybyszowe, rozrastają się, przyczyniając się do utrwalania piasku (fot. 7).

Na rozwiewanych wydmach śródlądowych trawy psammofilne są wysiewane specjalnie w celu utrwalania i zatrzymywania mas piasku. Nie rozwijają się one tak bujnie jak na wybrzeżu morskim, bo też i klimat jest znacznie uboższy w opady i same piaski wydmy śródlądowych są uboższe w składniki mineralne, przyswajalne dla roślin, jak również w cząstki próchniczne, choć nie są ich pozbawione całkowicie. Zniszczone warstwy glebowe, jak również szczątki roślin i zwierząt bytujących na wydmach, dostarczają drobne ilości próchnicy, wykorzystywane przez systemy korzeniowe roślin. Najważniejszy jest jednak sam proces stałego zasypywania tych roślin, zmuszający je do odnawiania systemu rozłogów. W warunkach akumulacji wyrastają nowe wały lub pagórki wydmyowe. Analogiczną rolę pełnią także inne gatunki traw, jak np. trzcinnik piaskowy (*Calamagrostis epigeios*) lub kostrzewa czerwona (*Festuca rubra*) (fot. 8).

Właściwie wszystkie gatunki roślin są zdolne przystosować się do ruchliwego środowiska piasków, do stałego zasypywania przez wciąż nowe warstwy piasku, o ile proces ten zachodzi stopniowo. Gatunki traw pozbawione rozłogów podziemnych a obdarzone wzrostem kępkowym w miarę zasypywania przekształcają swe pędy skrócone w pędy

³ A. J. Willis, 1965. The influence of mineral nutrients on the growth of *Ammophila arenaria*. J. of Ecology t. 53, nr 3, s. 735—745.

⁴ I. F. Hope-Simpson, R. L. Jeffers, 1966. Observations relating to vigour and debility in marram grass (*Ammophila arenaria* (L.) Link.). J. of Ecology t. 54, nr 1, s. 271—274.



fot. S. Kopeczek

Fot. 3. Barchanoidalna forma wydmy na mierzei Łebskiej
Бархановидная дюна на Лебской косе
Barchanoidal form of dune on Leba spit



fot. R. Kobendza

Fot. 4. Pustynia Błędowska. Na deflacyjnej powierzchni brak roślinności i form
wydmowych

Блэндовская пустыня. На дефляционной поверхности растительность
и дюнные формы рельефа отсутствуют

Błędów Desert. The deflation surface lacks vegetation and dune forms

wydłużone, z kolanek których wyrastają korzenie przybyszowe, zasila-
jące rośliny w wody czerpane z powierzchniowych warstw piasku, a po-
chodzące z opadów atmosferycznych. Dzięki takiemu procesowi cała
roślina rozrasta się, tworzy kępę, która może osiągnąć 25—30 cm śred-
nicy. Stare, dolne części rośliny, zagrzebane w piasku z czasem giną,
natomiast sama roślina żyje i rozwija się doskonale dzięki nowemu sy-
stemowi korzeni przybyszowych.

Byliny zaopatrzone w podziemne kłącza, które normalnie układają
się równolegle do powierzchni gleby, zasypywane przez piaski kierują
kłącza ku górze. Zamiast poziomo rośnie ono skośnie lub nawet piono-
wo, umożliwiając roślinie wydostanie się na powierzchnię piasku. Na
fotografiach 9 i 10 widzimy kokoryczkę wonną (*Polygonatum odoratum*)
wykopaną w lesie i z piasku wydumowego.

Inne byliny należące do runa lasów sosnowych na wydmach jak np.
sasanka (*Pulsatilla*) lub łyśczec baldachogronowy (*Gypsophila fastigiata*)
rozwijają normalnie długie korzenie palowe, sięgające 2—3 m długości.
Na powierzchni gleby rośliny te dają pęki pędów skróconych. W miarę
zasypywania przez piasek pędy skrócone wydłużają się i wyrastają nad
powierzchnię nawianego piasku. Na zasypanych częściach pędów rozwija-
ją się korzenie przybyszowe, które odżywiają roślinę. W pachwinach
zasypanych liści powstają pączki, z których wybijają młode pędy, w pia-
sku zupełnie białe, gdy osiągną powierzchnię przekształcają się one
w normalną zieloną łodygę, na której zjawiają się również zielone liście.
Grubość warstwy piasku zasypującego zimą te rośliny sięga 50—70 cm.
Roślinność daje sobie z tym zasypaniem radę, opanowuje nawiany pia-
sek, rozrasta się, rozgałęzia wykazując wielką żywotność, następnie ob-
ficie kwitnie i owocuje (fot. 11).

Niektóre gatunki mchów jak np. płonnik, rosnący chętnie na piaskach
wydmowych w lokalnych obniżeniach, gdzie zbiera się więcej wody, za-
sypywany przez piasek rośnie wzwyż, przebija się przez warstwę na-
niesionego piasku. Poszczególne łodyżki płonnika w postaci bezlistnej
świdrują się przez nawiany piasek, przebijając warstwę nawet 10—12 cm
grubości. Na zasypanych łodyżkach rozwijają się chwytniki. Po osiągnię-
ciu powierzchni łodyżki rozgałęziają się i rozwijają listki. W ten sposób
płonnik tworzy zwarte, zbite kobierce utrwalające piasek.

Udział drzew i krzewów w akcji formowania wydum jest jeszcze więk-
szy. Przede wszystkim są to organizmy znacznie silniejsze i większych
rozmiarów, przeto efekt ich działalności jest szybszy i łatwiejszy do za-
obserwowania.

Większość drzew i krzewów, zarówno liściastych jak iglastych, ma
zdolność wydawania korzeni przybyszowych z pni i gałęzi zasypanych
przez piasek, ale jedynie wtedy, gdy zasypywanie to zachodzi stopniowo,



fot. R. Kobendza

Fot. 5. Piaskownica (*Ammophila arenaria*) na wale wydmowym w Jastarni
Песочный Камышь (*Ammophila arenaria*) на дюнной гряде в Ястарни
Ammophila arenaria on dune ridge of Jastarnia



fot. R. Kobendza

Fot. 6. Wydmuchrzyca piaskowa (*Elymus arenarius*) na wydmiu nad Piaśnicą
Молотьянка (*Elymus arenarius*) на дюне, на берегу реки Пясица
Elymus arenarius on dune next to Piaśnica river

warstwami. Szczyty zakorzenionych pędów wydostają się na powierzchnię, często nawet po całkowitym przykryciu przez piasek. Rośliny rosną odżywiane częściowo przez stary system korzeniowy, ale głównie młody, rozwijający się na pniach i gałęziach, wykorzystujący wody atmosferyczne, przenikające do górnych, świeżo nawianych warstw piasku. Odkopywanie takich latami zasypywanych drzew i krzewów daje bardzo interesujący i pouczający materiał. Przede wszystkim okazuje się, że zasypywanie znoszą nie tylko gatunki normalnie bytujące na piaskach, ale nawet czeremcha (*Padus avium*) lub olsza czarna (*Alnus glutinosa*), związane ze środowiskiem wilgotnym. Sam pień zasypanego drzewa jest grubszy powyżej powierzchni piasku niż w części zasypanej, znajdującej się pod silnym ciśnieniem nawianej warstwy piasku. W masie nagromadzonego piasku z łatwością dają się wyróżnić roczne przyrosty warstw piasku, zaznaczające się ciemniejszą linią wzbogaconą w próchnicę, po chodzącą z opadłych liści i przesyconą masą drobnych korzeni zaopatrzonych obficie w grzybnie (mykorhyzy), ułatwiające rozkład substancji organicznych. Widać wyraźnie dominujący wpływ zimowej działalności wiatrów, które jesienny opad liści przykrywają warstwą 20—50 cm grubości. Najstarszy, dolny system korzeniowy -z czasem ulega rozkładowi i ginie. System odżywiania oparty zostaje o młody aparat korzeni przybyszowych, zaopatrzonych w mykorhyzy (fot. 12, 13).

Na zasypanych pędach wielu gatunków drzew i krzewów np. grusz, czeremchy, budzą się do życia pączki śpiące, które rozwijają się jako białe, bezlistne pędy zaopatrzone w łuski zamiast liści i dążą, często świdrują się, przez nagromadzony zimą piasek ku górze. Po osiągnięciu powierzchni przekształcają się w normalny ulistniony pęd, który następnie wydaje kwiaty i owoce. Zwraca uwagę fakt bardzo obfitego kwitnienia i owocowania drzew i krzewów zasypywanych przez piaski (fot. 14).

Wyjątkowo dobrze znoszą tego rodzaju warunki bytowania wierzby, a szczególnie wierzba kaspjska (*Salix acutifolia*), stosowana dzięki tym właściwościom do utrwalania lotnych piasków. W przekopie przez wydymę uformowaną dzięki stałemu wzrostowi zasypywanych pędów tej wierzby widać pogrzebane pędy i sploty korzeni przesycające nawiany piasek (fot. 15).

Doskonale nadaje się do życia na lotnych piaskach jałowiec (*Juniperus communis*), którego gałęzie zakorzeniają się przy samym zetknięciu się z wilgotną powierzchnią piasku, a tym łatwiej po zasypaniu. Wyjątkowe stanowisko w procesie zawiewania przez lotne piaski zajmuje sosna (*Pinus silvestris*), pospolity składnik lasów na wydmach. Gatunek ten nie daje korzeni przybyszowych na pniu ani też gałęziach pomimo głębokiego zasypiania. Jednak na powierzchni piasku pokrywającego sosny



fot. R. Kobendza

Fot. 7. Mikołajek nadmorski (*Eryngium maritimum*) na wydmie w Juracie
Синеголовник Морской (*Eryngium maritimum*) на дюне в Юрате
Eryngium maritimum on dune at Jurata



fot. R. Kobendza

Fot. 8. Wydmuchrzyca piaskowa (*Elymus arenarius*) na wydmie w Puszczy Kam-
pinoskiej
Молотянка (*Elymus arenarius*) на дюне в Пуще Кампиноской
Elymus arenarius on dune in Kampinos Forest Reserve

widać liczne korzenie. Przy rozkopywaniu mas piasku nagromadzonych wśród gałęzi sosnowych natrafiamy na mnóstwo młodych korzeni sosnowych, zaopatrzonych w białe stożki wzrostu i oplecione siecią mykorhiz. Rozkopanie kilku okazów sosen pozwoliło R. Kobendzy (1932) stwierdzić, że korzenie te wiążą się bezpośrednio z szyją korzeniową sosny, tj. częścią korzenia położoną najbliżej pnia. Korzenie te dążą nie w głąb piasku, ale ku powierzchni, wykazując geotropizm ujemny. Rozgałęziają się aż do najdrobniejszych korzonków, które sięgają do świeżo nawianych warstw piasku. W ten sposób drzewo zapewnia sobie rozwój rozległego systemu korzeniowego, zaopatrującego zasypany organizm w wodę i substancje odżywcze. Dolny, stary system korzeniowy z czasem ulega rozkładowi (fot. 16).

Niektóre gatunki drzew liściastych wykazują jeszcze jedną zdolność umożliwiającą im bytowanie nawet przy odwieraniu i wynoszeniu mas piasku. Brzoza, jarzębina, akacja okrywają odsłonięte korzenie korą, która je upodabnia do gałęzi. Gatunki te dają z korzeni nowe, młode pędy liściowe, tzw. odrostki korzeniowe, które przyczyniają się do utrwalania piasków, dlatego gatunki te chętnie stosowane są przy pracach rekultywacyjnych.

Proces zasypywania drzew i krzewów przez piaski przyjmuje zupełnie inny obrót, gdy masy piasku całą ścianą wędrującej wydmy zyspują się na rosnący na przedpolu las. Drzewa i krzewy zasypywane szybko i całkowicie, bez możliwości przebiccia się przez masy nasypanego piasku, giną po prostu uduszone. Po latach kikuty martwych drzew zostaną odsłonięte na proksymalnym zboczu wędrownej wydmy. W okresie zasypiania rozkładowi uległy nie tylko liście i drobne gałązki, ale także drewno, przed rozkładem ostały tylko resztki kory, sterczące z białej powierzchni piasku (fot. 17).

Podane wyżej obserwacje odnoszą się do procesów zachodzących na dzisiejszych lotnych piaskach i rozwiewanych wydmach. Są one niewątpliwie powtórzeniem procesów z okresu formowania się wydm śródlądowych i analogiczne do dziś powstających wydm nadmorskich. Wielkie masy piasków nagromadzone zarówno na polach sandrowych jak w pradolinach były znacznie bogatsze w składniki mineralne niż dzisiejsze piaski wydm śródlądowych. W odpowiednich warunkach wilgotnościowych umożliwiały one życie i rozwój wielu gatunków roślin. Nawet klimat peryglacjalny z towarzyszącą mu roślinnością tundrową stwarzał warunki dla powstawania form wydmy. Roślinność wydm położonych poza kołem podbiegunowym ma skład gatunkowy podobny do wydm okolic Warszawy (zdjęcia fotograficzne dr M. Seppälä). Dzisiejsza flora strefy arktycznej obejmuje parę gatunków wierzb i brzoź,



fot. R. Kobendza

Fot. 9. Kokoryczka wonna (*Polygonatum odoratum*) wykopana w lesie
Купены лекарственная (*Polygonatum odoratum*) откопанная в лесу
Polygonatum odoratum, dug up in forest



fot. R. Kobendza

Fot. 10. Kokoryczka wonna (*Polygonatum odoratum*) zaszyruwana przez piasek
Купены лекарственная (*Polygonatum odoratum*) откопанная из песка
Polygonatum odoratum, dug up from sand

trawy psammofilne, wiele gatunków krzewinek, bylin oraz roślin rocznych. Te same, względnie analogiczne rośliny żyły niewątpliwie w strefie towarzyszącej ustępującemu lądolodowi. One to dawały początek nagromadzeniu się mas piasku. Optymalne warunki dla tworzenia się wydmy istniały na granicy między płatami piaszczystymi a sąsiadującymi z nimi wilgotnymi dolinami. W dolinach roślinność rozwijała się, gdy tylko pozwoliły na to warunki termiczne, suche piaski nie sprzyjały bytowaniu roślinności, ale na granicy tych dwóch środowisk powstawały wały wydmore w wyniku wydmotwórczej działalności roślin, podobnie jak dzisiaj na wybrzeżu morskim.

Pierwotną formą wydmy był wał piaszczysty, formujący się na granicy powierzchni piaszczystej i wilgotnej pod wpływem wiatrów północnych i północno-zachodnich. Wał taki ciągnie się czasami kilometrami równoległe do osi doliny w kierunku równoleżnikowym, jak w Puszczy Kampinoskiej, lub w kierunku południkowym, jak na prawym brzegu Wisły w Kotlinie Warszawskiej. Czasami wał obrzeża, obramowuje wyspę piaszczystą wyłaniającą się z dna doliny tworząc parabolę, zwróconą czołem na wschód. Występowanie takich parabol wśród bagien i torfów dna dolinnego świadczy o znacznie niższym poziomie wód gruntowych w okresie powstawania wydmy, o suchym, kontynentalnym klimacie początkowego okresu formowania się wydmy. Klimat ostatnich faz zlodowacenia bałtyckiego ulegał dużym wahaniom, zmianie ulegały kierunki wiatrów dominujących w naszych szerokościach geograficznych. Nagie albo słabo osłonięte przez roślinność wały wydmore, wystawione od południa i zachodu na silne nagrzewanie przez promienie słoneczne, nie sprzyjały rozwojowi zwartej szaty roślinnej. Powierzchnia piasku wobec małego przewodnictwa cieplnego piasku kwarcowego nagrzewa się w dzisiejszych warunkach klimatycznych do ca 60°C. Podobne warunki musiały istnieć w okresie powstawania wydmy. Rośliny chronią się przed zbyt szybkim wyparowywaniem posiadanej wilgoci przez okrywanie powierzchni liści i łodyg włoskami (sasanka), woskiem (wydmuchrzyca, mikołajek nadmorski), zwijaniem liści w trąbkę (piaskownica) itp. Są to zdolności właściwe roślinności kserofitowej, przystosowanej do życia na obszarach pustynnych i stepowych, narażonych na duże wahania temperatury.

Poprawa warunków klimatycznych, a przede wszystkim podniesienie się temperatury powietrza umożliwiły bujniejszy rozwój roślinności, a tym samym wzrost pierwotnych form wydmy. Wydmy paraboliczne wśród bagien pierwsze osiągnęły dojrzałość. Wyrastały one wzwyż razem z roślinnością psammofilną, usypywane wzdłuż tamy, jaką tworzyła roślinność krzewiasta i drzewiasta, rozwijająca się na sąsiednim,



fol. R. Kobendza

Fot. 11. Lyszczec baldachogronowy (*Gypsophila fastigiata*) wykopany z piasku

Качим Щитковидный (*Gypsophila fastigiata*) откопанный из песка

Gypsophila fastigiata, dug up from sand

wilgotniejszym dnie doliny. Wysokość tych wydm była uzależniona z jednej strony od ilości materiału piaszczystego, z drugiej od poziomu wód gruntowych. Gdy misa eoliczna osiągnęła poziom podsiąkania wód gruntowych, proces wydmotwórczy ulegał zahamowaniu. Na dnie takiej misy, na wilgotnym piasku osiedlały się glony, następnie mchy i cały szereg przedstawicieli świata roślin wyższych. Brak dopływu piasku powodował stabilizację wydmy, pojawienie się wśród luźnej roślinności psammofilnej nowych gatunków roślin, przystosowanych do życia na piaskach ustabilizowanych. Wydma pokrywała się zwartym kobiercem roślin, podobnie jak to dziś obserwujemy na wydmach tzw. szarych. Dalszy etap to osiedlenie się krzewów takich jak: wierzby, brzozy, rokitnik (*Hippophae rhamnoides*) — gatunek wybitnie światłolubny i wymagający pewnych zasobów wapnia w podłożu, o co w owych warunkach nie było trudno.

Wały na granicy powierzchni piaszczystych i dolin wzrastały wwyż aż po szczyty sąsiednich krzewów i drzew. Na dalsze ich kształtowanie wpłynęła zmiana klimatu i związana z nią zmiana kierunku wiatrów z dominujących północnych i północno-zachodnich na zachodnie, jak również towarzyszące jej ocieplenie, a prawdopodobnie także osuszenie, a przynajmniej obniżenie poziomu wód gruntowych. Na stronie proksymalnej wałów nastąpiło naruszenie pokrywy roślinnej i powstanie mis deflacyjnych. Na wałach wydmowych o kierunku równoleżnikowym misy takie powstały na zboczach północnych i północno-zachodnich. Piasek wyrzucany z nich usypywał krótkie ramiona skierowane ku północnemu zachodowi i w kierunku swego działania nadbudowywał wały wydmowe czapami, które jednocześnie stanowiły czoła tych wtórnych parabol. Taką genezę wydym parabolicznych obrzeżających od południa pasy wydmowe Puszczy Kampinoskiej przedstawiłam jeszcze w 1924 r. w swej pracy doktorskiej drukowanej w skrócie w 1926 r. (J. K a c z o r o w s k a 1926). Upady i biegi lamin piasków wydmowych odsłonięte na terenie Puszczy Kampinoskiej, jak również w Kotlinie Płockiej (U. U r b a n i a k 1967) całkowicie potwierdziły tę hipotezę.

Na wałach o kierunku południkowym wiatry zachodnie spowodowały rozwój niecek deflacyjnych po stronie zachodniej i powstanie szeregu zróżnicowanych ze sobą parabol, skierowanych czołami na wschód.

Na powierzchniach piaszczystych położonych na północ od brzeżnych wałów równoleżnikowych pod wpływem wiatrów zachodnich powstawały nowe wały, względnie łuki o szeroko rozwartych ramionach, których oś morfologiczna przebiegała prostopadle do panującego kierunku wiatru. W tym wypadku także główną rolę w powstawaniu form



fol. R. Kobendza

Fot. 12. Czeremcha (*Padus avium*) zasypana przez wydmcę
Черемуха (*Padus avium*) засыпанная дюной
Padus avium, overrun and buried by dune



fol. R. Kobendza

Fot. 13. Odkopana grusza polna (*Pirus communis*). Widoczny system młodych korzeni przybyszowych

Откопанная груша (*Pirus communis*). Видно систему молодых придаточных корней

Unearthed specimen of *Pirus communis*. Visible is system of young adventitious rootlets

wydmowych odegrała roślinność, która zdążyła już opanować wilgotniejsze powierzchnie piasków.

Dalsza zmiana kierunku wiatru na południowo-zachodnie dała złagodzenie południowych zboczy wydm i spowodowała powstanie najmłodszych wałów wydmowych o osi morfologicznej skierowanej prostopadle do panującego kierunku wiatrów, a więc z północo-zachodu na południo-wschód. W przekrojach przez te wydmy ujawniają się dystalne upady lamin w kierunku północnym i północno-wschodnim. Na powierzchni samych wałów zaledwie zaznaczają się zaczątki parabolizacji w postaci pojedynczych mis deflacyjnych zarysowujących się na zboczach południowych.

Pełne utrwalenie wydm mogło nastąpić dopiero po osiągnięciu poziomu podsiąkania wód gruntowych w misach deflacyjnych. Przy powstawaniu wszystkich wydm najważniejszą rolę odgrywała roślinność psammofilna, nade wszystko wydmuchrzyca i piaskownica, a na pograniczu z dolinami także wierzy i brzozy. Pełne pokrycie wydm roślinnością drzewiastą wymagało długiego okresu czasu. Prawdopodobnie formowało się ono już w epoce allerödu, jak świadczą o tym analizy palynologiczne (Z. Borówkó-Dłużakowa 1961a, b i K. Wasylićkówa 1964a) oraz gleby kopalne tego wieku odnalezione przez B. Mąnikówską (1966) w Polsce, a znane już dobrze na Zachodzie.

W okresie atlantyckim na wydmach panował las mieszany, dzięki któremu wytworzyła się warstwa glebowa, tworząca dziś najlepszy pan-cerz ochronny drzemiących wewnątrz piasków. Zmiana charakteru roślinności leśnej na wydmach na bory niemal czysto sosnowe jest głównie wynikiem działalności człowieka. Zmniejszenie powierzchni leśnych spowodowało pewną kontynentalizację samego klimatu, poza tym wycięcie lasów mieszanych i wprowadzenie jednogatunkowego boru doprowadziło do degradacji runa leśnego, zmiany charakteru drzewostanów. Jeszcze „Matrikelkarten” z XVII wieku podając skład lasów na wydmach nadmorskich wymieniają obok sosny cały szereg innych gatunków drzew. W Puszczy Kampinoskiej nawet leśników zdumiewa bogactwo flory runa leśnego i stosunkowo duży udział gatunków liściastych w borach sosnowych. Obszar ten od początku istnienia roślinności drzewiastej był pokryty lasami, świadczą o tym przede wszystkim klasyczne, nienaruszone przez deflację formy wydmy. Ta trwałość pokrywy leśnej jest powodem zachowania się bogactwa drzewostanów i roślinności runa. Gleby kopalne w profilach glebowych występują tylko w wyjątkowych wypadkach i to najczęściej w sąsiedztwie osad ludzkich. W rozkopanej wydmy pod wsią Górki pod taką glebą kopalną z wyraźnymi „paluszkami” występowały liczne węgielki drzewne.



fot. R. Kobendza

Fot. 14. Białe bezlistne pędy rozwinięte z pączków śpiących na gałązce gruszy polnej zasypanej przez wydmy

Белые безлистные побеги, которые развились из спящих почек на ветке груши

While leafless, shoots grown from dormant bud on branch of *Pirus communis*



fot. A. Kobendza

Fot. 15. Wierzba (*Salix acutifolia*) przerastająca młodą wydunę

Красная верба (*Salix acutifolia*) прорастающая молодую дюну

Salix acutifolia, growing up through young dune

Wiek ich określony metodą C¹⁴ w Holandii (prof. G. C. M a a r l e v e l d) sięga 3450 lat, wskazując na związek z działalnością człowieka.

Część obszaru Puszczy Kampinoskiej znajdująca się w rękach prywatnych świeci plamami białych, lotnych piasków. Wyręby, karczunek pni, orka, wypasy, okopy z czasów wojny pozycyjnej doprowadziły w wielu wypadkach do zniszczenia na wydmach ochronnej powłoki glebowej, powstania nowych mis deflacyjnych i wznowienia działalności eolicznej, która nieuchronnie prowadzi do destrukcji istniejących form. W procesie rozwiewania, niszczenia wydm roślinności przypada znów ogromna rola. Z jednej strony chroni ona wraz z zachowaną glebą resztki dawnych form wydmowych, tworząc „świadki”, z drugiej strony sprzyja budowie nowych, młodych form w sposób analogiczny do dawnych procesów wydmotwórczych.

W pierwszym wypadku najdonioślejszą rolę pełnią drzewa i krzewy, spajające swymi systemami korzeniowymi duże partie wydm i osłaniające ich powierzchnie rozgałęzionym systemem konarów i gałęzi. Piasek wywiewany z mis deflacyjnych nagromadza się wśród tych gałęzi i nadbudowuje ocalały fragment wydmy nieraz do znacznych wysokości. Wiatr stale rozszerza powierzchnie deflacyjne, podcina ściany świadków, przy czym roślinność wykazuje duże zdolności przystosowania się także do tego rodzaju warunków. Na odsłoniętych korzeniach niektórych gatunków drzew i krzewów mogą rozwijać się nowe, normalnie ulistnione osobniki, które sprzyjają osłonie zagrożonego deflacją terenu. Gałęzie jałowca z odsłoniętym przez deflację systemem korzeniowym, zsunięte na powierzchnię nagiego piasku, zakorzeniają się ponownie i zatrzymują niszczącą działalność wiatru. Niestety, ludność często nie zdaje sobie sprawy ze znaczenia i roli zachowanych resztek roślinności na wydmach i szczególnie w trudnych gospodarczo okresach wycina je na opał (fot. 18).

Rośliny zielne na obszarach deflacyjnych przyjmują postać jeży lub otoku czapy nastroszonej krótkopędami, by w ten sposób stawić opór wiatrom i osłonić roślinę macierzystą przed zniszczeniem. W wyjątkowych wypadkach taka kulista kępka trawy może być oderwana przez wiatr od podłoża, z którym łączyły ją cieniutkie nitkowate korzenie. Taka kula toczona przez wiatr zatrzymana w zacisznym miejscu w odpowiednich warunkach wilgotnościowych może się zakorzenić i rozpocząć bytowanie od nowa (fot. 19).

Zbite, kuliste formy tworzą także sasanki, goździki lub łyszczec baldachogronowy, normalne składniki flory wydmowej. Na odsłoniętej części pędów tych roślin w kątkach listków rozwijają się z pączków śpiących pędy skrócone, które nadają roślinie postać przypominającą jeża.



fot. R. Kobendza

Fot. 16. Sosna (*Pinus silvestris*) odkopana z piasku. Widoczny młody system korzeni wyrastających z szyi korzeniowej

Сосна (*Pinus silvestris*) откопанная из песка. Видно корневую систему идущую от корневой шейки

Pinus silvestris, unearthed from sand. Visible is young system of rootlets growing out from root crown



fot. A. Kobendza

Fot. 17. Kikuty martwych sosen po przejściu wydmy na mierzei Łebskiej
Остатки погибшей сосны, через которые переместилась дюна на Лэбској косе
Stumps of dead pine trees, left after passage of migrating dune on Łeba spit



fot. R. Kobendza

Fot. 18. Jałowiec (*Juniperus communis*) utrzymujący resztkę „świadka” dawnej
wydmy

Можжевельник (*Juniperus communis*) поддерживающий остаток останца бывшей
дюны

Juniperus communis, holding back remnants of "inselberg" of former dune



fot. R. Kobendza

Fot. 19. Turzycza piaskowa (*Carex arenaria*) w obronie przed odwiewaniem przyjmuje postać jeża

Осока песчаная (*Carex arenaria*) приобретающая форму ёжа в защите перед отвеиванием

Carex arenaria has assumed the shape of a porcupine in defense against being blown away

Specyficzne zdolności roślin przystosowywania się do życia w warunkach akumulacji i deflacji piasku są wykorzystywane przez leśników przy akcji utrwalania lotnych piasków i rozwiewanych wydym oraz pracowników Urzędu Morskiego, sprawujących pieczę nad wydymami półbrzeża morskiego. Planową akcję utrwalania powinno poprzedzać: 1) zachowanie wszelkiej istniejącej roślinności, 2) wydzielenie pól deflacji i akumulacji piasku. W obu wypadkach powinny być stosowane odpowiednio dobrane gatunki roślin i systemy zmianowania.

Instytut Geografii PAN

Ядвига Кобендзина

РОЛЬ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ОБРАЗОВАНИИ
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ДЮН

Резюме

Втор настоящей статьи совместно с Профессором ботаники R. Kobendzina, на основе исследований на территории Кампиносской пуши и на морском побережье приходит к заключению, что в образовании дюнных форм рельефа, которые наблюдаются на территориях с обильем песка, главную роль играет ветер и растительность, при чем роль этой последней является решающей. В областях обильных песком, лишенных растительности, устойчивые дюнные формы рельефа не наблюдаются; рождаются там лишь эфемеры, меняющие свое расположение и форму в зависимости от направления ветра. Главная дюнообразующая деятельность принадлежит злаком псаммофитам таким как: *Ammophila arenaria*, *A. baltica* *Elymus arenarius* и другим, которые развиваются буйно только тогда, когда их постоянно и равномерно засыпает песок. Они закрепляют корневищами свежий, навейанный песок обогащенный гумусом и минеральными солями. Из корневищ растут побеги и листья новых, молодых особей, прорастают засыпающий их слой песка и выходят на поверхность, а в узлах корневищ развиваются длинные, тонкие корни снабжающие растение питательными веществами, которые они черпают при участии атмосферных осадков. По J. K. Marshall способность выпускать корни уменьшается вместе с покрытием узлов роговым чехлом. Этим объясняется, что на закрепленных дюнах эти злаки исчезают.

Почти у всех растений наблюдается способность приспособливаться к постоянному засыпанию песком, если это засыпание происходит постепенно. На засыпанных побегах многолетних растений развиваются придаточные корни и оживают спящие почки, из которых образуются новые разветвления, прорастающие песок и выходящие на поверхность. У *Polygonatum odoratum* имеются корневища, которые распространяются горизонтально. При засыпании песком корневище растёт вертикально в верх (фот. 9). Доля древесной растительности и кустарников в формировании новых дюн еще больше. У большинства деревьев и кустарников имеется способность давать придаточные корни на засыпанных побегах и веточках. Верхушки побегов прорастают слой песка и выходят на поверхность, даже при полном их засыпании песком. У некоторых видов, таких как например *Padus avium*, *Pirus communis* на засыпанных побегах развиваются спящие почки, из которых вырастают белые, лишенные листьев побеги, прорастающие слой засыпающего их песка и выходящие на поверхность, где они преобразуются в обычные побеги с листьями. Даже у сосны, у которой нет ни на стволе ни на ветках спящих почек, существуют приспособления бороться с засыпающим ее песком. Из корневой шейки она образует новую корневую систему, которая закрепляет навейанный слой песка. Очень быстрое засыпание песком растений, даже древесных пород, например в результате движения на лес фронтальной части дюны, душит растения и деревья гибнут.

Внутриконтинентальные дюны формировались в конечный период ледниковой эпохи, в периглациальных условиях, под влиянием северных и северо-западных ветров. Наилучшие условия для развития дюн господствовали в ме-

стах расположенных на границе песчаных и влажных территорий, где раньше всего устанавливались благоприятные условия для развития растительности.

Этим объясняется, что первичные дюны были сформированы в виде гряд окаймляющих участки сложенные песком, или же располагающихся параллельно ходу границы между обширными песчаными и заболоченными областями. Изменения климатических условий и вследствие этого изменение направления ветров на западные и юго-западные являлось причиной преобразования первичных гряд в ряды параболических цепей и образования под воздействием развивающейся растительности новых дюнных гряд, у которых морфологическая ось была перпендикулярной к направлению господствующих ветров. О ходе этих процессов свидетельствует падение и простираание ламин в дюнах Пущи Кампиноской и Плоцкой Котловины (U. Urbaniak).

Jadwiga Kobendzina

THE EFFECT OF VEGETATION UPON FORMATION OF INLAND DUNES

Summary

On evidence from studies and field observations made in company of her husband, the botanist Professor Roman Kobendza, the author asserts that in the formation of dunes in areas rich in sand deposits the main part is played by wind and vegetation, and that the effect of vegetation predominates. No stable dunes, only ephemeral forms, develop in sandy areas devoid of vegetation; and the forms which do develop change their position and their shape depending on wind directions. Most important in the formation of dunes are psammophil grasses which only grow abundantly when continuously and uniformly buried by sand. By their underground runners they spread out in freshly piled sand enriched by humus and mineral salts. From these underground runners shoots and leaves of new young plants spring up above the sand surface, while from the buried joints long thin roots develop which — fed by precipitation — supply the young plant with nourishing salts. According to J. Marshall the growth of roots diminishes at the rate how the root joints get overgrown by a horn-like coating, and this is supposed to be the reason why on stabilized dunes these kinds of grasses gradually vanish.

Practically all plants are capable of adjusting themselves to being continuously spread over with sand, provided this proceeds gradually. On the sand-buried shoots of perennial plants adventitious roots develop and dormant buds come to life, from which new branch shoots start and pierce the sand cover. *Polygonatum odoratum* has underground sprouts which normally extend parallel with the soil surface; overspread by sand these runners turn upwards (Photo 9). Even greater is the part played by trees and shrubs in the formation of new dunes. Most trees and shrubs are capable of growing adventitious roots from buried buds and branches. The tips of these growing buds rise up to the surface even after having been fully covered by sand. Certain species like *Padus avium*, or *Pirus communis* de-

velop from their buried shoots dormant buds from which, while leafless, shoots grow which pierce the sand up to its surface and here develop into normal leaf-bearing plants. Even the pine which grows no dormant buds, neither on trunk nor on branches, adapts itself to being covered by sand and develops a new system of roots which grow from the root crown and overcome the piled-up sand layer.

Any abrupt burying of plants, even of trees, with sand as happens with wandering dunes, smothers the plants and kills them.

The inland dunes came into existence towards the end of the glacial period, under periglacial conditions, due to the action of northern and north-western winds. Conditions for dune development were most favourable at the boundary between sandy and humid surfaces, because on the latter vegetation had earliest a chance to grow. Hence originally the dunes developed in the shape of ridges surrounding sandy islands or running parallel with the boundary line separating larger sandy areas from swampy regions. Later, changes in climatic conditions and corresponding changes in wind direction — then arriving from W and SW — transformed the original ridge-shaped dunes into parabolic dunes and created new ridge dunes where the morphological axes run at right angle to the new wind directions. How these phenomena proceeded can very well be seen in the dip and strike of sand laminae in the dunes built in the Kampinos Forest Reserve and in the Płock Basin (U. U r b a n i a k).

KAZIMIERZ TOBOLSKI

FAZY WYDMOWE W ŚWIETLE BADAŃ PALYNOLOGICZNYCH — ZAGADNIENIE ICH LICZBY I CHARAKTERYSTYKA PRZEBIEGU

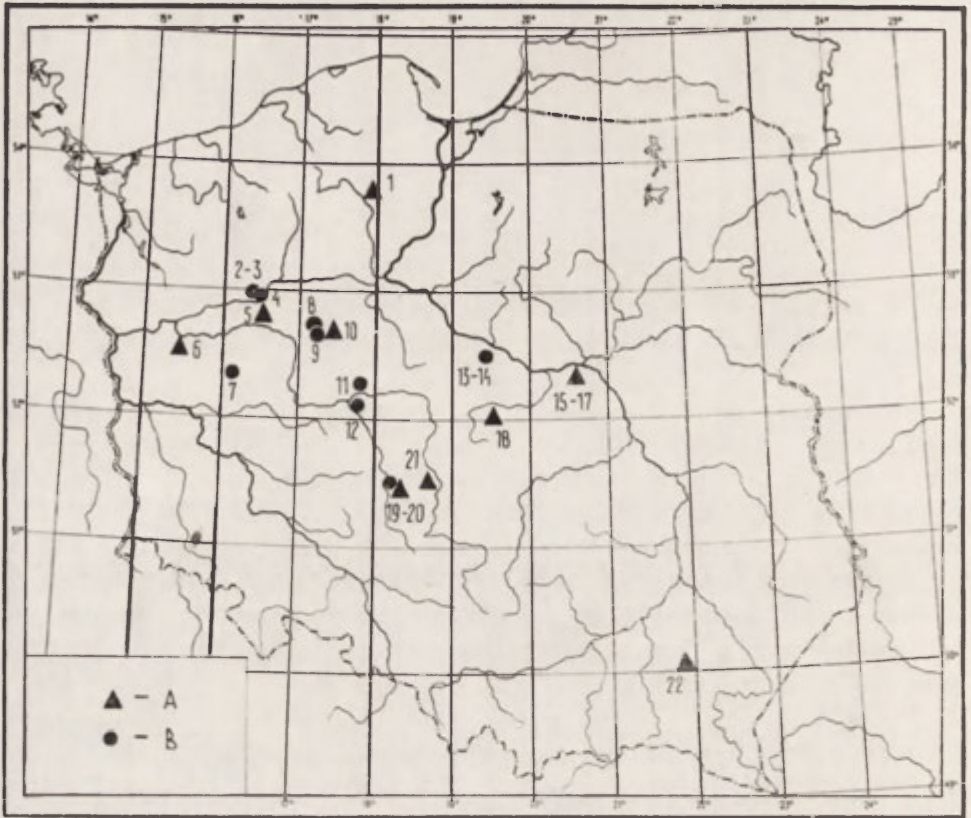
W referacie programowym wygłoszonym na pierwszej konferencji poświęconej wydmom śródlądowym w 1953 r. prof. Galon — nakreślając program dalszych badań nad problematyką wydmową — wskazał również na potrzebę udokumentowania ewolucji wydm na podstawie kryteriów florystycznych przy użyciu analizy pyłkowej (Galon 1958).

W ciągu ostatnich kilkunastu lat wykonano szereg badań metodą analizy pyłkowej oraz badań paleobotanicznych, opartych na materiałach pochodzących z obszarów wydmowych (por. ryc. 1 i cytowaną w legendzie literaturę).

Badania te, w większości wypadków podejmowane z myślą o problematyce wydmowej, często przy współpracy geografa czy archeologa, dowiodły dużej przydatności metod stosowanych w pracach nad oceną działalności wydmotwórczej. Niewątpliwie największą zaletą badań palynologicznych jest możliwość uzyskania precyzyjnych datowań poszczególnych warstw geologicznych. Dalszym ważnym momentem jest dostarczenie szeregu bezpośrednich faktów, a także stworzenie podstaw do przedstawienia ewolucji wydm w świetle konkretnych spostrzeżeń klimatycznych, florystycznych czy ekologicznych. Faktów tych nie da się uchwycić, jeśli datowanie oparte jest wyłącznie na metodzie radiowęglą C^{14} . Badania palynologiczne dostarczyły również szeregu informacji, a nawet wskazały na rolę i z reguły destrukcyjną działalność człowieka zamieszkującego wydmy.

UWAGI METODYCZNE

Rezultaty badań palynologicznych nad wydzieleniem faz intensywnej działalności wydmotwórczej oraz zagadnienie wieku wydm i warunków klimatycznych należy poprzedzić omówieniem niektórych założeń metodycznych:

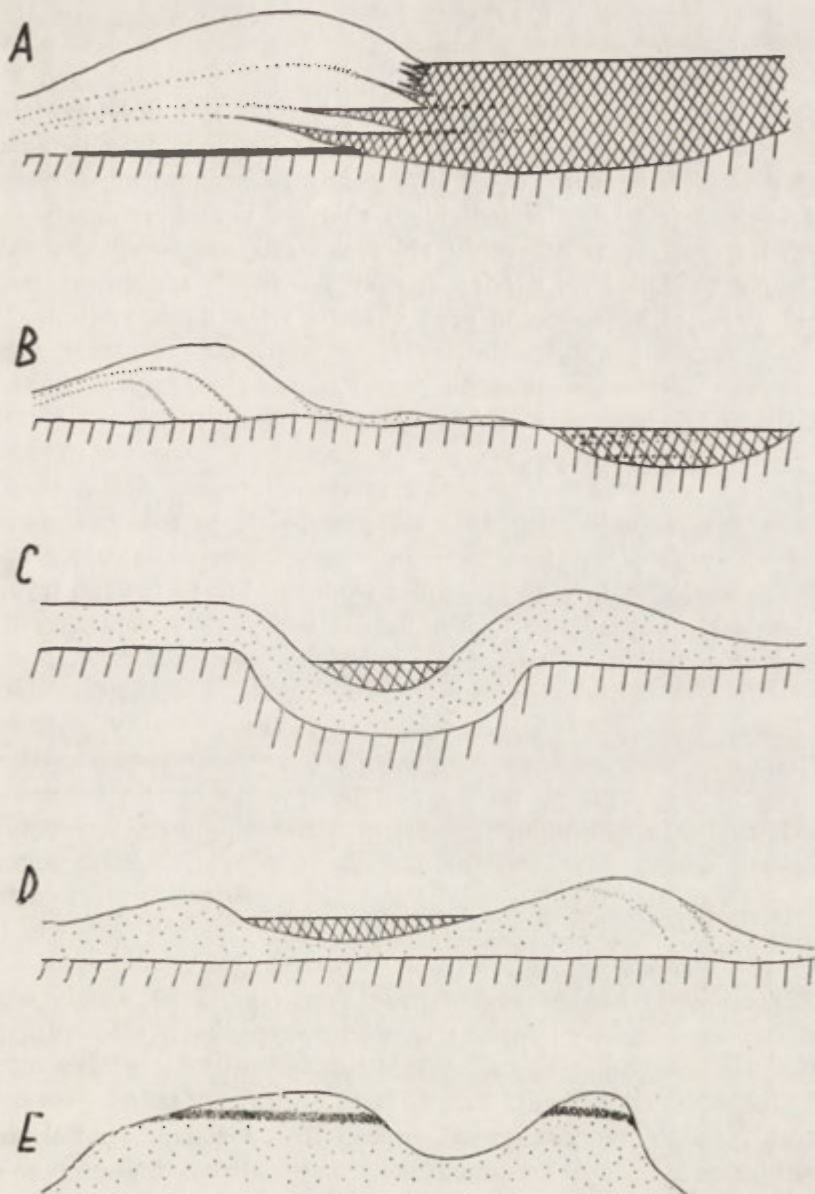


Ryc. 1. Stanowiska badań palynologicznych na obszarach wydmych A) osady późnoglacialne, B) osady holocenijskie

1 — Siwe Bagno (Kępczyński 1958, Galon 1959), 2 i 3 — Pradolina Noteci (Przybylski 1961, Kozarski 1962), 4 — Pradolina Noteci, Czarnków Zano-tecki (Kozarski i Tobolski 1963), 5 — Elżbiecin (Tobolski 1962), 6 — Stary Dworek (Podsiadła 1963 mnskr., Stankowski 1963), 7 — Zandr Nowotomyski (Stankowski i Szafranski 1963), 8 — Sarbia (Tobolski 1966, Nowaczyk 1967), 9 — Popowo Kościelne (Nowaczyk, Tobolski 1968), 10 — Gorzewo (Tobolski 1966, Nowaczyk 1967), 11 — Ciemierów (Tobolski 1966), 12 — Pietrzyków (Tobolski 1966), 13—14 — Kotlina Płocka (Urbaniak 1967), 15—17 — Puszcza Kampinoska (Borówko-Dłużakowa 1961, Kobendzina 1961, Wasylikiowa 1962, Borówko-Dłużakowa, Kobendzina 1962), 18 — Witów (Wasylikiowa 1964), 19 i 20 — Dolina środkowej Prozny (Tobolski 1966), 21 — Lututów (Tobolski 1966), 22 — Świlcza (Mamakowa 1962)

Стоянки пыльцевых исследований на дюнных территориях. А — позднегляциальные отложения, В — голоценовые отложения

Localities where in dune areas palynological examinations were made. А — Late-Glacial deposits, В — Holocene deposits



Ryc. 2. Przykłady stosunku wydm do osadów organogenicznych
(objaśnienie w tekście)

Примеры взаимоотношения дюн и органогенных отложений
(объяснения в тексте)

Examples of the relation of dune sites to organogenic deposits
(explanations are given in the author's text)

1) najbardziej typowe przykłady stosunku wydym do osadów organogenicznych

2) sposoby pobierania materiałów do badań palynologicznych

Metoda analizy pyłkowej polega na jakościowej i ilościowej ocenie mikrofosyliów roślinnych, znajdujących się w osadach organogenicznych, głównie pochodzenia torfowego i limnicznego. Obecność kopalnych sporomorff w złożu jest odzwierciedleniem składu i charakteru szaty roślinnej, rozwijającej się w otoczeniu zbiornika sedymentacyjnego. Odtworzenie szaty roślinnej na drodze analizy fosylnych sporomorff pozwala odczytać warunki klimatyczne oraz określić wiek danego złoża.

Dotychczasowa praktyka dowiodła, że większość obszarów wydmyowych spełnia warunki wymagane przy badaniach opartych na analizie pyłkowej. Na podstawie badań palynologicznych i paleobotanicznych mamy możliwość odczytania przejawów działalności wydmyotwórczej na podstawie wielu dogodnych sytuacji morfologicznych. Stosunek wydym do osadów organogenicznych daje się prześledzić w różnych charakterystycznych sytuacjach, które można przedstawić w następujący sposób:

a) Wkraczanie wydmy do zbiornika wodnego lub torfowego (ryc. 2A). Jest to sytuacja najbardziej korzystna dla badań palynologicznych, pozwalająca wszechstronnie opracować warstwy organogeniczne, przedzielające wydmy, a także scharakteryzować materiał eoliczny. Warstwy spoczywające między piaskami wydmyowymi są z reguły pozbawione części mineralnych i świadczą przeważnie o wygasaniu procesów wydmyotwórczych. Uzyskane w ten sposób informacje można bezpośrednio powiązać z analizą granulometryczną materiału eolicznego, ocenić rozmiary poszczególnych faz wydmyotwórczych czy też śledzić szczegóły dotyczące struktury wydmy itp. Przykładem sytuacji morfologicznej tego typu są opracowania palynologicznie stanowiska w Witowie (Wasylikowa 1964) i w Węglewicach (Tobolski 1966).

b) Zapiaszczenia osadów organogenicznych (ryc. 2 B). Osady organogeniczne na obszarze wydmyowym w wielu wypadkach rejestrują przez obecność piasku wydmyowego wszystkie lub tylko niektóre fazy intensyfikacji procesów eolicznych. Piasek występuje w takich sytuacjach w postaci luźnego nagromadzenia frakcji drobnoziarnistej. Fakt obecności tylko pewnych określonych frakcji materiału wydmyowego w złożu można uzasadnić mechanizmem transportu. Równocześnie znane są wypadki braku śladów piasku wydmyowego w miejscach predysponowanych. Trudność wykrycia tego piasku może być spowodowana niedoskonałością metody, może też być wywołana fałszywym jego rozmieszczeniem. Trzecim powodem może być całkowity brak piasku w złożu. Innymi słowy, obecność materiału wydmyowego w złożu organogenicznym może być dowodem działalności eolicznej, podczas gdy brak wskaźni-

ków mineralnych nie może w niektórych warunkach negować istnienia tych procesów. Przykładem tej sytuacji są osady organogeniczne z Puszczy Kampinoskiej (Borówko-Dłużakowa 1961, Wasylikiowa 1962), torfowiska Elźbiecin (Tobolski 1962), torfowiska Bocian w dolinie Proсны (Tobolski 1966).

c) Stosunek wydmy do form wytopiskowych (ryc. 2 C). Palynologiczne datowania osadów organogenicznych, spoczywających na piaskach wydmy, pozwalają w niektórych wypadkach określić wiek zakończenia działalności eolicznej. Znając początek procesu wytapiania martwego lodu przykrytego wydumą możemy drogą pośrednią czy też w sprzyjających okolicznościach nawet bezpośrednio odnieść odbywające się procesy eoliczne do poszczególnych faz klimatycznych. Jako przykład przytoczyć można prace Stankowskiego (1963a) i Podsiadły¹ z wydmy koło Skwierzyny lub badania Kępczyńskiego (1958), które pozwoliły Galonowi (1959) określić trwanie działalności eolicznej na terenie Borów Tucholskich w późnym glacie.

d) Zatorfienie niecek deflacyjnych (ryc. 2 D). W sprzyjających warunkach mogą dostarczyć wiadomości o zakończeniu procesu wydmytwórczego (np. badania Przybylskiego 1960 w Pradolinie Noteci pod Czarnkowem, por. Kozarski 1962).

e) Gleby kopalne (ryc. 2 E). Rejestrują wygasanie procesów eolicznych i pozwalają datować początek akumulacji piasków nadległych (por. Kozarski i Tobolski 1963).

f) Śledzenie inwersji stratygraficznych. Niektóre złoża sedymentacji organogenicznej wykazują zaburzenia w układzie warstw, niezgodne z naturalnym mechanizmem wzrostu torfowiska. Zakłócenia objawiają się transgredowaniem gytyi na pokładach torfu, bądź brakiem osadów z niektórych faz klimatycznych. Opierając się na badaniach Kulczyńskiego² nad mechanizmem wzrostu torfowisk można powiązać niektóre anomalie w sedymentacji organogenicznej z działalnością eoliczną. Przykładem inwersji stratygraficznej jest stanowisko w Elźbiecinie (Tobolski 1962). Osady późnoglacialne z przerwami sedymentacyjnymi to torfowiska Bocian (Tobolski 1966) i Świlcza (Mamakowa 1962), gdzie brak osadów wieku allerödskiego³.

Powyższe uwagi dotyczą najbardziej typowych przykładów poszczególnych sytuacji morfologicznych, które były punktem wyjścia i dostarczyły materiałów do badań palynologicznych. Bezsprzecznie, zarówno

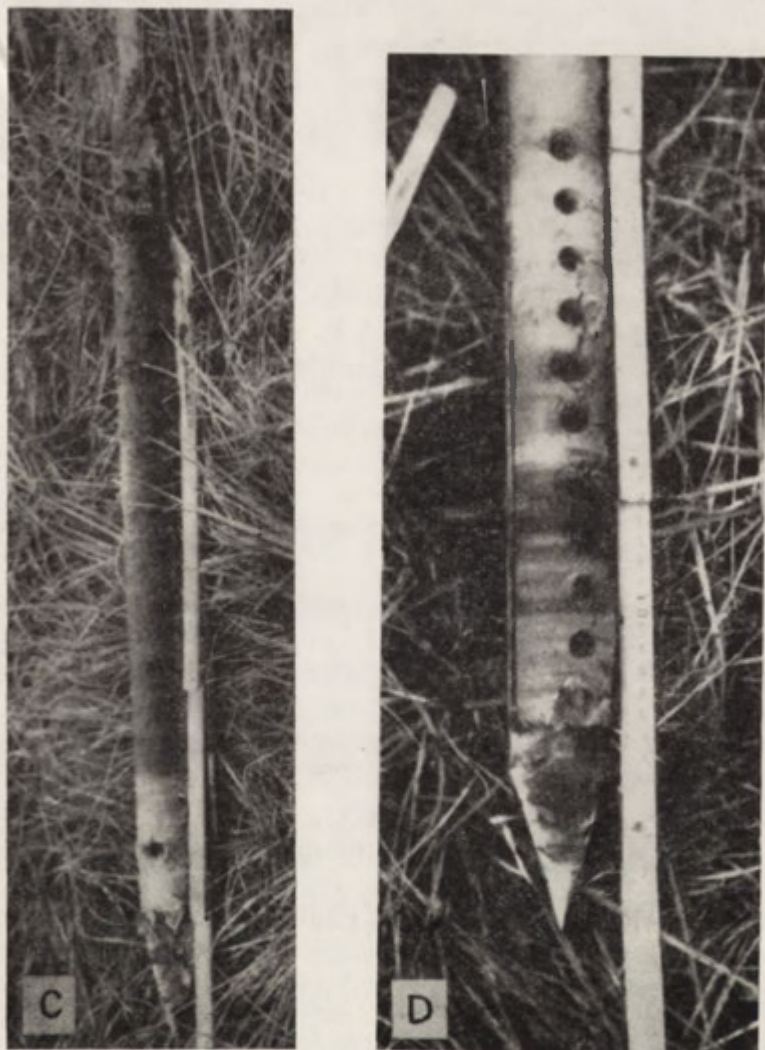
¹ Z. Podsiadła, 1963. Analiza pyłkowa Stary Dworek pow. Skwierzyna. Praca magisterska, UAM Poznań.

² S. Kulczyński, 1939. Torfowiska Polesia. T. I.

³ A. Środoń, 1965. O florach kopalnych w terasach dolin karpaccich. Folia Quat. 21.



fol. K. Rotnicki



fol. B. Nowaczyk

Fot. 1. Rdzenie osadów późnoglacialnych pobrane pojemnikiem „Instorf”
A i B — Węglewice, C i D — Jez. Jezuickie

Стержни позднегляциальных отложений взятых резервуаром „Инсторф”
А и В — Венглевице, С и D — Оз. Езуицке

Cores of Late-Glacial deposits: samples taken by the "Instorf" bailer
A and B — from Węglewice, C and D — from Lake Jezuickie

no ocena sytuacji morfologicznej jak i inne prace wchodzące w obręb poszczególnych stanowisk czy całych obszarów wydmowych, nie mogą być wykonane jedynie przez palynologa czy torfoznawcę. Dotychczasowa praktyka już niejednokrotnie dowiodła, że złożone, skomplikowane

zagadnienie genezy wydym musi być opracowane wspólnym wysiłkiem pokrewnych dyscyplin, przy udziale różnych metod badawczych.

Omawiając problemy metodyczne nie sposób pominąć kwestii pobierania materiałów do badań palynologicznych. Niewątpliwie najlepszy wgląd w budowę wydmy uzyskujemy dzięki odkrywkom. Pobieranie materiałów do badań palynologicznych jest tu czynnością prostą, polegająca na wycięciu w określonych odstępach próbek osadów. W ten sposób pobrane do analizy materiały są czyste i nie mają wtórnych zanieczyszczeń. Niestety wykonanie odsłonień, których pięknym przykładem może być wydma w Witowie (por. Wasylikiowa 1964), natrafia na szereg trudności natury technicznej, jak wysoki poziom wody gruntowej, duże koszty itp. Z konieczności więc trzeba się posłużyć wierceniami. Podstawowym celem wierceń wykonywanych dla badań palynologicznych jest uzyskanie materiałów o nienaruszonej strukturze. Tylko tak pobrane próbki gwarantują czystość materiału. Niemożliwe jest też jakiegokolwiek zanieczyszczenie materiałem obcym. Poza tym istnieje możliwość prześledzenia warstwowań itp.

Przedstawionych wyżej wymagań nie spełnia świder typu szwedzkiego, zwany również świdrem Hille ra. Pojemnik napęlnia się przez kilkakrotny obrót, dając w efekcie materiał, którego struktura jest naruszona. W wypadku obecności wody w złożu, zwłaszcza podczas głębszych wierceń, istnieje duże niebezpieczeństwo zanieczyszczeń materiałem z innych poziomów.

Osady organogeniczne spoczywające pod wydumą można stosunkowo dobrze pobierać z szapy, stosując rurowany zestaw wiertniczy do wierceń ręcznych, lub przy pomocy rdzeni typu NS, gdyż i one umożliwiają pobieranie materiału o nienaruszonej strukturze. Praca zestawem wiertniczym zawodzi jednak prawie zupełnie w wypadku obecności poziomów wodonośnych.

Dobre rezultaty uzyskuje się stosując pojemnik typu „Instort” (fot. 1). Zaletą tego pojemnika jest możliwość uzyskania materiałów o nienaruszonej strukturze, która pozwala wydzielić w monolicie nawet drobne warstwowania i eliminuje niebezpieczeństwo wtórnych zanieczyszczeń ze złoża czy też zanieczyszczeń atmosferycznych.

FAZY WYDMOWE W ŚWIETLE BADAŃ PALYNOLOGICZNYCH

Dotychczasowe badania palynologiczne dowiodły, że procesy wydymowe zachodziły w późnym glacie i w holocenie. W świetle tych badań działalność wydymotwórcza zarówno w schyłkowej części Würmu jak i w holocenie miała przebieg cykliczny. Genezę całej, opartej na ba-

daniach palynologicznych, działalności wydmotwórczej można ująć w następujący sposób:

1. cykle akumulacji eolicznej w późnym glacie są zbieżne z charakterem klimatu,

2. procesy wydmotwórcze w holocenie nie wykazują powiązań ze zmianami klimatu, które by je protegowały.

DZIAŁALNOŚĆ WYDMOTWÓRCZA W PÓŻNYM GLACJALE

Efekty działalności wydmotwórczej notowano w późnym glacie w następujących okresach klimatycznych: w najstarszym dryasie, w interstadiale bölling, w starszym dryasie i w młodszym dryasie.

Roślinność najstarszego dryasu, znana na obszarze Polski środkowej na podstawie badań z Witowa (Wasylikowa 1964), z doliny środkowej Prozny (Tobolski 1966) i z Puszczy Kampinoskiej (Borówko-Dłużakowa 1961, Wasylikowa 1962), miała charakter bezdrzewnej, subarktycznej tundry, w której dominowały zbiorowiska roślin zielnych. Z form krzewiastych notowano jedynie obecność wierzb, brzozy karłowatej i pod koniec tego okresu zarośli z rokitnikiem. Wasylikowa (1964) na podstawie bogatego materiału z Witowa wydzieliła w obrębie najstarszego dryasu dwie fazy. Faza 1 (starsza) w schemacie stratygraficznym Wasylikowej należy jeszcze do pełnego glaciału, późny glaciał rozpoczyna dopiero faza 2. Granicę tych faz wyznacza podniesienie się krzywej *Artemisia* oraz początek krzywej *Hippophaë*. Procesy eoliczne zachodzące w najstarszym dryasie stwierdzono dotychczas w stanowiskach: w Węglewicach (Tobolski 1966) i w profilu Nart na terenie Puszczy Kampinoskiej (Borówko-Dłużakowa, Kobendzina 1962). Na niedysponowanych obszarach, jakimi niewątpliwie były również wyższe terasy środkowej Prozny, działalność eoliczna, wykazana tu w najstarszym dryasie istniała już zapewne wcześniej, tj. w stadiale pomorskim.

W skład szaty roślinnej interstadiału bölling wchodzi już pierwsze formy drzewiaste (brzozy — głównie *Betula pubescens*) przy pewnym udziale sosny. Tworzyły one luźne, świetliste drzewostany, czego dowodem jest znaczny udział roślin zielnych w spektrach pyłkowych. W każdym razie rozwijające się w böllingu drzewa nie hamowały egzystencji szeregu typowych heliofitów, takich jak *Hippophaë rhamnoides*, *Helianthemum*, *Gypsophila fastigiata*, *Ephedra*, *Artemisia* itp. Zapewne tym faktem należy tłumaczyć też działalność eoliczną, którą wykazuje osad z Węglewic. W obecnej chwili trudno ocenić rozmiary tych procesów. Być może są to procesy o charakterze lokalnym, nie mające większego wpływu na formowanie wydm.

Wyraźną działalność wydmotwórczą, bądź też poważne spotęgowanie procesów eolicznych obserwujemy natomiast w następnym kolejnym stadiale w starszym dryasie. Bezpośrednich dowodów na to dostarczyły stanowiska z Witowa (Wasylikowa 1964), z doliny środkowej Proсны (Tobolski 1966), z Puszczy Kampinoskiej (Borówko-Dłużakowa 1961, Kobenzina 1961) i z Gorzewa w powiecie wągrowieckim (Tobolski 1966, Nowaczyk 1967).

W starszym dryasie, w tym stosunkowo krótkotrwałym okresie, liczącym około 300—350 lat, wydatnie zmniejszona została rola form drzewiastych, ograniczona w Polsce środkowej do pojedynczych skupień o charakterze parkowym. W świetle badań Wasylikowej (1964) średnia temperatura lipca obniżyła się w starszym dryasie do 10—12°C, podczas gdy w poprzednim okresie, w böllingu, wynosiła około 15°C. Jak już wspomniano, na niektórych obszarach wydmowych występuje w starszym dryasie wyraźny, kolejny okres wydmowy, a na innych terenach wydmowych, jak np. w Witowie, w okresie tym uformowała się pierwsza seria piasków, tzw. wydma dolna.

W obrębie późnego glacjału okresem wyraźnej stabilizacji wydmy jest interstadial alleröd. Dowodem ustalenia wydmy są dobrze wykształcone, wyraźne warstwy organogeniczne bez domieszki materiału eolicznego. Przedzielają one serie piasków wydmowych i widoczne są najlepiej na styku wydmy ze zbiornikiem sedymentacyjnym. Zahamowanie procesów wydmotwórczych powinno się również zaznaczyć obecnością poziomu gleby kopalnej, niestety dotychczas brak palynologicznie opracowanych gleb kopalnych z allerödu.

Stabilizacja wydmy jest następstwem dobrze rozwiniętej, klimatycznie uwarunkowanej pokrywy roślinnej, która uniemożliwiała działalność eoliczną. W allerödzie na obszarze całej Polski występują zwarte lasy. Początkowo są to lasy brzożowe lub brzożowo-sosnowe (faza brzożowa allerödu IIa), później pojawiają się bory sosnowe z domieszką brzoż drzewiastych (faza sosnowa IIb). O takim rozwoju pokrywy roślinnej w allerödzie świadczą liczne znaleziska makroskopowe sosny i brzoż w złożach. W spektrach pyłkowych zmalała wyraźnie liczebność sporomorff roślin zielnych, a zwłaszcza udział form światłorządnych.

Kolejny cykl późnoglacialnej działalności wydmotwórczej miał miejsce w młodszym dryasie. I ten cykl jest wyraźnie uwarunkowany klimatycznie. Panował wówczas klimat subarktyczny, według Wasylikowej (1964) średnia temperatura lipca obniżyła się do około 12°C (średnia temperatura lipca w allerödzie wynosiła co najmniej 16°C). Tak niekorzystne zmiany klimatu pociągnęły za sobą znaczną redukcję gatunków drzewiastych, stwarzając tym samym warunki dla ponownej działalności wydmotwórczej. W diagramach pyłkowych zaznaczają się

maksymalne wartości ziarn pyłku *Artemisia* i *Chenopodiaceae*, które łącznie z dalszymi komponentami świadczą o znacznym udziale roślinności o charakterze stepowym.

Działalność wydmotwórcza wygasa z reguły na progu holocenu, kiedy to następuje bardzo szybki rozwój zbiorowisk leśnych. Co prawda na niektórych stanowiskach obserwujemy ślady zapiaszczeń jeszcze w początkach okresu preborealnego. Zasięg wczesnoholoceńskiej działalności wydmotwórczej jest niewątpliwie ograniczony do niektórych bardziej sprzyjających miejsc, mniej podatnych na ekspansję zbiorowisk leśnych. Działalność ta z reguły szybko wygasa i jest pozostałością po cyklu wydmotwórczym, który trwał w młodszym dryasie.

HOLOCEŃSKIE PROCESY EOLICZNE

Pierwsze dowody holoceńskiej działalności eolicznej — poza śladami z początków okresu preborealnego — występują w osadach z okresu atlantyckiego. Holoceńskie osady organogeniczne, spoczywające bezpośrednio pod poziomami, w których występują przewarstwienia piaszczyste, są dowodem dużej przerwy w działalności wydmotwórczej. Przerwa ta obejmuje niemal cały okres preborealny i borealny. Począwszy od okresu atlantyckiego procesy wydmowe występują we wszystkich okresach aż do czasów współczesnych. Tak długi okres trwania procesów eolicznych nie pokrywa się z charakterem klimatu, który według dotychczasowych ujęć miał protegować działalność eoliczną tylko w niektórych okresach holocenu. Badania palynologiczne ujawniły ponadto dalsze charakterystyczne zjawiska, które towarzyszyły holoceńskim procesom eolicznym. Badania te upoważniają do wniosku o antropogenicznej genezie holoceńskich zwydmień (por. Tobolski 1966, Kozarski, Tobolski 1968).

Wszystkie analizowane osady, zarówno torfy w strefie brzeżnej jak też gleby kopalne, odznaczają się postępującym ku stropowi poszczególnych warstw udziałem pyłku roślin synantropijnych i uprawnych oraz wzrostem ziarn pyłku traw i innych roślin zielnych. Gleby kopalne i osady organogeniczne zawierają węgielki drzewne, które w wypadku torfów są zlokalizowane głównie w stropie poszczególnych warstw. Poza tym w ścisłym powiązaniu z glebami kopalnymi lub w ich sąsiedztwie występują znaleziska archeologiczne, datowane od neolitu po okres rzymski (Kozarski, Tobolski 1968).

Rozpiętość procesów eolicznych w czasie, a także brak śladów tych procesów w suchym okresie borealnym, może być dowodem, wykluczającym ich związek z klimatem. Jednocześnie od okresu atlantyckiego powszechnie notuje się wzmożoną działalność człowieka, która przypada

na epokę neolitu. Już we wczesnym neolicie stosowano kopieniaczą uprawę roli, która wiązała się z cykliczną gospodarką wypaleniskową. Jak twierdzi Strzemiński⁴, pojedyncze wypaleniska były co prawda niewielkich rozmiarów, ale ich ogólna powierzchnia mogła objąć większe obszary. Autor ten wspomina także, że rolnictwo wypaleniskowe musiało spowodować nieumyślne pożary większych przestrzeni leśnych. Nie można też całkowicie wykluczyć pożarów spowodowanych wyładowaniami atmosferycznymi. Jednakże regularność zjawisk towarzyszących, co stwierdzone zostało w analizowanych materiałach, pozwala przyjąć, że przyczyną pożarów był człowiek.

Wzgórza wydmore porośnięte w głównej mierze przez zbiorowiska leśne typu borów lub przez murawy — aczkolwiek w wielu wypadkach zamieszkałe przez człowieka — nie były terenem jego rolniczej działalności. Obszary dogodne dla ówczesnego rolnictwa występowały natomiast w bezpośrednim sąsiedztwie wydm. Wszystkie dotychczas poznane stanowiska gleb kopalnych występują z reguły w wydmach małych, izolowanych, rozrzuconych wśród łąk i pól uprawnych, bądź na styku ze stopniami terasowymi w brzeźnych odcinkach zwartych kompleksów wydmy. Tego rodzaju usytuowanie wydmy zawierających poziomy humusowe może być dalszym dowodem związku człowieka z holoceną działalnością wydmytwórczą.

Antropogeniczną genezę zwydmiń trwających w holocenie uzasadniają również dalsze fakty, których dostarcza analiza pyłkowa. W niektórych wypadkach, w międzywydmowych osadach można prześledzić stadia regeneracji pokrywy leśnej po pożarach i zwydmieniach. Tu dostrzegamy również związek z fazami zasiedlania człowieka w ujęciu Ralskiej-Jasiewiczowej⁵. Związek ten najwyraźniej udokumentowany został stanowiskiem z Popowa Kościelnego (Nowaczyk, Tobolski 1968). W osadach tego stanowiska obok wyraźnych depresji przebiegu krzywych graba, synchronicznych z kulminacjami sporomorf świadczących o działalności człowieka, występują również znaleziska archeologiczne. W spągu warstwy humusowej znaleziona została siekierka z neolitu, a w nadległych piaskach skorupy naczyń z epoki brązu.

Procesy eoliczne wieku holocenkiego, jak wynika z omawianych tu badań palynologicznych jak i badań geomorfologicznych, miały charak-

⁴ M. Strzemiński, 1964. Uwagi ogólne o przemianach środowiska geograficznego Polski jako tła przyrodniczego rozwoju rolnictwa od połowy trzeciego tysiąclecia p.n.e. do naszych czasów, w: Zarys historii gospodarstwa wiejskiego w Polsce. T. 1.

⁵ M. Ralska-Jasiewiczowa, 1964. Correlation between the Holocene History of the *Carpinus Betulus* and Prehistoric Settlement in North Poland. Acta Soc. Bot. Pol. t. 33, z. 2.

ter ciągły, ale ograniczony przestrzennie do miejsc, w których człowiek wywierał wpływ na szatę roślinną. Wykazany tu brak powszechności holocenijskich zjawisk eolicznych jest w pełni zrozumiały, jeśli uwzględnimy obecność pokrywy leśnej, która do czasów historycznych panowała przecież niepodzielnie. Uruchamiane przez ingerencję człowieka piaski eoliczne doprowadziły do niewielkich jedynie przeobrażeń wydym.

Katedra Systematyki i Geografii Roślin UAM w Poznaniu

Казимир Тобольски

ДЮННЫЕ ФАЗЫ В ОСВЕЩЕНИИ ПЫЛЬЦЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ. ПРОБЛЕМА ИХ ЧУСЛА И ХАРАКТЕРИСТИКА ХОДА

Резюме

В рамках исследовательской программы по внутриконтинентальным дюнам, согласным проекту R. Galon (1958), выполнено на территории Польши исследования пыльцевым методом материалов из областей, в которых наблюдаются дюны (рис. 1). Эти исследования показали ответственность этого метода для совокупности работ по оценке дюнообразующей деятельности. Из важнейших достоинств этого метода следует обратить внимание на возможность точной датировки и рассмотрение эволюции дюн в свете флористических, климатических и экологических фактов. Эти исследования показали также человеческую роль в эоловом рельефе.

В первой части обсуждаются некоторые вопросы методического характера:

1. обсуждаются примеры взаимного отношения дюн и ограногенных отложений, на основе которых дается оценка дюнообразующей деятельности.
2. проводится дискуссия как следует брать пробы материалов для пыльцевых анализов.

К 1. употребляя метод пыльцевого анализа можно установить проявления дюнообразующей деятельности на основе многочисленных, благоприятных морфологических положений:

- а) надвижение дюны на водоем или торфяное болото (рис. 2а),
- б) примесь песка в органогенных отложениях (рис. 2В),
- в) соотношение дюн и углублений после мертвого льда (рис. 2С),
- г) выполнение торфом дефляционных углублений (рис. 2D),
- д) ископаемые почвы (рис. 2Е),
- ж) стратиграфические инверсии.

К 2. Чтобы исключить возможность загрязнения следует брать пробы материалов как из грунта так и из атмосферы, с тех мест где не наблюдается нарушенность структуры. Этим требованиям не отвечает бур Гиллера. Наилучшие результаты получаются, если брать пробы материала из обнажений, а если применяется метод бурения — то при помощи резервуара типа „Инсторф”.

ДЮНООБРАЗУЮЩИЕ ФАЗЫ В ОСВЕЩЕНИИ ПЫЛЬЦЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Дюнообразующие процессы наблюдались в период позднего Вюрма и в голоценовое время.

Исследования пыльцевым методом обнаруживают что:

а. дюнообразующие циклы во время позднего гляциала являются сходными с характером климата, который им протезировал.

б. дюнообразующие процессы в голоценовое время не обнаруживают связей с изменениями климата и они имеют антропогенный характер.

В период позднего гляциала дюнообразующая деятельность на территории Польши устанавливается в следующих климатических периодах: в нижнем Дриасе, в Беллинге, в среднем Дриасе, и в верхнем Дриасе. В пределах позднего гляциала существует тесная, взаимная зависимость между климатом и эоловым рельефом где немалую роль играл растительный покров.

В пределах первой рельефообразующей, эоловой фазы, которая продолжалась в 1а, 1б, 1в, интенсивность эоловых процессов наблюдается в среднем Дриасе. В сравнении со средним Дриасом, устанавливаем, что эоловая деятельность в период Беллинга слабее, что можно связывать с наличием древесной растительности наблюдающейся в том интерстадиале. За период стабилизации дюн можно считать Аллередское время, когда на дюнах появляется сплошной лесной покров.

Следующий цикл дюнообразующей деятельности приходится в период верхнего Дриаса. Большое значение опять получает растительность произрастающая на открытых территориях. Наблюдается ряд растений у которых псаммофильный характер и которые несомненно являлись дюнообразующим фактором, вместе с другими факторами.

В начале голоценового времени затухает дюнообразующая деятельность. Вследствие развития лесной растительности наблюдается вторичная стабилизация дюны. Следы примеси дюнного материала наблюдающиеся на некоторых территориях с дюнами, в начале пребореального периода, наблюдаются только там, где экспансия леса происходит очень трудно.

Стабилизация дюны продолжается до атлантического периода. В это время наблюдается сильное влияние человеческой деятельности на растительный покров, способствуя возобновлению эоловых процессов. Торфяные болота зоны контакта с дюной и ископаемые почвы содержащие древесный уголь, часто расположены в ее кровле. У этих отложений наблюдается увеличивающаяся доля по направлению к кровле пыльцы растений синантропических возделываемых, а также и других травянистых растений, а специально трав. В этих отложениях наблюдаются доводы регенерационного обновления лесной растительности после пожаров и эоловой дюнообразующей деятельности. Антропогенный характер этой последней подтверждает также локализация дюн, которые имеют ископаемые почвы и наблюдаются археологические находки. Причиной пожаров являлся человек, который применял мотыжное земледелие. В свою очередь оно было связано с истреблением огнем растительности и являлось причиной нечаянных пожаров на более крупных территориях. Удобные условия для сельско-хозяйственной деятельности наблюдались в непосредственном соседстве с дюнами. Пыльцевой анализ обнаружил также связь существующую между пожарами и фазами по Ralska-Jasiewiczowa (1964). Эту

связь ясным образом подтверждает материал из местности Попово Костельне (Nowaczyk, Tobolski, 1968).

Голоценовая, дюнообразующая деятельность имела непрерывный характер, но ограниченный пространственно до мест, в которых человеческая деятельность имела влияние на растительный покров. Отсутствие повсеместности голоценовых явлений дюнообразующей деятельности является понятным, если наличие лесного покрова господствующего безраздельно до исторического времени.

Kazimierz Tobolski

DUNE-FORMING STAGES IN THE LIGHT OF PALYNOLOGICAL EXAMINATIONS — PROBLEMS DEALING WITH THE NUMBER OF STAGES AND THE CHARACTERISTIC OF THEIR HISTORY

Summary

In line with the programme of studies of inland dunes set by R. Galon (1958) the author carried out a number of examinations in Poland by means of grain analyses of sand samples collected from dune areas (Fig. 1). These studies revealed their usefulness for the appraisal of dune-forming agencies. As most important should be mentioned the feasibility of accurately dating and pursuing the evolution of the examined dunes on the basis of their floral, climatical and ecological features. This research also throws light on man's participation in shaping the eolian relief.

In Part One the author dwells on some matters of the methodology applied:

1. he discusses examples illustrating the relation between dunes and organogenic deposits, and with these as basis he appraises the resulting dune-forming effect

2. he deliberates upon the most appropriate methods how to collect samples for palynological examinations.

Ad 1) By applying grain analyses one can read symptoms of dune-forming agencies from many suitable morphological features, such as:

- a) the penetration of a dune into a water- or peat-filled basin (Fig. 2A),
- b) the mantling of organogenic deposits with a sand layer (Fig. 2B),
- c) the relation of dunes to meltwater depressions (Fig. 2C),
- d) the peating-up of deflation hollows (Fig. 2D),
- e) fossil soils (Fig. 2E),
- f) instances of stratigraphical inversion.

Ad 2) For eliminating admixtures of foreign matter derived from the substratum or from the atmosphere, the samples collected should be taken from an undisturbed layer or dune material. For this purpose the Hiller auger is unsuitable, and best results are obtained when material samples are taken from exposures by the use of the "Instorf" type auger-bailer.

Dune-forming stages in the light of palynological examinations.

The dune-forming processes took place in the late Würm and the Holocene. Palynological investigations have revealed that:

a) the dune-forming cycles recurring in the Late-Glacial correspond to the climate in which they took place

b) for the Holocene the dune-forming processes show no dependence on climatic changes, being rather of anthropogenic character.

For the Late-Glacial, dune-forming spells have been determined in Poland during the following climatic periods: the Oldest Dryas, the Bolling, the Older Dryas, and the Younger Dryas. Throughout the Late-Glacial, climate and eolian relief are closely interdependent, and for all this time the vegetation cover is of great importance.

In the first phase of the formation of an eolian relief, lasting during the periods 1a, 1b and 1c, a particular intensity of eolian processes can be noticed during the Older Dryas. Compared with this period, the Bolling brought a reduced eolian activity, — a fact probably brought about in this Interstadial by the development of tree stands. There followed the Allerød as period of dune stabilization, in which a compact forest cover developed on the dune surfaces.

The next phase of dune-forming processes coincides with the Younger Dryas. We again observe the importance of vegetation growing in open spaces, among which a number of psammophil plants appear which undoubtedly must have contributed to the formation of dunes.

At the rise of the Holocene, dune-forming activities came to an end, and this again led to a stabilization of the existing dunes due to forest growth. In the initial phase of the Preboreal some dune areas show traces of having been covered by wind-borne dune material; however, instances of this kind are limited to sites onto which the spread of forest communities met with obstructions.

This dune stabilization lasted until the Atlantic period — the time when man's activities began to interfere with the vegetation cover; in this way eolian processes started anew. The peats developed in near vicinity of the dunes, as well as the fossil soils often contain carbonized wood particles, mostly in the top strata of the dunes. And, increasing with height, these deposits disclosed a steadily growing content of pollen of synanthropic plants and of corn types as well as of other kinds of plants, mainly grasses. On top of this, these deposits show evidence that after forest fires or dune mantling the forest vegetation passed through a period of regeneration. The anthropogenic character of dune formation is also indicated by the situation of dunes which contain fossil soils and archeological remnants. The fires mentioned were the acts of man, who applied a primitive rural economy based on cyclic burning of the existing vegetation — a measure which was apt to cause an unintended spread of fire over wider areas, because conditions used to be favourable for agriculture even in the closest vicinity of dunes. Pollen analyses have also disclosed a connection between brush fires and phases of human settlements, according to the concept suggested by Ralska-Jasiewiczowa (1964). This connection has been distinctly confirmed by the archeological material found at Popowo Kościelne (Nowaczyk, Tobolski 1968).

In the Holocene, dune formation had a continuous character, but it was spatially restricted to places where man's activities affected the vegetation cover. The lack of an all-embracing occurrence of Holocene dune phenomena is easily explained by the existence of a covering forest vegetation, — a common feature of the countryside up to historical times.

ZBIGNIEW PRUSINKIEWICZ

GLEBY WYDM ŚRÓDLĄDOWYCH W POLSCE

Polska jest — jak to słusznie określa R. Galon (1958) — klasycznym krajem wydm śródlądowych. Nasza wiedza o tych formach jest jednak wciąż jeszcze bardzo niepełna, pomimo obszernej literatury nasświetlającej z wielu stron bogatą problematykę wydmową. Mało poznane są zwłaszcza gleby ukształtowane z piasków eolicznych, choć należą do podstawowych i z wielu względów bardzo interesujących elementów środowiska geograficznego pól wydmowych.

W niniejszym opracowaniu¹ pragnę poruszyć zagadnienia pedologiczne dotyczące: a) specyfiki piasków eolicznych jako skał macierzystych, b) stosunków wodnych w glebach wydmowych, c) morfologiczno-genetycznej typologii gleb wydmowych, d) typologii asocjacji glebowych na polach wydmowych Polski, e) gleb przekształconych antropogenicznie, f) gleb kopalnych obszarów wydmowych. Chciałbym też na tym tle przedstawić kilka wybranych, aktualnych, a częściowo kontrowersyjnych problemów pedologicznych, specyficznych dla terenów wydmowych naszego kraju.

A. PIASKI EOLICZNE JAKO SKAŁY MACIERZyste

Gleboznawcę interesuje w pierwszym rzędzie następujący charakterystyczny zespół właściwości piasków wydmowych:

1. Niespotykany w innych osadach wysoki stopień jednorodności materiału na dużych przestrzeniach.

2. Wybitna monofrakcyjność materiału budującego wydmy — na sumę frakcji piasku drobnego i średniego (ϕ 0,1—0,5 mm) przypada łącznie najczęściej ponad 85% ziarna. Charakterystyczny jest również bardzo mały udział frakcji wysokodispersyjnych.

¹ Opracowanie oparto częściowo na wynikach badań finansowanych przed rokiem 1964 przez Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, a ostatnio przez Komitet Gleboznawstwa i Chemii Rolnej PAN.

3. Swoiste właściwości fizyczne i fizykochemiczne jako konsekwencja opisanego wyżej uziarnienia piasków wydmyowych — na przykład brak zwięzłości, brak struktur agregatowych (wyjątek stanowią poziomy orsztynowe), bardzo mała polowa pojemność wodna, skrajnie niska pojemność sorpcyjna względem kationów wymiennych (najczęściej rzędu ułamka milirównoważnika na 100 g gleby), znikomo małe zdolności buforowe itp.

4. Monotonny skład mineralny z ogromną ilościową przewagą kwarcu — zwykle ponad 85—90%. Drugie pod względem ilościowym miejsce zajmuje z reguły ortoklaz, którego udział w piasku wydmyowym wynosi przeciętnie 7—12%.

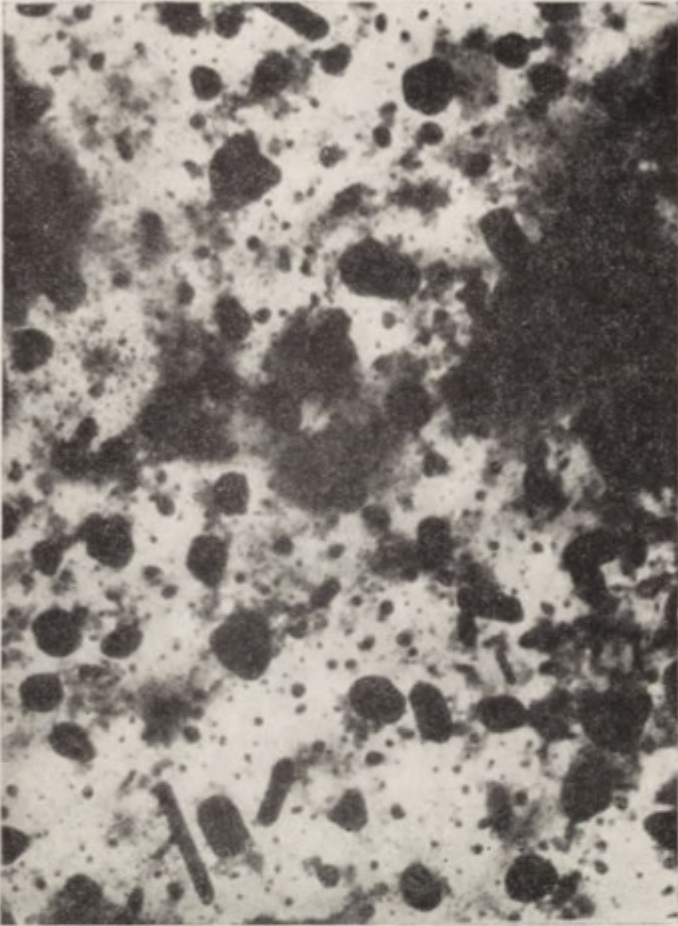
Piaski wydmyowe są praktycznie pozbawione minerałów iłowych. Jedynie powierzchniowe warstwy na starych, dawno ustabilizowanych wydmach wykazują pewne, niewielkie zresztą, nagromadzenie wtórnych minerałów iłowych. Powstają one in situ w wyniku procesów glebotwórczych i długiego wietrzenia pierwotnych glinokrzemianów (fot. 1). Być może, że lepsze poznanie rozwoju asocjacji wtórnych minerałów wysokodispersyjnych w glebach wydmyowych dostarczy w przyszłości nowych kryteriów dla określania wieku wydmy².

5. Ubóstwo w najważniejsze dla roślin składniki pokarmowe jako konsekwencja wybitnej dominacji kwarcu w piaskach wydmyowych. W ich składzie chemicznym zdecydowanie przeważa krzem (95—97% SiO₂), dalsze miejsce zajmują glin (1,5—3% Al₂O₃), żelazo i potas po około 0,5% oraz wapń — w ilości 0,1—0,4%³. Inne pierwiastki, wśród nich takie biogeny jak fosfor, występują przeważnie w ilościach mniejszych niż 0,1%. Jedynie na peryferiach pól wydmyowych zachodzić może pewna eutrofizacja gleb materiałami allochtonicznymi, naniesionymi przez wiatr lub wodę z obszarów sąsiednich.

Wymienione wyżej cechy i właściwości wyodrębniają piaski wydmyowe spośród innych klastycznych skał osadowych jako substrat specyficzny, całkowicie odmienny od wszelkich innych skał glebotwórczych. Odrębność ta dotyczy między innymi tak ważnego czynnika glebotwórczego jakim są stosunki wodne.

² W. Engelhardt, 1940/1941. Zerfall und Aufbau von Mineralen in nord-deutschen Bleicherdewaldböden. Chemie der Erde. Bd. XIII, Jena. N. I. Gorbunow, Z. Prusinkiewicz, B. P. Gradusow, 1963. Obrazowanie glinistych minerałów w podzolistych poczwach na pieszczanych porodach raznego wzrostu. Poczwowiedzenie 8, 48—57; N. I. Gorbunow, 1967. Glebowe minerały wysokodispersyjne i metody ich badania. PWRiL, Warszawa; Z. Prusinkiewicz, N. I. Gorbunow, B. P. Gradusow, 1964. Tonbildung in Podsolböden auf verschiedenaltigen Meeresdünenanden. Roczn. Glebozn. t. XIV, 375—377.

³ Wszystkie wartości procentowe odnoszą się do tlenków poszczególnych pierwiastków.



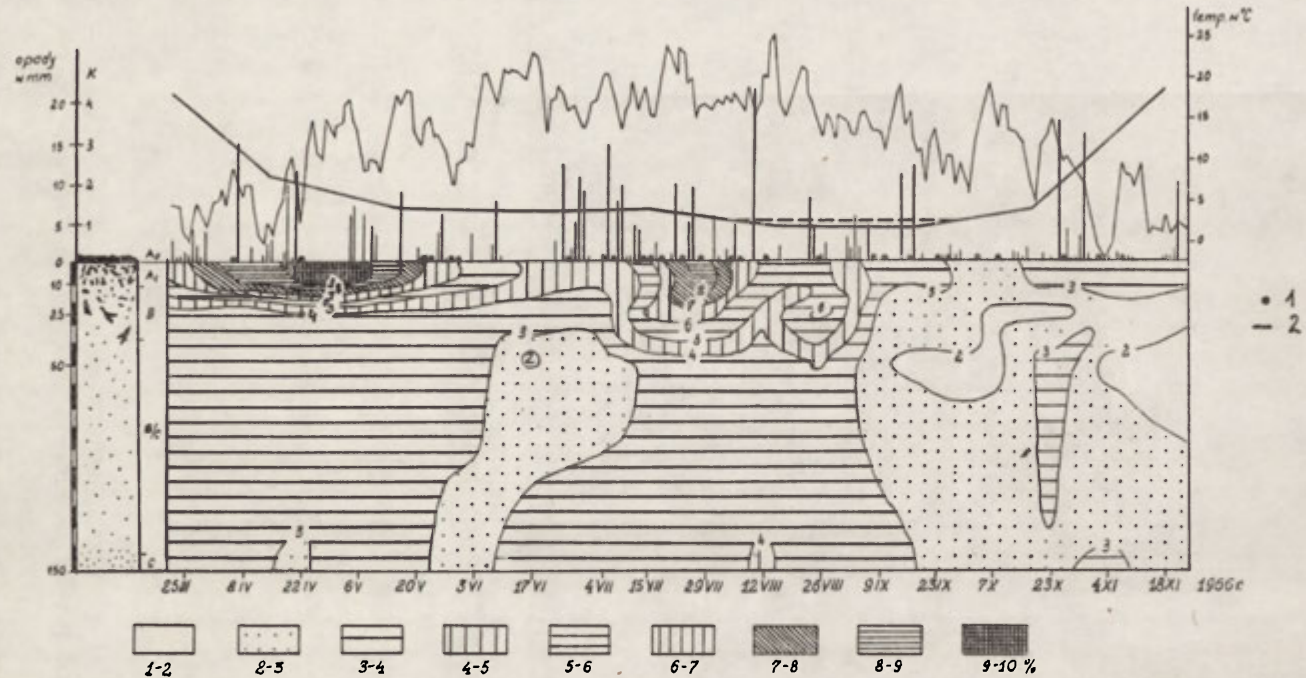
Fot. 1. Asocjacja wtórnych minerałów wysokodispersyjnych w glebie wydmowej.
Mikrofotografia elektronowa według Gorbunowa, Prusinkiewicza, Gradusowa

Ассоциация вторичных высокодисперсных минералов в почве дюн. Электронная микрофотография по Горбунову, Прусинкевичу, Градусову

Association of secondary minerals in dune soil. Electronic microphotograph after Gorbunow, Prusinkiewicz, Gradusow

B. STOSUNKI WODNE W GLEBACH WYDMOWYCH

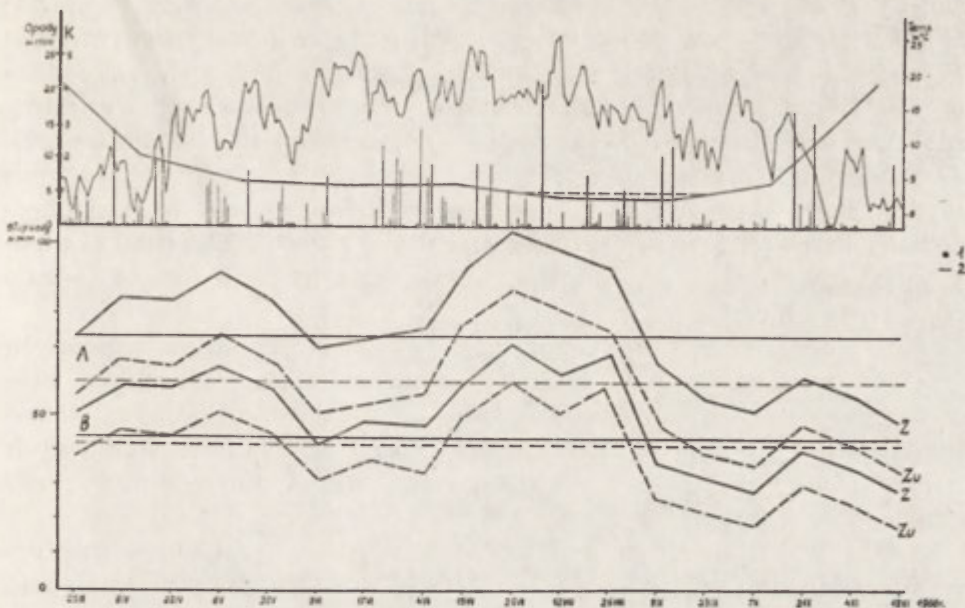
Gospodarka wodna gleb na piaskach eolicznych kształtuje się w wyraźnej zależności od rzeźby powierzchni pola wydmowego oraz pozostaje w związku z dużą przepuszczalnością i małą pojemnością wodną piaszczystego substratu. Tylko w niektórych przypadkach przepuszczalność może być ograniczana przez poziomy orsztynowe lub przez zale-



Ryc. 1. Chronoizoplety wilgotności gleby wydmywej o przemywnym typie gospodarki wodnej (wg R. Stalmirskiej)
 1 — ślad opadu, 2 — współczynnik Sielaninowa K

Хроноизоплеты влажности дюнной почвы промывного гидрологического режима (по Р. Стальмирской)
 1 — следы осадков, 2 — коэффициент Селанинова К

Chrono-isopleths of moisture of the dune soil with an endopercolating water regime type (after R. Stalmirska)
 1 — trace of precipitation, 2 — Sielaninov's coefficient K



Ryc. 2. Sezonowa zmienność zasobów wody w glebie wydymowej o przemymnym typie gospodarki wodnej (wg R. Stalmirskiej)

Liniami ciągłymi (Z) przedstawiono zmienność ogólnych zasobów wody. Linie przerywane (Zu) pokazują zmienność zasobów wody biologicznie użytecznej
A — zasob do głębokości 150 cm, B — zasob do głębokości 100 cm, 1, 2 — patrz ryc. 1

Сезонная изменчивость запасов влаги в дюнной почве промывного гидрологического режима (по Р. Стальмирской)

Сплошные линии (Z) обозначают изменчивость общих запасов почвенной влаги. Прерывистые линии (Zu) обозначают изменчивость запасов биологически доступной влаги

А — запас влаги до глубины 150 ст, В — запас влаги до глубины 100 ст, 1, 2 — смотри рис. 1

Seasonal changes of water storages in the dune soil with an endopercolating water regime type (after R. Stalmirska)

Full lines (Z) indicate the changes of total water storages, dashed lines (Zu) indicate changes of plant available water storages

A — water storages ap to 150 cm depth, B — water storages ap to 100 cm depth, 1, 2 — see fig. 1

gające pod glebą współczesną trudno przepuszczalne horyzonty gleb kopalnych. Normalnie jednak na grzbietach i zboczach większych pagórów wydymowych panuje przemymny typ stosunków wodnych. W ciągu całego roku nie ma hydrostatycznej więzi pomiędzy przesiąkającymi w głąb gleby wodami opadowymi a strefą kapilarnego podsiąkania wód gruntowych. Z badań przeprowadzonych na wydmach Kotliny Toruń-

sko-Bydgoskiej wynika⁴, że wilgotność poszczególnych genetycznych poziomów glebowych w porośniętych lasem glebach o przemysłowym typie gospodarki wodnej tylko wyjątkowo przekracza 5% (ryc. 1). Jednocześnie średni zapas wody biologicznie użytecznej obliczony dla warstwy glebowej o miąższości 100 cm waha się w granicach 40—50 mm (ryc. 2).

Inaczej jest u podnóży wydm, a zwłaszcza w nieckach deflacyjnych wydmuchanych czasem aż do poziomu wód gruntowych. W tych obniżeniach przeważa przemysłowo-podsiąkowy lub podsiąkowy typ gospodarki wodnej, a spotyka się też zatorfione gleby trwałe podtopione.

Wilgotność poziomów powierzchniowych i poziomów wgłębnych w glebach z lustrem wód gruntowych na przeciętnej głębokości 90—100 cm wynosi, wg badań w Kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej, przeciętnie kilkanaście — a nawet kilkadziesiąt procent. Jedynie w środkowych horyzontach, na głębokościach 40—80 cm, wilgotność jest przeważnie niższa od 10% (ryc. 3).

Zapasy wody biologicznie użytecznej w glebach zagłębieniach międzywydmowych, pozostających pod wpływem wód gruntowych, jest około pięć razy większy niż w glebach automorficznych i wynosi przeciętnie ok. 250 mm w warstwie jednowarstwowej (ryc. 4).

Opisane wyżej stosunki wodne wpływają decydująco na rozwój gleb i zbiorowisk roślinnych na obszarach wydmowych.

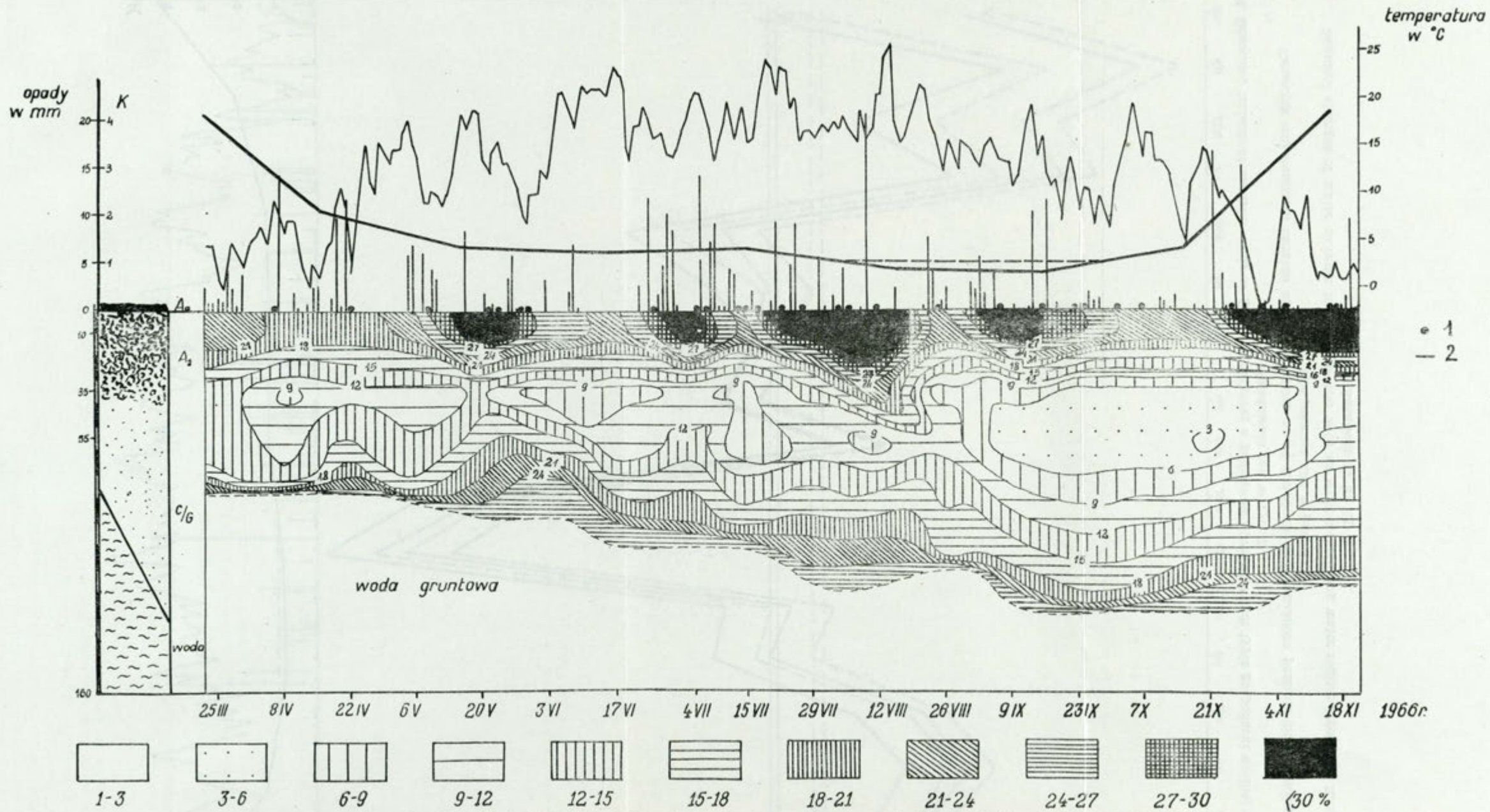
C. TYPY MORFOLOGICZNO-GENETYCZNE GLEB NA WYDMACH ŚRÓDLĄDOWYCH

Wbrew dość rozpowszechnionemu mniemaniu, zróżnicowanie morfologii gleb obszarów wydmowych jest znaczne. Oto krótka charakterystyka morfologiczno-genetycznych typów gleb spotykanych w krajobrazach wydmowych Polski.

1. DZIAŁ GLEB AUTOMORFICZNYCH

a. Regosole czyli gleby inicjalne. Symbol morfologiczny: (A)—C. Są to z reguły twory wtórne, które powstały wskutek uruchomienia piasków wydmowych przez zniszczenie roślinności. Gleba inicjalna nie jest zróżnicowana na poziomie genetycznym i w całym profilu prawie zupełnie pozbawiona próchnicy. Tylko czasem trafiają się smugi zawierające nikłe domieszki allochtonicznego humusu wykorzystywanego skrzętnie przez pionierską roślinność psammofilną jako źródło azotu i innych składników pokarmowych. Jedynie w warstwie przy-

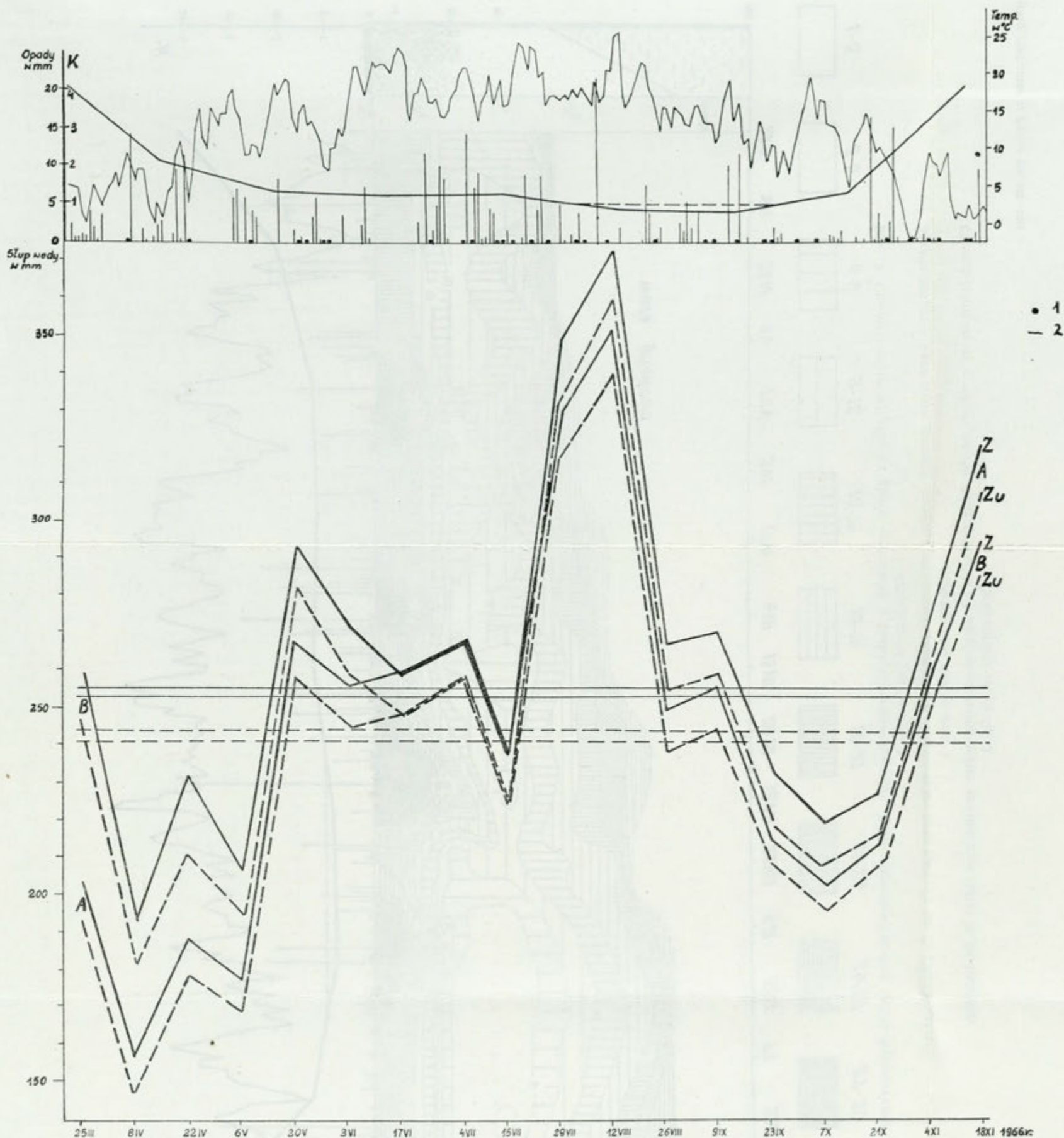
⁴ R. Stalmirska, 1967, Stosunki wodne w glebach rezerwatu Las Piwnicki (mpis).



Ryc. 3. Chronoizoplety wilgotności gleby wydymowej o podsiąkowo-przemymnym typie gospodarki wodnej (wg R. Stalmirskiej)
Objaśnienia jak w ryc. 1

Хроноизоплеты влажности донной почвы полуболотнопромывного гидрологического режима (по Р. Стальмирской)
Объяснения как в рис. 1

Chrono-isopleths of moisture of the dune soil with an amphipercolating water regime type (after R. Stalmirska)
Explanations as in fig. 1



Ryc. 4. Sezonowa zmienność zapasów wody w glebie wydymowej o podsiąkowo-przemymnym typie gospodarki wodnej (wg R. Stalmirskiej)
Objaśnienia jak w rys. 2

Сезонная изменчивость запасов влаги в дюнной почве полуболотно-промывного режима (по Р. Стальмирской)
Объяснения как в рис. 2

Seasonal changes of water storages in the dune soil with an amphipercolating water regime type (after R. Stalmirska)
Explanations as in fig. 2



fot. W. Plichta

Fot. 2. Ranker — prymitywna gleba rozwijająca się z piasków wydmyowych

Ранкер — примитивная почва из дюнных песков

Ranker — a primitive soil developing from dune sands

powierzchniowej regosoli zauważyć można zaczątki autochtonicznej akumulacji substancji organicznych.

Regosole powstają przy współdziałaniu prymitywnych zbiorowisk pionierskich roślin wydmyowych z rzędu *Corynephorretalia*.

b. Rankery czyli gleby prymitywne (słabo wykształcone). Symbol morfologiczny typowego profilu: A_0 — A_1 —C. Są młode gleby na wydmach utrwalonych niedawno. Poziom próchniczny o miąższości kilku, czasem kilkunastu centymetrów i bardzo małej zawartości humusu powstaje głównie pod wpływem roślinności muraw tworzących zespół *Corynephorretum canescentis*. Zbiorowisko to charakteryzuje się dużym udziałem porostów i mchów. Bezpośrednio pod poziomem A_1 zalega skała macierzysta — piasek wydmy nie zmieniony przez procesy glebotwórcze (fot. 2).

c. **Gleby rdzawe.** Symbol morfologiczny typowego profilu: $A_0-A_1-(B)-C$. Są to w pewnym sensie analogi gleb brunatnych, rozwijających się ze skał macierzystych bogatszych i bardziej zwięzłych niż luźne piaski wydmore. Pod niegrubym poziomem próchnicy nadkładowej $-A_0-$ i kilkunastocentymetrowym horyzontem próchnicznym $-A_1-$ rozwinięty jest poziom brunatnordzawy (B), który na głębokości ok. 100 cm stopniowo przechodzi w jasny piasek skały macierzystej $-C$ (fot. 3). Istnieją podstawy do przypuszczeń, że brunatnordzawa barwa tych gleb jest dziedzictwem zimnych okresów schyłku plejstocenu.

Pomimo niskiej wilgotności i ubóstwa piaszczystego substratu gleby rdzawe wyróżniają się spośród innych automorficznych gleb wydmych większą stosunkowo żyznością. Spotyka się je najczęściej w peryferyjnych partiach pól wydmych, gdzie zachodzi może pewna eutrofizacja siedlisk allochtonicznymi materiałami naniesionymi z bogatszych obszarów sąsiednich. W drzewostanach występują obok sosny niektóre bardziej wymagające gatunki liściaste (np. dąb, grab), które przez opad łatwo rozkładających się liści użyźniają glebę i przyczyniają się do zwiększenia jej biologicznej sprawności.

d. **Gleby skrytobielicowe.** Symbol morfologiczny typowego profilu: $A_0-A_{1+2}-B-C$. Gleby te, powstające przy udziale roślinności suchych lub świeżych borów sosnowych, stanowią człon przejściowy pomiędzy glebami rdzawymi a bielcowymi oraz między rankerami a glebami bielcowymi. Strefa wybielenia nie tworzy w glebach skrytobielicowych odrębnego poziomu, lecz nakłada się na horyzont próchniczny $-A_1-$ powodując jego wyraźne przejaśnienie. Dokładna obserwacja ujawnia w poziomie próchnicznym większe i mniejsze skupienia białych ziarn kwarcowego piasku pozbawionego zupełnie żelazistych otoczek wskutek bielującego działania kwasów fulwowych.

e. **Gleby bielcowe.** Symbol morfologiczny typowego profilu: $A_0-A_1-A_2-B-B/C-C$. Należą obok gleb skrytobielicowych do najczęściej na obszarach wydmych spotykanych utworów automorficznych. Strefa wybielenia tworzy w nich wyraźny i ciągły horyzont o miąższości od kilku do kilkunastu, a rzadziej — kilkadziesiątu centymetrów⁵. Pod nim rozciąga się żółtordzawy, brunatnordzawy lub niekiedy pomarańczowordzawy poziom iluwialny $-B-$, który w głębi profilu glebowego stopniowo jaśnieje $-B/C-$ i łagodnie przechodzi

⁵ Wybielony poziom A_2 zawiera z reguły dość pokaźne ilości humusu. Wskutek tego barwa tego horyzontu nie jest całkiem biała lecz zwykle mniej lub więcej szara. Cecha ta jest geograficznie zmienna i humusowość poziomu A, wzrasta w Europie ze wschodu na zachód. Zawartość humusu w poziomach eluwialnych gleb bielcowych i bieliec w Polsce wynosi przeciętnie 0,5—1⁰/₁₀.



fot. W. Plichta

Fot. 3. Gleba rdzawa ukształtowana z piasku wydmowego

Ржавая почва сформировавшаяся из дюнного песка

Rust-coloured soil formed from dune sand

w nieprzebarwiony piasek skały macierzystej —C. Pierwotne warstwowanie skały macierzystej jest w części objętej procesami glebotwórczymi biogenicznie zatarte. Głębokość i wyrazistość zbielicowania gleb jest często największa na skłonach o wystawie północnej.

Roślinność leśna porastająca gleby bielcowe należy przeważnie do zespołu *Vaccinio myrtilli*—*Pinetum*.

f. Bielice. Symbol morfologiczny typowego profilu: $A_0-A_2-B_h-B_s-B_s/C-C$. Nie występują na wszystkich obszarach wydmych Polski. Szczególnie rzadkie są na polach wydmych Wielkich Dolin. Z tego też prawdopodobnie powodu niektórzy nasi gleboznawcy negowali nie tylko istnienie, ale nawet możliwość powstawania bielicy z piasków wydmych ⁶.

Od poprzednio omówionych gleb bielicych różnią się bielice zupełnym, lub prawie zupełnym, brakiem poziomu próchnicznego A_1 oraz obecnością kilkucentymetrowego zorsztynizowanego horyzontu iluwalnego (fot. 4). Według naszych nowszych badań (Z. Prusinkiewicz, B. Noryśkiewicz 1966) twarde poziomy orsztynowe w automorficznych glebach wydmych Polski nie tworzą się współcześnie, lecz stanowią relikty chłodniejszych i bardziej wilgotnych okresów holeczeńskich.

Poziomy orsztynowy bielicy bywa przeważnie dwudzielny: górna jego część — B_h — zawiera więcej wmytego humusu, dzięki czemu jest prawie zupełnie czarna. W strefie dolnej — B_s — zwykle szerokiej i ku dołowi rozmytej, przeważają barwy brunatne i żółtordzawe. Czarna barwa poziomu B_h może być niekiedy źródłem pomyłek i spowodować błędne zakwalifikowanie tego horyzontu jako gleby kopalnej. Pomyłki tego rodzaju zdarzały się nawet bardzo doświadczonym gleboznawcom ⁷.

Przestrzec należy też przed nagminnym, niestety również wśród gleboznawców, przypisywaniem scementowania rdzawych poziomów orsztynowych wyłącznie namytemu żelazu. Odpowiednimi analizami chemicznymi nietrudno wykazać, że wśród substancji cementujących poziomy orsztynowe w autochtonicznych bielicach ukształtowanych z piasków wydmych (fot. 5) żelazo zajmuje nierzadką dopiero trzecie miejsce po humusie i związkach glinu. Często spotyka się na przykład w orsztynowych poziomach naszych bielicy następujące stosunki ilościowe: ok. 0,4% Fe_2O_3 i ok. 1% Al_2O_3 rozpuszczalnych w 20% HCl oraz ok. 1% humusu.

⁶ J. Tomaszewski, 1928. Studia nad glebami leśnymi w okolicy Puław. Pamiętniki PINGW w Puławach, t. 9, z. 1; tenże, 1957. Dynamika typologicznych procesów glebowych. Roczn. Glebozn. t. VI; tenże, 1959. O procesach glebotwórczych. Roczn. Glebozn. t. VIII, 17—38; A. Musierowicz, Z. Olszewski, F. Kuźnicki, Cz. Święcicki, K. Konecka-Betley, E. Leszczyńska, 1956. Gleby województwa warszawskiego. Roczn. Nauk. Roln. t. 75 D, 5—235; F. Kuźnicki, 1955. Właściwości darniowo-bielicych gleb piaskowych wytworzonych z piasków różnego pochodzenia geologicznego. Cz. I, Roczn. Glebozn. IV, 6—76; S. Rząsa, 1962. Badania terenowe i laboratoryjne nad produktywnością gleb leśnych wytworzonych z piasków luźnych w nadleśnictwie Osiek. Folia Forestalia Polonica. Seria A, z. 8, 83—171.

⁷ J. Tomaszewski, 1964. Nauka o glebie. PWRiL, Warszawa.



fol. W. Plichta

Fot. 4. Bielica ukształtowana z piasku wydmowego. Powierzchniowa warstwa gleby nad białym poziomem A₂ jest zaburzona antropogenicznie

Подзолистая почва сформировавшаяся из дюнного песка. Поверхностный слой почвы под белым горизонтом A₂ нарушенный человеческой деятельностью

Podzolic soil formed from dune sand. The surface layer of the soil overlying the white horizon A₂ is disturbed by man's activity

Innym błędem, który obecnie zdarza się już coraz rzadziej, jest interpretowanie pokorzeniowych, pionowych kieszeni i języków w poziomie orsztynowym jako klinów mrozowych. Struktury te nie mają jednak nic wspólnego ze zjawiskami peryglacjalnymi, a spotyka się je nawet w młodych glebach wydm nadmorskich na politorynowych mierzejach nad Bałtykiem.

Na zakończenie rozdziału poświęconego wydmowym glebom automorficznym należy też sprostować jeszcze jeden niesłuszny, a głęboko zakorzeniony pogląd. Chodzi mianowicie o znane z wielu podręczników twierdzenie, jakoby w lekkich automorficznych glebach piaszkowych naszej strefy klimatycznej przeważały zawsze procesy wymywania składników nad procesami akumulacji. Przeczą temu wyniki nowszych szczegółowych badań geochemicznych, z których dla ilustracji przytaczam poniższe zestawienie bilansowe dotyczące bielicy wydmowych z rejonu

Tabela 1

Bilans składników w profilu bielicy na wydmach (w t/ha) do głębokości 120 cm wg A. Kowalkowskiego

Profil nr	SiO ₂	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	N	C
A	17882,9	339,3	77,8	2,2	47,7	19,9	112,9	38,8	3,4	2,4	48,8
3 P	18327,8	313,9	61,4	2,1	47,4	13,3	115,9	41,8	1,9	0,0	0,0
Δ	-444,9	+25,4	+16,4	+0,1	+0,3	+6,6	-3,0	-3,0	+1,5	+2,4	+48,8
A	17803,9	292,9	61,7	2,5	26,2	14,1	97,4	32,6	3,9	3,0	61,0
4 P	18237,8	307,0	52,9	2,3	26,3	9,4	115,0	35,9	0,9	0,0	0,0
Δ	-428,9	-14,1	+8,2	+0,2	-0,1	+4,7	-17,6	-3,3	+3,0	+3,0	+61,0

A — aktualne zasoby, P — początkowe zasoby, Δ = A — P

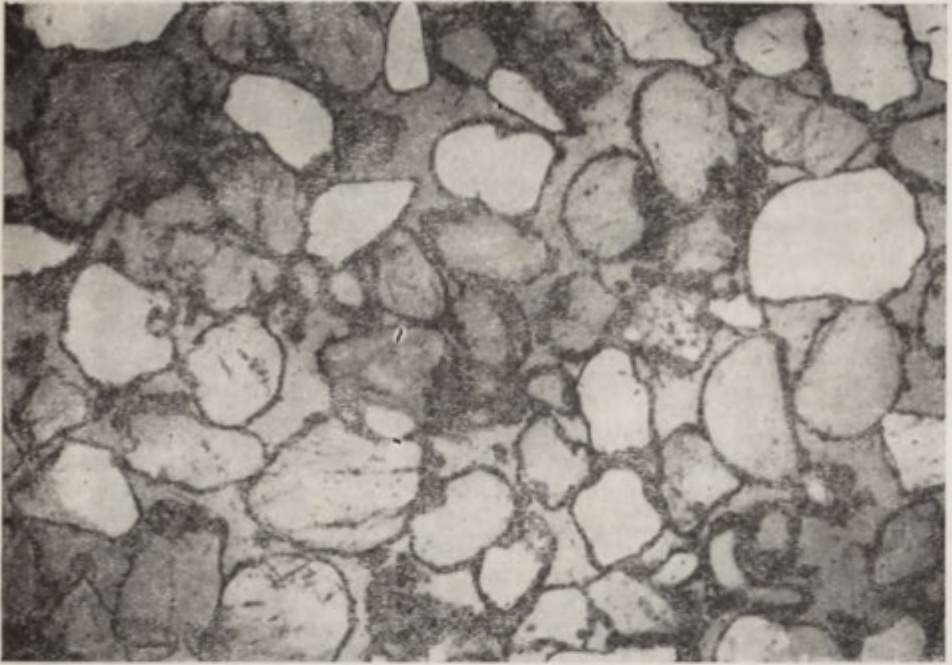
Wzgórz Ostrzeszowskich (Tab. 1). Materiały te zaczerpnięto z pracy A. Kowalkowskiego⁸.

Jak wynika z tabeli, większość rozpatrywanych składników ulega w automorficznych bielicach biogennej akumulacji, a tylko niektóre pierwiastki — jak krzemionka, sód, potas i częściowo wapń — są wymywane poza obręb profilu glebowego.

2. DZIAŁ GLEB HYDROMORFICZNYCH

Obok opisanych wyżej gleb automorficznych, związanych z pozytywnymi elementami rzeźby eolicznej, występują w obniżeniach mię-

⁸ A. Kowalkowski, G. Nowak, 1968. Gleby bielicowe Wzgórz Ostrzeszowskich wytworzone z piasków akumulacji peryglacjalnej. Cz. I — Warunki środowiska glebotwórczego. Roczniki Gleboznawcze, t. XIX, z. 1, 27—49. Cz. II — Właściwości gleb bielicowych. Roczniki Gleboznawcze, t. XIX, z. 2, 365—403.



fot. W. Plichta

Fot. 5. Fotografia mikroskopowa szlif z poziomu orsztynowego bielicy. Między ziarnami piasku widoczne skupienia substancji cementujących

Микроскопическая фотография шлифа из орштейнового горизонта подзолистой почвы. Между песчинками скопления цементирующего вещества

Microscopic photo of thin section from ortstein horizon. Visible between sand grains are accumulations of a cementing substance

dzywydmowych, a niekiedy także na płożych formach wypukłych, gleby hydromorficzne, których profil kształtuje się przy mniejszym lub większym udziale wód gruntowych.

g. Gleby glejowo-bielicowe. Symbol morfologiczny typowego profilu: $A_0-A_1-A_2-B_h-B_{fc}-C(Go-C)Gr$. Gleby glejowo-bielicowe (fot. 6) różnią się od poprzednio omówionych bielic nie tylko odrębnym (podsiajkowo-przemysłowym) typem gospodarki wodnej i oglejeniem dolnych partii profilu, lecz także obecnością allochtonicznych związków żelaza w poziomie rudawcowym i często większą niż w bielicach miąższością i wyrazistością poszczególnych poziomów genetycznych.

Gleby glejowo-bielicowe nie tworzą w Polsce tak wyraźnej strefy zasięgowej jak automorficzne bielice, lecz spotkać je można wszędzie tam, gdzie na odpowiedniej głębokości występuje zwierciadło mało za-

sobnych wód gruntowych. Naturalną szatę roślinną omawianych gleb stanowią przeważnie wilgotne facje ubogich borów mieszanych.

h. Gleby murszaste. Symbol morfologiczny typowego profilu: $A_o-A_m-C(Go-C)Gr$. Gleby te kształtują się w miejscach nisko położonych, na przykład w nieckach deflacyjnych, gdzie silne wahania poziomu wód gruntowych powodują ustawiczne zmiany potencjału oksydacyjno-redukcyjnego w powierzchniowych poziomach glebowych. W warunkach zmiennej aeracji i przy braku w piaskowej skale macierzystej dostatecznych ilości minerałów ilowych, tworzy się ołowiowoczarna próchnica nieskompleksowana z mineralnymi składnikami gleby. Poziom murszasto-próchniczny osiąga znaczne miąższości, przekraczające niekiedy 0,5 m (fot. 7). Widoczne są w nim liczne białe ziarna kwarcu pozbawione otoczek żelazistych w wyniku okresowych procesów glejowych. Granica pomiędzy tym poziomem a oglejoną skałą macierzystą jest przeważnie ostra i równa.

i. Gleby torfowe. Symbol morfologiczny typowego profilu: $A_t-T_1-T_2...T_n-DG$. W przypadkach stałego podtopienia wodą gruntową najniższych przegłębień na polach wydmych (np. w zagłębieniach powytopiskowych), mogą powstawać złoża torfowe o różnej miąższości oraz różnym stopniu zamulenia i rozkładu. Zależnie od zasobności i ruchliwości wód gruntowych tworzą się gleby torfowe torfowisk niskich, przejściowych lub wysokich. Strefa kontaktu gleb torfowych z wydmyami jest zwykle stosunkowo silnie zamulona piaskiem wydmy. Sposób wzajemnego przenikania się warstw piasku i torfu w strefie kontaktowej dostarcza niekiedy informacji o względnym wieku wydmy i torfowiska.

D. TYPY PRZESTRZENNEJ ZMIENNOŚCI GLEB NA POLACH WYDMOWYCH

Przestrzenne rozmieszczenie poszczególnych typów gleb na polach wydmych wykazuje pewne znamienne prawidłowości. Większość poprzednio opisanych typów morfologiczno-genetycznych tworzy mianowicie rytmicznie powtarzające się układy, przy czym miejsce każdego z członów takiego układu wyznaczone jest przede wszystkim przez elementy rzeźby powierzchni pola wydmy. Rytmika tej rzeźby wywołuje analogiczny przestrzenny rytm zmian poszczególnych typów glebowych. Powstają charakterystyczne kateny czyli wielocłonowe asocjacje gleb związane ze zmiennością rzeźby i w warunkach naturalnych charakteryzujące się typową roślinnością.



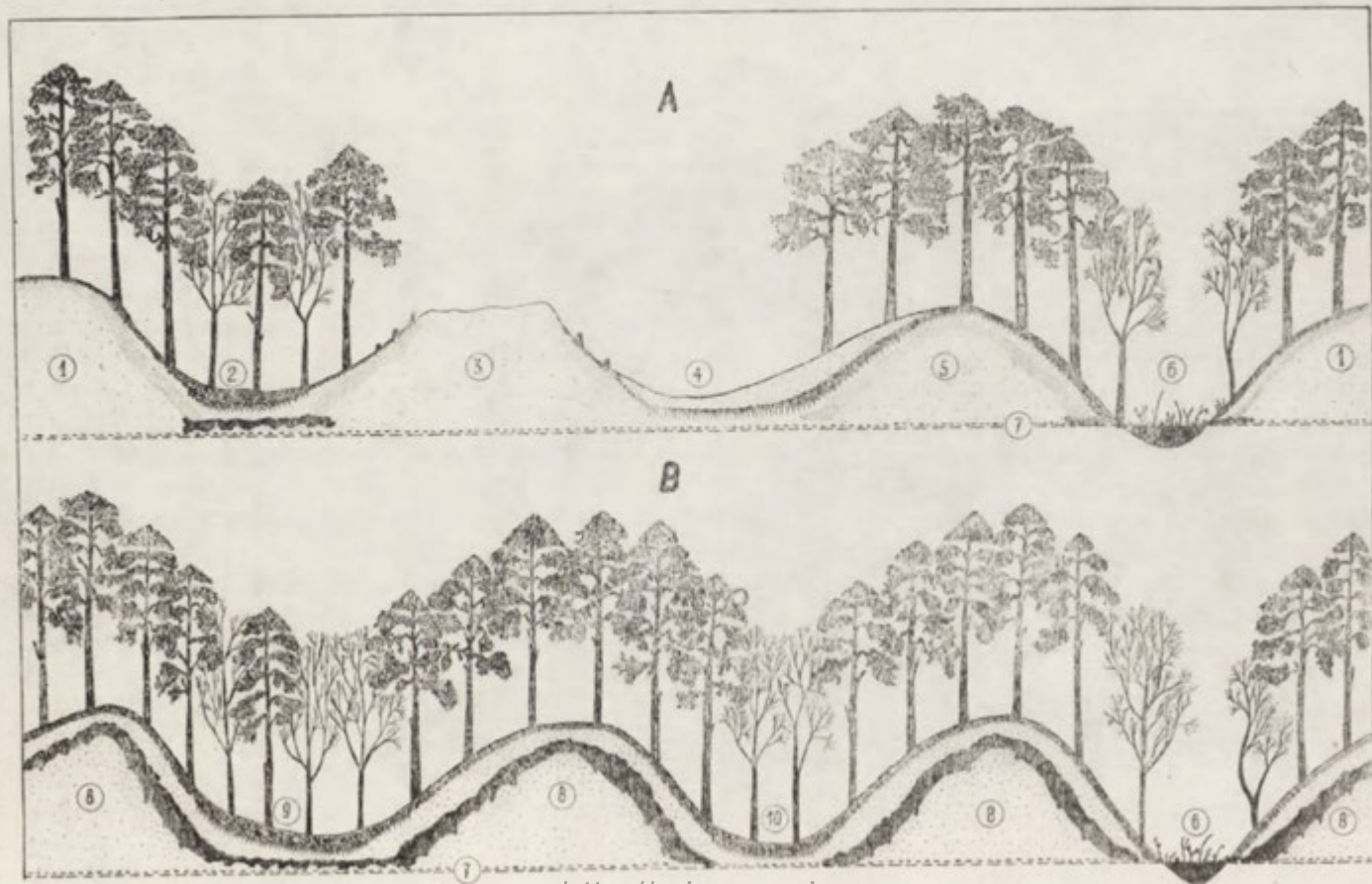
fol. W. Plichta

Fot. 6. Gleba glejowo-bielicowa. Dolna część profilu podtopiona wodą gruntową
Подзолистая почва грунтового увлажнения. Нижняя часть профиля подтоплена грунтовой водой

Gley-podzolic soil. Lower part of profile is immersed in groundwater

W Polsce istnieją co najmniej dwie zasadnicze odmiany katen glebowych na wydmach śródlądowych (ryc. 5).

Pierwszą odmianę stanowi katena w której stopień zbielicowania gleb jest stosunkowo słaby, a bielice z twardym orsztykiem nie występują wcale lub należą do rzadkości. Katena ta jest typowa dla wydm



Ryc. 5. Dwie odmiany katen glebowych na wydmach śródlądowych

A — Katena z słabo zbielicowanymi glebami automorficznymi: 1 — gleby rdzawe i skrytobielicowe oraz bielicowe słabo zbielicowane, 2 — gleby glejowo-bielicowe, 3 — grzbiet wydmy zniszczony przez erozję, 4 — młode gleby kopalne (murszasta i bielicowa), 5 — gleby bielicowe słabo zbielicowane, 6 — gleby torfowe i murszowe, 7 — woda gruntowa

B — Katena z automorficznymi bielicami o twardym poziomie orsztynowym: 8 — bielice, 9 — gleby glejowo-bielicowe, 10 — gleby murszaste, 6 — gleby torfowe i murszaste, 7 — woda gruntowa

Две разновидности почвенных катен на материковых дюнах

A — Катена со слабоподзолистыми автоморфными почвами: 1 — скрытоподзолистые и слабоподзолистые почвы, 2 — подзолистые почвы грунтового увлажнения, 3 — дюна разрушенная эрозией, 4 — молодые ископаемые почвы (землисто-болотная и подзолистая), 5 — слабоподзолистые почвы, 6 — почвы на торфяных болотах и перегнойно-торфянистые почвы, 7 — грунтовая вода

B — Катена с автоморфными подзолами с твердым оршттейновым горизонтом: 8 — подзол, 9 — покзолистые почвы грунтового увлажнения, 10 — землисто-болотные почвы, 6 — почвы на торфяных болотах и перегнойно-торфянистые почвы, 7 — грунтовая вода

Two varieties of soil catens occurring in inland dunes

A — catena containing automorph slightly podzolic soils: 1 — rust-brown and cryptopodzolic and podzolic soils (weakly podzolized), 2 — gley-podzolic soils, 3 — dune crest destroyed by erosion, 4 — young fossil soils (sandy-muck soil and podzolic soil), 5 — podzolic soils (weakly podzolized), 6 — peaty and muck soils, 7 — ground water

B — catena embarrasing automorph podzols with ortstein horizon: 8 — podzol, 9 — gley-podzolic soils, 10 — sandy-muck soils, 6 — peaty and muck soils, 7 — ground water

pasa wielkich dolin i dominuje między innymi w puszczech Noteckiej, Bydgoskiej, Kampinoskiej itd.

Odmianę drugą stanowi katena z automorficznymi bielicami o twardym, reliktowym poziomie orsztynowym. Jest ona częsta na polach wydmyowych Niziny Śląskiej, spotyka się ją w rejonie Wzgórz Ostrzeszowskich⁹, na wydmach Wysoczyzny Piotrkowskiej i dalej na wschód w okolicach Bełżca¹⁰, gdzie jednak zasięg tej kateny nie jest jeszcze dokładnie poznany.

Wydmny śródlądowe nie są formami synchronicznymi. Przyjmuje się, że pola wydmyowe Polski południowej są starsze niż Polski środkowej i północnej. Można by więc sądzić, że obecność twardych poziomów orsztynowych jest atrybutem wydm starych. Przeczy temu jednak istnienie podobnych poziomów w automorficznych bielicach na młodych, politynowych wydmach nadmorskich (Z. Prusinkiewicz 1961).

Opisane prawidłowości dotyczące geografii charakterystycznych asocjacji gleb wydmyowych zostały rozpoznane dopiero niedawno (Z. Prusinkiewicz 1968) i wymagają jeszcze dalszych studiów. Wyniki tych badań będą miały znaczenie nie tylko teoretyczne, gdyż interesują także, ze względów czysto gospodarczych, terenową służbę leśną, która prowadzi szeroko zakrojone prace techniczno-melioracyjne na tzw. orsztynskach przyczyniając się w ten sposób do powstawania gleb przekształconych antropogenicznie.

E. GLEBY PRZEKSZTAŁCONE ANTROPOGENICZNIE

Należą tu gleby różnych typów genetycznych o morfologii zmienionej sztucznie przez rozmaite roboty ziemne — najczęściej przez leśne i rolnicze zabiegi uprawowe. Te ostatnie spotyka się na wydmach jeszcze dziś, pomimo minimalnej wartości rolniczej gleb ukształtowanych z piasków eolicznych. Zmiany spowodowane użytkowaniem rolniczym stanowić mogą także pozostałości dawnej obróbki w glebach, na których później zaniechano uprawy.

Orka pozostawia w glebach, zwłaszcza bielicowych, ślad bardzo trwały i wyraźny. Unicestwia ona poziom próchnicy nadkładowej A₀ i pogłębia zwykle poziom akumulacyjno-próchniczny A₁, niszcząc jednocześnie całkowicie lub częściowo poziom eluwalny A₂. Raz zaorana leśna gleba bielicowa może się więc upodobnić do gleby skrytobielico-

⁹ Ibidem.

¹⁰ Z. Czerwiński, 1965. Gleby bielicowe leśne i uprawne wytworzone z piasków różnego pochodzenia geologicznego. Warszawa (mpis).



fot. W. Plichta

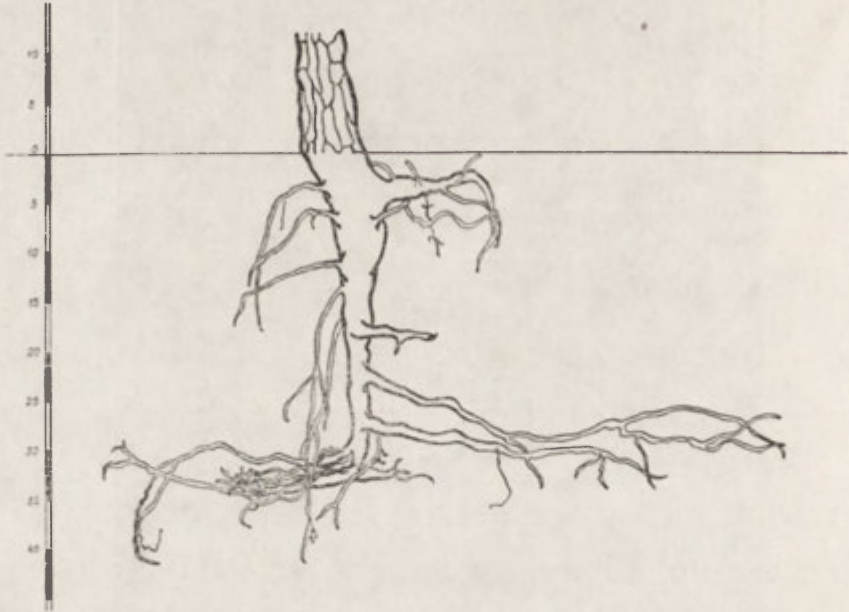
Fot. 7. Gleba murszasta

Землисто-болотная почва

Sandy-muck soil

wej. O tym, że pracował w niej pług świadczy jednak nienaturalny stopień homogenizacji poziomu A_1 oraz równa i wyraźna linia oddzielająca ten poziom od następnego horyzontu.

Zupełne zrujnowanie pierwotnej gleby powoduje regulówka (fot. 8). Ten bardzo niebezpieczny na wydmach zabieg melioracyjny stosowany bywa przez leśników na orsztyńskich. Chodzi przy tym nie tylko o usu-



Ryc. 6. Zniekształcenie palowego korzenia sosny przez zorsztynizowany poziom iluwialny bielicy

Деформация стержневого корня сосны оршштейновым горизонтом, подзолистой почвы

Deformation of rod-shaped main root of pine tree due to illuvial ortstein horizon

nięcie mechanicznej przeszkody, jaką dla korzeni drzew stanowi zorsztynizowany horyzont iluwialny (ryc. 6), lecz także o zmniejszenie nadmiernej koncentracji toksycznych dla roślin substancji takich jak ruchliwe formy glinu, manganu itp. Istnieją też metody wglębnego kruszenia orsztynu specjalnymi narzędziami przypominającymi ciężkie pogłębiacze (fot. 9).

Na marginesie można tu wspomnieć, że niektórzy leśnicy wyrażają obawy, czy orsztyń wglębnie rozkruszony, lecz nie wydobyty na powierzchnię, nie ulega wkrótce ponownemu scementowaniu. Przedstawiciele tego poglądu powołują się na dość rozpowszechnione w starszej literaturze leśnej twierdzenie o rzekomo szybkim przebiegu procesów orsztyinizacji. Obawy te jednak zdają się być pozbawione podstaw w świetle wyników badań¹¹, które sugerują, iż orsztyń spotykany na wydmach w niektórych rejonach kraju tworzył się przy odmiennym od

¹¹ Z. Prusinkiewicz, 1963. Opinia o celowości wglębnego kruszenia orsztynu jako zabiegu usuwającego przeszkodę dla rozwoju korzeni sadzonek w uprawach sosnowych. Ekspertyza wykonana dla Okr. Zarz. Lasów Państw. w Żarach.



fol. W. Plichta

Fot. 8. Powierzchnia wydmy z glebą całkowicie zniszczoną przez regulówkę. Puszcza Notecka, 1965 r.

Поверхность дюны с почвой полностью разрушенной плантажем Хотэцкий лесной массив (Пуща Нотецка), 1965 год

Dune surface with a soil completely destroyed by tillage. Noteć Forest, 1965

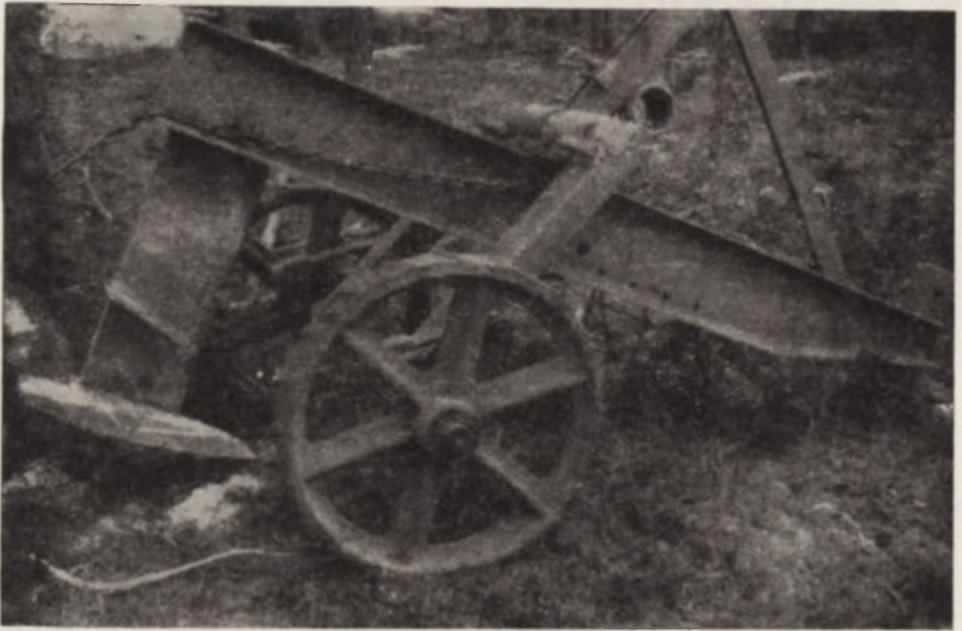
dzisiejszego układzie czynników klimatycznych — głównie na przełomie okresu subborealnego i subatlantyckiego.

W wyniku uruchomienia piasku przez mechaniczną uprawę gleb wydmy, większość rozleglejszych pól wydmy obfituje w młode gleby kopalne (fol. 10), wśród których niełatwo znaleźć naprawdę interesujący obiekt godny szczegółowych badań paleopedologicznych.

F. GLEBY KOPALNE

Gleby te powstały i powstają wciąż jeszcze w wyniku powtarzającego się na wydmach naturalnego lub sztucznego wyniszczenia utrwalającej je roślinności. A. G. Gajel¹² wyróżnił na podstawie badań

¹² A. G. Gajel, L. F. Smirnowa, 1965. K woprosu o klassifikacji legkich poczw po stiepieni ich wietrowej erodirowannosti. Poczwowiedienije 4, 1—15.



fol. Z. Prusinkiewicz

Fot. 9. Ciężkie narzędzie do wglębego kruszenia orsztynu bez niszczenia powierzchniowych warstw gleby

Тяжелые орудие для глубинного разрушения орштейна без нарушения поверхностных слоев почвы

Heavy implement for breaking up deep-seated ortstein layer without destruction of surface horizons of soil

przeprowadzonych w dorzeczach Donu i Wołgi następujące fazy deflacji:

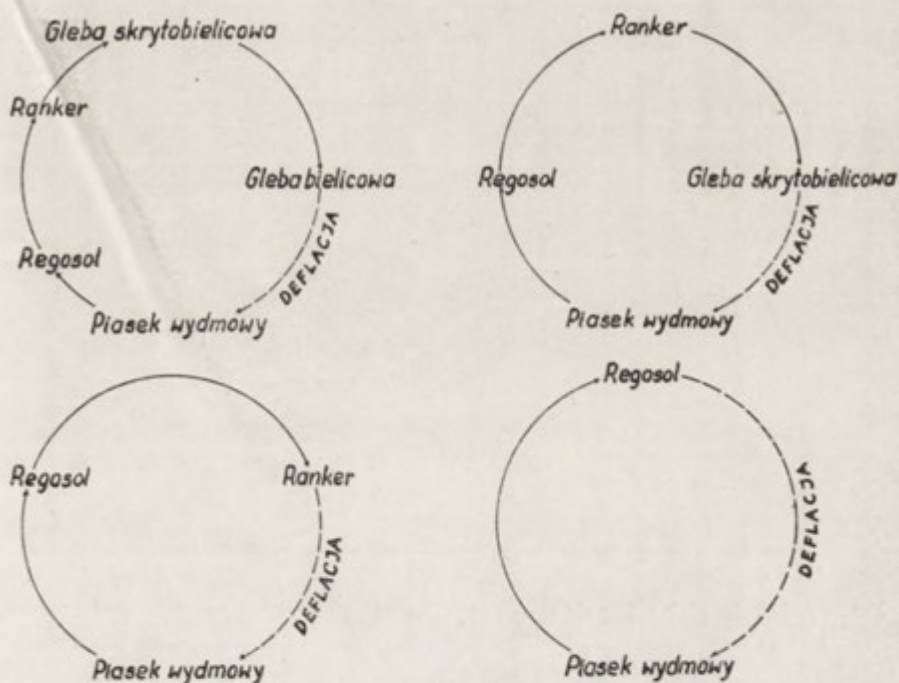
1. Starszą afitogeniczną fazę deflacji, obejmującą schyłek plejstocenu i początek holocenu. Okres ten charakteryzuje się łagodnymi formami rzeźby i glebami głębokopróchnicznymi.

2. Starszą, prymitywno-rolniczą fazę deflacji przebiegającą od 8 do 1 tys. lat p.n.e.,

3. Wczesno-pasterską fazę deflacji od —500 do +1500 lat,

4. Współczesną, pastersko-rolniczą fazę deflacji.

Być może, że analogiczne fazy będzie można wyróżnić w przyszłości również na naszych terenach, jak to sugerują wyniki ostatnich badań



Ryc. 7. Cykle regeneracyjne gleb wydmych (wg Reutera)

Регенерационные циклы дюнных почв (по Реутеру)

Regeneration cycles of dune soils (after Reuter)

K. Tobolskiego i S. Kozarskiego (1963), wskazujące na wybitną niezależność holoceničkih okresów wydmytwórczych od predyspozycji klimatycznych. Powtarzające się fazy deflacji powodują, że rozwój gleb wydmych przedstawiany bywa jako zjawisko cykliczne¹³, w którym każdorazowe zniszczenie pokrywy glebowej — na skutek jej rozwiania lub zasypiania — wyzwala wciąż od nowa te same procesy regeneracyjne (ryc. 7).

Przytoczone tu za gleboznawcami niemieckimi kołowe schematy rozwojowe automorficznych gleb wydmych są niewątpliwie słuszne tyl-

¹³ W. L. Kubienna, 1948. *Entwicklungslehre des Bodens*. Wien; G. Reuter, 1962. *Tendenzen der Bodenentwicklung im Küstenbezirk Mecklenburgs*. Deutsche Akademie der Landwirtschaftswissenschaften zu Berlin. *Wissenschaftliche Abhandlungen* Nr. 49, Berlin.



fol. W. Plichta

Fot. 10. Młode gleby kopalne — pospolite zjawisko na terenach wydmowych
Молодые, ископаемые почвы — обычное явление в дюнных областях
Young fossil soils — a common phenomenon in dune regions



fol. W. Plichta

Fot. 12. Kopalna gleba allerodzka typu „Usselo” z charakterystycznymi „paluszkami”

Аллередская ископаемая почва типа „Уссело” с характерными „пальчиками”
Allerod fossil soil of „Usselo” type with characteristic “fingers” (flow tongues)



fol. W. Plichta

Fot. 11. Kopalna gleba allerödзка typu „Usselo” pod holocenią bielicią
Аллередская ископаемая почва типа „Уссело” под подзогам голоценового
возраста

Alleröd fossil soil of „Usselo” type underlying Holocene podzol

ko przy częstych nawrotach deflacji, gdyż jedynie dla krótkich odcinków czasu możemy przyjmować niezmiennosc zewnętrznych czynników środowiska glebotwórczego (klimatu, roślinności itp.) i, w konsekwencji niezmiennosc stadium klimaksowego kończącego procesy regeneracyjne.

Natomiast sekwencje regeneracyjne przedzielone długimi przerwami czasowymi powinny, przynajmniej teoretycznie, kończyć się różnymi i niepowtarzalnymi glebami klimaksowymi.

Dobrze zidentyfikowanych i jednoznacznie powiązanych z określonymi warunkami klimatycznymi wydmowych gleb klimaksowych znamy jednak dotychczas niewiele. Są to, być może, charakterystyczne gleby allerodzkie (fot. 11 i 12) typu Usselo (B. Manikowska 1966) oraz spotykane w niektórych rejonach Polski automorficzne¹⁴ bielice, w których twardy poziom orsztynowy powstał najprawdopodobniej na przełomie okresu subborealnego i subatlantyckiego.

Inne okresy późnoglacialnej i holocenijskiej historii rozwoju gleb wydmowych nie zapisały się niestety tak specyficznymi cechami w morfologii kopalnych gleb wydmowych. Utrudnia to bardzo, a zwykle wręcz uniemożliwia, bezpośrednie datowanie tych gleb bez uciekania się do pomocy radioizotopu C-14 lub metod analizy pyłkowej.

Wszystko to sprawia, że przy obecnym stanie naszej wiedzy o kopalnych glebach wydmowych, tylko wyjątkowo dadzą się one traktować jako horyzonty przewodnie, umożliwiające rekonstrukcję środowiska paleogeograficznego i bezpośrednie datowanie okresów o szczególnie nasilonych procesach wydmotwórczych.

Wydawało mi się rzeczą słuszną przedstawienie w niniejszym opracowaniu przeglądu aktualnej problematyki pedologicznej na wydmach śródlądowych pod kątem własnych zainteresowań badawczych. Stąd, być może, pewne dysproporcje w potraktowaniu poszczególnych zagadnień. Zależało mi jednak na uwypukleniu problemów wciąż jeszcze kontrowersyjnych i czekających na ostateczne wyjaśnienie. Starłem się też podkreślić, iż badania gleboznawcze w zakresie problematyki wydmowej mają aspekt nie tylko teoretyczny. Wyniki uzyskane w dziedzinach pozornie tak oderwanych jak paleopedologia, mogą mieć często duże znaczenie gospodarcze — o czym świadczy chociażby zainteresowanie resortu leśnictwa aktualnym nasileniem procesów wydmotwórczych oraz genezą i geografiami orsztyńskimi w Polsce.

Katedra Gleboznawstwa UMK w Toruniu

¹⁴ Gleby hydromorficzne nie nadają się do badań paleopedologicznych (Z. Prusinkiewicz, 1968).

Збигнев Прусинкевич

ПОЧВЫ МАТЕРИКОВЫХ ДЮН В ПОЛЬШЕ

Резюме

В настоящей работе представлено наше современное знание о почвах материковых дюн на территории Польши. Ряд свойств позволяет выделить дюнные пески в отдельную группу среди всех других почвообразующих горных пород. Своеобразие дюнных почв обусловлено ярко выраженной монофракционностью материала, отсутствием агрегатных структур, слабо дифференцированным минералогическим составом (85—90% кварца при почти полном отсутствии глинистых минералов), ничтожной емкостью поглощения, недостатком важнейших для растений питательных веществ (95—97% SiO_2) и т.д. Особыми являются также водные свойства этих почв. Влагосодержание автоморфных, дюнных почв, покрытых сосновым лесом, только в исключительных случаях превосходит 5%, а средний запас биологически доступной влаги в слое почвы мощностью в 100 см. колеблется в пределах 40—50 мм.

Несмотря на большую однородность дюнных песков на обширных пространствах, разнородность морфолого-генетических типов дюнных почв довольно значительная. Среди автоморфных почв можно выделить регосоли — или инциальные почвы, ранкеры — или примитивные почвы, почвы ржавые, скрытоподзолистые, подзолистые и подзолы.

С междюнными углублениями и котловинами выдувания связаны кроме того следующие типы полугидроморфных и гидроморфных почв: подзолистые почвы грунтового увлажнения, перегнойно-глеевые почвы, торфянистые почвы. И среди автоморфных, и среди гидроморфных почв обнаруживаются часто почвы преобразованные человеческой деятельностью.

Выше упомянутые почвы образуют в дюнных ландшафтах Польши два различных вида катен. У каждой из них на территории Польши свое географическое распространение. Первым видом являются катены в которых оподзоление почв является относительно слабым, а подзолы с твердым ортштейном не наблюдаются вовсе, или очень редко. Эти катены являются типичными для дюн полосы Вельких Долин и наблюдаются например в лесных массивах Нотецком, Быдгоском, Кампиноском и т.д. Второй разновидностью являются катены с автоморфными подзолами обладающими твердым, ортштейновым, реликтовым горизонтом. Они часто наблюдаются на дюнных массивах Слёнской низменности, Пётрковского плато и дальше на востоке, но где их распространение точно еще не изучено.

Часто в дюнных ландшафтах наблюдаются ископаемые почвы. Их исследование дало основу установить, что вопреки взглядом некоторых авторов (G. Reuter, 1962) развитие автоморфных, дюнных почв не совершается всегда по одинаковой схеме, но ход его различен в зависимости от актуальных климатических условий. Доказательством этого могут быть между прочим ископаемые, Аллередские почвы, морфология которых четко отличается от современных почв (фот. 18 и 19). Установлено также, что твердые ортштейновые горизонты подзолов не образуются в современное время, но являются реликтами из перелома суббореального и субатлантического периодов.

В заключении подчеркнута, что исследования современных, и ископаемых дюнных почв имеют не только теоретическое, но и хозяйственное значение. Свидетельством этого является, например, большой интерес лесоводов к результатам исследований генезиса и географического распространения ортштейновых горизонтов и к актуальной интенсивности ветровой эрозии дюнных почв.

Zbigniew Prusinkiewicz

THE SOILS OF INLAND DUNES IN POLAND

Summary

The author gives a survey of what is known today in the matter of soils of inland dunes in Poland, indicating that by some of their properties dune sands differ markedly from all other soil-forming rock materials. Among the specific features of dune soils of decisive importance is the monofractional pattern of the material, the lack of structures differing in aggregates, the monotonous mineral composition (85—90% quartz with a practically complete absence of clay minerals), the insignificant exchange capacity, the paucity of most important nutritive elements (95—97% SiO_2), etc. Also specific are the water conditions of these soils. For automorph dune soils overgrown with a pine forest the humidity rarely exceeds 5%, while the average content of biologically available water in a soil layer 100 cm thickness varies between 40 and 50 mm.

For all the marked homogeneity of dune sands, on larger dune areas considerable differences in morphological-genetic types of dune soils can be observed. Thus, among automorph soils one can distinguish: regosols (or initial soils), rankers (or primitive soils), rust-brown earths, crypto-podzolic and podzolic soils and podzols.

Further, in interdune depressions and deflation basins the following types of hydromorph soil types are found: gley-podzolic soils, sandy-muck soils and peat soils. Moreover, soils anthropogenically transformed are also encountered among both automorph and hydromorph soil types.

In the dune regions of Poland the soils enumerated above form two different varieties of catenas, each of which has in Poland its separate geographical distribution. The first variety embraces those catenas in which the degree of soil podzolization is relatively weak, and where podzols with a hard ortstein horizon do not occur at all, or are very rare. These dune catenas are typical of inland dunes situated in the zone of the greater valleys and which, among others, have developed in the Noteć, Bydgoszcz and the Kampinos Forests and in some further regions. The second catenas consists of automorph podzols containing a hard relict ortstein horizon. They are often encountered in the dune fields of the Silesian Lowland, the Piotrków Upland, and further east where, however, their extent has not yet been accurately determined.

Of frequent occurrence in regions of inland dunes are fossil soils. Their examination revealed that, contrary to the opinion of some authors (G. Reuter 1962), the evolution of automorph dune soils does not always follow one definite pattern, but that it varies depending on dominant climatic conditions. As evidence can be indicated, for example, Allerød fossil soils whose morphology differs distinctly from that of contemporaneous soils (Photo 11, 12). It also came to light that ortstein horizons do not develop in modern times, but that they are rather relicts dating back from the turn of the Subboreal and the older part of the Subatlantic periods.

In conclusion the author points out that, apart from their theoretical value, examinations of the present time dune soils and of fossil dune soils are also of great economic importance. Proof is, for example, the high interest shown by foresters in studies of the origin and the geography of ortstein horizons and of the present-day intensity of processes which are destroying dune soils by wind erosion.

ROMUALD SCHILD

UWAGI O STRATYGRAFII ARCHEOLOGICZNEJ WYDM ŚRÓDLĄDOWYCH

W końcu lat pięćdziesiątych poglądy polskich archeologów, geografów i geologów zajmujących się problemami wydm śródlądowych uległy znacznemu zbliżeniu. W większości wypadków zdania na temat chronologii i stratygrafii wydm pokrywają się w zupełności, bądź też różnią się wyłącznie w szczegółach. Zresztą nie może być inaczej, ponieważ, jak powszechnie wiadomo, większość podstawowych ustaleń chronologicznych, palynologicznych i stratygraficznych poczyniona została na wydmowych stanowiskach archeologicznych np.: Usselo¹, Lommel², Rissen 14/14a³ Witów (M. Chmielewska, W. Chmielewski 1960; W. Chmielewski 1961; M. Chmielewska 1961; K. Wasylikowa, 1964), itd. Odnosi się to w szczególności do najwcześniejszego okresu wielkiego przełomu w poglądach na szczegółową chronologię i stratyografię wydm, tj. do końcowej części lat pięćdziesiątych.

Głównym celem niniejszej pracy będzie zapoznanie czytelników ze stratygrafią archeologiczną wydm śródlądowych oraz z niektórymi nowszymi wynikami, uzyskanymi w tej dziedzinie. Jest rzeczą zrozumiałą, że najszerzej zostaną tu omówione dane dotyczące stratygrafii prehistorycznej plejstocenijskiej; zresztą z wielu względów dane te stanowią podstawę zagadnienia. Znaczna część faktów niżej przedstawionych jest

¹ T. Van der Hammen, 1951. Late Glacial Flora and Periglacial Phenomena in the Netherlands., Leidse Geol. Med., Vol. 17.

² F. Gullentops, 1956. Etudes géologiques stratigraphiques et petrographiques du gisement paléolithique de Lommel 3. Bull. de la Soc. Royale Belge d'Anthropologie et de Préhistoire., Vol. 67.

³ H. Schwabedissen, 1954. Die Federmesser Gruppen des Nordwesteuropäischen Flachlandes., Neumünster; tenże 1957. Das Alter der Federmesserkultur. Eiszeitalter und Gegenwart., Bd. 8; K. O. Münnich, 1957. Zur C14 — Datierung der Federmesserkultur. Eiszeitalter und Gegenwart., Bd. 8; E. Schütterumpf 1957. Die pollenanalytische Untersuchungen der Gytja Schicht von Fundplätze Rissen-Bombentrichter. Eiszeitalter und Gegenwart. Bd. 8.

już od dawna znana, ponieważ wiąże się ona z najciekawszymi stanowiskami wydmyowymi, które były przedmiotem bardziej szczegółowych publikacji, zarówno geologicznych, jak też archeologicznych lub palynologicznych (Usselo, Lommel, Rissen, Witów i inne). Pozostałe, w zasadzie nieznanie w zupełności szerszemu ogółowi będą wymagały nieco dokładniejszego omówienia.

Od dawna wiadomo, iż olbrzymia większość późnoplejstoczeńskich stanowisk paleolitycznych na Niziu Europejskim jest, ze względu na swe występowanie, związana z wydmyami śródlądowymi, bądź też z innymi stanowiskami piaskowymi (tarasy rzeczne, piaski pokrywowe, sandry). Badania archeologiczne, geologiczne i palynologiczne, głównie okresu powojennego, doprowadziły do uzyskania szeregu stosunkowo dokładnych dat na tego rodzaju stanowiskach. Datowania te odnoszą się również bezpośrednio lub pośrednio do stanowisk wydmyowych.

Najstarsze dotychczas znane osadnictwo plejstoczeńskie występujące w wydmyach śródlądowych związane jest swym zaleganiem z glebą typu Usselo⁴ (alleröd) oddzielającą tzw. fazę główną akumulacji wydmy (A. Dylkowa, 1964), od fazy wydmyowej młodszego dryasu. Jedynie dwa stanowiska (zresztą właściwie niewydmyowe) na obszarze Niziu europejskiego ujawniły obecność materiałów prahistorycznych w utworach odłożonych bezpośrednio przed wytworzeniem się wspomnianej gleby. Są to stanowiska w Całowaniu, pow. Otwock⁵ i Duurswoude Oud Leger

⁴ Na obszarze Niziu zachodnioeuropejskiego, w Holandii, znane są stanowiska cyklu hamburskiego, zalegające w stropie piasków pokrywowych najstarszego dryasu (starsze piaski pokrywowe — pleniglacjał B), tuż pod przypuszczalnym poziomem vegetacyjnym Bollingu, tj. poniżej piasków pokrywowych starszego dryasu, np. Duurswoude II (A. Bohmers en P. Houtsmā). W jednym wypadku, Duurswoude IV, udało się stwierdzić obecność materiałów hamburskich w poziomie vegetacyjnym przypisywanym bollingowi (A. Bohmers en P. Houtsmā), co nie jest zgodne z dotychczasowym datowaniem palynologicznym i radiowęglowym stanowisk tego cyklu, w Meiendorf i Poggenwisch, na dolną część najstarszego dryasu (A. Rust, 1937, 1958; R. Schüttrumpf, 1958). Jak dotąd, brak jest bezpośrednich datowań bardzo dokładnie określających koniec i początek sedymentacji piasków pokrywowych najstarszego dryasu.

⁵ Stanowisko w Całowaniu w pow. Otwock jest jedną z wysp aluwialno-wydmyowych, zajmujących środek martwego późnoplejstoczeńskiego koryta Wisły, ciągnącego się łagodnym łukiem od Karczewia do Wilgi. Koryto to jest wypełnione utworami organogenicznymi i mineralnymi późnego plejstocenu i holocenu.

Badania stanowiska rozpoczęły się w 1963 r., sezon wykopaliskowy 1967 r. był piątym sezonem badawczym. Do chwili obecnej na stanowisku rozkopano 16 krzemienic (skupień osadniczych) spoczywających w 7 lub 8 poziomach kulturowych, obejmujących okres od ok. połowy allerodu do zapewne schyłku borealu. Ogółem przebadano 9 wykopów na powierzchni wyspy, 9 wykopów torfowych i 9 szurfów

w Holandii (patrz niżej). W obu wypadkach ta szczególna sytuacja stratygraficzna wydaje się być wynikiem lokalnych stosunków sedymentacyjnych powodujących, iż w pierwszej połowie allerödu nie było tam warunków pozwalających na rozwój procesu glebowego.

W Całowaniu gleba Usselo rozwinięta jest na piaskach aluwialnych sedymentacji mieliznowej (wyspowej) allerödskiego koryta Wisły. Piaski te zawierają dwa poziomy kulturowe paleolityczne, spoczywające od 1 m do 10—30 cm poniżej spągu gleby Usselo. Koniec sedymentacji aluwialnej i zarazem początek obejmowania stropu piasków przez proces glebowy, datowany jest przez radiowęglowe określenie wieku spągu torfu allerödskiego, który przykrywa bezpośrednio piaski aluwialne

zwiadowczych, tj. znacznie powyżej 1000 m², co pozwoliło na zaawansowane ustalenie generalnej stratygrafii stanowiska.

Stratygrafia geologiczna, przedstawiona w sposób bardzo schematyczny i nie uwzględniająca stratygrafii archeologicznej (tekst) wygląda w sposób następujący:

Zwiry i otoczki podścielają serię mineralno-organogeniczną, składającą się z mad przewarstwianych z cienkimi warstwami torfu. Strop tej serii zajmuje cienki utwór glebo-podobny. Seria mineralno-organogeniczna przykryta jest z kolei przez serię piasków aluwialnych z soczewkami żwirów i otoczków oraz przewarstwieniami mułków piaszczystych, sedymentacji mieliznowej (wyspowej) późno-plejstoczeńskiej Wisły. W niskich partiach stoków wyspy seria ta przykryta jest przez torf dwudzielny, którego spąg otrzymał datę C14 — 9 240 ± 65 lat p.n.e. Górna część torfu jest wyraźnie zhumifikowana i w wyższych partiach stoku przechodzi płynnie w glebę Usselo. Gleba ta jest usunięta deflacyjnie na obszarze kulminacji wyspy (w części północnej), co nastąpiło w okresie sedymentacji przykrywającej ją serii wydmorej. W najniższych natomiast partiach stoków, wspomniany torf allerödski i gleba Usselo przykryte są przez cienką gytie piaszczystą z datami C14: 8 710 ± 100 i 8 870 ± 90 lat p.n.e. Nad gytie tą zalega bezpośrednio seria wydmorej, przykrywająca stosunkowo grubym płaszczem wyspę aluwialną. W strefie brzegowej stoków serię wydmorej przykrywa z kolei seria torfowa, której spąg zajmuje warstwa piaszczystej gytii. Gytia ta wraz z podścielającymi utworami jest stosunkowo silnie sfałdowana, jej spąg jest datowany na 8 505 ± 90 p.n.e.

Strop serii wydmorej (poza obszarem brzegowym stoków) objęty jest dobrze rozwiniętą glebą bielnicową. Jedynie w strefie brzegowej, w bezpośredniej bliskości otaczającego torfowiska, występuje cienka gleba kopalna z wtórnie zmienionym (wyplukanym) poziomem próchnicznym i niekiedy inicjalnie rozwiniętym poziomem B. Gleba ta jest przykryta przez cienki poziom resedymentowanych piasków wydmorej sedymentacji plażowej sezonowego zbiornika wodnego. Strop tych piasków objęty jest przez glebę murszastą.

Badania stanowiska w Całowaniu nie zostały jeszcze zakończone, analizy pyłkowe, nad którymi pracuje dr M. Dąbrowski (IHKM, PAN) są w trakcie opracowywania podobnie jak analizy chemiczne i granulometryczne, nad którymi pracuje dr T. Madejska-Niklowska z Pracowni Czwartorzędu Zakładu Nauk Geologicznych PAN. Próbkę węgla są datowane przez dr J. C. Vogla z Natuurkundig Laboratorium der Rijks Universiteit w Groningen. Dotychczas datowano 7 próbek, inne są w stadium przygotowywania.

w najniższych partiach stoków wyspy mieliznowej. Wspomniany torf w wyższych partiach stoków przechodzi w typową glebę Usselo. Węgle drzewne z samego spągu torfu dały datę $9\ 240 \pm 65$ lat p.n.e. (Groningen) wskazując, że sedymentacja aluwialna zakończyła się w początkowym okresie drugiej połowy allerödu.

Pod względem kulturowym materiały górnego poziomu osadniczego piasków aluwialnych nawiązują do późnomadleńskich przemysłów z formami tylcowymi. Materiały poziomu dolnego nie mają dotychczas analogii.

Liczne stanowiska osadnictwa późnoplejstoczeńskiego występujące w wydmach śródlądowych, bądź też piaskach pokrywowych na obszarze Niżu zachodnioeuropejskiego związane są swym zaleganiem z glebą Usselo (np. Usselo, Donkerbroek, Milheeze, Budel II, Budel IV, Horn-Haelen w Holandii; Lommel w Belgii; Rissen 14 w NRF). Znaczna część wymienionych stanowisk obok ustaleń stratygraficznych dostarczyła absolutnych dat radiowęglowych jak np. Usselo — 9 540 lat p.n.e.⁶, Horn-Haelen — 9000 lat p.n.e., Budel II — 9 250 lat p.n.e., Budel IV — 8 850 lat p.n.e., Rissen 14 — 9 450 lat p.n.e.⁷ bądź też dodatkowo datowań palynologicznych np. Usselo, Rissen-Bombentrichter (R. Schüttrumpf, 1957)⁸.

Wymienione stanowiska wiążą się kulturowo z cyklem przemysłów madleńskich i stanowią falę kolonizacyjną, która inwadowała w allerödzie na północne obszary ówczesnej Europy. Zgodnie z zaobserwowaną krzewiącą ewolucją kulturową późnego madlenu stanowiska tego cyklu wykazują wiele indywidualnych cech, które pozwoliły na wydzielenie szeregu różniących się przemysłów. Datowania późnych przemysłów cyklu madleńskiego (grupy federmesser), występujących na Niżu Zachodnioeuropejskim w stanowiskach innych niż wydmowe, bądź piasków pokrywowych i w związku z tym nie powiązanych w zupełności z wyróżnionymi fazami historii wydm, zgodne są całkowicie z datowaniami uzyskanymi w wydmach, bądź piaskach pokrywowych, np. Borneck k. Hamburga⁹.

Szczególną pozycję stratygraficzną zajmuje złóg kulturowy przemysłu tjongerskiego na stanowisku Duurswoude Oud Leger w Holandii

⁶ H. Gross (1958) podaje dwie inne daty dla Usselo, obie wyraźnie młodsze: $10\ 720 \pm 85$ i $10\ 800 \pm 230$ lat od współczesności.

⁷ A. Bohmers, 1961. Statistiques et graphiques dans l'étude des industries lithiques préhistoriques. Paleohistoria. Vol. VIII.

⁸ R. Schüttrumpf, *op. cit.*

⁹ A. Rust, 1958. Die jungpaläolithischen Zeltanlagen von Ahrensburg. Neumünster.

(P. Houtsma w: A. Bohmers en P. Houtsma¹⁰. Jest to jedyny znany wypadek, gdzie przemysł tjongerski nie wystąpił w glebie Usselo, lecz tuż pod nią (do 20 cm), pomiędzy dwoma cienkimi warstewkami ilastymi, w stropie piasków pokrywowych, przypisywanych starszemu dryasowi. Typologicznie inwentarz ze stanowiska Duurswoude Oud Leger nie wydaje się różnić od inwentarzy stanowisk tjongerskich, zalegających w glebie Usselo (A. Bohmers w: A. Bohmers en P. Houtsma).

Istnieją dwie podstawowe możliwości wyjaśnienia tej dość zagadkowej sytuacji stratygraficznej: pierwsza, że stanowisko jest rzeczywiście starsze od allerödu i powinno być datowane na końcową część starszego dryasu, druga, że złóg kulturowy pochodzi z interstadiału, lecz poprzedza bezpośrednio wytworzenie się gleby Usselo na tym stanowisku. Szereg danych przemawia raczej za tą drugą interpretacją, m. in. dotychczasowe datowania radiowęglowe gleb Usselo w ogóle; inne są natury archeologicznej (obecność, jak się wydaje, stosunkowo liczna tzw. drapaczy tarnowiańskich w materiale stanowiska Duurswoude Oud Leger). Również fakt, iż poziom kulturowy wystąpił pomiędzy dwoma ilastymi warstewkami może przemawiać za tym, że osadnictwo nastąpiło już po zakończeniu intensywnej działalności eolicznej¹¹. Nie jest wykluczone, że zaleganie poziomu kulturowego poniżej gleby Usselo jest wynikiem nieznanymi lokalnymi warunków sedymentacyjnych.

Również na obszarze Nizy Europy środkowej istnieje pewna ilość stanowisk archeologicznych związanych swym zaleganiem z glebą typu Usselo.

Na stanowisku w Całowaniu rozkopano ostatnio (1967 r.) dwa duże skupienia osadnicze, których materiały spoczywały w całej miąższości poziomu próchnicznego dobrze rozwiniętej gleby typu Usselo (wykop IX)¹². Jedna z osad reprezentuje przemysł, który ma swe najbliższe analogie w materiałach stanowiska Katarzynów w pow. łęczyckim (M. Chmielewska, 1967), druga należy do tzw. przemysłu para-

¹⁰ A. Bohmers, en Houtsma P., De praehistorie. Separatum.

¹¹ J. C. Vogel, and H. T. Waterbolck, 1963. Groningen Radiocarbon Dates IV., Radiocarbon., Vol. 5, publikują datę C14, wskazującą na alleröd, dla przemysłu tjongerskiego stanowiska Duurswoude II.

¹² Obserwacje gleby typu Usselo na przestrzeni kilkuset metrów ciągłych profili stanowiska Całowanie wykazały jej wyraźne zróżnicowanie, zależne w głównej mierze od bliskości zalegania holocenijskiej gleby bielcowej, tj. od grubości nadkładu serii wydmowej. Ogólnie rzecz biorąc, czym cieńszy nadkład, tym gleba Usselo jest bardziej zmieniona, tj. jaśniejsza (z uwagi na znaczne wypłukanie części humusowych z jej poziomu próchnicznego), bądź też brunatnawa (z uwagi na

tarnowskiego, znanego z krzemienicy południowowschodniej stanowiska Rydno IV/57¹³.

Dotychczasowe datowanie gleby typu Usselo na stanowisku w Całowaniu nie budzi wątpliwości. Pomijając tu kwestię datowania stratygraficznego wystarczy stwierdzić, że na obszarze stoku północno-zachodniego wyspy gleba Usselo przechodzi bezpośrednio w dwudzielny torf, którego spąg jest datowany przez C14 na $9\,240 \pm 65$ lat p.n.e. Torf ten oraz gleba Usselo w najniższych partiach stoku, przykryte są z kolei przez cienką (do 5 cm grubości) warstewkę piaszczystej gytii, która uzyskała dwie daty radiowęglowe: $8\,710 \pm 100$ (GrN-4966) i $8\,870 \pm 90$ (GrN-5253) lat p.n.e. Tak więc czas trwania allerödskiego procesu glebowego na st. w Całowaniu mieści się w okresie od ca. 9 240 do ca. 8 790 (przeciętna obu dat gytii) lat p.n.e. Są to również ramy chronologiczne wyznaczające wiek obu wspomnianych przemysłów.

We wschodniej części Nizy Europejskiego występuje szereg stanowisk wydmych. Jedno z nich, Grięnsk nad Sożem w Białorusi, zdaje się zawierać złóg kulturowy spoczywający w spągu dolnej serii piasków wydmych, leżących na aluwiach pierwszego nadzalewowego tarasu Soża. Seria górna ma być oddzielona od serii dolnej przez bardzo cienki (4 cm) poziom „gleby kopalnej” koloru ciemnobrązowego. W stropowej partii serii górnej miał zalegać inny, późniejszy schyłkowopaleolityczny poziom kulturowy.

Eksplorator wymienionego stanowiska — W. B u d' k o¹⁴, określa wiek dolnego poziomu kulturowego na okres nie starszy od oscylacji bölling i nie późniejszy od początku oscylacji alleröd. Przy założeniu, że nadległy poziom „gleby kopalnej” odpowiada allerödowi, odnośnienie złogu kulturowego do oscylacji bölling może wydawać się słuszne. Trzeba jed-

wtórne wmycie związków żelaza z nadległego poziomu gleby holocenijskiej). W miejscach, gdzie gleba ta jest protegowana przez mięszczy nadkład wydmy składa się z dobrze wyrażonego poziomu próchnicznego (nieco wtórnie zbielałego wskutek wypłukania), podścielonego cienkim (10—15 cm) i bardzo słabo wyrażonym poziomem B. Profil taki jest typowy dla niektórych klasycznych stanowisk gleby typu Usselo w Holandii.

¹³ Przemysł ten nieprawidłowo uznany został za tarnowski w monografii poświęconej stanowisku Rydno IV/57. Badania z 1967 r. w Całowaniu wyjaśniły wyraźnie jego odrębność typologiczną w stosunku do przemysłu tarnowskiego, dlatego też użyta tu została jego pierwotna nazwa.

R. Schild, (1967), Wieloprzemysłowe stanowisko Rydno IV/57 (Grzybowa Góra pow. Starachowice), Materiały do prahistorii plejstocenu i wczesnego holocenu Polski. Warszawa — Wrocław.

¹⁴ V. D. B u d' k o, 1966. Pamiatniki swidersko-grenskiej kultury na території Belorussii. Mat. i Issled. po Arch. SSSR, wyp. 126.

nak podkreślić, że opis (zresztą schematyczny) nadległej „gleby kopalnej” nie jest zgodny z typologią gleby Usselo. Fakt ten powoduje, iż musimy odnosić się z rezerwą do dotychczasowej interpretacji chronologicznej stanowiska Grięńsk.

Nie może być całkowicie wykluczone, iż „gleba kopalna” rozdzielająca obie serie wydymowe jest w rzeczywistości głębokim poziomem wytrącania związków żelaza poniżej poziomów glebowych gleby holocenińskiej, kryjącej górną serię wydymową, bądź też poziomem wytrącania związków żelaza związanym z wodami gruntowymi. Utwory tego rodzaju są często spotykane na stanowiskach wydymowych. Gdyby przypuszczenie to okazało się słuszne, wtedy obie „serie wydymowe” w rzeczywistości odpowiadałyby jednej fazie wydymotwórczej, a dolny poziom kulturowy mógłby odpowiadać oscylacji alleröd lub też początkom młodszego dryasu. Warto zwrócić uwagę, iż eksplorator stanowiska podkreślał znaczną humifikację spągu serii wydymowej.

Pod względem kulturowym najniższy poziom archeologiczny stanowiska należy do lokalnego cyklu przemysłowego, zwanego kulturą grięńską, wykazującego silne wpływy przemysłowe cyklu mazowszańskiego.

Dotychczasowe dane o stratygrafii archeologicznej wydym śródładowych wykazują, że nie jest znane osadnictwo plejstocenińskie z okresu pełni sedymentacji górnych serii wydymowych, datowanych na młodszego dryas. Znane są natomiast osady, które bezpośrednio poprzedzają sedymentację wydymową młodszego dryasu.

Na stanowisku w Witowie w pow. łęczyckim (M. Chmielewska, 1961a, b), warstwa kulturowa przemysłu witowskiego, który — jak się dziś wydaje — należy również do cyklu madleńskiego, przykrywała bezpośrednio glebę typu Usselo, obejmując również jej stropową partię. Radiowęglowe datowanie warstwy kulturowej dało wynik — 8865 ± 160 (Gro — 828) lat p.n.e., wskazując, iż może być ona umieszczana chronologicznie u schyłku allerödu, na jego przelomie z młodszym dryasem lub w najwcześniejszej partii młodszego dryasu. W północnej części wykopu odkrywki zachodniej gleba Usselo przechodzi bezpośrednio w piaszczysty torf leśny utworzony w allerödzie. Zarówno ów torf jak również gleba Usselo (na krótkim odcinku) przykryte są przez gytie piaszczystą, która jest datowana palynologicznie na początek młodszego dryasu (K. Wasylikowa, 1964). Wymienione utwory oddzielają wydymę młodszego dryasu od wydmy utworzonej w starszym dryasie. Niestety, o ile wiadomo nie udało się ustalić stosunku stratygraficznego warstwy kulturowej przemysłu witowskiego do gytii z początków młodszego dryasu, co mogłoby zadecydować o nieco precyzyjniejszej lokalizacji chronologicznej tego przemysłu.

Na stanowisku w Całowaniu materiały późnopaleolityczne 3 krzemienic—osad (wykopy IX i XI) zalegały wyłącznie na powierzchni gleby Usselo. Wyroby krzemienne spoczywały płasko bezpośrednio na stropie poziomu próchnicznego gleby, przykryte były warstwowanymi piaskami wydmy. Prawie wszystkie noszą na sobie ślady wyświecenia eolicznego. Strop poziomu próchnicznego do głębokości 2—3 cm (przeciętnie) wzbogacony był przez miał węglowy, związany niewątpliwie z osadnictwem, oraz ziarna hematytu. Materiały krzemienne nie penetrowały w głąb gleby Usselo. Jedynie w wypadkach szczególnych, tj. gdy spoczywały w jamkach kulturowych, sięgały poniżej jej spągu — zgodnie z zasięgiem jamek. Ta sytuacja stratygraficzna wyraźnie wskazuje, że zostały one odłożone w czasie, gdy pokrywa roślinna była już bardzo uboga i pozbawiona większych drzew, które jak wiadomo powodują penetracje materiałów w głąb utworu. Jak się wydaje, prawie natychmiast po opuszczeniu osad materiały te zostały przykryte przez piaski fazy wdmowej młodszego dryasu. Ponadto na stanowisku w Całowaniu materiały, o których mowa, wystąpiły we wspomnianej wyżej cienkiej warstwie gytii, przykrywającej glebę Usselo na stoku i bezpośrednio poprzedzającej sedymentację eoliczną młodszego dryasu. Jak wiadomo, gytia ta otrzymała datę C14 — 8870 ± 90 , lat p.n.e. w wykopie torfowym VII oraz datę 8710 ± 100 lat p.n.e. w wykopie torfowym III. Węgla drzewne, które dostarczyły obu dat związane są z osadnictwem omawianego przemysłu. Jeśli weźmiemy pod uwagę obie daty wraz z tolerancją granicy błędów, wtedy musimy stwierdzić, iż gytia pochodzi z przełomu alleröd — młodszy dryas lub też z samego początku młodszego dryasu.

Wydaje się, że datowanie gytii i tym samym osadnictwa na sam początek młodszego dryasu jest znacznie bliższe prawidłowości. Warto tu przypomnieć prawie identyczną — cytowaną wyżej — sekwencję stratygraficzną na stanowisku w Witowie, gdzie gytia z początków młodszego dryasu przykrywa torf piaszczysty z allerödu i glebę Usselo. Dowodzi to również, że podniesienie się poziomu wód w fazie wstępnej młodszego dryasu nie jest zjawiskiem lokalnym.

Omawiane osadnictwo ze stanowiska w Całowaniu reprezentuje przemysł całkowicie nowy dla obszarów Polski, który zapewne ma szereg analogii z niektórymi przemysłami znanymi z terytorium Litwy, np. Wilno I¹⁵, charakteryzujący się m. in. obecnością liściaków typu ahrens-burskiego i mazowszańskiego.

¹⁵ R. Jablonskytė—Rimantiene, 1964, Kai kurie lituvos paleolito klausimai Lietuvos TSR Mokslu Akademijos darbais, ser. A 1(16).

Nieco późniejsze osadnictwo prahistoryczne, wykryte na stanowisku w Witowie, zalegało u spągu wydmy z młodszego dryasu oddzielone od niższej spoczywającej warstwy kulturowej przemysłu witowskiego, przez „... warstwę żółtawego piasku (dolna część warstwy 6) grubości do 30 cm”. W niektórych miejscach obie warstwy kulturowe łączyły się (M. Chmielewska 1961b). Materiały zalegające w spągowej partii wydmy młodszego dryasu reprezentują przemysł tarnowski (M. Chmielewska 1961a, b; W. Chmielewski 1961).

Najmłodsze osadnictwo plejstocenijskie związane z wydmami śródładowymi występuje w stropie wydmy już po zakończeniu procesu sedymentacji eolicznej młodszego dryasu, tj. po zakończeniu procesu formowania wydmy. Właściwą pozycją stratygraficzną najmłodszych plejstocenijskich złożeń kulturowych na wydmach jest iluwium holocenijskich gleb bielcowych lub bielicy wieńczących fazę wydmową młodszego dryasu. Pozycja stratygraficzna tych materiałów nie różni się od pozycji zajmowanej przez osadnictwo mezolityczne wczesnoholocenijskie, neolityczne czy nawet późniejsze. Jedynie w wyjątkowych wypadkach, dzięki specyficznym warunkom lokalnym udaje się uzyskać podział stratygraficzny materiałów późnoplejstocenijskich i wczesnoholocenijskich stropu wydmy.

W zachodniej części Nizy Europejskiego, tj. w Holandii i Niemczech, stanowiska przemysłów ahrensbuskich i przemysłu callenhardzkiego powszechnie zalegają w podglebiach (iluwjach) gleb holocenijskich, często współcześnie żyjących, pokrywających wydmy lub piaski pokrywowe. Przemysły te są zupełnie pewnie datowane przez szereg dat radiowęglowych i analiz pyłkowych na młodszy dryas¹⁶. Na stanowisku Rissen 14/14a przemysł ahrensbuski spoczywał w iluwium bielicy holocenijskiej. Jak wiadomo, gleba ta przykrywała młodszą fazę wydmową, pod którą wystąpiła gleba typu Usselo z datowanym (radiowęglowo) poziomem kulturowym tzw. grup federmesser.

Na obszarze Polski, podobnie jak w zachodniej części Nizy Europejskiego niektóre przemysły cyklu mazowszańskiego na wyjątkowo licz-

Sprawa klasyfikacji kulturowej wzmiankowanego tu przemysłu z Całowania jest w istocie nieco bardziej skomplikowana. Nie wydaje się jednak konieczne szersze jej omawianie w tym miejscu.

¹⁶ R. Schütrumpf, 1943 Die pollenanalytische Untersuchung der Ren-terjägerfundstätte Stellmoor in Holstein., w: A. Rust, Stellmoor., Neumünster; tenże, 1958. Die pollenanalytische Untersuchung an den alsteinzeitlichen Moorfundplätzen Borneck und Poggenwisch., w: A. Rust, Die jungpaläolithischen...

nych stanowiskach zalegają w stropie wydmy, w omówionej pozycji stratygraficznej. Na trzech stanowiskach, tj. w Witowie, Całowaniu i Warszówce w pow. Otwock udało się niewątpliwie stwierdzić, iż spoczywają one w iluwium holoceńskiej gleby rozwiniętej na młodszej fazie wydymowej, pod którą wystąpiła gleba typu Usselo.

Na stanowisku w Całowaniu, stwierdzenie to odnosi się do dwóch przemysłów cyklu mazowszańskiego. Warstwa kulturowa pierwszego z nich w najniższych partiach stoku wydmy spoczywa bezpośrednio pod warstwą gytii piaszczystej, leżącej w spągu serii torfowej. Gytia ta przykrywa piaski młodszej fazy wydymowej. Drugi — przemysł płudzki — zalega w spągu wspomnianej gytii¹⁷. Oba przemysły poza najniższymi partiami stoków, gdzie utwory mineralne kontaktują się z sedimentami organogenicznymi, inwadującymi dolne części stoków wydmy, spoczywają bez różnicy stratygraficznej w poziomie B2 gleby bielcowej, obejmującej strop górnej serii wydymowej.

W Witowie materiały związane z cyklem mazowszańskim lecz wykazujące wpływy typologiczne cyklów przemysłowych znanych z Niżu Zachodnioeuropejskiego, spoczywały w iluwium najstarszej gleby holoceńskiej wydmy, a pojedyncze okazy związane z tym osadnictwem, zalegające w strefie brzeżnej wydmy, zostały określone palynologicznie jako bliskie końca młodsze dryasu (M. Chmielewska, K. Wasylińska 1961).

¹⁷ Węgla z warstwy kulturowej zalegającej pod gytia otrzymały niedawno datę C14 z Groningen, prawie idealnie odpowiadającą 8 tys. lat p.n.e. (bez uwzględnienia granicy błędu, która wynosi nieco ponad 100 lat). Zdaniem autora data ta jest zbyt młoda. Ponieważ węgle spoczywały w strefie plażowej istnieje możliwość wtórnego ich skażenia karbonatami wskutek cyrkulacji wody, jak też infiltracji korzeniowej we wczesnym holocenie. Uwaga dodana w 1968 r.: Niedawno Laboratorium Radiowęglowe w Groningen dostarczyło daty dla węgla drzewnych wydobytych ze spągu gytii podścielającej serię torfową oraz przykrywającej bezpośrednio piaski serii wydymowej. Węgla te wiążą się z osadnictwem płudzkiem leżącym stratygraficznie wyżej od wspomnianej warstwy kulturowej jak się wydaje nieco starszego osadnictwa cyklu mazowszańskiego z datą 8000 lat p.n.e. Wiek spągowych partii gytii wraz z osadnictwem płudzkiem został ustalony na 8505 ± 90 lat p.n.e. Data ta wskazuje na część środkową młodsze dryasu i wykazuje raz jeszcze, że sedymentacja eoliczna młodsze dryasu zakończyła się przed końcem tego okresu klimatycznego. Opierając się na datach bezwzględnych uzyskanych w Całowaniu można stwierdzić, że sedymentacja fazy eolicznej młodsze dryasu zamyka się pomiędzy następującymi latami p.n.e.: 8870 ± 90 ; 8710 ± 100 i 8505 ± 90 . Z uwagi na obecność osadnictwa być może starsze niż to, które zalega w gytii środkowej części młodsze dryasu, młodsze jednak od końca sedymentacji górnej serii wydymowej, wydaje się, że okres sedymentacji wydymowej fazy eolicznej młodsze dryasu mógł być jeszcze krótszy. Jest rzeczą zrozumiałą, iż koniec sedymentacji fazy eolicznej młodsze serii wydymowych może być również zależny (raczej jednak nieznacznie) od geograficznego położenia danej wydmy.

W Warszówce materiały późnopaleolityczne spoczywające w iluwium gleby holocenińskiej, która obejmuje strop piasków fazy wydmy młodszego dryasu, reprezentują, jak się wydaje, przemysł pługki młodszy.

Przedstawione wyżej dane wyraźnie sugerują trójpodział młodszego dryasu z uwagą na sedymentację eoliczną.

F a z a w s t ę p n a — **p r e s e d y m e n t a c y j n a**, bardzo krótka, bezpośrednio poprzedzająca sedymentację wydmową, charakteryzuje się wyraźnym podniesieniem się poziomu wód (Witów, Całowanie), być może wskutek zaniku zwartej szaty roślinnej (leśnej). Zwróciła na to uwagę już K. Wasylikowa (1964).

F a z a w y d m o w a, której sedymentacja zakończyła się jeszcze przed końcem młodszego dryasu. Czas jej trwania zamyka się w okresie nie dłuższym niż kilkaset lat. Koniec sedymentacji tej fazy może być częściowo zależny od położenia geograficznego danej wydmy, jednak dotychczasowe dane, zwłaszcza związane ze stanowiskami archeologicznymi, sugerują znaczną zgodność czasową.

F a z a k o ń c o w a — **p o s t s e d y m e n t a c y j n a**, obejmuje górną część młodszego dryasu. Jej czas trwania nie jest ustalony zbyt dokładnie; istnieje szereg wskazówek, głównie archeologicznych, wskazujących pośrednio, że mogła ona trwać kilkaset lat. Z fazą tą wiąże się ostatnie plejstocenijskie (paleolityczne) osadnictwo wydmy śródlądowych.

Osadnictwo późnopaleolityczne, leżące na seriach eolicznych — piaskowych — młodszego dryasu na Niziu Europejskim dowodzi w sposób całkowicie pewny, że sedymentacja wydmowa zakończyła się przed końcem młodszego dryasu. Zgodne są z tym również dane palynologiczne, np. Węglewice w pow. Wieruszów (K. Tobolski 1966)¹⁸ i istniejące dane analiz radiowęglowych. Być może wiąże się to z obserwowanym w szeregu profilów pyłkowych spadkiem frekwencji zielnych i wzrostem pyłku drzew w późnej części młodszego dryasu.

Jak już sygnalizowano wyżej, mezolityczne osadnictwo wczesnego holocenu nigdy prawie nie zalega na wydmach w układach stratygraficznych. Jedynymi wyjątkami są takie stanowiska wydmy, które przylegały do zbiorników wodnych, gdzie wskutek falowania u brzegów wydmy następowało splukiwanie i częściowe narastanie piasku w partiach plażowych (Całowanie), tworzenie tarasek abrazyjnych itd. Te wtórne zmiany kształtu stoków spowodowały, że materiały mezolityczne mogą występować w układach stratygraficznych na odcinku stoku obje-

¹⁸ Również informacje udzielane przez doktorów Rotnickiego i Tobolskiego podczas wycieczki uczestników II Konferencji Wydmy zwiedzającej to stanowisko (13 V 1967).

tego tymi zmianami. Zazębianie się sedymentów organogenicznych z mineralnymi, z reguły spotykane na tego rodzaju stanowiskach, daje możliwość precyzyjnego datowania osadnictwa.

Tak więc układy stratygraficzne materiałów wczesnoholoceńskich, podobnie jak też materiałów z młodszej części młodszego dryasu, odłożone już po sedymentacji ostatniej fazy wydmotwórczej mogą być stwierdzone jedynie w strefie granicznej wydmy i otaczającego ją starożytnego zbiornika wodnego.

W chwili obecnej w Europie znane są wyłącznie dwa stanowiska wydymowe, które dostarczyły układów stratygraficznych osadnictwa mezolitycznego wczesnego holocenu. Są to stanowiska w Witowie i w Całowaniu. W Witowie wystąpiła tylko jedna zasadnicza warstwa kulturowa i parę warstewek sezonowego odnawiania osadnictwa. W Całowaniu stwierdzono obecność 3 warstw kulturowych wczesnego mezolitu (krzemienica zachodnia (?) i wschodnia wykopu III); występuje tam prawdopodobnie jeszcze warstwa trzecia, której powiązanie z krzemienicą mezolityczną środkową wykopu III jest jeszcze problematyczne. Prawdopodobnie najstarsza warstwa mezolityczna odnosi się do późnego preborealnego lub bardzo wczesnego borealnego. Jeszcze raz warto tu podkreślić, iż zróżnicowanie stratygraficzne występuje wyłącznie u stoków wydmy w Całowaniu, natomiast różnowiekowe materiały prahistoryczne z czasów postsedymentacyjnych wydmy poza strefą brzegową są całkowicie niezróżnicowane stratygraficznie i spoczywają w iluwium starej gleby biellicowej.

Możliwości występowania zróżnicowania stratygraficznego materiałów archeologicznych, młodszych od wyżej omówionych, wiążą się głównie z antropogenicznymi zmianami środowiska, powstającymi w wyniku masowego wyrębu lasów, jak się dziś wydaje szczególnie intensywnego w czasach wpływów rzymskich (0—400 n.e.), jak również w okresie średniowiecza i później. Zmiany te, często bardzo lokalne, nigdy właściwie nie były przedmiotem dokładniejszych studiów, dlatego też trudno wypowiadać się wiążąco o ich chronologii i przebiegu. Jedno wszakże wypada podkreślić, iż w wielu wypadkach nawet stosunkowo późne materiały osadnicze na wydmach, bo odnoszące się do okresu brązu lub wczesnego żelaza, mogą występować w iluwiach jedynej, bądź najstarszej gleby holoceniowej, pokrywającej wydmy, zalegając w jednym poziomie z materiałami paleolitycznymi młodszego dryasu i materiałami mezolitycznymi wczesnego holocenu.

Wydaje się godnym podkreślenia fakt, że wydymowe stanowiska archeologiczne zawierające więcej niż jeden poziom kulturowy paleoli-

tyczny bądź mezolityczny należą do wybitnej rzadkości na Niżu Europejskim. Pomimo tego, setki wydм śródlądowych zawierają paleolityczne i mezolityczne poziomy kulturowe. Chronologia tych materiałów archeologicznych, ustalona na podstawie analiz pyłkowych, związku z określonymi fazami sedymentacji wydмowej, datowania radiowęglowego bądź typologicznego dowodzi w sposób prawie doskonały jednolitości chronologicznej podstawowych procesów wydмotwórczych na całym Niżu Europejskim, co zresztą wydaje się zgodne z klimatyczną interpretacją przyczyn sedymentacji wydм śródlądowych. Jest rzeczą naturalną, iż zgodnie z lokalnymi warunkami klimatycznymi i przesuwaniem się granicy zwartej pokrywy roślinnej w poszczególnych okresach klimatycznych mogą zachodzić stosunkowo niewielkie różnice chronologiczne, wyznaczające początek i koniec poszczególnych faz. Nie mogą być one jednak znaczne dla obszaru Niżu Europy zachodniej i środkowej. Ponadto intensywność niektórych faz wydaje się różnić lokalnie. I tak np. faza młodszego dryasu, nazwana przez A. Dylikową (1964) „fazą przekształcania wydм” w rejonie łódzkim, wydaje się mieć większe znaczenie na obszarach wydмowych okolic Warszawy, ponieważ na wszystkich znanych dotychczas stanowiskach gleby Usselo w okolicach Warszawy wydмy fazy wydмowej młodszego dryasu stanowią główną masę piaskową wydм.

Styczeń 1968

Zakład Paleolitu
Instytutu Historii Kultury Materialnej
PAN w Warszawie

Ромуальд Шильд

ЗАМЕЧАНИЯ ПО АРХЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРАТИГРАФИИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ДЮН

Резюме

Самые древние, археологические стоянки на Европейской равнине связанные с золовыми, покровными песками принадлежат гамбургскому циклу (гамбургской культуре). Они могут наблюдаться в кровлевом участке так называемых более древних покровных песков (стоянка Duurswoude II в Голландии), или же в вегетационном горизонте, который связывают обыкновенно с осциляцией Беллинг (Duurswoude IV). Пыльцевая и радиоуглеродная датировка гамбургской индустрии I и II а Meiendorf и Roggenwisch, которая обе эти стоянки позволяет поместить в пределах раннего участка нижнего Дриаса, не согласуется со стратиграфической позицией обоих упомянутых стоянок в Duurswoude.

Возраст отложения самых древних, настоящих дюнных толщ на равнине средней Европы приходится на средний Дриас (дюнная фаза за среднего Дриаса или так называемая главная фаза дюнной аккумуляции A. Dylikowa). До настоящего времени известна только одна археологическая стоянка, связанная своим залеганием с алювиальными песками перекрытыми ископаемой почвой типа Usselo. Исследования раскопок в 1966 и 1967 гг в местности Цаловане под Варшавой (раскоп VII, VIII и шурф № 9) обнаружил наличие селений позднемадленской и новой (неизвестной до этого времени) индустрии, находящейся в двух археологических горизонтах в слоистых песках, ниже ископаемой почвы типа Usselo, иногда до 1 м ниже ее подошвы. Возраст этих песков датируется половиной аллередского времени.

Значительное количество археологических стоянок наблюдается в почве типа Usselo, которая разделяет две толщи золотых отложений, аккумулярованных в среднем и младшем Дриасе. В западной Европе все они принадлежат так называемой культуре *federmesser*, которая по существу является очень молодой отраслью самого позднего мадлена. На основе ряда дат установленных радиоугольным методом стоянки эти следует отнести к промежутку времени от 9540 лет до н.э. (Usselo)¹ и до 8850 лет до н.э. (Budel IV). Одна из стоянок, принадлежащая несомненно культуре *federmesser* (ст. Duurswoude Oud Leger в Голландии) была найдена в довольно необыкновенной стратиграфической позиции, приблизительно на 20 см. ниже почвы типа Usselo (A. Bohmers en P. Houtsm a).

В Польше известны два селения в почве типа Usselo. Оба были раскопаны в стоянке в местности Целоване (раскоп IX). Первое из них принадлежит так называемой паратарновской индустрии второе очень близко по типологии катажиновской индустрии недавно открытой в стоянке Катажинув в повете Лэнчица (M. Chmielewska, 1967). Обе индустрии принадлежат по всей вероятности широко распространенной и отличающейся большой дифференциацией группе индустрии позднего мадлена.

На территории Польши тоже известны две раскопанные стоянки, которые обнаружили наличие культурных слоев лежащих непосредственно на почве Usselo и прикрытых дюнными толщами верхнего Дриаса. В Витове, в повете Лэнчица, (M. Chmielewska 1961a, и б) почва типа Usselo прикрыта была культурным слоем так называемой витовской индустрии. Анализ древесного угля находящегося в этом слое методом радиоугольным дал датировку 8865 ± 160 (GrN—828) лет до н.э. В стоянке в местности Цаловане, три относительно небольших селения (выемка IX и XI) с новой, неизвестной до настоящего времени в Польше индустрией, находились тоже на почве типа Usselo и прикрыты были дюнной толщей верхнего Дриаса. Кроме того археологические материалы этой индустрии обнаружили в тоненьком слое гиттии, покрывающем почву Usselo. На основе древесного угля из упомянутого слоя гиттии получены две радиоугольные даты: 8710 ± 100 (GrN—4966) и 8870 ± 90 (GrN—5253) лет до н.э. выполненных в Natuurkundig Laboratorium der Rijks-Universiteit в Гронинген

¹ Эта дата приводится по A. Bohmers (1961) H. Gross опубликовал две другие даты относящиеся к этой стоянке, обе немного более поздние: $10\,720 \pm 85$ и $10\,8000 \pm 230$ лет считая от современного времени (H. Gross, 1958).

под руководством Доктора J. C. Vogla². Упомянутая индустрия по всей вероятности связана в типологическом смысле с некоторыми индустриями известными из Литвы, например Вильньус 1 (R. Jablonskytė-Rimantienė, 1964).

Немного более молодое селение в Витове находилась в подошве дюнной толщи верхнего Дриаса. Она явилось источником материалов тарновской индустрии.

Самые молодые палеолитические стоянки связанные своим залеганием с внутриконтинентальными дюнами или же с покровными песками наблюдается в кровле дюн или покровных песков. Их существенным горизонтом залегания является иллювий подзолистых почв покрывающие дюны. Они наблюдаются в идентичной стратиграфической позиции с мезолитическими и неолитическими и даже более поздними стоянками.

Стратиграфические позиции, о которых была реч выше, стоянок более позднего возраста чем отложения дюнных толщ верхнего Дриаса, являются причиной, что стратиграфическое чередование может быть установлено только в таких стоянках, где органогенные отложения окружают археологические осадки или же где органогенные образования соприкасаются с переотложенными дюнными песками в результате процессов наблюдающихся на берегах дюны окруженной водоемом.

Исследования раскопанных стоянок, отвечающих этим условиям, т.е. в местностях Целование и Витув, обнаружили, что археологические материалы в кровле дюнных толщ верхнего Дриаса, могут иметь связь с органогенными образованиями, прикрывающими ниже расположенные склоновые участки дюн. В местности Цаловане две индустрии принадлежащие мазовшанскому циклу были связаны с органогенными образованиями. Первая из них, представляющая более древнюю или среднюю часть мазовшанского цикла, обнаружилась непосредственно ниже относительно тоненького слоя гиттии прикрывающей часть склона дюны верхнего Дриаса. Упомянутый слой гиттии является подошвой мощной толщи торфа. В этой гиттии находится материал второй, младшей индустрии мазовшанского цикла, который можно связывать с так называемой плузкой индустрией.

В Витове одиночные материалы кремневой индустрии, которую можно связывать с поздней частью мазовшанского цикла, были найдены в краевой части дюны, в горизонте определенном на основе пыльцевого анализа, как принадлежащем к концу верхнего Дриаса (M. Chmielewska, Wasylkowa, 1961).

В западной Европе Ahrensburgien и Callenhardtien наблюдаются тоже в кровле дюнных толщ верхнего Дриаса.

Рассмотренное в этой статье стратиграфическое положение дюнных толщ верхнего Дриаса дает основание, сделать заключение и подчеркнуть некоторые результаты. Несомненным кажется, что верхний Дриас можно подразделить на три четкие фазы:

1. Фаза наблюдающаяся до дюнной, седиментационной или другой золовой фазы.

² Автор особенно благодарен J. C. Vogel работающему в Радиоугольной Лаборатории в Гронинген, необыкновенную любезность, которая позволила получить датировку образцов из местности Цаловане.

2. Собственно дюнная или золовая фаза.

3. Последюнная фаза.

Мезолитические индустрии, связанные с дюнами, могут быть подразделены на стратиграфической основе только в некоторых стоянках как результат совершенно исключительных местных условий, также как рассмотренные выше подзднепалеолитические, младшие от золовой фазы верхнего Дриаса индустрии.

Две дюнные стоянки в Польше являются источником стратиграфических данных по мезолитической индустрии. Эти данные получены в краевой зоне дюн, с того места, в котором органогенные образования водоема обнимающего дюну соприкасаются с переотложенными дюнными песками. В Витове, кроме главного, мезолитического горизонта, наблюдается несколько мелких слоев сезонных поселений. В местности Цаловане обнаружено три Мезолитических культурных слоя.

Январь 1968 г.

Замечание с 1968 г:

По полученной очень недавно из Гронинген радиоугольной датировке для плудской индустрии из местности Цаловане залегающей в слое гиттии, являющейся подошвой толщи торфа и непосредственно прикрывающей дюнную толщу верхнего Дриата, возраст плудской индустрии получается: 8505 ± 90 до н.э. Эта дата относится к средней части верхнего Дриаса и лишний раз показывает, что седиментационный процесс золовых толщ верхнего Дриаса кончился еще до завершения времени верхнего Дриаса.

Romuald Schild

ON THE ARCHAEOLOGICAL STRATIGRAPHY OF THE INLAND DUNES

Summary

The oldest archaeological settlements in the European Plain associated with the eolian cover sands (decksands) belong to the Hamburgian. They usually occur in the top part of the older eolian cover sands (Duurswoude II, Holland) believed to be formed, at least partially, during the Oldest Dryas phase.

On a slightly later level, at the time of the Bolling Oscillation when a vegetation horizon between the two main series of the eolian cover sands is believed to have been formed, some Hamburgian settlements are regarded as stratigraphically associated with this vegetation horizon (Duurswoude IV).

It is interesting to point out here, that both palynological and radiocarbon datings of Hamburgian I and II from Meiendorf, and Poggenwisch place these two sites in an early part of the Oldest Dryas.

The sedimentation of the first true dune series in the Central European Plain is dated back to the Older Dryas. There is only one prehistoric site associated with sediments underlying the Usselo fossil soil, although formed at the time of an earlier part of the Alleröd Oscillation. During the 1967 and 1968 seasons' work at Całowanie, distr. Otwock, Poland, several settlements occurring in two cultural layers were found in the stratified alluvial sands (fossil island), underlying the Usselo fossil soil. A charcoal sample from the base of a peat sediment that covered

these alluvial sands at the island border zone, gave a radiocarbon date of 9.240 \pm 65 years B.C. (Groningen). Thus, dating the end of the alluvial sedimentation and the beginning of the Usselo soil formation at the site.

The younger industry, found in the alluvial sands, belongs to a branch of the Evolved Magdalenian, while the older one is entirely new.

A large number of sites have been found in the Usselo soil which separates the two series of the eolian sediments accumulated in the Older and Younger Dryas periods. In Western Europe all of them belong to the so-called Federmesser Culture, which is in fact, a very late branch of the Evolved Magdalenian. There are several radiocarbon dates available which place these sites between 9.540 B.C. (Usselo)¹, and 8.850 B.C. (Budel IV). One of the settlements (Duurswoude Oud Leger), undoubtedly belonging to the Federmesser Culture (Tjongerian), has been found in a rather unusual stratigraphic position. The occupation horizon occurred ab. 20 cm below the Usselo soil. (A. Bohmers en P. Houtsm a). A radiocarbon date seems to lie within the limits of Allerod.

In Poland several settlements have been found in the Usselo soil, all of them at Całowanie. One of them is assigned to the Paratarnovian industry; the others are related to the Katarzynów industry, lately discovered at Katarzynów, distr. Łęczyca (M. Chmielewska 1967). These industries appear to be within the broad typological range of the Evolved Magdalenian.

There are two excavated sites which contain occupation horizons laying on the Usselo soil, and covered by the younger dunes (Younger Dryas). At Witów (M. Chmielewska 1961 a, b) the Usselo soil has been covered by an occupation horizon which belongs to the so-called Witovian industry. A sample of charcoal from this horizon dated 8.865 \pm 160 (Gro-828) years B.C. The other site, at Całowanie, contains three small settlements (Cuts IX, and XI) representing a new industry in Poland. This industry appears to be typologically close to some industries known from Lithuania (Vilnius I, R. Jablonskytė, 1964). The industry from Całowanie has also occurred in a thin layer of gyttja, dated on charcoal 8.710 \pm 100 (GrN-4966). Another sample of charcoal collected from this layer of gyttja in a peat trench (peat trench no. VII), just near the settlement, dated 8.870 \pm 90 (GrN-5253) years B.C. The latter date was obtained from a sample of charcoal that had undoubtedly been associated with the human occupation².

A slightly younger settlement at Witów occurred at the base of younger dune which was formed in the Younger Dryas. The industry is associated with the Tarnovian.

The latest Paleolithic sites connected with inland dunes or eolian cover sands appear at the top of the younger dunes, usually occurring in the accumulation horizon of the Holocene podzolic soils, most often in the same horizon as the Mesolithic, Neolithic or even later settlements. Such a stratigraphic position of the Late Pleistocene sites, younger than the eolian sands dated back to the first half of the Younger Dryas, introduces a number of considerations. First of all, it is clearly intelligible that the stratigraphic sequences might be found at these sites where the organogenic sediments surround the dune, or where the organogenic sediments are known to interfinger with the reworked dune sands, due to an action of water at the dune border zone.

¹ The date is according to A. Bohmers (1961). H. Gross (1958) published other dates related to this site, all of them slightly younger.

² Particular thank goes to dr. J. C. Vogel, from the Natuurkundig Laboratorium of Rijk-Universiteit in Groningen, whose kindness made all these dates available.

The excavations of these, rather unique, sites show that the settlements occurring at the top of a dune series, accumulated during the Younger Dryas phase, may also be connected with organogenic sediments that cover the slope of a dune.

At Całowanie at least two industries, belonging to the Masovian cycle, were stratigraphically related to the organogenic sediments. The first one, representing a middle or an early middle part of the Masovian cycle, occurred just below a gyttja layer that covers the footslope of the dune. On the other hand this layer of gyttja forms the base of a thick series of the peat-bog sediments, and contains another industry³. It represents the so-called Pludian.

At Witów some single artifacts of an industry that is related to the late part of the Masovian cycle were found at the border zone of the dune, „...within layers which may, on the ground of pollen analysis, be referred to the close of the Younger Dryas” (M. Chmielewska, K. Wasylkowa, 1961).

In Western Europe the Ahrensburgian industries also occur at the top of the Younger Dryas dunes.

The stratigraphic sequence outlined above calls for certain considerations. There is no doubt that the Younger Dryas may be subdivided into three distinct phases:

1. Pre-dune phase which precedes the accumulation of the eolian sand deposits (dunes or cover sands). The gyttja sediments and human settlements connected with this phase occur at Witów, and Całowanie.

2. Phase of dune formation or cover sand formation. The only settlement associated with this phase is known from Witów.

3. Post-dune phase which practically ends the Pleistocene mineral sedimentation in Europe due to the Pleistocene climatic conditions. Numerous Late Paleolithic settlements occurring in the top part of the eolian sand sediments, which are accumulated during the second phase, are known through the length and breadth of the European Plain. A number of them is dated by the radiocarbon and pollen analyses indicating an age within the second half of the Younger Dryas.

The Mesolithic industries associated with inland dunes can only be stratigraphically subdivided at a few sites, as a result of the exceptional local conditions. The problem is the same as at the Late Paleolithic sites younger than the phase of dune formation (phase 2).

Two dune sites in Poland revealed a stratigraphic sequence, connected with Mesolithic settlements, in the organogenic sediments interfingering reworked dune sands at the dune border zone. At Witów, besides the main Mesolithic horizon, a few very thin seasonal occupation layers occur. The other site that gave at least two rich Early Mesolithic layers is Całowanie.

January 1968

³ Added in 1968: A sample of charcoal from the base of this layer gave a radiocarbon age of 8505 ± 90 , measured in Groningen, thus indicating the age of this gyttja layer as possibly close to the middle part of the Younger Dryas.

Część II

LUDMIŁA ROSZKO

KILKA UWAG

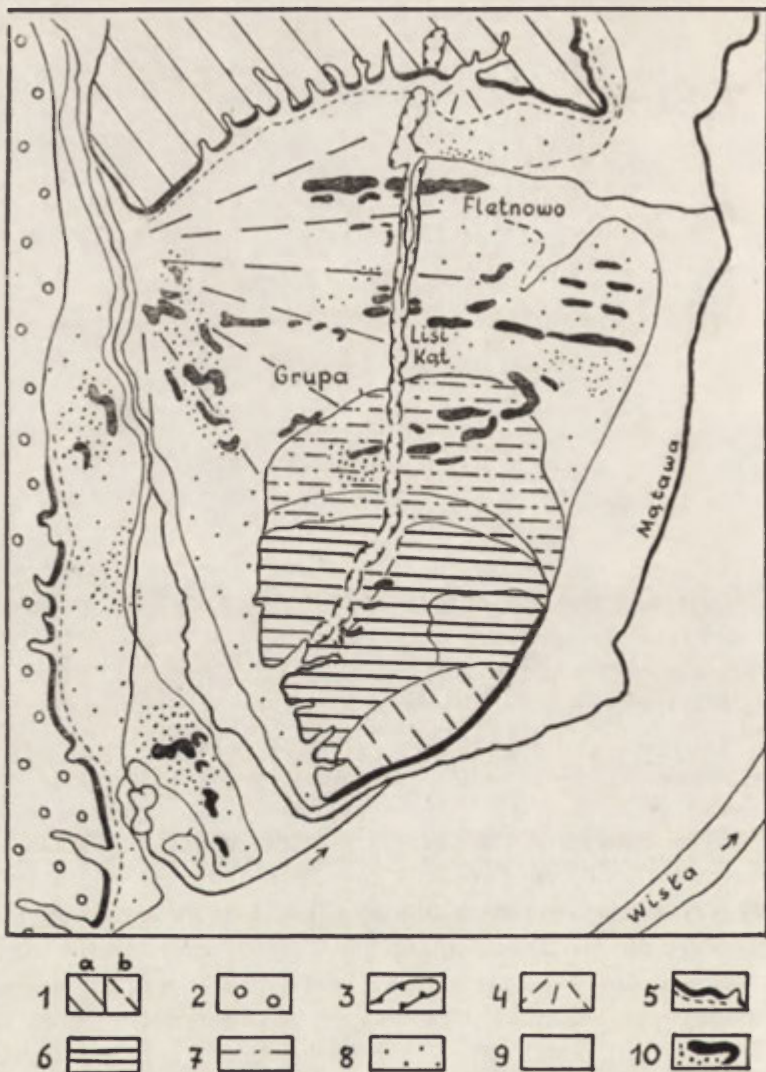
O WYDMACH ZACHODNIEJ CZĘŚCI BASENU GRUDZIĄDZKIEGO

Zainteresowanie autora wydmami Basenu Grudziądzkiego powstało na marginesie szerszej problematyki dotyczącej wieku doliny dolnej Wisły. Z powodu szeregu trudności obiektywnych, rozpoczęte nad wydmami prace nie zostały ukończone.

Zachodnią część Basenu Grudziądzkiego tworzy zakolowe obniżenie doliny Wisły, zamknięte od zachodu i północy wysoką krawędzią sandru i wysoczyzny morenowej, a od współczesnej doliny Wisły oddzielone wyspą zakolową, tzw. Kępą Górnej Grupy (ryc. 1).

W tej części Basenu Wisła płynęła kolejno, wg badań R. Galona¹, w poziomach terasy górnej (60—55 m n. p. m.), wyższej i niższej środkowej (47—37 m n. p. m.) oraz dolnej (31—26 m n. p. m.). Wysokie terasy zachowały się we fragmentach po wewnętrznej stronie Kępy, natomiast terasa dolna, ostatnia i najszersza (2,5—4 km), stanowiąca dno Basenu, podcina szerokim łukiem wysoczyznę morenową (80 m n. p. m.) i sandrową (60 m n. p. m.). W efekcie na kontakcie terasy z wysoczyzną morenową powstała krawędź ok. 40 m wysoka, silnie urzeźbiona krótkimi dolinkami erozyjnymi i denudacyjnymi. Krawędź sandrowa jest oczywiście niższa i słabiej urzeźbiona. W połowie łuku zakolowego od północy wkracza do Basenu Mątawa, u wylotu której na terasie dolnej uformował się stożek napływowy mający ok. 17 km². Obecnie rzeka wcina się zarówno w stożek jak i w terasę, kierując się na południe ku dolinie Wisły. Z czasem na wszystkich terasach Wisły oraz na stożku Mątwawy rozwinęły się wydmy.

¹ R. Galon, 1934. Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy geologicznej dolnego Powiśla. Bad. Geograf. z. 12—13, Poznań.



Ryc. 1. Szkic morfologiczny zachodniej części Basenu Grudziądzkiego
 1-a) wysoczyzna morenowa, b) zdegradowana; 2 — sandry; 3 — rywna subglacialna;
 4 — stożek napływowy; 5 — krawędzie; 6 — terasy wysokie; 7 — terasy środkowe;
 8 — terasa dolna; 9 — dno dolin; 10 — wydmy i piaski przewiane

Морфологический набросок западной части Грудзендского бассейна
 1-a) моренное плато, б) деградированное; 2 — зандры; 3 — подледниковые лож-
 бины; 4 — конус выноса; 5 — склоны; 6 — высокие террасы; 7 — средние тер-
 расы; 8 — нижняя терраса; 9 — дно долины; 10 — дюны и перевеянные пески

Morphological map of western part of Grudziądz Basin
 1-a) morainic plateau, b) degraded; 2 — outwashes; 3 — subglacial channel; 4 —
 alluvial cone; 5 — scarps; 6 — high terraces; 7 — middle terraces; 8 — lower ter-
 race; 9 — valley floor; 10 — dunes and wind-borne sands

Jak dotąd istnieją o nich tylko bardzo ogólnikowe informacje kartograficzne zamieszczone na mapach geologicznych i morfologicznych. Wspomina o nich w swej pracy R. Galon², symbolem sygnalizując na mapce ich występowanie. Ważniejsze wydmy zostały zaznaczone na „Przeglądowej mapie geologicznej Polski” 1 : 300 000 ark. Toruń³ i na „Mapie morfologicznej województwa bydgoskiego” w skali ok. 1 : 500 000⁴. Część pola wydmowego szczegółowo już opracowana znalazła się na „Mapie geomorfologicznej Polski” 1 : 50 000 ark. Nowe⁵. W r. 1960 wydmy zachodniej części Basenu Grudziądzkiego były przedmiotem badań K. Budnego⁶ w ramach jego pracy magisterskiej. Wówczas to po raz pierwszy zostały one zbadane pod względem morfometrii, struktury, składu mechanicznego i obróbki ziarna. Wyniki tej pracy zostały częściowo uwzględnione w niniejszej notatce.

Rozmieszczenie wydm w obrębie zachodniej części Basenu Grudziądzkiego jest nierównomierne i najwyraźniej uzależnione od panujących tam stosunków aerodynamicznych uwarunkowanych rzeźbą terenu. Najwięcej i najlepiej rozwiniętych form zlokalizowało się w centralnej części Basenu. Na jego obrzeżeniu, w pobliżu wysokich krawędzi, osłaniających Basen od strony zachodniej, niejako w ich cieniu, przeważają formy drobne, nieregularne, świadczące o dużej zmienności kierunków wiatrów modyfikowanych topografią.

Wśród wydm, obok form nieregularnych, najpospolitszymi są wydmy podłużne, dochodzące do 1 km długości. Spotyka się też wydmy paraboliczne o długości linii grzbietowej ponad 1 km. Wysokości wydm są niewielkie i mieszczą się w granicach średnio 2—4 m, rzadziej 5—6 m, maksymalnie 8—9 m. Pod tym względem ustępują nieco wydomom wschodniej części Basenu Grudziądzkiego⁷. Przeciętne nachylenia łagodniejszych zboczy, jak wynika z pomiarów K. Budnego, nie przekraczają 10°, natomiast nachylenia zboczy stromych dochodzą do 20°.

Skład mechaniczny (K. Budny), charakteryzuje się przewagą ziarna 0,6—0,25 mm — ok. 60—70%. Ziarno frakcji 0,25—0,10 mm stanowi ok. 25—50%. Udział piasku gruboziarnistego 1,02—0,6 mm nie prze-

² Ibid.

³ R. Galon, 1948. Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1 : 300 000 ark. Toruń. PTG Warszawa.

⁴ R. Galon, L. Roszkówna, 1953. Przeglądowa mapa morfologiczna woj. bydgoskiego (ok. 1 : 500 000). Przegl. Geogr. t. XXV, Warszawa.

⁵ L. Roszkówna, 1966. Mapa geomorfologiczna Polski 1 : 50 000 ark. Nowe. Toruń.

⁶ K. Budny, 1960. Wydmy w zachodniej części Basenu Grudziądzkiego, praca mag., rękopis w Katedrze Geografii Fiz. UMK w Toruniu.

⁷ R. Banaś, 1958. Wydmy południowo-wschodniej części Basenu Grudziądzkiego, praca mag., rękopis w Katedrze Geografii Fiz. UMK w Toruniu.

kracza 10%. A zatem w wydmach zachodniej części Basenu Grudziądzkiego przeważa piasek średnio- i drobnoziarnisty.

Próby pobrane przez autora i opracowane w nieco innych przedziałach frakcji wykazały dla wydym w Lisim Kącie i okolicy Fletnowa następujący skład mechaniczny (ryc. 2A): około 70% ziarna przypada na frakcję 0,385—0,2 mm. W obrębie frakcji poniżej 0,2 mm około 10% przypada na ziarno o średnicy do 0,1 mm, a tylko ułamek procenta na drobniejsze od 0,1 mm. Grube ziarno, o średnicy powyżej 0,385 mm, najliczniej reprezentuje frakcja 0,49—0,75 mm, która stanowi ok. 15—20%. Znikomy ułamek procenta przypada na ziarno powyżej 1,02 mm (ok. 0,3—0,5%)⁸. Podobny skład mechaniczny stwierdzono dla stożka Mątawy⁹. A więc zapewne on właśnie dostarczał gros materiału na usypianie znajdujących się na nim wydym.

Stopień obtoczenia ziarna jest typowy i podobny do wyników otrzymanych dla wydym z innych obszarów Polski Północnej¹⁰: przeważa ziarno półobtroczone, stanowiąc 66—80%. Reszta w równej mniej więcej mierze przypada na ziarna dobrze obtoczone i graniaste. Słaba stcsunkowo obróbka ziarna oraz stopień selekcji świadczy o krótkim jego transporcie i wskazuje na bliskie pochodzenie przewiewanego materiału. Dostarczały go stożek, terasy i pobliski sandr (porównaj ryc. 2B, 10).

W wyniku analizy petrograficznej dla piasku wydymowego otrzymano: 99% kwarcu, 1% minerałów ciężkich. Skaleni nie stwierdzono. Piaski terasowe zawierały mniejszy % minerałów ciężkich (K. Budny).

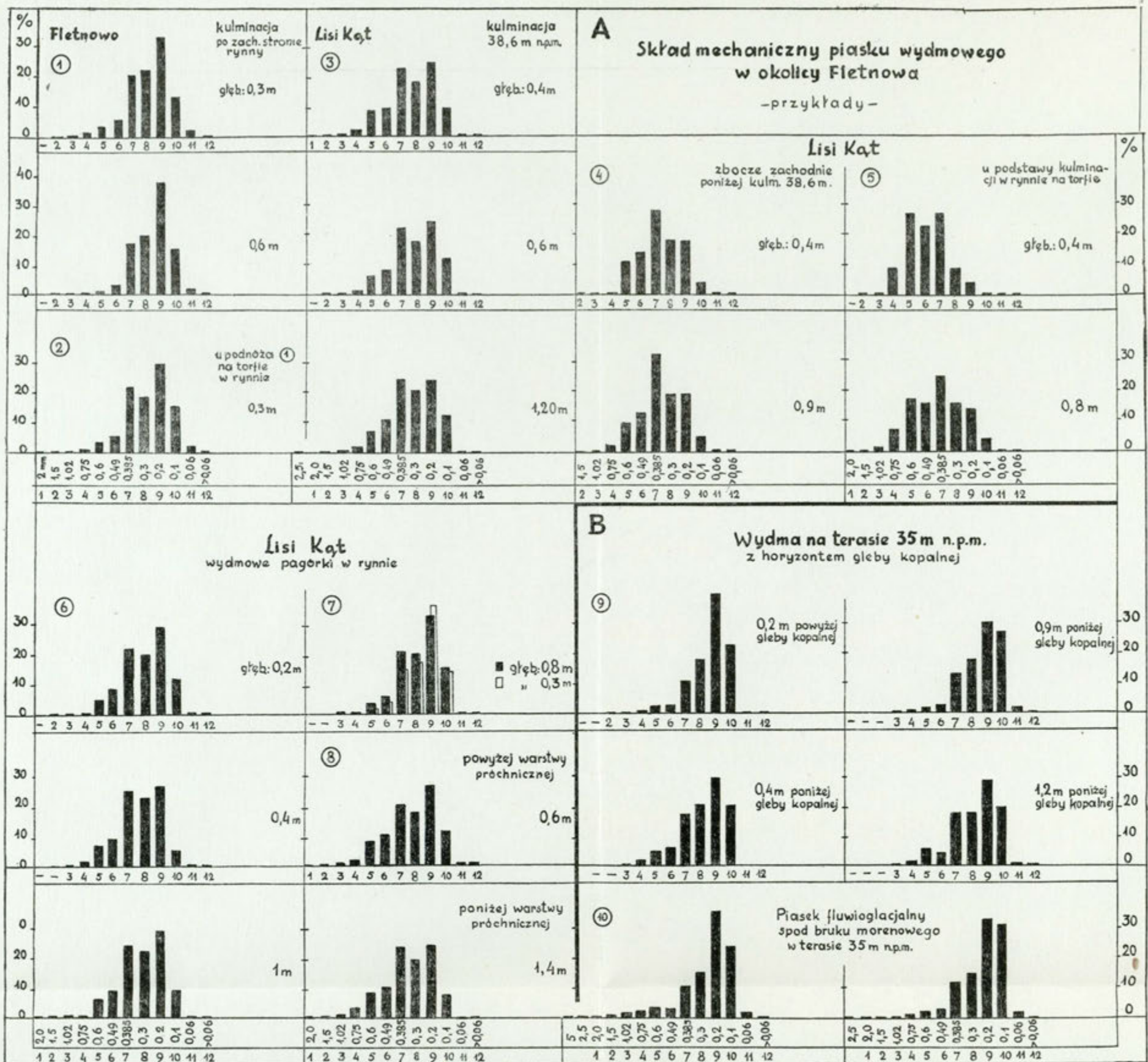
Wydmy badanego obszaru tworzyły się pod wpływem wiatrów z sektora zachodniego. Wskazuje na to bezspornie szereg momentów morfologicznych jak i strukturalnych. A więc klasycznie wykształcone parabole są zwrócone czołami w kierunku wschodnim, z odpowiednio rozmieszczonymi kątami nachyleń zboczy. Wydmy podłużne ciągną się z zachodu na wschód, mając łagodniejszy skłon od strony zachodniej. Niecki deflacyjne występują po zachodniej, względnie południowo-zachodniej stronie wydym; w tych też kierunkach wypływają się, przegłębienia zaś są przesunięte ku wschodowi.

Orientacja łagodniejszych zboczy obliczona przez K. Budnego dla wszystkich wydym zachodniej części Basenu, wskazuje również na przewagę wiatrów zachodnich:

⁸ Analizy składu mechanicznego wykonała K. Krysiakowa, za co składam jej wyrazy podziękowania.

⁹ S. Makarski, 1965. Morfologia i struktura stożka Mątawy, praca mag., rękopis w Katedrze Geografii Fiz. UMK w Toruniu.

¹⁰ B. Krygowski, 1967. Ważniejsze problemy plejstocenu Polski, Czwartorzęd Polski, Warszawa.



Ryc. 2 A. Skład mechaniczny piasku wydmorego w okolicy Fletnowa (przykłady)

1 — Fletnowo, kulminacja po zach. stronie rynny, głęb. pobrania próbek 0,3 i 0,6 m; 2 — Fletnowo, u podstawy wydmy, w rynnie, na torfie, głęb. 0,3 m; 3 — Lisi Kąt, kulminacja 38,6 m n.p.m., głęb. 0,4, 0,6, 1,2 m; 4 — Zbocze zachodnie, poniżej kulminacji 38,6 m, głęb. 0,4 i 0,9 m; 5 — U podstawy kulminacji, w rynnie, na torfie, głęb. 0,4 i 0,8 m; 6 i 7 — Pagórki wydmore w rynnie; 8 — Pagórek w rynnie, głęb. 0,6 m — powyżej warstwy próchnicznej, głęb. 1,4 m — poniżej tej warstwy

B. Wydma na terasie 35 m n.p.m. z horyzontem gleby kopalnej

9 — 0,2 m powyżej gleby kopalnej; 0,4, 0,9, 1,2 m — poniżej gleby kopalnej 10 — Piasek fluwioglacjalny spod bruku morenowego w terasie 35 m n.p.m.

A. Механический состав донного песка в окрестностях Флетнова (примеры)

1 — Флетново, кульминация с западной стороны ложбины, глубина, с которой взяты образцы 0,3 и 0,6 м; 2 — Флетново, у основания дюны, в ложбине, на торфе, глубина 0,3 м; 3 — Лиси Конт, кульминация в 38,6 м н.у.м., глубина 0,4, 0,6, 1,2 м; 4 — Западный склон, ниже кульминации 38,6 м, глубина 0,4 и 0,9 м; 5 — У основания кульминации, в ложбине, на торфе, глубина 0,4 и 0,8 м; 6 и 7 — Дюны в ложбине; 8 — Холм в ложбине, глубина 0,6 м — выше перегнойного слоя, глубина 1,4 м — ниже этого слоя

B. Дюна на террасе 35 м н.у.м. с горизонтом ископаемой почвы

9 — 0,2 м выше ископаемой почвы; 0,4, 0,9, 1,2 м — ниже ископаемой почвы; 10 — Водноледниковый песок под моренной мостовой в террасе 35 м н.у.м.

A. Mechanical composition of sand from Fletnowo region (examples)

1 — Fletnowo, crest part of dune west of channel, depth at which samples were taken was 0.3 and 0.6 m; 2 — Fletnowo, dune base in channel, on peat layer; depth 0.3 m; 3 — Lisi Kąt, dune crest, 38.6 m a.s.l., depth 0.4, 0.6 and 1.2 m; 4 — western dune slope, below crest 38.6 m high, depth 0.4 and 0.9 m; 5 — at base of dune ridge in channel, on peat layer, depth 0.4 and 0.8 m; 6 and 7 — dune hills in channel; 8 — dune hill in channel; depth 0.6 m — above humus layer, depth 1.4 m — below this layer

B. Dune on 35 m a.s.l. terrace with horizon of fossil soil

9 — at 0.2 m above fossil soil, at 0.4, 0.9 and 1.2 m below fossil soil; 10 — fluvio-glacial sand from under moraine pavement in 35 m terrace

Zboczy łagodnych zwróconych: na W jest 36⁰/₀,
 „ SW „ 30⁰/₀,
 „ NW „ 31⁰/₀,
 na SE i NE „ 13⁰/₀.

Analiza struktury wydm potwierdziła wnioski otrzymane na podstawie przesłanek morfologicznych co do przeważających kierunków wiatrów. Ponadto ujawniła istnienie dwóch faz wydmotwórczych. Uwidaczniają się one w bardzo wyraźnej zmianie kierunku biegu i upadu warstw. Granica ta przebiega na głębokości maksymalnie 1,5—2,5 m. Dolne części obecnych wydm powstały, jak wynika z pomiarów K. Budnego, pod wpływem wiatrów północno-zachodnich i zachodnich, górne zaś — pod działaniem wiatrów południowo-zachodnich i południowych, przy czym dolne warstwy odznaczają się większą o kilka stopni wartością nachyleń 14—15°, podczas gdy górne mają 8—10°. Różnicy kątów nachyleń odpowiadają różnice frakcji ziarna. Dolne warstwy mają nieco grubsze ziarno w porównaniu z warstwą górną. Wypływa stąd oczywisty wniosek o panowaniu silniejszych wiatrów w pierwszej fazie wydmotwórczej. Uwzględniając zdolność transportową wiatru dla poszczególnych frakcji można ustalić szybkość wiatrów w pierwszej fazie na 3—7,5 m/sek z niewielkim procentem wiatrów o sile 7—13 m/sek, w drugiej fazie dominowały wiatry znacznie słabsze, o prędkości 3—1,5 m/sek.

O istnieniu dwóch faz wydmotwórczych mówi również obecność gleby kopalnej w profilach geologicznych wydm. Występuje ona na różnej głębokości, maksymalnie 1,5—2 m od powierzchni i świadczy o dość znacznej przerwie czasowej w cyklu wydmotwórczym.

Najlepiej wykształcony profil glebowy znaleziono w niewielkiej wydmy parabolicznej usytuowanej na krawędzi terasy 35 m n. p. m. (środkowa niższa). Obecnie wydma jest rozwiewana, dzięki czemu profil gleby kopalnej łatwo można prześledzić na deflacyjnie niszczonych zboczach wydmy (fot. 1). Porównanie składu granulometrycznego i obrotowania ziarna piasku z warstwy górnej nad glebą kopalną i z warstwy dolnej, poniżej gleby kopalnej, wskazuje na przewagę drobnego ziarna w warstwie górnej (por. również ryc. 2B, 9). W tejże również warstwie występuje większy procent ziarna graniastego.

Tabela 1

Rozsiew piasku wydmowego w ‰

Próbka	Frakcja w mm						
	4—2	2—102	1,02—0,6	0,6—0,25	0,25—0,102	0,102—0,06	poniżej 0,06
znad gleby		0,050	3,100	65,040	31,280	0,515	0,015
spod „	0,025	0,165	3,491	67,165	28,745	0,375	0,035

Tabela 2

Stopień obtoczenia (wg skali Szwiecowa oprac. K. Budny)

Warstwa	Obtoczone	Pół-obtoczone	Graniaste
nad glebą kopalną	13%	75,%	12%
pod glebą	13	78	9

Zestawienia (tab. 1 i 2) składu mechanicznego jak i obróbki ziarna wskazują na pewne zróżnicowanie warunków aerodynamicznych panujących w obu fazach wydmotwórczych.

Obok form akumulacji eolicznej spotyka się na badanym obszarze formy deflacyjne w postaci mniej lub więcej wyraźnie wykształconych niecek deflacyjnych oraz rozległych powierzchni deflacyjnych. Niektóre z nich pokryte są wielką ilością trójgrzańców różnej wielkości, jak np. powierzchnia terasy 35 m n. p. m. (fot. 2, 3). Obecność tych głazów wyjaśnia budowa geologiczna terasy. Pochodzą one z warstwy bruku morenowego leżącego pod cienkim nadkładem piasku. Poniżej bruku zalega już fluwioglacjał. Warstwa bruku chroni piaski fluwioglacjalne przed przewiewaniem, konserwując jednocześnie terasę jako formę. W takiej sytuacji w procesie wydmotwórczym mogły brać udział tylko piaski terasowe, nie licząc drobnego procentu piasku fluwioglacjalnego wywiewanego ze zboczy terasy i lokalnie spod bruku.

Wiek trójgrzańców zapewne jest różny. Najlepsze jednak warunki ich tworzenia się istniały w czasie głównej fazy wydmotwórczej na danym terenie, wtedy, kiedy panowały, jak wykazano wyżej, silniejsze wiatry. Szlif eoliczny rozpoczął się powtórnie w drugiej fazie wydmotwórczej, a okresowo odbywa się zapewne i obecnie.

Jeśli chodzi o zagadnienie, w naszym wypadku zasadnicze, a mianowicie o wiek omawianych wydm, to trzeba stwierdzić, że nigdzie w obrębie doliny dolnej Wisły nie został on określony. Obecnie też nie dało się jeszcze otrzymać ostatecznego i zupełnie ścisłego datowania. Są jednak fakty, które należy wziąć pod uwagę przy ocenie wieku wydm zachodniej części Basenu Grudziądzkiego.

Rozważę tutaj tylko niektóre wydmy usytuowane na terasie dolnej, a to ze względu na istniejące tam ich powiązanie z innymi formami, które pozwala na bliższe określenie względnego jak i bezwzględnego wieku wydm.

Jak wspomniano poprzednio, terasę dolną przykrywa rozległy stożek Mątaawy, na którym, począwszy od jego nasady, rozwinęły się wydmy. Terasę tę wraz z peryferyczną częścią stożka przecina rynna subglacjalna (ryc. 1), która w okolicy Fletnowa i Lisiego Kąta przerywa również kilka podłużnych wałów wydmowych, jak na to wskazują przesłanki mor-



fot. L. Roszko

Fot. 1. Wydma z glebą kopalną na terasie 35 m n.p.m.

Дюна с ископаемой почвой на 35 метровой террасе

Dune with fossil soil on 35 m a.s.l. terrace

fologiczne. Obecnie rynnę wypełniają osady gytii i torfu. W jej centralnej części zachowała się resztką jeziora, przez które przepływa mała struga Raczka, wpadająca dalej do Mątaawy.

Osady gytii i torfu zostały zbadane pod względem palynologicznym przez B. Noryskiewicz¹¹, która datuje początek tworzenia się gytii na schyłek młodszego dryasu. Z tego wynika, że pod koniec młodszego dryasu istniało już w rynnie jezioro, utworzone po wytopieniu się konserwującego ją martwego lodu. Terasa zatem musiała powstać wcześniej. Jej wiek można odnieść, bardzo ostrożnie licząc, co najmniej do wcześniejszego okresu młodszego dryasu. Potem utworzył się na niej stożek Mątaawy. Jak wykazały wyniki badań Z. Churskiej¹² w młod-

¹¹ Szczegółowy opis terasy i rynny oraz wyniki analizy pyłkowej znajdują się w artykule L. Roszko „Z historii rozwoju doliny dolnej Wisły” („Folia Quaternaria” 29, 1968).

¹² Z. Churska, 1966. Późnoglacialne formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci—Warty i doliny Drwęcy. Stud. Soc. Sc. Torun. Vol. VI, 1, sec. C, Toruń.

szym dryasie odbywały się w Polsce północnej intensywne procesy denudacyjne. Wyjaśniają one powstanie tak rozległego stożka i potwierdzają jego młododryasowy wiek. Z kolei rozwinęły się na stożku wydmy, a w końcu wytopiły się martwe lody i powstało jezioro.

W tej sytuacji można określić nie tylko wiek względny tych wydym, ale w pewnym stopniu również ich wiek bezwzględny. Oczywiście wydmy są młodsze od terasy i stożka, a starsze od wytopienia się rynny, muszą zatem pochodzić z młodszego dryasu. Wstępną wiadomość na ten temat zamieścił R. Galon w swoim artykule z 1965 r.¹³ zanim całość pracy została ukończona. Cała rzecz sprowadza się do udowodnienia, że istotnie rynna wytopiła się po utworzeniu się wałów wydmy, przezywając w ten sposób ich pierwotną ciągłość.

Teoretycznie rzecz rozważając, na dnie rynny, której szerokość waha się od 200 do 250 m, powinny się znaleźć osiadłe wydmy. Stwierdzenie jednak tego faktu w danym konkretnym przypadku napotyka na trudności nie tylko natury technicznej. Głębokość rynny, znana tylko z wierceń świdrem ręcznym w pobliżu jej krawędzi, wynosi 8—10 m w odległości 40—60 m od brzegu. W osiowej części głębokość rynny zapewne jest większa, zwłaszcza w interesującym nas odcinku, skoro dotąd zachowało się tam jezioro. Wobec tego wały wydmy, których wysokość nie przekracza w okolicy Fletnowa 4—5 m, musiały całkowicie zniknąć w rynnę pod powierzchnią utworzonego jeziora i dziś ich śladu należy szukać wierceniami na dnie rynny pod torfami i gytiami. Wierceń takich nie udało się jak dotychczas wykonać. Tym niemniej mogłoby się okazać, że nie znalazłoby się tam wału wydmy, ponieważ mógł on ulec rozmyciu prądami wywołanymi przepływem Raczki. Trzeba również wziąć pod uwagę fakt stopniowego wytapiania się martwego lodu w rynnę i konsekwentnie stopniowego pograżania się wydmy pod powierzchnią tworzącego się jeziora. Procesowi osiadania wydmy towarzyszył jednocześnie proces jej rozmywania i rozwlekania po dnie materiału wydmy. W takiej sytuacji wał jako forma mógł ulec zniszczeniu, natomiast na dnie rynny powinien po nim pozostać rozmyty materiał. Dla rozwiązania problemu konieczne są głębsze wiercenia i analiza piasków z dna rynny.

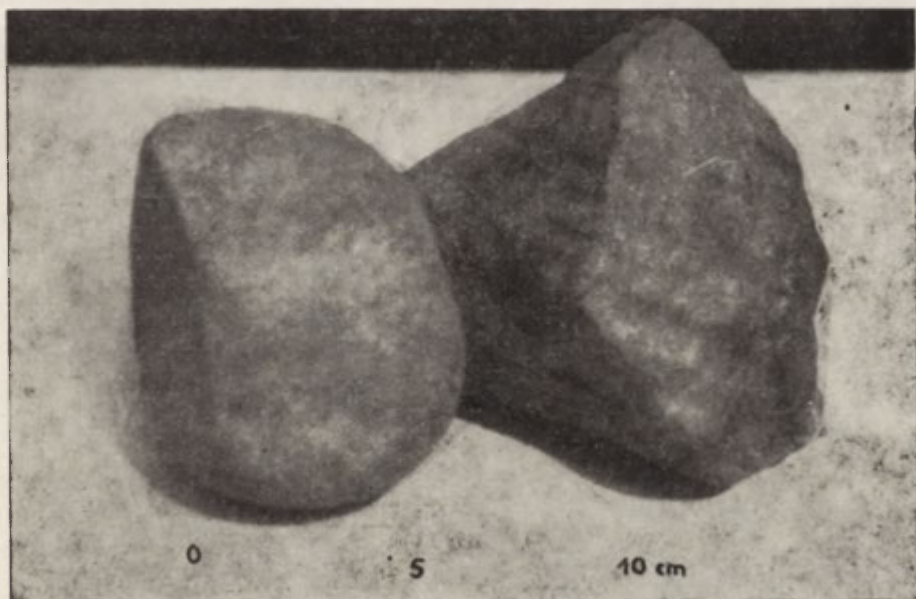
W poszukiwaniu śladów ewentualnej zatopionej wydmy wykonano w obrębie rynny szereg wierceń świdrem ręcznym. Nie otrzymano jednak zadowalających wyników, ponieważ wiercenia nie sięgnęły do pożądanej głębokości. Przebiły się do podłoża gytii (głęb. 8 m) jedynie w brzeżnej strefie rynny, co oczywiście niczego nie wyjaśnia.

¹³ R. Galon, 1965. Some new problems concerning subglacial channels *Geographia Polonica*, z. 6, Warszawa.



fot. L. Roszko

Fot. 2. Trójkąt z terasy 35 m n.p.m., powierzchnia deflacyjna
Трехгранники из 35 метровой террасы, дефляционная поверхность
Dreikanters found on 35 m a.s.l. terrace, deflation surface



fot. L. Roszko

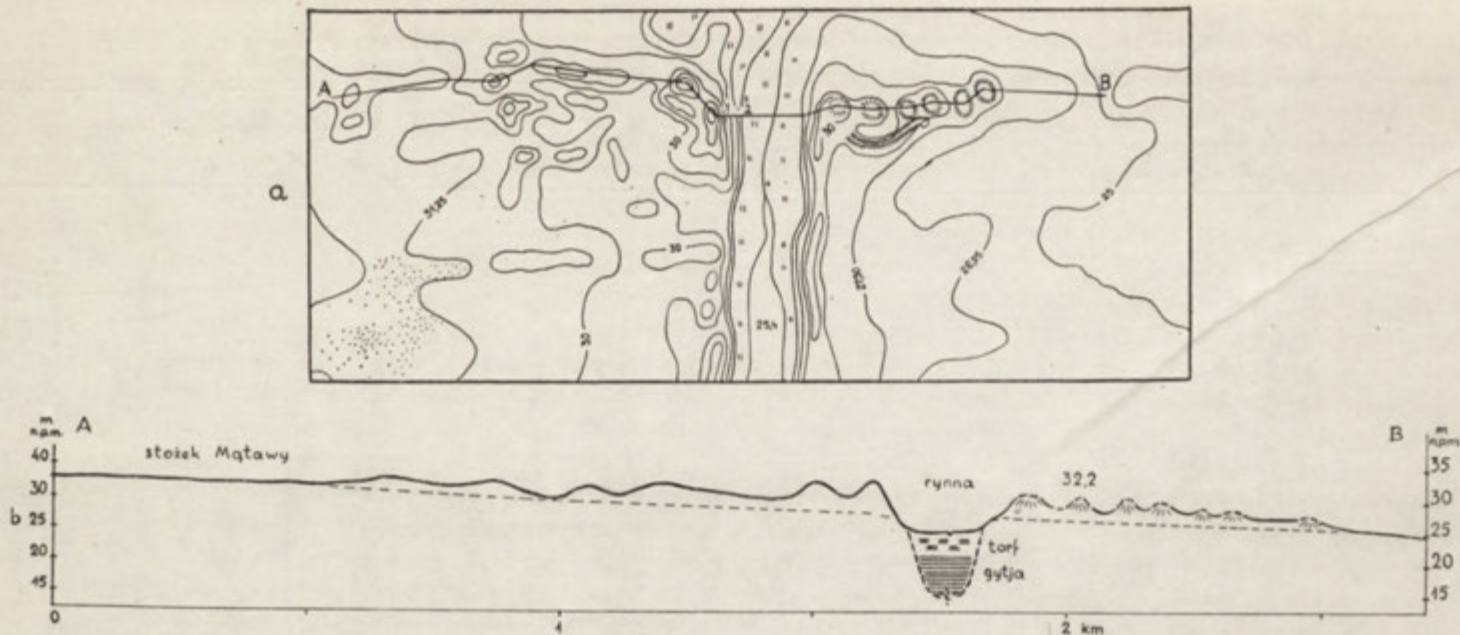
Fot. 3. Trójkąt z terasy 35 m n.p.m.
Трехгранники из 35 метровой террасы
Dreikanters from 35 m a.s.l. terrace

Rozpatrzmy z kolei sytuację i cechy morfologiczne wspomnianych wałów wydmowych w okolicy Fletnowa i Lisiego Kąta.

Rynna rozdziela podłużną wydmy fletnowską na dwa odcinki. Odcinek zachodni składa się z niskich wałów i pagórków bardzo silnie przekształconych procesami deflacji i ingerencją człowieka (przed wojną pole ćwiczeń kawalerii). Ich wysokość „rośnie” z zachodu ku wschodowi od 0,5 m do 3—3,5 m, będąc wyrazem przewagi zachodnich wiatrów wydmotwórczych. Przy samej rynnie wydma osiąga maksymalne wartości 5—5,5 m i urywa się nad nią stromym zboczem o nachyleniu 12—15—16°. Nie jest to wprawdzie zbocze pierwotne, ponieważ u jego podstawy na głębokości 0,8 m znaleziono fragment torów kolejki, którą zapewne wywożono stąd torf, eksploatowany przed pierwszą wojną światową. Jednakże, zważywszy, że tuż u podstawy zbocza zaczyna się równina torfowa rynny, nie może być mowy o daleko idącym jego przekształceniu gospodarką człowieka. Pierwotny stok mógł być zatem tylko stokiem stromym.

Po wschodniej stronie rynny, dokładnie w przedłużeniu poprzedniego wału, ciągnie się wydma podłużna ok. 1260 m długa, z kilkoma wyraźnymi kopcami na linii grzbietowej. W pobliżu rynny osiąga ona szerokość odpowiadającą zachodniej części wydmy, dzięki obecności niewielkiego grzbietu wydmowego, którego odpowiednik istnieje także po stronie zachodniej. I ta wydma również uległa silnemu rozwianiu i zniszczeniu gospodarką człowieka (wzdłuż północnego zbocza wydmy ciągnie się wioska Fletnowo). Oba odcinki wydmy zachodni i wschodni dobrze do siebie pasują i leżą na jednej linii. Wszystko wskazuje na pierwotną ich łączność ze sobą. Profil podłużny wzdłuż linii grzbietowej całej wydmy fletnowskiej oraz wycinek mapy topograficznej plastyczniej niż opis przedstawia sytuację (ryc. 3). Gdyby wschodni wał tworzył się samodzielnie już po wytopieniu się lodów w rynnie, jego część w sąsiedztwie rynny, jako dowietrzna, byłaby niższa i łagodniejsza od części dystalnej, analogicznie do opisanego wału zachodniego. Tymczasem największe wzniesienia znajdują się tu właśnie w pobliżu rynny.

W Lisim Kącie sytuacja przedstawia się inaczej (ryc. 4). Występują tu trzy krótkie podłużne wały wydmowe, ciasno ułożone jeden przy drugim, mające swoje odpowiedniki po wschodniej stronie rynny w postaci pagórków usytuowanych tuż przy jej krawędzi. Wszystkie trzy wały mają łagodny skłon zachodni i wyraźnie „rosną” ku wschodowi, wskazując tym samym, podobnie jak w wydmy fletnowskiej na zachodni, najogólniej mówiąc, kierunek wiatru wydmotwórczego. Zjawisko to najlepiej można obserwować w największym wale (najbardziej południowym), którego długość sięga 0,5 km, a maksymalna wysokość 4—5 m (35,1 m n. p. m.). W jego przedłużeniu po wschodniej stronie



Ryc. 3. Stosunek wydm do rynny w okolicy Fletnowa

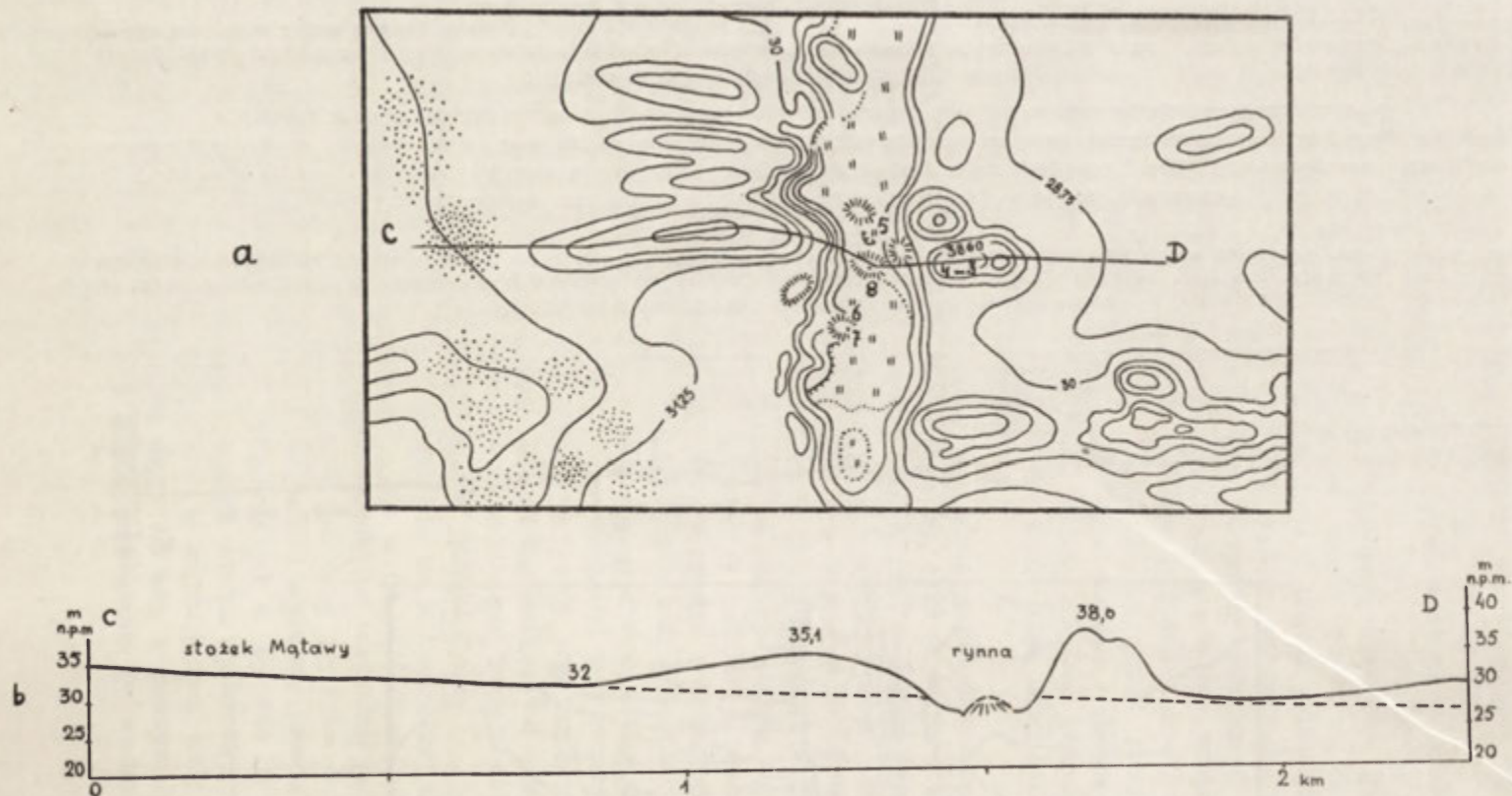
a) Szkic topograficzny. W pobliżu rynny zaznacza się wtórna deformacja wydmy podłużnej. Wiekowo może ona odpowiadać niewielkim wałom towarzyszącym rynnie i utworzonym zapewne z materiału zwiewanego z wydmy głównej (II faza wydmotwórcza). b) Profil poprzeczny wzdłuż linii A—B

Расположение дюн по отношению к ложбине в окрестностях флетнова

a) Топографический набросок. Вблизи ложбины — вторичная деформация грядовой дюны. Возрастом она может отвечать небольшим грядам тянущимся вдоль ложбины и образовавшимся по всей вероятности из материала, который сдувался ветром с главной дюны (II дюнообразующая фаза). б) Продольный профиль по линии А—В

Relation of dunes to channel in Fletnowo region

a) Topographical map fragment. Visible near channel is secondary deformation of longitudinal dune which as to age may correspond to the low dune ridges running along the channel, presumably formed by material wind-borne from main dune (this is the second dune-forming phase). b) Longitudinal profile along line A—B



Ryc. 4. Stosunek wydm do rynny w Lisim Kącie: a) szkic topograficzny, b) profil podłużny (C—D)

Расположение дюн по отношению к ложбине в Лисим Конте: а) топографический набросок, б) продольный профиль (С—D)

Relation of dunes to channel at Lisi Kąt: a) topographical map fragment, b) longitudinal profile (C—D)

rynny ciągnie się wał o połowę krótszy lecz wyższy, o maksymalnej wysokości względnej 8 m. Najwyższa część wydmy, z kulminacją 38,6 m n. p. m. leży w pobliżu rynny, w odległości ok. 50—60 m od jej krawędzi. W stosunku do zatorfionej powierzchni rynny, położonej na rzędnej 25 m n. p. m. deniwelacja sięga tu 13,5 m.

Biorąc pod uwagę mechanizm tworzenia się wydm podłużnych i analizując opisane wyżej formy, a szczególnie ostatnią z nich, zwłaszcza jej położenie w stosunku do rynny, nie można uznać jej za wydmy samodzielnej. Wydmie tej brak zarówno pola alimentacyjnego po zachodniej stronie (rynna!), jak i odcinka początkowego o łagodnym dowietrznym skłonie, którym może być jedynie zachodni wał wydmy. Pagórek zaś po wschodniej stronie rynny, jako najwyższy, stanowiłby czoło tej wydmy. Oba odcinki, rozdzielone dziś rynną, najwyraźniej tworzą jedną całość morfogenetyczną, starszą od wytopienia się rynny. Ponadto istnieje pomiędzy nimi płaski, piaszczysty pomost, ciągnący się przez całą szerokość rynny, z kilkoma drobnymi kulminacjami (1—3 m wys.). Niektóre z nich, przy brzegach pomostu, wydają się wynurzać spod torfów. Analiza piasków pobranych, niestety tylko z płytkich wkopów wykazała, że zarówno piaski z pomostu jak i z pagórków są typowo wydmy (rys. 2A 6—8). W jednym wypadku, w niewysokim i wąskim grzbiecie wydmy na pomoście, stwierdzono na 0,5-metrowej głębokości 10—20 cm warstwę próchniczną.

Pytaniem na razie nierozstrzygniętym pozostaje geneza pomostu. O ile jest on osiadłą wydumą, a o ile — przynajmniej w dolnej części — zwykłym rygłem rynnowym, na którym powstała młodsza generacja pagórków wydmy. Następną otwartą sprawą jest sprawa stosunku zachodnich wałów wydmy do torfowiska. Wchodzą one bowiem czołami w rynnę, co może być sytuacją pierwotną, zaistniałą przy osiadaniu wydmy po wytopieniu się martwego lodu, jak i wynikiem późniejszych procesów eolicznych.

Podobne przypadki stosunku wydmy do rynien opisuje i rozważa W. S t a n k o w s k i (1963b) dla obszaru Wielkopolski, stwierdzając tam wszędzie starszy od rynien wiek wydmy. Oprócz przesłanek morfologicznych, w wielu wypadkach dysponował on również dokumentacją geologiczną, która w pełni potwierdza pogląd o późniejszym wytopieniu się martwych lodów. Również U. U r b a n i a k (1967) stwierdza w Kotlinie Płockiej starszy wiek wydmy od wytopisk.

Oprócz opisanych wyżej wydmy Fletnowa i Lisiego Kąta, rozdzielonych rynną, istnieje jeszcze po zachodniej jej stronie szereg zupełnie drobnych wydmy podłużnych. Ich wartości morfometryczne również rosną ku wschodowi, wskazując na dominację wiatrów zachodnich podczas procesu morfotwórczego. Są to formy inicjalne, o wysokości 0,5—1 m

nierz ledwie zarysowane w terenie. Znamionym faktem jest ich występowanie tylko i wyłącznie po zachodniej stronie rynny. Dochodzą one do niej ale jej nie przekraczają; nie widać też żadnych załączków wałów wydmowych w ich przedłużeniu po wschodniej stronie rynny. A zatem formowanie się tych wydm podłużnych nie przerzuciło się na drugą stronę rynny (jeziora). Okazała się ona istotną przeszkodą w rozwoju swobodnego procesu wydmotwórczego.

Obserwuje się też, że wały docierające do zachodnich brzegów rynny, „skręcają” na południe. Wzdłuż krawędzi rynny powstają bowiem słabo jeszcze zaznaczające się waliki wydm poprzecznych. Wymuszone topografią, w połączeniu z wydmami podłużnymi, tworzą zarys pozornej wydmy parabolicznej. Analogiczny, ledwo zarysowany, wąski wał towarzyszy również wschodniej krawędzi rynny, brak tam jednak zupełnie form podłużnych. Północnym swym końcem nawiązuje on do wydmy fletnowskiej i zapewne powstał w wyniku jej rozwiewania. Wyżej podane przykłady wskazują na bardzo wyraźny hamujący wpływ rynny (jeziora) na rozwój podłużnych form wydmowych. Z faktu tego wynika niewątpliwie wniosek o młodym wieku tych wydm, młodszym od wytopienia się martwego lodu w rynnie. Przez to samo potwierdza się teza o wtórnym przerwaniu przez rynnę opisanych poprzednio wałów wydmowych we Fletnowie i Lisim Kącie. Dynamika procesów wydmotwórczych pozostaje bowiem zawsze taka sama, czego dowiodły m. in. badania porównawcze W. Stankowskiego (1963b). Skoro dla jednych wydm zatorfiona rynna (ewentualnie jezioro) stanowiła przeszkodę w ich rozwoju, to byłaby nią również i dla wydm starszych, oczywiście gdyby wówczas istniała. Widocznie jednak nie istniała.

Można więc mówić o dwóch generacjach wydm na dolnej terasie Wisły w Basenie Grudziądzkim: starszych i młodszych. Odpowiadają im dwie fazy wydmotwórcze wyraźnie zarejestrowane w strukturze i budowie geologicznej szeregu wydm, jak również w wielkości i położeniu ich w stosunku do rynny. Wiek pierwszych, starszych i większych określa z jednej strony wiek rynny, z drugiej — wiek terasy i stożka. Wytopienie się martwych lodów w rynnie, a raczej początek jeziora, ustalony został na podstawie analizy pyłkowej na schyłek młodszego dryasu. Wydmy zatem przecięte rynną nie mogą być od niej młodsze. Rozwój ich wiąże z najsuchszym i najchłodniejszym okresem młodszego dryasu. Wiek młodszych wydm, o wiele mniejszych, jest już holoceniński. Można go będzie ustalić po określeniu wieku gleby kopalnej (por. s. 167).

Otrzymane wyniki, chociaż nie do końca jeszcze udokumentowane, zgodne są z najnowszymi wynikami badań nad wiekiem wydm w Polsce środkowej i północnej, gdzie ustalono ich wiek, najogólniej mówiąc, na późny glacjał.

Dla Polski środkowej stwierdzają to: M. Chmielewska i W. Chmielewski (1960), M. Chmielewska, K. Wasylikowa, (1961), J. Kobendzina (1961b), A. Dylikowa (1964, 1967), K. Wasylikowa (1964a), K. Tobolski (1962), U. Urbaniak (1967). Dla Polski północnej: B. Krygowski (1961), W. Stankowski (1961a), S. Kozarski (1962). L. Pilarczyk (1962), K. Tobolski (1966).

Omawiane wydmy w Basenie Grudziądzkim, jeśli nie miałyby pochodzić z młodszego dryasu, tj. gdyby były młodsze od rynny, datowanej co najmniej na schyłek młodszego dryasu, musiałyby się tworzyć w holocenie, co odbiegałoby zdecydowanie od wyników badań cytowanych autorów i byłoby zjawiskiem wyjątkowym. Przyjmuję więc, że na dolnej terasie Wisły w Basenie Grudziądzkim wydmy tworzyły się w młodszym dryasie. W holocenie miało miejsce z jednej strony rozwianie istniejących już wydm, z drugiej strony tworzenie się nowych niewielkich form wydmowych, przy czym inicjalną formą są tu wydmy podłużne. Można je również obserwować na nieco wyższej sąsiedniej terasie. Wydmy poprzeczne są tu formami wymuszonymi przez określone warunki topograficzne.

Katedra Geografii Fizycznej UMK w Toruniu.

Людмила Рошко

НЕСКОЛЬКО ЗАМЕЧАНИЙ О ДЮНАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГРУДЗЕНДСКОГО БАСЕЙНА

Резюме

Западная часть Грудзендского бассейна является участком долины нижней Вислы — широкой излучиной этой реки, плившей здесь в недавнем прошлом в горизонте нижней террасы 31—26 м н.у.м. (около 10 м относительной высоты). R. Galon (1934) выделил в этом бассейне еще несколько более высоких террас. На нижней террасе располагается конус выноса реки Монтавы (17 кв. км). На конусе и на террасе образовались дюны. Сведения о них имеются только на основе картографических публикации и только одной дипломной работы (К. Вудну).

Наибольшее распространение имеют дюны в центральной части бассейна. Они получили здесь наилучшее развитие. Дюны расположены на некотором расстоянии от высоких склонов моренного плато. Самыми обычными являются градовые дюны (до 1 км в длину) и дюны неправильной формы. Можно здесь встретить также параболические дюны. Высота дюн небольшая: 2—6 м, макс. 8—9 м. Они сложены средне- и мелкозернистыми песками (рис. 2). Полуокатан-

ные песчинки обнимают 66—80% всего объема, также как и в других дюнах северной Польши. Области питания дюн находились недалеко — на долинных террасах и на соседнем зандре. Дюны формировались под воздействием ветров дующих из западного сектора. Доказательством этого являются их морфологические особенности и их структура. На основе структуры можно было обнаружить существование двух дюнообразующих фаз, отмеченных ясно выраженным изменением направления простираения и наклона слоистости. Нижние части дюн образовались под воздействием северо-западных и западных ветров, верхние — юго-западных и южных и характеризуются более сильным наклоном ламин а также более мелкой фракцией песчинок, а это свидетельствует о меньшей силе дюнообразующих ветров во второй фазе дюнообразования. Существование двух фаз подтверждает наличие ископаемой почвы в одной из дюн (фот. 1). Таблица 1 информирует о фракции песчинок и окатанности песка этой дюны.

Вопрос возраста дюн можно решить используя благоприятные, морфологические условия окрестностей флетнова. Нижнюю террасу вместе с окраинным участком конуса львнота пересекает подледниковая ложбина (рис. 1). В окрестностях флетнова в местности Лиси Конт она расчленяет несколько дюнных гряд. Решить вопрос возраста дюн могут помочь следующие, морфологические предпосылки: части дюн расположенные к западу от подледниковой ложбины имеют западный склон более мягкий; это является результатом преобладания западных ветров; восточный склон падает круто прямо к краю ложбины. В этом месте у дюны наибольшая высота.

Части дюн расположенные на восточном берегу ложбины являются продолжением западных дюнных гряд и у них тоже наибольшая высота рядом с ложбиной, и они также падают крутым склоном по направлению к ложбине (рис. 3 и 4).

Если учесть механизм образования грядовых дюн, нельзя считать их восточные участки самостоятельными дюнами. К западу от них область питания отсутствует (там расположена ложбина), не имеется также начальной части дюны с мягким склоном. Нет сомнения в том, что обе части дюны первоначально являлись единым целым. После таяния мертвого льда в ложбине, часть дюны очутилась на дне возникающего озера и в настоящее время ее следов надо искать на дне ложбины, под слоем торфа и гиттии, мощностью больше чем в 10 м. Начала отложений гиттии приходится к концу верхнего Дриаса (17). Поэтому таяние погребенных льдов и образование ложбины следует отнести осторожно оценивая к более раннему верхнему Дриасу. Нижняя терраса, конечно, старше, она могла образоваться позже всего, во время верхнего Дриаса, если не раньше. Возраст террасы и ложбины определяет возраст дюн. Они вероятно образовались в засушливый период верхнего Дриаса. Похожие расчленения дюн ложбинами описаны W. Stankowski (1963) и U. Urbaniak (1967).

Кроме этих более крупных дюн, к западу от ложбины существует ряд грядовых дюн меньших размеров, высотой в 0,5—1,5 м. Характерным является факт, что они наблюдаются только к западу от ложбины. Они нигде не пересекают этой ложбины, но доходя до нее поворачивают к югу и тянутся вдоль склона ложбины. Таким образом ложбина являлась существенным препятствием в развитии свободного дюнообразующего процесса. Эти маленькие дюны моложе ложбины.

И так можно говорить о двух генерациях дюн на нижней террасе Грудзендского бассейна. Более древние, крупные дюны образовались во время верхнего Дриаса, а более молодые, очень малых размеров — в голоценовое время (после

таяния льда в ложбине), при этом их начальной формой являются грядовые дюны.

Полученные результаты по датировке возраста дюн согласны с результатами исследований, полученными для дюн центральной и северной Польши.

Их позднегляциальный возраст установлен повсеместно (смотри цитированные в польском тексте авторы).

Ludmila Roszko

SOME COMMENT ON DUNES IN WESTERN PART OF GRUDZIĄDZ BASIN

Summary

The western part of the Grudziądz Basin is a fragment of the valley of the Lower Vistula; it originated from a wide meander of this river which here runs for the last time at the level of its lower terrace, at an altitude of 31 to 26 m a.s.l. and at some 10 m relative height. In addition, R. Galon (1934) identified here several higher terraces also. A considerable part of the lower terrace (some 17 sq. km) is covered by an alluvial cone of Maława creek. Both on this cone and on the terraces, dunes have developed known only from cartographical publications; apart from one single degree thesis (K. Budny, 1960) these dunes have not been investigated in detail.

Most numerous and best developed are the dunes situated in the central part of the Basin, at some distance from the high scarps of the adjoining morainic plateau. Apart from desultory forms, most commonly occur longitudinal dunes up to 1 km long, but here and there parabolic dunes can also be seen. The dunes are relatively low, 2 to 6 m as a rule and only exceptionally 8 to 9 m high, and they are built of medium- and fine-grained sand (Fig. 2). Subrounded grains constitute 66 to 80% of the total material, much like in other dunes of North Poland. The alimenting sites of these dunes were nearby; they were the valley terraces and the outwash sheet adjoining them. The discussed dunes developed due to winds from the western sector, as shown by their morphology and structure. The latter feature also disclosed that there were two dune-forming periods, illustrated by a distinct change in dip and strike of the sand stratification. The lower dune part originated under the effect of NW and W winds; the upper was built by winds from SW and S, and here the laminae are steeper inclined and contain finer fractions — proof of a reduced wind intensity during the second phase. The existence of two separate phases is also confirmed by the finding of fossil soil in one of the dunes (Photo 1). Plate 1 pictures grain size and grain abrasion of the material of this dune.

The age problem can here be solved because of the fortunate morphological features which are encountered in the region of Fletnowo. A subglacial channel (Fig. 1) dissects the lower terrace and the marginal part of the alluvial cone; near Fletnowo and Lisi Kał this same channel has also split in two several longitudinal dune ridges. All this can be observed from morphological evidence indicating, that the dune parts situated west of the subglacial channel have a more

gentle western slope, the effect of predominantly western winds, while the eastern slope drops abruptly at the channel; here the dune crest is highest also.

East of the subglacial channel the dune fragments lie in the axes of the western dune ridges; here also they are highest near the channel and drop by steep slopes towards the channel (Fig. 3 and 4).

Keeping in mind the mechanics by which the longitudinal dune ridges developed, one cannot consider the eastern dune fragments independent dunes; not only do they lack a field of alimentionation on their western side — here lies the channel — but they also lack an initial sector with a gentle slope. Hence there can be no doubt that initially both the western and eastern part were one longitudinal dune. After the dead ice had melted in the channel, part of the dune came to rest upon the bottom of the then forming lake, and one would have to look for its traces at the bottom of the channel, underneath a layer of peat and gyttia whose thickness exceeds 10 m. Gyttia deposition started with the decline of the Younger Dryas (17) and therefore the dead ice melting and the formation of the channel must have taken place somewhat earlier, but also in the Younger Dryas. Obviously the lower terrace is of older age and might have been formed, at the latest, in the Younger Dryas or prior to it; from the age of both terrace and channel one can estimate the age of the dunes which must be dating back from the dry period of the Younger Dryas. Similar examples of dune dissection by channels have been described by W. Stankowski (1963) and U. Urbaniak (1967).

Apart from these larger dune forms there also are, west of the channel, a number of minor longitudinal dunes some 0.5 to 1.5 m high. It is remarkable that they developed only west of the channel; nowhere do they not pass across the channel, and reaching the channel they turn southward following the channel rim. Thus the channel happened to represent an essential obstacle in the unimpeded evolution of the dune-forming process. All these minor dunes must have originated after the channel had come into existence.

This would indicate that the lower terrace of the Grudziądz Basin carries two generations of dunes. The older and higher dunes go back to the Younger Dryas; the younger dunes, much smaller in size, were formed in the Holocene (after the channel ice had melted), and their initial form were here longitudinal ridges.

The results obtained by the author in her dune dating agree with what has been determined by others in their research on the age of dunes in Central and North Poland. Everywhere they were found to be of Late-Glacial age, as can also be seen from the authors quoted in the Polish text of the paper.

ZOFIA CHURSKA

FAZY ROZWOJU WYDMY W CZERNIKOWIE-WITOWĘŻU

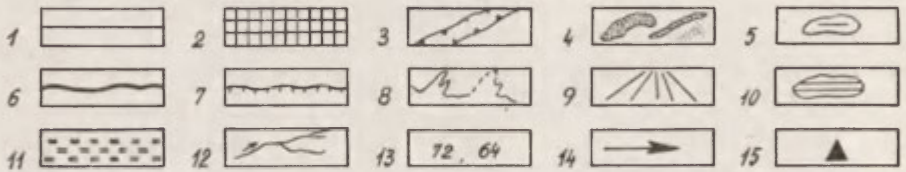
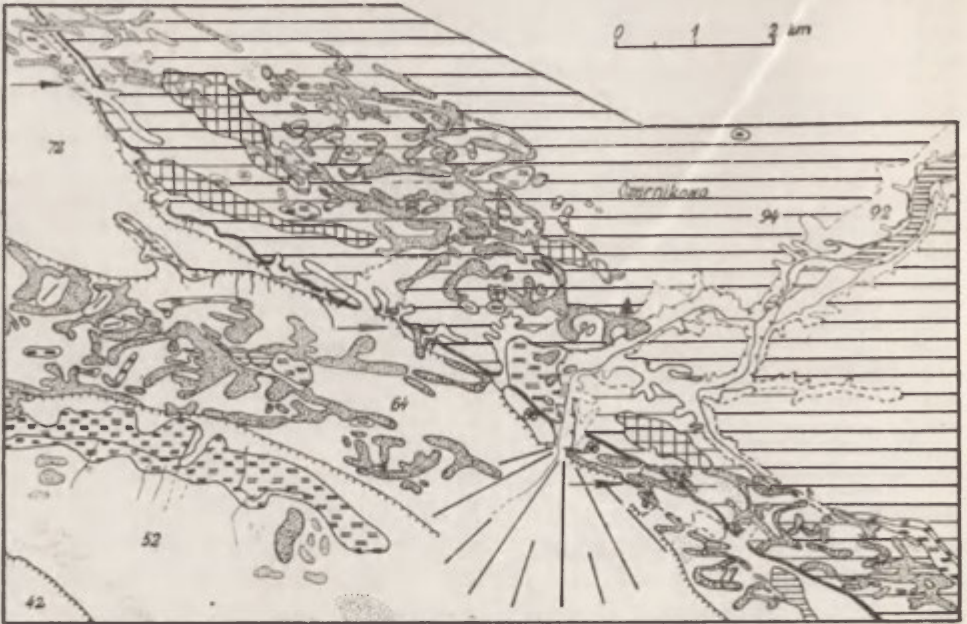
W ciągu ostatnich kilku lat utrwala się w Polsce coraz powszechniej pogląd o powstawaniu i kształtowaniu się wydm w chłodnych okresach późnego glacjału. Poparty jest on wynikami analiz palynologicznych, datowaniem metodą radiowęglą warstw organicznych podścielających i rozdzielających serie eoliczne oraz wynikami badań archeologicznych (M. Chmielewska, W. Chmielewski 1960, K. Wasylikiowa 1964, K. Tobolski 1966).

Konsekwencją tych badań oraz szczegółowej analizy serii eolicznych było wyróżnienie faz rozwoju wydm w środkowej Polsce: fazy wstępnej, fazy wydmotwórczej, właściwej, fazy przekształcania i niszczenia (A. Dylikiowa 1958, 1967). Jest to pełniejsze spojrzenie na zagadnienia wydmowe możliwe wówczas, gdy występuje piętrowa budowa wydm, zróżnicowana genetycznie i wiekowo.

Zastosowanie kryterium morfologicznego pozwoliło wyróżnić na obszarze Polski północnej 3 fazy rozwoju wydm (R. Galon 1959, W. Mrózek 1958, I. Nowicka 1958). Dążenie do pełnego odtworzenia zdarzeń w całym cyklu powstawania i kształtowania się wydm, do czego prowadzi między innymi wyróżnienie faz ich rozwoju, jest niewątpliwie celowe. Otwartą sprawą pozostaje synchronizacja tych faz i ich wieku na obszarze starszych i najmłodszego zlodowacenia.

Wydma w Czernikowie-Witowężu ze względu na zawartość gleb kopalnych stwarza pewne podstawy dla próby takiej paralelizacji. Znajduje się ona w strefie przyboczowej północno-wschodniej części Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej.

Wydmy północno-wschodniej części tej Kotliny badał W. Mrózek (1958), określając je jako tzw. pole piąte. W ramach kartowania geomorfologicznego zajmowała się nimi również autorka. Omawiany tu obszar wydmowy o powierzchni około 200 km² rozciąga się między Dobrzejewicami na zachodzie i Czernikowem na wschodzie oraz na południe od linii kolejowej Toruń—Lipno—Warszawa Wschodnia. Mapka rozmieszczenia wydm tego obszaru (ryc. 1) jest wynikiem



Ryc. 1. Szkic rozmieszczenia wydym w okolicy Czernikowa

1 — wysoczyzna morenowa, 2 — wzniesienia morenowe, 3 — rynny subglacjalne, 4 — wydmy i pola lotnych piasków, 5 — niecki deflacyjne, 6 — krawędź i zbocze wysoczyzny morenowej, 7 — krawędzie i zbocza teras dolinnych, 8 — niecki i doliny denudacyjne, 9 — stożki denudacyjne, 10 — jeziora, 11 — torfowiska, 12 — cieki, 13 — punkty wysokościowe, 14 — kierunki migracji wydym na wysoczyznę, 15 — omawiana wydma w Czernikowie-Witowążu

Набросок распределения дюн в окрестностях Черникова

1 — моренное плато, 2 — моренные возвышенности, 3 — подледниковые ложбины, 4 — дюны и оласты подвижных песков, 5 — котловины выдувания, 6 — бровка и склоны моренного плато, 7 — бровки и склоны долинных террас, 8 — денудационные котловины и долины, 9 — денудационные конусы выноса, 10 — озера, 11 — торфяные болота, 12 — водные артерии, 13 — высотные точки, 14 — направление перемещения дюн (перемещение на плато), 15 — дюна в местности Черникув-Витовенж

Map showing dune distribution in Czernikowo region

1 — moraine plateau, 2 — moraine elevations, 3 — subglacial channels, 4 — dunes and sheets of windborne sand, 5 — deflation basins, 6 — escarpment and slope of moraine plateau, 7 — escarpment and slopes of valley terraces, 8 — denudation troughs and valleys, 9 — denudation cones, 10 — lakes, 11 — peat bogs, 12 — brooks, 13 — altitude points, 14 — directions of dune migration on moraine plateau, 15 — discussed dune at Czernikowo-Witowąż

badania własnych autorki i w szczegółach dotyczących zwłaszcza ilości i przebiegu teras różni się nieco od zamieszczonej w pracy W. Mrózka (1958).

Wydmy występują masowo na terasach o wysokościach bezwzględnych 60—64 m i 77 m, a ponadto na wysoczyźnie morenowej. W obrębie wysoczyzny zasięg wydm nie przekracza pasa około 3 km szerokości, a występują one w wyraźnych trzech skupieniach. Skupieniom tym na wysoczyźnie odpowiada silniejsze niż w pozostałych partiach zniszczenie denudacyjne zbocza pomiędzy wysoczyzną i pradoliną.

W rezultacie procesów denudacyjnych rozwinęły się w zboczu rozległe denudacyjne formy, które je obniżają i łagodzą. Wydaje się zatem możliwe, iż były to swego rodzaju bramy, którymi odbywała się migracja wydm z pradoliny na wysoczyznę i łatwiej następowało wywiewanie piasku. Należy dodać, że zbocze to o przeciętnej wysokości około 20 m i nachyleniach około 15—20° było poważną przeszkodą. Prześledzenie dwóch wydm wałowych, występujących na terasie i poprzez zbocze wydostających się na wysoczyznę morenową upewnia o tego typu wędrówce wydm.

Znamienny jest fakt słabego rozwoju wydm na terasie o wysokości bezwzględnej 72 m. Był to zapewne obszar alimentacji wydmorego pola na wysoczyźnie. Występująca na tej terasie seria osadów denudacyjnych o miąższości około 2 m, w skład której wchodzi głównie różnoziarniste piaski, popiera taką koncepcję. Wydmy na wysoczyźnie posiadają bardzo nieregularne kształty. Wśród nich można jednakże wyróżnić sporo form wałowych. Wydmy posiadają różną wysokość. Stosując podział przyjęty przez J. Morawskiego (1965) można je podzielić na wydmy niskie do 5 m, średnie od 5—10 m i wydmy wysokie powyżej 10 m, których nie brak również na wysoczyźnie.

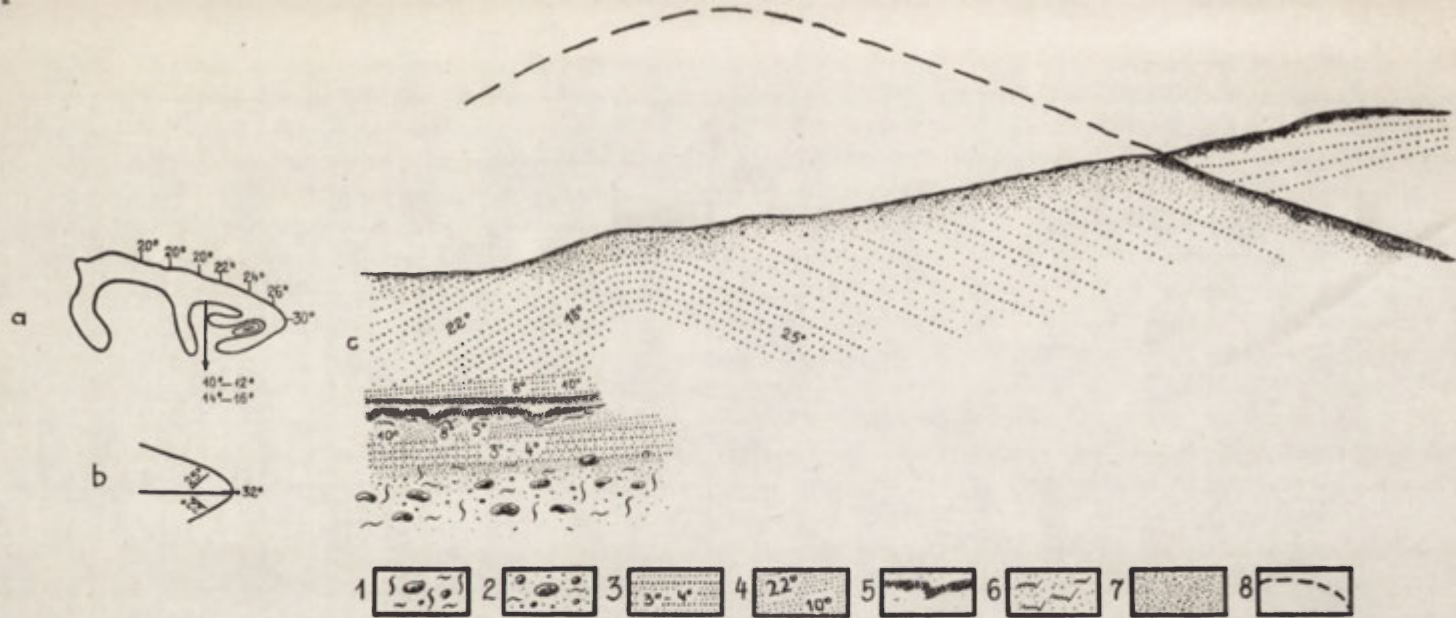
Masywne formy, głównie wysokich wydm rozwinęły się na terasie o wysokości bezwzględnej 60—64 m. Mają one kształt niepełnych czy zaczątkowych parabol, z rozwiniętym tylko ramieniem południowym i rozbudowaną partią czołową. Występują tu ponadto długie wały i formy nieregularne. Najsłabiej rozwinęły się wydmy na podmokłej terasie o wysokości 50—52 m n.p.m. Mają one tu postać nieregularnych, nieco wydłużonych pagórków oraz pól piaszczystych.

Wydma w Czernikowie-Witowieżu (oznaczona na ryc. 1 trójkątem) jest jedną z wydm występujących na wysoczyźnie morenowej. Powstała ona w obrębie skomplikowanego systemu odwodnienia rynnowo-denudacyjnego. Były tu mianowicie dwie krzyżujące się ze sobą rynny. Na linii tych rynien przed wytopieniem konserwujących je lodów rozwinęła się dolina denudacyjna, posiadająca silnie rozczłonkowane zbocza przez niecki i dolinki denudacyjne. Wytopienie lodów kon-

serwujących rynny podkreśliło różnice pomiędzy odcinkami wyłącznie denudacyjnej genezy o złagodzonych zboczach i nieckowatym profilu dna, a odcinkami rynnowo-denudacyjnymi o bardziej stromych zboczach w dolnej części i złagodzonych w górnej. Wydma występuje na zboczu i w dnie doliny denudacyjnej a czołem wkracza w obręb rynny. Nie posiada ona formy regularnego wału gdyż przylegają do niej od południa dwie inne wydmy (ryc. 2a). Jest to forma niewielka o wysokości przeciętnej 6,5 m, długości około 1 km, o nachyleniach zboczy północnych 20—26°, południowych, zalesionych 14—16° i nagich 10—12°. W partii czołowej nachylenie silnie wzrasta do 30°.

Autorka pobrała 43 próby z osadów podścielających wydmy i budujących ją. Pobrała je z partii centralnej wydmy w trzech profilach pionowych od spągu do stropu i w trzech punktach kontrolnych. 200-gramowe próbki były przesiewane w ciągu 20 minut na komplecie sit o wymiarach oczek: 2, 1,5, 1,2, 1,02, 0,75, 0,6, 0,49, 0,389, 0,3, 0,2, 0,102, 0,06 mm. Tak duży zestaw sit był podyktowany dużą rozpiętością udziału frakcji od pyłastej do ziarn o średnicy 2 mm. Tylko w ten sposób można było uchwycić i podkreślić różnicę pomiędzy seriami utworów budujących wydmy i podścielających ją. Wyniki analizy sitowej są przedstawione na krzywych rozsiewu ziarna (ryc. 3), w profilach pionowych oznaczonych numerami od I do VI. Próby pobierano gęsto w każdym profilu, uwzględniając zmiany wykształcenia analizowanego osadu, a w górnej mało zróżnicowanej serii eolicznej były one pobrane w odstępach co 0,5 m. Ilustrują to punkty wskazujące miejsce pobrania prób w profilu II, przedstawionym na szczegółowym odrzysie (ryc. 4).

Prócz rozrzutu ziarna określono również wskaźnik obtoczenia dla wszystkich prób, w których udało się wydzielić odpowiednią ilość ziarn o frakcji 0,75 lub 0,6. Frakcje 0,75 i 0,6 mm nie są reprezentatywne dla piasków wydmy. Otrzymane wyniki można więc traktować jako pewną wartość przybliżoną i stosowaną dla celów porównawczych. Wskaźnik obróbki oznaczony symbolem WO został obliczony przy pomocy graniformometru spychaczowego B. K r y g o w s k i e g o (1964). Wartość tego wskaźnika jest wpisana z lewej strony wykresu obrazującego rozrzut ziarn poszczególnych prób. Dla pełniejszej charakterystyki uziarnienia sfotografowano przy użyciu powiększalnika piaski poszczególnych prób z profilu II jako ilustrację do krzywych uziarnienia oraz możliwości porównania między sobą piasków eolicznych różnych serii i konfrontacji ich z piaskami kongeliflukcyjnymi, podścielającymi wydmy. Wykonano również zdjęcia ziarn piasku o jednakowej frakcji 0,75 lub 0,6 mm, dla której obliczono wskaźnik obtoczenia.



Ryc. 2. Struktura wewnętrzna wydmy w Czernikowie

a — zarys wydmy w skali 1 : 25 000 z podaniem wartości nachyleń boczny i czoła: b — kąt nachylenia i kierunek upadu warstw w stosunku do linii grzbietowej kopalnego wału wydmowego; c — budowa wewnętrzna wydmy: 1 — glina morenowa, 2 — niewarstwowane piaski pyłaste ze żwirem i gładzikami; 3 — rytmicznie warstwowane piaski i mułki, 4 — warstwowane osady eoliczne, 5 — profil glebowy kopalny i współczesny, 6 — wytrącenia żelaziste, 7 — niewarstwowane piaski, 8 — rekonstrukcja dawnego wału wydmowego

Внутренняя структура дюны в местности Черников

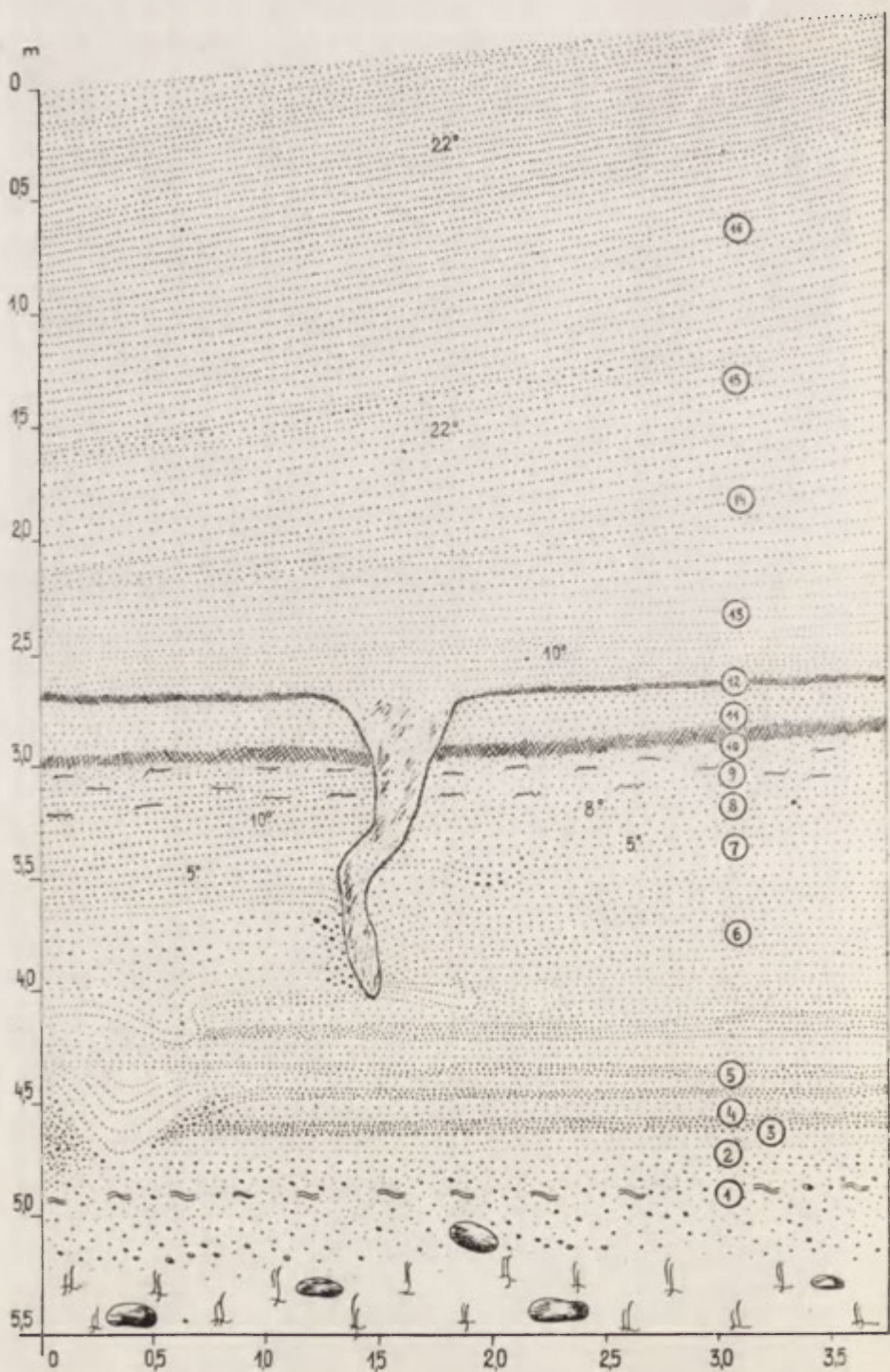
a — очертание дюны в масштабе 1 : 25 000 и величины падения склонов и фронтальной части дюны; b — падение и простираение слоев по отношению к гребневой линии ископаемой дюнной гряды; c — внутренняя структура дюны: 1 — моренный суглинок, 2 — неслоистые пыlistой фракции пески с галькой и валунчиками, 3 — ритмически слоистые пески и илы, 4 — слоистые золотые отложения, 5 — почвенный ископаемый и современный профиль, 6 — железистые осадения, 7 — несилоистые пески, 8 — восстановление древней, дюнной гряды

Interior structure of Czernikowo dune

a -- outline of dune in 1 : 25 000 scale showing degree of inclination of side and front slopes; b — angle of inclination and direction of dip of strata in relation to crest line of fossil dune ridge; c — interior structure of dune: 1 — boulder clay, 2 — unstratified dusty sands with gravel and pebbles, 3 — rhythmically stratified sand and silts, 4 — stratified eolian deposits, 5 — soil profile, fossil and contemporaneous, 6 — ferruginous streaks, 7 — unstratified sands, 8 — reconstruction of former dune ridge

E

W



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9-16

W podstawie wydmy stwierdzona została glina morenowa budująca wysoczyznę. Na niej zalega niewielkiej miąższości, bo około 0,40 m warstwa piasków różnoziarnistych ze żwirami i gładzikami i stosunkowo dużą (15⁰%) zawartością pyłu (ryc. 3, profil I i II, seria A). Z faktu wyklinowywania się tego utworu i jego charakteru można wznosić, iż jest to utwór denudacyjny przemieszczony kongeliflukcyjnie po zboczu doliny denudacyjnej. Przykrywa go seria osadów o charakterystycznej rytmicznej laminacji o miąższości 1—1,20 m (ryc. 4 i fot. 1). Są to utwory piaszczysto-mułkowe, wyścielające zbocze i dno doliny denudacyjnej, lepiej lub gorzej wyselekcjonowane (ryc. 3, profile od I—VI, seria B). Dla pełniejszej charakterystyki tego zmiennego osadu pobrano dużą ilość prób starając się uchwycić różnicę w jaśniejszych i ciemniejszych warstwach. Jest to utwór pochodzący zapewne ze spłukiwania o charakterze niweo-fluwialnym. W serii tej występują pewne deformacje warstw widoczne na ryc. 4, podkreślone ponadto obecnością grubszego materiału w sąsiedztwie. Deformacje te występują w sposób nieciągły, stąd trudności w określeniu ich genezy.

W budowie wewnętrznej wydmy stwierdzono wyraźną trójdzielność osadów, podkreśloną przewarstwieniami gleb kopalnych. Na opisanych utworach podścielających wydmy zalega pierwsza seria eoliczna. Są to piaski wykazujące ukośne warstwowanie, a wartości nachyleń warstw, zapadających ku wschodowi, wzrastają od dołu ku górze od 5—8—10°. Piaski te są drobne, dobrze wysortowane gdyż około 60 i ponad 60⁰% ziarn posiada średnicę 0,1 mm. Charakteryzują je krzywe uziarnienia (ryc. 3, profil I — III, seria C). W porównaniu z obróbką

Ryc. 4. Fragment odsłonięcia w południowym zboczu wydmy

1 — glina morenowa, 2 — niewarstwowane piaski pylaste ze żwirem i gładzikami, 3 — piaski rytmicznie warstwowane, 4 — piaski eoliczne warstwowane dolnej i górnej serii, 5 — gleba kopalna, 6 — wytrącenia żelaziste, 7 — korzeń drzewa, 8 — punkty pobrania prób od nr 1—16 (wyniki analiz przedstawione na ryc. 3, profil II)

Участок обнажения на южном склоне дюны

1 — моренный суглинок, 2 — пылистые неслоистые пески с гравием и валунчиками, 3 — ритмически слоистые пески, 4 — золотые пески в нижней и верхней толще слоистые, 5 — ископаемая почва, 6 — железистые осаджения, 7 — древесный корень, 8 — точки взятия проб от Но 1—16 (результаты анализов представлены на рис. 2, профиль II)

Fragment of exposure in southern dune slope

1 — boulder clay, 2 — unstratified dusty sands with gravel and pebbles, 3 — rhythmically stratified sands, 4 — stratified eolian sands of lower and upper series, 5 — fossil soil, 6 — ferruginous streaks, 7 — tree root, 8 — localities where samples No. 1 to 16 were taken (the results of the author's analyses are shown in Fig. 3, Profile II)

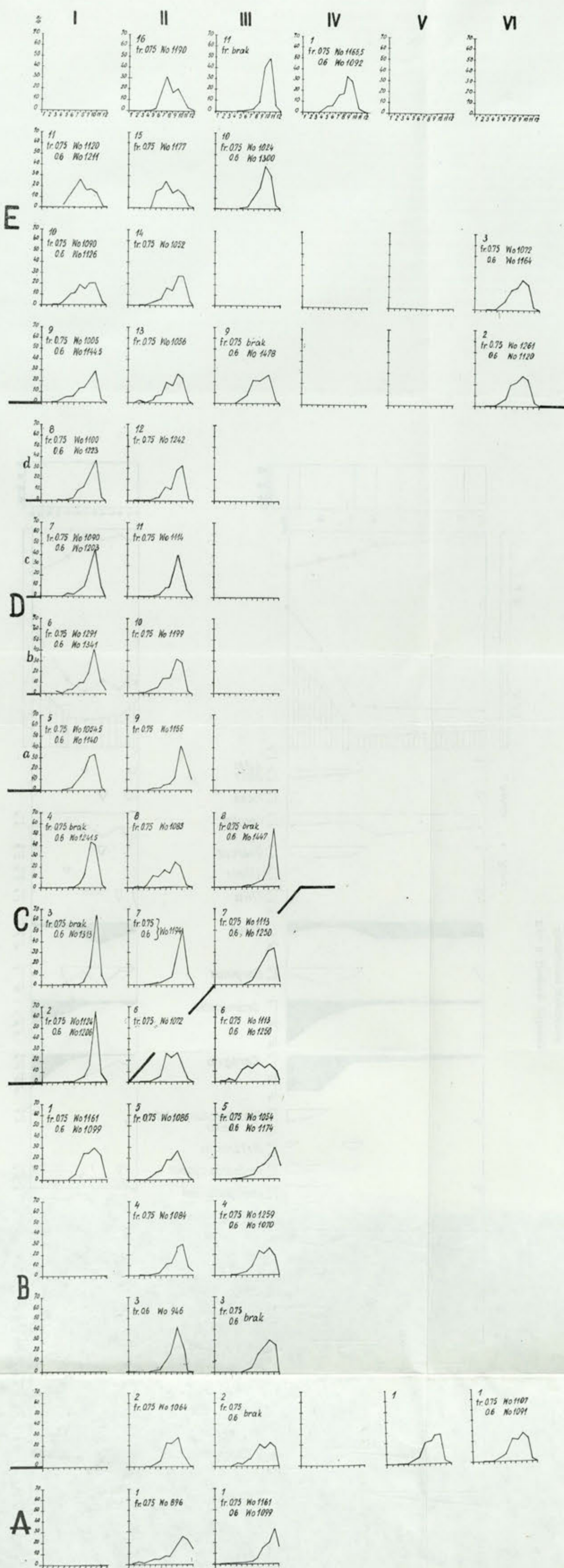
ziarn utworów podścielających w piaskach eolicznych wskaźnik obróbki jest znacznie wyższy.

Wskaźniki obróbki ziarn serii podścielających wynosiły poniżej 1200, a w odniesieniu do piasków serii kongeliflukcyjnej nawet tylko 896, co je kwalifikuje do podtypu ziarn ze słabymi śladami obróbki (Wo 800—1200 — B. Krygowski 1964), podczas gdy piaski eoliczne pierwszej serii posiadają w przewodzie wskaźniki obróbki kwalifikujące je do podtypu piasków z wyraźnymi śladami obróbki eolicznej (Wo 1200—1600 — B. Krygowski 1964).

Miąższość pierwszej serii eolicznej nie jest duża, w zasadzie nie przekracza 1 m i maleje od zachodu w kierunku wschodnim. Trudno tu mówić o jakiejś pierwotnej formie wydmowej. Fakty świadczą raczej, że było to niewielkie nagromadzenie piasku w formie kopulastego wzniesienia. Na podstawie nachyleń warstw tych piasków 5—10° można by wnioskować o kierunku wiania wiatrów ze wschodu (łagodne proksymalne zbcze), jednakże w zestawieniu z niewykształconą formą wydmową takich wniosków wysnuwać nie należy. Zatem kierunek wiania wiatrów w tej pierwszej fazie eolicznej nie jest na razie możliwy do ustalenia. Ze względu na niewielką miąższość piasków eolicznych oraz niewykształconą formę wydmową można by, nawiązując do terminów wysuniętych przez A. Dylikową (1958, 1967), określić tę fazę jako w s t ę p n ą.

Dalszy rozwój procesów eolicznych został zahamowany przez zmianę warunków klimatycznych. Zaznaczyła się ona rozwojem pokrywy glebowo-roślinnej na piaskach eolicznych. Rozwinięty profil glebowy przedstawia resztkowy kopalny poziom humusowy, posiadający plamistość charakterystyczną dla gleb allerödskich (charakterystykę profilu glebowego podaje autorka na podstawie konsultacji z doc. dr Z. P r u s s i n k i e w i c z e m, Kierownikiem Katedry Gleboznawstwa UMK w Toruniu). Poziom glebowy jest słabo rozwinięty i sugeruje krótkotrwały proces glebotwórczy. O tym samym świadczy słabo zaznaczony poziom wybielania. Dość wyraźne przewarstwienia żelaziste w piaskach eolicznych, w których zniszczone zostało warstwowanie na skutek procesów glebowych, niekoniecznie muszą mieć związek z tymi procesami, mogą być również następstwem wahaniami poziomu wód gruntowych. W opisywanym profilu glebowym, który jest ciągły (fot. 2) stwierdzono ślady po korzeniach drzew o średnicy około 0,5 m. W miejscach tych występuje duże nagromadzenie zwęglonej materii organicznej (fot. 3).

Pobrano kilka prób w celu przeprowadzenia analizy palynologicznej (B. N o r y ś k i e w i c z), niestety pyłków nie stwierdzono. Wiek gleby zatem mógłby być określony wyłącznie metodą radiowęglą. Datowanie gleby pozwoliłoby bezspornie określić wiek pierwszej fazy eolicznej



Ryc. 3. Krzywe uziarnienia osadów

Utwory podścielające wydmy: A — seria kongeliflukcyjna żwirowo-piaszczysto-pyłasta z glaznikami, B — seria rytmicznie warstwowanych piasków i mulków (najstarszy dryas i ewentualnie bölling)

Utwory budujące wydmy: C — pierwsza seria eoliczna — wstępna faza wydmy (starszy dryas), D — profile glebowe rozwinięte na piaskach eolicznych i nimi przedzielone: a — wytrącenia żelaziste, b — warstwa humusowa, c — warstwa piasków eolicznych, d — górna warstwa humusowa (alleröd), E — druga seria eoliczna — faza wydymotwórcza właściwa (młodszy dryas)

Profil III próba nr 10 i 11 — piaski fazy przekształcenia

Profil IV próba nr 1 (wczesny holocen)

1 — frakcja 2 mm — 1,5 mm, 2 — frakcja 1,5 mm — 1,2 mm, 3 — frakcja 1,2 mm — 1,02 mm, 4 — frakcja 1,02 mm — 0,75 mm, 5 — frakcja 0,75 mm — 0,6 mm, 6 — frakcja 0,6 mm — 0,48 mm, 7 — frakcja 0,48 mm — 0,389 mm, 8 — frakcja 0,389 mm — 0,3 mm, 9 — frakcja 0,3 mm — 0,2 mm, 10 — frakcja 0,2 mm — 0,102 mm, 11 — frakcja 0,102 mm — 0,06 mm, 12 — frakcja 0,06 mm — poniżej 0,06 mm
Wo — wskaźnik obtoczenia ziarn o średnicy 0,75 i 0,6 mm

Кривая зернистости отложений

Образования слагающие основание дюны: A — конгelifлюкционная толща, галечниково-песчанисто-пылистая с валушками, B — толща ритмически слоистых песков и илов (нижний Дриас и по всей эоловая толща)

Образования слагающие дюну: C — первая эоловая толща — вступительная дюнная фаза (средний Дриас), D — почвенные профили в эоловых песках и ими разделенные: a — железистые осадения, b — гумусный слой, c — слой эоловых песков, d — верхний гумусный слой, (Аллередского времени), E — вторая эоловая толща — собственно дюнообразующая фаза (верхний Дриас)

Профиль III образец № 10 и 11 — пески фазы преобразования

Профиль IV образец № 1 (раннее голоценовое время)

Wo — показатель окатанности песчинок диаметром в 0,75 и 0,6 мм

Curves showing grain size of deposits

Deposits underlying dune: A — conglifluxional series containing gravel, sands and silt (Oldest Dryas and, probably, Bölling)

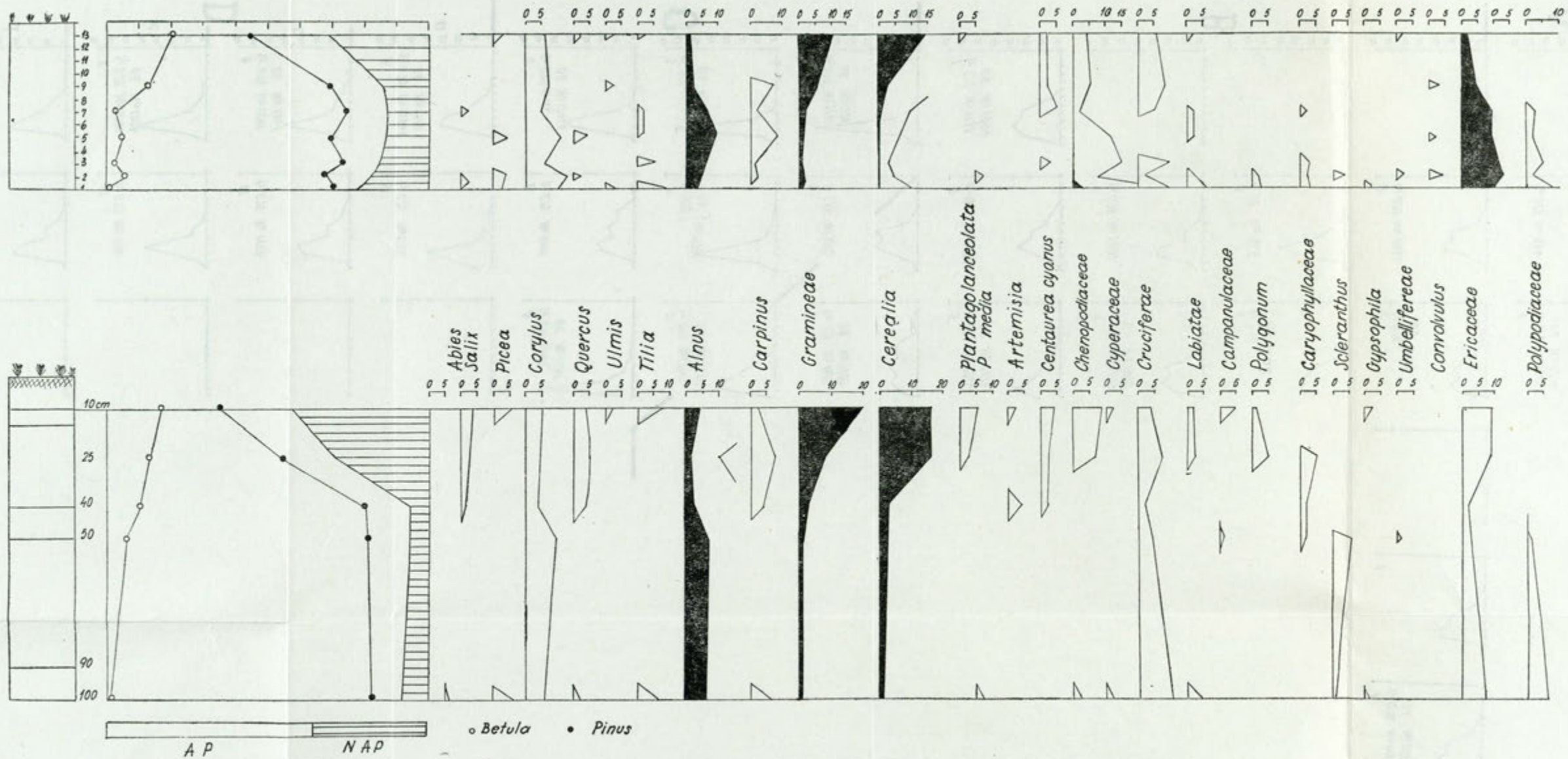
Deposits building the dune: C — first eolian series — initial dune phase (Older Dryas), D — soil profiles developed on eolian sands and separated by them: a — ferruginous streaks, b — humus layer, c — layer of eolian sands, d — upper humus layer (Alleröd); E — second eolian series — real duneforming phase (Younger Dryas)

Profile III, Samples No. 10 and 11 — sands of phase of transformation

Profile IV, Sample No. 1 (Early Holocene)

Wo — Index of sand abrasion of 0,75; 0,6 ram diameter

CZERNIKOWO



Ryc. 5. Diagram pyłkowy
 Пыльцевая диаграмма
 Pollen diagram



Fot. 1. Piaski i mulki rytmicznie warstwowane (seria B)
Пески и илы с ритмичной слоистостью (серия В)
Sand and silt strata in rhythmical stratification (series B)

w tym regionie, a także wiek innych zdarzeń, które miały tu miejsce. Wobec braku tego bezspornego kryterium pozostaje wnioskowanie pośrednie, wynikające z charakteru profilu glebowego¹ (B. M a n i k o w s k a 1966), następstwa sedimentologicznego oraz z porównania z innymi osadami, których wiek został w przybliżeniu określony metodami geomorfologicznymi.

Dolina denudacyjna, w której rozwinięta jest wydma nawiązuje do terasy o wysokości bezwzględnej 77 m. Jest ona najprawdopodobniej odpowiednikiem terasy X w pradolinie Noteci—Warty². Dolina ta funkcjonowała zatem w najstarszym dryasie i z tego okresu pochodzą zapewne utwory piaszczysto-żwirowo-pyłowe, zalegające na glinie. Podobne niewarstwowane osady piaszczyste są autorce znane z innych do-

¹ M a a r l e v e l d G. C. — 1960. Kierunki wiatru i piaski pokrywowe w Holandii. Biul. perygl., nr 8.

² Stosuję tu podział teras i ich nazwy przyjęte przez R. G a l o n a (Morphology of the Notec — Warta or Toruń — Eberswalde ice marginal streamway. Prace geogr. IG PAN, nr 29, 1961) i używane w ośrodku toruńskim. Terasa o wysokości bezwzględnej 72 m jest terasą IX, o wysokości bezwzględnej 60—64 m — terasą VII, o wysokości bezwzględnej 50—52 m — terasą IV inaczej określoną jako dolną. W tej nomenklaturze IX i VII są terasami górnymi. Brak tu teras środkowych.

lin tego typu. Następną serią osadów rytmicznie warstwowanych określanych jako niweo-fluwialne wiązałyby się może również z najstarszym dryasem lub może z böllingiem. W starszym dryasie zaznaczyłby się początek działalności eolicznej przerwany przez rozwój pokrywy glebowo-roślinnej w allerödzie.

Pod koniec allerödu miało miejsce wznowienie procesów eolicznych. Została wówczas odłożona niewielkiej i zmiennej miąższości od 0,25 do 0,75 m warstewka piasków o wyraźnej laminacji. Osad ten charakteryzuje krzywa uziarnienia (ryc. 3, profil I i II, seria Dc). Występują tu przewarstwienia humusu, być może allochtoniczne. Bardziej ciągła jest cieniutka od 0,05 do 0,10 m warstewka humusu, oddzielająca te piaski, od następnej serii eolicznej. Całą serię utworów wykształconych w allerödzie pod względem granulometrycznym charakteryzują krzywe (ryc 3, profil I i II, seria D).

Druga seria eoliczna o znacznej miąższości, zalegająca na allerödziej glebie kopalnej, jest dwudzielna. Dolna część tej serii, o miąższości maksymalnie 1 m składa się z różnoziarnistych piasków warstwowanych. Kąt nachylenia lamin jest niewielki, wynosi bowiem od 5—8—10°. Górną część tej serii o miąższości od 2—2,5 m charakteryzuje bardzo wyraźne ukośne warstwowanie. Analiza biegów i upadów warstw wskazuje, iż obecne południowe zbocze wydmy kryje w sobie dawny grzbiet i zbocza wału wydmowego. Nachylenie warstw południowego zbocza tego wału wynosi 18—22°, zaś północnego 25° (ryc. 2b). W odsłonięciu widoczny jest również fragment północnego kopalnego zbocza wału wydmowego (fot. 4, ryc. 2c) zaznaczony przez ciągły kopalny poziom glebowy. Pozwala on, uwzględniając przebieg kopalnego grzbietu, dokonać rekonstrukcji wału wydmowego. Był to sądząc ze struktury wewnętrznej wał o przebiegu z zachodu na wschód, wyższy od dzisiejszej wydmy o około 2 m.

Wał ten był zbudowany zarówno w dolnej już opisaną partii jak i w górnej z różnoziarnistych piasków o pewnej przewodzie udziału frakcji od 0,5—0,4—0,3 mm, z domieszką piasków grubych o średnicy 1,5 mm, a także z udziałem frakcji 0,75—0,6 mm w wysokości 10—15%. Serię tę pod względem rozsiewu ziarna i wskaźnika obróbki charakteryzuje ryc. 3, profil I i III, seria E. Trzeba nadmienić, iż profile I i II z południowego zbocza wału nie obejmują zniszczonych przez procesy wtórne, o których będzie mowa, górnych warstw kopalnego wału. Warstwy te są zachowane pod glebą kopalną północnego zbocza wału i charakteryzuje je z punktu widzenia uziarnienia ryc. 3 (profil III, seria E, próbka nr 10). Piaski górnych warstw są lepiej wyselekcjonowane, mianowicie udział frakcji 0,2 mm wynosi 39%, a wskaźnik obtoczenia (Wo) jest również wyższy: dla frakcji 0,6 mm — 1300, a dla frakcji 0,75 mm



Fot. 2. Allerodzka gleba kopalna między dwiema seriami eolicznymi ze starszego i młodszego dryasu

Аллередская ископаемая почва между двумя эоловыми сериями из среднего и верхнего Дриаса

Allerød fossil soil between two eolian series from Older and Younger Dryas



Fot. 3. Ślad po korzeniu w glebie alleródzkiej (nagromadzenie zwęglonej materii organicznej)

След корня в Аллередской почве (нагромождение сугленного органического вещества)

Trace of root in Allerød soil (accumulation of carbonized organic material)

— 1024, podczas gdy Wo piasków w próbach z niższych warstw nie przekracza 1200. Potwierdzają to fotograficzne powiększenia ziarn frakcji 0,75 mm. Pozwalają one stwierdzić w drugiej serii eolicznej znaczny udział ziarn graniastych, słabo obtoczonych. Występują tu zaledwie ślady obróbki eolicznej materiału. Może to świadczyć w powiązaniu z niezaburzoną strukturą wewnętrzną formy, iż powstała ona na miejscu z materiału, który odbył niedaleki transport.

Materiał piaszczysty był transportowany nie tylko z powierzchni teras, ale znajdował się również na wysoczyźnie, a pochodził między innymi ze zdenudowania moren czołowych, występujących w bezpośrednim sąsiedztwie wydmy. Porównując piaski kongeliflukcyjne (fot. 5) z eolicznymi stwierdza się, iż różnice zaznaczają się przede wszystkim większym w piaskach kongeliflukcyjnych udziałem ziarn graniastych, nieobtoczonych. Natomiast porównując piaski eoliczne między sobą widzi się uderzającą różnicę między piaskami pierwszej i drugiej serii (fot. 6 i 7) wyrażającą się w drugiej serii gorszą obróbką i słabszą selekcją. Bardzo duży jest w niej udział gruboziarnistych piasków. Piaski eoliczne z końca allerödu (fot. 8) zajmują pozycję pośrednią. Są jednak bardziej zbliżone do piasków pierwszej serii.

O intensywnej działalności eolicznej świadczą między innymi spotykane graniaki (fot. 9A) oraz ślady selektywnego niszczenia powierzchni głazików (fot. 9B). Taki bruczek deflacyjny pokrywa obecnie w kilku miejscach zbocza doliny denudacyjnej.

Utworzony w młodszym dryasie wał wydmy w fazie, którą można określić jako wydmotwórczą właściwą był utrwalony pokrywą glebowo-roślinną zapewne już we wczesnym holocenie. W następstwie niesprzyjających okoliczności (zmiana klimatyczna) pokrywa glebowo-roślinna została częściowo zniszczona, a forma uległa przekształceniu. Charakter tych przekształceń jest zanotowany w przebiegu dawnej i obecnej linii grzbietowej wydmy. Podczas gdy dawna linia przebiegała z zachodu na wschód ($270-90^\circ$), to obecna posiada niewielkie odchylenie ku północy ($275-95^\circ$). Wartości nachylenia obecnego południowego zbocza wydmy wynoszące $14-16^\circ$ oraz $10-12^\circ$ są niezgodne w stosunku do nachylenia warstw budujących zbocze a wynoszących $18-22^\circ$ (ryc. 2b). Ponadto na glebie kopalnej północnego zbocza została niezgodnie odłożona seria osadów piaszczystych, warstwowanych pod kątem około 10° (ryc. 2c i fot. 4). Jest to warstwa, jak można sądzić, pochodząca ze zniszczenia partii grzbietowej dawnego wału i przemieszczenia tego materiału na zbocze północne. Materiał ten, jak wskazuje krzywa uziarnienia (ryc. 3, profil III, seria E, próbka 11) jest lepiej wyselekcjonowany nie tylko w stosunku do głównej masy piaszczystej budującej wydmy (seria E) ale i w stosunku do piasków spod gleby kopalnej holocenijskiej



Fot. 4. Budowa wewnętrzna wydmy, strzałkami zaznaczono kopalny grzbiet i zbocze wydmy
Внутренняя структура дюны, стрелки обозначают ископаемую грань и склон дюны
Interior structure of dune; arrows mark fossil crest and slopes of dune

wykazujących lepszą selekcję (ryc. 3, profil III, seria E, próbka 10). Występuje tu wyraźna przewaga frakcji 0,2—0,1 mm, której udział wynosi od 40—49%. Jest to niewątpliwie rezultat dalszej eolicznej obróbki materiału.

Procesy eoliczne w fazie przekształcenia przebiegały zapewne gwałtownie, na co wskazuje przysypany na północnym zboczach pień brzozy z wyraźnie zachowaną korą (fot. 10). Zakorzeniony w glinie pień o wysokości 1,20 m został przysypany do około 2 m piaskiem o wyraźnej ukośnej laminacji. Kąt pochylenia lamin 28°, wskazuje na zbocze odwietrzne. Analiza mechaniczna tego piasku (ryc. 3, profil IV, seria E, próba 1) nie wykazuje jednak lepszej selekcji w stosunku do materiału wyjściowego (ryc. 3, profil I—VI, seria E), a wskaźnik obtoczenia nie jest również wyższy.

Przekształcona forma wydmy została następnie przykryta nowo utworzoną warstwą gleby. Ponieważ profil glebowy wtórnie przykryła seria piasków eolicznych, pochodzących ze zniszczenia wydmy, a proces ten powtórzył się jeszcze dwukrotnie (fot. 11), zatem w celu stwierdzenia kiedy rozwinęła się gleba kopalna, która po okresie przekształcenia wydmy ponownie ją utrwaliła i jaki jest względny wiek procesów niszczących, wykonano analizę pyłkową (B. N o r y ś k i e w i c z). Materiał do badań pyłkowych pobrano z warstwy gleby kopalnej w dwóch miejscach. Próbkę macerowano metodą acetolizy E r d t m a n a, części mineralne oddzielono mieszaniną bromoformu i acetonu.

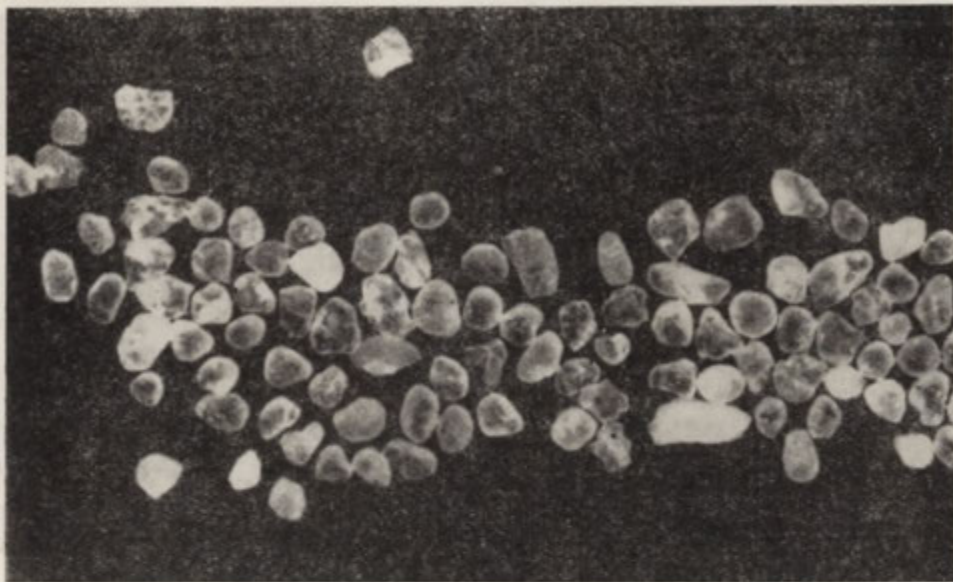
W spektrach liczono przeciętnie po około 500 ziarn AP+NAP łącznie z *Corylus*. Dla obu profili wykonano diagramy totalne. Analiza palynologiczna pozwoliła określić wiek badanego materiału. Dominujący udział sosny przy wzrastającej liczbie ziarn pyłku zbóż (*Cerealialia*), duże *Plantago* i *Centaurea cyanus* pozwala wydzielić tak zwany „okres historyczny”, tj. X piętro w podziale F. F i r b a s a.

Wzrost roślin zielnych (NAP) w stropowych próbkach, a szczególnie *Cerealialia*, *Graminae*, *Centaurea*, *Chenopodiaceae*, a także *Plantago* może być interpretowany jako następstwo gospodarki rolnej człowieka.

Przebieg krzywych sosny i brzozy w obu profilach jest bardzo podobny. Również podobnie przedstawiają się krzywe roślin zielnych z wyjątkiem *Ericaceae*, które w profilu II nie przekraczają 1%, natomiast w profilu I osiągają 12% (ryc. 5).

Wyniki badań pyłkowych wskazują zatem, iż zmiany te dokonały się już w okresie historycznym i można sądzić, że zachodziły przy współudziale człowieka i jego gospodarki.

Znamienny jest fakt utrzymywania się ogólnego kierunku niszczenia formy. Gleby autochtoniczne i allochtoniczne są zachowane tylko na północnym zboczach wydmy, podczas gdy zbocze południowe jest nagie.



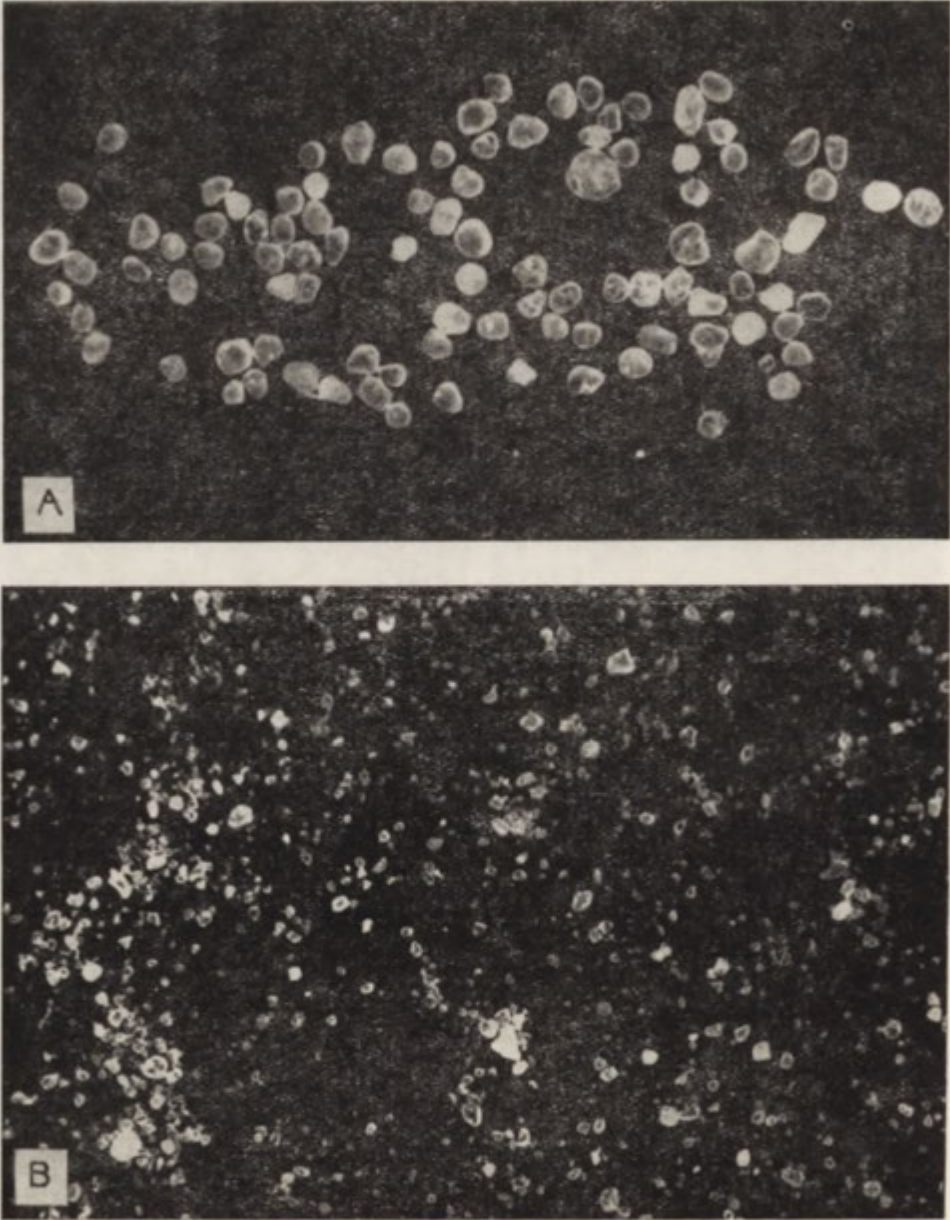
Fot. 5. Wybrana frakcja 0,75 mm piasków kongeliflukcyjnych (seria A)
 Избранная фракция в 0,75 мм конгelifлюкционных песков (серия А)
 Selected 0.75 mm fraction of congelifluxional sands (series A)

Wydnię usypały wiatry zachodnie natomiast przekształcenia dokonały wiatry wiejące z kierunku południowego. Jest to zgodne z przeważającymi kierunkami wiatrów panujących w późnym glacie i holocenie (S. M a j d a n o w s k i 1958). Nie wiadomo natomiast, jakie wiatry, z jakich przeważających kierunków usypały pierwszą serię eoliczną w starszym dryasie. Można natomiast, uwzględniając wyniki analizy mechanicznej, pokusić się o ocenę siły i intensywności tych wiatrów wydmotwórczych.

W pierwszej serii eolicznej przeważa frakcja bardzo drobna, poniżej 0,2 mm. Dla wprowadzenia w ruch tak drobnego piasku potrzebna była niewielka szybkość wiatru, mianowicie 1,5—3 m/sek (podaję za W. S t a n k o w s k i m 1963a, s. 18, który przytacza wartości przyjmowane dla transportu tej frakcji).

Górną serię eoliczną budują piaski o znacznej rozpiętości średnicy ziarn, na co wskazuje przebieg krzywych uziarnienia. Nie widać tu jakiegось wyraźniejszej przewagi udziału jednej frakcji w stosunku do pozostałych. Ogólnie biorąc budują tę serię ziarna o średnicy mniejszej od 1 mm, dla której to frakcji przyjmuje się przeciętną szybkość wiatru transportującego 7,4 m/sek.³ Biorąc pod uwagę pewien udział ziarn

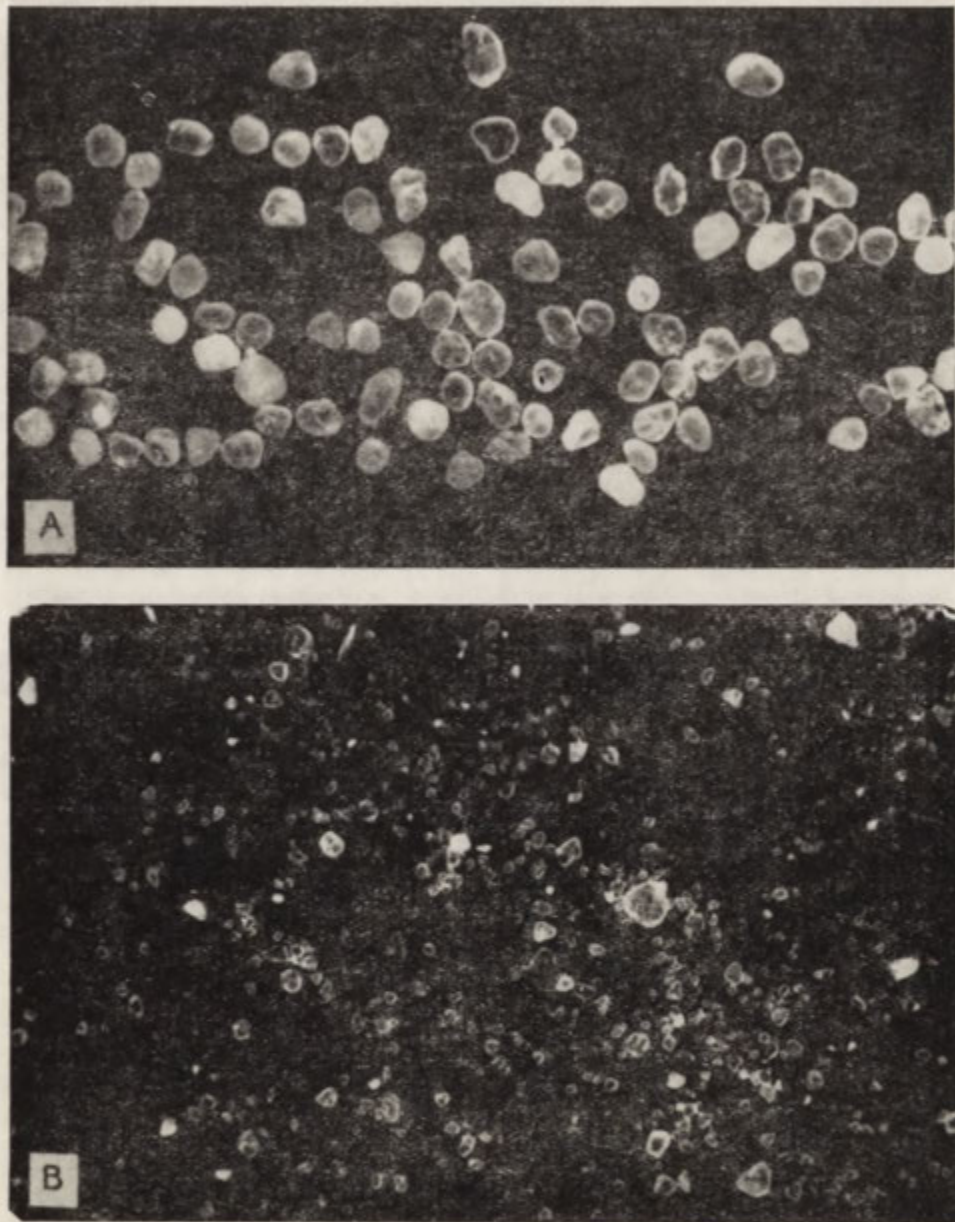
³ K l i m a s z e w s k i M. — 1963. Geomorfologia ogólna.



Fot. 6. A — Wybrana frakcja 0,75 mm i 0,6 mm piasków pierwszej serii eolicznej (seria C); B — Piaski pierwszej serii eolicznej (seria C)

A — Избранная фракция в 0,75 мм и 0,6 мм песков первой эоловой серии (серия C), B — Пески первой эоловой серии (серия C)

A — Selected 0.75 mm and 0.6 mm fraction of sands from first eolian series (series C); B — Sands of first eolian series (series C)



Fot. 7. A — Wybrana frakcja 0,75 mm piasków drugiej serii eolicznej (seria E);
B — Piaski eoliczne drugiej serii (seria E)

A — Избранная фракция в 0,75 мм золотых песков разделяющих Аллередские почвы (серия E); B — Золовые пески разделяющие Аллередские почвы (серия E)

A — Selected 0.75 mm fraction of eolian sands dividing Allerød soils (series E);
B — Eolian sands dividing Allerød soils (series E)

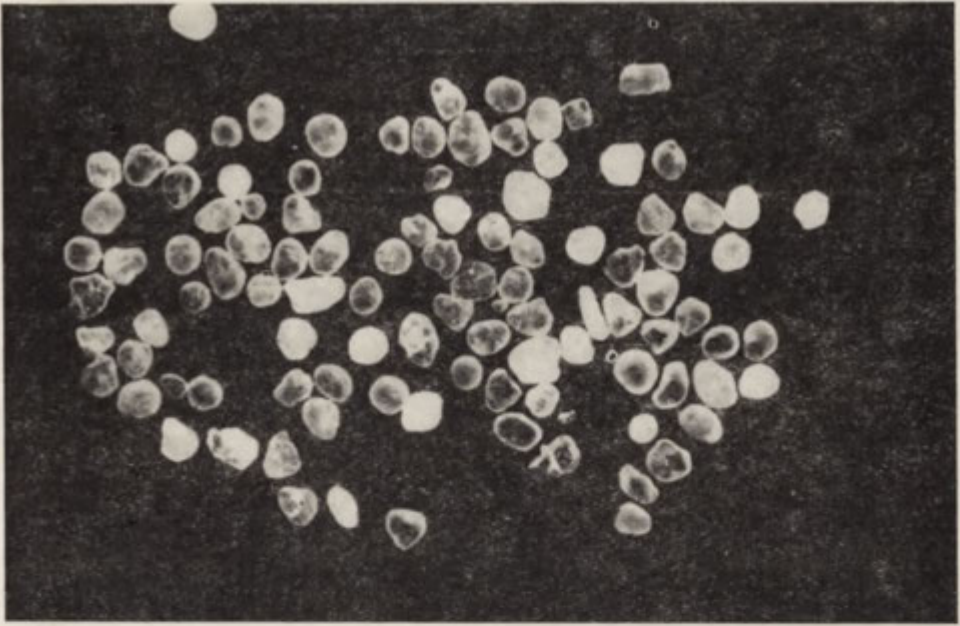
większych od 1 mm oraz jednokierunkowe wiatry, które wymagają stosunkowo większej prędkości do wprawienia w ruch ziarn piasku o odpowiedniej średnicy, wartość tę należałoby podwyższyć do 8—10 m/sek. A. Dylikowa (1958) dla fazy wydmotwórczej właściwej przyjmuje średnią szybkość wiatru 6,7 względnie 8 m/sek. i maksymalnie 10 m/sek. I. Nowicka (1958) podaje, iż wydmy na sandrze Brdy zostały usypane przez wiatry o szybkości od 4—8 m/sek. W. Mrózek przyjmuje, iż wiatry, które usypały wydmy Kotliny Toruńskiej posiadały przeciętną szybkość od 2—5 m/sek. Uwzględnia on również udział wiatrów o większej szybkości od 7—11 m/sek. Istnieje zatem dość duża zgodność w przyjmowaniu przeciętnej szybkości wiania wiatrów, które sypały wydmy, ogólnie zamykająca się w granicach 8—10 m/sek.

Przekształcenia wydym dokonały wiatry południowe. Wiatry z tego kierunku również usypały 2 wydmy dobudowane do południowego zbocza omawianego wału wydmorego.

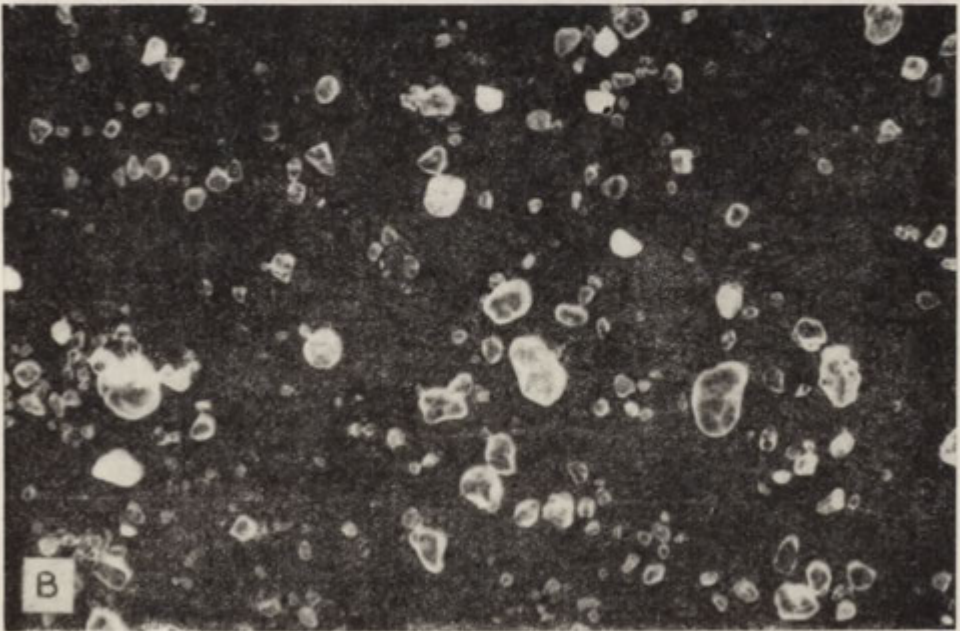
Niszczenie wydym dokonuje się również przy udziale wiatrów południowych ale także południowo-zachodnich i południowo-wschodnich. Wskazują na to obserwacje całego pola wydmorego. Działają one wszędzie tam, gdzie zniszczona została szata roślinna, często wskutek niekorzystnej interwencji człowieka (trzebież lasu). Rezultatem procesów niszczących są niewysokie od 1,5—2 m nieregularne wydmy, świeże niecki deflacyjne (rys. 2a), pola lotnych piasków. Przez rozwiewanie starych, utrwalonych wydym powstają „świadki” ich dawnej wysokości. Są to fragmenty wydym z niezniszczonym pokryciem glebowo-roślinnym, często zachowane tylko dzięki obecności warstwy żelazistej podglebia. O tego rodzaju faktach pisze również W. Mrózek (1958).

Opisana wydma w Witowężu nie może oczywiście stanowić podstawy do bezspornego wnioskowania o przebiegu faz eolicznych i ich wieku w obrębie całego pola wydmorego. Wypada tu jeszcze raz podkreślić, iż przedstawione fakty dotyczą niewielkiego wału wydmorego. Stosunek wiekowy dużych, zaczątkowych parabol do form wałowych nie jest wyjaśniony. Jeśli geneza tych form była wspólna, jak również geneza niewielkich wałów podobnych do opisanego z Witowęża, to różniłaby je tylko większa miąższość serii powstałej w fazie wydmotwórczej właściwej, to znaczy w młodszym dryasie. Biorąc jednak pod uwagę fakt występowania wydym zbliżonych do parabol i wysokich form wałowych na terasie VII najwcześniejszy okres ich rozwoju można widzieć w młodszym dryasie, bowiem wcześniej płynęły tu wody Prawisły.

Faza wstępna w starszym dryasie miałyby więc miejsce tylko na powierzchni terasy IX, X i na wysoczyźnie. Powstałe wówczas niewielkie piaszczyste wzniesienia były w allerödie utrwalone. W fazie właściwej natomiast wydmy mogły się już rozwijać na wszystkich powierzchniach



A



Fot. 8. A — Wybrana frakcja 0,75 piasków eolicznych rozdzielających gleby alle-
rodzkie (seria D); B — Piaski eoliczne rozdzielające gleby allerodzkie (seria D)

A — Избранная фракция в 0,75 мм песков второй эоловой серии (серия D); B —
Эоловые пески второй серии (серия D)

A — Selected 0.75 mm fraction of from second eolian series (series D); B — Eolian
sands of second series (series D)

terasowych wyższych od terasy dolnej, pochodzącej z młodszego dryasu⁴. W fazie wydymotwórczej właściwej, jak zostało to przedstawione, powstały nie tylko równoleżnikowe wały podłużne, podobne do opisanego ale może i formy zbliżone do parabol, a także wysokie wały równoleżnikowe. Poczynione obserwacje nie pozwalają autorce stwierdzić, które z tych form były wcześniejsze. Zagadnienie to jest rozmaicie traktowane przez różnych autorów.

Faza przekształcenia i niszczenia miała miejsce we wczesnym holocenie i jego późniejszych okresach. W fazie przekształcenia poza zmianami w obrębie istniejących wydym powstały także niezależne formy wydymowe, np. wały o przebiegu południkowym podobne do tych, które nadbudowują południowe zbocze omawianej wydymy. Formy takie można obserwować na wszystkich terasach również niższych i na wysokości. Przyczyniają się one do dużego skomplikowania rzeźby wydym utworzonych w głównej fazie wydymotwórczej.

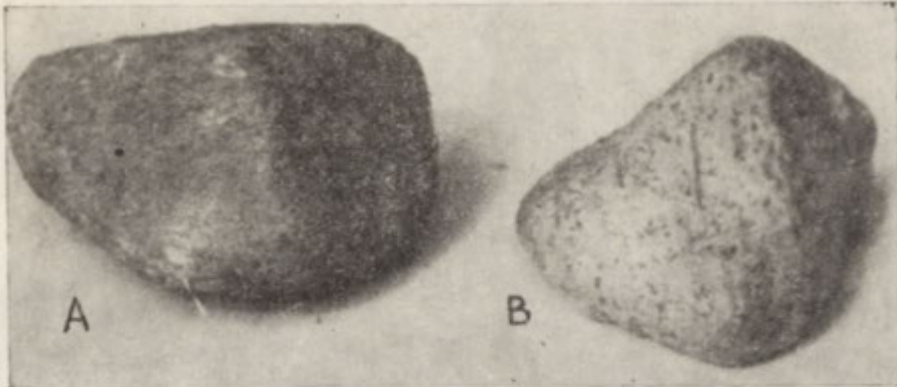
W fazie niszczenia prócz destrukcji starych form powstają również drobne formy eoliczne w postaci małych niecek wywiania, drobnych nieregularnych wydymek, pagórków — „świadków” na zniszczonej powierzchni wydym, a także przewianych pól piaszczystych.

Stwierdzenie w wydymie w Czernikowie-Witowie dwóch późnoglacialnych serii eolicznych rozdzielonych glebą kopalną allerödzką jest bardzo istotne. Pozwala ono przyjąć, iż również w Kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej faza wydymotwórcza właściwa miała miejsce w późnym glacie. Inne nieco stanowisko reprezentuje w tym względzie W. Mrózek (1958), przyjmując powstanie wydym głównie w okresie preborealnym. Podobnie I. Nowicka (1958) uważa, iż wydymy na sandrze Brdy powstały dopiero w holocenie.

Późnoglacialny okres wydymotwórczy był zatem wspólny dla obszaru całej Polski (A. Dylikowa 1958, 1967; S. Kozarski 1962; J. Kobendzina 1961; J. Mojski 1960; W. Stankowski 1963; K. Tobolski 1966; U. Urbaniak 1967; K. Wasylikiowa 1964). Zróznicowany natomiast był wiek fazy wydymotwórczej właściwej i w związku z tym pozostałych faz również.

Przeprowadzenie ścisłej paralelizacji jest trudne. Można jednak stwierdzić, iż wydymy w obrębie starszych zlodowaceń, ukształtowane przed allerödem i w czasie tego interstadialu utrwalone, uległy w młodszym dryasie przekształceniu. Natomiast w obrębie najmłodszego zlodowacenia, wydymy ukształtowane w młodszym dryasie i utrwalone w początkowej fazie holocenu, uległy przekształceniu w młodszym holocenie, a może w suchszym okresie subborealnym (?).

⁴ Porównaj artykuł L. Roszko w tym tomie.



Fot. 9. A — Graniak; B — Eolicznie wypręparowana powierzchnia głazika
 A — Эологлиптолит; B — Выпрепарированная эоловыми процессами поверхность валунчика

9A — Ventifact; B — Surface of pebble abraded by eolian action



Fot. 10. Zagrzebany pień brzozy w fazie przekształcenia
 Погребенный ствол березы в фазе преобразования
 Birch trunk buried during phase of transformation



Fot. 11. Warstwy piasków eolicznych przedzielone humusem na zboczu północnym wydmy, odłożone w fazie jej niszczenia

Слои эоловых песков разделенные гумусом на северном склоне дюны, которые отложились во время фазы разрушения дюны

Layers of eolian sands divided by humus in northern dune slope, deposited during phase of dune destruction



Fot. 12. Narzędzia i odłupki krzemienne z wydm w Czernikowie

Кремневые орудия и осколки на дюнах в Черникове

Tools and flint chips from Czerników dunes

Faza wydmotwórcza właściwa, a także zapewne faza przekształcenia miały wyraźny związek z warunkami klimatycznymi. Natomiast procesy niszczenia ze względu na ich stwierdzoną częstotliwość i różny lokalny charakter trudno wiązać ze zmianami klimatycznymi zwłaszcza zachodzącymi na szerszą skalę (podobny wniosek wysuwa Tobolski 1966).

Należy tu jeszcze wspomnieć, iż pewną wskazówkę w datowaniu serii eolicznych w wydmy w Witowieżu mogą dostarczyć ślady wczesnej obecności człowieka. Występują tu krzemienne drapacze i duże ilości odłupków krzemienych (fot. 12). W zboczu wydmy natomiast od strony jeziora odkopano również węgielki drzewne i duże nagromadzenie głazików różnej wielkości. Charakterystyczna jest pozycja stratygraficzna tego znaleziska. Zostało ono stwierdzone na granicy serii B i E w profilu V i VI (ryc. 3). Znajdują się one na źle zachowanym tu allerödskim profilu glebowym. Nasuwa się przypuszczenie, iż może to być warstwa kulturowa odpowiadająca witowskiej (M. Chmielewska, W. Chmielewski 1960). Jeśli to przypuszczenie znalazłoby poparcie w wynikach badań archeologicznych byłyby to ważny wskaźnik wiekowy popierający dotychczasowe wnioski autorki. Stanowiskiem tym zainteresowała się Katedra Archeologii UMK w Toruniu.

Katedra Geografii Fizycznej UMK w Toruniu

Зофия Хурска

ФАЗЫ РАЗВИТИЯ ДЮНЫ В ЧЕРНИКОВЕ-ВИТОВЕНЖУ

Резюме

Начиная с шестидесятых годов закрепляется в Польше все более распространенное мнение, что дюны образовались и формировались во время холодных периодов времени позднего гляциала. Это мнение подтверждается результатами пыльцевых анализов, датировкой радиоугольным методом органических слоев, подстилающих дюны и разделяющих эоловые толщи, а также результатами археологических исследований. Подробный анализ эоловых толщ в связи с результатами упомянутых исследований дали основание A. Dylikowa выделить 4 фазы развития дюн в центральной Польше: вступительную, собственно дюнообразующую, преобразования и разрушения. Тогда как в области северной Польши на основе морфологического критерия выделяются 3 фазы. Открытым вопросом остается проведение параллелизма фаз в зависимости от их возраста на территории самых древних и последнего оледенений.

Дюна в местности Черниково-Витовонж по содержанию ископаемой почвы дает некоторое основание провести такой параллелизм. Она расположена в се-

веро-восточной части Торунско-Быдгоской котловины, в ее присклоновом участке, там где находится довольно обширная площадь дюн. Дюны расположены здесь на разновозрастных террасах и на плато. Их распределение показано на рис. 1, на котором обозначается также предполагаемые направления и пути (обусловленные денудированным склоном) продвижения дюн из прадолины на плато.

Дюнные формы рельефа наблюдающиеся на плато являются наименее правильными. Рядом с крупными дюнами, высотой до 20 м. (у которых начальная параболическая и грядовая форма) наблюдаются дюнные формы малых размеров. Относительно много здесь удлиненных гряд широтного направления.

Одной из таких форм рельефа является дюна в местности Черниково-Витовонж. Это неправильной формы гряда, с простираем с запада на восток, у которой относительная высота 6,5 м с приросшими к ней с юга двумя дюнами. Дюна образовалась на склоне и на дне денудационной долины, а своей фронтальной частью она надвигается на склон подледниковой рывины.

В основании дюны наблюдается моренный суглинок, который покрыт денудационными образованиями, позднеледниковыми, вероятнее всего нижнего дриаса или также Веллинга (?). Это конгелифлюкционное образование, сложенное галькой, песком и пылистыми частицами, а также толща ритмически-слоистых, мелкозернистых песков и плов. Для механических анализов взятых было 43 образцов из трех полных профилей и из трех контрольных точек, обнимающих денудационные, подстилающие образования, золотые толщи и разделяющие их слои почвы.

С помощью граниформметра бульдожер. K r u g o w s k i подсчитан также показатель окатанности для песчинок диаметром в 0,75 мм или 0,6 мм. Результаты анализов представлены на графиках в 6-ти профилях рис. 3. Буквы от А до Е обозначают разновозрастные или различные по генезису толщи отложений, а символ W_0 — показатель окатанности.

В геологическом строении дюны обнаруживается четкая делимость эоловых отложений на три части, разделенных ископаемыми почвами.

Нижняя эоловая толща — первая, образует небольшое вздутие, сложенное из мелкозернистых песков с фракцией в 0,2—0,1 мм (60%), слоистых с восточным наклоном ламин, с углом их падения равным 10° . Эта толща образовалась в нижнем Дриасе и можно ее отнести к вступительной, дюнообразующей фазе (не наблюдается четкая форма дюны).

Эта толща в Аллередское время закрепляется почвенно-растительным покровом. Характерным признаком сохранившегося почвенно-профиля является пятнистость типичная для почв аллередского времени а также некоторая белосоватость, свидетельствующие о кратковременности почвообразующего процесса. По всей вероятности к концу Аллередского времени наступило возобновление эоловых процессов в связи с чем в профиле наблюдается слой золотых песков с гумусовыми полосками прикрытый более сплошным слоем почвы. Для отложений, образовавшихся в период начиная с нижнего Дриаса, является характерным преобладание мелкозернистых песков (фот. 6 и 7).

Вторая эоловая толща значительной мощности до 3,5 м состоит из двух частей. Вся толща сложена разнозернистыми песками в общем грубее песков основания (фот. 8). Деление этой толщи на две части обнаруживается в наличии различия уклонов в нижней части менее чем в 10° , в верхней более 20° . Направление наклона ламин во всей толще восточное.

Из анализа внутренней структуры дюны вытекает, что в верхнем Дриасе дюнная гряда образовалась под воздействием ветров дующих с запада. В начале голоценового времени она закрепляется почвено-растительным покровом, остаток которого сохранился на северном, ископаемом склоне дюны (рис. 2, фот. 4). На этом основании, в зависимости от древней гребневой линии, восстанавливается древняя, дюнная гряда. Эта гряда образовалась в собственно дюнообразующей фазе в виде формы рельефа, которая не перемещалась, о чем свидетельствует ненарушенная, внутренняя структура.

Преобразование этой формы совершилось в голоценовое время под воздействием южных ветров. Дюнообразующие процессы, как можно судить, имели яркий ход. Свидетельствует об этом, например, присыпанный ствол березы. В преобразующей фазе образовались также независимые формы дюн, например дюны с меридиональным простиранием, сливающаяся с юным склоном расматриваемой гряды.

Разрушаются дюны, главным образом незакрепленные, под воздействием южных ветров (но также юго-западных и юго-восточных). Параллельно разрушению более древних дюн образуются и золотые формы малых размеров, маленькие котловины выдувания (рис. 2а), дюны высотой в 1—2 м.

И так в дюне расположенной в местности Черниково-Витовонж закрепились четыре золотые фазы. Вступительная фаза — в среднем Дриасе, собственно дюнообразующая фаза — в верхнем Дриасе, фаза преобразования — в раннее голоценовое время и фаза разрушения продолжающаяся до настоящего времени.

Из повторяемости и небольшой мощности почвенных песчаных прослоек (из фазы разрушения на северном склоне дюны — фот. 11) вытекает, что у этих процессов отсутствует климатическое предрасположение, наоборот чем у климатически обусловленных золотых вступительных фаз, собственно дюнообразующей а вероятно тоже и преобразующей.

Из попытки провести параллелизацию фаз вытекает, что в Торунско-Быдгоской котловине наблюдается такое же число фаз в развитии дюн, что и в центральной Польше, а разнятся дюны только по возрасту. Настоящий период развития дюн в центральной Польше приходится в среднем Дриасе, но в северной Польше — в верхнем Дриасе. До настоящего времени господствовало мнение, что дюны Торунской котловины образовались главным образом в голоценовое время. Наилучшие условия для развития дюн существовали таким образом на этой территории всей Польши в позднегляциальное время.

Zofia Churska

EVOLUTIONARY PHASES OF DUNE SITUATED AT CZERNIKOWO-WITOWĄZ

Summary

Beginning with the sixtieths of this century there has been perpetuated in Poland the common belief, that inland dunes originated and assumed their shapes during the cool periods of the Late Glacial. This belief was supported by the results of palynological examinations, by C^{14} datings of the organic strata under-

lying and dividing the eolian series, and by archeological investigations. On the basis of a detailed analysis of the eolian series and in conjunction with the examinations mentioned above, A. Dylikowa distinguishes four phases of dune evolution in Central Poland: the initial phase, the real dune-forming phase, the phase of dune transformation, and the phase of dune destruction, respectively; whereas, for the area of North Poland morphological criteria justified the discernment of only three phases. It remains an open question how to correlate these phases as to their age in the areas which were covered by older glaciations and by the youngest glaciation period.

A dune at Czernikowo-Witoważ presents certain opportunities for attempting a correlation of this kind, because it contains fossil soils. This dune is situated in the NE part of the Toruń—Bydgoszcz Basin, in its part adjoining the Basin's slope which contains a large-size dune field. The dunes are here spread out over terraces of various age and of the moraine plateau. Their distribution is indicated in Fig. 1 which also shows the presumable directions and tracks by which — dependent on denuded slope parts — the dunes may have migrated from the ice marginal streamway (pradolina) onto the moraine plateau.

Least regular are the dune forms encountered on the moraine plateau. Minor dune forms occur here, next to larger dunes up to 20 m high which show shapes of unfinished parabolas and of longitudinal ridges. Relatively numerous are also dunes of the latter shape running in W — E direction.

One of this kind of dunes lies at Czernikowo-Witoważ. This is an irregular ridge with a relative height of 6.5 m extending from W to E; S of this main dune two minor dunes are leaning against it. This dune has developed on the slope and the floor of a denudation valley, and with its front has penetrated onto the slope of a subglacial channel.

The dune base contains boulder clay covered by late-glacial denudation deposits which most probably originated in the Oldest Dryas or the Bolling (?). These deposits consist of congelifluxion deposits of gravelly-sandy-dusty character and of a series of rhythmically stratified fine sands and silts. For analyses of the mechanical composition the author collected 43 samples in three full profiles and three control points; these samples contain the underlying denudation deposits, the eolian series, and the soil strata separating these series.

Also determined by means of Krygowski's graniformameter was the index of abrasion for grains of 0.75 or 0.6 mm diameter. The results of these analyses are illustrated by diagrams in six profiles (Fig. 3). The letters A to E signify series of deposits differing by age or origin; the symbol W_0 gives the index of grain abrasion.

The author states in the geological structure of the dune a distinct tripartition of the eolian deposits, where the three layers are separated by layers of fossil soil.

The first (lower) eolian series causes a slight bulge built of fine-grained sands of the 0.2—0.1 mm fraction (60%), stratified with a 10° eastward dip of the lamination. This series dates back from the Older Dryas and may be assigned to what the author calls the initial dune phase which did not evolve a definite dune shape.

This series became stabilized during the Allerød by a soil and vegetation cover. A characteristic feature of the preserved soil profile is a spottiness typical of Allerød soils and a slight bleaching which indicates a short duration of the soil-forming process. It was probably towards the end of the Allerød that eolian processes started again, and due to this there appears in the profile a layer of eolian sands with humus streaks, covered by a thin and more continuous soil

layer. All deposits laid down up to the Younger Dryas contain a predominance of fine sands (Photos 6 and 7).

The second eolian series, often as much as 3.5 m thick, is bipartite. The whole series consists of unequigranular sands which, on the whole, are more coarse-grained than the sands of the underlying beds (Photo 8). The bipartition of this series finds its expression in a difference of inclination of the laminae which is less than 10° in the lower, and more than 20° in the upper part. The direction of the laminae is eastward in the entire series.

The study of the interior structure shows that the dune ridge was piled up in the Younger Dryas by western winds. At the rise of the Holocene this ridge was stabilized by a cover of soil and vegetation, remnants of which have survived on the fossil northern dune slope (Fig. 2, Photo 4). With these data as basis the author reconstructed the old dune ridge in recourse to the former crest line. This dune ridge was built during the real dune-forming phase as a non-migrating form, as indicated by its undisturbed interior structure.

The transformation of this dune form took place in the Holocene due to the action of southern winds; this process seems to have occurred forcefully as indicated, for instance, by a sand-buried birch trunk. In this phase of dune transformation independent forms also developed such as dunes running in meridional direction which were built up against the southern slope of the main ridge.

The destruction of dunes, mostly of the unstabilized ones, is due to the action of southern winds (winds from south-west and south-east also). Apart from the destruction of older dunes there also developed minor new eolian forms such as small deflation hollows (Fig. 2a), and dunes 1—2 m high.

Hence, in the Czernikowo-Witowęż dune we see recorded four eolian phases: an initial phase From Older Dryas, a real dune-forming phase from the Younger Dryas, a phase of dune transformation from the early. Holocene, and a phase of dune destruction lasting until this day.

From the frequency of occurrence and the relatively small thicknesses of the soil-sand intercalations, going back to the destruction of the northern slope of the dune (Photo 11), it is evident that in the matter of the last phase no climatic tendencies were involved, in contradistinction to the influence which climatic conditions had on the initial phase, the real dune-forming phase and, most probably also, on the phase of destruction.

The author's attempt of correlating phases discloses, that in the Toruń — Bydgoszcz Basin the number of phases of dune evolution has been the same as in Central Poland, and that these phases only differ by their age. The real phase of dune evolution was the Older Dryas in Central Poland and the Younger Dryas in North Poland. Up to now it had been held that the dunes of the Toruń Basin originated for the most part during the Holocene. We see now, that optimum conditions for the evolution of inland dunes existed here in the Late Glacial.

URSZULA URBANIAK

ZABURZENIA W WARSTWOWEJ STRUKTURZE WYDM KOTLINY PŁOCKIEJ

W wielu wydmach autorka obserwowała wtórne zdeformowanie warstwowej struktury piasku, zerwanie ciągłości lamin, bądź zupełne ich zniszczenie. Zjawiska te związane są z panowaniem klimatu peryglacjalnego bądź z wytapianiem się brył martwego lodu.

Pokrywowe piaski bezstrukturalne, występujące w stropie wszystkich wydm oraz leżące niekiedy w ich spągu piaski o strukturze marmurkowej, powstały w procesie wietrzenia mrozowego w klimacie peryglacjalnym.

Struktury kryoturbacyjne — szczelinowe i soliflukcyjne — zakłócające warstwowanie piasków są związane z klimatem peryglacjalnym.

Zmiany w nachyleniu lamin, zerwanie ich ciągłości, nawet uskoki — to wynik wytopienia się martwego lodu, zalegającego pod wydmami lub w ich sąsiedztwie.

1. WSTĘP

Przeprowadzone w ostatnich latach badania nad wiekiem wydm pozwalają cofnąć zasadniczą fazę wydymotwórczą na terenie Polski do późnego glacjału. Autorzy najnowszych wypowiedzi, jak H. Poser¹, R. Galon (1959) i B. Krygowski (1961), powstanie wydm Niżu Europejskiego odnoszą nawet do schyłkowej fazy stadium pomorskiego. Wydmy powstawały zatem w strefie peryglacjalnej i zaliczanie ich do zespołu form peryglacjalnych nie jest nowością. W strefie tej rozwijały się peryglacjalne procesy morfogenetyczne zmieniające strukturę poziomu aktywnego. Musiały zatem istnieć, przynajmniej w pewnych okresach roku, warunki sprzyjające powstawaniu wietrzliny mrozowej jak i splotów zboczowych, tworzących się pod wpływem soliflukcji a nawet kongeliflukcji.

Procesy soliflukcyjne na wydmach obserwowane są nawet współ-

¹ H. Poser, 1948. Aolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. Die Naturwissenschaften.

cznie. Zjawiska spęływania języków rozmarzniętego, wilgotnego piasku na podłożu zmarzniętym, opisuje J. Kobendzina (1961) na stromych zboczach nagich wydm w Puszczy Kampinoskiej. Spływy, obserwowane pod koniec lutego, autorka nazywa mikro-kongeliflukcją. Obok spływów J. Kobendzina obserwuje w okresie wiosennym spękania powierzchni i osunięcia mas piasku na zboczu zawietrznym związane z topnieniem warstw śniegu zasypanych przez piasek.

Analogiczne procesy na większą skalę zaobserwował S. G. Bergquist² na wydmach nad Jeziorem Superior. W okresie zimowym na powierzchni piasku, na zboczu dystalnym gromadzi się śnieg, który następnie zostaje pogrzebany pod warstwą świeżo nasypanego piasku o miąższości do kilku stóp, co wskazuje na silną działalność eoliczną w okresie zimowym (J. Kobendzina 1961, wyraża analogiczny pogląd w odniesieniu do terenów wydmowych Polski: „Najsilniejsze procesy eoliczne przebiegają zimą w okresach silnych mrozów”). Tak głęboko zagrzebany śnieg ma — zdaniem Bergquista — tendencje do zamieniania się w lód, a izolowany warstwą piasku od wpływów atmosfery może przetrwać niestopiony do połowy czerwca. Gdy wreszcie zagrzebany lód stopi się, na zboczu zarysowują się pęknięcia, szczeliny, a następnie masy piasku zsuwają się w dół, a nawet odkłute od zbocza gwałtownie obrywają się, odsłaniając nowe zbocze, bardziej strome niż to, które powstaje w wyniku naturalnego zsypywania się piasku.

Należy przypuszczać, że analogiczne zjawiska towarzyszyły procesowi formowania się wydm na terenie Polski. Fakt, że w literaturze wydmowej nie spotyka się na ogół informacji o strukturach peryglacialnych w wydmach, pozostaje w związku ze słabą jeszcze znajomością budowy wewnętrznej wydm, jak również z małą czytelnością owych struktur, wynikającą z niewielkiego różnicowania barwy i grubości ziarna piasku wydmowego.

Pierwszą wzmiankę o strukturach peryglacialnych w wydmach wnosi niepublikowana notatka I. Drzewickiej³. Analizując przekop w wydmiu w okolicy Dobrzykowa (Kotlina Płocka) Drzewicka stwierdziła pod 0,75 m warstwą piasków pokrywowych (pylaste, suche, ze szczątkami organicznymi) występowanie piasków wilgotnych, zbitych, o strukturze marmurkowej, to jest z ciemniejszymi i jaśniejszymi fałdkami, smugami, zaciekami. Wytworzenie struktur marmurkowych Drzewicka przypisuje procesom mrozowym (silne i częste wahania termiczne i wilgotnościowe), które mogły mieć miejsce w strefie peryglacialnej.

² St. G. Bergquist, 1935. The Grand Sable Dunes on Lake Superior, Alger, County, Michigan. Pap. Michigan Act. Arts. Letl. XXI.

³ I. Drzewicka, 1953. Sprawozdanie z prac terenowych wykonanych w miesiącu wrześniu 1953 na arkuszu Dobrzyków 1 : 25 000. Arch. IG.

Pierwszym sygnałem występowania w wydmy wyraźnych struktur kryoturbacyjnych była notatka U. Urbania k (1962).

Zagadnieniu temu poświęca sporo uwagi W. Stankowski (1963). W zespole wydym sandru nowotomyskiego zaobserwował on na stokach proksymalnych, na granicy między serią strukturalną i bezstrukturalną, „...fragmenty struktur przerywanych przez powyginane warstewki piasku różniącego się nieznacznie granulacją”. Na stokach dystalnych natomiast stwierdził występowanie izolowanych struktur peryglacjalnych o charakterze spływowym oraz pojedynczy „klin mrozowy”, którego geneza wydaje się autorowi problematyczna.

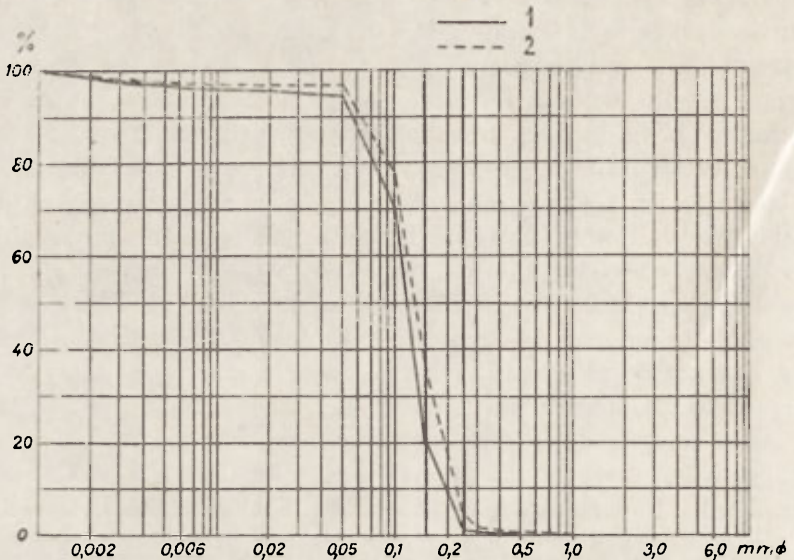
Szczegółowa analiza budowy wewnętrznej kilkunastu wydym na terenie Kotliny Płockiej pozwala na stwierdzenie, że wydmy w całym swym profilu zbudowane są z piasku warstwowanego.

W wielu wydmach występuje szereg charakterystycznych deformacji struktury warstwowej, zrywających ciągłość lamin, bądź niszczących je kompletnie. Po gruntownym przeanalizowaniu, zjawiska owe uznano za wynik działania dwóch różnych procesów i podzielono na dwie grupy genetyczne: a) piaski pokrywowe i struktury kryoturbacyjne — związane z panowaniem klimatu peryglacjalnego, b) struktury uskoko- we bądź zmiany nachylenia lamin związane z wytapianiem się brył martwego lodu, zalegającego pod wydмами lub w bezpośrednim ich sąsiedztwie.

2. PIASKI POKRYWOWE

Jest to warstwa piasków bezstrukturalnych otulająca wszystkie niemal wydmy płaszczem, którego miąższość nierzadko przekracza 2 m. W stropie piasków pokrywowych występuje warstwa humusowa; zaś ku spągowi piaski pokrywowe przechodzą, zazwyczaj bez wyraźnej granicy, w piaski warstwowane. Miąższość obserwowanych pokryw w przekroju poprzecznym wydym jest często zmienna — na zboczach pokaźniejsza niż na kulminacjach — np. w przekopie szosy przez wydmy położoną na N od Lucienia; na kulminacji wydmy już na głębokości 0,2 m występuje piasek warstwowany, natomiast na zboczu południowym — dopiero na głębokości 2 m.

W dziesięciu wydmach pobrano próbki i porównano skład mechaniczny piasku bezstrukturalnego z leżącym w jego spągu piaskiem warstwowanym. Wyniki są następujące: a) piasek bezstrukturalny jest bardziej rozdrobniony niż warstwowany, co ilustruje ryc. 1 (wydyma w Czar-nem), b) piasek bezstrukturalny jest grubszy od warstwowanego — ryc. 2 (wydyma w Krzywiu), przy tym w niektórych przypadkach róż-



Ryc. 1. Krzywe rozsiewu ziarn piasku bezstrukturalnego (1) i warstwowanego (2) w wydmie w Czarnem

Кривая рассеяния песчинок бесструктурного (1) и слоистого (2) песка в дюне, в местности Чарнэ

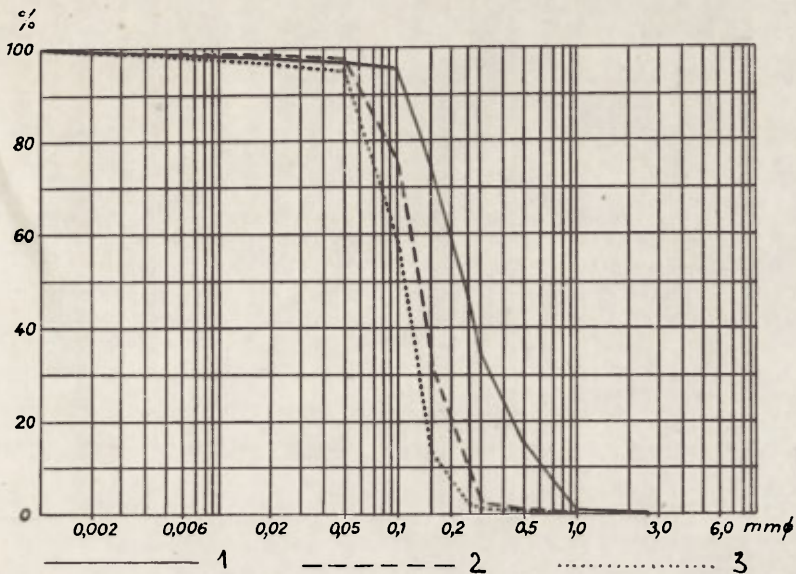
Curves showing grain size of structureless (1) and of stratified sand (2) from a dune at Czarnie

nice są minimalne. Wszędzie najgrubsze ziarna piasku i pojedyncze żwirki występują głównie w piasku warstwowanym, natomiast frakcje najdrobniejsze liczniej reprezentowane są w piasku bezstrukturalnym.

Porównanie stopnia obtoczenia ziarn piasku bezstrukturalnego i warstwowanego wskazuje na większy procent ziarn dobrze obtoczonych w piasku warstwowanym i większy udział ziarn graniastych w piasku bezstrukturalnym.

Wymienione fakty pozwalają wnioskować o genezie powierzchniowej warstwy bezstrukturalnej w wydmach. Prawdopodobnie jest ona dziełem wietrzenia mrozowego w klimacie peryglacjalnym. Wskazuje na to większe rozdrobnienie materiału i słabsze jego obtoczenie w porównaniu z piaskiem warstwowanym.

Za wietrzelinową genezą piasków bezstrukturalnych przemawia również analiza składu ilościowego minerałów ciężkich. W piasku bezstrukturalnym obserwuje się wzrost ilości minerałów bardzo odpornych na czynniki niszczące (cyrkon, turmalin) w stosunku do piasku warstwowanego oraz wyraźne zmniejszenie się ilości minerałów łatwo wietrzejących, jak piroksen i amfibol — ryc. 3 (wydma w Czarnym Borku).



Ryc. 2. Krzywe rozsiewu ziarn piasku bezstrukturalnego i warstwowanego w wyd-
mie w Krzywiu

1 — piasek bezstrukturalny, 2 — piasek warstwowany z głębokości 2 m, 3 — piasek
warstwowany z głębokości 6 m

Кривая рассеяния песчинок бесструктурного и слоистого песка в дюне, в мест-
ности Кшиве

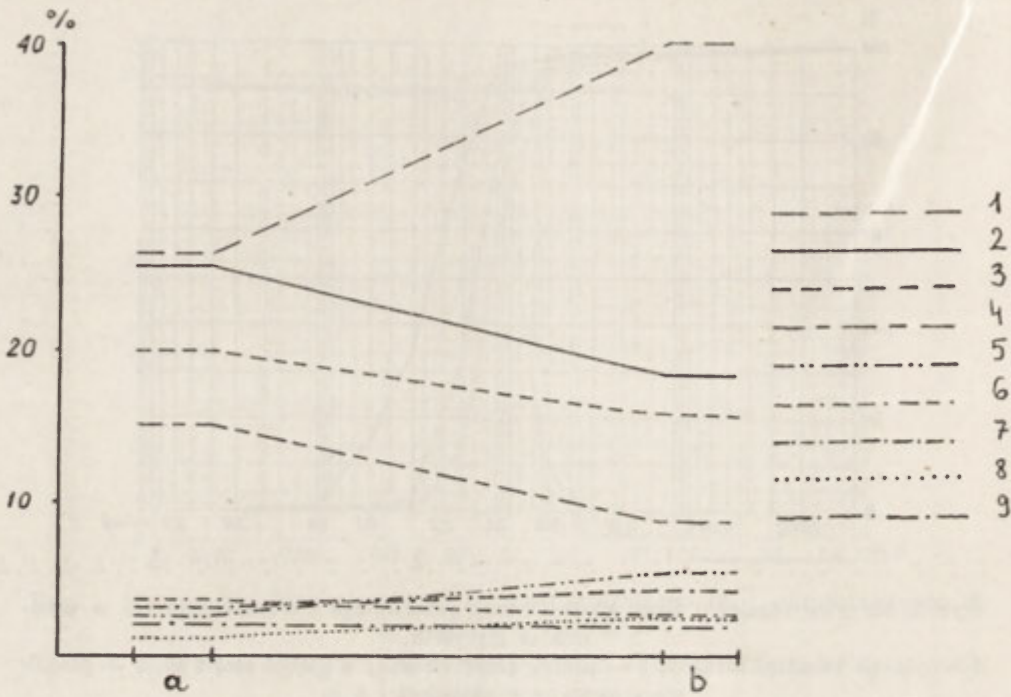
1 — бесструктурный песок, 2 — слоистый песок с глубины 2м, 3 — слоистый
песок с глубины 6м

Curves showing grain size of structureless and of stratified sand from a dune at
Krzywie

1 — structureless sand, 2 — stratified sand from 2 m depth, 3 — stratified sand
from 6 m depth

Równocześnie z powstawaniem pokrywy wietrzelinowej na wyd-
mach, odbywał się proces przemieszczania wietrzliny z kulminacyj-
nych partii wydm, w dół po stokach. Proces ten doprowadził do zatarcia
ostrości rzeźby wydmorej, do obniżenia wydm i złagodzenia ich sto-
ków, zwłaszcza w dolnych partiach. W wielu wydmach, nawet u stóp
zbrocza dystalnego, granice form są niewyraźne. Wynikiem tego procesu
jest również stwierdzona wyżej różnica miąższości piasków pokrywo-
wych w przekroju poprzecznym przez wydmy.

Piaski bezstrukturalne wskazują na panowanie warunków klimatu
peryglacjalnego w okresie, gdy proces wydmostwórczy był w zasadzie
zakończony, a wydmy nie były jeszcze chronione zwartą powłoką gleby
i roślinności. Działalność wiatru ograniczała się do przemieszczania ma-
teriału w obrębie uformowanych już wydm oraz wynoszenia pyłu



Ryc. 3. Stosunki ilościowe minerałów ciężkich w piasku bezstrukturalnym (a) i warstwowym (b) wydmy w Czarnym Borku

1 — amfibol, 2 — granat, 3 — cyrkon, 4 — turmalin, 5 — piroksen, 6 — dysten, 7 — epidot, 8 — staurolit, 9 — rutil

Количественные отношения тяжелых минералов в бесструктурном (а) и слоистом песке (b) в дюне, в местности Чарны Борек:

1 — амфибол, 2 — гранат, 3 — циркон, 4 — турмалин, 5 — пироксен, 6 — дистен, 7 — эпидот, 8 — ставролит, 9 — рutil

Quantitative proportions of heavy minerals in structureless (a) and in stratified sand (b) from a dune at Czarny Borek

1 — amphibole, 2 — garnet, 3 — zircon, 4 — tourmaline, 5 — pyroxene, 6 — dysthene, 7 — epidote, 8 — staurolite, 9 — rutile

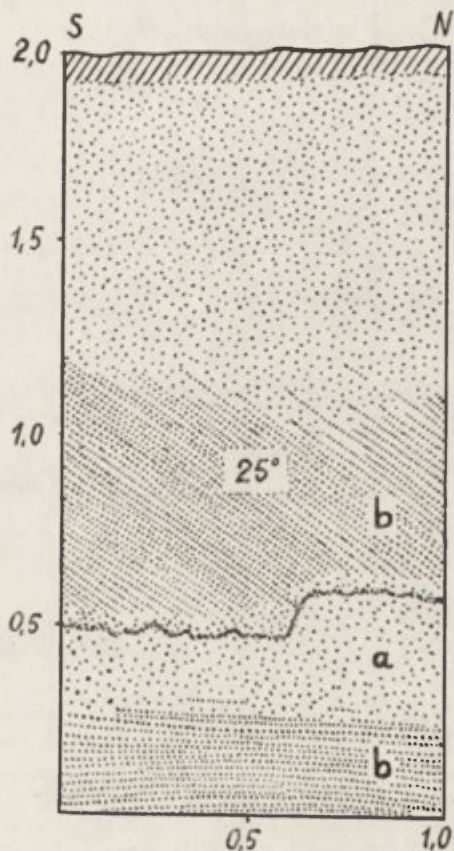
i drobniejszych ziarn piasku z powierzchniowej warstwy pokrywowej. Stąd wspomniane wyżej zjawisko wzbogacenia piasków bezstrukturalnych w ziarna grubsze, widoczne na ryc. 2.

Mięszość powierzchniowej warstwy bezstrukturalnej uzależniona jest od czasu trwania warunków sprzyjających rozwojowi procesów wietrzeniowych, a więc również od wieku wydmy. Wydmy występujące na tarasach nadzalewowych Wisły mają z reguły słabiej wykształconą warstwę piasków bezstrukturalnych. Jednak mięszość warstwy pokrywowej nie może być wskaźnikiem wieku wydmy, ponieważ mogła ona

być wtórnie zniszczona, zwłaszcza na wydmach zamieszkałych od wieków przez człowieka.

Do powstania warstwy bezstrukturalnej obok wietrzenia mrozowego musiały przyczynić się również procesy glebowe.

Poza przypowierzchniową warstwą materiału bezstrukturalnego w budowie wydm biorą udział tylko piaski warstwowane, co wskazuje na ciągłość procesu wydmotwórczego. Jedynie w dwóch wydmach stwierdzono struktury wskazujące na istnienie okresowych przerw w akumulacji piasku. W wydmy położonej około 6 km na południe od Du-



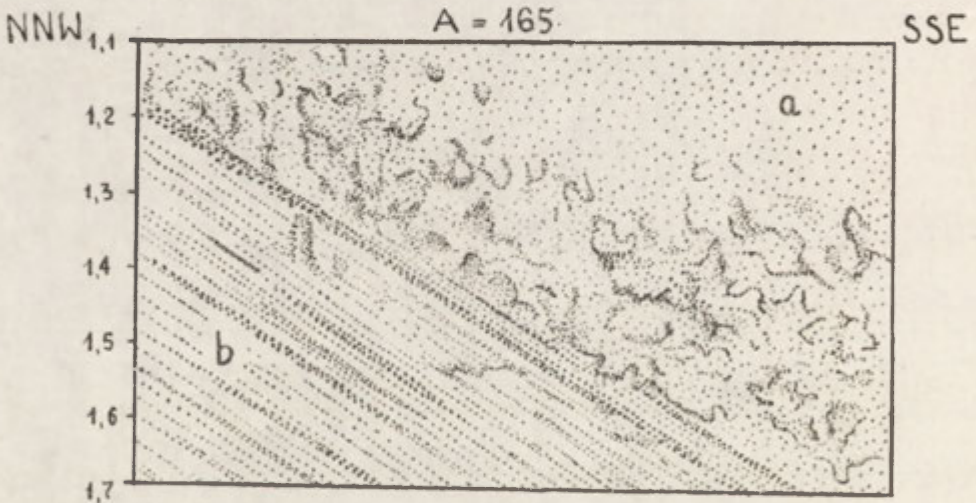
Ryc. 4. Piasek bezstrukturalny (a) położony pomiędzy dwiema seriami piasku warstwowanego (b) w wydmy położonej 6 km na S od Duninowa Nowego

Бесструктурный песок (а) между двумя толщами слоистого песка (b) в дюне, расположенной в 6 км к югу от местности Дуниново Нове

Structureless sand (a) layer in-between two series of stratified sand (b) in a dune situated 6 km S of Duninów Nowy

ninowa Nowego występuje warstwa, miąższości 10—35 cm, piasku bezstrukturalnego, w którym duży udział mają ziarna o średnicy około 1 mm; ryc. 4. Natomiast w wydmie w Gorenium Dużym, na granicy dwóch serii piaszczystych stwierdzono strefę struktur kryoturbacyjnych w formie drobnych antyklin i synklin (U. Urbaniak, 1962, s. 753).

W kilku wydmach w spągu pokrywowych piasków bezstrukturalnych występuje zmiennej miąższości warstwa piasku o strukturze marmurkowej. Termin „struktura marmurkowa” przyjęto za I. Drzewicką (1953) na określenie drobnych, nieregularnych zafalowań, fałdek, smug, zacieków. Struktury te są stosunkowo dobrze czytelne ze względu na zróżnicowanie barwy; piasek o barwie ciemniejszej tworzy tło, na którym występują miniaturowe struktury uformowane z piasku nieco jaśniejszego, barwy prawie białej, jak np. w wydmie w Warząchewce — ryc. 5 (barwa ta jest wynikiem nagromadzenia CaCO_3 w stre-



Ryc. 5. Strefa struktur marmurkowych wykształconych pomiędzy piaskiem bezstrukturalnym (a) i warstwowanym (b) w wydmie w Warząchewce

Зона мраморных структур с пятнышками различных оттенков на границе бесструктурных (а) и слоистых песков (b) в дюне, в Важонхевце

Zone of marbly structures developed between structureless (a) and stratified sand (b) in a dune at Warząchewka

fie piasków o strukturze marmurkowej, co wskazuje na różnice w prześlakliwości piasku bezstrukturalnego i leżącego w jego spągu piasku o strukturze warstwowej). Natomiast zarysy struktur podkreślone są nieco ciemniejszymi, żółtymi smugami piasku lekko zorsztynizowanego.

W obrębie tej warstwy występują niekiedy wyraźne, jasnobrązowe laminy piasku żelazistego; zafalowane, nieregularne, nieciągłe. W niektórych wydmych stwierdzono występowanie lamin piasku żelazistego w spągowej partii piasków bezstrukturalnych, czyli w miejscu, gdzie zazwyczaj wykształcona jest marmurkowa struktura piasku.

Warstwa piasku o strukturze marmurkowej rzadko osiąga 1 m grubości. Na ogół miąższość tej warstwy waha się w granicach od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Najczęściej jednak piaski bezstrukturalne bezpośrednio przechodzą w piaski o strukturze warstwowej, przy czym granica między nimi nie jest wyraźna. Warstwa piasku o strukturze marmurkowej również nie ma wyraźnych granic, stopniowo przechodzi ku stropowi w piasek bezstrukturalny, w spągu zaś — w piasek warstwowany.

Jedynie w dystalnej części wydmy w Warząchewce stwierdzono występowanie wyraźnej granicy między piaskiem bezstrukturalnym a warstwowanym. Ogólnie granica biegnie tu poziomo (ryc. 6), nie powtarza topografii współczesnego zbrocza, w tym miejscu wyraźnie nachylnego ku południowi. Poniżej nieregularnej linii granicznej, w obrębie piasku warstwowanego (b) występują jeszcze gniazda piasku bezstrukturalnego, również wyraźnie obrysowane. Przedstawione tu struktury przypominają opisane przez G. C. Maarleveld⁴ pseudokliny mrozowe. Maarleveld wyraża przypuszczenie, że powstały one w związku z płytką zmarzliną podczas późnego dryasu.

W wydmy w Sędenu pobrano próbki z trzech kolejnych warstw: piasku bezstrukturalnego, piasku o strukturze marmurkowej i piasku warstwowanego, a następnie przeanalizowano je pod względem składu mechanicznego. Wynik analiz przedstawiają krzywe na ryc. 7. Na uwagę zasługuje znaczna różnica procentowej zawartości ziarn najdrobniejszych, o średnicy 0,006 mm. Największy udział tych ziarn stwierdzono w piasku o strukturze marmurkowej. Na tę samą frakcję w piaskach bezstrukturalnych przypada tylko 2% ziarn, natomiast w piaskach warstwowanych 0,5% ogólnej masy piasku.

Odmienne obraz uzyskujemy z porównania stopnia obtoczenia ziarn piasku z wyżej omówionych trzech warstw. Obserwacji poddano ziarna w przedziale 0,50—0,25 mm. Wyniki przedstawia ryc. 8. Ilości ziarn dobrze obtoczonych w piaskach bezstrukturalnych i w piaskach o strukturze marmurkowej są podobne i mniejsze niż w piaskach warstwowanych.

⁴ G. C. Maarleveld, 1964. Periglacial phenomena in the Netherland during different parts of the Würm time. Biul. perygl. 14.

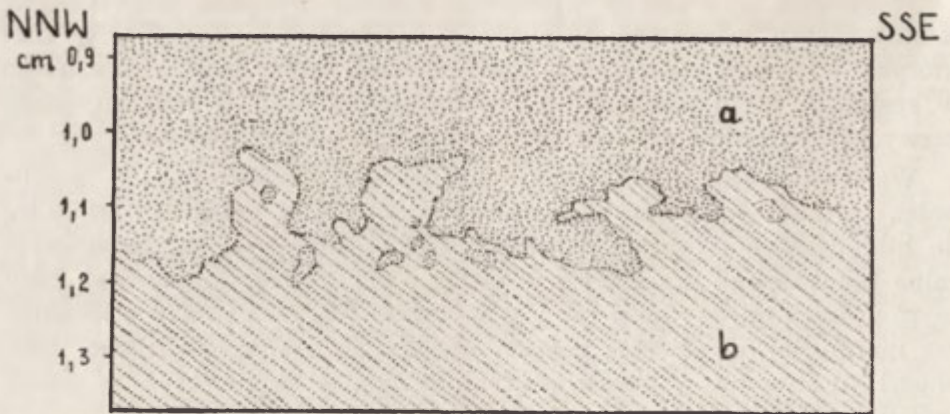


Рис. 6. Wyraźna granica pomiędzy piaskiem bezstrukturalnym (a) i warstwowanym (b) w wydmie w Warząchewce

Ясная граница между бесструктурными (a) и слоистыми песками (b) в дюне в Важонхевце

Clearly marked boundary between structureless (a) and stratified sand (b) in a dune at Warząchewka

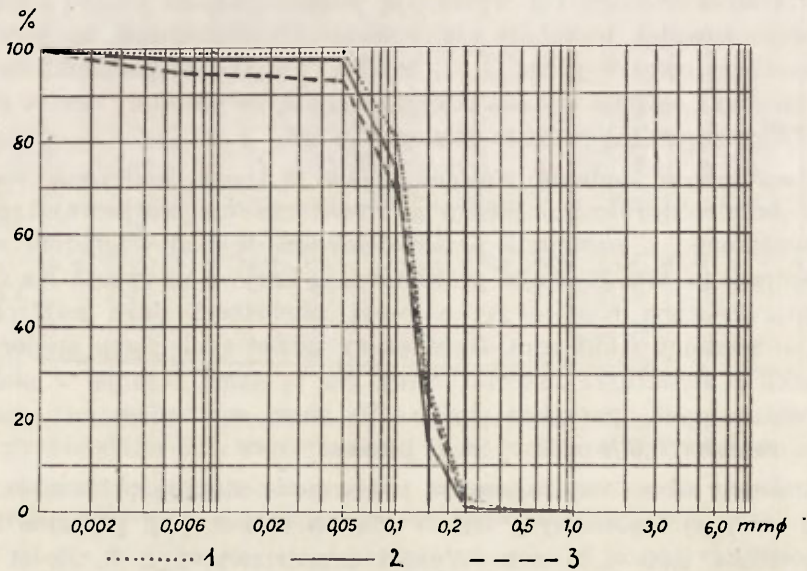
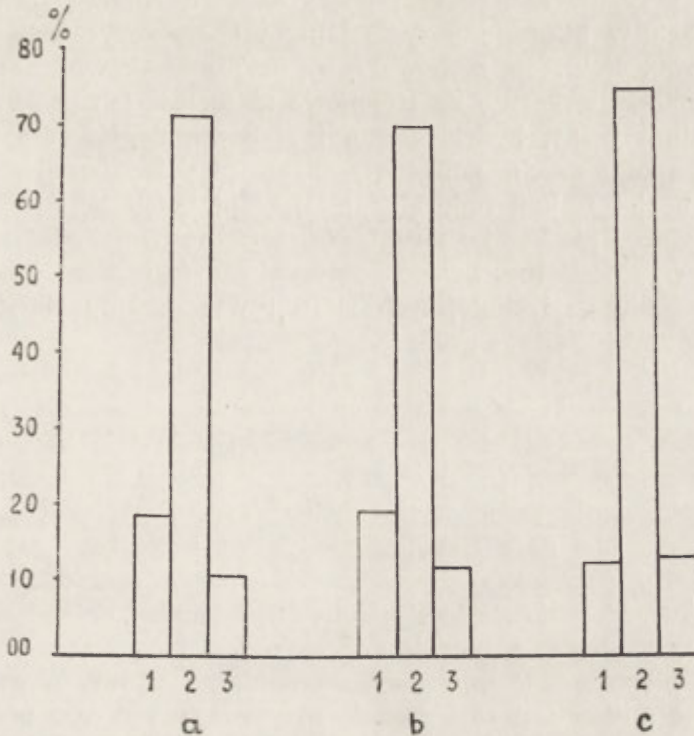


Рис. 7. Krzywe rozsiewu ziarn piasku warstwowanego (1), bezstrukturalnego (2) i piasku o strukturze marmurkowej (3) w wydmie w Sędniu

Кривая рассеяния песчинок слоистого (1) и бесструктурного песка (2), а также песка с мраморной структурой с пятнышками различных оттенков (3) в дюне, в местности Седень

Curves showing grain size of stratified sand (1), structureless sand (2), and sand of marbly structure (3) from a dune at Sędień



Ryc. 8. Procentowe zawartości ziarn o różnym stopniu obtoczenia w piasku bezstrukturalnym (a), w piasku o strukturze marmurkowej (b) i warstwowanym (c), w wydmie w Sędeniu

1 — ziarna nieobtroczone, 2 — ziarna częściowo obtroczone, 3 — ziarna bardzo dobrze obtroczone

Содержание песчинок в процентах с различной окатанностью в бесструктурном (а), а также в песке с мраморной структурой с пятнышками различных оттенков (b) и слоистом песке (c) в дюне в местности Седзнь

1 — неокатанные песчинки, 2 — частично окатанные песчинки, 3 — очень хорошо окатанные песчинки

Percent content of sand grains of different grade rounding found in structureless sand (a), sand of marbled structure (b) and stratified sand (c), in a dune at Sędeń
1 — angular grains, 2 — partly rounded grains, 3 — well rounded grains

Geneza piasku o strukturze marmurkowej w świetle powyższych analiz zdaje się nie budzić wątpliwości. Są one, podobnie jak piaski bezstrukturalne, wietrzeliną powstałą w warunkach klimatu peryglacjalnego. Stosunkowo duże rozdrobnienie materiału wskazuje na przewagę wietrzenia mrozowego. Analogiczny pogląd wyraża I. Drzewicka (1953) przypisując wytworzenie struktur marmurkowych procesom mrozowym.

Można przypuszczać, że całą pokrywę wietrzelinową formującą się na wydmach w klimacie peryglacjalnym charakteryzowały struktury marmurkowe. Fakt, że zachowały się one szczątkowo w niektórych tylko wydmach, wskazuje na stopniowe niszczenie ich przez późniejsze procesy klimatyczne, hydrologiczne i glebowe, doprowadzając do powstania współczesnych, poligenetycznych piasków bezstrukturalnych. Mniejszy udział frakcji najdrobniejszej w piaskach bezstrukturalnych, w porównaniu z piaskami o strukturze marmurkowej, świadczy nie tyle o słabszym procesie mrozowego rozdrobnienia materiału, co o późniejszym wywianiu najdrobniejszych ziarn i wzbogaceniu warstwy przypowierzchniowej w ziarna grubsze.

W stropowej partii piasków warstwowanych często obserwujemy częściowe zniszczenie ich warstwowej struktury przez systemy korzeniowe roślin, zwłaszcza drzew i krzewów. Działalność korzeni, natury zarówno mechanicznej jak i chemicznej, prowadzi do lokalnego niszczenia laminowania przez wytwarzanie charakterystycznych zacieków i plam piasku białego z ciemniejszymi obwódkami bądź zabarwionego na kolor żółty, popielaty, różowy. Powstaje w ten sposób specjalny rodzaj struktur, stosunkowo łatwych do rozpoznania i dobrze czytelnych. Rozwijają się one w kierunku zbliżonym do pionowego, niekiedy do znacznych głębokości (3 m) i mają nieregularne zarysy. W osi struktur obserwować można jeszcze wyraźnie zarysowany rdzeń w postaci częściowo już rozłożonego korzenia, humusu lub smugi piasku humusowego i wówczas geneza struktur nie budzi wątpliwości. Często jednak korzenie uległy kompletnemu rozkładowi, szczątki humusu zostały dokładnie wypłukane. Pozostały natomiast owe drobne plamy i zacieki przypominające struktury marmurkowe, od których można je odróżnić na podstawie charakterystycznych cech:

a) Zachowują kierunek pionowy niezależnie od kąta nachylenia lamin, podczas gdy struktury marmurkowe rozwijają się raczej poziomo i równoległe do laminowania.

b) Strukturę warstwową niszczą tylko lokalnie; między nimi obserwujemy fragmenty piasku z dokładnie zachowanym warstwowaniem. W piaskach o strukturze marmurkowej nie ma śladów układu warstwowego.

c) Struktury przykorzeniowe mogą występować od powierzchni wydmy do 2—3 m w głąb, zarówno w piasku bezstrukturalnym jak i w warstwowanym, podczas gdy strefa struktur marmurkowych jest wyraźnie zlokalizowana na granicy między tymi dwiema warstwami, a jej miąższość jest stosunkowo nieznaczna.

Powyższe różnice ilustrują załączone fotografie, z których jedna (fot. 1) przedstawia warstwę piasku o strukturze marmurkowej, usytu-



fol. U. Urbaniak

Fot. 1. Struktury marmurkowe wykształcone na granicy pomiędzy piaskiem bezstrukturalnym a warstwowanym w wydmie w Ludwikowie

Мраморные структуры, с пятнышками различных оттенков на границы бесструктурных и слоистых песков в дюне, в Людвикове

Marbly structure developed at the boundary between structureless sand and stratified sand in a dune at Ludwikowo

owaną między piaskiem bezstrukturalnym a warstwowanym, biegnącą równoległe do warstw, druga (fol. 2) obrazuje plamy i zacieki przykorzeniowe (w dolnej części fotografii widoczny ciemniejszy rdzeń humusu), rozwijające się w kierunku pionowym; między nimi widoczne fragmenty piasku o strukturze warstwowej.

Na uwagę zasługuje fakt, że wykopywane w wielu wydmach, nawet na znacznych głębokościach (do 10 m), zwapniałe resztki korzeni, a niekiedy całe systemy korzeniowe, tkwią również w piasku o idealnie zachowanej strukturze warstwowej.

3. STRUKTURY KRYOTURBACYJNE

W obrębie warstwowanych piasków wydmy występują struktury, których powstanie wiąże się z istnieniem, przynajmniej w pewnych okresach roku, poziomu aktywnego w warunkach klimatu pery-

glacialnego. Występują one na różnych głębokościach, maksimum do 4 m. Gros struktur stwierdzono na stokach proksymalnych i w czole wydym. Analogiczne struktury wykształcone są w wydymach położonych na różnych poziomach morfologicznych, niezależnie od ich wieku, budowy geologicznej, czy wysokości nad poziom morza.

Występowanie struktur kryoturbacyjnych w wydymach jest zjawiskiem sporadycznym. Tworzyły się one w cieplejszych porach roku, głównie na stokach proksymalnych. Mogły być następnie niszczone podczas peryglacialnych zim — okresów najintensywniejszej działalności eolicznej, atakującej i przekształcającej stoki podwiatrowe wydym. Poza tym struktury peryglacialne wg A. J a h n a (1951) należy wiązać głównie z nasunięciem i z maksimum zlodowacenia, podczas gdy za najstarszy okres formowania wydym uważa się schyłkową fazę stadium pomorskiego, bądź chłodniejsze wahnięcia klimatyczne w późnym glacie.

Na terenie Kotliny Płockiej podczas tworzenia się wydym tylko lokalnie mogły zaistnieć warunki sprzyjające powstawaniu struktur kryoturbacyjnych. Jest bardzo prawdopodobne, że znaczny wpływ na lokalne ochłodzenie klimatu mogły mieć płytko zagrzebane bryły lodu martwego i zimowego, konserwujące liczne jeziora i zagłębienia typu wytopisk.

Struktury kryoturbacyjne podzielono na dwie grupy:

a) formy szczelinowe, b) formy soliflukcyjne.

Występowanie form szczelinowych stwierdzono w czterech odsłonięciach na stokach proksymalnych wydym, w piasku warstwowanym o niewielkim kącie nachylenia warstw. Są to formy nietypowe, należałoby nazwać je raczej podobnymi do form szczelinowych. Ścianki szczelin na ogół nie są równoległe do siebie; wykazują rozszerzenia i zwężenia. Szczeliny — otwarte ku górze — w dole są zamknięte łagodnym łukiem, niekiedy ostro zakończone. Długość form waha się w granicach 5—20 cm, zaś szerokość 1—2 cm. Piaski warstwowane w sąsiedztwie szczelin zachowują swój pierwotny, prawie poziomy układ. Wszystkie powyższe cechy widoczne są w wydymie w Ludwikowie (fot. 3). Stosunkowo gruboziarnisty warstwowany piasek rozcinają tu szczeliny wypełnione piaskiem bezstrukturalnym, drobnoziarnistym. Podobny charakter mają struktury stwierdzone w wydymie w Gorenium Dużym.

W dwóch pozostałych stanowiskach, piasek budujący te wydmy — bardzo drobny i równoziarnisty — jest delikatnie, niewyraźnie laminowany, a wykształcone w nim struktury, nieco drobniejsze od poprzednich, odznaczają się jaśniejszą barwą, natomiast wypełniający je materiał nie wykazuje wyraźnych różnic strukturalnych i teksturalnych



fol. U. Urbaniak

Fot. 2. Plamy i zacieki przykorzeniowe wykształcone w piasku warstwowanym w wydmie w Warząchewce

Прикорневые пятна и натёки в слоистом песке в дюне, в Важонхевце

Rott-channel stains and discolourations formed in stratified sand of a dune at Warząchewka

z materiałem sąsiednim. Fot. 4 ilustruje fragment przekopu w Lipiankach.

Struktury szczelinowe kształtem przypominają struktury palczaste⁵ opisywane w holenderskiej literaturze wydymowej. W eolicznych piaskach pokrywowych Holandii towarzyszą one określonemu poziomowi, któremu przypisuje się wiek allerödu. Na terenie Kotliny Płockiej nie znaleziono typowych struktur palczastych, z ich charakterystyczną pier-

⁵ G. C. Maarleveld, C. H. Edelman, 1958. Pleistozängeologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. Geol. Jb. t. 73.

ścieniową budową, wypełnionych piaskiem humusowym z okruchami węgla drzewnego. Stwierdzone one jednak zostały na sąsiadującym z Kotliną Płocką obszarze wydmowym Puszczy Kampinoskiej (inf. ustna).

Formy soliflukcyjne w wydmach, wobec jednolitości i jednorodności budujących je piasków, mogą być niedostrzegalne. Wydmy, w których stwierdzono lokalne przemieszczenie warstw z ich pierwotnego, równoległego położenia, cechuje wyraźne zróżnicowanie wielkości ziarn w poszczególnych laminach, bądź przewarstwienia laminami piasku zorsztynizowanego. Struktury soliflukcyjne obserwowano najczęściej na stokach proksymalnych wydm, gdzie kąt nachylenia lamin zwykle nie przekracza 10° .

W poszczególnych stanowiskach prześledzić można różny stopień zaawansowania procesów spływowych. W większości przypadków są to formy początkowego stadium rozwoju, powstałe w wyniku „marszczenia się” zbocza, na którym zafalowane laminy, nie tracąc ciągłości, tworzą nabrzmienia. Tego rodzaju formy obserwowano między innymi w partii czołowej wydmy parabolicznej w Woli Łackiej — ryc. 9. Czytelność struktur zwiększają tu żółte laminy piasku lekko zorsztynizowanego.

Inny charakter mają formy soliflukcyjne obserwowane w piasku wydmowym wyraźnie uwarstwionym, przy czym materiał w poszczególnych warstwach jest wyraźnie zróżnicowany pod względem wielkości ziarna. Występują one między innymi w przekopie przez wydmy położoną około 3 km na południe od Duninowa Nowego. Wydmy budują warstwowane piaski grubo-, średnio-, drobnoziarniste i pylaste. Stopień zaburzenia poszczególnych warstw jest różny, tym większy im drobniejszy materiał. Występujące tu formy powstały w wyniku słabo zaawansowanego procesu soliflukcji warstwowej, przy czym warstwy piasku pylastego odznaczały się największą ruchliwością i najsilniej zostały zdeformowane, natomiast piasek grubszy — bardziej suchy — odznaczał się mniejszą ruchliwością i pozostał prawie niezmieniony.

Formy zaawansowanego procesu soliflukcji walcowej w jednolitym materiale wydmowym należą do rzadkości; stwierdzono je w dwóch wydmach.

Na stokach dystalnych wydm nie obserwujemy na ogół nieprawidłowości w przebiegu lamin. Niekiedy w obrębie jednolitego materiału wydmowego występują ławice, miąższości 2—15 cm, piasku grubszego bądź drobniejszego, a w nich przewężenia, nabrzmienia, nieznaczne zafalowania.

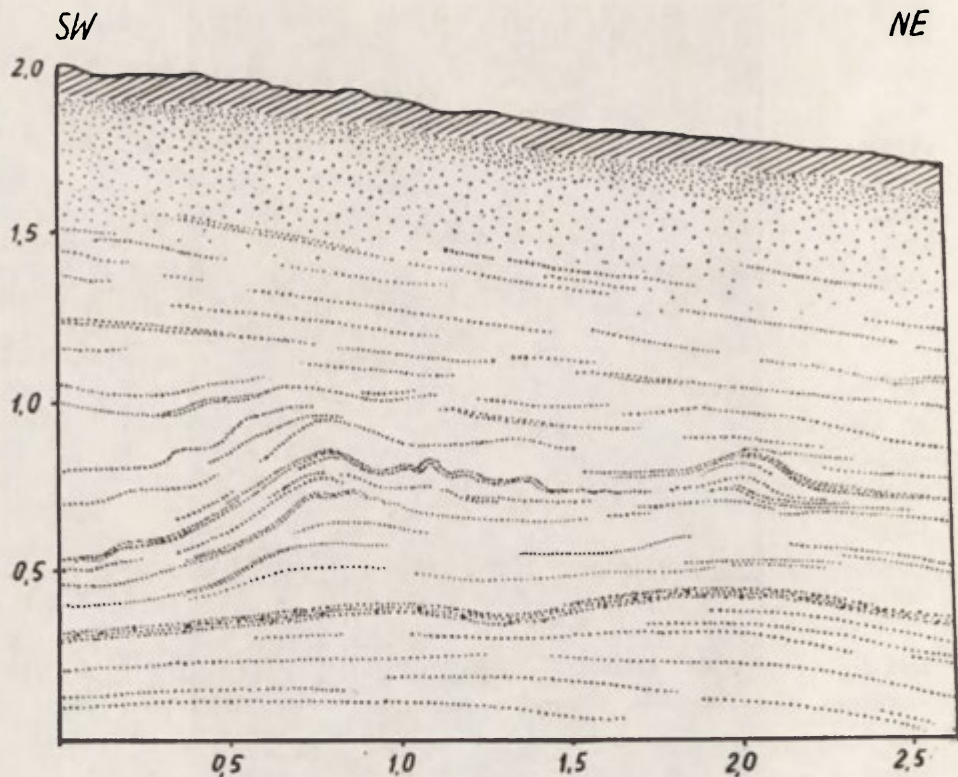
Na specjalną uwagę zasługuje pojedyncza struktura kryoturbacyjna, wykształcona w formie kieszeni na zboczu dystalnym wydmy w Gore-



fol. U. Urbaniak

Fot. 3. Struktury szczelinowe w wydmy w Ludwikowie
Трещинные структуры в дюне в Людвиково
Fissure structures in a dune at Ludwikowo

niu Dużym (U. Urbaniak, 1962, s. 754). Stosunkowo dobra czytelność formy wynika z obecności drobnych laminy piasku pylastego, nieco ciemniejszego. Laminy pylaste — zafalowane, poprzerywane, postrzępione — tu również uległy największej deformacji.



Ryc. 9. Struktury soliflukcyjne w czołowej partii wydmy parabolicznej w Woli Łąckiej

Солифлюкционные структуры во фронтальной части параболической дюны в местности Воля Лонцка

Solifluctional structures in front part of parabolic dune at Wola Łącka

4. STRUKTURY USKOKOWE I ZMIANY NACHYLENIA LAMIN PIASKU
W WYDMACH ZWIĄZANE Z PROCESEM WYTAPIANIA SIĘ BRYŁ
MARTWEGO LODU, ZALEGAJĄCEGO POD WYDMAMI
LUB W BEZPOŚREDNIM ICH SĄSIĘDZTWIE

Wydmom w Kotlinie Płockiej towarzyszą bardzo liczne, różnych rozmiarów i głębokości, zagłębienia bezodpływowe typu wytopisk. Stosunek procesu wydmotwórczego do procesu wytapiania martwego lodu był przedmiotem zainteresowania wielu badaczy, a wyniki ich badań nie zawsze są ze sobą zgodne. W niniejszej pracy zwraca się uwagę jedynie na zakłócenia w warstwowej strukturze wydm spowodowane wytapianiem martwego lodu. Taka geneza opisanych niżej struktur zdaje



fot. U. Urbaniak

Fot. 4. Struktury szczelinowe w wydmie w Lipiankach

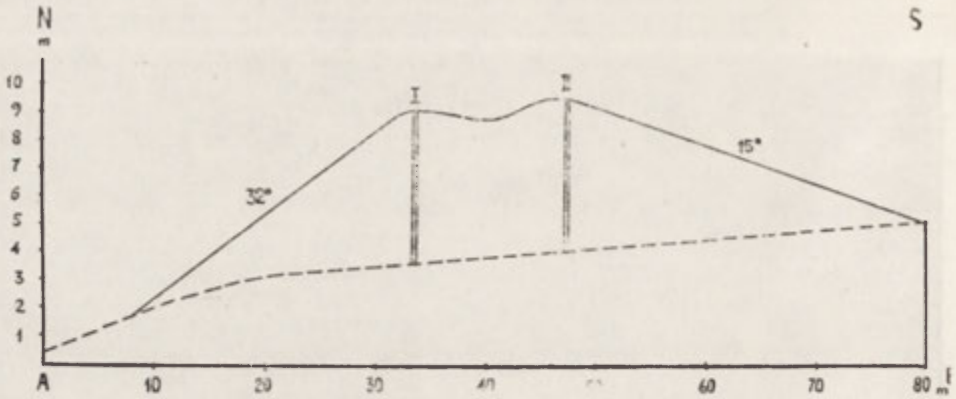
Трещинные структуры в дюне в Липянках

Fissure structures in a dune at Lipianki

się nie budzić wątpliwości, zważywszy, że występują one wyłącznie w wydmach sąsiadujących z wytopiskami i zazwyczaj tylko w zboczach wydm pozostających w bezpośrednim kontakcie z wytopiskiem. Na pewno nie bez znaczenia była tu miąższość zalegającego pod wydumą lodu, kształt bryły oraz wielkość jej zasięgu. Struktura wydm akumulowanych na martwym lodzie, a obecnie położonych w zagłębieniach wytopiskowych, mogła w ogóle nie ulec zdeformowaniu, jeżeli masa lodu miała tę samą miąższość pod całą wydumą. Inny też musiał być rodzaj zaburzeń w przypadku wyklinowywania się lodu pod wydumą, inny w przypadku, gdy zagrzebana bryła lodu urywała się pod wydumą gwałtownie.

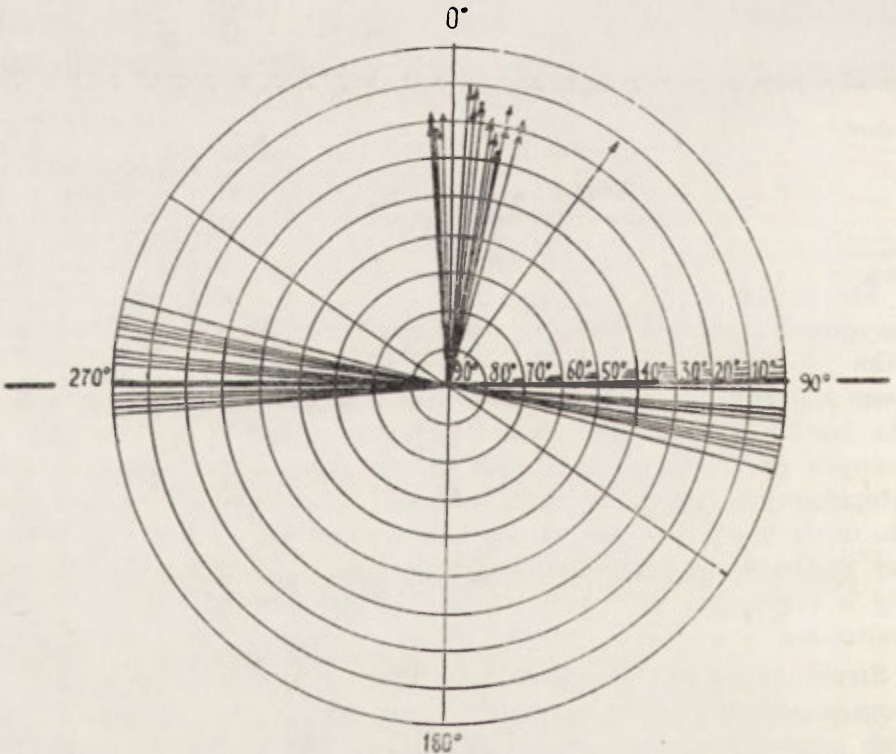
Struktury uwarunkowane wytapianiem się martwego lodu omówiono na przykładzie trzech wydm. Mają one kształt wałów równoleżnikowych asymetrycznych, o stromych stokach północnych. Północne zbocza wydm przechodzą w nich bezpośrednio w zbocza obniżeń o charakterze wytopiskowym.

Jedna z wydm położona jest na wschód od Jeziora Wójtowskiego. Północny stok wydmy graniczy z rozległym zagłębieniem wytopiskowym z trzema misami jeziornymi. Rycina 10 przedstawia przekrój po-



Ryc. 10. Przekrój poprzeczny przez wydmy położoną na wschód od Jeziora Wójtowskiego

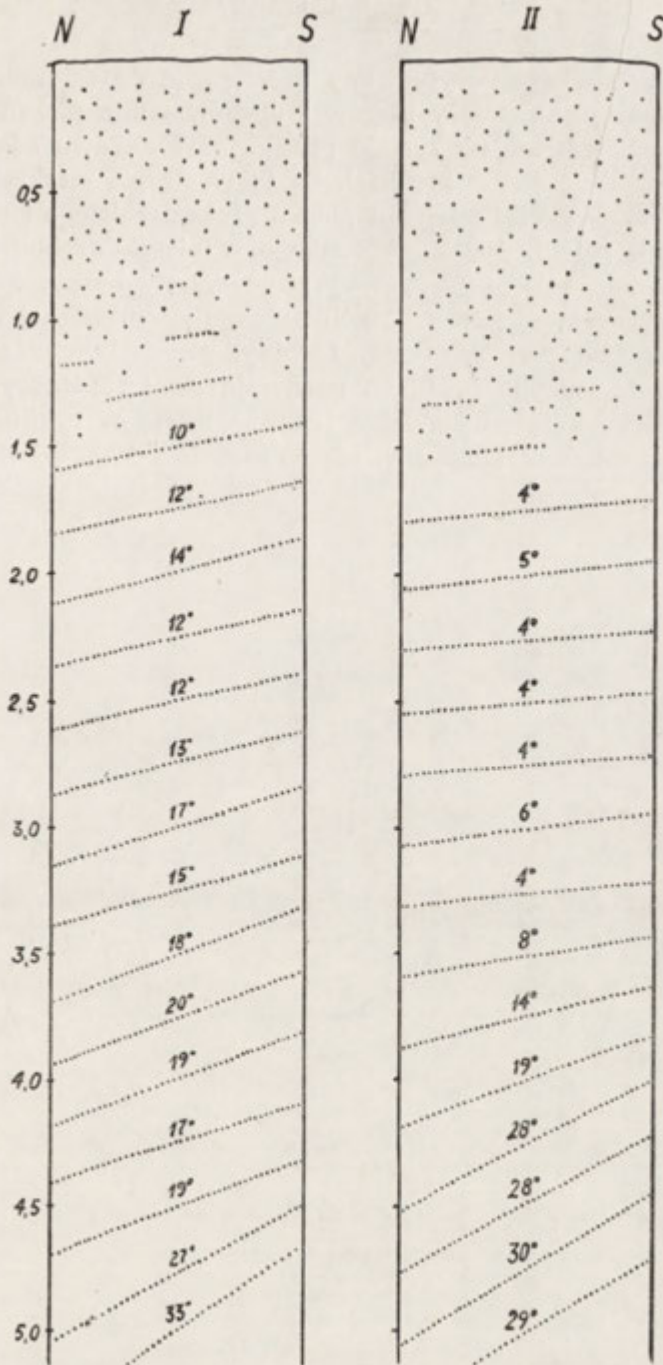
Поперечный разрез через дюну, расположенную к востоку от озера Вуйтовское
 Transversal section across dune situated E of Lake Wójtowskie



Ryc. 12. Diagram biearów i upadów lamin piasku w profilu I wydmy położonej na wschód od Jeziora Wójtowskiego

Диаграмма простиранья и падения ламин песка в профиле I дюны расположенной к востоку от озера Вуйтовское

Diagram of dips and strikes of sand laminae in profile I of a dune situated E of Lake Wójtowskie

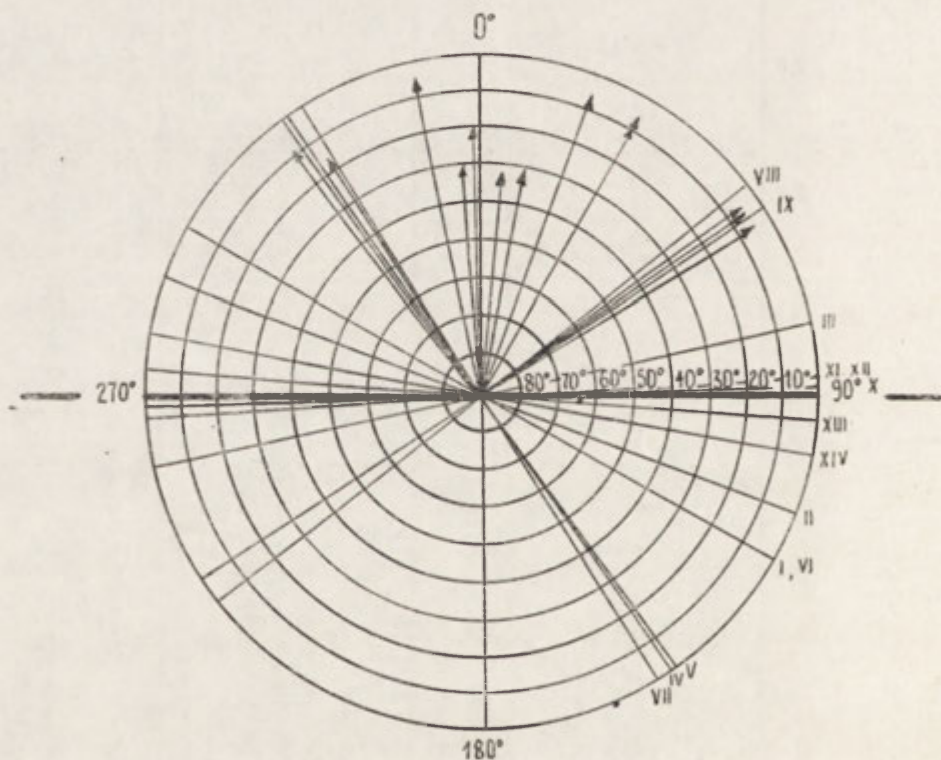


Ryc. 11. Schemat nachylenia lamin piasku w profilach I i II w wydnie położonej na wschód od Jeziora Wójtowskiego

Схема наклона ламин песка в профилях I и II в дне расположенной к востоку от озера Вуйтовское

Diagram of dip of sand laminae in profiles I and II of a dune situated E of Lake Wójtowskie

przechny przez wydmę usytuowany prostopadle do osi morfologicznej wału. Obserwacje i pomiary biegów i upadów lamin piasku wykonano w dwóch zaznaczonych na rycinie profilach. W obydwu odsłonięto podobny, stosunkowo gruby materiał. Są to w stropie piaski bezstrukturalne z pyłem, licznymi ziarnami piasku gruboziarnistego i pojedynczymi żwirkami; przechodzą one stopniowo w piasek drobno- i średnioziarnisty z domieszką grubego, wyraźnie warstwowany. W głąb obu profili piasek drobnieje. Na szczególną uwagę w omawianej wydmy zasługuje charakter warstwowania. Lamin, przedstawione schematycznie na ryc. 11, w obu profilach nachylają się ku północy. Różne są jednak wartości kątów nachylenia lamin; większe w profilu I — bardziej północnym. Warstwowanie, odmiennie niż zazwyczaj w wydmach,



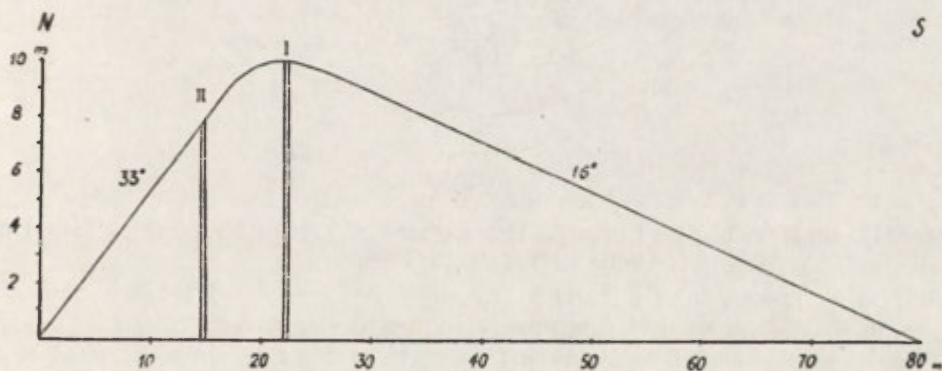
Ryc. 13. Diagram biegów i upadów lamin piasku w profilu II wydmy płożonej na wschód od Jeziora Wójtowskiego

Диаграмма простирания и падения ламин песка в профиле II дюны, расположенной к востоку от озера Вуйтовское

Diagram of dips and strikes of sand laminae in profile II of a dune situated E of Lake Wójtowskie

nie jest równoległe; kąty nachylenia lamin zwiększają się z głębokością, przy czym największe różnice w wielkości kątów obserwujemy w dolnych partiach profilów. W obrębie warstw laminy również nie bieżą równoległe, lecz niektóre z nich ku południowi cienieją, lub wyklonowują się. Różnica między kątami nachylenia lamin w stropie i w spągu wydmy dochodzi do 25°. Rzeczywiste biegi i upady lamin ilustrują diagramy, dla profilu I — ryc. 12, dla profilu II — ryc. 13.

Przedstawiony wyżej rodzaj warstwowania nie jest właściwy wydmom, nie charakteryzuje ani ich proksymalnego, ani dystalnego stoku. Akumulacja piasku musiała się tu odbywać w specyficznych warunkach. Prawdopodobnie północna część wydmy usypana została na zagrzebanym martwym lodzie, którego miąższość zwiększała się ku północy, gdzie obecnie istnieje rozległe zagłębienie wytopiskowe. Równocześnie z procesem wytapiania się lodu część wydmy „osiadała”. Proces ten musiał być systematyczny, powolny, skoro laminy nie tracą



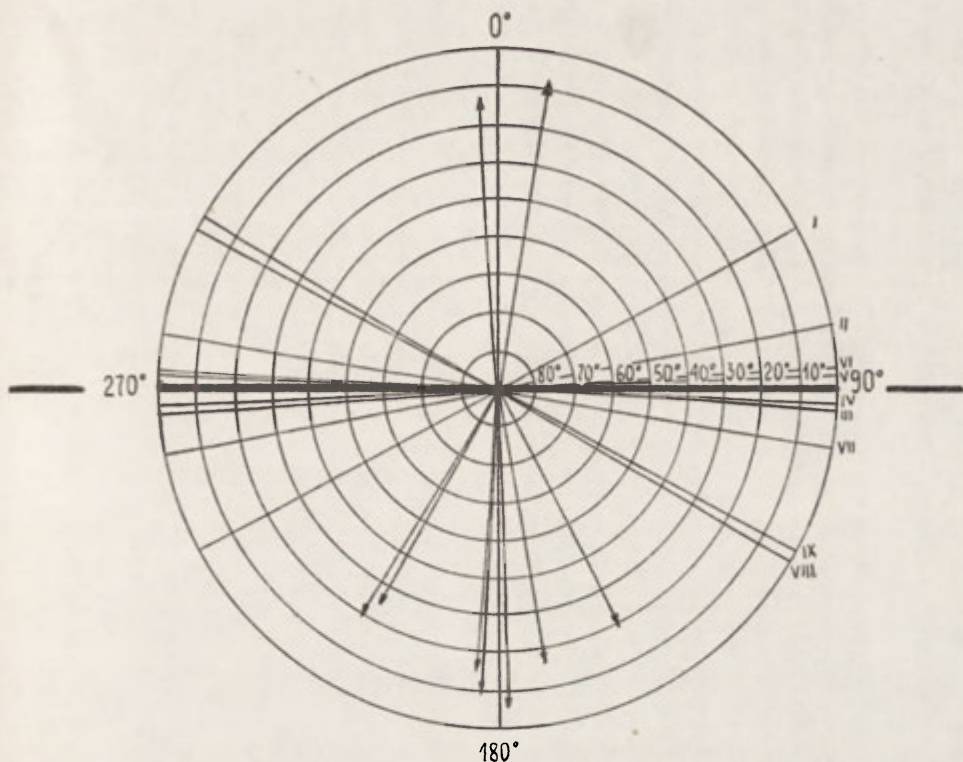
Ryc. 14. Przekrój poprzeczny przez wydmy położoną na północ od Leśniczówki Smolarskie

Поперечный разрез через дюну расположенную к северу от местности Смоларске

Transversal section across a dune situated N of Smolarskie

ciągłości. Mniejsze nachylenia lamin w profilu południowym świadczą o wyklonowywaniu się lodu ku południowi.

Podobną sytuację stwierdzono w wale wydmy położonym w sąsiedztwie Leśniczówki Smolarskie. Po północnej stronie wydmy rozciąga się zagłębienie wytopiskowe. W przekroju poprzecznym przez wydmy (ryc. 14) widoczna jest wyraźna asymetria stoków, która jednak nie powstała w wyniku specyficznej akumulacji wydmy. Pomiary strukturalne, wykonane w dwóch zaznaczonych na przekroju profilach, uka-



Ryc. 16. Diagram biegów i upadów laminy piasku w profilu II wydmy położonej na północ od Leśniczówki Smolarskie

Диаграмма простирания и падения ламин песка в профиле II дюны расположенной к северу от местности Смолярске

Diagram of dips and strikes of sand laminae in profile II of a dune situated N of Smolarskie

ku południowi mniejsze niż w kulminacyjnej partii wydmy — rzędu 20°), występują ławice piasku charakteryzujące się zmiennymi kierunkami i kątami nachylenia laminy. Wartości rzeczywistych biegów i upadów, jak również kierunki nachylenia laminy ilustruje diagram — ryc. 16.

Inny przykład zaburzenia warstwowej struktury piasku stwierdzono w wydmie w Krzywym Kołku. Równoleżnikowy wał wydmy biegnie równolegle do sąsiadującej z nim od strony północnej doliny Skrwy. Dolina na tym odcinku wykorzystuje dawną rynnę, odpreparowaną po stopieniu się martwego lodu, który ją konserwował. Przekrój poprzeczny przez wydmy ilustruje ryc. 17. Tu również widoczny na przekroju stromy stok północny wydmy nie jest jej stokiem dystalnym. Świadczą o tym badania strukturalne wykonane w dwóch zaznaczonych

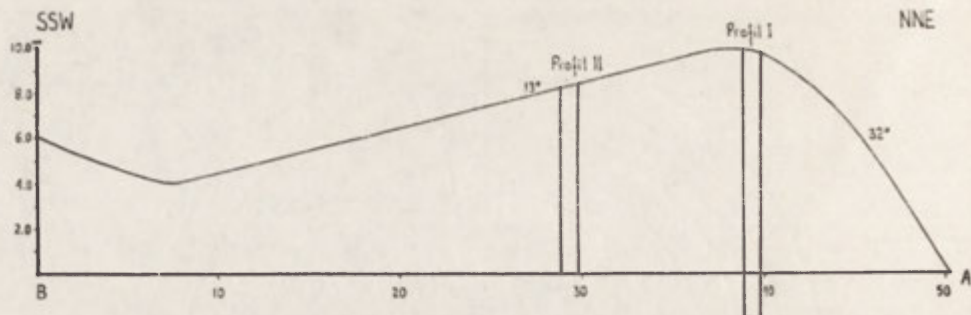


Рис. 17. Przekrój poprzeczny przez wydmę w Krzywym Kołku
 Поперечный разрез через дюну в местности Кшивы Колек
 Transversal section across a dune at Krzywy Kołek

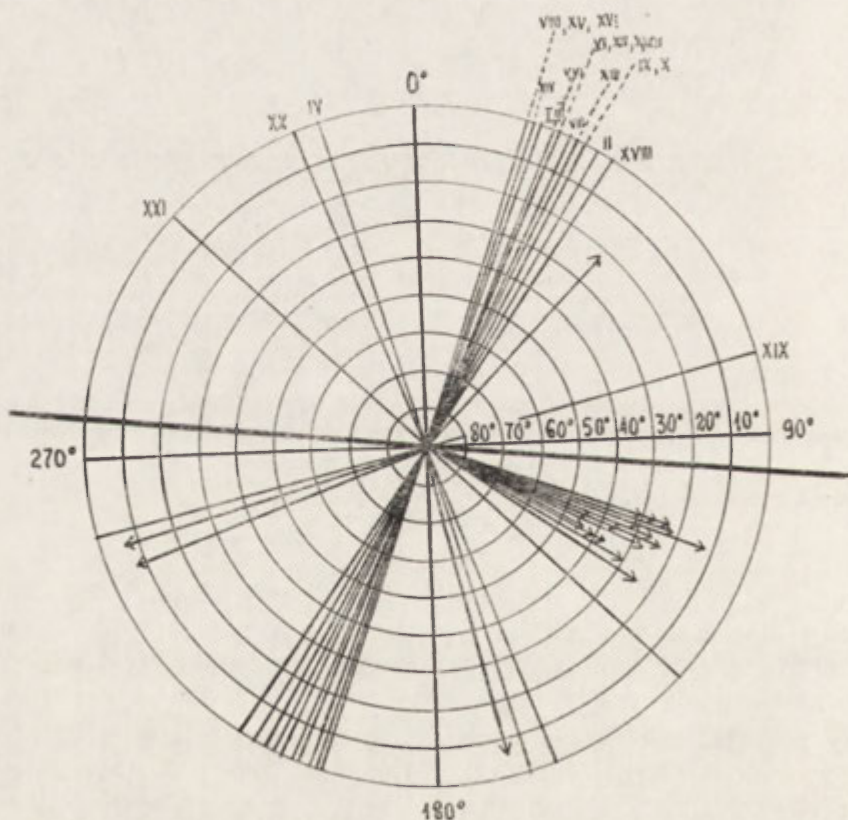
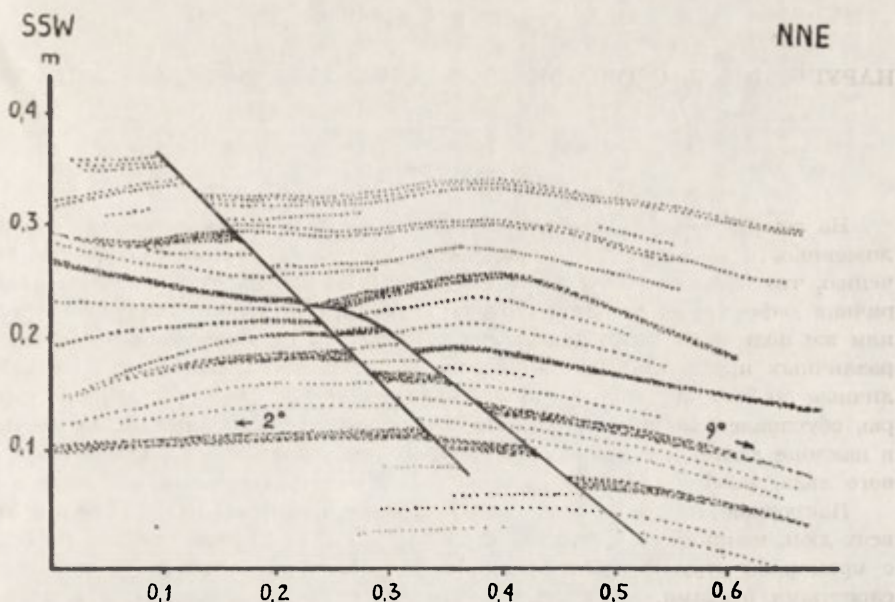


Рис. 18. Diagram biegów i upadów lamin piasku w profilu I wydmy w Krzywym Kołku

Диаграмма простирания и падения ламин песка в профиле I дюны в местности Кшивы Колек

Diagram of dips and strikes of sand laminae in profile I of a dune situated at Krzywy Kołek



Ryc. 19. Struktury uskokowe w profilu I wydmy w Krzywym Kołku
 Сбросовые структуры в профиле I дюны в местности Кшивы Колек
 Fault structures in profile I of a dune situated at Krzywy Kołek

na przekroju profilach. W obu profilach laminy nachylone są pod kątem ok. 30° ku południowemu wschodowi. Zatem północny stok wydmy nie jest jej strukturalnym stokiem dystalnym. Jego stromość jest wtórna, spowodowana „osiadaniem” tej części wydmy podczas topnienia martwego lodu, wypełniającego rynnę i częściowo zalegającego pod wydumą. Wskazują na to również bardzo duże kąty nachylenia niektórych warstw (do 44°) pomierzone w profilu I — ryc. 18. Innym dowodem „osiadania” północnej części wydmy są — stwierdzone również w profilu I — drobne struktury uskokowe zilustrowane na ryc. 19. Duży stopień zaburzenia warstwowania piasku, z zerwaniem ciągłości lamin włącznie, wskazuje na znaczną miąższość bryły lodu zalegającej pod wydumą.

Na podstawie powyższych faktów można postawić zagadnienie stosunku procesów eolicznych do procesu wytapiania martwego lodu. Stwierdzone zaburzenia, ich położenie i zakres zdają się mówić o poprzedzeniu wytapiania się martwego lodu przez procesy eoliczne, bądź o wzajemnym zazębianiu się tych dwóch procesów.

Уршуля Урбаниак

НАРУШЕНИЯ В СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЕ ДЮН ПЛОЦКОЙ КОТЛОВИНЫ

Резюме

На основе анализа внутренней структуры нескольких десятков дюн, расположенных в Плоцкой Котловине, автор настоящей статьи приходит к заключению, что дюны сложены слоистым песком. Во многих дюнах наблюдается вторичная деформация слоистой структуры песка, нарушение непрерывности ламин или же полное их разрушение. Это объясняется результатом воздействия двух различных процессов. На этой основе дюны можно подразделить на две различные по генезису группы: а) покровные пески и криотурбационные структуры, обусловленные распространением перигляциального климата, б) нарушения в наклоне ламин и сбросовые структуры — обусловленные таянием глыб мертвого льда, залегающего под дюнами или в непосредственном соседстве с ними.

Покровные пески — это бесструктурные пески, наблюдающиеся в кровле всех дюн, мощностью в среднем в 1—2 м, а также залегающие под ними пески с мраморной структурой с пятнышками различных оттенков. В сравнении со слоистыми песками, покровные пески мельче, хуже обкатаны, а в комплексе тяжелых минералов наблюдается увеличение количества сильно устойчивых. Покровные пески образовались вследствие морозного выветривания в условиях перигляциального климата, а также в результате более поздних почвообразующих процессов. Мощность покровного слоя обусловлена продолжительностью условий благоприятствующих развитию процессов выветривания.

В криотурбационных структурах выделяются трещины и солифлюкционные формы. Трещинные формы, длиной в 5—20 см шириной в 1—2 см, внизу закрыты дугой: своей формой они напоминают пальцеобразные структуры. Они расчленяют слоистый песок и выполнены бесструктурным песком. Они обнаруживаются только в проксимальных склонах дюн. Солифлюкционные структуры представлены чаще всего формами начальной стадии развития процессов течения грунта. Иногда наблюдаются формы, которые образовались в результате начальной стадии процесса слоистой солифлюкции. Образование этих структур обусловлено существованием в дюнах, в местных условиях и по крайней мере в определенных сезонах, деятельного слоя в условиях перигляциального климата. Глыбы мёртвого льда, погребенные под маломощным покровом осадков, могли охлаждающим образом влиять на климат.

Процессом таяния мёртвого льда обусловлены нарушения, которые наблюдаются в слоистой структуре песка, и сбросы на склонах дюн смежных с углублениями, образовавшимися после таяния мёртвого льда. Объем и расположение этих нарушений свидетельствует о том, что эловые процессы предшествовали таянию мёртвого льда, а иногда говорят о соприкосновении этих двух процессов.

Urszula Urbaniak

DISTURBANCES IN THE STRATIFICATION OF DUNES IN THE PŁOCK BASIN

Summary

From analyses made in the Płock Basin of the interior structure of some fifty or so dunes the author concludes that these dunes are built of stratified sands. However, in many of these dunes secondary deformations of the sand stratification have been observed, with breaks in the pattern of lamination, or with a total destruction of the laminae. These phenomena must be ascribed to two different processes and the author classifies them to two genetic groups: a) to cover sands and cryoturbational structures, resulting from periglacial climatic conditions, and b) to disturbances in the dip of the laminae and to fault structures, in consequence of melting of dead ice blocks which had been buried underneath the dunes or in their close vicinity.

The cover sands are structureless sand layers found at the top of all dunes, 1—2 m thickness on the average; at times there are also seen 1 m sand layers showing a marbly structure. Compared with the stratified sands the cover sands are more fine-grained and less rounded; more numerous in their share of heavy minerals are minerals resistant to abrading agencies. The cover sands originated from frost weathering in a periglacial climate as well as from later soil processes. The thickness of the cover layer depends on the duration of conditions favourable to weathering processes.

Among cryoturbational structures the author distinguishes fissure forms and solifluctional forms. The former, 5—20 cm long and 1—2 cm wide, upwards open, and at their lower end arclike; in shape they resemble finger-like structures. They dissect the stratified sand and have been filled-in by structureless sand. They are found in the proximal dune slopes only. Solifluctional structures are mostly represented by forms indicating the initial stage of development of slopewash processes. Here and there forms can be observed which developed by a barely advanced process of stratified solifluction; these forms developed because in a periglacial climate some of the dunes contained, locally and at least in some seasons, an active layer. A locally cooler climate may have been due to blocks of dead ice buried at a shallow depth; melting they feeded nearby lakes and other depressions like meltwater kettles.

Melting of buried dead ice goes hand in hand with disturbances in the uniformity of sand stratification; it even is the cause of tiny faults which one observed in the slopes of dunes situated next to meltwater kettles. The range and the position of the disturbances mentioned indicates that eolian processes have taken place prior to dead ice melting or, sometimes, that both these processes have been interlinked.

KAROL ROTNICKI, KAZIMIERZ TOBOLSKI

GŁÓWNE FAZY DZIAŁALNOŚCI PROCESÓW WYDMOTWÓRCZYCH W KOTLINIE GRABOWSKIEJ NA PODSTAWIE STRATYGRAFII WYDMY W WĘGLEWICACH

Na wschód od środkowej Proсны znajduje się jedno z większych pól wydm śródlądowych w Polsce. Jego zachodnia część leży w Kotlinie Grabowskiej. Dotychczas wydmy tego pola nie były szczegółowo badane. Wzmianki o ich występowaniu spotyka się jedynie w pracach syntetycznych dotyczących wydm śródlądowych Polski (E. W u n d e r l i c h 1916, S. L e n c e w i c z 1922, S. P a w ł o w s k i 1931). Wspomniany obszar wydmowy również jest zaznaczony w publikacjach R. G a l o n a (1958, 1959) na mapach rozmieszczenia wydm śródlądowych w Polsce.

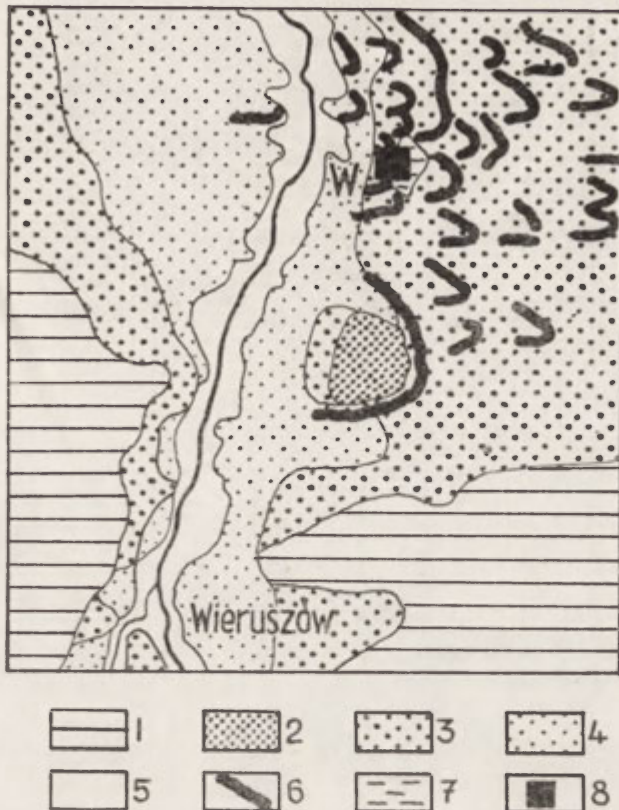
Wydmym zachodniej części wspomnianego pola są położone przede wszystkim na powierzchni II terasy Proсны; jedynie nieliczne z nich na zachodnim skraju pola występują na III terasie. Według ostatnich badań¹, terasa II powstała w wczesnym Würmie i w starszym okresie pełni Würmu, natomiast terasa III pochodzi z młodszego okresu pełni Würmu (fazy: leszczyńska, poznańska i pomorska). Na omawianym obszarze najczęściej występują wydmy paraboliczne, których ramiona skierowane są w kierunku zachodnim oraz nieregularne wydmy wałowe o przebiegu zbliżonym do południkowego ze stromym stokiem wschodnim. Wydmom towarzyszą liczne płytkie, zatorfione obniżenia o bardzo nieregularnych kształtach.

W 1961 r. autorzy niniejszego komunikatu rozpoczęli badania geomorfologiczne i paleobotaniczne wydmy i towarzyszącego jej torfowiska pod Węglewicami. Zbadane stanowisko znajduje się w zachodniej części obszaru wydmowego Kotliny Grabowskiej. Badania terenowe trwały z przerwami do 1965 r., badania laboratoryjne ukończono w 1967 r. W celu dokładniejszego poznania budowy geologicznej wydmy, jej struk-

¹ K. R o t n i c k i, 1966. Rzeźba Wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas Würmu. Prace Komisji geogr.-geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, t. V, z. 2, Poznań.

tury, granulometrycznych cech osadów oraz w celu pobrania prób do analiz paleobotanicznych i granulometrycznych wykonano 7 wierceń do głębokości 9—14 m, 25 wierceń do głębokości 4 m i 30 wykopów do głębokości 2,5—3,7 m. Wyniki badań paleobotanicznych torfowiska zostały już opublikowane (K. T o b o l s k i 1966). Całość wyników badań, zarówno geomorfologicznych jak i paleobotanicznych przedstawiono w dniu 13 maja 1967 r. podczas objazdu terenowego w ramach II Ogólnopolskiej Konferencji Wydmowej zorganizowanej pod kierownictwem prof. dra R. Galona przez Oddział Toruński Polskiego Towarzystwa Geograficznego. W niniejszym komunikacie przedstawiamy główne wyniki badań dotyczące jedynie stratygrafii wydmy i chronologii procesów wydmotwórczych. Badana wydma paraboliczna i towarzyszące jej torfowisko znajdują się na powierzchni II terasy Proсны w odległości 1 km na wschód od wsi Węglewice, położonej 11 km na północ od Wieruszowa (ryc. 1). Długość wydmy wynosi 800 m, wysokość względna 9 m. Wschodni, stromy stok wydmy opada w kierunku niewielkiego torfowiska. Szczególną uwagę poświęcono strefie kontaktowej wydmy z torfowiskiem. Stwierdzono bowiem, że niektóre warstwy organogeniczne w torfowisku są osadami odpowiednimi w stosunku do mineralnych serii pochodzenia eolicznego, które budują wydmy. Analizy paleobotaniczne kilku profilów umożliwiły określenie chronologii procesów wydmotwórczych omawianego obszaru.

Osady budujące omawianą wydmy spoczywają na mułkach i piaskach pylastych II terasy Proсны (ryc. 2, warstwa 1). W obrębie wydmy wyróżniono trzy serie piasków eolicznych. Każda młodsza seria przykrywając częściowo starszą jest przesunięta w stosunku do niej w kierunku wschodnim. Serię spągową o miąższości 2—4 m (warstwa 3) oddziela od pokrywy terasowej cienka warstwa piasków humusowych i brunatnych mułków bliżej nieokreślonego wieku (warstwa 2). Najstarsza seria eoliczna (warstwa 3) przechodziła w kierunku torfowiska w warstwie silnie zapiaszczonego mułku z domieszką substancji organicznej (warstwa 4). Analiza paleobotaniczna wykazała, że warstwa ta powstała podczas najstarszego dryasu, böllingu i starszego dryasu. Serię tę przykrywa gytia pochodząca z allerödu (warstwa 5). Na allerödskiej gytii spoczywa środkowa, główna seria piasków eolicznych budujących wydmy (warstwa 6). Jej miąższość dochodzi do 9 m. Prawie w całości posiada ona strukturę wydmy, która wędrowała ku wschodowi. U podstawy wschodniego, stromego zbocza wydmy seria ta przechodzi w warstwy: zapiaszczonego mułku i piasku z domieszką substancji organogenicznej oraz zapiaszczonego torfu (warstwa 7). Osady te powstały w okresie młodszego dryasu i w początkowej fazie okresu preborealnego. Spoczywająca na nich w torfowisku warstwa niezapiaszczonego torfu pochodzi z okresów: pre-



Ryc. 1. Sytuacja geomorfologiczna stanowiska w Węglewicach

1 — wysoczyzna (Riss), 2 — terasa I Proсны (schyłek Rissu), 3 — terasa II Proсны (wczesny Würm i starszy (okres pełni Würmu), 4 — terasa III Proсны (młodszy okres pełni Würmu), 5 — terasa holocenińska, 6 — wydmy, 7 — torfowisko, 8 — położenie stanowiska w Węglewicach

Геоморфологическое положение стоянки в Венглевицах

1 — плато (Рисс), 2 — I терраса Просны (конец Рисса), 3 — II терраса Просны (ранний Вюрм и старший период полного Вюрма), 4 — III терраса Просны (младший период полного Вюрма), 5 — голоценовая терраса, 6 — дюны, 7 — торфяники, 8 — положение стоянки в Венглевицах

Geomorphological map of Węglewice locality

1 — plateau (Riss), 2 — first Prosna terrace (decline of Riss), 3 — second Prosna terrace (early Pleniglacial and older period of Pleniglacial peak), 4 — third Prosna terrace (younger period of Würm peak), 5 — Holocene terrace, 6 — dunes, 7 — peat bog, 8 — situation of locality at Węglewice

borealnego i borealnego (warstwa 8). Nie zająłaby się ona z żadną serią piasków eolicznych; można ją wiązać z poziomem gleby kopalnej występującej na wschodnim zboczu wydmy (warstwa 9). Trzecia, najmłodsza seria piasków eolicznych o miąższości od 0,5 do 2 m występuje na

Ryc. 2. Węglewice. Schematyczny przekrój geologiczny wydmy i torfowiska

1 — piaski pylaste i mulki budujące II terasę Proсны (starszy okres pełni Wurm), 2 — piaski humusowe i mulki organogeniczne bliżej nieokreślonego wieku, 3 — piaski wydmore (najstarszy dryas, bölling, starszy dryas), 4 — silnie zapiaszczony mułek z domieszką substancji organogenicznej (najstarszy dryas, bölling, starszy dryas), 5 — gytia (alleröd), 6 — piaski wydmore (młodszy dryas i początek okresu preborealnego), 7 — zapiaszczony mułek, piasek z domieszką substancji organogenicznej, torf zapiaszczony (młodszy dryas i początek okresu preborealnego), 8 — torf niezapiaszczony (okres preborealny z wyjątkiem fazy początkowej i okres borealny), 9 — gleba kopalna (przypuszczalnie z okresów: preborealnego i borealnego), 10 — piasek wydmore (okresy: atlantycki, subborealny i subatlantycki), 11 — torf (okresy: atlantycki, subborealny, subatlantycki)

Венглевице. Схематический, геологический разрез дюны и торфяника

1 — пылистые пески и илы, слагающие II террасу Просны (старший период полного вюрма), 2 — гумусовые пески и органогенные илы, ближе неопределенного возраста, 3 — дюнные пески (нижний Дриас, Беллинг, средний Дриас), 4 — сильно песчанистый ил с примесью органогенного вещества (нижний Дриас, Беллинг, средний Дриас), 5 — гиттия (Аллеред), 6 — дюнные пески (верхний Дриас и начало преборельного периода), 7 — песчанистый ил, песок с примесью органогенного вещества, песчанистый торф (верхний Дриас и начало преборельного периода), 8 — торф без примеси песка (преборельный период без начальной фазы и бореальный период), 9 — ископаемая почва (по всей вероятности принадлежащая периодам: преборельному и бореальному), 10 — дюнный песок (периоды: атлантический, суббореальный и субатлантический), 11 — торф (периоды: атлантический, суббореальный, субатлантический)

Węglewice. Diagrammatical geological section across dune and peat bogs

1 — silty sands and mud sheets building second Proсна terrace (older period of Pleni-Würm peak), 2 — humus-bearing sands and organogenic muds of undetermined age, 3 — dune sands (Oldest Dryas, Bölling, Older Dryas), 4 — sand-sullied mud sheet with admixture of organogenic substance (Oldest Dryas, Bölling, Older Dryas), 4 — gyttia (Alleröd), 6 — dune sands (Younger Dryas, initial phase of Preboreal), 7 — sand-sullied mud sheet with admixture of organogenic substance (Younger Dryas, rise of Preboreal), 8 — peat, free of sand (Preboreal with exception of initial phase, Boreal), 9 — fossil soil (probably from Preboreal and Boreal), 10 — dune sand (Atlantic, Subboreal, Subatlantic), 11 — peat (Atlantic, Subboreal, Subatlantic)

wschodnim zboczu czoła wydmy (warstwa 10). Od serii środkowej odziera ją wspomniana gleba kopalna, przypuszczalnie pochodząca z okresów: preborealnego i borealnego. U podnóża wydmy najmłodsza seria piasków eolicznych zazębia się z torfem, który powstał w okresach: atlantyckim, subborealnym i subatlantyckim (warstwa 11).

Przedstawione fakty pozwalają wyróżnić trzy fazy rozwoju rzeźby eolicznej na obszarze Kotliny Grabowskiej:

1. Faza pierwsza — obejmuje okresy najstarszego dryasu, böllingu i starszego dryasu. W tym okresie powstała spągowa seria piasków eolicznych i pierwsze wydmy (warstwa 3). W chwili obecnej trudno określić kształty wydm z owego okresu, gdyż szczątki tych form zachowały się jedynie w postaci kopalnej.

2. Faza druga — nastąpiła w młodszym dryasie i w początkach preboreału. Jest nią związana akumulacja środkowej serii piasków eolicznych (warstwa 6). W wydmie pod Węglewicami stanowi ona główną serię eoliczną.

3. Faza trzecia — rozpoczęła się w okresie atlantyckim i trwa po dzień dzisiejszy (warstwa 10).

Wzajemny stosunek poszczególnych serii piasków eolicznych do siebie oraz do torfowiska dowodzi, że formowanie wydm w Kotlinie Grabowskiej odbywało się pod wpływem wiatrów z sektora zachodniego. Ze względu na rozmiary efektów działalności eolicznej na omawianym obszarze, zarejestrowanych w osadach i rzeźbie, pierwsze dwie fazy należy uznać za główne. W odniesieniu do zagadnienia ilości i wieku głównych faz działalności eolicznej przedstawione wyniki są w zasadzie zbieżne z faktami znanymi od kilku lat z obszarów Polski środkowej (M. Chmielewska, W. Chmielewski 1960, K. Wasylikowa 1964, A. Dylkowa 1967). Świadczy to z jednej strony o synchroniczności głównych faz procesów eolicznych na większym obszarze, z drugiej strony dowodzi klimatycznego uwarunkowania tych faz. Faza pierwsza, która trwała przez dwa stadiały (Ia i Ic) — sądząc na podstawie materiału z Węglewic — nie wygasła w interstadiale bölling. Wprawdzie pierwsze rośliny drzewiaste, głównie brzozy przy niewielkim udziale sosny, pojawiły się na omawianym terenie w böllingu, jednak tworzyły one luźne, świetliste drzewostany o niewielkiej zwartości. Przekonują nas o tym wartości procentowe roślin zielnych z szeregiem typowych heliofitów. Dlatego procesy eoliczne nie zostały całkowicie zahamowane w interstadiale bölling. Na podstawie dotychczasowych materiałów trudno ocenić ich rozmiary w tym okresie. Być może, były to zjawiska o charakterze lokalnym. Działalność wydymotwórcza w obrębie pierwszej fazy rozwoju rzeźby eolicznej wykazuje pewne zróżnicowanie. Aczkolwiek w böllingu działalność ta nie wygasła, to jednak

w porównaniu z jej rozmiarami w najstarszym i starszym dryasie była wyraźnie słabsza. Ten fakt zróżnicowania intensywności procesów eolicznych w obrębie pierwszej fazy jest dalszym dowodem ścisłego powiązania zdarzeń eolicznych z charakterem klimatu.

Interstadiał *alleröd* był okresem stabilizacji wydmy. Poprawa warunków klimatycznych wydatnie wpłynęła na rozwój zbiorowisk leśnych, które szybko opanowały piaski eoliczne i pokryły je zwartym płaszczem roślinności drzewiastej. Dowodem są warstwy organogeniczne przedzielające wydme, pozbawione materiału eolicznego, oraz spektra pyłkowe z tych warstw dokumentujące pokrywę leśną. Świadczą o tym również znaleziska makroskopowe sosny i brzoź drzewiastych, napotkane w *alleröd*skiej gytii.

Zaostrzenie klimatu w początku młodszego dryasu znacznie ograniczyło powierzchnie leśne. Zmiany klimatu i roślinności znalazły odbicie w kolejnej, drugiej fazie akumulacji materiału eolicznego. W tym okresie współzależność klimat — roślinność — procesy wydmotwórcze jest szczególnie wyraźna. Wzrósł udział roślinności światłoządnej, wśród której uwidacznia się grupa roślin o charakterze psammofilnym, zapewne ściśle związana z lotnymi piaskami.

Druga faza rozwoju rzeźby eolicznej wygasła na progu holocenu. Osady organogeniczne powstałe w okresach *preborealnym* i *borealnym* nie wykazują domieszki piasków eolicznych. Wyraźna stabilizacja wydmy trwała do okresu *atlantyckiego*. Trzecia, najmłodsza faza rozwoju rzeźby eolicznej, trwająca po dzień dzisiejszy, już nie posiada klimatycznych założeń. Jest ona rezultatem ingerencji człowieka w szatę roślinną, która swoją gospodarką przyczyniła się do wznowienia działalności procesów eolicznych. W spągu torfów zalegających się z najmłodszą serią eoliczną występują liczne węgielki drzewne dowodzące pożarów powierzchni leśnych. Analiza pyłkowa dokumentuje stadia regeneracji pokrywy leśnej, jakie nastąpiły po pożarach i zwydmieniach. W ścisłym związku z obecnością węglików drzewnych i regeneracją zbiorowisk leśnych występują sporomorfy roślin *synantropijnych*, roślin *uprawnych* i innych zielnych, przekonujące nas, że sprawcą pożarów był człowiek. W świetle tych faktów, które potwierdzają również znaleziska na innych obszarach wydmowych, *holoceńska* działalność eoliczna ma charakter *antropogeniczny* (K. Tobolski 1966, S. Kozarski, K. Tobolski 1968, B. Nowaczyk, K. Tobolski 1968).

Zakład Geomorfologii Instytutu Geograficznego UAM w Poznaniu

i

Katedra Systematyki i Geografii Roślin

UAM w Poznaniu

Кароль Ротницки, Казимир Тобольски

ГЛАВНЫЕ ФАЗЫ ДЮНООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ
В ГРАБОВСКОЙ КОТЛОВИНЕ НА ОСНОВЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ
ОСОБЕННОСТЕЙ ВЕНГЛЕВИЦКОЙ ДЦНЫ

Резюме

Авторы настоящей статьи представляют результаты стратиграфических исследований одной из параболических дюн на территории Грабовской котловины (долина реки средней Просны). Дюна эта и смежное с ней торфяное болото расположены на II террасе реки Поосны на расстоянии I км. к востоку от деревни Венглевице, в 11 километрах к северу от Верушова (рис. 1). В пределах дюны обнаружено наличие трех толщ песка эолового происхождения. Палеоботанические анализы органогенных отложений, которые либо связаны с отдельными волцами эолового происхождения, либо наблюдаются в них в виде прослоек, дают основание определить возраст отдельных толщ песка эолового происхождения. Подошва толщи эоловых песков (рис. 2, слой 3) лежит на илах и на пыльном песке, из которых сложена II терраса реки Просны (слой I). В кровле покровного образования террасы наблюдается слой гумусовых песков ближе неопределенного возраста (слой 2). На основе пыльцевого анализа слоя Нр. 4, можно установить, что толщина эоловых песков в подошве (слой 3) образовалась во время нижнего Дриаса, Бёллинга и среднего Дриаса. Его прикрывает аллередская гиттия (слой 5). На ней залегают средняя, главная толщина эоловых песков, слагающих дюн (слой 6 и 7). Она образовалась во время верхнего Дриаса и в начальной фазе пребореального времени. Торф пребореального возраста (слой 8) не переслаивается нигде с толщиной эолового песка, с ним вяжется горизонт ископаемой почвы на восточном склоне дюны (слой 9). Третья, самая младшая толщина эоловых песков, мощностью в 0,5—2,0 м наблюдается на восточном склоне дюны (слой 10). У подножья дюны, самая младшая толщина эоловых песков переслаивается с торфом, который образовался в периоды: атлантический, суббореальный, и субатлантический (слой 11).

На основе выше приведенных фактов выделяются три фазы в развитии эолового рельефа на территории юго-восточной Велькопольски:

1. Первая фаза, охватывает периоды нижнего Дриаса, Бёллинга и среднего Дриаса.
2. Вторая фаза, наблюдается в нижнем Дриасе и в начале пребореального периода.
3. Третья фаза, ее начало следует отнести к атлантическому периоду и она продолжается до настоящего времени.

Судя по размерам эффектов эоловых рельефообразующих и осадкообразующих факторов на рассматриваемой территории, первые две фазы следует считать главными фазами дюнообразования.

Существование этих фаз было обусловлено климатическими условиями. У третьей фазы эоловых, рельефообразующих факторов, несравненно более слабой, климатическая обусловленность не наблюдается. Она является результатом вмешательства человеческой деятельности в естественную природу среды.

Karol Rotnicki, Kazimierz Tobolski

MAIN PHASES OF DUNE-FORMING PROCESSES IN GRABÓW BASIN,
BASED ON STRATIGRAPHY OF DUNE AT WĘGLEWICE

S u m m a r y

The authors present the results of their examinations of the stratigraphy of one the parabolic dunes situated in the Grabów Basin (in the middle Proсна valley). This dune and, east of it, a nearby peat bog are situated on the second Proсна terrace, 1 km east of Węglewice village which lies 11 km north of Wieruszów (fig. 1). In this dune the authors identified three series of eolian sands. The palaeobotanical analysis of the organogenic deposits which are either connected with the individual series of eolian sands or are intercalated with them, enabled the authors to determine the age of the series of eolian sands mentioned. Their bottom series (fig. 2, layer 3) rests on the silts and silty sands which built the second Proсна terrace (layer 1). The top part of the terrace cover contains a layer of humus-bearing sands of undetermined age (layer 2). The grain size analysis of layer 4 indicates, that the bottom series of the eolian sands (layer 3) has developed during the Oldest Dryas, the Bolling and the Older Dryas. This series is covered by gyttia of Allerod age (layer 5). The Allerod gyttia is overlain by the middle — and principal — series of eolian sands which built this dune (layers 6 and 7). This series, in turn, originated in the Younger Dryas and in the initial phase of the Preboreal. The peat bed, of Preboreal and Boreal age (layer 8), is not interdedented with any of the eolian sand layers; it rather is linked with a horizon of fossil soil appearing in the eastern dune slope (layer 9). The third and youngest series of eolian sands, from 0.5 to 2.0 m thick, can be seen in the eastern dune slope (layer 10). At the foot of the dune this youngest series is interdedented with the peat which must have developed during the Atlantic, the Subboreal and the Subatlantic (layer 11).

In consideration of the evidence described, the authors distinguish the following three phases of the evolution of the eolian relief in the area of SE Wielkopolska:

1. Phase One covers the periods of the Oldest Dryas, the Bolling and the Older Dryas.

2. Phase Two took place in the Younger Dryas and in the beginning of the Preboreal.

3. Phase Three started during the Atlantic period and continues up to now.

Taking into account the extent which eolian processes show in the area under discussion as recorded in both the deposits and the land relief, the first two phases must be looked upon as being the principal dune-forming period. The third phase, undeniably less intensive, lacks climatic motives and must be ascribed to man's interference in the natural environment.

HENRYK GAWLIK

WYDMY W KOTLINIE SZCZERCOWSKIEJ

1. WSTĘP

Kotlina Szczercowska (ryc. 1) stanowi rozległe obniżenie obejmujące większą część dorzecza Widawki. Na wschodzie i południu obniżenie to zamykają moreny czołowe stadium Warty, na zachodzie mniej wyraźny jego zasięg można wyznaczyć wzdłuż wschodniej strefy międzyrzecza Warty i Niecieczy, na północy Kotlina Szczercowska sąsiaduje z morenową Wysoczyzną Łaską.

Obszar Kotliny Szczercowskiej znany był dawniej pod nazwą „Zastoisko Widawskie”¹, a później jako Kotlina Widawska². Obecną nazwę Kotliny Szczercowskiej wprowadził do literatury Dylík³. Autor ten słusznie zaproponował zmianę nazwy Kotliny Widawska na rzecz Kotliny Szczercowskiej ze względu na centralne położenie Szczercowa w stosunku do tego obszaru.

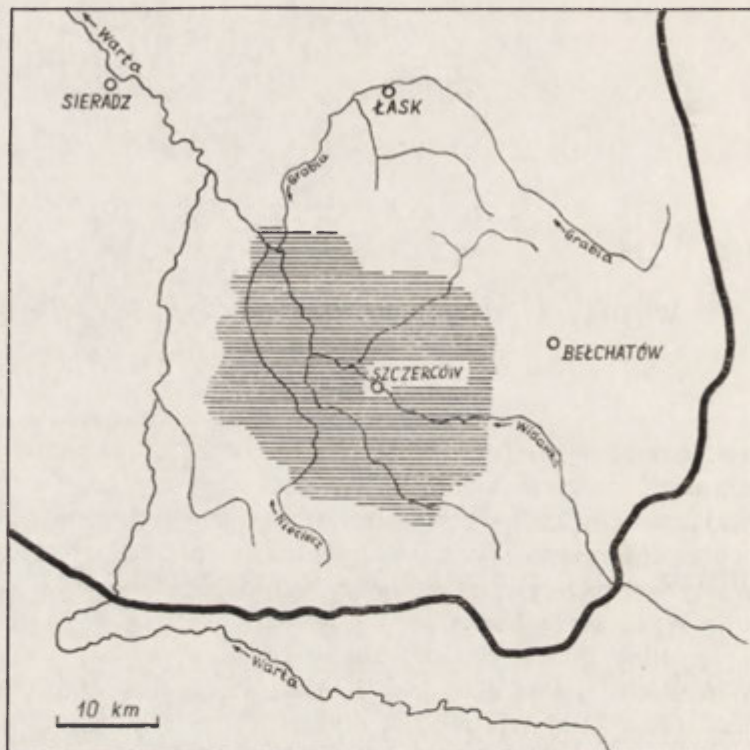
Obszar Kotliny Szczercowskiej już od dawna budził zainteresowanie badaczy. Wyrazem tego są liczne wzmianki i opracowania, głównie z geologii czwartorzędu⁴. Nowsze wypowiedzi na temat paleogeograficz-

¹ J. Premik, 1924. O Zastoisku Widawskim. Sprawozdania Państw. Inst. Geol., t. 2, z. 3—4.

² S. Pietkiewicz, 1947. Podział morfologiczny Polski północnej i środkowej. Czasop. Geogr., t. 18.

³ J. Dylík, 1949. Ukształtowanie powierzchni i podział na krainy podlódzkiego obszaru. Acta Geogr. Univ. Lodz., 1, Łódź.

⁴ E. Wunderlich, 1917. Die Oberflächengestaltung. Handbuch von Polen, Berlin; J. Premik *op. cit.*; tenże, 1925. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1924 w pow. wieluńskim oraz nad górną i środkową Widawką. Posiedz. Naukowe Państw. Inst. Geol., 10; tenże, 1930a. Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w r. 1929 na obszarze Kłobucka, Wręcycy, Rudnik i nad środkową Widawką. Posiedz. Naukowe Państw. Inst. Geol., 25; tenże 1930b. Badania nad dyluwium województwa łódzkiego. Cz. I, O utworach preglacjalnych, glacialnych i interglacialnych w dorzeczu środkowej Warty, Widawki i Prosnicy. Pol. Tow. Geol., Rocznik, t. 6; tenże, 1932a. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1932 na ark. Woźniki, Częstochowa i Szczerców. Posiedz. Naukowe



Ryc. 1. Położenie Kotliny Szczercowskiej
Linia grubą oznaczono maksymalny zasięg stadiału Warty

Расположение Щерцовской котловины

Толстая линия обозначает максимальное распространение стадии Варты

Position du Bassin de Szczerców

Ligne épaisse marque la limite du Stade de la Warta

nych warunków współczesnej rzeźby Kotliny Szczercowskiej są ujęte w opracowaniach Jurkiewiczowej, Gawlika oraz Baranieckiej⁵.

Państw. Inst. Geol., 34; tenże 1932b. Z badań nad dyluwium południowo-zachodniej części środkowej Polski. I, Wykształcenie i stratygrafia dyluwium. Pol. Tow. Geol., Rocznik, t. 8, z. 2; I. Jurkiewiczowa, 1952. Interglacja Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich w świetle nowych danych geologicznych. Państw. Inst. Geol., Biul. 67.

⁵ I. Jurkiewiczowa, 1961a. Szczerców: deposits and flora of Eemian interglacial. Guide — Book of Excursion from the Baltic to the Tatra. Part II, Vol. 2. INQUA VIth Congress; także, 1961b. Czwartorzęd dorzecza Widawki. Inst. Geol., Biul. 169; H. Gawlik, 1964. Morfologia Kotliny Szczercowskiej. Łódź; M. D. Baraniecka, 1967. Paleogeograficzne warunki powstania kemów lobu Widawki (stadia Warty). Inst. Geol., Warszawa (powielone).

Na podstawie wyników badań poszczególnych autorów oraz badań autora prowadzonych w latach 1960—1963 i uzupełnianych częściowo w latach 1965—1967, należy stwierdzić, że główne zarysy rzeźby Kotliny Szczercowskiej są w dużym stopniu uzależnione od charakteru powierzchni przedplejstocenijskiej. Świadczą o tym ily warwowe, występujące na dnie kotliny oraz poniżej, jak i powyżej utworów morenowych. Ily warwowe spełniają rolę formacji przewodniej, upoważniającej do twierdzenia, że kotlinowe obniżenie istniało zarówno przed, jak i po okresach pobytu lądolodów na tym obszarze.

Na obecny charakter rzeźby Kotliny Szczercowskiej duży wpływ wywarły zdarzenia morfogenetyczne z ostatniego, wurmskiego okresu zimnego. Pagórki obrzeżające Kotlinę Szczercowską, zbudowane głównie z piasków i żwirów, uległy przemodelowaniu. Wody spływające w kierunku niżej położonego dna kotliny transportowały i osadzały materiał. Doprowadziło to do nagromadzenia na dnie Kotliny Szczercowskiej masy piasku, który podlegał następnie działalności procesów eolicznych. O intensywności tych procesów świadczą liczne formy wydymowe. Głównym źródłem materiału obecnie istniejących wydym Kotliny Szczercowskiej były pokrywy piasku zalegające na dnie oraz pagórki zbudowane z piasku, których część zinterpretowano jako kemy powstałe w okresie deglacjacji lądolodu stadium Warty⁶.

2. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA WYDM

W literaturze opublikowanej dotychczas brak opracowania, w którym zagadnienie wydym Kotliny Szczercowskiej byłoby omówione szerzej. O wydymach na tym obszarze wspominają Lencewicz (1922), Manikowska (1966)⁷, ale wypowiedzi tych autorów mają charakter ogólny, są wyrażane przeważnie na marginesie opracowań poświęconych innym zagadnieniom.

Formy wydymowe, które należy zaliczyć do zespołu wydym Kotliny Szczercowskiej, występują nie tylko na terenie ogólnie pojętego dna kotliny, ale i na obszarach sąsiednich. Wydmy wkroczyły na wschodni stok kotliny, występują w dolinach rozcinających strefę krawędziową Wysoczyzny Łaskiej, ulokowały się też na wysoczyznach poza Kotliną Szczercowską.

⁶ H. Gawlik 1964, *op. cit.*; M. D. Baraniecka *op. cit.*

⁷ Także: S. Pietkiewicz *op. cit.*; J. Dylik *op. cit.*, I. Jurkiewiczowa 1961b. *op. cit.*

Wydmy Kotliny Szczercowskiej rzadko kiedy tworzą formy izolowane. W takich przypadkach są one zachowane w postaci podłużnych wałów o kierunku linii grzbietowej zbliżonym do równoleżnikowego i stanowią najprawdopodobniej fragmenty form pierwotnych. Najczęściej można stwierdzić wydmy wzajemnie kontaktujące się, tworzące zespoły form, które w rzucie poziomym dają układy girlandowe. Oprócz form o charakterze wałów i form tworzących skupiska o układzie girlandowym, występują tam wydmy typowo paraboliczne.

Ilość i wielkość wydm w Kotlinie Szczercowskiej jest zróżnicowana. W zachodniej części wydmy są małe, osiągają zaledwie 2—4 m wysokości i jest ich niewiele. Ku wschodowi pojawia się coraz więcej wydm, są one okazalsze, często przekraczają 10, 15 m wysokości względnej.

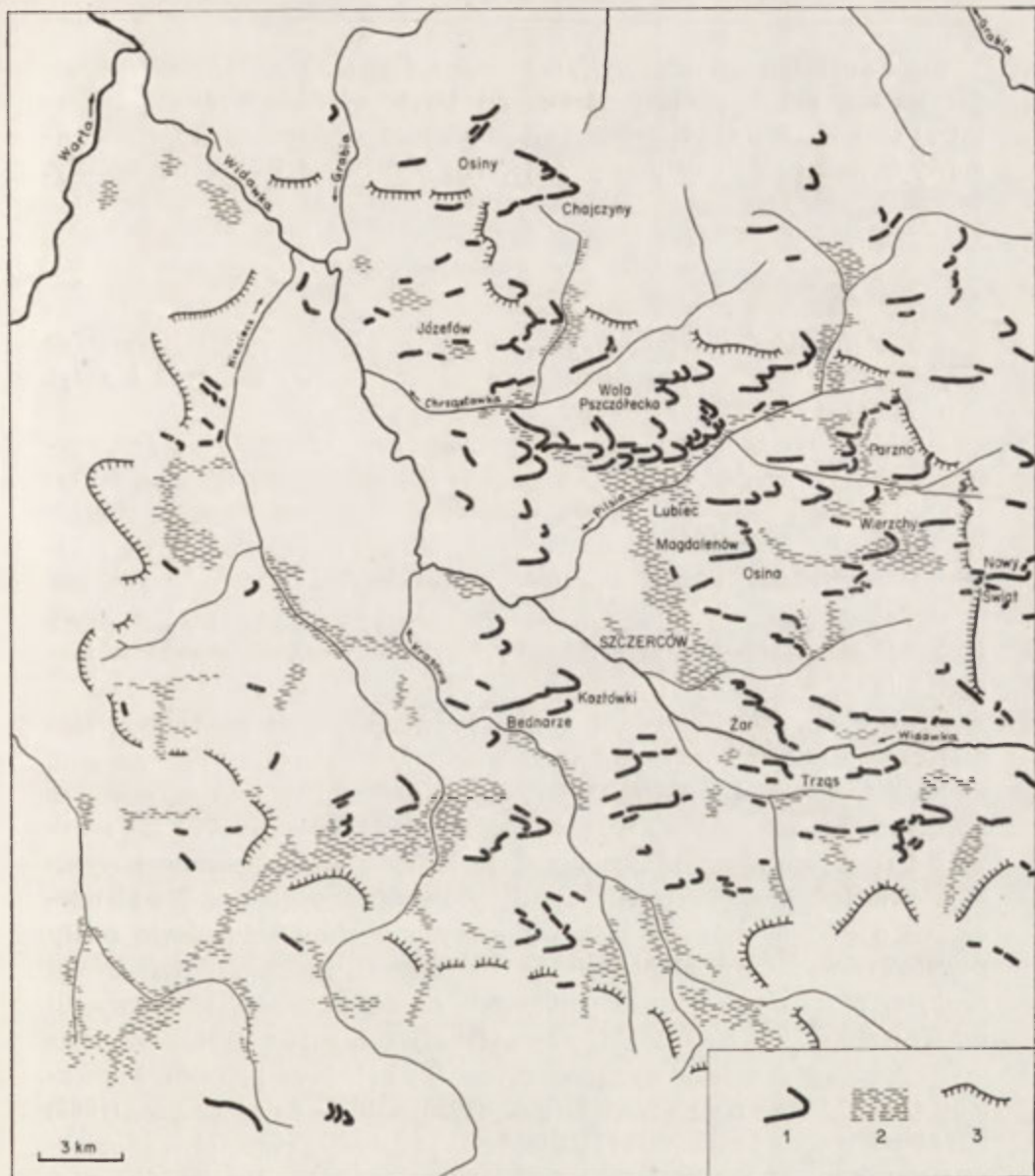
Przy dokładniejszym śledzeniu rozmieszczenia wydm (ryc. 2) uderza fakt, że obok obszarów o znacznym zagęszczeniu form wydmowych istnieją dość rozległe przestrzenie, gdzie ich prawie nie ma lub trafiają się sporadycznie. Należy więc wyróżnić tereny bardziej zwydmione, które można potraktować jako pola wydmore i obszary pozbawione wydm.

Najrozleglejsze pole wydmore z największą ilością wydm rozciąga się w północnym rejonie kotliny. Zarys tego pola jest nieregularny. Obejmuje ono północną część Kotliny Szczercowskiej, większą część eemskiej doliny⁸ zajętej również przez bagna „Święte Łąki” oraz południowe, ostrogowate cyple Wysoczyzny Łaskiej. Wydmy na Wysoczyźnie Łaskiej często wkraczają w strefy dolin rzek Kiełbaski i Pilski. Najdalej na północ wysuniętą, bardzo rozbudowaną formą, którą można zaliczyć do tego pola, jest wydma na wschód od Osin. Ma ona kształt paraboli o łuku ostro wygiętym ku wschodowi. Czoło tej wydmy opiera się o strefę dna doliny w rejonie Chajczyn. Długość ramienia północnego osiąga prawie 3 km, a południowego — około 3,5 km. Ramiona nie stanowią regularnych wałów, lecz są złożone z szeregu wydłużonych pagórków zorientowanych na ogół w kierunku NW-SE, a w niektórych miejscach są wykształcone nawet pagórki o zarysie parabolicznym.

Drugie pole wydmore znajduje się we wschodniej części Kotliny Szczercowskiej. Oprócz form o zarysie parabolicznym istnieją tam formy złożone o układzie girlandowym oraz formy wydłużonych wałów. Wydmy tego rejonu są rozlokowane także na stoku kotliny i wkroczyły nawet na wysoczyznę, poza krawędź morfologiczną Kotliny Szczercowskiej.

Większy zespół wydm tworzący dość rozległe pole wydmore jest usytuowany w okolicy Żar. Przeważają tam formy o charakterze wałów zorientowanych równoleżnikowo.

⁸ I. Jurkiewiczowa, 1961b, *op. cit.*



Ryc. 2. Wydmy w Kotlinie Szczercowskiej

1 — wydmy z oznaczonymi grzbietami form; 2 — torfy; 3 — krawędź morfologiczna Kotliny Szczercowskiej

Дюны в Щерцовской котловине

1 — дюны, у которых показаны грани, 2 — торфы, 3 — морфологическая граница Щерцовской котловины

Dunes dans le Bassin de Szczerców

1 — dunes avec des crêtes marquées, 2 — tourbes, 3 — bord morphologique du Bassin de Szczerców

Dość dużo form wydmych znajduje się na południe od Szczercowa. Tworzą one zgrupowania w strefie międzyrzeczy rzek Widawki i Krasowej oraz Krasowej i Niecieczy. Częstotliwość występowania form wydmych jest tu jednak mniejsza, tworzą one raczej izolowane zespoły.

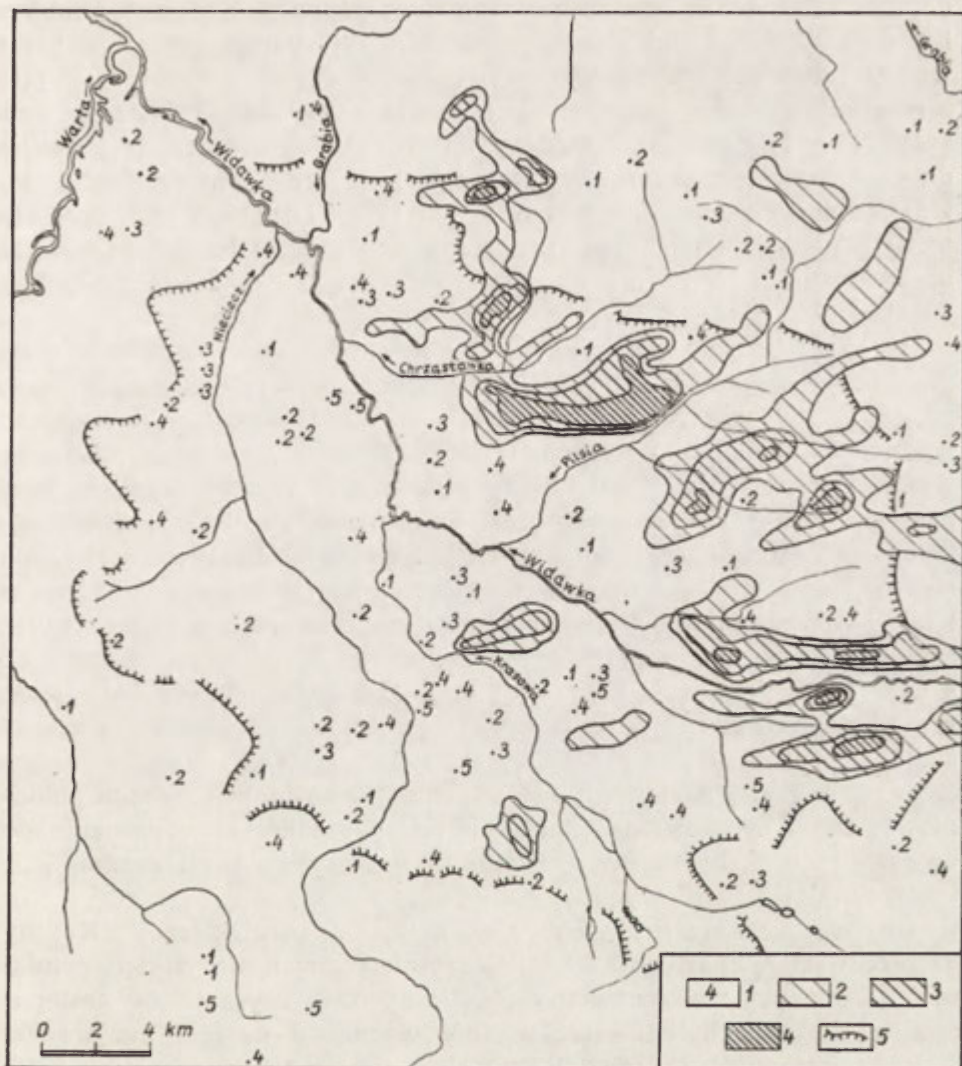
3. MORFOMETRIA FORM WYDMOWYCH

Do elementów morfometrycznych form wydmych zaliczane są zwykle: wysokość bezwzględna, wysokość względna, wielkość i zarys w planie oraz nachylenia stoków.

Rozkład wysokości względnych form wydmych w Kotlinie Szczercowskiej jest przedstawiony na ryc. 3. Z rysunku wynikają dwa fakty: 1) największe wartości wysokości względnych zgrupowane są w obrębie wyżej wyróżnionych pól wydmych, 2) w miarę przesuwania się z zachodu na wschód wartości wyraźnie wzrastają. Taki rozkład wysokości względnych wydmych w Kotlinie Szczercowskiej nie jest przypadkowy i wydaje się sugerować przeważający kierunek wiatrów w okresie formowania się wydmy.

Elementem, któremu dużo uwagi poświęcają autorzy w rozważaniach nad wydmyami jest stok. Sporo uwagi poświęca się zwykle sprawie kierunków i wartości nachyleń stoków. Zagadnieniem tym na obszarze Polski zajmowali się Małkowski (1912, 1913, 1914, 1917) i Lenczewicz (1922). Wypada przypomnieć, że autorzy ci na podstawie wyników swoich badań przyczynili się do podważenia poglądów Tutkowskiego⁹ i Solgera (1910), wg których wydmy śródlądowe miały powstać w wyniku działania wiatru wiejącego ze wschodu. Wiele uwagi nachyleniom stoków form wydmych na obszarze Polski poświęcili też Wunderlich (1916), Galon (1929) i Kadar (1938). Z nowszych opracowań należy wymienić prace Dylkowej (1958), Mrózka (1958), Pernarowskiego (1958), Kozarskiego (1962) i Stankowskiego (1961, 1963). Na podstawie pomiarów i obserwacji stoków niemal każdy z wymienionych autorów doszedł do wniosku, że wydmy są rezultatem działania wiatru wiejącego z zachodu lub z sektorów zbliżonych do zachodniego. Świadectwem tego jest asymetria stoków wydmy parabolicznych i poprzecznych; stok o ekspozycji zachodniej jest zawsze łagodniejszy w stosunku do stoku o ekspozycji wschodniej.

⁹ P. A. Tutkowski, 1909. Iskopajemyje pustyni siewiernogo połuszaria. Moskwa.



Ryc. 3. Wysokości względne wydmy Kotliny Szczercowskiej

1 — poniżej 5 m, 2 — od 5 do 10 m, 3 — od 10 do 15 m, 4 — powyżej 15 m, 5 — krawędź morfologiczna kotliny

Относительная высота дюн Щерцовской котловины

1 — ниже 5 м, 2 — от 5 до 10 м, 3 — от 10 до 15 м, 4 — выше 15 м, 5 — морфологическая граница котловины

Hauteurs relatives des dunes du Bassin de Szczerców

1 — au-dessous de 5 m, 2 — de 5 à 10 m, 3 — de 10 à 15 m, 4 — au-dessus de 15 m, 5 — bord morphologique du Bassin

Znaczna rozbieżność poglądów dotyczy kierunków wiatrów, które doprowadziły do przemodelowania form wydmowych, a w tej mierze i stoków wydm. Jedni autorzy są zdania, że wydmy utworzone przez wiatry zachodnie zostały przekształcone później przez wiatry wiejące z sektora południowo-zachodniego (Dylík o w a 1958, 1967; Mrózek 1958; Nowicka 1958), a według innych zaburzenie pierwotnego układu nachyleń stoków form wydmowych jest rezultatem działania wiatrów północno-zachodnich (np. Kozarski 1962). Poza tym niektórzy autorzy dopuszczają możliwość przekształcenia stoków form wydmowych przez wiatry wiejące z sektora wschodniego (Mrózek 1958; Nowicka 1958).

W czasie badań nad wydmami w Kotlinie Szczercowskiej dużo uwagi poświęcono sprawie nachylenia stoków wydm. Pomiarami objęto ponad 30 wydm o różnych kształtach w układzie poziomym. Były to wydmy paraboliczne, podłużne o charakterze wałów oraz elementy wydm złożonych, tworzące układy girlandowe. Wyniki uzyskane bezpośrednio w terenie niedwuznacznie wskazują na przewagę zachodniego kierunku wiatru, choć w niektórych przypadkach charakter nachylenia stoków sugeruje udział wiatrów wiejących z innych kierunków. W obrębie czoła wydm parabolicznych zawsze stwierdzono asymetrię stoków. Stoki dowietrzne, eksponowane ku zachodowi są nachylone średnio od 4 do 17°, a stoki wschodnie w granicach od 9 do 29°. W obrębie ramion wydm parabolicznych istnieje brak regularności w układzie wartości stanowiących o asymetrii stoków. To samo ramię na pewnych odcinkach ma bardziej nachylony stok północny, a na innych — stok południowy. Stoki symetryczne stanowią cechę rzadką w odniesieniu do wydm parabolicznych. Stwierdzenie to dotyczy zarówno ramion północnych jak i południowych.

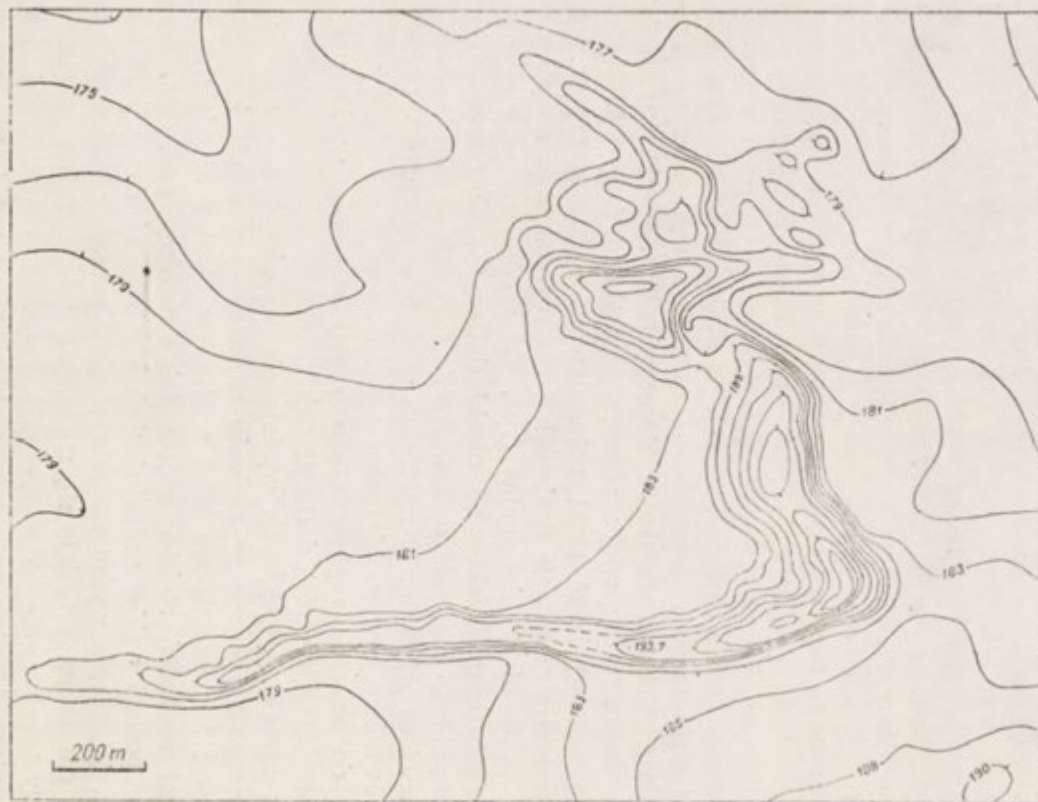
Gdyby odtworzyć nachylenia stoków wydmy parabolicznej z Kotliny Szczercowskiej, oparte na średnich arytmetycznych wszystkich pomiarów dokonanych na wydmach parabolicznych, to uzyskano by następujące wartości nachyleń: część wydmy wysunięta najdalej na wschód a więc czoło wydmy, posiadałoby stok wewnętrzny o nachyleniu 9°40' i stok zewnętrzny o nachyleniu 20°22'. Nachylenia stoków ramienia północnego określałyby wartości 8°16' (stok wewnętrzny) i 11°52' (stok zewnętrzny), a nachylenia stoków ramienia południowego — 10° (stok wewnętrzny) i 16° (stok zewnętrzny). Poza tym cechą przeciętnej wydmy parabolicznej w Kotlinie Szczercowskiej byłby zbliżony do równoleżnikowego kierunek ramienia południowego (azymut około 260°) i położonego w stosunku do niego pod kątem 48° ramienia północnego (azymut około 308°). Ramię północne w stosunku do południowego byłoby krótsze; długość jednego do drugiego miałaby się jak 1 : 1,47.

Spróbujmy porównać taką statystyczną wydmy paraboliczną ze stanem rzeczywistym. Za przykład może tu posłużyć wydma usytuowana na wschód od Magdalenowa (ryc. 4a i b). Wartości nachyleń stoków tej formy odbiegają znacznie od nachyleń stoków wydmy statystycznej, ale układ wartości stanowiących o asymetrii stoków sugeruje daleko idącą zbieżność. Faktem uderzającym przy śledzeniu tej formy jest bardzo zaawansowana redukcja i zniekształcenie ramienia północnego. Końcowa część tego ramienia jest niewysoka. W połowie odległości między krańcem ramienia i czołem wydmy istnieje duże nagromadzenie materiału. Rysujące się dość wyraźnie grzbiety mają w tym miejscu układ różnokierunkowy, choć częściowo naśladują główny kierunek ramienia. Kierunek ten naśladują też wały o niewielkiej wysokości (2—4 m), utworzone na zapleczu tej części wydmy.

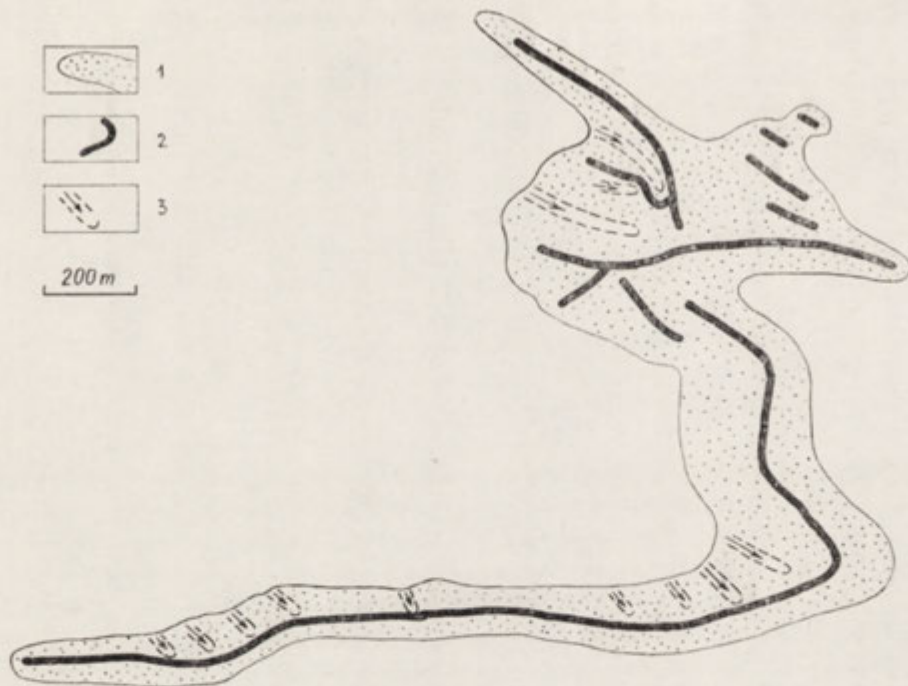
Daleko posunięta redukcja ramienia północnego z równoczesnym nagromadzeniem masy materiału bliżej czoła wydmy, a także kierunek grzbietów bliźniaczych wydm powstałych po stronie wschodniej w stosunku do piramidalnego nagromadzenia materiału wydmowego, sugerują, że wiatr, którego działanie doprowadziło do ukształtowania ostatecznego obrazu formy, wiał z północnego zachodu. O tym kierunku wiatru zdają się świadczyć stoki południowego ramienia tej formy, a przede wszystkim orientacja drobnych form rozwiniętych na północnym stoku. Są to niecki deflacyjne (ryc. 4b) wydłużone w kierunku południowo-wschodnim. Efektowne niecki deflacyjne obserwowano w zachodniej części tego ramienia oraz w strefie przejścia ramienia w część wydmy stanowiącą jej czoło. W miejscach występowania niecek istnieje zakłócenie równoleżnikowego kierunku południowego ramienia wydmy. Doszło tam do znacznego przesunięcia części ramienia w kierunku zgodnym z przebiegiem niecek deflacyjnych.

Kierunek niecek deflacyjnych wydaje się świadczyć na rzecz roli wiatru wiejącego z północnego zachodu w końcowym etapie kształtowania stoków i formowania się całej wydmy w okolicy Magdalenowa.

Pomiarami nachyleń stoków objęto także wydmy podłużne, wykształcone w postaci wałów naśladujących kierunki ramion wydm parabolicznych. W grupie wydm naśladujących kierunek północnych ramion wydm parabolicznych dało się stwierdzić dość wyraźną asymetrię stoków, przy czym stok o ekspozycji południowo-zachodniej jest zwykle łagodniejszy, a stok przeciwny — bardziej stromy. Średnia arytmetyczna, obliczona na podstawie pomiarów nachyleń stoków tego typu form wynosi: dla stoku południowo-zachodniego 11° , a dla stoku północno-wschodniego $14^\circ 10'$. Średnie nachylenia stoków południowo-zachodnich poszczególnych form mieszczą się w granicach od 3 do 17° , a stoków północno-wschodnich — od 5 do 20° .



Ryc. 4a. Magdalenów. Przykład zdeformowanej wydmy parabolicznej
Магдаленув. Пример деформированной, параболической дюны
Exemple d'une dune parabolique transformée



Ryc. 4b. Magdalenów. Układ grzbietów i niecek deflacyjnych w obrębie wydmy
 1 — zasięg formy, 2 — grzbiety, 3 — niecki deflacyjne
 Магдаленув. Расположение дюнных граней и котловин выдувания в пределах дюны
 1 — предел формы, 2 — грани дюн, 3 — котловины выдувания
 Magdalenów. Disposition des crêtes et des cuvettes de déflation à l'intérieur de la dune
 1 — limite de la forme, 2 — crêtes, 3 — cuvettes de déflation

Średnia arytmetyczna nachyleń stoków form podłużnych o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego, naśladujących kierunek południowych ramion wydm parabolicznych wynosi: dla stoków o ekspozycji północnej $13^{\circ} 40'$, a dla stoków południowych 15° . Należy jednak zaakcentować, że około 30% pomiarów wykazało tu symetrię stoków; średnie nachylenia stoków symetrycznych są zawarte w granicach od około 7 do 20° .

Na obecny stan nachylenia stoków wydm znaczny wpływ wywarły procesy eoliczne w okresie „fazy przekształcania” form wydmowych. Efekty działalności eolicznej „fazy przekształcania” ustaliła A. Dylikowa (1958) w wydmach okolic Łodzi. Są one tam wyrażone w postaci serii piasku pokrywającego glebę allerödzką na północnych i północno-zachodnich stokach wydm oraz w postaci złagodzenia nachyleń stoków południowych i południowo-zachodnich. Efekty procesów eolicznych „fazy przekształcania” można też określić na obszarze Kotliny Szczercowskiej dzięki zidentyfikowaniu poziomu glebowego najprawdopodobniej allerödckiego w okolicy Wierchów i Nowego Świata (Manikowska 1966) oraz w pobliżu wsi Kozłówki¹⁰ na SW od Szczercowa (fot. 7 i 8). W stanowiskach tych seria piasków eolicznych pokrywa glebę kopalną również na północnych lub północno-wschodnich stokach wydm.

Obecny charakter stoków form wydmowych jest też uzależniony od procesów sflukiwania oraz od współczesnej działalności wiatrów.

O efektach działania wód przekonują spotykane w niektórych miejscach bruzdy erozyjne. Takie bruzdy stwierdzono np. w okolicy wsi Bednarze na południowym stoku wydmy. Stok nachylony 12° jest porośnięty częściowo trawą. Skąpa roślinność trawiasta nie zapobiegała procesom erozji. Rozwinęły się bruzdy erozyjne (fot. 1) do $0,5$ m głębokości, $1,0$ — $1,5$ m szerokości i do 16 m długości. U ich wylotu utworzyły się stożki napływowe.

Procesy erozyjne obejmują nie tylko stoki pozbawione zadrzewienia. W niektórych miejscach stwierdzono wyraźne bruzdy erozyjne i stożki napływowe u podstawy stoku, rozwinięte wzdłuż ścieżek wydeptanych między drzewami (fot. 2).

W wielu miejscach na stokach wydm Kotliny Szczercowskiej można prześledzić efekty współczesnej działalności wiatru w postaci mikroform

¹⁰ Gleba kopalna w wydmie koło wsi Kozłówki została odkryta i zinterpretowana przez autora jako przypuszczalnie allerödзка w 1967 r., już po Konferencji w Toruniu poświęconej sprawie wydm w Polsce. Badania terenowe tego stanowiska zakończono w październiku 1967 r.



fol. H. Gawlik

Fot. 1. Bednarze. Bruzdy erozyjne na południowym stoku wydmy
Бэднаже. Эрозионные борозды на южном склоне дюны
Bednarze. Rigoles d'érosion au versant sud de la dune



fol. H. Gawlik

Fot. 2. Wola Pszczólecka. Bruzda erozyjna i stożek napływowy, rozwinięte wzdłuż
ścieżki wydeptanej na stoku wydmy
Воля Пщулэцка. Эрозионная борозда и конус выноса вдоль тропы вытопанной
на склоне дюны
Wola Pszczólecka. Rigole d'érosion et cône d'éjection développés le long d'un sen-
tier au versant de la dune

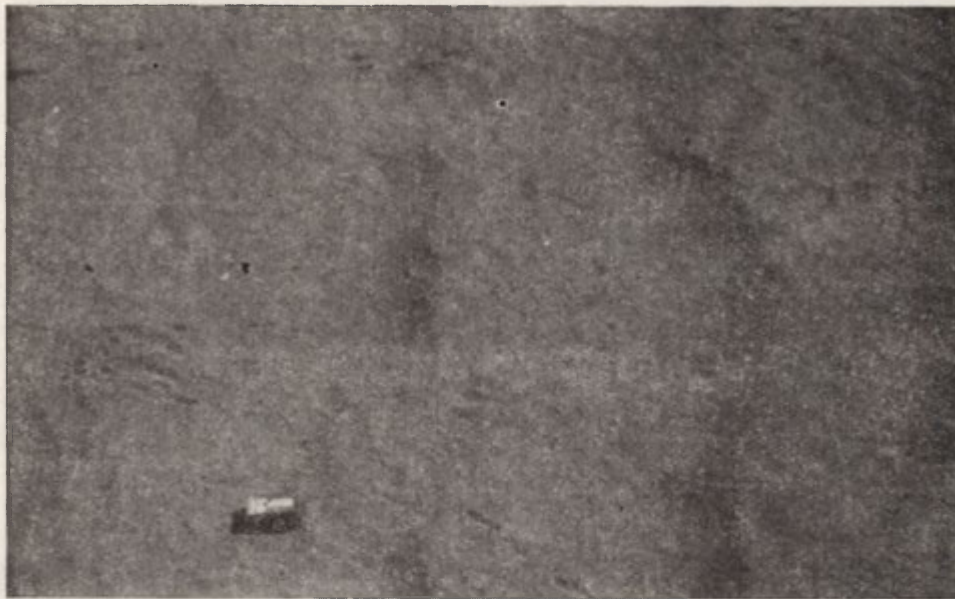
określanych najczęściej jako ripplemarki lub zmarszczki eoliczne. Rozwój takich mikroform był przedmiotem rozważań wielu autorów (J. i R. Kobendza 1958; Stankowski 1961, 1963; Więckowski 1961c)¹¹. Autorzy wyróżniają zwykle dwa typy mikroform. Jedne z nich są charakterystyczne dla stref wywiewania, a drugie tworzą się w zaciszach, w miejscach o przewadze akumulacji. W Kotlinie Szczercowskiej obserwowano rozwój obu typów mikroform eolicznych (fot. 3 i 4).

Ciekawie przedstawiają się mikroformy większego rzędu rozwinięte w strefie wywiewania w okolicy wsi Kozłówki (fot. 3). Grzbiety ich są zorientowane w kierunku N—S. Odległość między grzbietami wynosi 20 do 55 cm, a ich wysokości nie przekraczają 10 cm. Stoki tych mikroform są asymetryczne. Ich asymetrię określają wartości nachyleń: po stronie zachodniej, dowietrznej 2—4°, po stronie wschodniej około 5° a wyjątkowo 7°. W zagłębieniach między grzbietami występuje zwykle materiał grubszy. Mikroformy te przypominają formy określone przez Bagnolda jako grzbiety a przez Stankowskiego (1963) jako nabrzmienia rozwijające się na stwardniałym podłożu i uwarunkowane sinusoidalnym przemieszczaniem się dolnych warstw powietrza. Obecność materiału o frakcji grubszej, stwierdzona w obniżeniach pomiędzy grzbietami mikroform w Kotlinie Szczercowskiej potwierdza stanowisko Stankowskiego w sprawie charakteru ruchu dolnych warstw powietrza i jego roli w kształtowaniu rzeźby eolicznej.

Na mikroformy większego rzędu nałożone są ripplemarki charakterystyczne dla stref o przewadze akumulacji. Nie są jednak tak efektywnie rozwinięte jak ripplemarki tworzone w zaciszach, w strefach typowo akumulacyjnych (fot. 4).

Cechy zewnętrzne form wydmowych, jak zarys w planie i charakter nachyleń stoków, mogą stanowić przyczynek do odtwarzania genezy wydym, ale nie można na nich poprzestać. Wyrobienie sobie poglądu na temat dynamiki tworzenia się form wydmowych, stanowiących zrąb istniejącej obecnie rzeźby eolicznej w Kotlinie Szczercowskiej musi być poprzedzone analizą cech strukturalnych i teksturalnych materiału wydymowego.

¹¹ Także: R. A. Bagnold, 1954. The physics of blown sand and desert dunes. London (I wyd., London 1941); L. G. Dobrin, 1959. Eołowaja piesczanaja riab, jeje strojenje i dwiżenje. Izw. A. N. Turkm. SSR, wyp. 5, nr 4, Aszchabad; K. H. Sindowski, 1956. Korngrößen- und Kornformen-Auslese beim Sandtransport durch Wind (nach Messungen auf Norderney). Geol. Jb., Bd. 71; W. H. Twenhofel, 1950. Principles of sedimentation. New York, Toronto, London (wyd. II).



fol. H. Gawlik

Fot. 3. Kozłówki. Ripplemarki eoliczne rozwinięte w strefie wywiania
Козлуwки. Ветровая рябь в зоне развевания
Kozłówki. Rides éoliennes formées dans la zone de déflation



fol. H. Gawlik

Fot. 4. Kozłówki. Ripplemarki eoliczne rozwinięte w zaciszu
Козлуwки. Ветровая рябь в затишьи
Kozłówki. Rides éoliennes formées à l'ombre du vent

4. CECHY STRUKTURALNE I TEKSTURALNE WYDM

Na badanym obszarze najczęściej w obrębie stoków proksymalnych i w kulminacji wydm parabolicznych da się wyróżnić dwie główne serie piasku rozdzielone powierzchnią dyskordancji. Miąższość dolnej serii piasku, zalegającego poniżej powierzchni ścięcia jest uzależniona od wysokości względnej formy i wynosi do około 12 m. Miąższość górnej serii piasku jest dość stała, rzadko kiedy przekracza wartość 2 m. Różnica w strukturze materiału między obu seriami wyraża się głównie w postaci odmiennych kierunków i wartości upadów warstw. Dolną serię cechują na ogół większe wartości upadu warstw, a w górnej serii, poniżej materiału bezstrukturalnego warstwy są zwykle zgodne z powierzchnią ścięcia i w większości przypadków nie przekraczają nachylenia 10° .

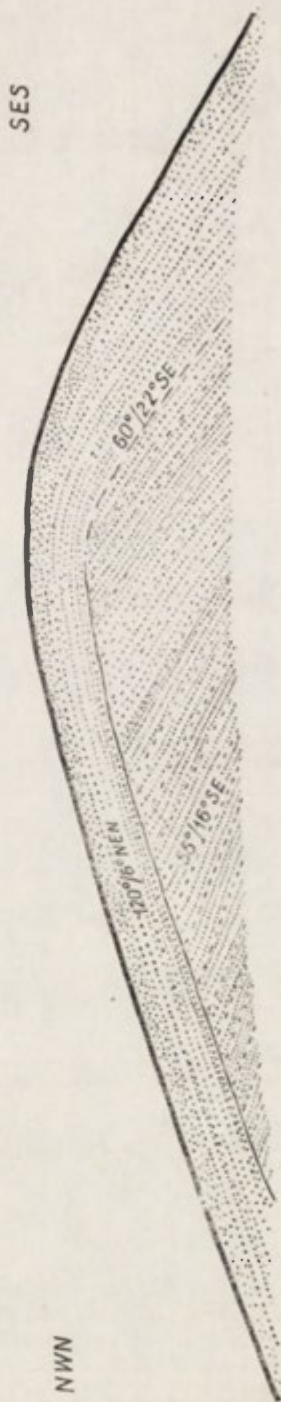
Interesująco przedstawia się struktura dolnej serii materiału wydmorego, widoczna w przekopie południowego ramienia wydmy usytuowanej na północ od Lubca (ryc. 5 i 6 oraz fot. 5). Uderza tam przede wszystkim rytmiczność warstwowania. Co 8—10 cm pojawiają się warstewki materiału grubszego, a między nimi bardziej subtelne, około 2 mm grubości warstewki materiału drobniejszego. Drobne warstewki tworzą laminację, na ogół zgodną z nachyleniem warstw możliwych do uchwycenia na pierwszy rzut oka. W niektórych miejscach istnieje niezgodność pomiędzy nachyleniami warstw i rozwiniętymi w ich obrębie laminami. Nachylenie głównych warstw wynosi na przykład 16° w kierunku południowo-wschodnim, a laminy, choć są nachylone w tym samym kierunku, osiągają wartość nachylenia 32° (ryc. 6).

Zróznicowanie frakcji materiału w obrębie serii warstw i możliwość powstawania laminacji w ramach warstw było uzależnione od zmiennej siły wiatru. Po okresach prawie jednakowego natężenia siły wiatru, którym odpowiadają zapewne systemy lamin, następowały okresy silniejszych wiatrów. Wyrazem ich działalności są warstewki zbudowane z ziarn nieco grubszych. Warstewki te przedzielają systemy lamin i decydują o rytmiczności warstwowania. Ogólnie w danym okresie czasu akumulacja materiału postępowała wzdłuż całego stoku. Świadczy o tym zachowana ciągłość warstw. Wyjątkowo jednak akumulacja musiała postępować od wierzchołka formy w kierunku podstawy stoku dystalnego i dochodziło wtedy do rozwoju laminacji o układzie niezgodnym z ogólnym układem warstw. W skrajnych przypadkach, gdy proces akumulacji prowadził do znacznego nagromadzenia masy materiału w górnej części stoku, dochodziło wówczas do przekroczenia kąta zsypania charakterystycznego dla materiału wydmorego i cała masa materiału osuwała się w dół. Za przykład może posłużyć sytuacja stwierdzona w wydmiu po zachodniej stronie szosy na północ od Lubca. Między warstwami ma-

teriału nachylonymi w kierunku południowo-wschodnim znajduje się materiał, którego warstwy są zaburzone. Nachylenia fragmentów warstw przekraczają miejscami wartość nawet 70° (fot. 6). Dość dobrze zachowane fragmenty warstw świadczą, że materiał w momencie osuwania się był w stanie wilgotnym, a nie wykluczone, że był zmarznięty.

Seria materiału powyżej powierzchni ścicia w wydmie na północ od Lubca nie wykazuje się już tak zróżnicowanym warstwowaniem, jak seria dolna. Brak w niej laminowania warstw i grubość ich jest niewielka. Na uwagę zasługuje przede wszystkim wzrost udziału frakcji grubszej, widoczny bezpośrednio nad powierzchnią ścicia. Fakt ten jest odzwierciedlony na fot. 5, a jeszcze wyraźniej wynika z porównania krzywych granulometrycznych przedstawionych na ryc. 7. W warstewkach bezpośrednio nad powierzchnią ścicia występuje spora ilość (około 6%) ziarna grubego, o średnicy 1 do 3 mm, a nawet do 4,5 mm. Wśród ziarn najgrubszych trafiają się sporadycznie okazy ostrokrawędziste lub z krawędziami lekko zaokrąglonymi.

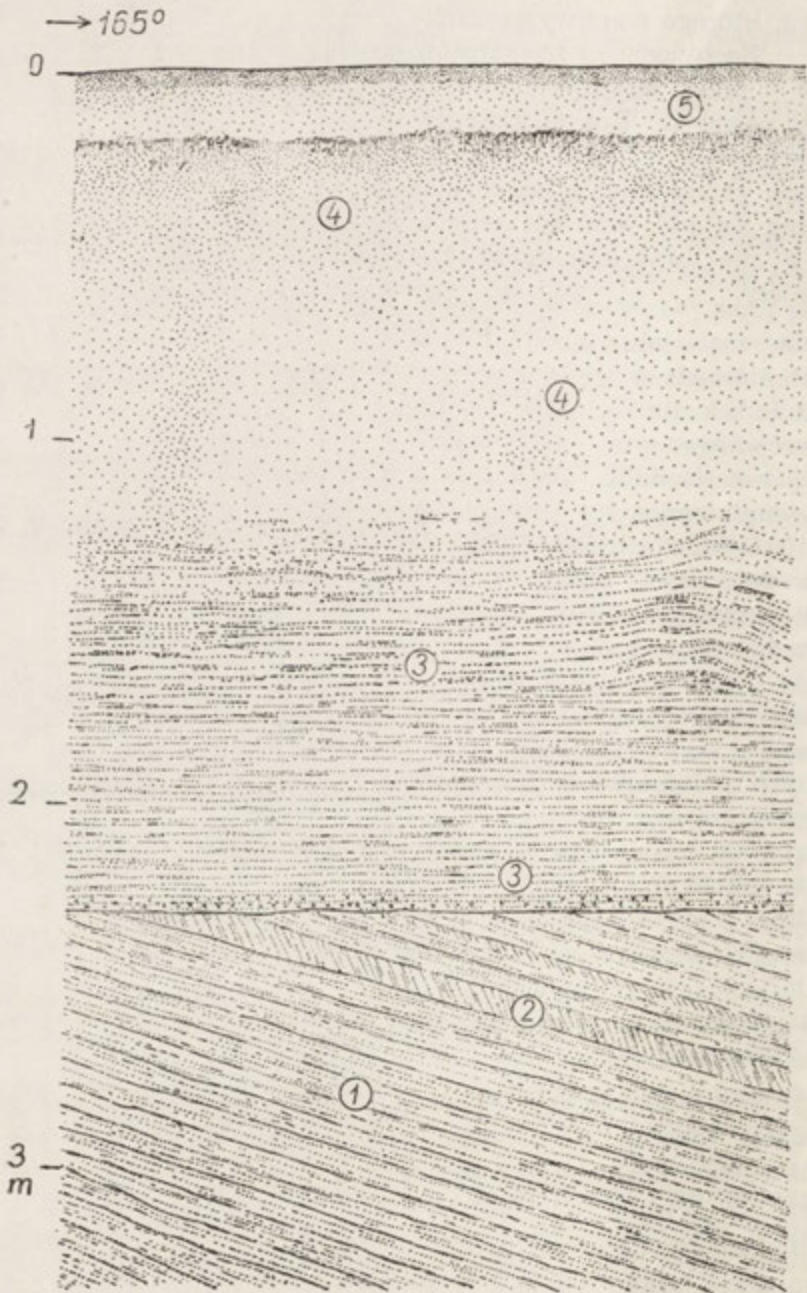
Z przedstawionych danych oraz z sytuacji, jaką można prześledzić wzdłuż całego odsłonięcia (ryc. 5) wynika, że wydma lubiecka była kształtowana w ciągu tego samego okresu przez wiatry wiejące w zasadzie z jednego kierunku, tj. z północnego zachodu.



Ryc. 5. Lubiec. Schemat warstwowania w wydmie

Любец. Схема слоистости в дюне

Lubiec. Schème de la stratification dans la dune



Warstwowanie poniżej powierzchni ścicia w strefie mniej nachylnego stoku północno-zachodniego, czyli proksymalnego, stanowi świadectwo wędrówki formy w kierunku południowo-wschodnim. W miejscu, gdzie istniał kiedyś stok dystalny, wyznaczony przez upad warstw (seria dolna), pojawił się później stok proksymalny, którego charakter określa powierzchnia ścicia ($120^{\circ}/6^{\circ}\text{NEN}$).

Kierunek nachylenia warstw serii zalegającej powyżej powierzchni ścicia w strefie stoku nachylnego ku północnemu wschodowi stwarza pozory, że akumulacja materiału była wynikiem działania wiatru wiejącego z kierunku południowo-zachodniego. Przeciw temu zdają się jednak świadczyć następujące fakty: 1) istnienie powierzchni ścicia w strefie stoku północno-zachodniego i zanikanie jej na przejściu od kulminacji formy do strefy stoku południowo-wschodniego; 2) dostosowanie się warstw serii górnej do powierzchni ścicia w obrębie stoku proksymalnego i gwałtowny wzrost ich nachylenia w strefie stoku dystalnego, tj. południowo-wschodniego. W takim przekonaniu zdaje się utwierdzać nas także wzbogacenie materiału istniejącego powyżej powierzchni ścicia piaskiem o frakcji grubszej.

Można sobie wyobrazić, że siła wiatru stopniowo malała. Wyrazem tego jest przejście od procesu deflacji (powierzchnia ścicia) na stoku proksymalnym do akumulacji materiału serii górnej. W początkowym

Ryc. 6. Lubiec. Odsłonięcie na stoku proksymalnym wydmy parabolicznej 1 — piasek z wyraźnym rytmem warstwowania, 2 — laminy piasku o nachyleniu niezgodnym z ogólnym nachyleniem warstw, 3 — piasek warstwowany, tuż nad powierzchnią ścicia znaczna domieszka ziarn o frakcji powyżej 2 mm, 4 — piasek bezstrukturalny, 5 — gleba z rozwiniętymi poziomami: akumulacyjnym, bielcowym oraz iluwialnym

Любец. Обнажение на проксимальном склоне параболической дюны 1 — песок с четким ритмом слоистости, 2 — ламины песка с несогласным наклоном по отношению к общему наклону слоистости, 3 — слоистый песок, тут же у кровли среза значительная примесь песчинок, фракция которых больше 2 мм, 4 — бесструктурный песок, 5 — почва с горизонтами: аккумулятивным, подзолистым и иллувиальным

Lubiec. Coupe sur la face au vent de la dune parabolique 1 — sable au rythme net de stratification, 2 — strates de sable aux pendages discordants avec les pendages des couches, 3 — sable stratifié, directement au-dessus de la surface de tronquement il y a une admixtion importante des grains au-dessus de 2 mm de diamètre, 4 — sable sans structure, 5 — sol avec les horizons d'accumulation, de podzol et illuvial bien développés



fol. H. Gawlik

Fot. 5. Lubiec. Struktura wydmy w strefie stoku proksymalnego

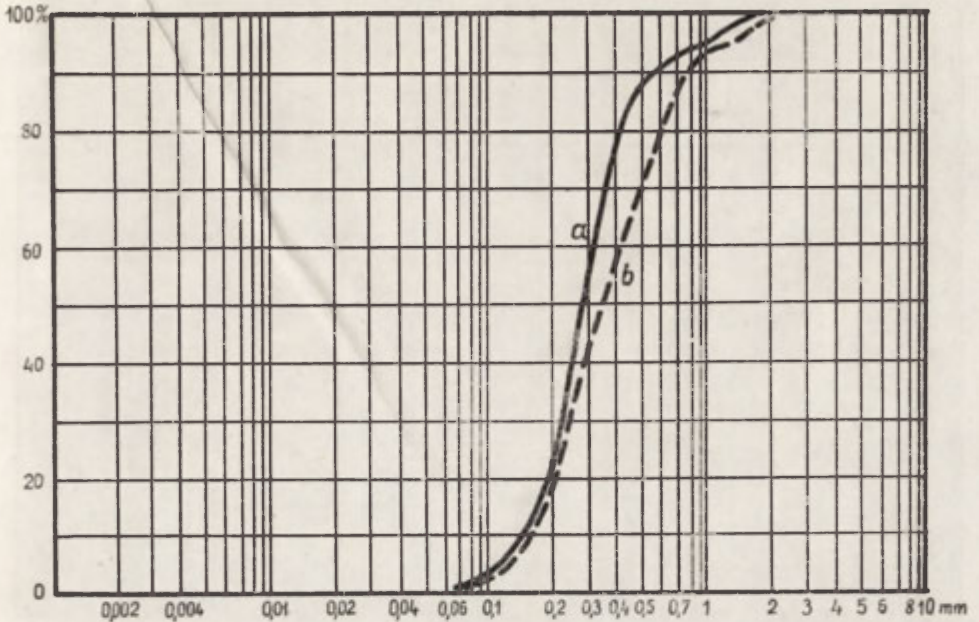
Любец. Структура дюны в зоне проксимального склона

Lubiec. Structure de la dune dans la zone de la face au vent

okresie akumulacji musiały istnieć gwałtowniejsze podmuchy wiatru, które unosiły i akumulowały tu także ziarna grubsze.

W okresie mniejszej siły wiatru, spowodowanej przypuszczalnie zmianą jego kierunku, akumulacja materiału dokonywała się po obu stronach grzbietu wydmy lubieckiej, na stoku proksymalnym i dystalnym. Formowanie się warstw po stronie proksymalnej było dostosowane do istniejącej wówczas powierzchni stoku, dające w efekcie nachylenie warstw w kierunku NEN.

Daleko idącą analogię w zakresie struktury w stosunku do wydmy lubieckiej zaobserwowano w wydmie na wschód od Magdalenowa. W odkrywcę obejmującej północno-wschodni stok i grzbiet w strefie przejścia od czoła formy do ramienia północnego nie ma wprowadzić powierzchni dyskordancji, która by dzieliła zalegający tam materiał na dwie serie, ale duże podobieństwo obu stanowisk wyraża się kierunkiem nachylenia warstw i rytmicznością warstwowania. Tutaj, podobnie jak w wydmie lubieckiej, łagodnie nachylone warstwy w strefie kulminacji podlegają gwałtownemu nachyleniu.



Ryc. 7. Lubiec. Krzywe granulometryczne piasku wydmowego
a — seria dolna, b — seria górna, nad powierzchnią ścicia

Любец. Гранулометрические кривые дюнного песка

a — нижняя толща; b — верхняя толща, над поверхностью среза

Lubiec. Courbes granulométriques du sable dunaire

a — série inférieure, b — série supérieure, au-dessus de la surface de tronquement

Różnica dotyczy stosunku osi strukturalnej do linii grzbietu formy. W wydmie lubieckiej duże upady warstw obejmują część grzbietową i strefę stoku nachylonego ku południowemu wschodowi; stok dystalny jest tam zgodny ze strukturą. W stanowisku na wschód od Magdaleno-wa stok, który zgodnie z zarysem całej formy w planie (ryc. 4a i b) powinien być stokiem dystalnym, według struktury okazuje się stokiem proksymalnym (ryc. 8 i 9).

W akumulacji materiału widocznego w odsłonięciu (ryc. 8) zasadni-czą rolę odegrał więc wiatr wiejący z kierunku NWN. Przyjęcie podobnego kierunku wiatru dyktują pomiary warstw wykonane w przekopie drogi wiodącej z Magdalenowa do Osiny, przecinającym poprzecznie południowe ramię wydmy oraz pomiary warstw zalegających w spągu odsłonięcia znajdującego się w strefie czoła formy.

W strefie czoła formy brak również wyraźnych powierzchni dyskordancji, ale w miarę akumulacji materiału kierunek wiatru ulegał stopniowo zmianie, czego wyrazem są następujące wyniki pomiarów:



fol. H. Gawlik

Fot. 6. Grawitacyjne zaburzenie warstw piasku w wydmie na północ od Lubca

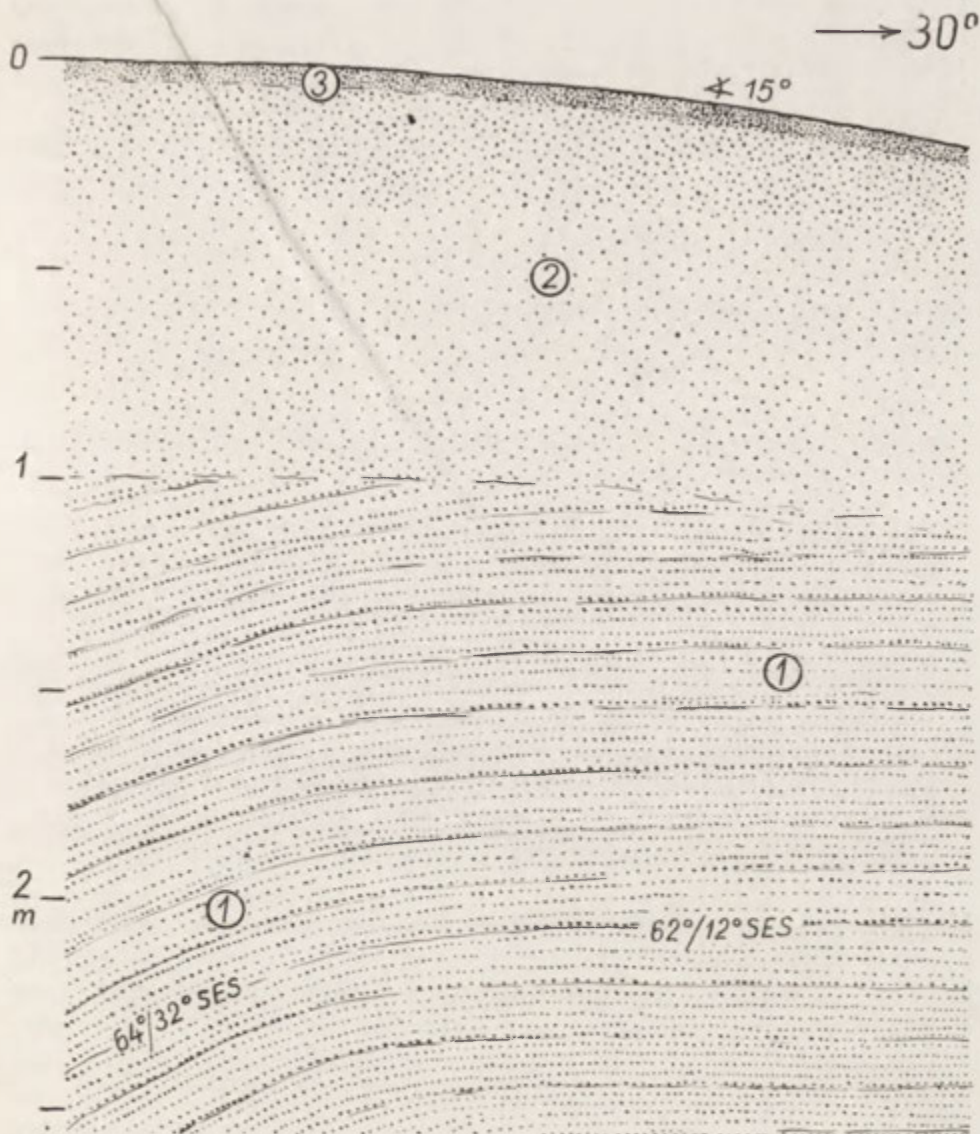
Гравитационное нарушение слоистости песка в дюне к северу от Любца

Déformation gravitative des couches de sable dans la dune au nord de Lubiec

Głębokość	Bieg/upad warstw	Azymut grzbietu formy
1,5 m	105°/14°S	
3,0 „	105°/10°S	
4,5 „	100°/2°S	60°
5,3 „	80°/4°S	
6,2 „	45°/12°SE	

W okolicy Aleksandrowa i Tuszyńa też stwierdzono postępujące ku górze zmiany biegów i upadów warstw (Dylikowa 1958). W dolnych partiach odsłoneń struktura wydmy jest tam niezgodna z dzisiejszą formą, a ku górze kierunki osi strukturalnych, określaných przez azymuty biegów warstw są zbieżne z kierunkami grzbietów form.

W okolicy Magdalenowa, jak wynika z danych w tabeli, zgodność osi strukturalnej z morfologiczną jest mniejsza, zwłaszcza w górnych partiach odsłoneń. Wydaje się, że w strefie czoła tej wydmy znaczną rolę musiały odegrać wiatry, których ogólny kierunek został zakłócony



Ryc. 8. Magdalenów. Odślonięcie na NE stoku, w pobliżu czoła wydmy parabolicznej

1 — piasek warstwowany, 2 — piasek bezstrukturalny, 3 — gleba

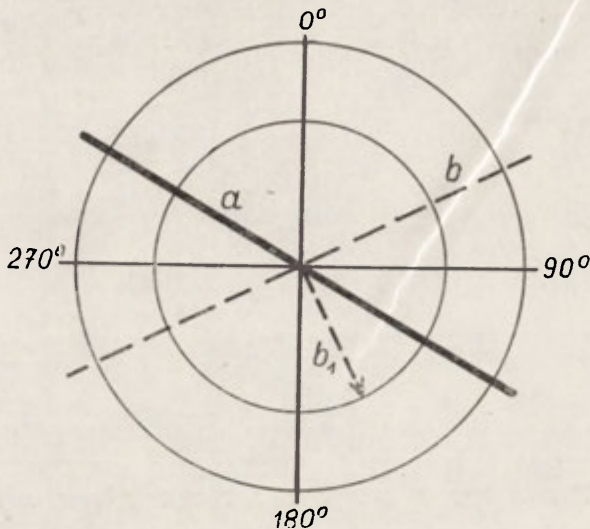
Магдаленув. Обнажение на северо восточном склоне, вблизи фронта параболической дюны

1 — слоистый песок, 2 — бесструктурный песок, 3 — почва

Magdalenów. Coupe au versant NE, près du front de la dune parabolique

1 — sable stratifié, 2 — sable sans structure, 3 — sol

przez jakąś przeszkodę. Przeszkoda zaczęła pojawiać się w końcowej fazie kształtowania strefy czołowej wydmy. Przepuszczalnie stanowiło ją zdeformowane północne ramię formy.



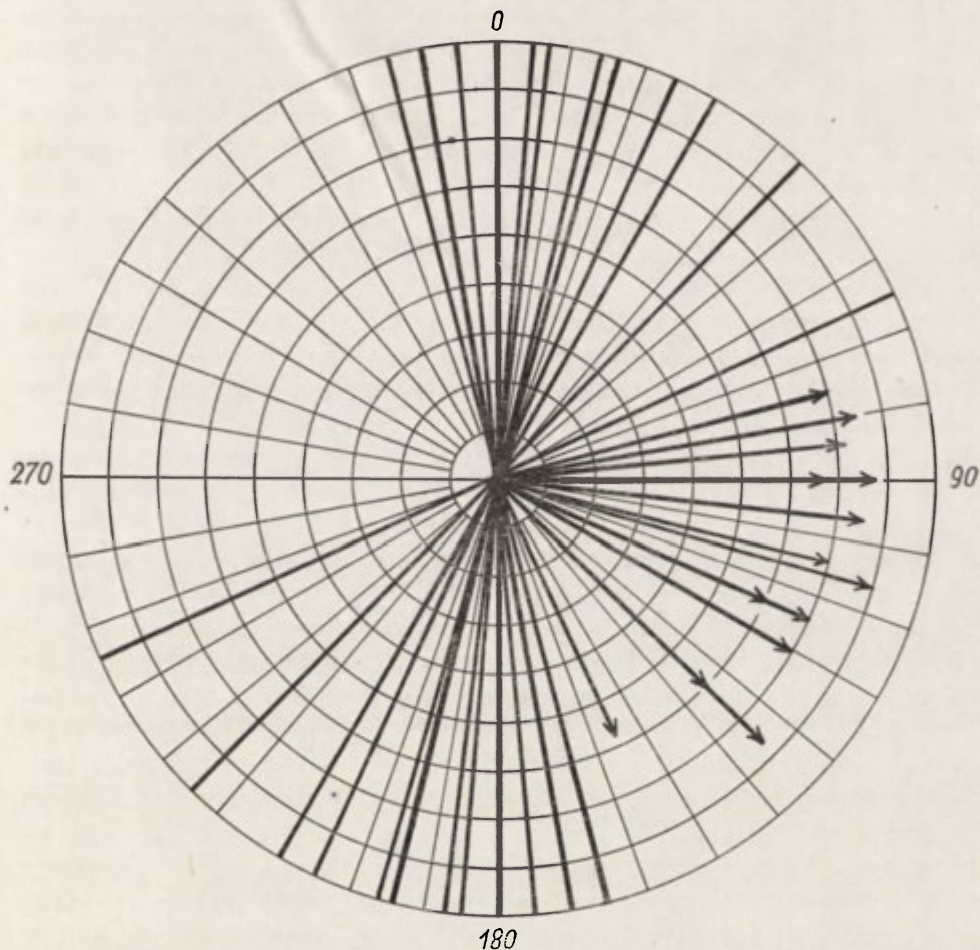
Ryc. 9. Magdalenów. Stosunek osi morfologicznej (a) do osi strukturalnej (b) i kierunku nachylenia warstw (b_1) w pobliżu czoła wydmy parabolicznej
 Магдаленув. Отношение морфологической оси (a) к структурной оси (b) и к направлению наклона слоистости (b_1) вблизи фронта параболической дюны
 Magdalenów. Rapport de l'axe morphologique (a) à l'axe structural (b) et aux pendages (b_1) des couches au voisinage du front de la dune parabolique

Należy stwierdzić, że w obrębie wydmy usytuowanej na wschód od Magdalenowa istnieje dość wyraźna zgodność elementów strukturalnych, świadczących o północno-zachodnim kierunku wiatru, z kierunkami niecek deflacyjnych, które opisano na poprzednich stronach. Oba elementy wyraźnie świadczą na rzecz północno-zachodniego kierunku wiatru, panującego w okresie końcowego aktu formowania się tej wydmy.

Z przytoczonych przykładów wynika, że charakter struktury wydym Kotliny Szczercowskiej jest zróżnicowany. Przypadkowo dokonane pomiary, bez zwracania uwagi na miejsce dokonanego pomiaru mogą prowadzić do trudności w wyrobieniu sobie poglądu na temat kierunków wiatrów tworzących wydmy. Według Kozarskiego (1962) najbardziej miarodajnymi przy rozpatrywaniu tej kwestii mogą okazać się wyniki pomiarów dokonanych w strefie czoła wydym parabolicznych i łukowych. Z diagramu, na którym są przedstawione wyniki pomiarów biegów i upadów warstw (ryc. 10) w strefach czoła wydym parabolicznych lub

kształtem zbliżonych do nich, wynika, że w Kotlinie Szczercowskiej dominującą rolę musiały odegrać wiatry wiejące z zachodu i północnego zachodu.

Przy rozpatrywaniu struktury wydym nie można pozostawić na uboczu sprawy uziarnienia materiału, warunkującego w dużym stopniu charakter struktury. W celu ustalenia ewentualnego zróżnicowania



Ryc. 10. Kierunki biegów i upadów warstw w wydmach parabolicznych. Pomiaru wykonano w kulminacjach stref stanowiących czoła wydym parabolicznych

Направление простираения и падения слоев в параболических дюнах. Измерения произведены в кульминационных участках фронтальных зон параболических дюн

Directions des couches et pendages dans les dunes paraboliques. Les mesures ont été faites dans les points culminants des zones constituant les fronts des dunes paraboliques

uziarnienia piasku wydmowego na obszarze Kotliny Szczercowskiej dokonano szeregu analiz granulometrycznych. Badania te zmierzały do ustalenia różnic frakcjonalnych w kierunku pionowym wydm oraz w kierunku równoleżnikowym w obrębie całej kotliny.

Na poprzednich stronach zaakcentowano już różnicę w uziarnieniu materiału w profilu pionowym północno-zachodniego stoku wydmy na północ od Lubca. Różnica w tamtym przypadku wydaje się zrozumiała, jeśli weźmie się pod uwagę fakt, że dolna seria materiału była osadzona na stoku dystalnym, a seria górna z większą zawartością frakcji grubszej — na stoku proksymalnym, który uformował się w tym miejscu później. Przykład wydmy lubieckiej nasuwa dość wyraźną analogię do wyników obserwacji A. Dylkowej (1958), S. Kozarskiego (1962) i W. Stankowskiego (1961, 1963), którym udało się ustalić strefowość uziarnienia materiału w obrębie pojedynczych wydm.

Prawie pełny obraz uziarnienia w profilu pionowym wydmy jest przedstawiony na ryc. 11. Opracowano go na podstawie analizy próbek pobranych w odsłonięciu wydmy położonej na zachód od wsi Trząs. Próbkę były pobierane w materiale warstwowanym jednolicie (brak powierzchni dyskordancji), zalegającym na głębokościach w granicach 0,8—5,5 m. Odstępy pionowe między próbkami wynosiły 10—25 cm.

Z danych na ryc. 11 wynika, że w dolnej części odsłonięcia, na głębokości 5,5 m frakcję podstawową materiału stanowią ziarna o wymiarach 0,12—0,25 mm, przy czym największy odsetek stanowią ziarna o średnicy 0,15—0,25 mm. Znaczną rolę odgrywa tu także materiał o frakcji poniżej 0,12 mm.

Na głębokości 5 m następuje dość gwałtowny spadek frakcji drobniejszych z równoczesnym wzrostem ziarn grubszych, o średnicy powyżej 0,25 mm. Wyżej, na głębokości 4 m następuje spadek ilościowy frakcji grubszej na rzecz wzrostu (42%) ziarn o średnicy 0,15—0,25 mm.

Interesująco prezentuje się układ odcinków krzywych ilustrujących uziarnienie materiału zalegającego na głębokościach od 2,1 do 3,25 m. Na głębokości około 3 m wzrasta frakcja grubsza, a wyżej, na głębokości 2,8 m następuje ponowne wahnięcie krzywych w prawo, co odpowiada wzrostowi frakcji drobniejszych. Ustabilizowanie się charakteru frakcji materiału, a tym samym i przebiegu krzywych obserwujemy dopiero na głębokości 2,1 m. Frakcję podstawową stanowią tu ziarna o wymiarach 0,15—0,25 mm.

Pełniejszy obraz uziarnienia materiału wydmowego przedstawiono na ryc. 14 z wydmy koło wsi Kozłówek, na SW od Szczercowa. W wyrobisku obejmującym kulminacyjną część południowego ramienia wydmy parabolicznej odsłonięto profil pionowy formy w strefie północnego jej stoku. Bezpośrednie odsłonięcie pogłębiono wierceniem ruro-

wanym, ponieważ kopanie szurfu było niemożliwe z powodu podsiąkającej wody gruntowej. Osiągnięto materiał w postaci gliny zalegającej w spągu i w ten sposób uzyskano pełny profil geologiczny wydmy. Bezpośrednio na glinie zalega tam cienka warstwa piasku dość dobrze przemytego, a nad nim — serie piasku eolicznego przedzielone dwoma poziomami gleb kopalnych.

Z diagramu składu granulometrycznego (ryc. 14) wynika, że frakcję podstawową wydmy Kozłówki stanowią ziarna o wymiarach 0,15—0,49 mm, przy czym dominującą rolę odgrywa materiał o frakcji 0,25—0,49 mm. Na głębokościach od 2 do 5,5 m poważną rolę odgrywa też materiał o frakcji grubszej, powyżej 0,49 mm. Duże odchylenia w przebiegu krzywych granulometrycznych, ilustrujące zmienność frakcjonalną materiału, są uwarunkowane rytmem warstwowania materiału wydmorego oraz efektami procesów zachodzących w poziomie eluwialnym i poziomie iluwialnym gleb kopalnych. W poziomie wybielicowanym jednej i drugiej gleby kopalnej istnieje zubożenie frakcji drobnych, mniejszych od 0,06 mm, a pod nim można zaobserwować ich wzrost.

Duże różnice frakcjonalne materiału wydmorego w podanych przykładach mogą sugerować wpływ długości transportu na wielkość ziarn; jedna wydma jest usytuowana w centralnej (ryc. 14), a druga we wschodniej części Kotliny Szczercowskiej (ryc. 11). Krzywe granulometryczne oparte na analizie materiału pobranego z innych wydm: w północno-zachodniej (okolice Józefowa), środkowej (okolice Lubca) i wschodniej (okolice Parzna) części Kotliny Szczercowskiej (ryc. 12) nie sugerują takiego wpływu. Pomiędzy uziarnieniem materiału budującego wydmy w zachodniej (krzywa a) i wschodniej (krzywa c) części Kotliny Szczercowskiej nie ma prawie żadnej różnicy.

Według K r y g o w s k i e g o (1947, 1958) jakość frakcji materiału wydmorego jest uzależniona od charakteru podłoża, z którego pochodzi materiał obecnie istniejących wydm. Autor ten jest zdania, że stwierdzony fakt zmniejszania się ziarn piasku wydmorego ku zachodowi (Solger 1910) jest wywołany zjawiskiem ogólnego zmniejszania się frakcji w kierunku biegu pradolin. Główną rolę musiała więc odegrać długość transportu wodnego. Dość ścisły związek uziarnienia materiału wydmorego z frakcją materiału zalegającego w podłożu stwierdzili także T r ę b a c z o w s k i (1948), D y l i k o w a (1958), M r ó z e k (1958), K o z a r s k i (1962) i S t a n k o w s k i (1963).

Średnie uziarnienia materiału wydmorego z różnych okolic Kotliny Szczercowskiej zdają się również sugerować przede wszystkim wpływ podłoża. Różnice w uziarnieniu wydm są uzależnione od indywidualnych cech materiału stanowiącego źródło obecnie istniejących wydm.

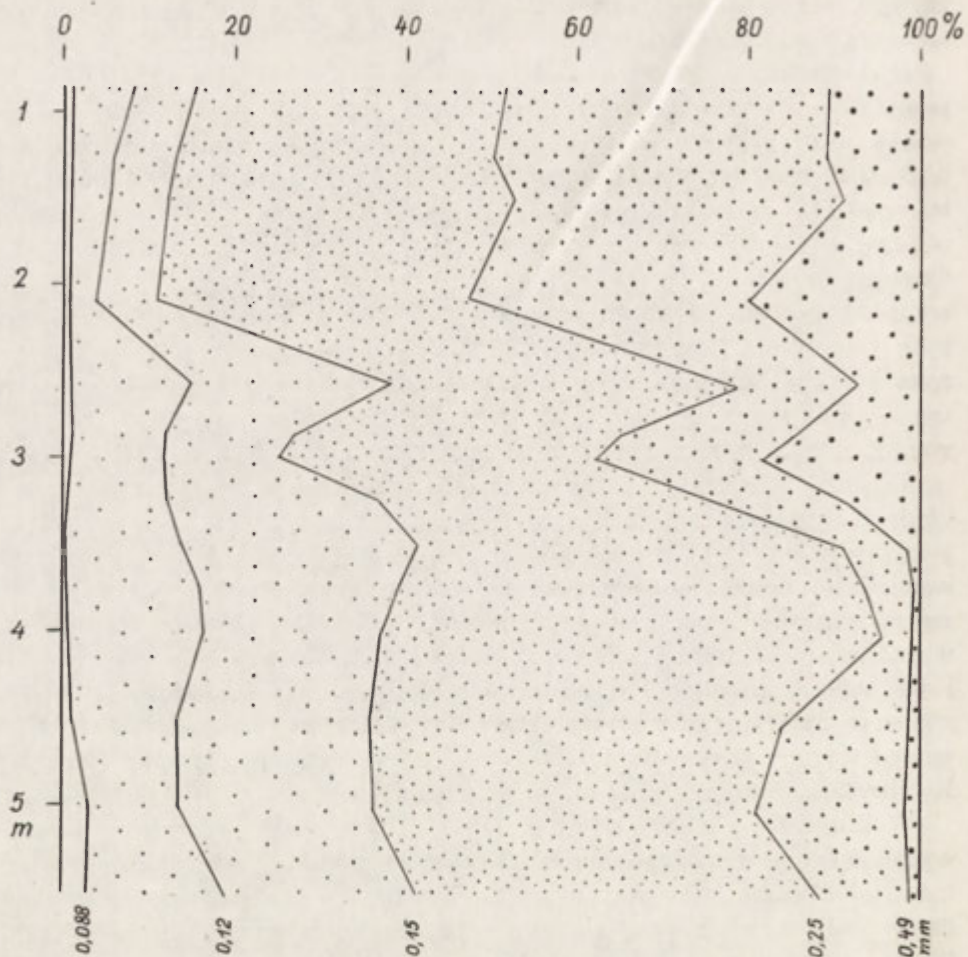
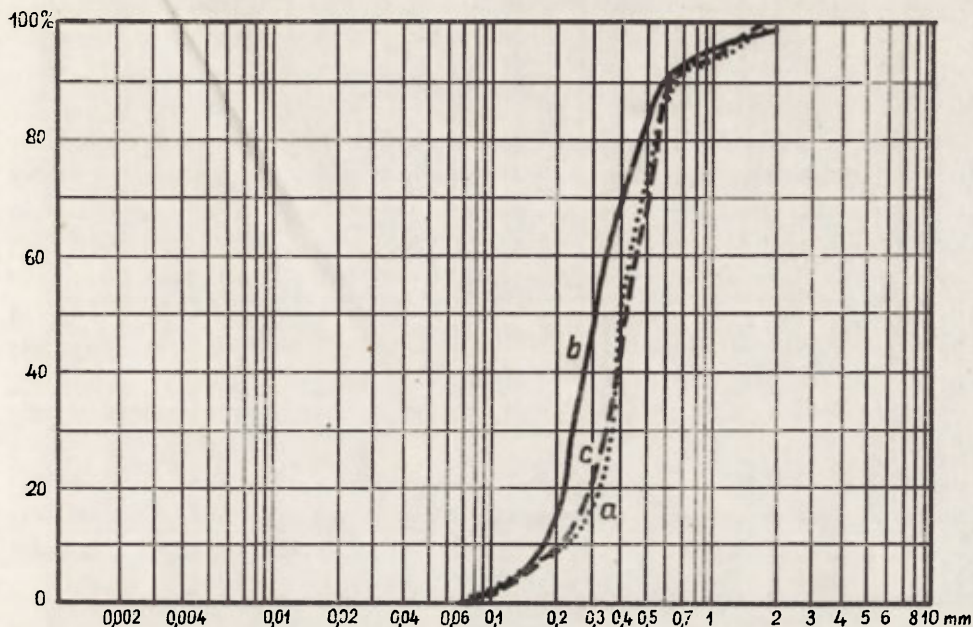


Рис. 11. Trząs. Diagram uziarnienia materiału w profilu pionowym wydmy
Тшонс. Диаграмма распределения величины песчинок в вертикальном разрезе
дюны

Trząs. Diagramme granulométrique du matériel en coupe verticale de la dune



Ryc. 12. Krzywe granulometryczne materiału wydmowego z Józefowa (a), Lubca (b) i Parzna (c)

Гранулометрическая кривая дюнного материала из Юзефова (а), Любца (b) и Пажна (с)

Courbes granulométriques du matériel dunaire de Józefów (a), Lubiec (b) et Parzno (c)

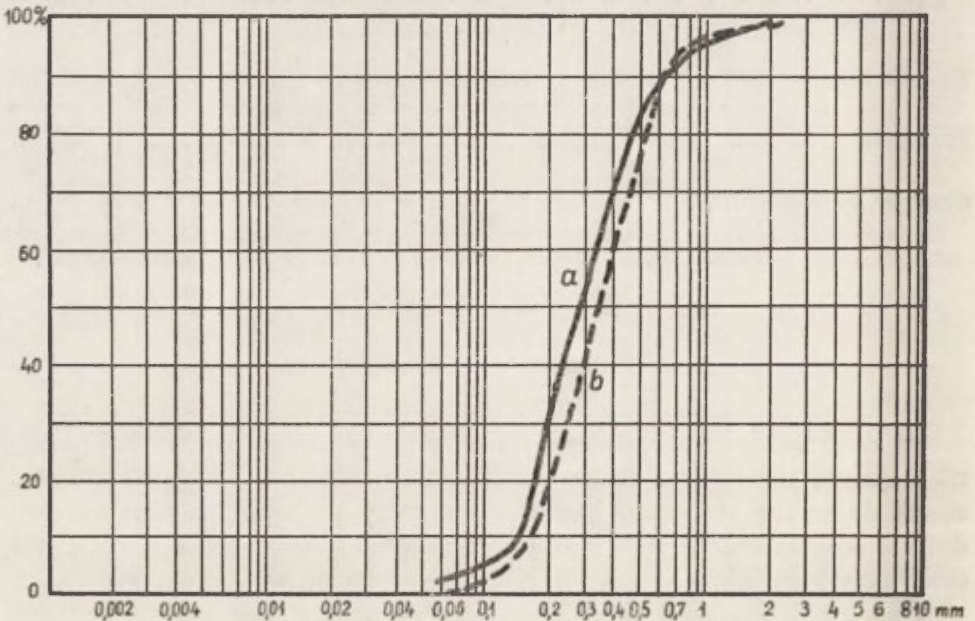
5. STOSUNEK TORFÓW DO WYDM

W Kotlinie Szczercowskiej i na terenach sąsiednich duże przestrzenie zajmują torfy (ryc. 2). Ze względu na sytuację topograficzną i stosunek do wydm można je podzielić na torfy wyścielające dna starych dolin i starorzecza w dolinach wykorzystywanych obecnie przez rzeki oraz torfy rozwinięte w nieckach deflacyjnych na zapleczu wydm.

Przy rozpatrywaniu pierwszego rodzaju torfów nasuwa się pytanie, czy istnieje zależność procesów narastania torfów od występowania wydm. W zachodniej części Kotliny Szczercowskiej, gdzie istnieją zatorfione przestrzenie den starych dolin, trudno dopatrywać się związku torfów z wydmami, których tam na ogół brak. W północnej i wschodniej części kotliny związek jednego elementu z drugim niewątpliwie istnieje.

Na północ i północny wschód od Lubca jest zatorfiona przestrzeń, w obrębie której spotyka się wydmy. Pozornie wygląda na to, że wydmy wkroczyły na torfy. Analiza próbek piasku zalegającego pod torfem (ryc. 13 krzywa a) świadczy jednak, że torf zalega na materiale, który musiał być poddany obróbce eolicznej i był sortowany przez wiatr. Istnieje podstawa do twierdzenia, że zalegający pod torfem piasek w wielu miejscach stanowi pokrywę wydmową, na którą wkroczyła woda. Rezultatem tego jest przemycie dobrze obtoczonego piasku, wyrażone małą zawartością zmatowiałych ziarn oraz niewielką domieszką materiału o frakcji nietypowej dla materiału wydmowego. Fakty te nasuwają przypuszczenie, że wydmy musiały tam wywrzeć wpływ na stan zatorfienia terenu oraz że torfy są młodsze od wydym.

Dużą rolę w zatorfieniu terenów odegrały wydmy rozwinięte w północno-wschodniej części Kotliny Szczercowskiej. Wody w postaci strumieni spływających z pobliskiego stoku kotliny, wskutek istniejących wydym miały utrudniony odpływ ku Pilsni i tworzyły jeziorzyska stanowiące dogodne warunki dla rozwoju torfowisk. W tej części kotliny



Ryc. 13. Lubiec. Krzywa granulometryczna piasku zalegającego pod torfem (a) oraz piasku pobranego z wydmy (b)

Любeц. Гранулометрическая кривая песка залегающего под торфом (a) и дюнного песка (b)

Lubiec. Courbe granulométrique du sable reposant au-dessous de la tourbe (a) et du sable pris de la dune (b)

torfy towarzyszą niemal każdej formie wydmowej. W niektórych przypadkach wydmy sprawiają wrażenie form jakby wynurzających się spod torfu.

Mięszczość torfów w miejscach, w których wydmy zakłóciły swobodny przepływ wód jest na ogół duża, sięgająca na przykład w okolicy Lubca nawet do 10 m. Sprawa mięszczości torfów nieco inaczej przedstawia się jednak w miejscach typowych niecek deflacyjnych, znajdujących się na zapleczu wydym.

Po stronie wewnętrznej wydmy parabolicznej Kozłówki istnieją niecki deflacyjne, wydłużone na ogół w kierunku W—E. Długość ich nie przekracza 100 m, a szerokość 20 do 50 m. Niemal każda z niecek jest zatorfiona, przy czym mięszczość materiału torfiastego nie przekracza 1 m. Pod torfami zalega tam piasek ze śladami obróbki eolicznej, a pod piaskiem — glina. W stropie gliny stwierdzono głaziki obrobione przez wiatr.

Zbadano też dokładniej stosunek materiału torfiastego do podłoża w obrębie zagłębień o charakterze niecek deflacyjnych wykształconych po wewnętrznej stronie wydmy usytuowanej na wschód od Magdaleno-wa. Ustalono, że pod materiałem torfiastym zalega piasek intensywnie rdzawy o frakcji typowej dla wydym.

Na obszarze Kotliny Szczercowskiej nie prowadzono jeszcze studiów zmierzających do dokładniejszego określenia wieku torfów, ale z podanych faktów wynika, że wydmy powstały wcześniej w stosunku do torfów oraz że wydmy w wielu miejscach uwarunkowały powstanie torfów.

6. ROZWÓJ I WIEK WYDM KOTLINY SZCZERCOWSKIEJ

Warunki tworzenia się wydym i ich wiek w Polsce Środkowej można już dość ściśle precyzować dzięki wynikom badań archeologicznych, analiz metodą C^{14} i badań paleobotanicznych wydmy w Witowie na południe od Piątku (M. i W. Chmielewscy 1960; Chmielewska, Wasylikowa 1961; Wasylikowa 1964) oraz badań struktury i tekstury wydym w okolicy Łodzi (Dylikowa 1958, 1967).

Horyzont glebowy przedzielający serie piasku eolicznego wydmy w Witowie jest z okresu allerödskiego. Analiza węgielków metodą C^{14} , pobranych z horyzontu glebowego wykazała ich wiek bezwzględny 10.815 ± 160 lat. Rozwój wydmy w Witowie przypada więc na okres starszego i młodszego dryasu (M. i W. Chmielewscy 1960).

Dokładnie datowana gleba allerödзка z wydmy w Witowie posłużyła jako poziom odniesienia przy określaniu wieku wydym w Katarzynowie



fot. H. Gawlik

Fot. 7. Odślonięcie nr 1 w strefie północnego stoku wydmy koło wsi Kozłówki
 A — horyzont gleby allerodzkiej. W lewej części odślonięcia, tuż pod horyzontem
 gleby allerodzkiej widoczna jest kopalna bruzda erozyjna (w przekroju poprzecz-
 nym), B — horyzont kopalnej gleby holocenińskiej

Обнажение № 1 в зоне северного склона дюны, около деревни Козлувки
 А — горизонт почвы аллередского возраста. В левой части обнажения, тут же
 под горизонтом почвы аллередского возраста — ископаемая, эрозионная борозда
 (в поперечном разрезе) В — горизонт ископаемой почвы голоценового возраста

Coupe No. 1 dans la zone nord de la dune près de village Kozłówki
 A — horizon du sol d'Allerød à gauche, tout au-dessous de l'horizon du sol d'Al-
 lerød, on remarque une rigole d'érosion fossile (en coupe transversale), B — hori-
 zon d'un sol holocène fossile

(Dylikowa 1961, 1967), gdzie stwierdzono podobnie wykształcony horyzont gleby allerodzkiej, znajdujący się też w analogicznej sytuacji stratygraficznej. Niżej, pod serią wydmową z okresu starszego dryasu A. Dylikowa stwierdziła w Katarzynowie horyzont glebowy z okresu böllingu, a pod nim — serię eoliczną, którą określiła, jako fazę wstępną rozwoju wydm. Oprócz trzech faz wyróżnionych poprzednio (Dylikowa 1958), określonych jako faza wydmotwórcza właściwa, faza przekształcania oraz faza niszczenia wydm, zidentyfikowano teraz brakujące ogólnie jako fazę inicjalną, wstępną w rozwoju wydm.

Najnowszy schemat rozwoju wydym w Polsce środkowej według A. Dylikowej (1967) przedstawia się następująco: najstarszy dryas — faza wstępna rozwoju wydym; bölling — rozwój pokrywy glebowej; średni (starszy) dryas — faza wydymotwórcza właściwa; alleröd — rozwój pokrywy glebowej; młodszy dryas — faza przekształcania wydym; holocen — rozwój pokrywy glebowej oraz niszczenie (faza niszczenia) form wydymowych w miejscach pozbawionych roślinności.

Horyzont gleby kopalnej w wydymach Kotliny Szczercowskiej, stwierdzony koło wsi Nowy Świat i Wierzchy M. Manikowska (1966) zinterpretowała jako glebę allerödzką. Jest ona podobnie wykształcona jak gleba allerödзка z wydym w Witowie i Katarzynowie. Podobnego charakteru i w analogicznej sytuacji stratygraficznej jest też gleba kopalna z okresu allerödskiego, stwierdzona przez autora na północnym stoku wydmy koło wsi Kozłówek. W odsłonięciu (ryc. 14, fot. 7) oraz w wykopie (fot. 8), usytuowanym w odległości około 14 m na linii odsłonięcia, stwierdzono ją w postaci ciągłego horyzontu (nachylonego zgodnie ze stokiem ku N) i przedzielającego serie piasku warstwowanego.

Dolna seria piasku jest dwudzielna. Trudno czytelną powierzchnię dyskordancji w dolnej serii podkreślają odmienne kierunki nachylenia warstw oraz wzrost do 44% frakcji większej od 0,49 mm.

Seria materiału wydymowego zalegającego nad horyzontem gleby allerödskiej jest zmiennej miąższości. We wschodniej części odsłonięcia (fot. 7) wynosi około 1 m, a ku zachodowi wzrasta i w miejscu wykopu (fot. 8) osiąga 2 m.

Gleba holocenska z okresu najprawdopodobniej atlantyckiego, pokrywająca serię piasku zalegającego na glebie allerödskiej, odznacza się bardzo rozwiniętym poziomem bielcowym i rozbudowaną strefą poziomu iluwialnego.

Nad glebą holocenską zalega piasek poprzewarstwiany humusem, nawiany współcześnie. Gleba współczesna na powierzchni jest zachowana w strzępach, gdzie indziej porasta ją trawa i krzaki jałowca.

Wyniki analiz¹² zawartości humusu w całym profilu pionowym wydmy podkreślają horyzont gleby allerödskiej (ryc. 14, poziom A), ale ilości humusu w horyzoncie tej gleby są niewspółmiernie małe (maksymalnie 0,07%) do ilości humusu zawartego w strefie przewarstwień humusowych (0,47%) piasku zalegającego nad horyzontem kopalnej gleby holocenskiej; małe są też w stosunku do ilości humusu zawartego w piasku eolicznym warstwowanym (do 0,16%), na głębokościach 4,2—6,2 m.

¹² Analizy składu granulometrycznego, zawartości węgla organicznego (metodą Kurmies a) i zawartości żelaza (metodą Zimmermanna-Reinhardta) wykonano w laboratorium Instytutu Geograficznego UŁ pod kierunkiem J. Goździka.



fol. H. Gawlik

Fot. 8. Kozłówki. Odślonięcie (wkop) nr 2 z widocznymi horyzontami gleb kopalnych w strefie północnego stoku wydmy

A — horyzont gleby allerödskiej, B — horyzont gleby holocenińskiej

Козлувки. Обнажение № 2 с горизонтом ископаемой почвы в зоне северного склона дюны

A — горизонт почвы аллередского возраста, B — горизонт почвы голоценового возраста

Kozłówki. Coupe (puits) No. 2 dans la zone nord de la dune avec les horizons des sols fossiles visibles

A — horizon du sol d'Alleröd, B — horizon du sol holocène

Porównanie wyników analizy próbek pobranych w strefie gleby allerödskiej w wydmy Kozłówki z wynikami analizy gleby allerödskiej wydmy Wierzchy I (Manikowska 1966) świadczy o znacznej rozbieżności pod względem zawartości humusu i Fe_2O_3 w poszczególnych poziomach glebowych (tabela 1). Glebę allerödską wydmy Kozłówki cechuje znacznie mniejsza zawartość humusu (0,07%) w poziomie akumulacyjnym, a także mniejsza zawartość Fe_2O_3 (maksymalnie do 0,23%)

w poziomie iluwialnym. Poziomy bielcowe gleby allerodzkiej obu stanowisk wykazują większe podobieństwo.

Tabela 1

Wyniki analiz gleby

interstadiału allerod w wydmie „Kozłówki”				interstadiału allerod w wydmie „Wierchy I” (wg B. Manikowskiej 1966)			
poziom	głębokość w cm	hu- mus ‰	Fe ₂ O ₃ ‰	poziom	głębokość w cm	hu- mus ‰	Fe ₂ O ₃ ‰
akumula- cyjny	320	0,07	0,19	akumula- cyjny	260	0,16	0,18
bielcowy	335—350	0,00	0,13—0,16	bielcowy	275	0,01	0,10
iluwialny	370	0,01	0,23	iluwialny	300	0,00	0,68
skała ma- cierzysta	380—425	0,00	0,16—0,23	skała ma- cierzysta	340	—	0,12

Intrygującą sprawą jest stosunkowo duża zawartość humusu w okolicy powierzchni dyskordancji przedzielającej dolną serię piasków warstwowych w wydmie Kozłówki (ryc. 14, diagram zawartości humusu). Można by przypuszczać, że istniał tam jakiś horyzont glebowy (bölling?), który uległ zniszczeniu, warstwy piasku zostały ścięte, a jego śladem jest znaczna zawartość humusu (0,16‰) w piasku położonym niżej. Twierdzenie z całą pewnością, że fakty te rzeczywiście miały miejsce, byłoby jednak przedwczesne ze względu na brak bardziej przekonujących dowodów. Zwiększona ilość humusu w serii piasków warstwowych pozostaje najprawdopodobniej w związku z poziomem wód gruntowych, stwierdzonym tam na głębokości około 5,5 m.

Wyniki badań morfologicznych i strukturalnych wydym Kotliny Szczercowskiej oraz rozpoznany w nich horyzont gleby allerodzkiej, upoważniają do wysnuwania wniosków na temat wieku i okresów rozwoju rzeźby eolicznej tego obszaru. Zagadnienie wieku i okresów rozwoju wydym w ujęciu chronologicznym przedstawia się następująco:

1. Na obszarze Kotliny Szczercowskiej nie stwierdzono dotąd serii materiału wydmorego, którą można by synchronizować z serią wydmorem, zidentyfikowaną w Katarzynowie przez A. Dylikową (1967) jako „fazę wstępną” rozwoju wydym, przypadającą na okres najstarszego dryasu. Wynika to prawdopodobnie z faktu, że Kotliną Szczercowską jako teren położony stosunkowo niżej była silnie nawodniona i materiał,

który mógł podlegać działalności eolicznej był po prostu „wiązany” wodą.

2. Zasadniczy rozwój wydym Kotliny Szczercowskiej przypada na okres starszego dryasu („faza właściwa”). Powstały wówczas duże kompleksy wydym parabolicznych i łukowych, z których część, zwłaszcza na terenach położonych wyżej, uległa przekształceniu i przybrała charakter form podłużnych.

Dominującą rolę w kształtowaniu form wydymowych w starszym dryasie odegrał wiatr wiejący z zachodu i północnego zachodu. Wyrazem tego są cechy morfometryczne wydym, a przede wszystkim ich cechy strukturalne i teksturalne. Przykład struktury wydmy lubieckiej (ryc. 5) oraz girlandowe układy wydym w planie świadczą, że część wydym miała charakter form wędrujących.

3. Stagnację w rozwoju i przekształcaniu wydym na przejściu od starszego dryasu do okresu allerödu zapoczątkowały zapewne dość wydatne procesy splukiwania, zachodzące na stokach wydym pozbawionych jeszcze roślinności. Świadectwem tych procesów jest kopalna bruzda erozyjna, stwierdzona poniżej horyzontu gleby allerödskiej w wydymie Kozłówki (fot. 7). Bruzda erozyjna, o szerokości 30 cm i głębokości około 40 cm, rozcina tam warstwy piasku zalegającego pod glebą allerödską i biegnie zgodnie z kierunkiem nachylenia stoku kopalnego ku północy.

4. Po stagnacji w rozwoju wydym, przypadającej na okres allerödu, w młodszym dryasie doszło do odnowienia procesów eolicznych (wg A. Dylkowej „faza przekształcania” wydym). Nagromadzenie znacznych ilości piasku (do około 3 m miąższości) na glebie allerödskiej jest wyrazem wydatnej działalności procesów eolicznych w okresie młodszego dryasu. Wydmy uległy przemodelowaniu, przy czym główną rolę odegrały wiatry wiejące z południowego zachodu lub z południa. Świadczy o tym gleba allerödзка zachowana najczęściej na północno-wschodnich lub północnych stokach wydym (Manikowska 1966) oraz zwiększone nachylenia stoków o ekspozycji północnej i północno-wschodniej. Stwierdzenie to pokrywa się z opinią wyrażaną na ten temat przez wielu autorów (Dylkowa 1958, 1967; Mrózek 1958; Nowicka 1958; Manikowska 1966).

Należy jednak podkreślić, że w okresie młodszego dryasu nie wszystkie wydmy Kotliny Szczercowskiej uległy przemodelowaniu. Większość z nich ma cechy form pierwotnych z dobrze zachowanymi nieckami deflacyjnymi na zachodnich i północno-zachodnich stokach i charakterystycznymi ugięciami ku SE południowych ramiona wydym parabolicznych, których uprzedni kierunek był zbliżony do kierunku równoleżnikowego. Wyrazem tego są też rzadkie przypadki stwierdzenia gleby kopal-

nej z okresu alleroëdzkiego w strefie północnych stoków form wydmych, a więc tam, gdzie można by się jej spodziewać na większą skalę.

5. Utrwalone w starszej fazie holocenu wydmy Kotliny Szczercowskiej podlegają obecnie procesom niszczenia, ale tylko w miejscach, gdzie pokrywa roślinna została naruszona przez człowieka. W miejscach tych, obok procesów eolicznych, obserwuje się ożywione procesy splukiwania. Prowadzi to do łagodzenia nachyleń stoków form wydmych.

Główną rolę we współczesnym procesie niszczenia wydmy należy przypisać człowiekowi. Od jego działalności uzależniona jest efektywność procesów niszczenia form wydmych.

Instytut Geograficzny Uniwersytetu Łódzkiego

Генрык Гавлік

ДЮНЫ В ЩЕРЦОВСКОЙ КОТЛОВИНЕ

Резюме

Щерцовская котловина расположена внутри дуги фронтальных морен стадии Варты. Она является обширным понижением обнимающим почти весь бассейн реки Видавки. Разнообразие в плоский в общем ландшафт котловины вносят дюны являющиеся относительно молодым его элементом.

Распределение дюн в Щерцовской котловине неравномерное и они неодинаковой величины. В западной части котловины дюн мало и они небольших размеров. К востоку количество дюн растёт и попадаются дюны высотой в 15 м. В котловине преобладают параболические дюны. Грядовые дюны, у которых направление ближе широтного, попадаются реже. Они наблюдаются главным образом в восточной части котловины являясь остатками разрушенных параболических дюн.

Основа дюнного рельефа в Щерцовской котловине — это эффект деятельности западных и северо-западных ветров. Доказательством этого являются морфология и структура параболических дюн. Дистальные склоны параболических дюн с восточным и юго-восточным падением соответствуют их структуре. У слоев песка в зонах этих склонов уклон до 32° в восточном или юго-восточном направлении. Сходные направления и величины падения слоев песка наблюдаются также часто в пределах проксимального склона дюн с западным и северо-западным падением, в толще материала расположенного на значительной глубине. Слои этого материала, как правило, срезаны и покрыты толщей слоистого песка, более грубозернистого. Слои песка верхней толщи согласно перекрывают срезанный слой нижней толщи. Они тянутся вдоль проксимального склона по направлению к дюнной грани, а за линией грани, в зоне дистального склона у них направление и величина падения приобретает черты характерные для слоев материала находящегося в основании дистальных склонов. Верхняя толща песка на проксимальных склонах в таких случаях

является синхронной с толщей песка лежащего в зоне дистального склона, с восточной и юго восточной экспозицией.

Склоны рогов параболических дюн, а также склоны грядовых дюн направлены согласно структуре материала, находящегося в основании дюны.

Результаты морфологических и структурных исследований а также наличие горизонта почвы аллередского возраста в дюнах расположенных в окрестностях деревни Новы Свят-Вежхы (Mańikowska 1966) и деревни Козлувки к юго-западу от Щерцова, позволяют сделать заключение относительно процесса развития и возраста дюн в Щерцовой котловине.

Развитие эолового рельефа в Щерцовой котловине приходится на время среднего Дриаса. Оно осуществлялось под воздействием западных и северо-западных ветров. В то время образовались комплексы параболических и дугообразных дюн, которые частично переобразовались, приобретая продолговатую форму. Исходным материалом для развития дюн являлся принесенный водой на дно котловины песок с расположенных выше возвышенностей.

Развитие и преобразование дюн в период среднего Дриаса (по A. Dylikowa 1958, 1961, 1967 — „главная фаза” развития дюн) окончилось с наступлением более теплого и более влажного аллередского периода. Дюны покрылись растительным покровом, доказательством чего является наличие ископаемой почвы с включениями углей аллередского возраста, которая сохранилась в виде непрерывного горизонта на северных и северо восточных склонах некоторых дюн.

После перерыва в развитии дюн а аллередское время, в период верхнего Дриаса наблюдается возобновление эоловых процессов. Некоторые дюны Щерцовой котловины преобразовали частично ветры дующие главным образом из юго-запада и юга. Доказательством таких направлений ветров является почва аллередского возраста, сохранившаяся главным образом на северо-восточных и северных склонах дюн и перекрывающая эту почву толща эолового песка, с северо-восточным или северным падением слоев.

Закрепленные в более древней фазе голоценового времени дюны, в настоящее время подвергаются процессам разрушения, но только там, где растительный покров был нарушен человеком. Следствия современных эоловых процессов и процессов смыва на склонах дюн обусловлены главным образом разрушительной, человеческой деятельностью.

Henryk Gawlik

LES DUNES ÉOLIENNES DANS LE BASSIN DE SZCZERCÓW

Résumé

Le Bassin de Szczerców est situé du côté intérieur de l'arc morainique frontal du Stade de la Warta. C'est une vaste dépression comprenant presque tout le bassin de la Widawka. Le fond du Bassin, en général plat, est accidenté par un élement de relief relativement jeune que constituent les dunes éoliennes.

Le nombre et la taille des dunes varient. À l'ouest du Bassin elles sont petites et peu nombreuses. Vers l'est il y en a de plus en plus. On y rencontre même des formes tellement importantes qu'elles dépassent 15 m de hauteur relative.

Dans le Bassin entier prédominent les dunes paraboliques. Des cordons, arrangés au sens parallèle à peu près sont moins fréquents. On les rencontre surtout à l'est. Ils constituent avant tout des restes de dunes paraboliques détruites.

L'armature essentielle du relief dunaire dans le Bassin de Szczerców est due à l'activité des vents venant de l'ouest et du nord-ouest. Aussi bien la morphologie que la structure en témoignent. Les faces sous le vent des dunes paraboliques, inclinées vers l'est et le sud-est concordent avec la structure. Les couches de sable y sont inclinées vers l'est et le sud-est sous l'angle de 32° . Les pendages pareils ont été observés fréquemment sous le versant au vent aussi, incliné vers l'ouest et le nord-ouest, mais à une profondeur considérable. Les couches en question sont d'ordinaire tranquées et recouvertes par une série de sable stratifié et relativement plus grossier. Les couches de cette série supérieure suivent la surface d'érosion de la série inférieure. Elles s'étirent le long de la face au vent jusqu'au sommet de la dune et redescendent ensuite la face sous le vent tout s'adaptant aux pendages caractéristiques pour les séries éoliennes de ce versant. Dans les cas pareils la série sableuse supérieure est synchrone avec la série reposant sur la face sous le vent, exposée à l'est et au sud-est.

Les versants des bras des dunes paraboliques et des cordons concordent d'une façon remarquable avec la structure du sous-sol.

Les résultats des études morphologiques et structurales aussi bien que l'existence d'un horizon du sol fossile d'Allerød dans les dunes aux environs des villages Nowy Świat, Wierzchy (Manikowska, 1966) et près du village Kozłówki, au SW de Szczerców, constituent la base principale des conclusions concernant aussi bien l'évolution que la chronologie des dunes du Bassin de Szczerców.

Le développement du relief éolien dans le Bassin date du Dryas moyen. Les vents prédominants venaient alors de l'ouest et du nord-ouest formant des systèmes de dunes paraboliques et des arcs. Un certain nombre de ces dunes a subi une transformation en des cordons et chaînes dunaires. La source du matériel éolien constituaient les sables amenés des interfluves au fond du Bassin par les eaux courantes.

Le développement et la transformation des dunes au Dryas moyen („phase de formation proprement dite” d'après A. Dylikowa 1958, 1961, 1967) se sont terminés par l'arrivée de la période d'Allerød, plus chaude et plus humide. La végétation envahit les formes dunaires. Son témoignage constitue le sol fossile avec des charbons de bois datant d'Allerød et conservé aux versants N et NE de certaines dunes en forme d'un horizon continu.

Après une période de stagnation, correspondant à l'Allerød, les processus éoliens renouvent leur activité au Dryas supérieur. Certaines dunes du Bassin subissent une transformation où le rôle principal jouent les vents SW et S. C'est le sol d'Allerød préservé aux versants NE et N principalement et la série de sable éolien le recouvrant, aux pendages dirigés vers le NE ou N, qui en témoignent.

Les formes dunaires stabilisées au cours de la phase ancienne de l'Holocène succombent actuellement à des processus de destruction. L'érosion n'agit pourtant que là où l'activité humaine avait entamé le couvert végétal. Les effets des processus actuels, des actions éoliennes et du ruissellement, aux versants dunaires dépendent en premier lieu de l'activité destructrice de l'Homme.

BARBARA MANIKOWSKA

GLEBA Z INTERSTADIAŁU ALLERÖD NA TLE UKŁADU
STRATYGRAFICZNEGO UTWORÓW FAZY ZSTĘPUJĄCEJ WURMU
W OKOLICACH ŁODZI

W Europie, w szczególności na obszarach ostatniego zlodowacenia, i przyległych obszarach peryglacjalnych do najlepiej poznanych odcinków plejstocenu należy niewątpliwie schyłek ostatniego okresu zimnego (Würmu). Dotyczy to zarówno przebiegu sedymentacji jak i rozwoju szaty roślinnej, które stanowią główne podstawy rekonstrukcji paleogeograficznych. Z okresem tym wiąże się akumulacja piaszczystych osadów, które w wielu strefach utworzyły formy wydmowe. Liczne datowania przy pomocy radiowęgla pozwoliły na umieszczenie poszczególnych epizodów okresu schyłku Würmu w bezwzględnej skali czasowej. Wśród tych epizodów najważniejszym z punktu widzenia rozwoju szaty roślinnej był interstadiał alleröd — pierwszy po długim okresie silnego chłodu würmskiego wyraźnie ciepły okres o zwartej, leśnej pokrywie roślinnej na obszarach peryglacjalnych Europy. Powstały wtedy warunki dla rozwoju ciągłej pokrywy glebowej, która jednak pod wpływem ostatniej fali chłodu, w młodszym dryasie musiała ulec w wielu miejscach pogrzebaniu lub zniszczeniu.

Po raz pierwszy rozpoznano glebę allerödzką w Holandii, na obszarze której würmskie piaski pokrywowe, zawierające w sobie tę glebę, są szeroko rozprzestrzenione i dobrze zbadane. Hijszeler¹ badając stanowisko archeologiczne koło Usselo stwierdził wśród młodszych piasków pokrywowych obecność warstwy białego piasku z węgielkami drzewnymi, przechodzącej w organogeniczne osady jezienne o wieku allerödskim. Wyraża on opinię, że utwór ten, który nazwał warstwą Usselo, jest starą glebą pogrzebaną pod górną serią młodszych piasków pokrywowych. W odróżnieniu od znanej dotąd facji wodnej allerödu reprezen-

¹ G. C. W. J. Hijszeler, 1947. De oudheidkundige opgravingen in Twente in de laatste jaren. Oudheidkundig Bodemonderzoek in Nederland: ten z e, 1957. Late — Glacial human cultures in the Netherlands. Geol. en Mijnbouw, N.S., 19.

tuje ona fację lądową tego okresu. Warstwa Usselo o grubości 10—15 cm odznacza się białą barwą i nagromadzeniem różnej wielkości węgli drzewnych pochodzących z sosny. Jako charakterystyczną cechą Hijszeler wymienia także obecność palcowatych wyrostków wychodzących z warstwy zarówno w dół jak i w górę.

Warstwa Usselo odkryta została w Holandii w szeregu stanowisk, zawsze w tej samej pozycji stratygraficznej, wszędzie podobnie wykształcona, z zawartością zwęglonego drewna sosny. W siedmiu stanowiskach datowano ją przy pomocy C¹⁴ uzyskując zawsze wiek w granicach allerödu. W kilku miejscach znaleziono w warstwie Usselo zabytki krzemienne i ślady osadnictwa należące w każdym wypadku do tej samej kultury (grupa Tjonge). Te fakty oraz podobne stwierdzenia poza Holandią, skłoniły Hijszeler do wyrażenia opinii, że warstwa Usselo z archeologicznego i geologicznego punktu widzenia ma charakter horyzontu przewodniego. Należy wspomnieć jednak, że jak podaje M a a r l e v e l d², podobny poziom glebowy występuje czasem także w spągu młodszych piasków pokrywowych reprezentując interstadium bölling, chociaż spotykany jest on znacznie rzadziej niż poziom allerödki.

Warstwę Usselo znaleziono również w szeregu stanowisk na obszarze Belgii i północnych Niemiec³. Nowe elementy w zakresie charakterystyki gleby allerödki przynosi artykuł E r b e g o dotyczący późnoglacialnych osadów obszaru Ems. Autor ten opisuje warstwę Usselo jako glebę składającą się najczęściej z poziomu humusowego oraz cienkiego horyzontu wybielonego. Podobny horyzont wybielony występuje czasem także nad poziomem humusowym. Zdaniem autora poziom wybielony pod humusowym można traktować jako poziom A_c (uboga w humus część poziomu eluwalnego) a całą glebę jako Nano-Podsol (K u b i e n a) lub Podsol-Ranker⁴. W allerödzie bowiem panowały warunki zbliżone do współcześnie obserwowanych na obszarach występowania gleb zwanych przez Kubienę Nordischen Nano-Podsols. Ponieważ jednak, z nielicznymi wyjątkami, gleba pozbawiona jest horyzontu ilu-

² G. C. M a a r l e v e l d, 1960. Wind direction and cover sands in the Netherlands. Biul. Perygl. 8.

³ A. D ü c k e r, G. C. M a a r l e v e l d, 1958. Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. Geol. Jhrb., 73; J. E r b e, 1959. Spätglaziale Ablagerungen im Emsland und seinen Nachbargebieten. Geol. Jhrb., 76; J. P l o e y, de, 1960. Contributions à la connaissance des dépôts du Pléistocène Supérieur en Basse Belgique. INQUA, Reports of the VIth Intern. Congress on Quaternary, Warsaw 1961.

⁴ W. L. K u b i e n a, 1953. Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart; E. M ü c k e n h a u s e n, 1959 — Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland dargestellt in 60 farbigen Bodenprofilen mit Erläuterungen. Frankfurt am Main.

wialnego należy uznać ją za Nano-Podsol-Ranker. Niezwykła rzadkość występowania gleby allerødskiej z poziomem iluwialnym skłoniła autora do wniosku, że w tym krótkim okresie interstadialnym mogło dojść tylko do osiągnięcia stadium rankerowego pokrywy glebowej.

Tak więc Erbe pierwszy dokonał próby pedologicznej charakterystyki warstwy Usselo i określenia typologicznego tej gleby w oparciu o porównanie z glebami współczesnymi.

W Polsce pierwsza wiadomość o poziomie allerødskim w postaci gleby z cechami warstwy Usselo pochodzi z Witowa koło Piątku (Chmielewska, Chmielewski 1960, Chmielewska, Wasylikowa 1961, Chmielewska 1961b, Wasylikowa 1964). Przeprowadzono tu szczegółowe, kompleksowe badania, które stały się podstawą ustalenia wieku wydym w Polsce środkowej. Gleba allerødзка w Witowie określona została jako białawy piasek z domieszką pyłu i okruchów węgla drzewnego, stanowiący podglebie częściowo zniszczonego profilu glebowego.

Drugie stanowisko z glebą allerødską odkryte zostało w Katarzynowie koło Ozorkowa (Dylikowa 1961b, 1964, 1967), gdzie w obrębie piasków eolicznych tworzących wydymę poziomu allerødskiego występuje, według określenia Dylikowej, w postaci warstwy silnie scementowanej związkami żelaza.

Dalsze badania w okolicach Łodzi doprowadziły do odkrycia szeregu nowych stanowisk z glebą interstadiału allerød i umożliwiły bardziej szczegółową, pedologiczną charakterystykę tego utworu (Manikowska 1968).

STRATYGRAFIA I WIEK UTWORÓW FAZY ZSTĘPUJĄCEJ WÜRMU

W łódzkim ośrodku naukowym od szeregu lat prowadzi się badania stratygrafii i genezy utworów würmskich. Badania te dotyczą między innymi osadów piaszczystych zstępującej fazy Würmu, tworzących dość rozległe pokrywy na wielu obszarach wysoczyznowych Wyżyny Łódzkiej. Utwory tego typu znane są w Europie północno-zachodniej pod nazwą piasków pokrywowych. Przypisuje się im tam genezę eoliczną lub niweo-eoliczną⁵.

⁵ A. Dücker, G. C. Maarleveld *op. cit.*, C. H. Edelman, G. C. Maarleveld, 1958. Pleistozän — geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. Geol. Jhrb., 73; J. Erbe, *op. cit.*, T. Van der Hammen, 1951. Late — Glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. Leidse Geol. Meded., 17. G. C. Maarleveld, *op. cit.*, R. Tavernier, 1954. Le Quaternaire. Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Liège.

W okolicach Łodzi wśród piaszczystych utworów pokrywowych rozpoznano kilka jednostek stratygraficznych. Podłożem piasków z reguły jest poziomy kamienisty albo w postaci bruku rezydualnego składającego się z pojedynczych kamieni albo też niegrubej na ogół, kongeliflukcyjnej warstwy kamienisto-piaszczystej. Z powierzchnią kamienistą związana jest główna w okolicach Łodzi generacja struktur zmarzlinowych, do której w pierwszym rzędzie należą duże kliny mrozowe tworzące sieć wielkich poligonów. Struktury te związane są z maksimum nasilenia chłodu w Würmie i należą jeszcze do fazy pełni tego okresu, zaś osady leżące powyżej reprezentują już fazę zstępującą⁶.

Starsza seria piasków pokrywowych o miąższości 0,5—2,0 m, spoczywająca na poziomie kamienistym, występuje zwykle w obniżeniach terenowych — na stokach i dnach zagłębień bezodpływowych oraz suchych dolin (Manikowska 1966). Jest ona pospolitą serią w obrębie niecek i dolin denudacyjnych, w których rozpoznano ją jako tzw. górne piaski drobno laminowane⁷. Seria ta odznacza się drobnym, równoległym uwarstwieniem, przy czym warstwy wykazują ciągłość na dość dużych przestrzeniach (fot. 1). W składzie mechanicznym osadu obserwuje się dużą przewagę piasku średnio- i drobnoziarnistego oraz niewielką domieszkę pyłu i piasku gruboziarnistego występującą w postaci drobnych lamin. Genezę piasków drobno laminowanych Kłatkowa⁷ wiąże ze splukiwaniem.

Pospolicie w stropie starszych piasków pokrywowych pojawia się pokrywa pylasta składająca się z piasku z dużą domieszką pyłu (20—60%). Jest to cienka, kilkunasto- lub kilkudziesięciocentymetrowa warstwa, często występująca bezpośrednio przy spólczesnej powierzchni i dlatego silnie zmieniona przez procesy glebotwórcze. Brak warstwowania jest cechą pierwotną tego osadu, tylko w miejscach niżej położonych wykazuje on czasem niewyraźną strukturę warstwową, a tam, gdzie przykryty jest mineralnymi osadami młodszymi — przeławicenia piaszczyste. Występuje on na dość rozległych powierzchniach, często od kulminacji stoków aż do den suchych dolin i zagłębień bezodpływowych, nie zmieniając wyraźnie swej grubości (fot. 2). Osady tego typu Dylik (1967) nazywa utworami podobnymi do lessu i przypisuje im pochodzenie eoliczne. Podobny pogląd reprezentuje Goździk, który

⁶ J. Dylik, 1961. Analyse sédimentologique des formations de versant remplissant les dépressions fermées aux environs de Łódź. Biul. perygl. 10; tenże, 1967. Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski środkowej. Czwartorzęd Polski, Warszawa.

⁷ H. Kłatkowa, 1965. Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. Acta Geogr. Lodz., 19.



fol. B. Manikowska, 1962

Fot. 1. Kochanów. Wypełnienie zagłębienia bezodpływowego — wapień jezierny przykryty zaburzonym, mułowo-piaszczystym osadem z fazy pełni Würmu, płaszczem kamienistym i starszymi piaskami pokrywowymi z pokrywą pylastą w stropie
 Коханув. Осадки в бессточном углублении — озерный известняк, на котором залегают нарушенные илисто-песчаные отложения фазы полного Вюрма, каменистый покров и древние покровные пески с суглинистым покровом в кровле
 Kochanów. A closed depression filled with lacustrine chalk covered by a disturbed mud-sand deposit from the climax Würm phase, stone mantle, and older cover sands with a silt cover in their top

przygotowuje specjalne studium utworów pokrywowych w okolicach Łodzi.

Na pokrywie pylastej spoczywa młodsza seria piaszczysta, którą stanowią dobrze wysegregowane piaski eoliczne tworzące na dużych obszarach płaszcz o zmiennej bardzo grubości — od pokryw kilkudziesięciocentymetrowych do serii o grubości kilkunastu metrów (fol. 3). Te duże miąższości występują w obrębie wydm, których maksymalne wysokości w okolicach Łodzi sięgają 20 m. O równowiekowości młodszych pokryw piaszczystych i wydm świadczy, poza bezpośrednim miejscami przechodzeniem jednych w drugie oraz podobieństwem litologicznym, także stwierdzony w Zielonej Górze (Manikowska 1966) w środku izolowanej pokrywy piaszczystej cienki horyzont glebowy o charakterystycznych cechach, spotykany dość często w obrębie wydm. Dwu-

dzielnosc wydm jest faktem stwierdzonym zarowno na podstawie istnienia gleby kopalnej jak i w oparciu o cechy strukturalne tych form (Dylikowa 1958)⁸. Ze wzgledu na te sama geneze oraz brak wyrazniejszych roznic litologicznych miedzy dolna i gorna czescia serii mozna ja traktowac jako calosc nazywajac mlodszymi piaskami pokrywowymi.

Wymienione wysoczyznowe jednostki stratygraficzno-litologiczne fazy zstepujacej Wurmu rzadko spotyka sie wszystkie w jednym profilu. Najczesciej na powierzchni z brukiem spoczywaja dolne piaski z pokrywa pylasta w stropie lub pokrywa pylasta przykryta piaskami mlodszymi. Do wyjatkow nalezy profil w Katarzynowie odsloniety i zbadany przez Dylikowa (1961b, 1964, 1967), w ktorym, jak sie wydaje, wszystkie te jednostki wystepuja w tym samym przekroju pionowym.

Ponad warstwa kamienista, w wykopie oznaczonym numerem 12, spoczywa tu seria piaskow srednioziarnistych z wkladkami piasku mulkowatego i grubego, wykazujaca cechy osadu wody plynacej przy znacznej jednak zawartosci ziarn eolizowanych. W gornej czesci tej serii pojawia sie znaczna domieszka pylu i drobnego piasku, a w stropie grudki substancji organicznej. Powyzej lezy wlasciwa seria wydmowa, podzielona na dwie czesci przez glebe kopalna oraz gleba holocenska, przykryta swieza pokrywa eoliczna.

Wyduje sie prawdopodobne, ze najnizsza pokrywa piaszczysta z warstwami pylastymi w stropie jest odpowiednikiem starszej serii piaskow pokrywowych i pokrywy pylastej, wystepujacych na wielu powierzchniach nie powleczonych mlodszymi, eolicznymi piaskami pokrywowymi. Wskazuje na to podobienstwo ukladu stratygraficznego i litologicznych cech osadow, jak rowniez sytuacji topograficznej (stanowisko Katarzynow polozone jest w dnie rozleglej, plytkiej, suchej doliny). Najnizsza pokrywa w Katarzynowie odpowiadalaby wiec piaskom drobno lamowanym, stwierdzonym przez Klattkowa w suchych dolinach oraz odpowiednim seriom piaszczystym w obrębie zaglebień bezodplywowych w Jeziorku, Kochanowie, Bedoniu, Jozefowie (Manikowska 1966)⁹ i wielu innych nie opisywanych w publikacjach. Stwierdzenie to ma decydujace znaczenie dla ustalenia wieku omawianych osadow, poniewaz w ich stropie w Katarzynowie wystepuja strzepy gleby, ktora Dylikowa zapisuje interstadialowi bölling.

Pełnia Wurmu w rozumieniu Dylika (1961, 1967) rozpoczyna sie po interstadiale brörup i trwa do konca okresu, w ktorym rozwijaly sie duze wieloboki szczelin mrozowych wystepujace przy powierzchni po-

⁸ Dwudzielnosc jest cecha wydm plejstocenskich. W holocenie, w związku z dzialalnoscia czlowieka, wydmy w wielu miejscach ulegly przekształceniu, w wyniku ktorego powstala jedna lub wiecej pokryw mlodszych.

⁹ J. Dylik, 1961, *op. cit.*



fol. B. Manikowska, 1963

Fot. 2. Dąbrówka Strumiany. Pokrywa pylasta na piaskach fluwioglacjalnych w górnej części stoku ostrogi międzydolinnej

Домбрувка Струмяны. Суглинистый покров на флювигляциальных песках в верхней части склона междолинного останца

Dąbrówka Strumiany. Silty cover on fluvioglacial sands in upper slope part of an inter-valley spur

wleczonej płaszczem kamienistym. W tej zimnej fazie Würmu w okolicach Łodzi, jak dotąd wiadomo, zaznaczył się tylko jeden okres cieplejszy. Jego ślad w postaci gleby kopalnej w Zielonej Górze (Manikowska, w druku) wskazuje, że okres ten poprzedził znacznie maksimum zimna würmskiego. Gleba oddzielona jest od powierzchni z płaszczem kamienistym serią piaszczysto-mułową o grubości do około 3 m. Pozycja stratygraficzna tego utworu skłania do uznania go za odpowiednik interstadiału paudorf.

Tak więc piaski pokrywowe w okolicach Łodzi zaczęły tworzyć się po okresie maksimum nasilenia zimna w Würmie, które poprzedzone było akumulacją utworów piaszczysto-mułowych i chłodnym interstadiąłem, prawdopodobnie odpowiadającym Paudorfowi. Akumulacja dwóch starszych pokryw — starszych piasków pokrywowych i pokrywy pylastej — zakończyła się w böllingu, jak na to wskazuje położenie utworów tego interstadiału w stropie warstwy pylastej w Katarzynowie,

Na podstawie badań w Witowie niewątpliwie zostało stwierdzone, że rozwój wydm, a więc akumulacja młodszych piasków pokrywowych,

rozpoczął się po okresie bollingu (Chmielewska, Chmielewski 1960, Chmielewska, Wasylikowa 1961, Wasylikowa 1964a). Dane paleobotaniczne, ^{14}C oraz archeologiczne pozwoliły ustalić, że wydma w Witowie powstała po interstadiale bölling, którego osady występują w jej spągu i rozwijała się w starszym i młodszym dryasie z przerwą w allerödzie zaznaczoną przez poziom gleby kopalnej. Wnioski te można rozciągnąć na wszystkie wydmy w okolicach Łodzi na podstawie odkrycia dwufazowości ich rozwoju w oparciu o badania struktury (Dylikowa 1958) oraz stwierdzenie w wielu odsłonięciach obecności allerödskiej gleby kopalnej (Dylikowa 1961b, Gawlik w tym tomie, Manikowska 1968).

Porównanie stratygrafii i litologii osadów fazy zstępującej Würmu w Polsce środkowej i piasków pokrywowych w Holandii pozwala stwierdzić duże ich podobieństwo. W najnowszej publikacji¹⁰ badacze holenderscy, zachowując podział ostatniego okresu glacialnego na wczesny (Early), pełny (Pleni) i późny (Late) glacjał, wyróżniają w obrębie pleniglacjału trzy części — dolny, środkowy i górny pleniglacjał. Podstawą tego wyróżnienia jest stwierdzenie w pleniglacjałach obecności dwóch słabych okresów interstadialnych — Hengelo i Denekamp — będących razem odpowiednikiem czasowym interstadiału paudorf na obszarach lessowych. Interstadiały te wraz z dzielącą je krótką fazą chłodną nazwano okresem środkowopleniglacialnym (Middle Pleniglacjał). Górny pleniglacjał obejmuje starsze piaski pokrywowe I przykryte brukiem pustynnym lub rzadziej, grubymi osadami niweofluwiatylnymi, na których leżą starsze piaski pokrywowe II. Z poziomem bruku związane są duże kliny zmarzlinowe. Powyżej starszych piasków pokrywowych II spoczywa warstwa torfu lub mułu należąca do bollingu, który rozpoczyna późny glacjał, obejmujący ponadto dwie serie młodszych piasków pokrywowych oraz torf lub glebę Usselo odpowiadającą allerödomi.

Ten układ stratygraficzny i charakter litologiczny utworów młodszego Würmu w Holandii wyraźnie koresponduje z utworami odpowiedniego okresu w Polsce środkowej. Całkowita zgodność przebiegu faz klimatyczno-florystycznych i sedymentacyjnych w Polsce i w Holandii w okresie późnego glacjału, stwierdzona w Witowie przy pomocy metody paleobotanicznej i izotopowej, upoważnia do korelowania utworów starszych okresów tylko na podstawie kryteriów litologiczno-stratygraficznych. Korelację taką przeprowadzono w tabeli 1.

¹⁰ T. van der Hammen, G. C. Maarleveld, J. C. Vogel, W. H. Zagwijn, 1967. Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. Geol. en Mijnbouw, 46.



fol. B. Manikowska, 1968

Fot. 3. Rassy. Młodsze piaski pokrywowe oraz pokrywa pylasta na powierzchni gliny zwałowej rozciętej przez klin zmarzlinowy i przykrytej brukiem

Рассы. Более молодые покровные пески и суглинистый покров на поверхности валунного суглинка расчлененного мерзлотным клином и прикрытого каменной мостовой

Rassy. Younger cover sands and silty cover sheet on boulder clay, dissected by frost wedge and covered by pavement

Pozycja stratygraficzna pokrywy pylastej w okolicach Łodzi i warstwy mułowej nad starszymi piaskami pokrywowymi II w Holandii jest identyczna. Można więc sądzić, że odpowiadają sobie one także pod względem wieku. W Holandii warstwa mułowa uważana jest za odpowiednik interstadialu bolling¹¹. Traktowanie pokrywy pylastej w okoli-

¹¹ Van der Hammen (1957) utożsamia granice między pleniglacjałem i późnym glacjałem z pierwszym wzrostem krzywej Artemisia, poprzedzającym poja-

Tabela 1

Zestawienie jednostek stratygraficzno-chronologicznych młodszego Würmu w Polsce środkowej i w Holandii

Polska środkowa		Holandia		
fazy	jednostki litostratygraficzne i gleby na obszarach wysoczyznowych	jednostki chronologiczno-stratygraficzne	interstadiały	jednostki litostratygraficzne i gleby obszaru piasków pokrywowych
zstępująca	młodsze piaski pokrywowe II	późny glacjał	młodszy dryas	młodsze piaski pokrywowe II
	gleba kopalna, torf lub gytia		alleröd	torf lub gleba Usselo
	młodsze piaski pokrywowe I		starszy dryas	młodsze piaski pokrywowe I
	gleba kopalna (Katarzynów), gytia (Witów) — bölling		bölling s.l.	torf lub warstwa mułowa
	pokrywa pylasta — najstarszy dryas	górnym pleni-glacjał		starsze piaski pokrywowe II bruk pustynny lub grube osady niweofluwialne, kliny zmarzlinowe
	starsze piaski pokrywowe płaszcz kamienisty			starsze piaski pokrywowe I
pełni	bruk, kliny zmarzlinowe osady piaszczysto-mułowe			
	gleba kopalna (Zielona Góra)	środkowy pleni-glacjał	Denekamp Hengelo	torf i warstwy mułowe

wienie się brzozy drzewiastej, które powszechnie za Iversenem (1942) uważane jest za początek böllingu. W ten sposób według Van der Hammena tak zwany bölling s.l. obejmuje, poza właściwym interstadiem, także okres polepszenia się klimatu lecz jeszcze bez imigracji drzew, która jest opóźniona w stosunku do zmiany klimatycznej.

cach Łodzi jako utworu interstadialnego nie wydaje się uzasadnione. Występuje ona bowiem na dość rozległych obszarach, także na wypukłych wysoczyznach i uważana jest za osad eoliczny. Sądząc z charakteru i rozmieszczenia tego osadu można przypuszczać, że klimat w okresie jego akumulacji był jeszcze zimny i raczej suchy, a pokrywa wegetacyjna bardzo skąpa. Substancja organiczna pojawia się dopiero w stropie pokrywy, jak to wynika z przekroju w Katarzynowie, lub też brak jej zupełnie.

Z geologicznego punktu widzenia wydaje się bardziej uzasadnione uznanie okresu osadzania pokrywy pylastej za jeszcze jedną, poza starszą i młodszą, fazę dryasową niż za część okresu interstadialnego. Pokrywa ta prawdopodobnie osadzona była w fazie młodszej najstarszego dryasu (1a—2 wg Wasylikowej 1964), kiedy klimat w Polsce środkowej już nieco polepszył się, ale nie wkroczyły jeszcze rośliny drzewiaste. Z pojawieniem się drzew rozpoczął się interstadiał bölling — faza bardzo krótka, trwająca zaledwie około 150—200 lat (Wasylikowa 1964a), z roślinnością o charakterze tundry parkowej. W tym okresie, w stropie pokrywy pylastej prawdopodobnie doszło do powstania pierwotnej gleby, która w większości wypadków uległa zniszczeniu pod wpływem procesów eolicznych w starszym dryasie, ponieważ jej występowanie w stanie kopalnym jest bardzo rzadkie.

Formacja starszych piasków pokrywowych w okolicach Łodzi nie daje wypukłych form rzeźby w odróżnieniu od pokrywowych piasków młodszych, które w pewnych strefach tworzą zespoły form wydmowych, często potężnych rozmiarów (do 20 m wysokości i kilku kilometrów długości). Wydmy ukształtowane na powierzchniach wysoczyznowych najczęściej w podłożu mają bezpośrednio warstwę kamienistą. Tylko te, które wkraczają w obręb suchych dolin lub zagłębień bezopływowych mogą w podstawie posiadać starsze piaski pokrywowe. Wśród młodszych piasków pokrywowych dość często spotyka się allerödzką glebę kopalną.

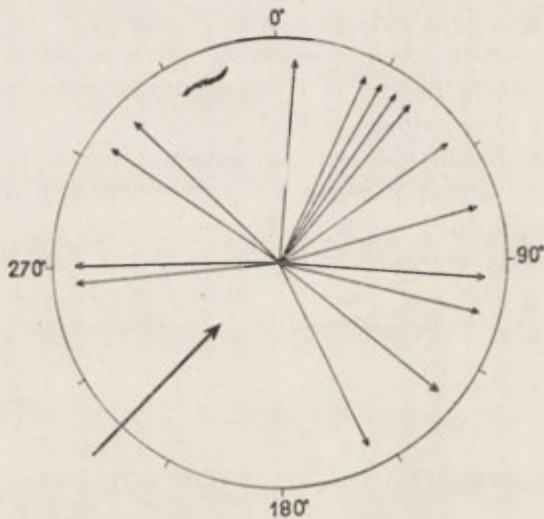
CHARAKTERYSTYKA GLEBY Z INTERSTADIAŁU ALLERÖD

Miejsce występowania. Gleba allerödзка w okolicach Łodzi znana jest z kilkunastu stanowisk. Są to: Witów — pow. Łęczyca, Katarzynów, Kębliny, Tuszyn Las — pow. Łódź, Zielona Góra — pow. Brzeziny, Gertrudów — pow. Piotrków Tryb., Zelów, Teodory, Magdalenów, Kozłówek — pow. Łask, Wierzchy, Nowy Świat, Zdieszulice, Parzno — pow. Bełchatów, Barak — pow. Końskie. We wszystkich wy-

mienionych stanowiskach, z wyjątkiem Zielonej Góry, gleba występuje wśród eolicznych piasków budujących formy wydmore. Mimo licznych obserwacji poza Zieloną Górą nigdzie nie znaleziono gleby allerödskiej w obrębie cienkich płaszczy piasków pokrywowych. Pod tym względem obszar podłódzki różni się od obszaru Holandii i północnych Niemiec, gdzie najczęściej spotyka się warstwę Usselo wśród piasków nie tworzących wyraźnych form wydmorewych.

Prawdopodobne jest występowanie poziomu allerödskiego w postaci gleby także wśród utworów o innej, nie eolicznej genezie. W Tomaszowie Mazowieckim na terasie rzeczki Piasecznicy odsłonił się przekrój, w którym pod piaszczysto-żwirową pokrywą rzeczno-splukiwaną o grubości około 1 m zalegała cienka warstwa torfiasta, przechodząca w utwór glebowy podobny do gleb allerödskich w wydmach.

Zasadniczą fazą wydmoretwórczą w okolicach Łodzi był starszy dryas, w którym powstały wysokie wydmy paraboliczne i wałowe (Dylikowa 1964, 1967). W młodszym dryasie, który był fazą przekształcania wydmy, osadzona została seria eoliczna o znacznie mniejszej miąższości. W obrębie stanowisk z kopalną glebą allerödską grubość młodszej serii eolicz-



Ryc. 1. Kierunki nachylenia stoków z zachowaną glebą allerödską. Grubszą strzałką zaznaczony przeważający kierunek wiatrów w młodszym dryasie

Направления наклона склонов с сохранившейся Аллередской почвой.

Толстой стрелкой обозначено господствующее направление ветров в верхнем Дриасе

Directions of inclination of slopes with a preserved Allerød soil layer. Thicker arrow indicates the wind direction prevailing in the Younger Dryas



fot. B. Manikowska, 1967

Fot. 4. Barak. Gleba allerodzka o jednym poziomie genetycznym (A_e). Widoczny epigenetyczny system brunatnych smug żelazistych zanikający w górnej części stoku

Барак. Аллередская почва с одним генетическим горизонтом (A_e).

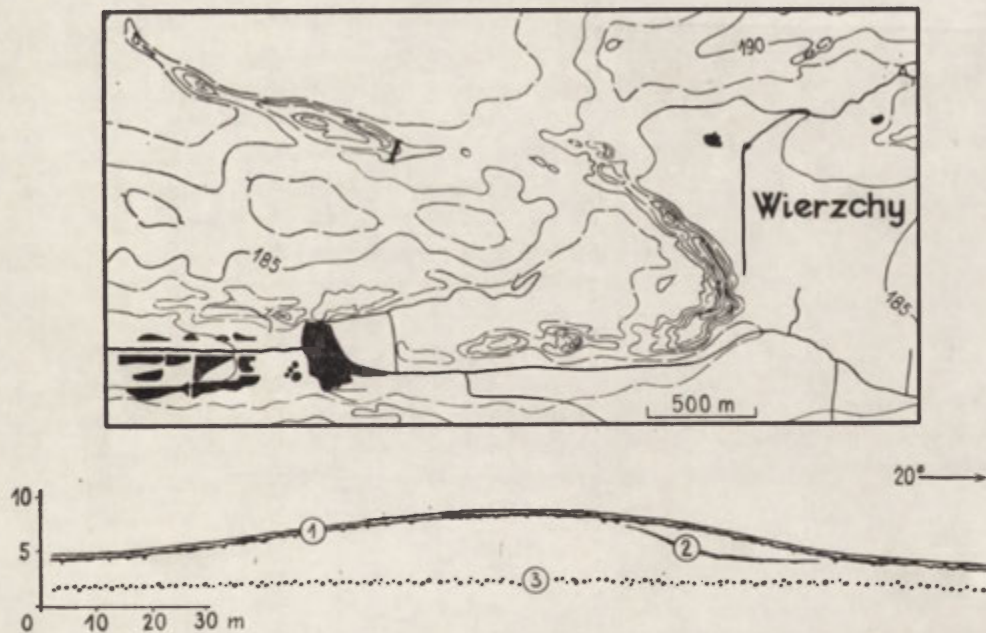
Эпигенетическая система бурых железистых полосок постепенно исчезающих в верхней части склона

Barak. Allerod soil with one genetic horizon (A_e). Visible is the epigenetic system of brown ferruginous streaks vanishing in the upper slope part

nej waha się od około 1 m do 2,5 m. Im wyższa wydma, tym większa jest dysproporcja między starszą i młodszą serią wydmy.

W rozmieszczeniu przetrwałych płatów gleby allerodzkiej można stwierdzić pewną prawidłowość. Mianowicie, ekspozycje kopalnych stoków z zachowaną glebą wykazują koncentrację w sektorze 0° — 90° (ryc. 1). Na stokach eksponowanych w innych kierunkach występują w większości gleby gorzej zachowane, niejednorodne lub też fragmenty pokrywy związane z dolną częścią stoków lub ich podnóżem. Znaczącym faktem jest całkowity brak gleb na stokach nachylnych w kierunkach między 155° i 265° .

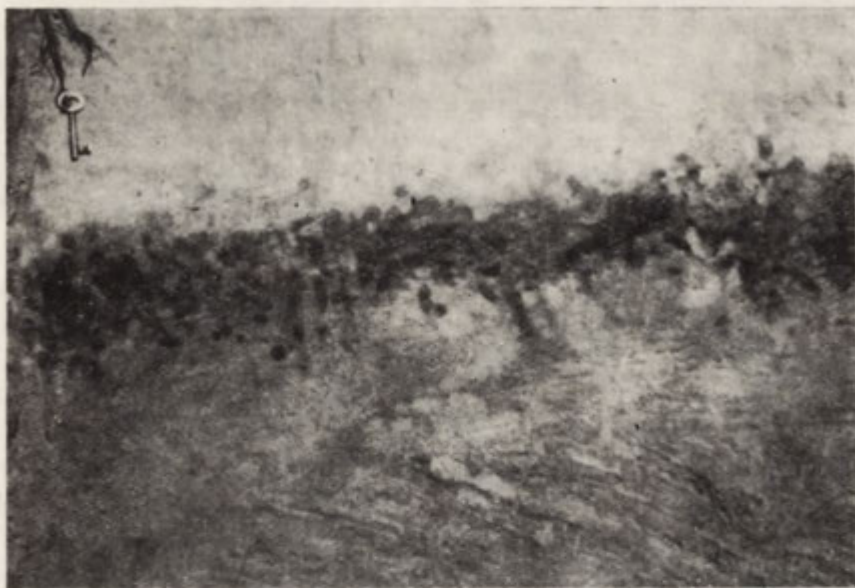
Nachylenia stoków z glebą allerodzka osiągają znaczne wartości, często około 30° , a więc zbliżone do kąta zsypania piasków eolicznych. Nie stwierdzono nigdzie aby pokrywa glebowa zachowała się na całej powierzchni starszej wydmy. Zwykle spod młodszej serii wydmy wychodzi ona w powietrze w pobliżu kulminacji wydmy, gdzie czasem w wąskiej strefie łączy się z glebą holoceniową. Na stoku przeciwnym



Ryc. 2. Wydma w Wierzychach. Przekrój, zaznaczony na planie grubszą kreską, przedstawia sytuację gleby allerdzkiej w obrębie wydmy
 1 — gleba holocenińska — bielica z orsztynowym poziomem iluwialnym, 2 — gleba allerdzka, 3 — poziom kamienisty w podstawie wydmy

Дюна в Вежхах. Разрез, обозначенный на плане жирной черточкой, изображает положение аллередской почвы в пределах дюны
 1 — голоценовая почва — подзол с орштейновым иллувиальным горизонтом, 2 — Аллередская почва, 3 — каменистый горизонт в основании дюны

Dune at Wierzychy. The cross-section, indicated in map by thick line, shows the situation of the Allerod soil in the dune
 1 — Holocene soil — podzol with illuvial ortstein horizon, 2 — Allerod soil, 3 — stone layer in dune base



fol. H. Klatkova, 1964

Fot. 5. Nowy Świat. Gleba allerodzka o jednym poziomie genetycznym składającym się z różnobarwnych plam i palcowatych wyrostków

Новы Свят. Аллередская почва с одним генетическим горизонтом составленным разноцветными пятнами и пальцевидными отростками

Nowy Świat. Allerod soil with the genetic horizon consisting of odd-coloured spots and finger-like protrusions

najczęściej brak jest nie tylko gleby kopalnej ale także młodszej pokrywy eolicznej (ryc. 2). Czynnikiem, który doprowadził do takiej sytuacji musiał być wiatr, który niszczył stok dowietrzny i nadbudowywał odwietrzny.

Jak wynika z sytuacji zachowanych fragmentów kopalnej pokrywy glebowej wiatry, które przekształcały wydmy i niszczyły bądź zasypywały glebę wiały z sektora 155° — 265° . W oparciu o te fakty można więc stwierdzić, że w młodszej dryasie przeważały wiatry z południowego zachodu, co pozostaje w zgodzie z wynikami badania struktury wydym (Dylikowa 1958).

Profil gleby. Gleba allerodzka odznacza się szeregiem swoich cech, uwidoczniających się wyraźnie w morfologii jej profilu. Dotychczasowe obserwacje pozwalają wyróżnić cztery odmiany tej gleby.

Często spotyka się glebę allerodzka wykształconą w postaci jednego tylko poziomu genetycznego. Jest to próchniczny poziom akumulacyjny o grubości około 10—15 cm, składający się z plam o barwie czarnej, szarej, brunatnej i białej, poniżej którego bezpośrednio występuje nie-

zmieniony piasek wydmy, miejscami tylko z lekko zatartą strukturą warstwową (fot. 4, 5).

Drugą odmianą są gleby, w profilach których pojawia się poziom wybielony. Obok białych plam w górnym poziomie, w niektórych miejscach poniżej obserwować można mniej lub bardziej ciągły poziom wybielania, także plamisty, o grubości od kilku do kilkunastu centymetrów (fot. 6).

Innym jeszcze wariantem są gleby o profilach, w których występują systemy cienkich, brunatnych smug, rozpoczynających się też pod powierzchnią gleby i sięgających do głębokości od kilkunastu do około 100 cm (fot. 4, 7). Strefa ze smugami najgrubsza jest w najniższych częściach kopalnych stoków wydmy, im wyżej tym bardziej się zwęża aż do całkowitego zaniku. Pod względem barwy brunatne smugi są identyczne z brunatnymi plamami w poziomie akumulacyjnym. W niektórych miejscach smugi przechodząc do poziomu akumulacji tworzą w nim brunatne plamy (fot. 8). Plamy takie występują również tam, gdzie smug brunatnych nie ma wcale. Obok tych smug w najniższych częściach kopalnych stoków pojawiają się także smugi o mniej wyraźnych zarysach i barwie jaśniejszej — żółtej i pomarańczowej, tworzące jakby odrębny system. Wszystkie one przebiegiem swym nawiązują do układu warstw serii wydmy nie niszcząc pierwotnej struktury wydmy.

Czwartą ze znanych odmian są gleby o profilu niejednorodnym, składającym się z kompleksu cienkich, plamistych, szaro-brązowo-białych horyzontów poprzedzielanych warstwami mało zmienionego przez proces glebotwórczy piasku eolicznego (fot. 9). Tworzą one strefy o grubości do około 1 m u podnóża stoków lub w niewielkich nieckach śródwydmowych. Strefom tym towarzyszą systemy cienkich smug żelazistych, tak jak glebom jednorodnym w niższych partiach stoków.

Do cech charakterystycznych gleby allerödskiej należy jej mała stonkowo miąższość i brak w profilu poziomym iluwialnego. Nie pojawia się on nawet w glebach o dość dobrze wykształconym poziomie eluwialnym. Grubość gleb jednorodnych bez strefy smug żelazistych nie przekracza 25 cm, a najczęściej ogranicza się do 10—15 cm.

Zawartość substancji organicznej we wszystkich profilach jest bardzo niewielka. Występuje ona w postaci dość licznych, małych węgielków drzewnych lub zhumifikowanych szczątków roślin z zachowaną strukturą tkanek, rozsianych w poziomie akumulacyjnym i wybielonym oraz w formie amorficznej próchnicy zawierającej około 0,1% węgla. Zubożenie eluwialnego poziomu wybielonego w żelazo w stosunku do



fol. B. Manikowska, 1964

Fot. 6. Nowy Świat. Gleba allerödзка z poziomem bielicowym

Новы Свят. Аллередская почва с подзолистым горизонтом

Nowy Swiat. Allerod soil with podzol horizon

skały macierzystej jest minimalne i wyraża się w setnych częściach procenta ¹².

Bardzo zmienny jest fakt występowania w poziomie akumulacyjnym gleby, obok plam czarnych lub szarych związanych z obecnością próchnicy oraz białych, także wyługowanych miejsc o barwie brunatnej wskazującej na nagromadzenie się w nich związków żelaza. Poza miejscami, gdzie plamy brunatne współwystępują z innymi, spotyka się i takie, w których nagromadzenie ich jest tak duże, że powstaje utwór bardziej

¹² Żelazo oznaczono przy pomocy metody Zimmermanna-Reinhardta, w wyciągu 25% HCl i przeliczono na Fe₂O₃, węgiel organiczny metodą Kurmiesa z użyciem K₂Cr₂O₇ jako utleniacza.

podobny do cienkiego poziomu brunatnienia lub poziomu iluwalnego niż do akumulacyjnego. Przy tym nie stwierdzono nigdzie aby poziom ten znajdował się pod poziomem akumulacyjnym lecz zawsze jest on jakby nałożony na niego (także w glebach, które posiadają odrębny poziom wybielony) lub go zastępuje. Zawartość Fe_2O_3 w obrębie brunatnych plam nie przekracza 0,5% i różni się od zawartości w niezmiennym piasku wydmowym tylko dziesiątymi lub nawet setnymi częściami procenta. Wykazują one także niewielką zawartość humusu.

Odczyn gleb alleroذكich jest mniej więcej taki sam we wszystkich poziomach i podobny do odczynu skały macierzystej. Można go określić jako kwaśny lub słabo kwaśny pH (5—6).

Niewielkiemu nasileniu przemian chemicznych, spowodowanych przebiegiem procesu glebotwórczego, odpowiada minimalne różnicowanie właściwości fizycznych gleby w stosunku do skały macierzystej. Skład mechaniczny gleby nie różni się wyraźnie od składu piasku eolicznego stanowiącego jej podłoże. Gleba pozbawiona jest struktury — poszczególne ziarna piasku nie są skupione w agregatach — chociaż cały poziom akumulacyjny wykazuje pewną zwięźłość, większą niż niezmienny piasek wydmy. Widoczne to jest czasem na rozwiewanych stokach wydmy, gdzie wychodnie gleby tworzą lekkie wypukłości (fot. 10).

Charakterystyczną cechą wszystkich znanych gleb alleroذكich jest ich intensywna plamistość. Żaden z poziomów gleby nie stanowi zwartej strefy lecz składa się z różnobarwnych plam, przy czym w poziomie akumulacyjnym przeważają plamy ciemne — czarne, szare i brązowe — w poziomie wybielonym, zaś plamy jasne — białe i żółte. Granice poziomów są postrzępione, a poszczególne plamki i wyrostki wykraczają zarówno w dół, do podłoża, jak i w górę, do nadległego piasku eolicznego. Pojedyncze plamy albo mają kształt nieregularny i niewyraźne granice, albo też są okrągłe, owalne lub palcowate i ostro oddzielone od otoczenia. Wielkość plam tego drugiego rodzaju w przekroju poprzecznym jest rzędu 1—2 cm.

Warunki rozwoju gleby. Podłożem, na którym rozwijała się gleba są piaski eoliczne serii wydmy osadzonej w starszym dryasie. W składzie granulometrycznym tych piasków wyraźną przewagę ma frakcja piasku średnioziarnistego — udział ziarn o średnicy 0,5—0,2 mm wynosi zwykle ponad 50%. Kilkanaście procent stanowi piasek gruboziarnisty jak również piasek drobnoziarnisty, natomiast na frakcje drobniejsze przypada zaledwie kilka procent, w tym na ił (< 0,002 mm) nie więcej niż około 3%. Dlatego też frakcja 0,4—0,2 mm traktowana jest jako frakcja podstawowa piasków eolicznych w okolicach Łodzi (Dylikowa 1958).



fot. B. Manikowska, 1968

Fot. 7. Zdieszulice. Gleba allerödзка z systemem brunatnych smug żelazistych
Здешулице. Аллередская почва с системой коричневых железистых полосок
Zdieszulice. Allerød soil with a system of brown ferruginous streaks

W składzie mineralogicznym piasku dominuje kwarc. Stanowi on około 90% ziarn o średnicy 0,102—0,060 mm. Skalenie w ilości około 10% obejmują przede wszystkim plagioklasy; znacznie mniej jest skaleni potasowych (około 1—2%)¹³. Zawartość minerałów ciężkich w serii między glebą böllingu i allerödu w Katarzynowie, jak stwierdził W o j-

¹³ Oznaczeń dokonano przy pomocy metody barwienia z użyciem fluorowodoru i azotynu sodowokobaltowego. P. E. Calkin, 1961. Methodes basées sur l'emploi d'acide fluorhydrique et de cobaltinitrite de sodium pour distinguer et déterminer les proportions de quartz, de feldspaths potassiques et de feldspaths plagioklases dans une roche ou dans un sable. Rev. Géomorph. Dyn., 1.

ciechowski (1961), wynosi we frakcji mechanicznej 0,06—0,20 mm 0,93%, a we frakcji 0,20—0,43 mm 0,15%.

Piaski wydmore w okolicach Łodzi nie zawierają węglanu wapnia ani w serii ze starszego ani też młodszego dryasu. Różnią się pod tym względem od wydmy na obszarze najmłodszego zlodowacenia (Mrózek 1958, Urbaniak 1966). Jak podaje Urbaniak zawartość CaCO_3 w piaskach tworzących wydmy Kotliny Płockiej jest zjawiskiem powszechnym i wynosi średnio 5,0%. Brak węglanów w wydmach okolic Łodzi należy tłumaczyć tym, że po opuszczeniu przez lodolód risski obszar ten podlegał długotrwałemu wietrzeniu, głównie w interglacjale eemskim, co doprowadziło do wyługowania utworów przypowierzchniowych, z których w późnym plejstocenie powstały wydmy i pokrywy piaszczyste.

Przytoczone dane wskazują na ubóstwo skały macierzystej omawianej gleby w przyswajalne dla roślin składniki pokarmowe. Ubóstwo to oraz kwaśny odczyn niewątpliwie nie stwarzały dogodnych warunków dla osiedlania się roślin.

Piaski wydmore są utworami silnie przepuszczalnymi, posiadającymi minimalną zdolność zatrzymywania wody opadowej. Stagnowanie wody w profilu gleby allerödskiej możliwe było jedynie w miejscach nisko położonych, znajdujących się w zasięgu wody gruntowej. Być może w pewnych etapach rozwoju gleby wieczna zmarzlina powodowała silniejsze jej uwilgotnienie.

Roślinność i klimat allerödu w Polsce środkowej znane są na podstawie badań Wasylikowej w Witowie (Wasylikowa 1964). Według tej autorki w rozwoju roślinności allerödskiego okresu interstadialnego można wyróżnić dwie fazy — pierwszą, z widnymi lasami brzozowymi i następnie brzozowo-sosnowymi oraz drugą, optymalną, z lasami sosnowymi. Klimat allerödu, jak stwierdza Wasylikowa, był umiarkowany ze średnią temperaturą lipca co najmniej 16° , wilgotniejszy niż w starszym dryasie ale o cechach kontynentalnych. Wasylikowa przeciwstawia się pogładowi Szafera¹⁴ jakoby północna granica lasu w allerödzie przebiegała na południe od Pasa Wielkich Dolin, utrzymując, że szereg faktów paleobotanicznych przemawia za istnieniem w optimum tego okresu na obszarze Polski środkowej dość zwartych lasów sosnowych. Na korzyść tego poglądu przemawia obserwowany w okolicach Łodzi fakt rozwoju gleby allerödskiej na silnie nachylonych stokach wydmy, które mogły być utrwalone tylko przez zwartą pokrywę wegetacyjną, i obecność w niej licznych węgielków drzewnych.

¹⁴ W. Szafar, 1952. Schyłek plejstocenu w Polsce. Biul. Inst. Geol., 65; tenże, 1962. Zur Kenntnis der polaren Waldgrenze im Alleröd. Veröff. d. Geobot. Inst. Zürich, 37.



fol. B. Manikowska, 1968

Fot. 8. Zdieszulice. Fragment gleby allerodzkiej z widocznym przechodzeniem brunatnych smug żelazistych do poziomu akumulacyjnego

Здешулице. Участок Аллередской почвы. Переход коричневых, железистых полосок в аккумулятивный горизонт

Zdieszulice. Fragment of Allerod soil with visible transition of brown ferruginous streaks into accumulation horizon



fol. B. Manikowska, 1964

Fot. 9. Zelów. Niejednorodna allerodzka strefa glebowa

Зелув. Неоднородная, Аллередская почвенная зона

Zelów. Non-homogeneous Allerod soil zone

W młodszym dryasie zapanował znów klimat subarktyczny (średnia temperatura lipca około 12°) o cechach kontynentalnych a roślinność przybrała charakter tundry parkowej z panującymi zbiorowiskami stepowymi.

Przybliżoną ocenę długotrwałości okresu rozwoju omawianej gleby można oprzeć na datowaniu późnego glacjału przy pomocy węgla radioaktywnego. Niewielka liczba takich datowań w Polsce nie pozwala na ściśle określenie długości trwania allerödu. Dość dokładnie oznaczony jest początek młodszego dryasu, dla którego uzyskano dwie daty: z Witowa (Chmielewska, Chmielewski 1960) — 8855 ± 160 lat p.n.e. (Gr 828) i ze stanowiska na Grelu w Kotlinie Nowotarskiej¹⁵ — 8810 ± 200 lat p.n.e. W Witowie datowano także spąg bollingu na $10\,310 \pm 140$ lat p.n.e. (K 707) i jego strop na $10\,150 \pm 140$ lat p.n.e. (K 706); Wasylikiowa 1964a. Z danych tych wynika, że istnieje wyraźna zbieżność chronologiczna poszczególnych przełomowych momentów w rozwoju roślinności późnego glacjału w Polsce, w Holandii i innych krajach Europy zachodniej¹⁶. Nie będzie więc błędem, jeśli dla określenia długości trwania allerödu na naszym terenie, wobec braku dokładniejszych danych polskich, posłużymy się oceną badaczy holenderskich. W najnowszej pracy¹⁷ ocena ta jest następująca:

koniec młodszego dryasu	około 10 000 lat przed współcz.
interstadiał alleröd	11 000—11 800 „ „ „
interstadiał bölling	12 000—12 400 „ „ „

Według tych danych alleröd trwał około 800 lat, zaś starszy dryas około 200 lat, co w przybliżeniu zgadza się z danymi uzyskanymi dla Witowa (starszy dryas + alleröd = $9\,950 - 8\,855 = 1\,095$ lat).

Wydaje się jednak, że początek rozwoju gleby allerödskiej na wydmy nie łączy się ściśle z początkiem interstadiału. Wydmy ukształtowane w starszym dryasie, często w postaci form parabolicznych i wałowych, niewątpliwie nie stwarzały najbardziej dogodnych warunków dla osiedlania się roślin. W pierwszym etapie interstadiału rzadkie lasy mogły rozprzestrzenić się na obszarach o bardziej sprzyjających warunkach edaficznych i dopiero w następnym wkroczyć na wydmy utrwalając ich powierzchnię i umożliwiając rozwój zwartej pokrywy glebowej. Rozumowanie takie znajduje poparcie w wypowiedzi Wasylikiowej

¹⁵ W. Koperowa, 1958. Późny glacjał z północnego podnóża Tatr w świetle analizy pyłkowej. Monogr. Bot., 7.

¹⁶ H. Tauber, 1960. Copenhagen natural radiocarbon measurements III. Am. Journ. Sci., Radiocarbon Suppl. 2; H. Vries, G. W. de Barendsen, H. T. Waterbolk, 1958. Groningen radiocarbon dates II. Science 127, 3290.

¹⁷ T. van der Hammen, G. C. Maarleveld, J. C. Vogel, W. H. Zagwijn, *op. cit.*



fot. B. Manikowska, 1964

Fot. 10. Wierzchy. Gleba allerødзка tworząca wypukłość na rozwiewanym stoku wydmy

Вежли. Аллередская почва образующая выпуклость на развеваемом склоне
Wierzchy. Allerød soil forming bulge on deflated dune slope

(1964 a), która stwierdza, że las wkroczył na wydmy w Witowie dopiero z początkiem fazy sosnowej allerødu.

Bardzo prawdopodobne jest, że allerødzki okres glebotwórczy na wydmach został przedłużony o część chłodnej fazy młodszego dryasu. Istniejąca zwarta pokrywa glebowa musiała jeszcze po zniknięciu leśnego płaszczka vegetacyjnego stawiać pewien opór czynnikom denudacyjnym i stwarzać warunki dla osiedlania się na wydmach zespołów roślin, które zastąpiły zbiorowiska leśne. Przemawia za tym, po pierwsze, fakt, że pokrywy eoliczne z młodszego dryasu są z reguły cieńsze niż serie ze starszego dryasu, mimo że pierwszy z tych okresów trwał znacznie krócej od drugiego, co może znaczyć, że część młodszego dryasu nie była okresem wydmywającym i po drugie, obecność w profilach gleb alleødzkich pewnych cech, które trzeba, jak się wydaje, wiązać ze środowiskiem klimatu zimnego. W wykopie zachodnim w Witowie (Wasylkowa 1964a), w dolnej części stoku wydmy gleba allerødзка przykryta jest warstwą gytii należąca do pierwszej części młodszego dryasu, dopiero w następnym etapie ożywione procesy eoliczne utworzyły młodszą pokrywę wydmową.

Geneza gleby. Poziom próchniczny gleby allerödskiej powstał w wyniku akumulacji biologicznej w środowisku leśnym i prawdopodobnie częściowo przy udziale roślinności tundrowo-stepowej. Ma on charakter poziomu akumulacyjno-mineralnego (A_1) lub akumulacyjno-eluwialnego (A_e). Nie stwierdzono nigdzie obecności organicznego poziomu akumulacyjnego (A_o), czasem tylko obserwowano większe nagromadzenia węgielków drzewnych przy powierzchni gleby.

Bardzo małą zawartość próchnicy w poziomie akumulacyjnym można tłumaczyć częściowo niezbyt intensywnym gromadzeniem szczątków roślinnych i szybką mineralizacją substancji organicznych w czasie rozwoju gleby, częściowo zaś procesami diagenetycznymi, które prowadzą do znacznego ubytku humus w glebach kopalnych¹⁸.

W obrębie poziomu akumulacyjnego obserwuje się ślady ługowania w postaci jasnych plam oraz białych ziarn kwarcu pozbawionych koloidalnych otoczek żelazistych. Czasem poniżej pojawia się odrębny poziom wybielony. Obok wybieleń niewątpliwie kopalnych w wielu miejscach stwierdzić można bielący wpływ korzeni współczesnych drzew (fot. 4). Często sięgają one od obecnej powierzchni do poziomu gleby kopalnej, w której znajdują więcej składników pokarmowych i wilgoci niż w niezmienionym piasku eolicznym.

Kopalne wybielenia mogą być związane z procesem bielcowym lub glejowym. W warunkach piasków eolicznych proces glejowy mógł zachodzić tylko w niskich sytuacjach topograficznych, w innych miejscach musiało to być bielcowanie uwarunkowane leśną, iglastą roślinnością i kwaśnym odczynem środowiska. Zaawansowanie tego procesu było jednak bardzo słabe skoro nie doprowadziło w większości wypadków do powstania samodzielnego poziomu bielcowego (A_2). Najczęściej mamy do czynienia z jednym tylko poziomem — akumulacyjno-eluwialnym (A_e). O słabym rozwoju bielcowania świadczy też brak poziomu iluwialnego (B) nawet w tych glebach, które posiadają odrębny poziom bielcowy.

Prawdopodobnie z procesem glejowym wiąże się częściowo wybielenie gleby allerödskiej w Witowie, gdzie w przekroju wykopu zachodniego gleba w dolnej części przykryta jest warstwą gytii a cała dolna seria wydmowa wykazuje oglejenie świadczące o stagnowaniu wody gruntowej.

Ślady zmian położenia lustra wody gruntowej w czasie rozwoju gleby allerödskiej widoczne są w postaci wytrąceń limonitycznych tworzą-

¹⁸ M. A. Głazowska, 1956. Pogriebiennye poczwy, metody ich izuczenija i ich paleogeograficzeskoje znaczenije. Woprosy Geogr., Sbornik Statiej dla XVIII Mieżdunar. Geogr. Kongr., Moskwa, Leningrad.

cych systemy smug w dolnych partiach kopalnych stoków wydm. Wymaga wyjaśnienia jednak opisana wyżej niejednorodność tych smug.

Zbrunatnienie, które pojawia się z większym lub mniejszym nasileniem we wszystkich prawie profilach gleby allerödskiej występuje w obrębie poziomego akumulacyjnego lub też, w niektórych miejscach, poziom ten zastępuje. Równocześnie z nim rozwinął się w profilach niższych partii kopalnych stoków wydm system brunatnych smug żelazistych. Odnosi się wrażenie jakby zbrunatnienie nakładało się na poprzednio rozwiniętą, słabo wykształconą glebę typu bielcowego. Trudno sobie wyobrazić, aby proces ługowania związany z bielcowaniem zachodził w jakiejś strefie równocześnie z gromadzeniem w niej związków żelaza. Prawdopodobnie procesy te zachodziły kolejno w różnych etapach rozwoju gleby dając w rezultacie poligenetyczny utwór glebowy. Pierwszym z tych etapów mogła być faza optymalna allerödu, drugim zaś schyłek interstadiału i pierwsza część młodszego dryasu. Przyczyną poligenetycznego charakteru omawianej gleby byłyby więc różnice w klimacie i szacie roślinnej tych okresów. W pierwszym etapie gleba rozwijałaby się w warunkach dość zwartego lasu sosnowego i umiarkowanego kontynentalnego klimatu, w drugim zaś w środowisku roślinności typu tundry parkowej i klimatu subarktycznego. Właściwości gleby uzasadniają, jak się wydaje, w pełni taką interpretację.

Fazie sosnowej allerödu należy przypisać bielcowanie, które jest procesem glebotwórczym przebiegającym normalnie w środowisku lasu iglastego i piaszczystej skały macierzystej. Słabe zaawansowanie tego procesu w profilach gleby allerödskiej wiąże się najprawdopodobniej z ograniczonym czasem trwania tych warunków. Jeśli cały alleröd trwał około 800 lat, to jego optimum mogło ograniczyć się tylko do 200—300 lat.

W fazie sosnowej allerödu powstała więc na piaskach wydmowych gleba, którą można określić jako ranker bielcowy (Podsol-Ranker według nomenklatury niemieckiej¹⁹).

Zbrunatnienie i rozwój systemu brunatnych smug żelazistych można wiązać z procesem glebotwórczym w środowisku tundrowym. Znajomość kształtowania się gleb w warunkach tundry staje się w ostatnich latach coraz pełniejsza dzięki nowym badaniom na współczesnych obszarach arktycznych²⁰. Wszyscy badacze zgodnie stwierdzają brak w gle-

¹⁹ W. L. Kubienna, *op. cit.*; E. Mückenhausen, *op. cit.*; A. Musierowicz, 1960. Zarys nowej systematyki gleb Niemiec i krytyczne o niej uwagi. Roczn. Gleb., t. IX, 2.

²⁰ J. Brown, 1966. Soils of the Okpilak River Region, Alaska. U.S. Army Material Command, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 188; L. A. Douglas, J. C. F. Tedrow, 1959. Organic matter decom-

bach tundrowych morfologicznych oznak bielcowania. Pojawiają się one tylko miejscami, zwykle przy granicy tundry ze strefą leśną, i uważane są często za cechy reliktowe. Większość gleb tundrowych należy do gleb hydromorficznych w związku z zabagnieniem rozległych obszarów tundry uwarunkowanym obecnością wiecznej zmarzliny. Na stosunkowo niewielkich powierzchniach lepiej odwadnianych (poza obszarami górskimi) gleboznawcy radzieccy znajdują gleby darniowe lub iluwialno-humusowe mniej lub bardziej oglejone. Badacze amerykańscy na obszarach o dobrym drenażu — w strefach krawędziowych, na grzbietach pagórków, brzegach teras i ustabilizowanych wydmach — stwierdzają tzw. arktyczne gleby brunatne. Wszystkie one posiadają poziom akumulacyjny o barwie szarobrunatnej lub czarnej oraz lepiej lub gorzej wykształcony poziom B — brunatny lub iluwialno-humusowy.

Istnieje ostatnio w gleboznawstwie tendencja do uznania brunatnienia za proces glebotwórczy typowy dla środowiska tundry. Tedrow i Cantlon wyrażają opinię, że brunatne gleby arktyczne są glebami strefowymi, pozostałe zaś gleby tundra należą do gleb intrazonalnych, ponieważ rozwijają się w warunkach nadmiernego uwilgotnienia. Zbrunatnienie gleb arktycznej Alaski wiąże się wg tych autorów ze słabym wprawdzie ale działającym procesem rozpuszczania elementów mineralnych, które łącząc się z substancjami organicznymi nadają brunatną barwę górnym horyzontom gleb. Procesy ługowania są bardzo słabe i brak jest wizualnych śladów przemieszczania związków mineralnych w profilach.

position rates in Arctic soils. *Soil Sci.*, 88; J. V. Drew, J. C. F. Tedrow, 1962. Arctic soil classification and patterned ground. *Arctic*, 15; D. E. Hill, J. C. F. Tedrow, 1961. Weathering and soil formation in the Arctic environment. *Amer. Journ. Sci.*, 259; I. W. Ignatienko, 1963. Poczwy arktycznej tundry Jugorskiego półostrowa. *Poczwowiedienije*, 5; tenże, 1966. O poczwach ostrowa Wajgacz. *Poczwowiedienije*, 9; N. A. Krejda, 1958. O poczwach wostoczno-jewropejskich tundra. *Poczwowiedienije*, 1; I. S. Michajłow, 1960. Niekotoryje osobienosti diernowych arkticzeskich poczw ostrowa Bolszewik. *Poczwowiedienije*, 6; tenże, 1961. Poczwiennyje issliedowaniia na siewierie Alaski. *Poczwowiedienije*, 2; D. A. Rickert, J. C. F. Tedrow, 1967. Pedologic investigations on some aeolian deposits of northern Alaska. *Soil Sci.*, Vol. 104, 4; N. M. Swatkov, 1958. Poczwy ostrowa Wrangiela. *Poczwowiedienije*, 1; L. Szerszeń, 1965. Studia nad glebami strefy klimatu arktycznego na przykładzie południowo-zachodniego Spitsbergenu. *Zesz. Nauk. Wyższej Szkoły Rolniczej we Wrocławiu, Rolnictwo XIX*, 60; J. C. F. Tedrow, 1965. Concerning genesis of the buried organic matter in Tundra soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Vol. 29, 1; J. C. F. Tedrow, J. E. Cantlon, 1958. Concepts of soil formation and classification in Arctic Regions. *Arctic*, Vol. 11, 3; J. C. F. Tedrow, L. A. Douglas, 1964. Soil investigations on Banks Island. *Soil Sci.*, Vol. 98, 1.

Do podobnego wniosku dochodzi S z e r s z e ń. Na podstawie swych badań na Spitsbergenie stwierdza on, że w glebach arktycznych lekkich, wyżej położonych zachodzi proces brunatnienia. Brunatna barwa górnych poziomów takich gleb spowodowana jest obecnością związków żelaza, które maskują obecność substancji organicznej.

Według badaczy radzieckich w górnych poziomach gleb tundrowych zachodzi gromadzenie ruchomego żelaza, częściowo dzięki akumulacji biologicznej, częściowo zaś w związku z wstępującymi ruchami wód w okresie jesienno-zimowym. Procesy te przeważają nad wymywaniem, które w warunkach tundry jest bardzo słabe. W składzie humusu gleb tundrowych przeważają łatwo rozpuszczalne kwasy fulwowe odznaczające się dużą ruchliwością. Przepajają one całe profile gleb tworząc iluwialne poziomy humusowe, przy czym najwięcej ich gromadzi się nad stropem wiecznej zmarzliny. Zjawisko to występuje głównie w glebach mułowych przy płytkim zaleganiu stropu wiecznej zmarzliny i jest szczególnie charakterystyczne dla obszarów o klimacie silnie kontynentalnym²¹.

Istniejące w literaturze dane dotyczące współczesnych gleb tundrowych upoważniają do interpretowania wymienionych wyżej cech gleby allerdzkiej w okolicach Łodzi jako odbicia środowiska tundrowego. Niewątpliwie w warunkach tundrowych pierwszej części młodszego dryasu piaszczyste wydmy należały do terenów najlepiej odwadnianych, dlatego też mamy do czynienia ze zbrunatnieniem górnej części gleby, charakterystycznym dla suchszych obszarów tundry. W tym okresie więc, w poziomie akumulacyjnym gleby obok próchnicy gromadziły się także pewne ilości związków żelaza.

Brunatne smugi są wynikiem migracji związków żelaza i próchnicy, która zachodziła w niższych sytuacjach topograficznych, gdzie było więcej wilgoci. Prawdopodobnie wytrącanie się tych związków związane jest z procesem koagulacji kriogenicznej, a forma wytrąceń uzależniona od warstwowej struktury skały macierzystej i formowania się corocznie lodu gruntowego w strefie przypowierzchniowej.

W okolicach Łodzi brak dowodów na istnienie w młodszym dryasie wiecznej zmarzliny blisko powierzchni. Struktury zmarzlinowe w piaskach z tego okresu, jak zresztą we wszystkich utworach fazy Würmu zstępującego na obszarze podłódzkim, są niezmiernie rzadkie. Stwierdzono je jednak na innych terenach Polski, także na pobliskim obszarze

²¹ N. A. Karawajewa, W. O. Targuljan, 1960. Ob osobiennostiach raspredielienija gumusa w tundrowych poczwach Siewiernoj Jakutii. Poczwowiedienije, 12.

okolic Włocławka²². Prawdopodobnie po obniżeniu w allerödzie strop wiecznej zmarzliny podniósł się znacznie w młodszym dryasie i chociaż nie znalazło to wyrazu w zaburzeniach układu warstw w seriach piaszczystych, to jednak mogło mieć wpływ na przebieg procesów glebotwórczych.

Tak więc w drugim etapie rozwoju gleba interstadialna typu bielcowego przekształciła się w brunatną glebę arktyczną z mniej lub bardziej widocznymi cechami wykształconymi w pierwszym etapie. Okres tundrowy wycisnął wyraźne piętno na glebie i sprawił, że odznacza się ona właściwościami nie spotykanymi w glebach holocenijskich na wydmach. Gleba posiada szereg cech indywidualnych, do których należy karłowatość profilu, brak poziomu iluwalnego przy oznakach zbielicowania, zbrunatnienie górnego horyzontu, obecność systemu brunatnych smug oraz intensywna plamistość. Zespół tych cech, nie obserwowany w innych plejstocenijskich glebach kopalnych, sprawia, że gleba, którą nazywamy umownie allerödzką, chociaż rozwijała się także w pierwszej części młodszego dryasu, ma charakter stratygraficznego poziomu przewodniego.

Plamistość najprawdopodobniej jest wynikiem procesów epigenetycznych, które działały już po pogrzebaniu gleby, jednakże mechanizm jej powstania nie jest jasny. Faktem jest, że w żadnych innych glebach kopalnych, znanych w okolicach Łodzi, nie występuje ona z takim nasileniem jak w glebie allerödskiej, w której jest charakterystycznym, rzucającym się w oczy elementem morfologicznym.

Genezę spotykanych czasem, niejednorodnych profilów gleby allerödskiej należy tłumaczyć synchroniczną z procesami glebotwórczymi działalnością procesów denudacyjnych, najprawdopodobniej eolicznych. Rzadkość takich profilów wskazuje na bardzo ograniczony zasięg działania tych procesów w czasie rozwoju gleby.

Na ślady tundrowych procesów glebotwórczych w profilu gleby allerödskiej autorka zwróciła uwagę już w pierwszej swej pracy dotyczącej gleb młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi (Manikowska 1966) wiążąc rozwój systemów smug żelazistych ze środowiskiem zmarzlinowym, nie podkreśliła jednak dość mocno poligenetycznego charakteru gleby w powiązaniu ze zróżnicowaniem środowiska w allerödzie i w młodszym dryasie. Obecnie przedstawiona charakterystyka gleby i wnioski genetyczne w dalszym ciągu oparte są głównie na cechach morfologicznych profilów. Niewątpliwie można je będzie wzbogacić, skorygować po przeprowadzeniu szeregu dalszych analiz chemicznych, w szczególności analizy substancji organicznej, która jest już w toku.

²² J. E. Mojski, 1958. Struktury krioturbacyjne na terasach Wisły w okolicy Włocławka. Biul. perygl. 6.

Warto podkreślić, że w opisach warstwy Usselo z Europy zachodniej nie podano nigdzie, aby gleba wykazywała cechy rozwoju w środowisku tundrowym, podobne do obserwowanych w profilach z okolic Łodzi. Niedostateczność opisów nie pozwala rozstrzygnąć, czy cech tych rzeczywiście brak, czy też zostały one przeoczone lub zbagatelizowane i czy, wobec tego, istotnie mamy do czynienia z regionalnym zróżnicowaniem gleby allerdzkiej. Identyczność szeregu cech gleby na obu obszarach — bielicy charakter, brak poziomu iluwialnego, karłowatość, plamistość — pozwala sądzić, że druga z podanych możliwości nie jest wykluczona.

Instytut Geograficzny Uniwersytetu Łódzkiego

Барбара Маниковска

ПОЧВА АЛЛЕРЕДСКОГО ИНТЕРСТАДИАЛА НА ФОНЕ СТРАТИГРАФИЙ.
ОБРАЗОВАНИИ НИСХОДЯЩЕЙ ФАЗЫ ВЮРМСКОГО ВРЕМЕНИ
В ОКРЕСТНОСТЯХ ЛОДЗИ

Резюме

Аллередскую почву впервые открыто и определено в Голландии, применяя название слоя Уссело (Hijszeler, Maarleveld). Она имеет там вид белосоватого слоя мощностью в 10—15 см, содержащего включения древесного угля и пальцевидные отростки. Так как слой Уссело содержит кремневые изделия и следы селений одной и той же культуры (группа Тьонге) и обнаруживает своеобразные геологические признаки, Хийшелер признал его археологическим и стратиграфическим опорным горизонтом.

Слой Уссело установлен тоже в ряде разрезов на территории Бельгии и северной Германии. Erbe (1959) первый дал педологическую характеристику этой почвы и определил ее на основе сравнения с современными почвами, как Нано-Подзол-Ранкер (по номенклатуре Кубiena).

В Польше первые данные об Аллередском горизонте в виде почвы с признаками слоя Уссело имеются из Витова, повят Ленчица (Chmielewski, Chmielewska). Затем в окрестностях Лодзи открыто Аллередскую почву в ряде следующих стоянок (Dylikowa, Manikowska), которые дали основание для более обстоятельного описания этого образования.

СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ ОБРАЗОВАНИЙ НИСХОДЯЩЕЙ ФАЗЫ
ВЮРМСКОГО ВРЕМЕНИ

Аллередская почва в окрестностях Лодзи наблюдается среди песчаных образований конечной фазы Вюрмского времени. Эту часть последнего холодного периода Дылик называет нисходящей фазой. На возвышенностях в осно-

вании отложений нисходящей фазы наблюдается каменистый слой в подошве которого образовалась сеть крупных морозобойных трещин являющихся доказательством развития максимально холодных условий Вюрма. Ниже залегают суглинисто-песчаные отложения, относящиеся к фазе полного Вюрма, в пределах которых в местности Зелена Гура обнаружено ископаемую почву, по всей вероятности относящуюся к интерстадиалу Паудорф. Отложения нисходящей фазы Вюрма представлены сериями. Первая это древние покровные пески мощностью до 2 м, с тонкими горизонтальными слоями, повсеместно встречающиеся в денудационных долинах и бессточных котловинах. В кровле древних покровных песков обнаруживается пылеватый слой, сложенный песком со значительной примесью суглинка. Пылеватый покров представлен в виде маломощного (10—30 см), бесструктурного слоя, занимающего большие пространства и выступающего часто на выпуклых поверхностях. Залегающей выше стратегической единицей являются более молодые покровные золотые пески. Мощность, часто определяемая несколькими десятками сантиметров, в дюнах доходит до нескольких и более десяти метров.

Более точное определение возраста отложений нисходящей фазы Вюрма в окрестностях Лодзи возможно благодаря наличию в их пределах ископаемых почв и органогенных отложений. Аккумуляция древних покровных песков началась после максимального похолодания в Вюрме, которому предшествовало отложение песчано-суглинистой серии и развитие ископаемой почвы, отвечающей по всей вероятности холодному Поудорфскому интерстадиалу. Наличие органогонного отложения интерстадиала Беллинг в подошве дюны в Витове (Chmielewska, Chmielewski), а также следы ископаемой почвы относимой к Беллингу, в кровле пылистого слоя, под дюнными толщами в местности Катажинув, (Дыликова) дает основание сделать заключение, что древние покровные пески и пыlistый покров отложились до, а более молодые покровные пески после интерстадиала Беллинг. В Витове установлен тоже возраст ископаемой почвы разделяющей на две части более молодые покровные пески. Полеоботанические данные, ^{14}C и археологические обнаружили, что почва представляет Аллередский межстадиал, а витовская дюна образовалась в среднем и верхнем Дриасе. Факт установления во многих других разрезах присутствия сложной почвы, а также исследования структуры дюнных форм рельефа (Dylikowa) дают основание признать двухэтапное развитие дюн и перерыв в аккумуляции во время накопления более молодых покровных песков повсеместным явлением в окрестностях Лодзи.

Сравнение стратиграфии и литологии образований нисходящей фазы Вюрма в центральной Польше с покровными песками Голландии, которая является страной, где Вюрм лучше всего изучен, дает основание установить существование большего сходства между этими образованиями. С одной стороны оно свидетельствует об удивительной однородности палеогеографической среды в Вюрмское время в больших областях Европы, с другой стороны подтверждают правильность представленной интерпретации возраста образований конечной фазы Вюрмского времени в окрестностях Лодзи. Сопоставление стратиграфическо-хронологических единиц верхнего Вюрма в центральной Польше и в Голландии на основе новейшей публикации (Van der Hammen, Maarleveld, Vogel, Zagwijn) представлено на таблице 1.

Таблица 1

Сопоставление стратиграфическо-хронологических единиц верхнего Вюрма в центральной Польше и в Голландии

Центральная Польша		Голландия		
фазы	литостратиграфические единицы и почвы в областях плато	хронологическо-стратиграфические единицы	межстадиалы	литостратиграфические единицы и почвы области покровных песков
нисходящая	младшие покровные пески II	поздний гляциал	верхний Дриас	младшие покровные пески II
	ископаемая почва, торф или гиттия		Аллеред	торф или почва Уссело
	младшие покровные пески I		средний Дриас	младшие покровные пески I
	ископаемая почва (Катажинув), гиттия (Еитув) Беллинг		Беллинг	торф или илистый слой
	пылистый покров — нижний Дриас	верхний плингициал		более древние покровные пески II, аридная мостовая или грубые, нивзофлювятильные отложения, мерзлотные клинья, более древние покровные пески
более древние покровные пески, каменистый плац				
полная	мостовая, мерзлотные клинья песчано-суглинистые отложения	средний плингициал	Денекамп	торф и еуглинистые слои
	ископаемая почва (Зелена Гура)		Хенгело	

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВЫ АЛЛЕРЕДСКОГО МЕЖСТАДИАЛА

Места нахождения. Аллередская почва известна в окрестностях Лодзи в шестнадцати разных местах нахождения. Только в одном из них она установлена в пределах маломощного песчаного покрова, в остальных она находится между двумя толщами песков образующих дюны. Нижняя дюнная толща, времени среднего Дриаса, являющегося основной дюннообразующей фазой образует главные параболические и грядовые дюнные формы, иногда достигающие высоты более десяти метров. Верхняя серия, которая прикрыла Аллередскую почву в верхнем Дриасе, не превышает 2,5 м мощности.

На основе анализа формы и структуры дюн можно установить, что в среднем Дриасе их формировали западные и северо-западные ветры. В верхнем Дриасе направление ветра изменилось на западное и юго-западное. Эти выводы подтверждаются наблюдениями сохранившейся местами аллередской почвы. Она отсутствует на наветренных юго-западных склонах дюн, на которых подверглась разрушению (рис. 1, 2).

Почвенный профиль. В окрестностях Лодзи можно выделить четыре разновидности Аллередской почвы. Первая из них — это почва с одним только генетическим горизонтом, которым является перегнойный аккумулятивный горизонт мощностью в 10—15 см, содержащий пятна черного, серого, бурого и белого цвета (фот. 4, 5). Во второй разновидности, рядом с белыми пятнами в пределах аккумулятивного горизонта, обнаруживается ниже отдельный подзолистый горизонт (фот. 6). Во многих профилях, в пониженных участках ископаемых склонов, наблюдаются системы тоненьких, бурых полосок, соответствующих слоистости эолового песка и распространяющихся до около 1 м вглубь почвы. Полосчатость исчезает на поверхности ископаемой почвы, образуя коричневые пятна в аккумулятивном горизонте (фот. 4, 7, 8). Четвертой разновидностью являются неоднородные почвы, формирование которых происходило при участии слабых эоловых процессов. (фот. 9).

Общими особенностями всех разновидностей Аллередской почвы являются: небольшая ее мощность, отсутствие иллювиального горизонта, несмотря на присутствие следов элювиального процесса и ярко выражена пятнистость. В почве небольшое количество амарфного перегноя (около 0,1% С органического) а также довольно много гумифицированных растительных остатков с сохраненной структурой оболочек. Обеднение элювиального горизонта железом по отношению к материнской породе выражено сотными частями процента, а содержание Fe_2O_3 в пределах коричневых пятен не более 0,5%. Реакция почвы кислая или слабо кислая (рН 5—6). По механическому составу почва почти не отличается от материнской породы, но характеризуется большей плотностью и устойчивостью против денудационным факторам (фот. 10).

Условия развития почвы. Древняя дюнная серия, на которой развилась Аллередская почва, сложена песками с преобладающей среднезернистой фракцией (более 50%) и с незначительной примесью суглинистой и глинистой фракции (частицы < 0,002 мм — до около 3%). В минералогическом составе преобладает кварц — около 90%, содержание плагиоклазов равняется 8—9%, а калиевых полевых шпатов 1—2%. Доля тяжелых минералов не более 1%. Пески совершенно лишены карбонатов. Такой механический и минералогический состав а также минимальная способность задерживать воду создает менее всего ответственные условия для жизни растений.

На основе палеоботанических исследований в Витове в развитии Аллередской растительности выделяются фаза светлых березовых лесов и березово-сосновых а также оптимальная фаза с довольно густыми сосновыми лесами. Климат Аллередского времени был умеренным со средней температурой июля не менее чем 16°, более влажный чем в среднем Дриасе, но с признаками континентализма. В верхнем Дриасе наступил опять континентальный субарктический климат, а растительный покров принял характер лесотундры.

На основе датировки методом ^{14}C в Витове можно установить, что Аллередское время, вместе с верхним Дриасом продолжалось около 1100 лет. Так как не существуют более точные данные из Польши, оценку продолжительности отдельных фаз позднего плейстоцена можно определить используя голландские

датировки (Van der Hammen, Maarleveld, Vogel, Zagwijn). Оценивается там продолжительность среднего Дриаса на около 200 лет, Аллередского времени на около 800 лет и верхнего Дриаса на около 1000 лет.

Существует основание предполагать, что рассматриваемая ископаемая почва получила начало своего развития только в оптимальной фазе Аллередского времени. Развитие это продолжалось в первой части верхнего Дриаса. Надвигание леса на дюны наступило с некоторым запозданием в сравнении с его распространением в районах с более благоприятными эдафическими условиями, по всей вероятности лишь только в сосновой фазе Аллередского времени. Закрепление дюн и развитие почвенного покрова в Аллередском времени вызвало продолжение почвообразовательного периода, захватывающего также часть верхнего Дриаса, доказательством чего являются некоторые признаки почвы, указывающие на ее развитие в тундровых условиях.

Происхождение почвы. В первом этапе своего развития почва формировалась под воздействием подзолистого, почвообразовательного процесса. В то время образовался аккумулятивно-элювиальный горизонт, с небольшим содержанием перегноя и в некоторых случаях отдельный, подзолистый горизонт. Подзолистый почвообразовательный процесс обусловлен был наличием хвойной растительности и кислой реакцией среды. Но степень развития этого процесса была незначительная, так как в почвенном профиле нигде не образовался иллювиальный горизонт и, в большинстве случаев самостоятельный, подзолистый горизонт. В первом этапе образовалась таким образом почва, которую можно определить как подзолистый ранкер (Podsol-Ranker по Kubiena).

Во втором этапе на подзолистую почву наложился своеобразный процесс, под воздействием которого появились бурые пятна в аккумулятивном горизонте почвы, и ниже, системы тоненьких бурых железистых полосок. Во многих точках бурый оттенок аккумулятивного горизонта отличается такой интенсивностью, что весь горизонт совершенно теряет свой первичный характер.

Буроватый оттенок является результатом наличия железистых соединений, которые не могли скопиться в таком количестве в аккумулятивном горизонте подзолистой почвы. Но можно этот процесс связывать со средой тундры, в которой сильно затрудняется перемещение вещества вниз по профилю и железо накапливается в верхних горизонтах почв. Вместе с гумусовыми соединениями дает оно буроватую окраску лучше промываемым почвам тундры.

Бурые полоски являются результатом миграции соединений железа и перегноя. По всей вероятности осаждение этих соединений связано с процессом криогенной коагуляции, а форма осаждения зависит от слоистой структуры материнской породы и повторяющегося ежегодно формирования грунтового льда в приповерхностной зоне.

Мы имеем дело, таким образом, с полигенической почвой, которой свойства показывают, что период ее развития в лесной среде был очень кратковременным и по всей вероятности протекал только в основной фазе Аллередского времени, и что почва эта преобразовалась в тундровой среде, что могло совершиться только в период верхнего Дриаса.

Упомянутая почва, которую условно называем Аллередской, помимо того, что она формировалась тоже во время первой части верхнего Дриаса, имеет индивидуальные особенности. Это карликовость профиля, отсутствие иллювиального горизонта, при наличии признаков оподзоления, буроватая окраска верхнего горизонта, наличие систем коричневых полос, а также интенсивная

пятнистость. Совокупность этих признаков, не наблюдающаяся в других плейстоценовых ископаемых почвах ни в почвах голоценового возраста, является причиной того, что Allerødская почва приобретает характер стратиграфического, опорного горизонта.

Бросающаяся в глаза интенсивная пятнистость является результатом процессов, наблюдающихся уже после погребения почвы, но ее генезис не находит еще достаточного объяснения.

Barbara Manikowska

FOSSIL SOIL FROM ALLERÖD INTERSTADIAL ON BACKGROUND OF DEPOSITS OF WANING PHASE OF THE WÜRM IN ŁÓDŹ REGION

Summary

Alleröd soil has been discovered and identified for the first time in Holland where it is called the Usselo layer (Hijzeler, Maarleveld); it is described as a whitish layer 10 to 15 cm thick, containing much charcoal and disclosing the occurrence of finger-like protrusions. Because the Usselo contains flint remnants and traces of settlements of an uniform identical culture (the Tjonge group) and shows specific geological features, Hijzeler considered it an archeological and stratigraphical index horizon.

The Usselo layer is also known from a number of localities in Belgium and North Germany. Erbe (1959) was the first to report a pedological characteristic of this soil and defined it, by comparison with contemporaneous soils, as Nano-Podzol-Ranker (after Kubiena's nomenclature).

In Poland the first report on the Alleröd horizon, described as a soil with Usselo features, dates back from Witów, Łęczyca County (Chmielewska, Chmielewski, 1960). Afterwards, Alleröd soils were discovered near Łódź in a number of other localities (Dylikowa, 1961; Manikowska, 1966) and this lead to a more detailed definition of this formation.

STRATIGRAPHY AND AGE OF THE DEPOSITS OF THE WANING PHASE OF THE WÜRM

Alleröd soil occurs in the region of Łódź amidst sandy deposits of the declining Würm. Dylik calls this part of the last cold period the waning phase. In the interfluvial areas of the Łódź Region the base of the deposits of this phase is a surface covered by a stone mantle and dissected by a network of frost-fissures which provide evidence of the maximum cold period of the Würm. Underneath lie silty-sandy deposits of the climax phase of the Würm and in this series there has been discovered at Zielona Góra a fossil soil horizon, probably from the Paudorf Interstadial. The deposits of the waning phase consist of three series. The first are older cover sands up to 2 m thick, in thin parallel strata, which commonly occur in denudation troughs and valleys and in closed depressions. At the top of the older cover sands there appears a silty cover consisting of sand

with a strong admixture of silt; this cover occurs as a thin (10—30 cm), for the most part structureless, widespread layer, often mantling convex surfaces. Younger cover sands of eolian origin form the overlying stratigraphical unit. The thickness of this series is often only some fifty centimeters but in the dunes it reaches a dozen or so metres.

The age of the deposits of the waning Würm as they appear in the vicinity of Łódź can be established fairly accurately, because they contain fossil and organic deposits. The accumulation of the older cover sands started after the maximum cold of the Würm and was preceded by the deposition of a silty-sandy series and the development of fossil soil which presumably corresponds to the cool Paudorf Interstadial. It may be assumed from the presence of an organic deposit from the Bolling Interstadial in the bottom of the Witów dune (Chmielewska, Chmielewski, Wasylikowa) and from traces of a fossil soil ascribed to the Bolling in the top of the silty layer found underneath the principal dune series at Katarzynów (Dylikowa), that the older cover sands and the silty cover have been laid down prior to, and the younger cover sands after, the

Plate 1

Comparison of stratigraphical-chronological units of the Younger Würm in Central Poland and in Holland

Central Poland		Holland		
phases	litho-stratigraphical units and soils in upland areas	chronological-stratigraphical units	interstadials	litho-stratigraphical units and soils in sand cover areas
waning	younger cover sands II	Late Glacial	Younger Dryas	younger cover sands II
	fossil soil, peat or gyttia		Alleröd	peat or Usselo soil
	younger cover sands I		Older Dryas	younger cover sands I
	fossil soil (Katarzynów, gyttia (Witów) Bolling		Bolling s.l.	peat or mud layer
	silty cover — Oldest Dryas older cover sands stone mantle	Upper Pleniglacial		older cover sands II desert pavement, or thick niveo-fluviatile deposits, frost wedges, older cover sands I
climax	pavement, frost wedges sandy-muddy deposits			
	fossil soil (Zielona Góra)	Middle Pleniglacial	Denekamp Hengelo	peat and mud layers

Bölling Interstadial. At Witów there was also determined the age of the fossil soil which divides the younger cover sands into two separate series. Palaeobotanical and ^{14}C data and archeological examinations revealed that this soil represents the Alleröd Interstadial and that the Witów dune developed during the Older and the Younger Dryas. The discovery of many other localities with a similar soil and the study of the structure of dune forms (Dylikowa) seem to indicate that in the region of Łódź a two-stage evolution of the dunes and a break in the accumulation of the younger cover sands were of common occurrence.

A close similarity can be seen when comparing the stratigraphy and lithology of the deposits from the waning Würm phase in Central Poland with the cover sands in Holland, which is the country where the course of the Würm events has been most accurately identified. On the one hand this is evidence of an astonishing uniformity in the palaeogeographical environment of the Würm in wide areas of Europe while, on the other, this confirms the correctness of the interpretation suggested for the age of the deposits of the declining part of the Würm in the Łódź region. A comparison of stratigraphical-chronological units of the Younger Würm in Central Poland and in Holland, based on the most recent publication (Van der Hammen, Maarleveld, Vogel Zagwijn) is presented in Table I.

CHARACTERISTIC OF ALLERÖD INTERSTADIAL SOIL

Localities of occurrence. Alleröd soil is known in the Łódź region from sixteen localities. Only in one locality it appears within a thin sandy cover, in all the others it lies between two sand series forming dunes. The lower dune series, dating back from the Older Dryas which has been the main dune-forming phase, built the principal parabolic and ridge-type dunes up to some 15 m high. The upper series which in the Younger Dryas covered the Alleröd soil, is 2.5 m thick at the most.

As indicated by analyses of dune forms and structures, the dunes have developed during the Older Dryas by the action of western and north-western winds; in the Younger Dryas the wind direction changed to west and south-west. This conclusion is confirmed by observations of the distribution of preserved lobes of Alleröd soil; no remnants of it can be found in slopes inclined towards south-west, because on the windward side of the dunes the Alleröd soil was destroyed (Figs. 1, 2).

SOIL PROFILE

Observations made so far in the Łódź region, revealed four varieties of Alleröd soil. The first is soil developed in a single genetic horizon, which is a humus accumulation horizon 10–15 cm thick containing black, grey, brown and white spots (Photos 4, 5). In the second variety there appears besides the white spots in the accumulation horizon also an underlying separate bleached horizon (Photo 6). As to the third variety, many profiles show in the lower part of fossil slopes a system of thin brown streaks intercalated the strata of the eolian sand and reach down as far as about 1 m from the soil surface, where they end and form brown spots in the accumulation horizon (Photos 4, 7, 8). The fourth variety are non-homogeneous soils, formed by the intervention of minor eolian processes (Photo 9).

Features common to all discussed varieties of Allerød soil are their slight thicknesses, the lack of an illuvial horizon (while noticeable are signs of eluvial processes) and the intensive spotting. The soil contains only slight quantities of amorphous humus (some 0.1% of organic carbon), a fairly large amount of humified plant remnants with a preserved tissue structure and charcoal. The content of iron in the eluvial horizon compared with that in the parent material amounts to only tenths of one per-cent, and the Fe_2O_3 in the brown spots does not exceed 0.5%, differing from its content in the substratum by only tenths of one per-cent. The reaction of soil is acid or slightly acid (pH 5 to 6). As to its mechanical composition the Allerød soil does not differ distinctly from its parent material; still, it is a little more compact and more resistant to denuding agencies (Photo 10).

CONDITIONS OF SOIL DEVELOPMENT

The older dune series on which the Allerød soil developed, consists of sands where a medium-grained fraction predominates (more than 50%), with only a slight quantity of a silty and clayey fraction (grains of < 0.002 mm constitute up to some 3%). In the mineralogical composition quartz is dominant (some 90%); the plagioclase content is 8—9%, that of potassium feldspars 1—2%. The heavy minerals do not exceed 1%. The sands lack carbonates altogether. The mechanical and mineralogical composition of the material as described above, as well as the negligible capacity of retaining water results in conditions extremely unfavourable to plant growth.

On the basis of paleobotanical examinations of the development of vegetation in the Allerød made in Witów (Wasylikowa) there were distinguished two phases: 1) scarce birch forests followed by birch-pine growth and, afterwards, 2) an optimum with dense pine forests. The climate of the Allerød was temperate with a mean July temperature of 16°C ; it was more humid than in the Older Dryas, but rather continental. The Younger Dryas brought again a subarctic, continental climate and the vegetation put on the character of a park tundra.

Dating by means of ^{14}C made in Witów revealed that the Allerød together with the Younger Dryas must have lasted some 1100 years. Lacking detailed data from Poland one may profit by records from Holland (Van der Hammen, Maarleveld, Vogel, Zagwijn); where the Older Dryas is believed to have lasted some 200 years, the Allerød some 800 years, and the Younger Dryas about 1000 years.

There is good reason to believe, that the fossil soil in question started its evolution as late as during the optimum phase of the Allerød and continued to develop during the first part of the Younger Dryas. Forests invaded the dunes somewhat later they had expanded on areas where edaphic conditions were more favourable, probably not before the pine phase of the Allerød. Dune stabilization and the evolution of a soil cover in the Allerød caused the soil-forming period to extend into part of the Younger Dryas, as seen from certain features of the soil indicating its development in a tundra environment.

ORIGIN OF THE SOIL

During the first stage of development the soil was formed by a podzolizing soil-forming process. At that time an accumulative-eluvial horizon containing relatively little humus and, in some instances, a separate podzol horizon developed. The podzolization should be ascribed to the coniferous forest vegetation

and the acid reaction of the environment. The duration of this process must have been very short, since nowhere it led to the formation of an illuvial horizon nor, in most instances, to a definite podzol horizon. Hence, in this first period a soil developed which may be called a Podzol-Ranker

In the second stage of development the podzol soil was affected by a peculiar process which gave rise to brown spots in the accumulation horizon of the soil and to systems of thin ferruginous brown streaks in the soil profile. In some places this brown colour of the accumulation horizon is so strongly widespread that the original character of the horizon is obliterated.

The brown staining was caused by the presence of iron compounds which could not accumulate in such quantities in the accumulation horizon of the podzol soil. The staining may be explained by the conditions of tundra environment where a downward displacement of substances is very weak and the iron connected with humus compounds accumulates in the upper layer of the better drained tundra soils.

The brown streaks may have been the result of a migration of both iron and humus compounds. Most probably the precipitation of these compounds proceeded together with a process of cryogenic coagulation, and the way in which this precipitation took place depended on the stratification of the parent material and on the annual formation of ground ice in the near-surface zone.

Hence this is a polygenetic soil. The examined properties of the soil indicate that its development in a forest environment was very short, probably limited to the pine phase of the Allerød, and its transformation took place in a tundra environment — i.e. in the Younger Dryas.

The soil discussed, called Allerød soil although it also developed in the Younger Dryas, shows a number of specific features. Among them are the rather dwarf-sized profile, the lack of an illuvial horizon though podzol symptoms occur in the soil profile, the brown staining of the upper horizon, the presence of brown streaks, and the markedly spotted appearance of the soil. A similar combination of features has not been observed in any other fossil soil of Pleistocene age nor in any Holocene soils, hence the Allerød soil assumes the character of a stratigraphical index horizon.

The pronounced spottiness results from processes which took place after the soil had been buried. So far the origin of this soil feature has not been clarified in a fully satisfactory way.

MIROSLAW BOGACKI

WYDMY RÓWNINY KURPIOWSKIEJ

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA RÓWNINY KURPIOWSKIEJ

Równina Kurpiowska, obok Kotliny Warszawskiej, Płockiej, Toruńsko-Bydgoskiej, Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego, należy do najciekawszych i klasycznie wykształconych krajobrazów wydmowych w Polsce.

Na południe od maksymalnego zasięgu lodowca fazy leszczyńskiej zostały osadzone najstarsze osady glacialne sandru kurpiowskiego. Wody odpływające sprzed czoła lodowca płynęły na południe do pradolin Narwi.

Podczas fazy poznańskiej czoło lodowca przebiegało na południe od jeziora Śniardwy, w okolicach Rucian, na południe od jeziora Duś, w okolicach Zgonu nad jeziorem Mokre i w okolicach Szczytna.

W czasie postoju lodowca na linii tych moren nastąpiła akumulacja piasków i żwirów glacialnych budujących obecny wysoki poziom sandrowy w Puszczy Piskiej i sandr orzyski. Odpływ sprzed czoła lodowca odbywał się swobodnie i w miarę oddalania się od niego siła nośna wód słabła, osadzając coraz drobniejszy materiał (tab. 1). Po wycofaniu się lodowca na linię moren fazy pomorskiej we wschodniej części sandru piskiego powstał niski poziom sandrowy.

Schyłek ostatniego glacjału odegrał bardzo ważną rolę w rzeźbie omawianego terenu. W tym okresie rozwijały się intensywnie procesy eoliczne, rozpoczęło się także wytapianie martwych lodów zagrzebanych w osadach glacialnych. W tym też czasie rozpoczął się proces formowania współczesnych dolin rzecznych odwadniających obszar sandrowy (M. B o g a c k i 1967).

Z początkiem holocenu zapanowały lasy, które odegrały bardzo dużą rolę jako czynnik morfologiczny. W ciągu holocenu wykształciła się ostatecznie współczesna sieć rzeczna i zakończył się całkowicie proces wytapiania się martwych lodów. Zakończył się także proces formowania wydm i rozpoczął się następny okres niszczenia tych form.

Tabela 1

Wyniki wybranych analiz granulometrycznych piasków sandrowych w %

Lp.	Miejscowości	Żwir i żwirek	Wielkość ziarn w mm								
			piaski								
			b. gruboziarniste	gruboziarniste			średnioziarniste			drobnoziarniste	b. drobnoziarniste
2	2-1	1-0,8	0,8-0,5	Σ	0,5-0,4	0,4-0,25	Σ	0,25-0,1	0,1		
1	Pisz — sandr piski	12,1	8,4	19,9	39,7	59,6	0,8	9,6	17,6	1,9	0,4
2	Rybitwy — sandr piski	6,3	6,0	8,4	38,8	47,2	20,0	18,7	38,7	1,8	—
3	Szeroki Bór — sandr piski	1,6	2,3	1,1	12,4	13,5	7,6	60,5	68,1	11,5	3,0
4	Wądołek — część pn. sandru kurlpiowskiego	—	—	0,1	0,7	0,8	2,5	22,6	25,1	69,4	4,7
5	Przecznik — część pd. sandru kurlpiowskiego	—	—	0,1	1,3	1,4	1,7	23,8	25,5	50,7	22,4

STOSUNEK WYDM DO RÓWNINY SANDROWEJ I DO DOLIN RZECZNYCH

Jednym z dominujących elementów morfologicznych na obszarze sandru kurpiowskiego i południowej części sandru piskiego są wydmy. Związek wydm z równiną sandrową jest oczywisty, tu bowiem znajdował się odpowiedni materiał dla ich powstania. Silnemu zwydmieniu uległy piaski całej Równiny Kurpiowskiej oraz częściowo południowa część sandru piskiego. Północna granica wydm przebiega na południe od jeziora Pogubie, jeziora Nidzkiego i na południe od wsi Rozogi (ryc. 1). Zagadnienie tej granicy nie jest jasne. Na innych obszarach Polski, nie biorąc pod uwagę wydm nadmorskich, np. w Borach Tucholskich, w pradolinie Biebrzy wydmy sięgają znacznie dalej na północ. Nie jest to więc granica uwarunkowana ogólniejszymi przyczynami. Wyjaśnienia należy zatem szukać w różnicach regionalnych pomiędzy sandrem piskim i sandrem kurpiowskim. Brak wydm w Puszczy Piskiej spowodowany jest prawdopodobnie wieloma przyczynami, a między innymi różnicą w nawilgoceniu oraz różnicą w składzie granulometrycznym i petrograficznym osadów glacyfluwialnych.

Wydmy na obszarze Równiny Kurpiowskiej w zasadzie nie przekraczają granicy maksymalnego zasięgu zlodowacenia bałtyckiego (fazy leszczyńskiej), jedynie we wschodniej części sandru piskiego, pomiędzy wsią Jeże na południu i jeziorem Pogubie na północy, wydmy występują na północ od maksymalnego zasięgu zlodowacenia bałtyckiego. Zwydmieniu uległy tu piaski bardzo drobne i drobne (tab. 1) budujące niski poziom sandrowy.

Wydmy kurpiowskie ze względu na ich rozmieszczenie można podzielić na dwie grupy: występujące na działach wodnych rzek odwadniających Równinę Kurpiowską: Pisy, Szkwy, Rozogi, Omulwi i Orzyca oraz nie związane z działami wodnymi wymienionych rzek, a występujące najczęściej w pobliżu dolin i zatorfionych zagłębień. Na takie rozmieszczenie wydm na sandrze kurpiowskim i piskim miały decydujący wpływ stosunki wilgotnościowe.

Procesy deflacyjne nie zachodzą poniżej poziomu wody gruntowej. Nawilgocenie terenu, obok roślinności, jest główną przyczyną hamującą rozwój procesów eolicznych.

Współcześnie sandr piski jest bardziej suchy niż sandr kurpiowski. Wody gruntowe zalegają tu dość głęboko, często na 5—20 m. Jeziora wytopiskowe występują w głębokich obniżeniach terenu.

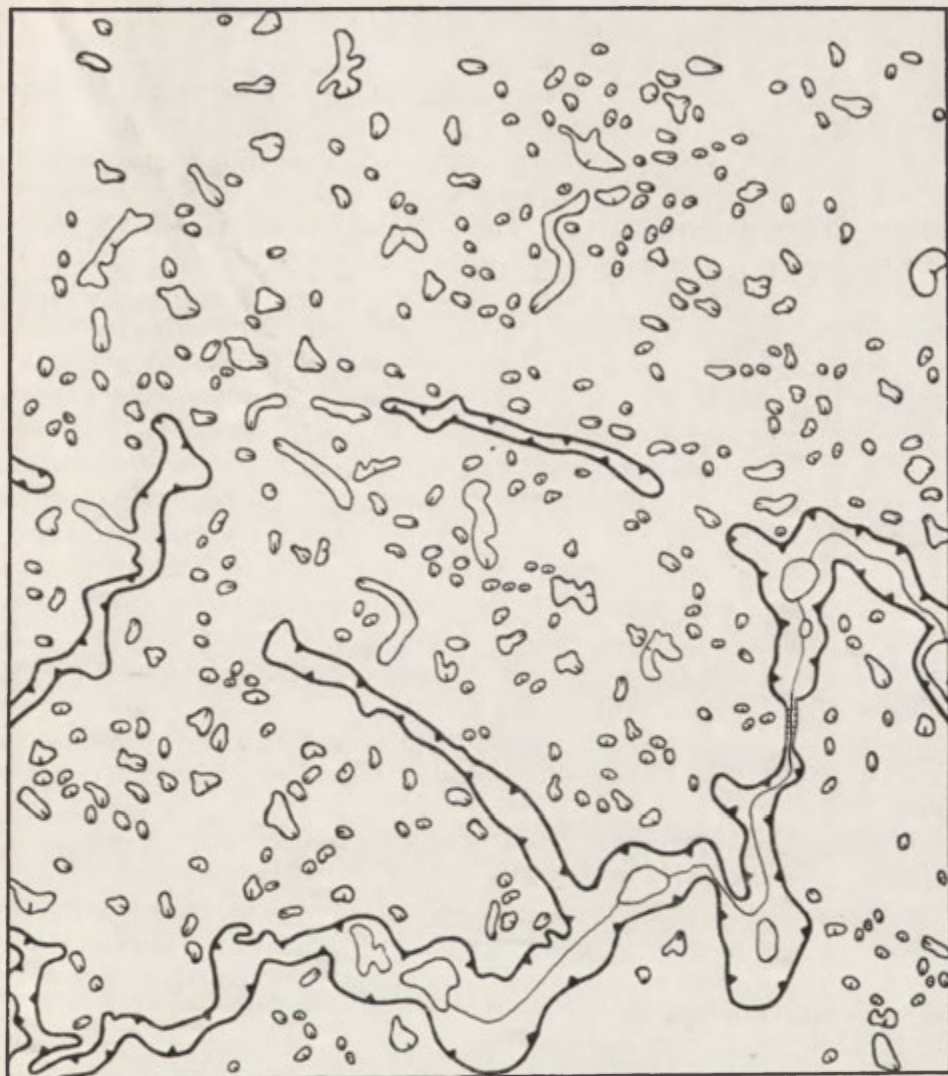
Na Równinie Kurpiowskiej sytuacja jest odwrotna, duże obszary są słabo odwodnione. Rzeki płyną w płytkich dolinach, wypełnionych prawie całkowicie aluwiami. Granica morfologiczna pomiędzy równiną a dolinami trudna jest często do ustalenia. Dodatkowo wydmy utrud-



Ryc. 1. Szkic morfologiczny sandru kurpiowskiego i piskiego
 1 — Równiny denudacyjne, 2 — Wzgórza moren czołowych, 3 — Wysoczyzna morenowa, 4 — Równina sandrowa, 5 — Wydmy, 6 — Równiny torfowe, 7 — Dna dolin rzecznych i rynien jeziornych, 8 — Jeziora, 9 — Granica zlodowacenia bałtyckiego

Морфологическая карта Курпёвского и Пиского зандров
 1 — Денудационные равнины, 2 — Холмы фронтальных морен, 3 — Моренное плато, 4 — Зандровая равнина, 5 — Дюны, 6 — Торфяные равнины, 7 — Дна речных долин и озерных ложбин, 8 — Озера, 9 — Предел Балтийского оледенения

Morphological map of Kurpie and Pisa outwash
 1 — denudation plains, 2 — elevations of end moraines, 3 — moraine plateau, 4 — outwash plain, 5 — dunes, 6 — peat plains, 7 — floors of river valleys and lake channels, 8 — lakes, 9 — marginal line of Baltic Glaciation



0 0.5 1 km

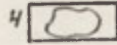
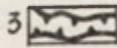
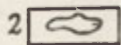
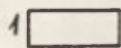


Рис. 2. Fragment mapy morfologicznej sandru piskiego

1 — równina sandrowa, 2 — wytopiska, 3 — rynny, 4 — jeziora

Фрагменты морфологической карты Писского зандра

1 — зандровая равнина, 2 — углубления после таяния мертвого льда, 3 — Ложбины, 4 — озера

Fragment of morphological map showing Pisa outwash

1 — outwash plain, 2 — meltwater kettles, 3 — glacial channels, 4 — lakes

nią odpływ w kierunku rzek, wzmagając tym samym zabagnienie terenu. Wody gruntowe występują na głębokości 1,5—2,5 m.

Nawilgocenie osadów glacyfluwalnych było inne w późnym glacie. W osadach sandru piskiego zagrzebane były liczne bryły martwych lodów. W niektórych partiach Puszczy Piskiej występuje do 25 zagłębień bezodpływowych na 1 km² powierzchni sandrowej (ryc. 2).

Martwe lody zaczęły wytapiać się w schyłkowym okresie ostatniego glaciału (K. Kępczyński 1958)¹. Wytapianie się martwych lodów oraz brak odpływu powodowało, że obszar ten był prawdopodobnie silnie nawilgocony. Wody gruntowe występowały zapewne dość płytko.

Odmierna sytuacja panowała na Równinie Kurpiowskiej. Teren ten znajdował się poza zasięgiem zlodowacenia bałtyckiego. W związku z tym nie było tu martwych lodów. Zagrzebane w osadach glacyfluwalnych lody sandrowe i zimowe były mniej liczne i mniejszych rozmiarów. W wyniku ich wytapiania powstały płytkie, rozległe obniżenia. W allerödzie nastąpiło dość głębokie wcięcie rzek w powierzchnię sandrową co spowodowało obniżenie poziomu wód gruntowych. Przesuszone piaski glacyfluwalne łatwiej ulegały zwydmieniu. Powstawały w tym czasie wydmy głównie na działach wodnych.

Północna granica wydm pokrywa się prawie dokładnie z południową granicą występowania licznych zagłębień i obniżeń po bryłach martwych lodów.

Wydmy drugiej grupy, nie związane z działami wodnymi, są formami większymi, często zdeformowanymi wskutek wytapiania się zagrzebanych lodów lub przez wody płynące. Formy te są prawdopodobnie starsze od wydm występujących na działach wodnych i starsze także od allerödskiej erozji na sandrze, a więc musiały one powstawać w starszym dryasie albo jeszcze wcześniej.

Na rozmieszczenie form eolicznych, oprócz nawilgocenia gruntu, duży wpływ miał również skład granulometryczny i petrograficzny osadów oraz rodzaj lepiszcza zlepiającego ziarna piasków.

Osady glacyfluwalne budujące sandr piski są znacznie grubsze niż osady budujące sandr kurpiowski; jedynie niski poziom sandrowy występujący w okolicach Pisz zbudowany jest z piasków drobnych i bardzo drobnych (tab. 1). Poziom ten na południe od Pisz uległ zwydmieniu.

¹ A. B. Basalykas, 1961. Niektóre woprosy rozwitija reljefa Litwy w pozdnieledniekowoje wriemia. Woprosy Gołocena. Wilnius. J. Stasiak, 1963. Historia jeziora Kruklin w świetle strefy litoralnej. Prace Geogr. IG PAN 43. Warszawa; K. Więckowski, 1966. Osady denne jeziora Mikołajskiego. Prace Geogr. IG PAN 57. Warszawa; M. Szostak, 1967. Pochodzenie jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. Prace Geogr. IG PAN 58. Warszawa.

Badania przeprowadzone przez W. Stankowskiego (1963) w okolicach Łeby wykazały, że transport materiału piaszczystego odbywa się nawet wówczas, gdy piasek jest wilgotny. Przy wietrze o odpowiedniej sile procesy eoliczne nie zamierają również w czasie padającego deszczu. W. Stankowski stwierdził, że do wprowadzenia w ruch ziarn piasku suchego o średnicy 0,5 mm potrzebna jest prędkość wiatru 4 m/sek. Piasek wilgotny natomiast o tej samej średnicy może być wprowadzony w ruch przez wiatr o prędkości dwa razy większej — 8 m/sek. Ziarna piasku suchego o średnicy 0,1 mm wprowadzone są w ruch przez wiatr o prędkości 2m/sek., a piasku wilgotnego przez wiatr o prędkości 4—5 m/sek.

W tych samych warunkach aerodynamicznych decydujący wpływ na powstawanie form wydmy ma nawilgocenie terenu i frakcja materiału.

W składzie osadów budujących sandr piski frakcja 0—5 mm i grubsza stanowi 80,1⁰%, a frakcja 0,1 mm i drobniejsza tylko 0,9⁰%. Odwrotny stosunek występuje w osadach sandru kurpiowskiego; piaski o frakcji 0,5 mm i grubsze stanowią 0,2⁰%, natomiast piaski o frakcji 0,1 mm i drobniejsze 75,6⁰%. Przy takim składzie granulometrycznym i dodatkowo przy znacznie większym nawilgoceniu materiału osady sandru piskiego mogły być zwydmione przez wiatry o co najmniej 3—4 razy większych prędkościach.

Jeżeli przyjąć, że piaski Równiny Kurpiowskiej uległy zwydmieniu przez wiatry o przeważających prędkościach około 4 m/sek.², dla zwydmienia osadów sandru piskiego wiatr by musiał mieć prędkości 12—16 m/sek.

Na obszarach współcześnie zlodowaconych, w Arktyce i na Antarktydzie, duży procent stanowią wiatry o prędkościach powyżej 10 m/sek. Na Spitsbergenie w okresie od XII do II dochodzą one albo przekraczają 50⁰%³. Na Antarktydzie prędkości wiatrów przekraczają często 50 m/sek. (S. Z. Różycki 1967).

Wydmy kurpiowskie powstawały w obszarach odległych od lodowca, gdzie warunki aerodynamiczne podobne były do współczesnych.

A. Dylkowa (1958) szybkość wiatrów formujących wydmy okolic Łodzi określa na 6—9 m/sek. — faza właściwa, 3 m/sek. — faza przekształcenia, 2—5 m/sek. w fazie niszczenia.

Dodatkowy wpływ na rozwój form wydmy na obszarze sandru

² L. Pietrow, 1948. Relief barchannych pieskow pustyn i zakonomiernosti jego formirowania. Trudy Inst. Geogr. AN SSSR. Wypusk XXXIX.

³ Z. Czeppe, 1966. Przebieg głównych procesów morfologicznych w południowo-zachodnim Spitsbergenie. Prace Geogr. z. 13. Kraków.

piskiego i kurpiowskiego miał skład mineralny piasków oraz skład lepszczu spajającego ziarna piasku.

K. H. Sindowski⁴ stwierdził, że przy prędkości wiatru 6—12 m/sek., toczyły się ziarna kwarcu o średnicy 0,5 mm, granatu o średnicy 0,33 mm i rud o średnicy 0,27 mm. W tych samych warunkach najłatwiej i o największej średnicy wywiewane są ziarna kwarcu.

Analizy chemiczne piasków z sandru piskiego i kurpiowskiego wykazały, że w obu przypadkach przeważa krzemionka. Występują jednak pewne różnice w ilości krzemionki i w ilości innych związków (tab. 1).

Tabela 2

Analiza chemiczna piasków sandrowych (w %)

	Pisz	Szczytno	Ostrołęka
SiO ₂	86,20—91,67	70,81—94,38	94 14
Fe ₂ O ₃	0,98— 1,14	0,33— 4,97	1,38
Al ₂ O ₃	3,34— 4 50	1,68— 5,75	2,72
CaO	1,09— 4,04	0,38— 9,98	0,98
MnO	0,35— 0,91	0,23— 3,92	ślady
Straty na prażenie	1,10— 3,57	0,57—11,06	0,63

Z przytoczonych faktów wynika, że północna granica występowania wydym na sandrze pisko-kurpiowskim uwarunkowana została różnym składem granulometryczno-mineralogicznym oraz różnym nawilgoceniem piasków w okresie formowania się wydym.

CHARAKTERYSTYKA MORFOMETRYCZNA WYDM

Na obszarze Równiny Kurpiowskiej występują różnorodne formy wydymowe, przeważają formy paraboliczne. Typowe pojedyncze parabole spotyka się w okolicach wsi Cieciora, Potasie, Leman i in. Najczęściej jednak cały szereg parabol, wałów różnie zorientowanych, pagórków tworzy jeden zwarty kompleks wydymowy o dość zawilej topografii.

Wydmy paraboliczne osiągają nieraz znaczne rozmiary, od 3—4 m (Łoziska) do ponad 30 m (Mamina) wysokości względnej. Zbocza wewnętrzne, podwietrzne są łagodniejsze o nachyleniu od 5° (Korwki) do

⁴ K. H. Sindowski, 1956. Korngrossen- und Kornformen-Auslese beim Sandtransport durch Wind (nach Messungen auf Norderney). Geol. Jb. Bd. 71.

12° (Parzuchy) a stoki zewnętrzne, odwieztrne od 11° (Korwki) do 33° (Parzuchy).

Większość wydm parabolicznych w północno-wschodniej części Równiny Kurpiowskiej skierowana jest wypukłością w kierunku wschodnim i północno-wschodnim. Usypały je wiatry wiejące z zachodu i południowego zachodu. Na pozostałym obszarze natomiast parabole skierowane są na wschód i południowy wschód, usypane zatem zostały przez wiatry z zachodu i północo-zachodu.

Wielu parabolom towarzyszą od strony zachodniej wyraźne misy deflacyjne. Większość z nich jest zatorfiona. Miąższość torfów waha się od 0,5 do 2,0 m. W niektórych misach występują jeziorzka efemeryczne.

Proces zatorfienia tych form rozpoczął się dość późno. Analiza pyłkowa torfów o miąższości 1,30 m, wypełniających zagłębienie deflacyjne z okolic wsi Łoziska wskazuje, że zaczęły się one odkładać dopiero w okresie subatlantyckim. Być może, że w innych zagłębieniach proces zatorfienia rozpoczął się wcześniej.

Oprócz wydm parabolicznych dość liczne są formy wałowe. Wśród nich można wyróżnić wały mające kierunek zbliżony do równoleżnikowego, podobnie jak ramiona form parabolicznych. Wały te nie wyróżniają się żadnymi szczególnymi cechami od ramion wydm parabolicznych; posiadają podobne wysokości względne i podobne nachylenie stoków, występują zawsze w sąsiedztwie wydm parabolicznych. Cechy te wskazują, że powstały one równocześnie z wydmami parabolicznymi, albo w późniejszym okresie wskutek przekształcenia parabol.

Występują tu także szczątkowe formy wałowe, silnie zniszczone i przekształcone, starsze od wydm parabolicznych.

W miejscach gdzie lasy zostały zniszczone, wydmy są intensywnie rozwiewane. Największy obszar rozwiewanych wydm występuje w okolicach Niksowizny na międzyrzeczu Pisy i Skrody oraz w okolicach Ostrołęki. Pierwotne formy są tu już nieczytelne, są to jednolite obszary lotnych piasków, pozbawione prawie całkowicie roślinności. Rozwiewanie wydm prowadzi do powstania eolicznej penepłeny. Proces ten znany jest także z innych obszarów Polski (W. Mrózek 1958, W. Stankowski 1963) i szczegółowo został opisany przez J. Kobenzinę (1958) na przykładzie wydm Puszczy Kampinoskiej. Wydmy niszczone są przez wiatry wiejące głównie z sektora zachodniego. Wiatry z południowego-zachodu, zachodu i północno-zachodnie stanowią w ciągu roku prawie 50% (46,2%), cisze 33,2%, udział pozostałych kierunków (N, NE, SE, S) przekracza nieznacznie 20%.⁵ Wiatry wiejące

⁵ M. Bogacki, L. Czajkowski, 1968. Objaśnienia do mapy geomorfologicznej arkusz Nowogród. Dok. Geogr.

z kierunków zachodnich odznaczają się dużymi prędkościami, szczególnie w miesiącach zimowych, co przy braku pokrywy roślinnej sprzyja intensywnemu rozwiewaniu.

Niezahamowane procesy rozwiewania wydm powodują często duże szkody. Piaski zasypują obejścia gospodarcze, łąki w dolinach, złoża torfów, pola uprawne itp. Przesuwające się wydmy powodują zmianę kierunku biegu rzek, np. Skrody, lewego dopływu Pisy w okolicach Niksowizny (M. B o g a c k i 1967).

BUDOWA GEOLOGICZNA WYDM KURPIOWSKICH

Wszystkie wydmy kurpiowskie posiadają podobną budowę geologiczną, prawie wszystkie powstały z przewianych osadów glacyfluwialnych.

Na powierzchni wydm utrwalonych wykształciła się warstwa próchniczna o miąższości 0,05—0,20 m. Pod warstwą próchniczną występuje seria piasków bezstrukturalnych do głębokości 1,0—2,0 m, czasami porzecinanych warstewkami orsztynu. W niektórych wydmach na głębokości 1,0—1,5 m występuje wyraźny poziom gleby kopalnej. Dolną serię wszystkich wydm, o znacznej miąższości, tworzą piaski warstwowane.

Taką budowę posiadają zarówno wydmy wałowe jak i paraboliczne. Jedynie w pobliżu zatorfionych obniżen występuje często kilka poziomów organogenicznych przedzielonych piaskami eolicznymi.

Fracja piasków wydmyowych jest podobna we wszystkich wydmach kurpiowskich (tab. 3). W wydmach przeważają piaski średnioziarniste, które stanowią od 51,9% w Wanacji do 75,3% w Dylewie. Następną grupę stanowią piaski drobnoziarniste, od 21,5% w Dylewie do 42,7%

Tabela 3

Procentowy udział frakcji w piaskach wydmyowych

Miejscowości	Piaski — wielkości ziarn w mm							
	gruboziarniste			średnioziarniste			drobnoziarniste	b. drobnoziarniste
	0,8	0,8—0,5	ε	0,5—0,315	0,315—0,2	ε	0,2—0,1	0,1
Wanacja	0,1	0,9	1,0	13,9	38,0	51,9	42,7	4,4
Kozioł	0,8	5,5	6,3	17,3	35,7	53,0	38,5	22,0
Dylewo	0,6	1,9	1,5	19,5	55,8	73,3	21,5	0,7
Persy	0,1	1,7	1,8	15,7	45,5	61,2	35,0	2,0

w Wanacji. Pozostałe frakcje, a więc piaski gruboziarniste (1,0—6,3%) i bardzo drobnoziarniste (0,7—22,0%) są reprezentowane w znacznie mniejszych ilościach.

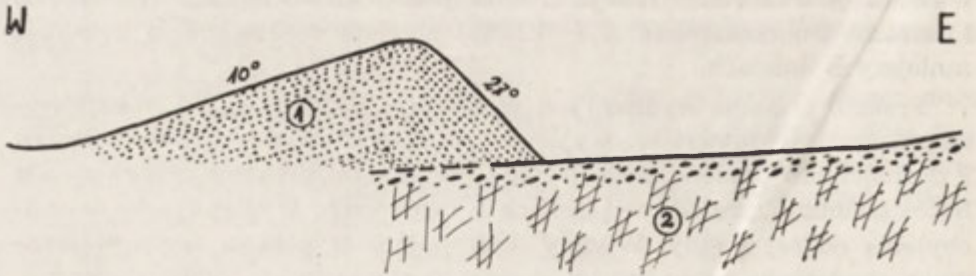
Frakcje piasków wydmowych w zasadzie podobne są do frakcji występujących w materiale wyjściowym, glacifluwalnym. W związku z drobnieniem osadów sandrowych z północy na południe obserwuje się także podobne zjawisko w piaskach wydmowych. Występują jednak odchylenia od tej reguły. Wydmny występujące w pobliżu wysp morenowych zbudowane są z piasków grubszych (Dylewo), natomiast występujące na niższym poziomie sandrowym zbudowane są z piasków drobniejszych (Kozioł).

W profilu pionowym materiał wydm kurpiowskich jest dość jednorodny (tab. 4). W porównaniu z piaskami sandrowymi piaski wydmowe wykazują znacznie lepsze wysortowanie.

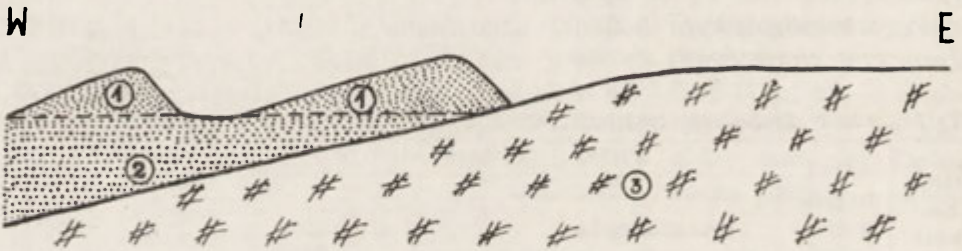
Przy szczegółowym badaniu uziarnienia piasków w profilu piono-

Tabela 4
Wyniki analiz granulometrycznych (w %) piasków budujących wydmę w Dylewie

Głę- bo- kość w m	Piaski — wielkość ziarn w mm								
	b. gru- boziar- niste	gruboziarniste			średnioziarniste			drobno- ziarniste	b. drobno- ziarniste
	1,0	1—0,8	0,8—0,5	Σ	0,5 - 0,4	0,4—0,25	Σ	0,25 - 0,1	0,1
0,2	0,3	0,4	3,3	3,7	3,9	33,7	37,6	55,7	2,7
0,4	0,1	0,2	1,5	1,7	2,5	33,8	36,3	59,8	2,1
0,6	0,2	0,2	1,9	2,1	2,5	38,6	41,1	56,4	0,2
1,0	0,3	0,3	2,8	3,1	4,6	39,7	44,3	51,2	1,1
1,2	0,1	—	0,7	0,7	1,9	34,3	36,2	61,6	1,4
1,4	—	—	0,2	0,2	0,7	13,5	14,2	84,7	0,9
1,8	0,2	0,4	5,0	5,4	5,3	37,0	42,3	50,5	1,6
2,2	—	0,1	0,6	0,7	1,8	33,2	35,0	62,7	1,6
2,5	0,4	0,2	2,6	2,8	3,3	30,0	33,0	62,7	0,8
4,2	0,2	0,6	4,1	4,7	4,6	37,0	41,6	52,7	0,8
4,3	0,1	0,2	2,2	2,4	2,9	32,0	34,9	60,4	2,2
4,6	0,3	0,4	2,1	2,5	3,0	29,3	32,3	61,4	3,5



Ryc. 3. Stosunek wydmy (1) do wyspy morenowej (2) w Dębniakach
 Дюны (1) по отношению к моренному острову (2) в местности Дембники
 Relation of dunes (1) to moraine island (2) at Dębniaki



Ryc. 4. Stosunek wydmy do wyspy morenowej w Dylewie
 1 — wydmy, 2 — sandr, 3 — wyspa morenowa
 Дюны по отношению к моренному острову в местности Дылев
 1 — дюны, 2 — зандр, 3 — моренный остров
 Relation of dunes to moraine island at Dylewo
 1 — dunes, 2 — outwash, 3 — moraine island

wym wydmy można uchwycić pewien rytm; występowanie na przemian osadów grubszych i drobniejszych.

W wydmach w okolicach Dylewa występują na przemian cztery serie piasków grubszych z czterema seriami piasków drobniejszych. W porównaniu z warstwą powierzchniową na głębokości 0,4 m następuje wzrost frakcji drobnej, następnie do głębokości 1,0 m maleje udział frakcji drobnej i dalej do 1,4 m następuje ponownie wzrost frakcji drobnej, do 1,8 m piaski stają się znowu grubsze, a następnie do 2,5 m drobniejsze i do spągu grubsze.

Taki układ frakcji w profilu pionowym może świadczyć o pewnej fazowości w natężeniu siły wiatrów wiejących w okresie tworzenia się wydmy. Wydaje się, że serie te rejestrują krótkie, sezonowe zmiany w natężeniu siły wiatrów.

STOSUNEK WYDM DO WYSP MORENOWYCH

Na terenie sandru kurpiowskiego występuje szereg wysp morenowych. Największe z nich to wyspa w Dobrymlesie i Dębnikach, w Dylewie, Dąbrowach, Baranowie, Lipnikach i inne mniejsze.

Wyspy morenowe zbudowane są z glin zwałowych i ilów warwowych oraz z osadów bardzo grubego fluwioglacjału.

Noszą one wyraźne ślady silnej denudacji, szczególnie w warunkach peryglacjalnych; bardzo łagodnie opadają w kierunku równiny sandrowej. Stoki wysp do znacznej wysokości zasypane są przez drobne i bardzo drobne piaski glacialne budujące Równinę Kurpiowską.

Osady budujące wyspy morenowe nie zostały nigdzie zwydmione. Wyspy stanowiły wyraźne przeszkody dla wydm powstających na sandrze kurpiowskim. Brak jest wydm po wschodniej stronie wysp morenowych. W cieniu tych wyniesionych do kilkunastu metrów wzniesień nie powstały żadne formy eoliczne. Liczne wydmy paraboliczne rozwinęły się po zachodniej stronie wysp i „wchodzą” na ich stoki (ryc. 3, 4). Można tu wyróżnić dwie generacje wydm. Starsze formy, utrwalone przez las, pod którymi nie stwierdza się zasypanych gleb i formy młodsze, które zasypują wyraźnie wykształcone gleby typu bielcowego, np. w Dylewie (ryc. 3).

Wyraźna różnica w usytuowaniu i w wykształceniu wydm po stronie zachodniej i wschodniej wysp morenowych świadczy, że tworzyły się one pod wpływem wiatrów wiejących z kierunków zachodnich.

STOSUNEK WYDM DO BASENÓW TORFOWYCH

Zatorfione obniżenia na obszarze Równiny Kurpiowskiej mają inny charakter niż zagłębienia bezodpływowe na sandrze piskim. Na północ od linii zasięgu lodowca fazy leszczyńskiej występują co najmniej trzy rodzaje zagłębień: 1) rozległe, zatorfione, morfologicznie mało wyraźne, 2) wąskie, głębokie rynny; dna niektórych z nich zajęte są przez jeziora, bądź są zatorfione, 3) płytkie zagłębienia do 1—3 m, zaokrąglone o średnicy najczęściej do 100 m, przeważnie suche. Te formy są najliczniejsze.

Na południe od maksymalnego zasięgu lodowca w fazie leszczyńskiej, występuje w zasadzie jeden typ obniżen: rozległe zatorfione baseny, bardzo słabo wyrażone morfologicznie. Większość z nich ma kształt wydłużony o kierunku NW—SE. Jest to główny kierunek płynięcia większości rzek kurpiowskich: Turośli, Rozogi, Omulwi oraz częściowo Pisy i Orzyca, które płyną zgodnie z pochyleniem równiny sandrowej z NW na SE.

Wydaje się, że zagłębienia te są nie zasypnymi obniżeniami pierwotnych strug sandrowych. Były one prawdopodobnie konserwowane przez lody sandrowe.

Występują także zagłębienia nieregularne, np. obniżenie Serafin i Łokieć. Nie wiążą się one z żadnymi obniżeniami dolinnymi, powstały prawdopodobnie wskutek wytopienia się kier lodowych i lodów zimowych zagrzebanych w osadach glacyfluwalnych.

Wszystkie baseny torfowe są stosunkowo płytkie, rzadko przekraczają 6 m głębokości: Serafin — 6,10 m, Karaska — 5,0 m, Łokieć — 3,0 m. W spągu, pod torfami prawie zawsze występuje gytia, a w niektórych basenach pod gytia znajduje się cienka warstwa torfu. Charakter akumulacji osadów organogenicznych wskazuje, że pierwotnie były to zamknięte płytkie zbiorniki wodne w których po okresie odkładania się torfów nastąpiło pogłębienie i odbywała się akumulacja gytii a następnie znowu torfu. Podobne procesy stwierdziła J. Stasiak⁶ w innych zagłębieniach północno-wschodniej Polski. Akumulacja osadów organogenicznych w różnych formach mogła rozpoczynać się w różnym czasie, w zależności od lokalnych warunków geologicznych i hydrologicznych. Analiza pyłkowa torfowiska Karaska wskazuje, że początek akumulacji organogenicznej przypada tu na okres preborealny (M. Bogacki 1967). Nie jest wykluczone, że w innych zagłębieniach akumulacja organogeniczna rozpoczęła się znacznie wcześniej, być może już w allerödie, a w innych znacznie później, w okresie atlantyckim, a w bardzo płytkich zagłębieniach deflacyjnych nawet w okresie subatlantyckim.

W okresie borealnym zbiorniki kurpiowskie zostały spłycone i rozpoczęła się w nich akumulacja torfów. H. Radlicz (1935) przyjmowała, że zagłębienie Równiny Kurpiowskiej miało miejsce dopiero w litorinie.

Wydmy kurpiowskie nie wykazują w zasadzie żadnego związku z basenami torfowymi. Występują one zarówno po ich stronie zachodniej jak i wschodniej. Czasami wydmy są jakby „utopione” wśród torfowisk. Nie występuje nigdzie zazębianie się piasków wydmych ze starszymi osadami organogenicznymi. Proces wydmytówczy zakończył się przed początkiem akumulacji organogenicznej, a więc najpóźniej w młodszym dryasie a prawdopodobnie już przed allerödem.

W okresie subborealnym i subatlantyckim powstały nieliczne formy wydmy na stożkach napływowych. W okresie subatlantyckim nastę-

⁶ J. Stasiak, 1967. Age and evolution of meltwater basins in the Mazurian Lake district. Baltica, Vol. 3, Wilno.

puje podniesienie się poziomu wody gruntowej i w niektórych zatorfionych obniżeniach odbywa się akumulacja gytii.

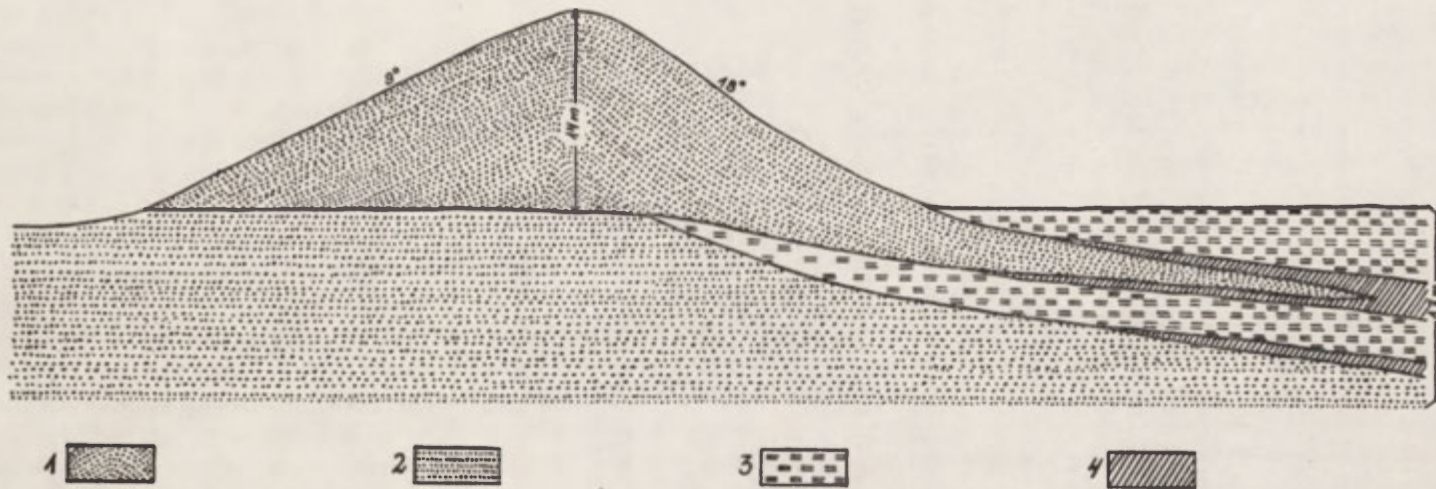
Na wydmach w tym czasie ożywają procesy eoliczne, spowodowane prawdopodobnie pożarami lasów. Wydmny zaczynają zasypywać brzeżne partie zatorfionych obniż (ryc. 5). W okolicach wsi Łyse zbiornik wypełniony jest cienką warstwą gytii, na której spoczywa torf. Torf podzielony jest gytią, która z kolei rozdzielona jest piaskami eolicznymi z występującej w pobliżu wydmy. Wiek gytii dolnej został określony palynologicznie przez J. Stasiak na okres subatlantycki. Być może, że w niektórych przypadkach lokalne zmiany w stosunkach wodnych były spowodowane przez przesunięcie się wydmy.

Na innych obszarach Polski znane jest również ząębienie się piasków wydmowych z młodymi osadami organogenicznymi. K. Tobolski (1966) stwierdził na wydmach w dolinie środkowej Proсны, poczynając od starszej fazy okresu atlantyckiego, pięć okresów działalności wydmytwórczej i ząębienia się osadów organogenicznych z piaskami eolicznymi. W dolinie Proсны jak i na innych obszarach (S. Kozarski, K. Tobolski, F. Szafranski 1963), holocenijskie procesy wydmytwórcze mają cechy antropogeniczne, wiążą się z gospodarką człowieka, z wypalaniem lasów (węgielki w osadach organogenicznych) itp. W niektórych profilach torfowych Równiny Kurpiowskiej spotyka się wyraźne przerwy spowodowane pożarami (M. Bogacki 1967).

Człowiek niewątpliwie przez wypalanie lasów na wydmach mógł przyspieszać proces przewiewania wydmy. Nie wszystkie jednak przewarstwienia w osadach organogenicznych muszą pochodzić z rozwiewania wydmy. Piaski eoliczne mogły być znoszone do zbiornika z osadami organogenicznymi w czasie deszczów, a szczególnie w czasie roztopów wiosennych, a nawet w zimie na stokach o ekspozycji cieplej. Takie procesy opisuje J. Kobenzina z Puszczy Kampinoskiej (1961). Antropogeniczna faza w rozwoju wydmy na różnych obszarach Polski mogła rozpoczynać się w różnych okresach. W Polsce południowej i środkowej spotykamy ślady wczesnej działalności człowieka, natomiast na obszar niektórych puszczy Polski północno-wschodniej człowiek wkroczył stosunkowo późno. W Puszczy Kurpiowskiej ślady działalności człowieka odnajdujemy dopiero w czasach historycznych⁷.

W Puszczy Kurpiowskiej wydmny wkraczają na torfy subborealne. W okolicach wsi Kolimagi zwydmieniu uległy piaski stożka napływo-

⁷ I. Górska, L. Paderewska, J. Prygała, W. Szymański, 1965. Badania archeologiczne w Polsce w latach 1944—1964. Inst. Hist. Kultury Mat. PAN. Zakład Naukowy im. Ossolińskich; Kurpie — Puszcza Zielona, 1962. Praca zbiorowa pod red. A. Kutrzeby-Pojnarowej. Zakł. Nar. im. Ossolińskich. Wrocław—Warszawa—Kraków.



Ryc. 5. Stosunek wydm do obniżeń zatorfionych

1 — piaski wydmore, 2 — piaski sandrowe, 3 — torfy, 4 — gytia

Дюны по отношению к понижениям выполненным торфом

1 — дюнные пески, 2 — зандровые пески, 3 — торфы, 4 — читтия

Relation of dunes to peat-filled depressions

1 — dune sands, 2 — outwash sands, 3 — peats, 4 — gyttia

wego Skrody. Piaski tych wydm wkraczają na torfy wypełniające dolinę Skrody, których strop datowany jest palynologicznie na okres subborealny (M. Bogacki 1967). Procesy eoliczne miały tu miejsce pod koniec okresu subborealnego albo na początku subatlantyckiego.

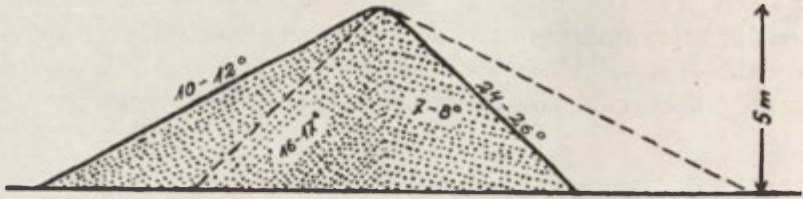
STRUKTURA WYDM I PROBLEM WIATRÓW WYDMOTWÓRCZYCH

Na Równinie Kurpiowskiej występują dwa rodzaje wydm: wałowe i paraboliczne. Wśród wydm wałowych występują formy starsze, pierwotne i formy młodsze. Wały pierwotne są formami najstarszymi, silnie przekształconymi w późniejszym okresie; występują pojedynczo. W wałach tych brak jest zgodności struktury z obecną formą wydmy (ryc. 6). W Siedliskach, na północny wschód od Ostrołęki wał tego typu, o wysokości około 5 m, zorientowany na NW—SE, ma nachylenie północno-wschodniego stoku 24—26°, natomiast południowo-zachodniego —10—12°. Pochylenie lamin jest odwrotne, na stoku stromym laminy zapadają pod kątem 7—8°, a na stoku łagodnym pod kątem 16—17°. Współczesny, stromy stok ścina laminy, które wychodzą w powietrze. W formie tej zarejestrowane są dwa okresy tworzenia się wydmy. Pierwotny wał powstał przy udziale wiatrów NNE, NE i E, a następnie został przekształcony przez wiatry zachodnie. Kopalny stok dystalny został nadbudowany, złagodzony (10—12°) i przekształcony w stok proksymalny przez wiatry zachodnie. Część pierwotnej wydmy została po stronie proksymalnej zniszczona i uformował się tu współczesny stromy stok dystalny.

Następną grupę tworzą wydmy paraboliczne i wały wydmowe młodsze. Wały zorientowane są zarówno równoleżnikowo jak i południkowo. Morfologia form, łagodne stoki zachodnie i strome wschodnie jak również ich struktura wskazują, że tworzyły się one przy udziale dość zmiennych wiatrów zachodnich, które przeważały w ciągu całego okresu ich powstawania (ryc. 7, 8).

Wśród wydm młodszych, utworzonych przez wiatry zachodnie, występują zarówno formy zgodne jak i niezgodne ze strukturą. Te ostatnie powstały wtedy, kiedy wydmy przesuwały się. Niezgodność formy ze strukturą występuje często w wałach wydmowych.

W wyniku przeprowadzonych analiz wyróżniono dwa okresy w rozwoju wydm kurpiowskich. W pierwszej fazie zarejestrowanej przez nieliczne formy, wydmy powstawały przy udziale wiatrów wschodnich (NNE, NE, E). Faza ta była bądź krótkotrwała, bądź warunki lokalne na obszarze sandru kurpiowskiego były niesprzyjające dla powstawania form eolicznych. Być może, że dalsze badania dostarczą więcej do-



Ryc. 6. Struktura wydmy w Siedliskach

Структура дюны в местности Седлиска

Structure of dune at Siedliska

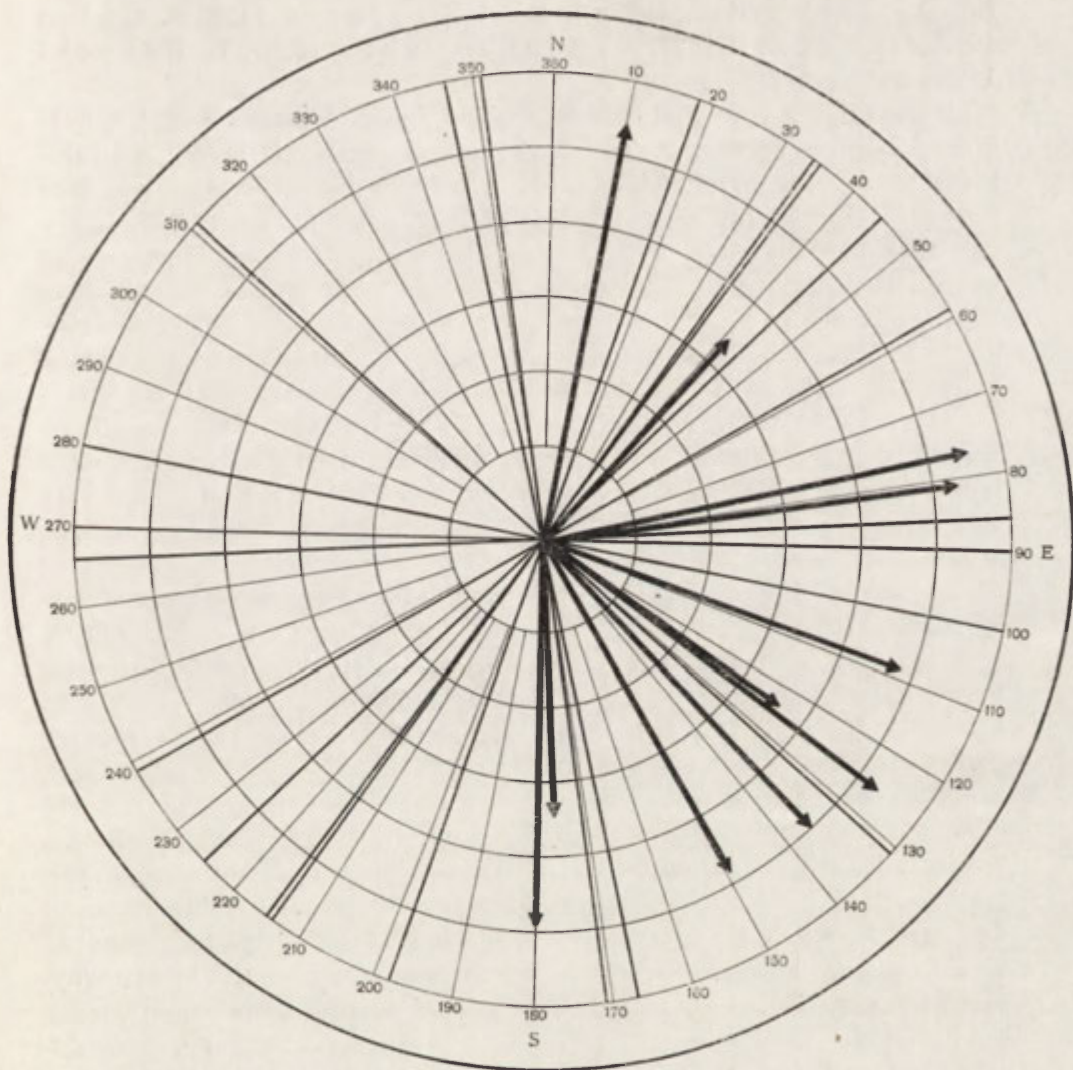
wodów potwierdzających tezę o powstawaniu pierwotnych wydym przy udziale wiatrów wschodnich.

W drugim okresie rzeźba eoliczna Równiny Kurpiowskiej kształtowała się przy udziale wiatrów zachodnich. W tym okresie można wydzielić fazę właściwą, fazę modelowania albo przekształcania i fazę niszczenia wydym.

Podobne fazy w rozwoju wydym okolic Łodzi wyróżniła A. Dylkowa (1958). Według U. Urbania (1967) wydmy w Kotlinie Płockiej tworzyły się w pięciu fazach: najstarszej o niewyjaśnionym kierunku wiatrów, właściwej albo głównej przy udziale wiatrów północnych, modelowania związanej z wiatrami z sektora zachodniego, przekształcania przy udziale wiatrów południowych i niszczenia przy udziale wiatrów zachodnich i południowo-zachodnich. Problem wiatrów wydymotwórczych od dawna interesował badaczy rzeźby eolicznej. Na przełomie XIX i XX wieku P. Tutkowski⁸ wysunął tezę, że wydmy śródlądowe w formie barchanów powstawały przy udziale wiatrów wschodnich i północno-wschodnich. Podobny pogląd reprezentowali E. Romer (1906), W. Friedberg (1907) i F. Solger (1910). Współcześnie również stwierdza się formy eoliczne usypane przez wiatry wschodnie (L. Pernarowski 1952, 1958, 1966).

Ze względu na zdecydowaną przewagę form powstałych przy udziale wiatrów zachodnich, hipoteza P. Tutkowskiego była krytykowana i właściwie prawie powszechnie odrzucona. Od początku XX wieku zaczynają przeważać poglądy, że wydmy śródlądowe powstały przy udziale wiatrów zachodnich (P. Lehmann 1905, A. Fleszar 1916, S. Małkowski 1912, 1914, 1917, S. Lenczewicz 1922 i in.). Nowsze, szczegółowe badania zarówno morfologiczne jak sedymentologicz-

⁸ P. A. Tutkowski, 1899. K woprosu o sposobie obrazowanija lossa. Ziemlewieidzenie. VI, 1—2.



Ryc. 7. Kierunki upadu warstw na zboczach dystalnych młodszych wydmy kurpiowskiej

Направление падения слоев песка в дистальных склонах младших Курпёвских дюн

Directions of dips of strata in distal slopes of younger Kurpie dunes

ne i strukturalne potwierdzają słuszność tezy o decydującym wpływie wiatrów zachodnich na kształtowanie rzeźby eolicznej w Europie (A. Dylkowa 1958, 1967, J. i R. Kobendza 1958, R. Galon 1958, W. Mrózek 1958, W. Stankowski 1963, S. Z. Różycki 1967 i in.⁹).

Kierunki wiatrów wydmotwórczych są ściśle związane z ogólną cyrkulacją atmosferyczną. P. Tutkowski wiązał powstanie wydm z istnieniem antycyklonalnych wiatrów na przedpolu lodowca. Wiatry o kierunku N—S wskutek obrotu Ziemi zmieniały się na wschodnie. Miały one charakter fenowy i były bardzo suche. K. Markow¹⁰ powołując się na badania meteorologiczne na Antarktydzie uważa, że hipoteza P. Tutkowskiego była w wielu punktach słuszna. W okresie zlodowacenia na półkuli północnej kierunek wschodni miały wiatry cyklonalne (jeśli cyklony wędrowały w pobliżu krawędzi lodowca). Kierunek wschodni miały także wiatry stokowe. P. Tutkowski słusznie sądził, że wiatry na przedpolu lodowca wiały ze wschodu, nie były to jednak wiatry antycyklonalne, ale stokowe i cyklonalne. S. Majdanowski (1958) uważał również, że najstarsze wydmy mogły powstać przy udziale wiatrów wschodnich.

Biorąc pod uwagę ogólną cyrkulację atmosferyczną na przedpolu lodowca należy przyjąć, że w miejscach sprzyjających, w odpowiednich warunkach hydrologicznych, w wąskiej strefie na przedpolu lodowca, mogły powstawać wydmy przy udziale wiatrów wschodnich. Wiatry stokowe na Antarktydzie mają dość ograniczony zasięg, słabną już na przestrzeni 25—30 km od brzegu lodowca¹¹.

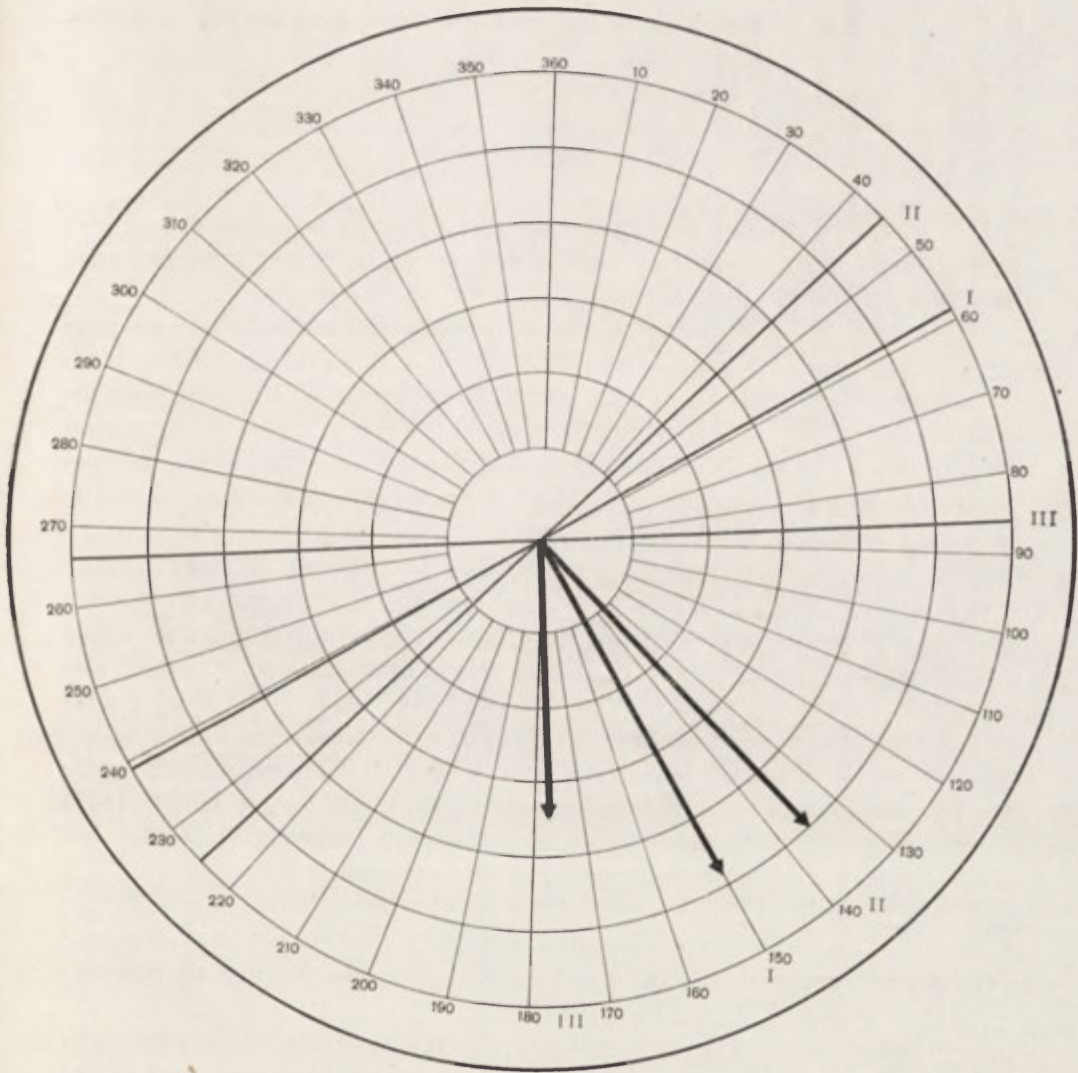
W okresie zlodowacenia bałtyckiego Równina Kurpiowska znajdowała się niewątpliwie w zasięgu wschodnich wiatrów stokowych. Ze względu jednak na aktualnie w tym czasie odbywającą się akumulację osadów glacyfluwialnych formy eoliczne mogły powstać tylko na bardzo ograniczonych przestrzennie wyżynach i suchszych płatach sandru.

Ze zmianą kierunku wiatrów na zachodnie następuje intensywny rozwój rzeźby eolicznej. Decydujący wpływ na procesy wydmotwórcze miały wtedy wyże: azorski, hiszpański i saharyjski (L. Pernarowski 1966). W tym okresie procesy wydmowe szczególnie intensywnie rozwinęły się na obszarach sandrowych i wyższych terasach w pradoli-

⁹ P. Woldstedt, 1950. Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart; G. C. Maarleveld, 1960. Kierunki wiatru i piaski pokrywowe w Holandii. Biul. perygl. nr 8.

¹⁰ K. K. Markow, A. P. Kapica, 1961. Glacyologia Antarktydy i woprosy paleoglacjologii. Antarktika. Izd. AN SSSR. Moskwa.

¹¹ N. P. Rusin, 1961. Mieteorologičeskiej i radiacjonnyj režim Antarktydy. Gidromieteorologičeskoje izd. Leningrad.



Ryc. 8. Persy — kierunki upadu warstw na zboczach dystalnych na różnych głębokościach

I — głębokość 1,5 m, II — głębokość 2,5 m, III — głębokość 3,0 m

Пэрсы — направление падения слоев песка в дистальных склонах на разных глубинах

I — глубина в 1,5 м, II — глубина в 2,5 м, III — глубина в 3,0 м

Persy — directions of dips of strata in distal solopes, determined at various depths

I — at 1,5 m, II — at 2,5 m, III — at 3.0 m

nach. Rozwój form wydmowych ułatwiony był brakiem zwartej pokrywy roślinnej oraz obniżeniem się poziomu wód gruntowych wskutek wcinania się rzek sandrowych.

WIEK WYDM

W ostatnim okresie obserwuje się duży postęp w badaniach wieku wydm dzięki zastosowaniu szczegółowych analiz palynologicznych i analiz węgla radioaktywnego C^{14} .

Większość badaczy początek okresu wydmotwórczego datuje na późny glacjał (A. Dylikowa 1958, H. Maruszczak 1958, 1963, K. Tobolski 1966, U. Urbaniak 1967 i in.). W Puszczy Kampinoskiej najstarsze formy wydmowe są datowane na podstawie badań palynologicznych na najstarszy dryas (J. Kobendzina 1961), w okolicach Łodzi na starszy dryas (M. Chmielewska, W. Chmielewski 1960, A. Dylikowa 1967).

Nie brak również poglądów, że wydmy są znacznie starsze: L. Sawicki (1923, 1930, 1935) na podstawie badań archeologicznych stwierdził, że wydmy na wysokim tarasie akumulacyjnym Wisły na południe od Warszawy tworzyły się w interstadiale oddzielającym stadiał kujawsko-mazurski od pomorskiego. R. Galon (1959) i B. Krygowski uważają, że wydmy powstawały już w schyłkowym okresie fazy pomorskiej. Według S. Majdanowskiego (1958) najstarsze wydmy powstały w okresie pełnego glacjału. A. Cailleux (1936, 1942) uważa, że w okresach zlodowaceń na przedpolu lodowca, w strefie 5—500 km miały miejsce intensywne procesy eoliczne.

S. Z. Różycki (1967) stwierdził, że w okolicach Warszawy niektóre wydmy są bardzo starymi formami i powstawały w okresie stepowo-tundrowym poprzedzającym ostatnie zlodowacenie. Formy te powstawały przy udziale wiatrów zachodnich.

Oddzielną grupę stanowią autorzy, którzy uważają, że wydmy zaczęły się tworzyć dopiero w holocenie. Taki pogląd reprezentował m. in. S. Lenczewicz (1922). W. Mrózek (1958) uważa, że właściwa faza wydmotwórcza w Kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej miała miejsce we wczesnym holocenie.

Określenie wieku wydm w Puszczy Kurpiowskiej jest trudne, gdyż brak jest dostatecznej ilości datowań palynologicznych i C^{14} . Na podstawie jednak istniejących przesłanek palynologicznych i morfologicznych można wydzielić kilka okresów w których bądź powstawały wydmy bądź miały miejsce intensywne procesy eoliczne. Najstarsze pojedyncze formy, prawdopodobnie wałowe, powstawały już w okresie

ostatniego glacjału przy udziale wiatrów północno-wschodnich i wschodnich.

W okresie schyłkowym ostatniego glacjału nastąpiła zmiana cyrkulacji glacjalnej na cyrkulację umiarkowaną z wiatrami wiejącymi z sektora zachodniego. Przy udziale tych wiatrów powstawały wydmy paraboliczne i wałowe.

Część wydym powstała przed wytopieniem się brył martwych lodów zagrzebanych w osadach glacifluwialnych, a więc prawdopodobnie przed allerödem. Formy te noszą ślady deformacji spowodowanych wytapieniem się martwych lodów. Liczne formy eoliczne powstawały także w młodszym dryasie. Spąg otaczających je torfów datowany jest na okres preborealny.

Wydmy, które rozwinęły się na młodszym stożkach napływowych tworzyły się przy końcu okresu subborealnego albo w okresie subatlantyckim. Wkraczają one na torfy, których strop datowany jest na okres subborealny.

W okresie współczesnym, na obszarach, gdzie zniszczono roślinność, wydmy ulegają niszczeniu i powstają rozległe pola wędrujących piasków.

W związku z wiekiem wydym powstaje problem periodyzacji procesów eolicznych. Jak wynika z licznych prac wydmy w Polsce powstawały przez bardzo długi okres (tabela 5). Najstarsze wydmy powstawały w okresie stepowo-tundrowym poprzedzającym ostatnie zlodowacenie. Następnie powstawały one w ostatnim glacjale, we wszystkich okresach późnego glacjału, a także w niektórych okresach holocenu.

Wydaje się, że procesy eoliczne zachodziły w przeszłości i obecnie zachodzą wszędzie tam, gdzie istnieją sprzyjające warunki — odpowiedni materiał, określony charakter roślinności albo jej brak, odpowiednio niski poziom wody gruntowej itp. Na różnych obszarach w różnych okresach mógł istnieć odpowiedni zespół warunków pozwalających rozwijać się procesom eolicznym.

O ciągłości procesów eolicznych może świadczyć także charakter i stopień zanieczyszczenia osadów organogenicznych. Przeanalizowane palynologicznie osady organogeniczne od najstarszego dryasu do okresu subatlantyckiego wykazują mniejsze lub większe zanieczyszczenie piaskami (tabela 6). Jak wykazały badania K. Tobolskiego (1966) w dolinie Proсны i J. Stasiakowej¹² na obszarze Polski północno-wschodniej, piaski lub pyły podścielające, przewarstwiające, bądź zanieczyszczające osady organiczne są bardzo często pochodzenia eolicznego.

Rozwój procesów eolicznych w plejstocenie, ulegał przesuwaniu z po-

¹² J. Stasiak, 1967. Notes on the origin of late-glacial lacustrine deposits in North-Eastern Poland. Biul. perygl. 16.

Tabela 5

Wiek wydm i procesów eolicznych w Polsce wg różnych autorów

Wiek	Autor										
	S. Krukowski 1922	S. Lenczewicz 1922	S. Majdana- nowski 1958	R. Ga- lon 1958, 1959	J. Ko- ben- dzina 1961	W. Stan- ko- wski 1963	L. Per- na- row- ski 1956	K. To- bol- ski 1966	A. Dy- liko- wa 1967	S. Z. Ró- życki 1967	Pusz- cza Kur- pio- wska
Subatlantycki			×					×			×
Subborealny		×	×	×		×		×			×
Atlantycki		×	×					×			
Borealny	×		×			×					
Preborealny	×		×			×	×				
Młodszy dryas	×		×	×		×	×	×	×		×
Alleröd	×		×	×				×			
Starszy dryas	×		×	×	×	×	×	×	×	×	×
Bolling	×		×	×				×			
Najstarszy dryas	×		×	×	×	×	×	×	×	×	
Pełny glacjał	×		×	×		×	×			×	×
Okres stepo- wo-tundrowy poprzedzający ostatnie zlodow- acenie										×	

łudnia ku północy, w miarę ustępowania lodowca. Im dalej jednak ku północy wydmy są często mniej typowe i osiągają mniejsze rozmiary (Högbohm 1923)¹³. W Szwecji wydmy łukowe osiągają 5—12 m wysokości, w północnej Finlandii wydmy nieregularne dochodzą do 4—10 m wysokości.

Można wyróżnić jednak okresy, w których na znacznym obszarze Polski a nawet Europy istniały szczególnie sprzyjające warunki dla powstawania form wydmowych. Były to: ostatnie zlodowacenie oraz zimne fazy schyłku ostatniego glacjału.

Istnieją także znaczne różnice w rozwoju wydm, pomiędzy Europą zachodnią i wschodnią. Wielkość i typowość wydm wzrasta z zachodu ku wschodowi. Wiąże się to zapewne z różnicami klimatycznymi jakie

¹³ E. Hjulström, 1955. The problem of the geographical location of wind-blown silt — an attempt of explanation. Geografiska Annaler, 1—2.

Tabela 6

Charakter osadów organicznych późnego glaciału i holocenu
z różnych obszarów Polski

Okresy	Witów (K. Wasylikowa)			Jez. Mikołajskie (K. Więckowski)				Węglowice (K. Tobolski)			
	gytia	torf	pia- sek	gytia	mu- łek	torf	pia- sek	gytia	mu- łek	torf	pia- sek
Subatlantycki				+						+	
Subborealny				+						+	
Atlantycki				+						+	
Borealny				+						+	
Preborealny	+		+	+						+	
Młodszy dryas	+		+				+		+	+	+
Alleröd	+		+			+		+			+
Starszy dryas	+		+				+		+		+
Bölling	+		+			+			+		+
Najstarszy dryas		+	+						+		+

istnieją pomiędzy Europą zachodnią i wschodnią. Ze wzrostem kontynentalizmu klimatu w kierunku wschodnim wzrastała intensywność procesów eolicznych.

W Holandii (M. Bogacki 1962) w zimnych okresach schyłku ostatniego glaciału powstawały przede wszystkim piaski pokrywowe, w Polsce natomiast w tym samym czasie tworzyły się wydmy pokaźnych rozmiarów.

W Polsce z zachodu na wschód wzrasta w osadach powierzchniowych udział ziarn o obróbce eolicznej co B. K r y g o w s k i (1955) wiąże także ze wzrostem kontynentalizmu ku wschodowi.

Katedra Geografii Fizycznej Uniwersytetu Warszawskiego

Мирослав Богацки

ДЮНЫ КУРПЕВСКОЙ РАВНИНЫ

Резюме

Проводится анализ дюнных форм рельефа на фоне развития рельефа Курпёвской равнины и смежных с ней территорий. Бегло исследовалась динамика эоловых процессов. Самое большое внимание обращалось на восстановление

ние палеогеографических условий, в которых формировались дюны. Сделана также попытка установить возраст Курпёвоких дюн. Предел северного распространения дюн на Курпёвском и Писском зандре совпадает с пределом распространения ледникового покрова в период Лещинской фазы Балтийского оледенения. Он обусловлен региональными различиями между Курпёвской и Писской равнинами, главным образом различиями в увлажнении гляцифлювиального материала, слагающего эти территории, а также различным механическим и минеральным составом и характером материала цементирующего песчинки зандровых отложений.

На Курпёвской равнине дюны наблюдаются главным образом на водоразделах или вблизи углублений выполненных торфом.

Дюнообразующие процессы на Курпёвском зандре могли осуществляться под воздействием ветров, которых скорость равнялась около 4 м/сек.

Из Курпёвских дюн можно выделить дюны более древние, грядовые, и дюны более молодые — параболические и грядовые.

Дюны в северо-восточной части Курпёвской равнины образовались главным образом под воздействием западных и юго-западных ветров, на остальной территории — западных и северо-западных.

С наветренной стороны параболических дюн наблюдаются дефляционные котловины, часто выполненные торфом. Торфы в этих котловинах начали отлагаться в субатлантическое время.

Дюны сложены из среднезернистых (51—75%) и мелкозернистых (21—42%) песков. У дюнных песков гораздо лучшая сортировка чем у гляцифлювиальных песков. В вертикальном профиле наблюдается ритмическое чередование более грубых и более тонких песков, что свидетельствует о существовании фаз в интенсивности силы ветров.

Дюны надвигаются на западные склоны моренных „островов” (Добрыляс, Дылево, Липники и др.). Можно выделить две генерации форм: дюны более древнего возраста и более молодые, надвигающиеся на хорошо сформированный почвенный профиль.

У Курпёвских дюн не существует связь с бассейнами выполненными торфом, в которых органогенные, аккумулятивные процессы начались в конце последнего гляциала. Они наблюдаются как с западной так и с восточной стороны этих понижений. Формирование дюн началось до начала органогенных, аккумулятивных процессов.

Самые молодые, немногие дюны надвигаются на долинные, суббореальные торфы.

В субатлантический период на некоторых дюнах наблюдается оживление золотых процессов. Они по всей вероятности являлись результатом лесных пожаров. Золотые пески засыпали краевые участки понижений, заполненных торфом.

Образование Курпёвских дюн осуществлялось в двух фазах: в более древней фазе образовались грядовые дюны, в более молодой параболические и грядовые. В более древних, грядовых дюнах наблюдается несогласие между структурой и формой. Эти формы рельефа образовались под воздействием ветроф дующих с северо-северо-востока, северо-востока и востока. Это были по всей вероятности склоновые ветры. Параболические и грядовые, более молодые дюны формировались под воздействием западных ветров, после того как гляциальная циркуляция сменилась умеренной. Среди них наблюдаются формы рельефа как согласные так и несогласные со структурой дюны.

Некоторые пыльцевые и морфологические предпосылки дают основание сделать заключение, что эоловые процессы в области Курпёвской равнины наблюдались в нескольких более четко выраженных фазах. Самые древние грядовые формы образовались в период последнего гляциала. В конце гляциала, в период среднего и младшего Дриаса, после того как гляциальную циркуляцию атмосферы сменила западная циркуляция, наблюдались эоловые процессы, под воздействием которых образовались главным образом параболические дюны.

На территории более молодых конусов выноса дюны формировались в суббореальный и субатлантический период.

В настоящее время, там где растительный покров уничтожен, дюны сильно разрушаются. Это так называемая антропогенная фаза в процессе развития эоловых форм рельефа.

Miroslaw Bogacki

THE DUNES OF THE KURPIE PLAIN

Summary

The author studied in detail the dune forms occurring in the Kurpie Plain on the background of the general relief development of this and of some its neighbouring regions. After dealing peremptorily with the dynamics of the eolian processes involved he paid special attention to a reconstruction of the palaeogeographical conditions under which the dunes were formed. He also attempts to establish the age of the Kurpie dunes.

The northern boundary of the dune zone located on the Kurpie and Pisa outwashes tallies with the maximum extent reached by the inland ice during the Leszno phase of the Baltic Glaciation. This dune zone developed in dependence on regional dissimilarities between the Kurpie Plain and the Pisa Plain; for the most part these were differences in the humidity of the glacialfluvial material of which these areas are built, and differences in grain size and general composition of the deposits, as well as in character of the matrix cementing the sand grains of the outwash deposits.

In the Kurpie Plain the dunes occur mostly in the local lines of watersheds or near peat-filled depressions.

The sands of the Kurpie outwash may have been formed into dunes by the action of winds of some 4 m/sec velocity.

Among the Kurpie dunes one may distinguish older longitudinal dune ridges and younger dunes, parabolic or straight-lined.

The dunes of the N—E part of the Kurpie Plain were mainly piled up by W and SW winds, while in the remaining area the winds came from W or NW.

On the windward slope, convex parabolas occur in company with deflation hollows which often contain peat; these peats did not start developing until the Subatlantic period.

The dunes are built medium-grained (51—75%) and of fine-grained sands (21—42%); they are much better sorted than glacialfluvial sands. In the vertical dune

profile rhythmic layers of alternating coarser and finer sands can be seen — evidence of successive phases in wind intensity.

The dunes have penetrated the western slopes of moraine islands (Dobrylas, Dylewo, Lipniki, etc.), and among the dunes one can distinguish two generations: older dunes, and younger dunes which encroached upon the then well developed soil profile.

The Kurpie dunes are in no way genetically connected with the peat-filled basins in which the accumulation of organogenic deposits started during the decline of the Late Glacial. They occur on both the W and the E side of these depressions. The dune-forming period ended before the organogenic deposition started.

Here and there the youngest dunes have penetrated on top of Subboreal valley peats.

During the Subatlantic, eolian processes started again on some of the dunes; they were probably the result of forest fires, due to which eolian sands covered the marginal parts of the peat-filled depressions.

The Kurpie dunes were formed in two phases: in the older phase they were ridge-shaped, in the younger phase they grew in the shape of parabolic or ridge dunes. The older dune forms show a divergence between structure and form. These forms must have developed under the action of winds from NNE, NE and E, which probably were slope winds. The parabolic and the ridge-shaped dunes of younger age were the result of winds arriving from W directions, after the glacial air circulation had changed into a temperate circulation. Among these younger dunes one sees forms which are concordant and discordant with the structure.

From certain palynological and morphological features it appears that in the Kurpie Plain the eolian processes have taken place in several distinctly noticeable phases. The oldest forms, ridge-shaped, developed during the Late Glacial. Afterwards, during the decline of the Glacial and in the Older and Younger Dryas, when the air circulation changed into a western one, further eolian processes occurred which for the most part produced parabolic dunes.

During the Subboreal and Subatlantic, dunes developed on younger alluvial cones.

Contemporaneously the dunes suffer intensive destruction wherever vegetation disappears. This is what is called the anthropogenic phase in the evolution of eolian forms.

URSZULA URBANIAK

PROBLEMATYKA WYDMOWA W POLSCE

Wydmę są typowym elementem krajobrazu Polski niżowej. Występują głównie na rozległych powierzchniach piaszczystych tarasów pradolinnych i rzecznych, równinach akumulacji fluwialnej i fluwioglacjalnej, akumulacyjnych odcinkach wybrzeża morskiego, a także na wysoczyznach.

Już od początku bieżącego stulecia skupiały na sobie uwagę geografów, geologów i archeologów. Przedwojenny dorobek wydmowy badaczy takich jak J. Kaczorowska-Kobendzina (1926), S. Krukowski (1922), S. Lencewicz (1922), S. Małkowski (1913, 1914, 1917), L. Sawicki (1923, 1926, 1930, 1936), stanowił solidną bazę umożliwiającą wytyczenie nowych kierunków badań.

W okresie powojennym polskie piśmiennictwo wydmowe wzbogaciło się o wiele cennych pozycji, o szerokim wachlarzu problemów, przyczyniając się do poważnego zaawansowania aktualnej wiedzy o wydmach. Pierwszy etap badań podsumowany został w 1958 r. wydaniem przez PTG dwutomowego dzieła „Wydmę śródlądowe Polski”, pod red. R. Galona.

Obecnie szeroko zakrojone prace nad wydmami prowadzone są w instytutach naukowych, we wszystkich ośrodkach uniwersyteckich i innych uczelniach. Bogatego materiału źródłowego dostarczają szczegółowe zdjęcia geologiczne i geomorfologiczne wykonywane w Instytucie Geologii i Instytucie Geografii PAN, które rejestrują m. in. utwory i formy wydmowe. Rozwój badań postępuje w kilku kierunkach:

FORMY WYDMOWE

Formy wydmowe w Polsce występują zwykle zespołowo i koncentrują się głównie na wszystkich tarasach pradolinnych z wyjątkiem zalewowego. Najbardziej typowa dla wydm śródlądowych forma paraboli znajdować się może w różnych stadiach rozwoju. Wielkości i wy-

sokości wydm parabolicznych zawierają się w dużych granicach, różny jest stosunek długości do rozpiętości ramion. Często południowe ramię paraboli ma kierunek równoleżnikowy, a ramię północne, nieco skrócone, odchylone jest w kierunku NW—SE (J. i R. Kobendzowie, 1958). Niekiedy większe formy kompleksowe przyjmują kształty wielkich elips (W. Mrózek, 1958). Obok parabol typowych występują formy łagodnie wygiętych łuków (L. Pilarczyk, 1958) i parabole pozorne, w których wydmy proste stykają się ze sobą pod kątem ostrym (K. Schoeneich, 1959; J. Wojtanowicz, 1968). Po wewnętrznych stronach parabol i łuków występują niekiedy deflacyjne, niekiedy wypełnione torfem (S. Kozarski, 1962). W specyficznych warunkach lokalnie rozwinęły się również wydmy barchanowe. W. Stankowski (1963) dzieli je na właściwe (drobne formy powstające w szczytowych partiach innych wydm) i wymuszone — występujące przed przeszkodą. Ich powstanie, analogicznie do wydm parabolicznych, wiąże się z działalnością wiatrów z sektora zachodniego. Najczęściej spotykaną formą wydmową jest wał o kierunku osi morfologicznej od równoleżnikowego do południkowego, asymetryczny bądź symetryczny. Długość wałów waha się w granicach od kilkuset metrów do kilkunastu kilometrów, wysokości — podobnie jak wydm parabolicznych — osiągają 30 m.

Dzisiejsze formy wydmowe w stosunku do pierwotnych są przekształcone, poszerzone, spłaszczone, a kąty nachylenia stoków są mniejsze niż kąty nachylenia lamin piasku. Powszechnie obserwuje się zjawisko zatarcia, a niekiedy nawet odwrócenia asymetrii wydmowej, oraz dodatkowe, bogate urzeźbienie stoków i partii grzbietowych wydm (A. Dylikowa, J. i R. Kobendzowie, W. Mrózek — 1958; W. Stankowski, 1963; U. Urbaniak, 1967). Na przekształcenie pierwotnej rzeźby wydmowej wpłynęło szereg czynników. Poważną rolę przypisuje się procesom stokowym, szczególnie nasilającym się w warunkach klimatu peryglacjalnego. Głównym czynnikiem rzeźbiącym i przekształcającym był sam wiatr. Pierwszy etap rozwiewania wydm mógł mieć miejsce już pod koniec okresu wydmiotwórczego, kiedy wiatr atakował elementy form, nie utrwalone jeszcze przez wkraczający na wydmy las. Największą rolę w urzeźbieniu południowych stoków wydm i zatarciu wydmowej asymetrii A. Dylikowa, J. i R. Kobendzowie, W. Mrózek, I. Nowicka — 1958; L. Pilarczyk (1962) przypisują działalności wiatrów SW—S. W ostatnich latach pojawił się problem zależności form wydmowych od procesów wytapiania martwego lodu. W. Stankowski (1963) na Sandrze Nowotomyskim stwierdził występowanie wydmy po wschodniej stronie jeziora, które powstało w wyniku wytopienia się martwego lodu już po

uformowaniu wydmy. U. Urbaniak obserwowała w niektórych wydymach wtórną asymetrię, uwarunkowaną wytapianiem martwego lodu. Strome stoki tych wydym sąsiadują z zagłębieniami wytopiskowymi; często są to strukturalne stoki proksymalne. Stankowski i Urbaniak wnioskują, że procesy formowania wydym poprzedziły wytapianie lodu, ewentualnie są równoczesne.

Znacznemu przekształceniu uległy wydmy, które od wieków zamieszkuje człowiek. Jego działalność gospodarcza stwarza wyjątkowe warunki dla rozwoju procesów denudacyjnych, które prowadzą do powstania nowych „starzejących się” form, a nawet do kompletnego ich zniszczenia. Ponowne utrwalenie obszarów lotnych piasków jest zadaniem bardzo trudnym. Problem ten jest sygnalizowany w wielu powojennych pracach. Na specjalną uwagę zasługuje praca J. i R. Kobendzów (1958). Myślą przewodnią badań było uzyskanie wskazówek dla życia gospodarczego, celem przekształcenia lotnych piasków na las czy inny użytek.

BUDOWA GEOLOGICZNA WYDM

Na powierzchni wszystkich utrwalonych wydym wykształcona jest warstwa piasku z humusem, zmiennej miąższości (5—30 cm), uzależnionej od warunków wilgotnościowych. Pod nią powszechnie występuje warstwa piasków bezstrukturalnych, która jest dziełem wietrzenia mrozowego w klimacie peryglacjalnym (W. Stankowski, 1963; U. Urbaniak, w druku). Miąższość piasków bezstrukturalnych zmienia się w poszczególnych wydymach i w profilu poprzecznym wydym, od 0 w kulminacyjnych partiach do 3 m w dolnych częściach stoków. W przypowierzchniowej strefie wydym, zwłaszcza położonych w sąsiedztwie osiedli, lokalnie występują kopalne poziomy glebowe, których powstania związane jest ze stosunkowo młodymi procesami deflacji (J. i R. Kobendzowie, 1958; U. Urbaniak, 1967). Poza powierzchniową warstwą bezstrukturalną wydmy zbudowane są w całym profilu z piasków wyraźnie warstwowanych. Zjawiskiem bardzo często spotykanym jest dwudzielność struktury wydym. (A. Dylikowa, 1958; L. Pernarowski, 1958; S. Kozarski, 1962; W. Stankowski, 1963; U. Urbaniak, 1967). Dwie serie piasku przedziela bardzo wyraźna powierzchnia dyskordancji, a w niektórych przypadkach — gleba kopalna (S. Kozarski, 1962). Seria górna nie przykrywa całych wydym, a jej miąższość osiąga najwyżej 3 m. Główną masę wydmy stanowi seria dolna, której grubość przekracza 5 m, a sięga 25 m.

W wielu wydmach zaznaczył się proces orsztylizacji piasku. J. i R. Kobendzowie (1958) stwierdzili na Równinie Błońskiej występowanie u podstawy wydm warstw silnie spojonych orsztynem. W stropie wydm, w poziomie iluwalnym piasek zabarwiony jest zwykle na kolor żółty, a niekiedy występuje warstwa piaskowca o lepszemu żelazistym, 20—30 cm miąższości (W. Mrózek, 1958). Powstanie warstwy żelazistej Mrózek wiąże z podniesieniem się poziomu wody gruntowej podczas ciepłego i wilgotnego klimatu atlantyckiego.

Powszechnym zjawiskiem jest występowanie w piaskach wydm przykorzeniowych konkrecji wapiennych, a niekiedy zwapniałych systemów korzeniowych. Proces powstawania konkrecji wyjaśnili J. i R. Kobendzowie (1958). Węglan wapnia rozpuszczony w wodzie gruntowej pobierany był i przewodzony ku powierzchni przez systemy korzeniowe ściętych sosen. W okresach ciepłych i suchych woda parowała, a zawarte w niej sole strącały się na korzeniach obumarłych drzew. Według J. Kobendziny (1961) konkrecje wapienne powstały w klimacie atlantyckim, kiedy człowiek ścinał drzewa dla swych potrzeb. Piaski wydmowe były wówczas stosunkowo bogate w wapń, a wysokie temperatury wzmagaly parowanie wody z pni ściętych drzew.

Na podkreślenie zasługuje rola odżywcza, jaką warstwy żelaziste i konkrecje wapienne mogą pełnić w stosunku do roślin żyjących na wydmach, czyli w warunkach stałego deficytu substancji odżywczych (J. Tumiłowicz, 1962).

ZIARNO PIASKU WYDMOWEGO

Już w okresie międzywojennym B. Krygowski (1936, 1937, 1938), S. Małkowski (1917), J. Syniewska (1929, 1930) podejmowali próby wyjaśniania pewnych problemów wydmowych poprzez badanie ziarna piasku wydmowego. Ostatnio powszechnie prowadzone są analizy piasku pod względem składu mechanicznego, mineralnego oraz stopnia zaokrąglenia i zmatowienia powierzchni ziarna. Całością tych badań umożliwi oddzielenie ziarn transportowanych w środowisku eolicznym od ziarn środowiska wodnego bądź glacialnego, określenie czasu trwania procesu eolicznego oraz długość drogi transportu; pozwala także wnioskować o pochodzeniu piasku, o sile wiatru transportującego piasek oraz o kierunku transportu.

Badania składu granulometrycznego i obróbki mechanicznej ziarn przeprowadzane są różnymi metodami. Poszczególni autorzy wypracowują własne metody badawcze — szczególnie doniosłe znaczenie mają w tej dziedzinie metodyczne prace

B. Krygowskiego — oraz sposoby graficznego przedstawiania wyników. Stosowanie wielu metod podważa jednak główny postulat badań, jakim jest porównywalność wyników.

Piaski budujące wydmy na terenie Polski są stosunkowo dobrze wysortowane. Podstawowa masa ziarnista zawarta jest w przedziale 0,1—0,5 mm. Na te frakcje wg B. Krygowskiego (1958) przypada 70—90% ziarn piasku, a wg S. Kozarskiego (1962) i L. Pilarczyka (1962) — ponad 90%. Równie dobrze wysortowane są piaski wydymowe okolic Łodzi. Według A. Dylikowej (1958) do 80% ogólnej masy piasku znajduje się w przedziale 0,2—0,4 mm. Przewagę ziarn o tej średnicy stwierdzili również I. Nowicka (1958) i R. Więckowski (1961). A. Dylikowa (1967) obok frakcji podstawowej stwierdza znaczny udział ziarn większych w dolnych seriach materiału wydymowego i ziarn drobniejszych w górnych partiach wydym. Zjawisko to stanowi wyraz ogólnego osłabienia siły wiatru w fazie przekształcania i niszczenia wydym.

B. Krygowski (1958) w wyniku wieloletnich badań na rozległych obszarach stwierdza, że skład granulometryczny piasku wydymowego jest ściśle uzależniony od podłoża, a stwierdzone przez niego zjawisko drobnienia piasku wydymowego ze wschodu ku zachodowi wiąże się z ogólnym drobnieniem piasku w dół pradolin. Ścisłą zależność materiału wydym od podłoża podkreśla również L. Pilarczyk (1962).

W. Stankowski (1963) w Basenie Szczecińskim stwierdza drobnienie piasku wydymowego ku wschodowi, co tłumaczy przenoszeniem przez wiatr w tym kierunku coraz drobniejszego materiału.

S. Kozarski (1962) w Pradolinie Noteci koło Czarnkowa, w skali całego pola wydymowego nie stwierdza zmian z zachodu na wschód w podstawowej masie piasku. W składzie mechanicznym i obtoczeniu piasków dolnej i górnej serii wydymowej zdaniem Kozarskiego nie występują istotne różnice. Również w rozkładzie poziomym i pionowym w poszczególnych wydymach ziarno nie różni się pod względem frakcjonalnym. Natomiast W. Stankowski (1963) stwierdza występowanie materiału grubszego w proksymalnych stokach wydym, drobniejszego — w dystalnych. Materiał stoków proksymalnych cechuje również lepsza obróbka ziarna.

Ziarna piasku wydymowego są na ogół zdecydowanie bardziej zaostrzone niż rzeczno czy fluwioglacjalnego, chociaż droga odbyta przez piasek wydymowy jest raczej nieznaczna; rzędu kilkuset metrów — kilku kilometrów (B. Krygowski, 1961). S. Kozarski (1962) utrzymuje, że „...ziarno podłoża podlegającego transportowi eolicznemu już na bardzo krótkiej przestrzeni, prawdopodobnie w procesie jednorazowego przesypania całej masy piaszczystej budującej wydymę, nabiera cech nowego środowiska.” Do podobnych wniosków dochodzi W. Stankowski (1961).

Analiza piasków pochodzących z różnych punktów Polski pozwoliła B. Krygowskiemu (1958) na stwierdzenie, że stopień obtoczenia piasków wydmyowych wzrasta z zachodu na wschód. Odsetek ziarna obtoczonego w Polsce wschodniej wynosi 60. Na zachód od Wisły wydmy zbudowane są z piasków o słabym stopniu obtoczenia — 26% ziarn okrągłych w wydmach Niziny Wielkopolskiej. W wielu klasycznych wałach wydmyowych piasek nie jest eolicznie dojrzały. Zjawisko to B. Krygowski (1959, 1961) wiąże ze wzrostem kontynentalizmu ku wschodowi, co pociąga za sobą poprawę warunków eolizacji w tym samym kierunku.

Stopień mechanicznej obróbki ziarna pozostaje w ścisłym związku z jego średnicą; na ogół ze wzrostem wielkości ziarna wzrasta jego obtoczenie i zmatowienie (W. Bobrowski, 1953; J. Brzozowski, 1962; W. Stankowski, 1963). Dlatego bardzo istotne jest badanie ziarn o tej samej średnicy we wszystkich rejonach.

Na specjalną uwagę zasługują prace metodyczne: 1) metoda pomiaru stopnia obtoczenia za pomocą powiększalnika fotograficznego (J. Morawski, 1956), 2) za pomocą obtoczeniomierza W. Bobrowski, J. Kossakowska-Such (1960, 1961), 3) metoda graniformetrii mechanicznej, eliminująca subiektywizm i maksymalnie oszczędzająca czas, opracowana i udoskonalona przez B. Krygowskiego (1955, 1956, 1959, 1963, 1964).

Zdaniem B. Krygowskiego (1947) ziarna piasku w procesie eolizacji w środowisku pustynnym ulegają dokładnemu zmatowieniu. J. Brzozowski (1962) stwierdza w piaskach wydmyowych 70% ziarn matowych. Zmatowienie stanowi więc kryterium pozwalające na odróżnienie ziarna wydmyowego od ziarna innych środowisk, tym bardziej, że zmatowieniu uległy również ziarna słabo obtoczone.

Skład mineralny piasków wydmyowych zmienia się w zależności od składu podłoża. Materiałem wyjściowym dla wydmy Polski są piaski pochodzenia rzeczno-glacjalnego i glacialnego. Piaski wydmyowe przechodziły przez szereg cykli sedymentacyjnych, stąd zubożenie ich składu mineralnego; głównym składnikiem jest kwarc. Na ziarno kwarcowe w wydmach Wielkopolski przypada wg B. Krygowskiego (1961) 95—99% ogólnego składu. Podobnie J. Trembaczowski (1949) stwierdza ponad 90% kwarcu w piaskach wydmyowych okolic Puław, a J. Morawski (1966) — od 93 do 94,7% w piaskach wydmyowych Wyżyny Lubelskiej. Według W. Stankowskiego (1963) kwarc jest tym liczniejszym składnikiem im drobniejsza frakcja piasku. Obok kwarcu większe znaczenie mogą mieć skalenie, węglany i lyszczyki. Stosunkowo duży udział tych minerałów stwierdzono w piaskach wydmy Kotliny Płockiej (U. Urbaniak, 1966), gdzie średnia zawartość skaleni wynosi 10,6% objętości, węglanów (głównie

CaCO_3) — 5,1% objętości, a muskowitu — 3,8% objętości. Na ziarno kwarcowe przypada więc średnio tylko około 80% objętości.

Zespół minerałów ciężkich stanowi poniżej 1% ziarn. S. Małkowski (1917) jako pierwszy, badał udział minerałów ciężkich w piaskach wydm okolic Warszawy. Analizował on tylko najdrobniejszą frakcję piasku, J. Morawski (1966) do analiz pobierał próbki z frakcji dominującej — 0,25—0,10 mm. T. Przybyłowicz wydzielala minerały ciężkie nie z określonej frakcji, lecz z całej próbki. Okazało się bowiem, że pewne rodzaje minerałów ciężkich przywiązane są do pewnych frakcji, a niewielka nawet różnica w wielkości ziarna pociąga za sobą znaczne odchylenia w stosunkach ilościowych minerałów ciężkich (U. Urbaniak, 1966). Porównując wyniki badań można stwierdzić, że w zespole minerałów ciężkich zdecydowaną przewagę ma granat (B. Adamczyk, 1957; J. Morawski, 1966; J. Trembaczowski, 1948; U. Urbaniak, 1966). W piaskach wydmowych Kotliny Płockiej równie duży udział mają łatwo wietrzejące amfibole, co może wskazywać na stosunkowo młody wiek osadów podłoża. Znaczne ilości osiągają cyrkon i turmalin, a w piaskach wydmowych Wyżyny Lubelskiej — również staurolit i dysten. Stwierdzony zespół minerałów ciężkich pozwala stwierdzić, że są one pochodnymi skał magmowych i metamorficznych (głazy narzutowe) oraz lokalnych skał osadowych.

STRUKTURA WEWNĘTRZNA WYDM

Metodyczne badania strukturalne wydm okolic Łodzi zapoczątkowała A. Dylikowa, 1958. Stosowanie wspomnianej metody badań pozwala, w sposób znacznie pewniejszy niż analiza rzeźby wydmowej, na ustalenie kierunków wiatrów, a nawet ilości faz wydmotwórczych. Pomiarzy biegów lamin piasku wyznaczają osie strukturalne wydm, które na ogół są zgodne (równoległe) z osiami morfologicznymi (A. Dylikowa, 1958). Największe odchylenia mieszczą się w granicach 45°. Rzeczywiste kierunki i kąty upadu lamin informują o kierunku wiatru.

Jak wspomniano, w wielu rejonach Polski stwierdzona została wyraźna dwudzielność wydm. Strefa rozdzielająca dwie serie piasku występuje na granicy pomiędzy fazą wydmotwórczą właściwą a fazą przekształcania wydm (A. Dylikowa, 1958, 1967). Dolna seria piasku stanowiąca główną masę piaszczystą wydmy, w całym profilu posiada warstwowanie stoku dystalnego (L. Pernarowski, 1958; S. Kozarski, 1962; U. Urbaniak, 1967). Wektory wyznaczające kierunki i kąty upadu lamin dolnej serii piasku tworzą zwykle zwarte wiązki, co wskazuje na stały kierunek wiatru panującego w głównej fazie wydmotwór-

czej. Strukturę dwudzielną stwierdzono w wałach wydmowych poprzecznych, o osi morfologicznej prostopadłej do kierunku wiatru wydmotwórczego. Są to zarówno wały południkowe (laminy stoku dystalnego zapadają pod znacznym kątem ku ESE—SSE; A. Dylikowa, 1958), jak i równoleżnikowe (laminy stoku dystalnego wykazują upad około 30° ku SW—SE; U. Urbaniak, 1967). W serii górnej laminy nachylone są pod kątem kilku—kilkunastu stopni w przeciwnym kierunku.

S. Kozarski (1962) stwierdził strukturę złożoną również w wydmach łukowych i parabolicznych. W partiach czołowych wydm w dolnych seriach laminy zapadają zwykle ku wschodowi pod kątem $12\text{--}32^\circ$, w ramionach północnych ku NE, a południowych — ku S. W górnych seriach, na stokach wewnętrznych laminy zapadają zgodnie z dzisiejszym nachyleniem stoku, czyli ku zachodowi, a w partiach czołowych wydm — ku wschodowi.

W Kotlinie Płockiej najczęściej obserwuje się (U. Urbaniak, 1967) występowanie w przekroju poprzecznym przez wydmy tylko warstwowania stoku dystalnego. Najdłuższe, najwyższe wały równoleżnikowe charakteryzują się nachyleniem lamin pod kątem ok. 30° ku południowi (SW—SE). W drobnych wałach wydmowych, rozrzuconych wśród form większych rozmiarów i występujących na niższych poziomach pradolinnych, równoległe ułożone laminy nachylone są pod kątem $30\text{--}40^\circ$ ku północy. Wydmy o takiej budowie stwierdzili również S. Kozarski (1962) i W. Stankowski (1963). Ten ostatni obserwował występowanie warstwowania stoku dystalnego w całym profilu, tylko w wydmach mniejszych, szybko się przemieszczających. Natomiast potężne formy składają się z szeregu nakładających się na siebie drobniejszych wydm. W. Stankowski (1963) dzieli wydmy w przekroju poprzecznym na trzy części: erozyjno-akumulacyjną, akumulacyjno-tranzytową i akumulacyjną.

Wydmy, które nie podlegały procesowi przemieszczania mają strukturę jednorodną właściwą, z zachowanymi dwoma stokami, proksymalnym i dystalnym. Nachylenia lamin są mniej lub bardziej dokładnie równoległe do nachyleń stoków (U. Urbaniak, 1967). Do wcześniejszego ustabilizowania tych form przyczyniły się lokalnie korzystniejsze warunki wilgotnościowe, sprzyjające rozwojowi roślinności.

Odmianą strukturę posiadają wały podłużne — równoległe do kierunku wiatru wydmotwórczego. Występują w nich tylko strukturalne stoki proksymalne. Są to wydmy pierwotnie symetryczne. Nachylenia lamin (do 12°) są na ogół zgodne z nachyleniem stoków (J. Brzozowski, 1962; W. Stankowski, 1963; U. Urbaniak, 1967).

PRĘDKOŚCI I KIERUNKI WIATRÓW ORAZ ILOŚCI FAZ WYDMOTWÓRCZYCH

Prędkość wiatrów wydmotwórczych równa się prędkości potrzebnej do przenoszenia i toczenia ziarn o średnicy 0,1—0,5 mm. Według J. Wojtanowicza (1968) były to prędkości bardzo umiarkowane. Określa on szybkość wiatru w głównej fazie wydmotwórczej na 3,6—6,3 m/sek, podczas gdy współcześnie w Kotlinie Sandomierskiej średnia roczna prędkość wiatru dla kierunku zachodniego wynosi 3,9 m/sek. A. Dylikowa (1958) w zależności od zmian składu granulometrycznego piasku w poszczególnych seriach wydm, opierając się o wyliczenia Posera, określa szybkość wiatrów formujących wydmy okolic Łodzi na 6—9 m/sek w fazie właściwej i 2,5—3 m/sek w fazach młodszych. L. Pernarowski (1959) wyliczył, że dla toczenia kulistych ziarn kwarcu o średnicy 0,1—0,5 mm potrzebna jest prędkość wiatru 2,5—5,5 m/sek, zaś dla uniesienia tych ziarn — 3,2—7,5 m/sek. Prędkości wiatrów wydmotwórczych ustalane na podstawie wyliczeń Pernarowskiego nie odbiegają zasadniczo od liczb podawanych przez Dylikową; S. Kozarski (1962) ustalił prędkości na 5,5—7,5 m/sek, L. Pilarczyk (1962) — 2,5—6 m/sek, a W. Stankowski (1963) prędkość wiatru potrzebną do wprowadzenia w ruch ziarn piasku wydmowego suchego określa na 2—4 m/sek, zaś piasku wilgotnego — na 4—8 m/sek.

Kierunki wiatrów wydmotwórczych — w pierwszym etapie badań wyprowadzane jedynie z analizy rzeźby wydmowej — uzasadnione zostały rozważaniami teoretycznymi nad klimatem w glacjach, interglacjach i w postglacjale, pod kątem widzenia warunków najbardziej sprzyjających rozwojowi procesów eolicznych. W wyniku tych rozważań S. Majdanowski (1958) stwierdził, że decydującą rolę w formowaniu wydm Europy środkowej odegrały wiatry z sektora zachodniego, przy współdziałaniu wiatrów północnych, południowych, a nawet wschodnich. Dotychczasowe poglądy o decydującej roli wydmotwórczej wiatrów zachodnich w wielu rejonach Polski potwierdzone zostały wynikami badań strukturalnych. Majdanowski wyróżnia trzy okresy wydmowe, z których najstarszy miał miejsce w pełnym glacjale, przy udziale wiatrów północnych i wschodnich, młodszy — w późnym glacjale i wczesnym holocenie — przebiegał przy udziale wiatrów NW i W, najmłodszy zaś, holocenijski okres wydmowy charakteryzowały wiatry SW i S. Obok pojęcia „okres” pojawił się termin „cykl wydmowy” (J. E. Mojski, 1960). A. Dylikowa (1958), J. E. Mojski (1960), S. Kozarski (1962), L. Pilarczyk (1962), U. Urbaniak (1967), W. Wojtowicz (1968) i inni wypowiadają się za istnieniem na terenie Polski jednego okresu (cyklu) wydmotwórczego. W strukturze

wydm prześledzić można dowody istnienia kilku stadiów ich rozwoju. Na określenie poszczególnych etapów kształtowania rzeźby wydmowej A. Dylikowa (1958) wprowadziła termin „fazy wydmotwórcze”. Wyniki najnowszych badań wydm w okolicach Łodzi pozwoliły A. Dylikowej (1967) na wyróżnienie czterech faz wydmotwórczych. Najstarsza, faza wstępna, wiąże się z działalnością wiatrów zachodnich. Fazę właściwą charakteryzują silne wiatry o stałym kierunku, z NW i W, formujące wydmy paraboliczne. Faza przekształcania wydm przebiegała przy udziale wiatrów zmiennych pod względem kierunku i intensywności, głównie z W i SW. W najmłodszej, fazie niszczenia, przeważały wiatry zachodnie, obok SW i S.

Pewna zgodność z poglądami Dylikowej występuje w pracach L. Pilarczyka (1962) i J. Wojtanowicza (1968). Pilarczyk stwierdza trzy fazy wydmotwórcze. Najstarsza charakteryzuje się intensywną działalnością wiatrów wiejących z sektora zachodniego. Druga wiąże się z przewagą wiatrów W i NW. W fazie najmłodszej (odpowiednik fazy przekształcania) przeważają wiatry SW. Wojtanowicz wypowiada się za istnieniem dwu faz formowania wydm międzyrzecza Sanu i Łęgu. W fazie głównej wiatry W i WNW formowały wydmy paraboliczne. W fazie młodszej dominowały wiatry SW i WSW. Ich działalność polegała na przekształcaniu wydm parabolicznych i formowaniu wałów poprzecznych. Z gospodarczą działalnością człowieka Wojtanowicz wiąże istnienie stosunkowo młodej fazy rozwiewania.

U. Urbaniak (1967) stwierdza decydujący udział wiatrów z sektora północnego w formowaniu wydm Kotliny Płockiej. Analiza struktury tych wydm pozwoliła na wyróżnienie pięciu faz wydmotwórczych. Kierunek wiatru w fazie najstarszej jest hipotetyczny. W fazie głównej wiatry z sektora północnego (NE—NW) formowały wały równoleżnikowe, asymetryczne, poprzeczne do kierunku wiatru. Faza modelowania, w której powstały wydmy paraboliczne, charakteryzowała się wiatrami zachodnimi (NW—SW). W fazie przekształcania wydm dominowały wiatry z sektora południowego. Najmłodsza, faza niszczenia, związana z działalnością wiatrów W i SW trwa od czasu pojawienia się na wydmach człowieka. Podobne obserwacje poczynił L. Pernarowski (1958) na Dolnym Śląsku. Stwierdził on dwa okresy rozwoju form eolicznych: starszy, w którym przeważały wiatry wschodnie i północne i młodszy — z przewagą wiatrów zachodnich i południowych. A zatem wyniki badań strukturalnych potwierdzają teoretyczny wywód S. Majdanowskiego (1958) o zmianach kierunku wiatru wydmotwórczego w wymienionym wyżej porządku, w miarę zmian układu barycznego na przedpolu wycofującego się lądolodu.

GENEZA WYDM

Problem genezy wydm sprowadza się do określenia warunków aerodynamicznych, w jakich kształtowały się wał i parabola oraz wzajemnego stosunku tych dwóch form. Parabola jest formą najbardziej charakterystyczną dla wydm śródlądowych. Istnieje całkowita zgodność poglądów, że uformowały ją wiatry zachodnie — cyklony znad oceanu. Najprawdopodobniej proces parabolizacji przebiegał w całej Polsce w tym samym czasie. Różne są natomiast zdania w kwestii, czy jest ona formą pierwotną, wtórną, czy przejściową.

Według J. Kaczorowskiej-Kobendziny (1926) wydmy Puszczy Kampanoskiej miały pierwotnie kształt wałów powstających na granicy mierzwi i dzisiejszych bagien. Kierunek wałów uzależniony był od położenia stref wilgotnościowych, warunkujących rozwój roślinności. Parabola jest formą wtórną; powstała w wyniku przemodelowania pierwotnego wału przez wiatry z sektora zachodniego, w warunkach wzmoczonej wiatru z roślinnością. Słuszność tej koncepcji potwierdzają wyniki analizy struktury wewnętrznej wydm w innych rejonach Polski.

L. Pernarowski (1958) pierwszą fazę wydmotwórczą na Dolnym Śląsku umieszcza w warunkach klimatu pustynnego, w którym bez udziału roślinności powstawały barchany i wały poprzeczne. Natomiast parabole powstały w młodszej fazie wydmotwórczej, w klimacie wilgotnym, przy udziale roślinności. W. Stankowski (1963) wał poprzeczny uważa również za inicjalną formę wydm śródlądowych. Wydmy paraboliczne i wały podłużne to, jego zdaniem, formy młodsze, które powstawały równocześnie z rozwojem szaty roślinnej. Całkowicie zgodne z koncepcją Kaczorowskiej-Kobendziny są wyniki badań struktury wydm w Kotlinie Płockiej (U. Urbaniak, 1967).

Na Wyżynie Łódzkiej (A. Dylikowa, 1958, 1967) i w Kotlinie Sandomierskiej (J. Wojtanowicz, 1968; E. Mycielska-Dowgiało, inf. ustna) wydmy paraboliczne powstawały w głównej fazie wydmotwórczej i są pierwotnymi formami eolicznymi. Parabole wydmowe na Sandrze Brdy są również formami pierwotnymi (I. Nowicka, 1958).

Według U. Urbaniak (1967) wydmy paraboliczne Kotliny Płockiej powstawały stopniowo. Najstarszym elementem paraboli jest jej ramię południowe, powstałe w wyniku przemodelowania pierwotnego wału równoleżnikowego (poprzecznego). Następnie formowana była niecka deflacyjna i partia czołowa, przez wiatry z sektora zachodniego. Najmłodsze jest ramię północne, o kierunku NW—SE do WNW—ESE, utworzone przez wiatry południowo-zachodnie. Kształt wydm parabolicznych, zwłaszcza stosunkowo krótkie ich północne ramiona, wskazują na przerwanie procesu parabolizacji. W innych rejonach proces ten mógł być

daleko bardziej zaawansowany. I. Nowicka (1958) na Sandrze Brdy i W. Mrózek (1958) w Kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej stwierdzają występowanie wałów równoleżnikowych, które zdaniem wymienionych autorów są ramionami zniszczonych wydym parabolicznych.

Tak więc wał wydymowy może być formą pierwotną i wówczas jest asymetryczny i prostopadły (poprzeczny) do kierunku wiatru wydymotwórczego. Kierunek osi morfologicznej wału poprzecznego może być równoleżnikowy, południkowy, bądź pośredni. Może to być również wał wtórnie symetryczny. Wały podłużne, równoległe do kierunku wiatru, zwykle równoleżnikowe, są pierwotnie symetryczne. Ich powstanie związane jest głównie z działalnością wiatrów zachodnich, wiejących w młodszych fazach wydymotwórczych. Trzeci wreszcie typ wału wydymowego to forma wtórna powstała ze zniszczenia paraboli. Wał wydymowy mógł zatem powstawać w klimacie peryglacjalnym strefy tundry jak i w kolejnych fazach klimatycznych holocenu. Parabola natomiast jest formą przejściową, której powstanie związane jest ze ściśle określonymi warunkami klimatyczno-biologicznymi.

WIEK WYDM

Wiek wydym na terenie Polski został dokładnie określony dzięki stosowaniu wielu metod badawczych; morfologicznej — badanie stosunku wydym do tarasów i bocznych dolinek (W. Mrózek, 1958; B. Krygowski, 1961), do wytopisk (K. Kępczyński, 1958; W. Stankowski, 1963), lessów (A. Jahn, 1956; H. Maruszczak, 1958) oraz powszechnie już stosowanych metod: ^{14}C , palynologicznej i archeologicznej, które pozwalają na określenie wieku występujących w wydymach osadów organicznych i kulturowych.

W świetle dotychczasowych poglądów na plejstocенską cyrkulację atmosferyczną wydmy mogły powstawać na przedpolu każdego lądolodu (J. Dylík, 1952, 1953; A. Jahn, 1956; S. Majdanowski, 1958; Sawicki, 1958). Przemawia za tym występowanie znacznej ilości ziarn o obróbce eolicznej w osadach fluwioglacjalnych i rzecznych. Teoretycznie słuszne założenie, że główny okres wydymotwórczy współczesnej rzeźby wydymowej przypada na maksimum stadiału pomorskiego (S. Majdanowski, 1958; B. Krygowski, 1961), nie zostało dotychczas udowodnione.

Według najnowszych poglądów, opartych o wyniki badań palynologicznych i pomiaru ^{14}C , wydmy powstały w jednym okresie, który na terenie Polski przebiegał w chłodniejszych fazach klimatycznych późnego glacjału (M. Chmielewska, W. Chmielewski, 1960;

J. Kobendzina, 1961; K. Wasyli \dot{c} owa, 1964; K. Tobolski, 1966; A. Dyl \dot{c} owa, 1967; U. Urbaniak, 1967, J. Wojtanowicz, 1968). Właściwy proces wydmotwórczy zakończony został przed holocenem, a w Puszczy Kampinoskiej — przed alleródem.

J. Kobendzina (1961) wiek wydm parabolicznych w Puszczy Kampinoskiej określa na najstarszy dryas. W ciepłym i wilgotnym böllingu procesy eoliczne uległy zahamowaniu. Młodsze od parabol wały Powiśla powstały w starszym dryasie. W allerödzie wydmy zostały całkowicie utrwalone i od tego czasu ustaliła się na nich ciągła pokrywa roślinna.

Podobne stanowisko reprezentuje L. Pilarczyk (1962). Najintensywniejsza działalność eoliczna miała miejsce w najstarszym dryasie. W böllingu nastąpiło częściowe zahamowanie procesów eolicznych i utrwalenie wydm. Ożywienie wydmotwórczej działalności wiatru nastąpiło w starszym dryasie.

Doniosłe znaczenie dla ustalenia chronologii wydm polskich mają wyniki badań wydm Witowa i Katarzynowa na Wyżynie Łódzkiej. Szczegółowa analiza struktury i dynamiki rozwoju wydm (A. Dyl \dot{c} owa, 1958, 1967) oraz ich wieku (Chmielewska M., Chmielewski W., 1960; Chmielewska M., 1967; K. Wasyli \dot{c} owa, 1964) pozwoliła na ustalenie, że procesy wydmotwórcze rozpoczęły się tu (faza wstępna) w najstarszym dryasie formowaniem pokryw tarczowatych wypełniających dna zagłębień. W böllingu rozwinęła się na nich pokrywa roślinna i glebowa. Faza wydmotwórcza właściwa miała miejsce w środkowym dryasie. Silne, stałe wiatry formowały wydmy paraboliczne, które w allerödzie zostały utrwalone. Przekształcenie wydm dokonało się w młodszym dryasie.

Na temat wieku wydm w sposób analogiczny wypowiadają się J. Wojtanowicz, 1968 (międzyrzecze Sanu i Łęgu) i K. Tobolski, 1966 (dolina środkowej Proсны). Stwierdzają oni istnienie dwufazowego cyklu wydmotwórczego. Faza starsza trwała nieprzerwanie przez najstarszy dryas, bölling i starszy dryas. W allerödzie rozwinęła się na wydmach pokrywa leśna. Następna faza przypada na młodszy dryas i preboreal.

Dokładnie wydatowane zostały wydmy okolic Czarnkowa w Pradolinie Noteci (S. Kozarski, 1962). Dolną granicę procesu wydmotwórczego wyznacza taras wydmowy, powstały w starszym dryasie, górną — torfy wypełniające niecki deflacyjne (faza borealna) i gleby kopalne, wydatowane na fazy klimatu borealnego i atlantyckiego. Według Kozarskiego dolna seria wydmowa akumulowana była w młodszym dryasie i preboreale, górna — w klimacie subborealnym. Podobnie datuje A. Jahn (1956) wydmy Wyżyny Lubelskiej; faza starsza miała miejsce

w młodszym dryasie, ożywienie procesów eolicznych nastąpiło w holocenie, przed i po optimum klimatycznym.

W. Okołowicz (1952), W. Mrózek (1958), I. Nowicka (1958) przypisują wydmom wiek holoceni.

Na uwagę zasługuje stanowisko W. Stankowskiego (1963) w kwestii wieku wydym Polski północno-zachodniej. Autor ten dowodzi, że wydmy są coraz młodsze w miarę postępowania z południa ku północy, a proces wydymotwórczy trwał od pełnego glaciału w stadium pomorskim, na Sandrze Nowotomyskim, przez późny glaciał na Międzyrzeczu Warciańsko-Noteckim, do holocenu — w Basenie Szczecińskim. W trzech wymienionych regionach wiek wydym zmienia się również w zależności od wieku tarasów. I tak na tarasach IV i III Basenu Szczecińskiego formowanie wydym zaczyna się już w młodszym dryasie, natomiast na tarasie I wydmy powstały pod koniec holocenu.

Zdaniem R. Galona (1959) wszystkie wydmy na terenie Polski powstały równocześnie, w okresie późnoglacialnym. Analogiczne stanowisko zajął J. Wojtanowicz (1965) — wydmy w całej Polsce tworzyły się w tym samym czasie, w podobnych warunkach klimatycznych. Słuszność takiej koncepcji potwierdzają przedstawione wyżej wyniki badań wieku wydym. W tym samym mniej więcej czasie powstawały wydmy Kotliny Sandomierskiej (J. Wojtanowicz, 1968), Wyżyny Łódzkiej (A. Dylikowa, 1967), Puszczy Kampinoskiej (J. Kobendzina, 1961) i Kotliny Płockiej (U. Urbaniak, 1967), położonej w zasięgu najmłodszego zlodowacenia. Holoceni procesy eoliczne na obszarach wydymowych prowadziły głównie do niszczenia wcześniej powstałych form i związane są przede wszystkim z gospodarczą działalnością człowieka, a nie ze zmianami klimatu.

Katedra Kartografii Politechniki Warszawskiej

BIBLIOGRAFIA WYDMOWA POLSKI

zestawiły

J. Kobendzina i U. Urbaniak

- Adamczyk B. 1957 — Ciężkie minerały piasku z Pustyni Błędowskiej (summary: Heavy minerals in the sands of Pustynia Błędowska). Zesz. nauk. WSR w Krakowie, t. 2. Rolnictwo nr 2, s. 35—49.
- Alexandrowiczowa Z. 1962 — Piaski i formy wydmowe Pustyni Błędowskiej (résumé: Sables et dunes du desert de Błędów). Ochr. Przyr., R. 28, s. 227—253.
- Bajerlein J. 1929 — Geneza jezior Sierakowskich (Zusammenfassung: Über die Entstehung der Seen um Sieraków). Bad. geogr. n. Polską pn.-zach., z. 4/5, s. 3—19.
- Balińska—Wuttke K. 1963 — Badania morfometryczne ziarn piasków plejstoceniśkich w dorzeczu Rawki (summary: Morphometric investigations of pleistocene sand grains in the Rawka river basin). Biul. geol. UW, t. 3, nadbitka s. 67.
- Bączyk J., Nowak B. 1963 — Wpływ rzeźby na zróżnicowanie składu mineralnego osadów powierzchniowych na półwyspie Hel (Summary: Influence of relief on differentiation of mineral composition of surface deposits on Hel Peninsula). Czas. geogr., t. 34, z. 3, s. 209—240.
- Behrens F. 1908 — Das grosse Inlandsdünengebiet im Zwischenstromlande. W: Aus d. Posen. Lande, t. 3, s. 65—66, 87—89.
- Bobrowski W. 1953 — Ocena wielkości i stopnia obtoczenia ziarn skalnych (Size and degree evaluation of rock's grains rounding). Przegl. geol., R. 1, z. 8, s. 31—34.
- Bobrowski W., Kossakowska—Such J. 1960 — Pomiar stopnia obtoczenia ziarn skalnych (summary: Roundness degree measurement of rock grains). Przegl. geol., R. 8, z. 9, s. 470—472.
- Bobrowski W., Kossakowska—Such J. 1961 — Dokładność pomiaru stopnia obtoczenia ziarn skalnych (summary: Exactness of rounding degree measurement of rock grains). Biul. geol. UW, t. 1 poświęcony VI Kongr. INQUA, s. 138—147.
- Bogacki M. 1962 — Niektóre problemy plejstocenu i holocenu Holandii (summary: Certain problems of the Pleistocene and Holocene in Holland). Przegl. geogr., t. 34, z. 3, s. 573—584.
- Bogacki M. 1967 — Morfologia doliny Pisy na tle poziomów sandrowych. Prace i Studia IG UW, Katedra Geografii Fizycznej, t. 1, s. 23—121.

- Borówko—Dłużakowa Z. 1961a — Historia flory Puszczy Kampinoskiej w późnym glacie i holocenie (summary: The history of the flora of the Kampinos Forest during the Late Glacial and Holocen periods). *Przegl. geogr.*, t. 38, z. 3, s. 365—382.
- Borówko—Dłużakowa Z. 1961b — Badania palynologiczne torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem a Włocławkiem (summary: Palynological study of peat bogs on the left bank of the Vistula between Gąbin, Gostynin and Włocławek, North and Central Poland). *Z Badań Czwartorzędu w Polsce*, t. 10, s. 107—130.
- Borówko—Dłużakowa Z., Kobendzina J. 1962 — W związku z artykułem K. Wasylikowej. *Przegl. geogr.*, t. 34, z. 3, s. 601—603.
- Borsy Z. 1964 — Adalékok a Lengyelországi futóhomok Kérdéséhez (summary: Contributions to the problem of wind-blown sands in Poland). *Acta Geogr. Debrecina X/III*, s. 109—142. *Communic. from the Geogr. Institute of the Kossuth Univ. of Debrecen* nr 59.
- Bryk J. 1925 — Osady epoki kamiennej na wydmach nadbużańskich (résumé: Les stations néolithiques sur les dunes bords du Boug). *Wiad. arch.*, t. 9 (1924—1925), s. 50—68.
- Brzozowski J. 1962 — Wydmy północno-zachodniej części Płaskowyżu Jędrzejowskiego (Dunes of the NW part of the Jędrzejów Upland). *Rocz-i Nauk.-Dydakt. WSP Kraków*, z. 10, s. 25—34.
- Butrym J. 1960 — A study on the morphology of the quartz grains in the consistence of loess. *Annales UMCS, Sec. B*, t. 15, nr 3, s. 23—37.
- Butrym J., Cegła J. 1964 — Badanie morfologii ziarn i struktury utworów klastycznych przy zastosowaniu profilów utrwalonych na taśmie przezroczystej (summary: Application of transparent adhesive tape in analyses of grain morphology and granulometric analyses of clastic sediments). *Annales UMCS, Sec. B*, t. 17 (1962), nr 3, s. 99—115.
- Bülow K. 1929 — Postglaziale Senkung und Dünenbildung im NO — Hinterpommerschen Küstenbereich. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 50, vol. 1, s. 125—134.
- Bülow K. 1930 — Allgemein-geologische Beobachtungen im Wanderdünengebiet der Lebasee-Nehrung in Ostpommern. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 50 (1929), vol. 2, s. 592—606.
- Bülow K. 1934 — Vierjährige Beobachtungen an den Wanderdünen auf der Nehrung des Lebasees. *Vorläufiger Bericht. Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 54 (1933), s. 151—159.
- Cailleux A. 1935 — Traces d'importantes actions éoliennes interglaciaires en Pologne. *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 201, s. 486—487.
- Cailleux A. 1938 — Cailloux éoliens et solifluxions en France et en Europe septentrionale. *Bull. Soc. Géol. France, Ser. 5*, t. 8, s. 719—729.
- Cailleux A. 1942 — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. France N.S.*, t. 46, s. 1—176.
- Chlebowski R. 1964 — Minerale ciężkie piasków plażowych i wydymowych wybrzeża wyspy Wolin (summary: Heavy minerals of the beach and dune sands of the Wolin Island (Northern Poland)). *Biul. geol. UW*, t. 4, s. 128—142, sum. s. 197—198.

- Chmielewska M., Chmielewski W. 1960 — Stratigraphie et chronologie de la dune de Witów, district de Łęczyca. Biul. perygl., nr 8, s. 133—141.
- Chmielewska M. 1961a — Huttes d'habitation épipaléolithiques de Witów, district de Łęczyca. Acta Arch. Univ. Lodz., t. 10, s. 1—109.
- Chmielewska M. 1961b — Obozowisko ze schyłku Allerödu w Witowie w pow. łęczyckim (summary: An encampment from the close of the Alleröd oscillation at Witów, district of Łęczyca). Prace i Mat. Muzeum Arch. Etnogr. w Łodzi, ser. Arch., t. 6, s. 9—71.
- Chmielewska M., Wasylińska K. 1961 — Witów. W: Guide-Book of Excursion C, The Łódź Region, VIth INQUA Congress, Warsaw, s. 75—84.
- Chmielewska M. 1962 — A Late Palaeolithic and Mesolithic site at Witów, distr. Łęczyca. Arch. Polona, t. 4, s. 77—87.
- Chmielewska M. 1967 — Przemysł schyłkowopaleolityczny z Katarzynowa w pow. łęczyckim (résumé: Industrie épipaléolithique de Katarzynów, distr. de Łęczyca). W: Materiały do prahistorii plejstocenu i wczesnego holocenu Polski. Warszawa—Wrocław, s. 76—123.
- Chmielewski W. 1956 — Problèmes périglaciaires dans l'étude du Paléolithique en Pologne. Biul. perygl., nr 4, s. 185—194.
- Chmielewski W. 1961 — Civilisations épipaléolithiques en Pologne Centrale, Bull. Soc. Sci. Lettres de Łódź. Classe III Sci. Mathém.-Natur., t. 12, nr 8, ss. 18.
- Czapkiewicz B. 1936 — Ślady przemysłu świderskiego na stanowiskach wydymowych w okolicy Krakowa (Zusammenfassung: Spuren des Swiderien auf den Dünenfundplätzen der Umgegend von Kraków). Wiad. arch., t. 14, s. 32—39.
- Czwartorzęd Polski 1967. Studium zbior. pod red. R. Galona i J. Dylaka. Warszawa, ss. 527.
- Czyżewski J. 1948 — Dolina Baryczy (Szkic geograficzny) (summary: The valley of Barycz). Czas. geogr., t. 19, s. 125—156.
- Dechend W. 1937 — Untersuchungen der Dünen der Frischen Nehrung mit sedimentpetrographischen Methoden zur Unterstützung und Ergänzung der Untersuchung der Dünenformen. Schr. Phys.-ökon. Ges. Königsb., t. 69, s. 131—174.
- Dobrowolski A. B. 1923 — Historia naturalna lodu. Warszawa, ss. 940.
- Dorywalski M. 1954 — Zastosowanie wskaźnika zaokrąglenia do badań peryglacialnych. Biul. perygl., nr 1, s. 31—38.
- Drzewicka I. 1952 — Zagadnienie form i klasyfikacji graniaków wiatrowych. Czas. geogr., t. 21/22, s. 217—236.
- Dylik J. 1931 — Osadnictwo epoki kamiennej w przełomowej dolinie Warty pod Poznaniem (Zusammenfassung: Die Siedlungsverhältnisse der Steinzeit im Durchbruchstal der Warthe bei Posen). Badania Geogr. n. Polską zach., z. 6/7, s. 7—57.
- Dylik J. 1951 — The loess-like formations and the wind-worn stones in Middle Poland. Bull. Soc. Sci. Lettres de Łódź. Classe III Sci. Mathém. et Natur., t. 3, nr 3, ss. 17.
- 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). Z Badań Czwartorzędu w Polsce, t. 3, s. 231—332.

- Dylik J. 1953 — O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski (résumé: Du caractère périglaciaire de la Pologne Centrale). *Acta Geogr. Univ. Lodz*, nr 4, ss. 109.
- Dylik J. 1964 — Sur les changements climatiques pendant la dernière période froide. *Report VIth INQUA Congress 4*, s. 55—66.
- Dylikowa A. 1957 — The structure of dunes. *Vth INQUA Congress Résumés des Communications*. Madrid—Barcelona, s. 52.
- Dylikowa A. 1958 — Próba wyróżnienia faz rozwoju wydym w okolicach Łodzi (résumé: Phases du développement des dunes aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, nr 8, *Studia z geomorfologii dynamicznej*, s. 233—268.
- Dylikowa A. 1961a — Inland dunes in Middle Poland and their importance for the Late Pleistocene stratigraphy. *Abstracts of papers, VIth INQUA Congress*, Warsaw, Suppl. s. 11—12.
- Dylikowa A. 1961b — Katarzynów. W: *Guide-Book of Excursion C: The Łódź - Region. VIth INQUA Congress*, Warsaw, s. 42—48.
- Dylikowa A. 1964 — Les dunes de la Pologne Centrale et leur importance pour la stratigraphie du pleistocene tardif. *Report of the VIth INQUA Congress*, Warsaw 1961, t. 4, s. 67—80.
- Dylikowa A. 1967 — Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. W: *Czwartorzęd Polski. Studium zbiorowe pod red. R. Galona i J. Dylika*. Warszawa, s. 353—371.
- Dylikowa A. 1968 — Fazy rozwoju wydym w środkowej Polsce w schyłkowym plejstocenie (résumé: Les phases du développement des dunes pendant le Pleistocene tardif). *Folia Quatern.*, t. 29, s. 119—126.
- Fleszar A. 1916 — Uwagi nad krajobrazem poleskim. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.*, t. 9, s. 717—732.
- Friedberg W. 1903 — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 16 (Arkusze: Rudnik i Raniszów, Ropczyce i Dębica, Rzeszów i Łańcut), ss. 147.
- Friedberg W. 1907 — Kilka uwag w sprawie wydym niżu rzeszowskiego. *Not. nauk.* (Note sur les dunes de la plaine de Rzeszów). *Kosmos*, t. 32, s. 215—218.
- Gajówna E. 1949 — Badania piasku wydmy Zadroże (summary: Investigation of sand from the dune Zadroże). *Studia Soc. Sci. Torun. Suppl.* 1, ss. 4.
- Galon R. 1929 — Kujawy „Białe” i „Czarne”. Szkic morfologiczny (Zusammenfassung: „Weisses” und „Schwarzes” Kujawen). *Bad. geogr. n. Polską pn.-zach.*, z. 4/5, s. 47—76.
- Galon R. 1953 — Morfologia doliny i zandru Brdy (summary: The morphology of the Brda Valley and Outwash Sand Plain). *Studia Soc. Sci. Torun. Sec. Geogr. Geolog.*, t. 1, s. 121—176.
- Galon R. 1958 — Z problematyki wydym śródlądowych w Polsce (résumé: Sur les dunes continentales en Pologne). W: *Wydmy śródlądowe Polski*. Cz. 1, Warszawa, s. 13—31.
- Galon R. 1959 — New investigations of inland dunes in Poland. *Przegl. geogr.*, t. 31, Suppl. s. 62—110.
- Gerhardt P. 1900 — Küstenströmungen und Wandern der Dünen. W: *Handbuch des deutschen Dünenbaues*. Gerhardt P. Berlin, s. 125—170.

- Gontarska A. 1929 — Wydmy okolic Aleksandrowa Łęczyckiego (résumé: Les dunes des environs de Aleksandrów Łęczycki). *Bad. geogr. n. Polską pn.-zach.*, z. 4/5, s. 107—110.
- Guderski I. 1946 — Wydmy nadmorskie (Dunes littorales). *Las Polski*, t. 20, nr 3/4, s. 20—22.
- Halicki B. 1953 — Datowanie zjawisk geologicznych radiowęglem. *Wiad. Muzeum Ziemi*, t. 6, s. 291—297.
- Hartnack W. 1925 — Wanderdünen Pommerns. Greifswald, ss. 112.
- Hartnack W. 1931 — Zum Entstehung und Entwicklung der Wanderdünen an der deutschen Ostseeküste. Eine vergleichende Wanderdünenstudie. *Z. Geomorph.*, t. 6, z. 4/5, 174—217.
- Högbom I. 1923 — Ancient inland dunes of Northern and Middle Europe. *Geogr. Annaler*, t. 5, s. 113—243.
- Jahn A. 1951 — Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej (summary: Loess, its origin and connection with the climate of the glacial epoch). *Acta Geol. Pol.*, t. 1, (1950/51), s. 257—310.
- Jahn A. 1956 — Wyzyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (summary: Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). *Prace geogr. IG PAN*, nr 7, ss. 453.
- Jentzsch A. 1900 — *Geologie der Dünen*. W: *Handbuch des deutschen Dünenbaues*. Gerhardt P. Berlin., s. 1—124.
- Kádár L. 1938 — Die periglaziale Binnendünen des norddeutschen und polnischen Flachlandes. *C.R. Congrès Intern. Géogr.* Amsterdam, t. 1, s. 167—183.
- Karczewski A., Stankowski W. 1960 — Z badań wybrzeża morskiego na Pomorzu Zachodnim (plaża, wydmy, klif). *Zesz. nauk. UAM*, nr 27, *Geografia*, z. 3, s. 133—143.
- Kasiński W. 1936 — Przemysł tardenoaski na stanowisku wydymowym pod wsią Ciołki pow. brzeziński (L'industrie tardenoisienne de la station sur dune de Ciołki arrondis. de Brzeziny). *Przegl. arch.*, t. 5 (1935/36), s. 200—202.
- Keilhack W. 1914 — Blatt Misdroy. Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen u. Benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 196, ss. 92.
- Keilhack W. 1918 — Die grossen Dünengebiete Norddeutschlands. *Z. dtsh. Geol. Ges.*, t. 69 (1917), s. 2—19.
- Kępczyński K. 1958 — Roślinność i historia torfowiska Siwe Bagno w Borach Tucholskich (Zusammenfassung: Flora und Geschichte des Moores Siwe Bagno in der Tucholer Heide). *Zesz. nauk. UMK, Nauki Mat. Przyr.*, z. 2, *Biologia*, s. 87—116.
- Kęsik A., Wojtanowicz J. 1968 — Analiza form wydymowych i procesów deflacyjnych fragmentu Kotliny Chodelskiej z wykorzystaniem zdjęć lotniczych. *Fotointerpretacja w Geografii*, z. 6, s. 44—59.
- Kobendza R. 1929 — Roślinność w walce z lotnym piaskiem w Puszczy Kampinoskiej. *Pamiętnik II Zjazdu Słow. Geogr. i Etn. w Polsce w r. 1927*. Kraków, *Orbis*, s. 368—371.
- Kobendza R. 1932 — Jak reaguje system korzeniowy sosny (*Pinus silvestris*) na zawiewanie przez piasek (Zusammenfassung: Wie reagiert das Wurzelsystem der Kiefer auf die Verschüttung durch den Sand). *Acta Soc. Bot. Pol.*, t. 9, *Suppl.*, s. 101—113.

- Kobendza J., Kobendza R. 1958 — Rozwiewane wydmy Puszczy Kampinoskiej (résumé: Les dunes éparpillées de la Forêt de Kampinos). W: Wydmy śródlądowe Polski. Cz. I, Warszawa, s. 95—170.
- Kobendzina (Kaczorowska) J. 1926 — Studium geograficzne Puszczy Kampinoskiej (résumé: Etude géographique sur la "lande" de Kampinos). Przgl. geogr., t. 6, s. 45—91.
- Kobendzina J. 1959 — Wydmy na Wolinie. Poznaj Świat, nr 5.
- Kobendzina J. 1960 — Ekologia roślinności lotnych piasków. Biol. w Szkole, t. 13, nr 4, s. 215—228.
- Kobendzina J. 1961a — The holocen fossils of dunes. Abstracts of Papers VIth INQUA Congress, Warsaw, s. 106.
- Kobendzina J. 1961b — Próba datowania wydm Puszczy Kampinoskiej (summary: Attempt to date dunes in the Kampinos primeval Forest). Przgl. geogr., t. 33, z. 3, s. 383—399.
- Kobendzina J. 1961c — Niektóre zjawiska towarzyszące procesom eolicznym na wydmach Puszczy Kampinoskiej (summary: Some phenomena accompanying eolian processes on dunes of the Kampinos Forest). Przgl. geogr., t. 33, z. 3, s. 539—542.
- Kobendzina J. 1964 — "Les fossiles" de l'Holocène dans les dunes. Report of the VIth INQUA Congress, Warsaw 1961, t. 2, s. 279—283.
- Kobendzina J. 1964 — Jeszcze o Kampinosie (Odpowiedź na głos w dyskusji). Sylwan, R. 108, nr 6.
- Kobendzina J. 1966 — Puszcza Kampinoska. Przyroda Polska. Wiedza Powszechna. Warszawa, ss. 158.
- Kobendzina J. 1968 — Wydmy Słowińskiego Parku Narodowego. Ziemia, s. 70—80.
- Kolasa M., Chmura K., Smorągiewicz W. 1956 — Z badań nad piaskami wydymowymi z obszaru położonego w widłach Wisły i Dunajca (summary: Notes on the dune sands in the fork formed by the rivers Vistula and Dunajec). Zesz. nauk. AGH, nr 9, Geologia, z. 1, s. 155—170.
- Kopytowski C. 1931 — Jezioro efemeryczne na obszarze wydymowym Warciańsko-Noteckim. Bad. geogr. n. Polską pn.-zach. z. 6/7.
- Korn J. 1919 — Über Dünenzuge in Torfe des Netzetales bei Czarnikau, ihr Alter und ihre Entstehung durch westliche Winde, nebst Bemerkungen über die alluviale Entwicklung des Netzetales. Jb. Preuss. Geol. Landesauf., t. 37 (1916), nr 2, s. 147—156.
- Kornaś J. 1959 — Zespoły wydm nadmorskich i śródlądowych. W: Szata roślinna Polski. Opracowanie zbiorowe pod red. W. Szafera, t. 1, s. 288—301.
- Kozarski S. 1961 — Age of the dunes occurring within the Noteć pradolina near Czarnków. The Great Poland Lowland, VIth INQUA Congress. Guide — Book of Excursion A.
- Kozarski S. 1962 — Wydmy w Pradolinie Noteci koło Czarnkowa (summary: Dunes in the Noteć ice-marginal valley near Czarnków). Bad. fizjogr. n. Pol. zach., t. 9, s. 37—60.
- Kozarski S., Tobolski K. 1963 — Wiek gleby kopalnej w wydmach w Pradolinie Noteci koło Czarnkowa (summary: Age of fossil dunes of the Noteć

- ice-marginal valley near Czarnków). *Bad. fizogr. n. Pol. zach.*, t. 11, s. 213—229.
- Kozarski S., Tobolski K. 1968 — Holocenne przeobrażenia wydym śródlądowych w Wielkopolsce w świetle badań geomorfologicznych i palynologicznych. *Folia Quatern.*, t. 29, s. 127—134.
- Kossmann O. 1930 — O wydymie Aleksandrowskiej. *Czas. przyr. Tow. Przyr. im Staszica w Łodzi*.
- Kozłowski L. 1923 — Epoka kamienna na wydymach wschodniej części Wyżyny Małopolskiej (Zusammenfassung: Die Steinzeit im Dünengebiet der Kleinpolnischen Höhe). *Arch. Nauk antropol.*, t. 2, nr 3, ss. 274.
- Kozłowski L. 1923 — Die Steinzeit im Dünengebiet der Kleinpolnischen Höhe. *Tubingen*.
- Kozłowski L. 1936 — Die epipaläolithischen Kulturen in Świdry und Chwalibogowice. *Prahist.*, z. 27, s. 252—258.
- Krause G. C. A. 1850 — *Der Dünenbau auf der Ostseeküsten Westpreussens*. Berlin, ss. 229.
- Król B. 1967 — Wydmy w niebezpieczeństwie. *Zapiski koszalińskie*, z. 4, s. 92—95.
- Królikowski L., Bobiński Z., Strzelecki W. 1961 — Dynamika wody w piaskach wydymowych wydmy Henryków—Płudy (Water dynamics in the dune sands of the Henryków—Płudy dune). *Rocz-i Glebozn.*, t. 10, s. 636—637. *Dodatek: Zjazd Naukowy PTG, Warszawa 14—16 IX 1961*.
- Królikowski L., Janiszewski B., Łagosz K., Strzelecki W. 1963 — Prosta metoda określania dynamiki ruchu piasków wydymowych (summary: A simple method for determination of the dynamics of dune sand movements). *Rocz-i Glebozn.*, t. 13, s. 163—168. *Dodatek*.
- Krukowski S. 1922 — O wieku wydym Niżu Polskiego z punktu widzenia ich prehistorii i zastoisk cofającego się L_4 (L'âge des dunes du Pays-Bas de la Pologne d'après leur préhistoire et leur rapport avec les lacs endignés glaciaires, formés au cours du retrait de la glaciation L_4). *Posiedzenia nauk. PIG*, nr 3, s. 24—27.
- Krukowski S. 1939—1948 — Paleolit. W: *Prehistoria ziem polskich*. *Encyklopedia Polska PAU*, t. 4, cz. 1, dz. 5, s. 1—117.
- Krygowski B. 1936 — Basen jeziora Zasumińskiego jako przykład basenu wydymowo-bagiennego (summary: The basin of the Zasumiński lake a type of dune swamp basin). *Wiad. Służby geogr.*, nr 4, s. 466—478.
- Krygowski B. 1937 — Bericht über eine neue Methode der Selektion der Sandkörner nach ihrem Rundungsgrade. *Arch. Mineral.*, t. 12, s. 52—60.
- Krygowski B. 1938 — O nowym aparacie do rozdzielania ziarn piasku według stopnia zaokrąglenia oraz o wyzyskaniu tego aparatu do studiów nad minerałami klastycznymi. *Spraw. Pozn. TPN*, R. 12, nr 1, s. 62—65.
- Krygowski B. 1947 — Zarys geologiczno-morfologiczny południowego Polesia (summary: Geological and morphological study of southern Polesie). *Pozn. TPN Prace Komisji mat. przyr.*, t. 5, z. 1, ss. 139.
- Krygowski B. 1955 — An attempt to mechanize the graniformameter — a device for the separation of gravel grains according to rounding grade. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, t. 3, nr 2, s. 121—124.

- Krygowski B. 1955 — Granulometria w badaniach utworów czwartorzędowych w Polsce (summary: Granulometric methods of investigation of Quaternary deposits in Poland). *Z Badań Czwartorzędu w Polsce*, t. 6, s. 395—404.
- Krygowski B. 1956 — Z badań granulometrycznych nad utworami plejstoceńskimi w Polsce Zachodniej (summary: Granulometric investigations of the Pleistocene of Western Poland). *Z Badań Czwartorzędu w Polsce*, t. 7, s. 503—608.
- Krygowski B. 1958 — Niektóre dane o piaskach wydym śródlądowych na terenie Polski i obszarów przyległych (résumé: Quelques données sur les sables des dunes continentales). *W: Wydmy śródlądowe Polski. Cz. I*, Warszawa, s. 73—86.
- Krygowski B. 1959a — o rozwoju metod mechanicznego oznaczania kształtu ziarna (piasku i żwiru) (On the development of methods of mechanical designation of grain shape (sand and gravel)). *Spraw. Pozn. TPN*, nr 3, s. 231—237.
- Krygowski B. 1959b — Rozwój geomorfologiczny południowego Polesia w czwartorzędzie. *Zesz. nauk. UAM*, nr 21, *Geografia*, z. 2, s. 3—67.
- Krygowski B. 1961 — Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej (summary: Physical geography of the Great Poland Lowland). *Cz. I, Geomorfologia*, Poznań, ss. 203.
- Krygowski B. 1963 — Dodatkowe uwagi do graniformametrii mechanicznej (Remarks to the graniformametry). *Spraw. Pozn. TPN*, nr 3, 331—332.
- Krygowski B. 1963 — Piaski wydymowe w świetle graniformametrii mechanicznej (Dune sands in light of the mechanical graniformametry). *Spraw. Pozn. TPN*, nr 3, s. 327—328.
- Krygowski B. 1964 — Graniformametria mechaniczna — teoria, zastosowanie (Zusammenfassung: Die mechanische Graniformametrie — Theorie und Anwendung). *Pozn. TPN Prace Komisji geogr. geol.*, t. 2, z. 4, ss. 112.
- Kühne F. 1928 — Terrassen und Dünen des Stauseegebietes zwischen Randow- und Odermündung. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, t. 48 (1927), s. 285—293.
- Lefeld J. 1969 — Współczesne metody stabilizacji wydym. *Przegl. geol.*, z. 3, s. 123—125.
- Lehmann P.F.W. 1906 — Wanderungen und Studien in Deutschlands grösstem binnenländischem Dünengebiet. *Jb. d. Geogr. Ges. Greifswald*, t. 10, Sonderabdruck ss. 30.
- Lencewicz S. 1922 — Wydmy śródlądowe Polski (résumé: Les dunes continentales de la Pologne). *Przegl. geogr.*, t. 2, s. 12—59. (Wznowienie 1953, 1957).
- Lencewicz S. 1927 — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla (résumé: Glaciation et morphologie du bassin de la Vistule moyenne). *Prace PIG*, t. 2, z. 2, s. 66—220.
- Lewiński J. 1934 — Terrasses et dunes de la vallée de la Vistule près de Varsovie. *Congrès Intern. Géogr. Varsovie 1934, Excursion C₂*, ss. 10.
- Łosiński J., Mikulski J. St. 1949 — Obserwacje mikroklimatyczne na wydmie Zadroże koło Torunia (summary: Microclimatic observations on the dune Zadroże near Toruń). *Studia Soc. Sci. Torun. Suppl.* 1, ss. 11.
- Macher J. 1963 — Różnice we współczynnikach filtracji wyznaczonych różnymi metodami na przykładzie piasków wydymowych rejonu Warszawy (summary:

- Differences in the filtration coefficients computed by means of various methods, exemplified on dune sands from the Warsaw region). *Kwart. geol.*, t. 7, z. 3, s. 470—483.
- Majdanowski S. 1958 — Zagadnienia klimatyczne okresów wydymowych w świetle glacialnych i postglacialnych zmian ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w środkowej Europie (résumé: Les problèmes climatiques des périodes de dunes par rapport aux variations glaciaires et postglaciaires de la circulation atmosphérique générale dans l'Europe Centrale). W: *Wydmy śródlądowe Polski. Cz. 1, Warszawa*, s. 33—51.
- Maleszewski S. 1960 — O Kampinosie (Głos w dyskusji). *Sylwan*, nr 12, s. 79—81.
- Małkowski S. 1912 — Wydmy piaszczyste okolic Sadownego (pow. węgrowski, gub. siedlecka) (Zusammenfassung: Die Sanddünen der Gegend von Sadowne Gouv. Siedlce). *Kosmos*, t. 37, s. 419—434. (Wznowienie 1953).
- Małkowski S. 1913 — Wydmy piaszczyste okolic Sadownego (pow. węgrowski, gub. siedlecka) „Góry Bogackie” (Zusammenfassung: Die Sanddünen der Gegend von Sadowne (Gouv. Siedlce) Góry Bogackie). *Spraw. Komisji fizjogr. PAU*, t. 47, s. 91—99.
- Małkowski S. 1914 — O wydmach parabolicznych śródlądowych, tworzących się obecnie w okolicach Szczakowy (Zusammenfassung: Über die jetzt entstehenden inländischen Parabolsanddünen der Umgebung von Szczakowa). *Kosmos*, t. 39, s. 33—41.
- Małkowski S. 1917 — O wydmach piaszczystych okolic Warszawy (résumé: Les dunes anciennes des environs de Varsovie). *Prace Tow. Nauk. Warsz.*, t. 23, ss. 46. (Wznowienie 1953).
- Mamakowa K. 1962 — Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie (summary: The vegetation of the Basin of Sandomierz in the Late-Glacial and Holocene). *Acta Palaeobot.*, t. 3, z. 2, s. 1—57.
- Manikowska B. 1966 — Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi (résumé: Les sols du pleistocène supérieur aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, t. 22, ss. 166.
- Marsz A. 1963 — Związek wydm Łebskich ze współczesnymi procesami rozmywania dna morskiego (The relation between Łeba dunes and the recent sea-bottom abrasion). *Spraw. Pozn. TPN*, nr 3, s. 333—334.
- Marsz A. 1966 — Geneza wydm Łebskich w świetle współczesnych procesów brzegowych. *Pozn. TPN. Prace Komis. geogr. geol.*, t. 4, z. 4, ss. 68.
- Maruszczak H., Wilgat T. 1956 — Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego (résumé: Le relief de la zone lisière du Roztocze Central). *Annales UMCS, Sec. B*, vol. 10 (1955), s. 1—107.
- Maruszczak H. 1958 — Wydmy Wyżyny Lubelskiej i obszarów sąsiednich. W: *Wydmy śródlądowe Polski. Cz. 2, Warszawa*, s. 61—82.
- Maruszczak H., Trembaczowski J. 1960 — Próba porównania wydm śródlądowych okolic Widina (Bułgaria) i Wyżyny Lubelskiej (summary: Attempt of comparing continental dunes of the Widin region (Bułgaria) with dunes on the Lublin Plateau (Poland)). *Czas. geogr.*, t. 31, z. 2, s. 163—177.

- Maruszczak H. 1964 — Probleme de l'action eolienne dans la zone periglaciaire pleistocene a la lumiere des indices granulometriques. Biul. perygl., nr 14, s. 257—273.
- Maruszczak H. 1967 — Kierunki wiatrów w okresie akumulacji loessu młodszego we wschodniej części Europy środkowej (summary: Wind directions during the accumulation of the younger loess in East-Central Europe). Rocznik PTGeol. t. 37, z. 2, s. 177—188.
- Maruszczak H. 1968 — Przebieg zjawisk w strefie peryglacjalnej w okresie ostatniego zlodowacenia w Polsce (summary: The course of phenomena in the periglacial zone during the last glaciation). W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Prace geogr. IG PAN, nr 74, s. 157—200.
- Maruszczak H., Wojtanowicz J. 1967 — Analiza porównawcza piasków wydmowych Polski południowo-wschodniej i Węgier. Zeszyty naukowe UAM, 65, Geogr. 7, s. 113—129.
- Miller J. 1968 — Warstwowanie utworów eolicznych w świetle danych z eksperymentu przeprowadzonego w tunelu aerodynamicznym. (Wind tunnel experiments on bedding of aeolian sediments). Roczn. Polskiego Tow. Geol., t. 38, z. 2/3, s. 229—230.
- Miszalski J. 1967 — Uwagi o rozwoju wydm wędrujących na Mierzei Łebskiej (summary: Observations about development of wandering dunes on „Mierzeja Łebska”). Fotointerpretacja w Geografii, z. 5, s. 21—37.
- Mojski J. E. 1960 — Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej (summary: Decline of Pleistocene in Western part of Płock depression). Kwart. geol., t. 4, z. 4, s. 1025—1038.
- Mojski J. E. 1961 — Basin of Płock (The neighbourhood of Włocławek). W: Guide-Book of Excursion. From the Baltic to the Tatras. Part I: North Poland. VIth INQUA Congress, Warsaw, s. 136—139.
- Mojski J. E. 1968 — Zarys stratygrafii zlodowacenia północno-polskiego (bałtyckiego) w północnej i środkowej części Polski (summary: Outline of the stratigraphy of North Polish Glaciation in North and Middle Poland). W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Prace geogr. IG PAN, nr 74, s. 37—64.
- Morawski J. 1954 — Główne typy uwarstwienia skał osadowych (The main types of stratification of sedimentary). Przegl. geol., z. 10, s. 419—427.
- Morawski J. 1956a — Metoda badania morfologii ziarn piasku za pomocą powiększalnika fotograficznego (summary: Morphological analysis of sand grains by a photographic enlarger). Annales UMCS, Sec. B, t. 10 (1955), s. 199—221.
- Morawski J. 1956b — Znaczenie morfologii ziarn kwarcu dla badań terenowych (Importance of quartz grains for field researches). Przegl. geol., z. 2, s. 65—67.
- Morawski J. 1961 — Holocenijskie osady eoliczne w dorzeczu dolnej Wyżnicy (summary: Holocene aeolian deposits in the Basin of the Lower Wyżnica river). Kwart. geol., t. 5, z. 3, s. 705—716.
- Morawski J. 1963 — Charakterystyka mineralno-petrograficzna oraz morfometria piasków i żwirów z wybrzeża wyspy Wolin (summary: A mineralogic, petrographic and morphometric characteristic of sand and gravels from Wolin Island). Annales UMCS, Sec. B, t. 16 s. 1—36.

- Morawski J. 1965 — Osady piaszczyste Wyżyny Lubelskiej. Studium sedymentologiczne. Rozprawa habilitacyjna. UMCS, Lublin, ss. 158.
- Morawski J. 1966 — Charakterystyka mineralogiczna piasków wydymowych Wyżyny Lubelskiej (summary: Mineralogical characteristic of aeolian sands of the Lublin Upland). *Kwart. geol.*, t. 10, z. 2, s. 497—506.
- Morawski J. 1968a — Charakterystyka cyrkonów z wydym Kotliny Chodelskiej (Zusammenfassung: Eine Charakteristik der Zirkone aus Dünen des Chodelbeckens). *Annales UMCS, Sec. B*, t. 20 (1965), nr 1, s. 1—25.
- Morawski J. 1968b — Spostrzeżenia nad odpornością i typami granatów w piaskach różnych środowisk sedymentacyjnych (Zusammenfassung: Beobachtungen über die Widerstandsfähigkeit und die Granattypen in Sanden verschiedener Sedimentationsmilieu's). *Annales UMCS, Sec. B*, t. 20 (1965), nr 2, s. 27—54.
- Morawski J. 1969 — Charakteristik der Quarzkörner aus Sandablagerungen der Lubliner Hochebene. *Annales UMCS, Sec. B*, vol. 22, s. 151—189.
- Mościcki W. 1953 — Metoda bezwzględego datowania osadów czwartorzędowych. *Wiad. Muzeum Ziemi*, t. 6, s. 298—312.
- Mrózek W. 1958 — Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej. W: *Wydmy śródlądowe Polski. Cz. 2*, Warszawa, s. 1—59.
- Mrózek W. 1961 — Dunes in the Toruń Basin. W: *Guide-Book of Excursion. From the Baltic to the Tatras. Part I. North Poland. VIth INQUA Congress*, Warsaw, s. 125—128.
- Mycielska E. 1961a — La plus ancienne phase de la formation des dunes. Les résultats des recherches géomorphologiques dans la partie méridionale du Plateau de Sandomierz. *Abstracts of Papers VIth INQUA Congress*, Warsaw, s. 162.
- Mycielska E. 1961b — Najnowsze metody badań granulometrycznych na Węgrzech (summary: The new methods of roundness research in Hungary). *Czas. geogr.*, t. 32, s. 77—80.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1963 — Pomiary stopnia obtoczenia ziarn piasku i zastosowanie ich do badań granulometrycznych (summary: Measurements of rounding of grain and the use made of them in geomorphological studies). *Przeg. geogr.*, t. 35, z. 1, s. 65—76.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1965 — Mutual relation between loess and dune accumulation in Southern Poland. *Geogr. Pol.*, nr 6, s. 105—115.
- Niklewski B. 1925 — Materiały do poznania warunków ekologicznych roślinności na terenie wydym nadmorskich w Dębkach (nad Piaśnicą). *Prace Komisji mat.-przyr. TPN Poznań, Ser. B*, t. 3, s. 117—138.
- Nowaczyk B. 1967 — Wydmy i eoliczne piaski pokrywowe między Skokami a Mieściskiem (summary: Dunes and eolian coversands between Skoki and Mieścisko). *Bad. fizjogr. n. Pol. zach.*, t. 19, s. 197—219.
- Nowaczyk B., Tobolski K. 1968 — Wiek wydmy w Popowie Kościelnym koło Skoków w świetle analizy pyłkowej i znalezisk archeologicznych (summary: Age of dune at Popowo Kościelne near Skoki in the light of pollen analysis and archeological findings). *Bad. fizjogr. n. Polską zach.*, t. 21, s. 167—179.

- Nowak J. 1953 — Ewolucja niżowego krajobrazu lodowcowego Polski. Wiad. Muzeum Ziemi, t. 6, s. 313—338.
- Nowicka I. 1958 — Wydmy na sandrze Brdy (résumé: Les dunes sur le sandre de Brda). Zesz. nauk. UMK Nauki mat. przyr., z. 4, s. 27—46.
- Okołowicz W. 1947 — Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu (summary: Reconstruction of climate based on geomorphology). Przegl. geogr., t. 21, z. 1/2, s. 83—91.
- Okołowicz W. 1949 — Opis geograficzny wydmy Zadroże (summary: The geographical description of the dune Zadroże). Studia Soc. Sci. Torun. Suppl. 1, ss. 7.
- Okołowicz W. 1952 — Kryteria klimatologiczne w badaniach geomorfologicznych Niżu Północno-Europejskiego (summary: Climatological criteria in geomorphological investigation in the North European Lowland). Z Badań Czwartorzędu w Polsce, t. 1, s. 121—136.
- Partsch J. 1917 — Dünenbeobachtungen im Altertum. Ber. Verh. d. Königl. Sachs. Ges. d. Wissensch. zu Leipzig, ss. 27.
- Passendorfer E. 1948 — Zdjęcie geologiczne okolic Torunia (résumé: Sur le levé géologique des environs de Toruń). Przegl. geogr., t. 21, z. 3/4, s. 253—256.
- Pawłowski S. 1929 — Południowo-poznański obszar wydymowy. Spraw. Pozn. TPN, nr 2, s. 53.
- Pawłowski S. 1935 — Wydma a droga. Spraw. Pozn. TPN, R. 9, nr 2, s. 122—123.
- Pawłowski S. 1936 — La dune et la route. W: *Mélange de Géographie offerts par Ses Collegues et Amis de l'Étranger à M. Vaclav Švambera a l'occasion de son Soixante-dixième Anniversaire*. Praha. s. 109—115.
- Pernarowski L. 1952a — Tymczasowe wyniki badań nad wydymami Niżu Śląskiego. Czas. geogr., t. 21/22, s. 388—391.
- Pernarowski L. 1952b — Zastosowanie metody statystycznej w analizie form wydymowych znad dolnego Bobru. Czas. geogr., t. 21/22, s. 372—387.
- Pernarowski L. 1958 — Z badań nad wydymami Dolnego Śląska (résumé: Les recherches sur les dunes de la Basse Silésie). W: *Wydmy śródlądowe Polski*. Cz. I, Warszawa, s. 171—199.
- Pernarowski L. 1959 — O procesie sortowania piasków eolicznych na przykładzie wydym okolic Rzędowa (summary: Notes on sorting of aeolian sands). Czas. geogr., t. 30, z. 1, s. 33—60.
- Pernarowski L. 1960 — Application of statistical methods in investigating dune forms. Przegl. geogr., t. 32 Suppl., s. 57—66.
- Pernarowski L. 1961 — Sand-hills formation in light of the dead dunes in Lower Silesia. Abstracts of Papers. VIth INQUA Congress, Warsaw, s. 65.
- Pernarowski L. 1962 — O procesach wydymotwórczych w świetle badań utrwalonych form wydymowych Dolnego Śląska (summary: The processes of dune formation in view of conditions in Lower Silesia). Czas. geogr., t. 33, z. 2, s. 175—197.
- Pernarowski L. 1966 — Glacialna i postglacialna cyrkulacja atmosfery w świetle kierunków wiatrów wydymotwórczych (summary: Glacial and post-

- glacial atmospheric circulation in the light of directions of dune forming winds). *Czas. geogr.*, t. 37, s. 2—24.
- Pernarowski L. 1968 — Obszary wydymowe Opolszczyzny. *Studia geograficzno-fizyczne z obszaru Opolszczyzny*, t. 1, s. 102—134.
- Pilarczyk L. 1958 — Wydmy Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego (résumé: Les dunes situées entre Warta et Noteć). W: *Wydmy śródlądowe Polski*. Cz. 1, Warszawa, s. 87—94.
- Pilarczyk L. 1959 — Z badań nad geomorfologią okolicy Gorzowa Wielkopolskiego (summary: Researches on the geomorphology of the vicinity of Gorzów Wlkp.). *Bad. fizjogr. n. Pol. zach.*, t. 5, s. 97—109.
- Pilarczyk L. 1961a — Kościanki. Dunes in the eastern part of the area of the Warta and the Noteć. VIth INQUA Congress. *Guide Book of Excursion A. The Great Poland Lowland*. s. 28—31.
- Pilarczyk L. 1961b — La morphologie et l'âge des dunes de la partie est de l'interfleuve Warta—Noteć). *Abstracts of Papers VIth INQUA Congress*, Warsaw, s. 66.
- Pilarczyk L. 1962 — O niektórych cechach morfologicznych i wieku wydym wschodniej części Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego (summary: Remarks on some morphological features and age of dunes of the east part of the Warta—Noteć interfluve). *Bad. fizjogr. n. Pol. zach.*, t. 9, s. 147—157.
- Prusinkiewicz Z. 1961 — Zagadnienia leśno-gleboznawcze na obszarze wydym nadmorskich Bramy Świny (summary: Forestsoil problems in the region of coastal dunes of the Świna Gateway). *Bad. fizjogr. n. Pol. zach.*, t. 7, s. 25—127.
- Prusinkiewicz Z., Noryśkiewicz B. 1966 — Zagadnienie wieku bielicy na wydmach brunatnych aluwialnego łądu Świny w świetle analizy palynologicznej i datowania radiowęglem C¹⁴ (summary: Problem of age of podzols on brown dunes of bay bars of river Świna in the light of a palynological analysis and dating by radiocarbon C¹⁴). *Zesz. nauk. UMK 14, Geografia*, z. 5, s. 75—88.
- Prusinkiewicz Z. 1968 — Materiały do poznania historii rozwoju gleb Polski zachodniej i środkowej w holocenie. Referat wygłoszony na Konferencji poświęconej paleogeografii holocenu. *Folia Quatern.* 29.
- Przemyski K. 1927 — Nieborowski teren wydymowy (Le terrain éolien de Nieborów). *Przeł. geogr.*, t. 7, z. 3/4, s. 76—91.
- Przybylski T. 1961 — Późny glacjał w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej (summary: Late glacial in the Toruń—Eberswalde ice marginal valley). *Bad. fizjogr. n. Pol. zach.*, t. 8, s. 57—90.
- Racinowski R. 1960 — O granulometrii osadów klastycznych okolic Biłgoraja (résumé: Sur la granulométrie des dépôts clastiques des environs de Biłgoraj). *Annales UMCS, Sec. B*, t. 13 (1958), nr 6, s. 187—200.
- Racinowski R., Rzechowski J. 1960 — Próba wykorzystania stopnia obtoczenia ziarn skalnych dla genetycznej klasyfikacji osadów plejstocenijskich (summary: An attempt at using the degree of rounding of rocky grains for the genetic classification of the pleistocene deposits). *Annales UMCS, Sec. B* t. 13, s. 107—117.
- Racinowski R. 1964 — Obróbka mechaniczna ziarn kwarcu w środowisku glacialnym, wodnym i eolicznym (summary: Mechanical reworking of quartz

- grains in glacial, aqueous and aeolian environments). *Przeł. geol.*, t. 12, z. 12, s. 483—485.
- Rac inowski R. 1965 — Litologia i dynamika tworzenia się osadów piaszczystych strefy brzegowej w Darłóweku i Ustce (Lithology and origin of sands of the littoral zone at Darłówek and Ustka). *Rocz. PTGeol.*, t. 35, z. 1, s. 77—102.
- Radlicz H. 1936 — Studium morfologiczne Puszczy Kurpiowskiej (Zusammenfassung: Morphologisches Studium über Kurpie-Heide). *Przeł. geogr.* t. 15, s. 23—63.
- Romer E. 1906 — Sprawozdanie z wycieczek do wydym niżowych z poglądem na ich powstawanie (Quelques remarques sur les dunes fossiles de notre plaine diluviale). *Kosmos*, t. 31, s. 334—362.
- Romer E. 1907 — Einige Bemerkungen über fossile Dünen. *Verh. Geol. Anst.* (Wien), s. 48—55.
- Romer E. 1911 — Wstęp do fizjografii powiatu Mieleckiego (Zusammenfassung: Skizze der Physiographie des Bezirkes Mielec). *Kosmos*, t. 36, s. 585—624.
- Rosa B. 1963 — O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych linii brzegowych (Zusammenfassung: Über die morphologische Entwicklung der Küste Polens im Lichte der alten Strandformen). *Studia Soc. Sci. Torun. Sec. C*, t. 5, ss. 174.
- Różycki S. Z. 1965 — Traits principaux de la stratigraphie et de la paleomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. *Report VIth INQUA Congress 1*, s. 123—142.
- Różycki S. Z. 1967 — Plejstocen Polski Środkowej (summary: The Pleistocene of Middle Poland). *Warszawa*, ss. 250.
- Rudowski S. 1964 — Sierpy plażowe na wybrzeżu Bałtyckim (summary: Brach cusps on the Polish coast of the Baltic). *Acta Geol. Pol.*, t. 14, nr 1, s. 131—150.
- Rühle E. 1937 — Studium powiatu kowelskiego (Zusammenfassung: Studium des Kreises Kowel). *Roczn. Wołyński* t. 5/6 (1936/1937), s. 171—403.
- Sawicki L. 1910 — Kraina wydymowa w Poznańskim. *Wszechświat*, t. 29, s. 92—93.
- Sawicki L. 1912 — Martwe krajobrazy Polski, *Wszechświat*, t. 31, s. 275—281.
- Sawicki L. 1921 — O metodzie badań stanowisk otwartych wydymowych (résumé: Méthode d'exploration des stations et ateliers de buttes de sable). *Wiad. arch.*, t. 6, s. 11—21.
- Sawicki L. 1923a — Uwagi o stanowisku wydymowym „Górki” w Świdrach Wielkich (résumé: Quelques remarques sur le gisement de surface de la dune „Górki” à Świdry Wielkie). *Wiad. arch.*, t. 8, s. 49—52.
- Sawicki L. 1923b — Wydmy jako środowisko występowania zabytków kulturowych (résumé: Les dunes considérées du point de vue des trouvailles préhistoriques). *Wiad. arch.*, t. 8, s. 139—148.
- Sawicki L. 1926 — Wiek transgresji Bałtyku na wybrzeżu karwińskim w świetle zabytków przedhistorycznych (Sur l'âge de la côte baltique près de Karwia à la lumière des données préhistoriques). *Posiedzenia nauk. PIG*, nr 15, s. 15—17.
- Sawicki L. 1930 — Wiek przemysłu świderskiego w świetle geomorfologii podwarszawskiego odcinka pradoliny Wisły (résumé: L'âge de l'industrie svidérienne à la lumière de la géomorphologie de la vallée de la Pré-Vistule aux

- environs de Varsovie). W: Księga pamiątkowa ku czci prof. dr Włodzimierza Demetrykiewicza. Poznań, s. 9—51.
- Sawicki L. 1935 — Przemysł świderski stanowiska wymowego Świdry Wielkie I (L'industrie svidérienne de la station Świdry Wielkie I). Przegl. arch. t. 5 (1933/34), s. 1—23.
- Sawicki L. 1936 — Das Alter der Swiderien-Industrie im Lichte der Geomorphologie des Weichselurstromtales der Umgebung von Warschau. W: Festschr. z. Hundertjahr. d. Museum vorgesch. Altertümer in Kiel. s. 18—52.
- Sawicki L. 1950 — Rozwój badań w zakresie prehistorii czwartorzędu w Polsce. Stan obecny i wytyczne na przyszłość. (résumé: Développement des recherches concernant la préhistoire du Quaternaire en Pologne. L'état actuel et les directives futures). Spraw. Państw. Muzeum Arch. t. 2 (1949), s. 13—30.
- Sawicki L. 1958 — Zagadnienie wieku wydmy (résumé: Le problème de l'âge des dunes). W: Wydmy śródlądowe Polski. Cz. 1, Warszawa, s. 53—72.
- Sawicki L. 1960a — Skład wyrobów makrolitycznych przemysłu świderskiego stanowiska wymowego Świdry Wielkie. Światowit, t. 23.
- Sawicki L. 1960b — Stanowisko otwarte madleńskie Antoniów Mały (summary: The exposed Magdalenian site at Antoniów Mały). Z. Badań Czwartorzędu w Polsce, t. 9, s. 171—216.
- Sawicki L. 1964 — Warunki stratygrafii flory glacialnej radzyńskiego tarasu pra-Wisły w Pustelniku — NE Warszawy (summary: Stratigraphical conditions of the occurrence of a glacial flora in the Radzymin terrace of the ancient Vistula valley at Pustelnik NE of Warszawa). Przegl. geogr., t. 36, z. 2, s. 285—300.
- Sawicki L. 1965 — Stanowiska wymowe przemysłu chwalibogowickiego w Chwalibogowicach (résumé: Stations archéologiques de dune de l'industrie de Chwalibogowice à Chwalibogowice). Miscelánea en Homenaje al Abate Henri Breuil, t. II. Diput. Provinc. de Barcelona, Inst. Prehist. y Arqueol.
- Schild R. 1961 — The chronology of the Masovian cycle, relative chronology. Abstracts of Papers. VIth INQUA Congress, Warsaw, 145—146.
- Schild R. 1964a — Chronologie du cycle Mazovien. Report of the VIth INQUA Congress, Warsaw 1961, t. 4, s. 363—382.
- Schild R. 1964b — Paleolit końcowy i schyłkowy. W: Materiały do prehistorii Ziemi Polskich. Cz. I, Warszawa, s. 129—238.
- Schoeneich K. 1958 — Uwagi o morfogenezie wydmy okolic Warszawy (Remarks on the morphogenesis of dunes in vicinity of Warsaw). Przegl. geol., z. 6, s. 40—42.
- Schoeneich K. 1959 — Próba klasyfikacji genetycznej wydmy z okolic Warszawy (summary: Attempt of genetic classification of dune forms in the Warsaw region). Kwart. geol., t. 3, nr 4, s. 1051—1061.
- Skompski S. 1960 — Najmłodsze utwory geologiczne okolic Gąbina (The youngest geological deposits at Gąbin (Central Poland). Przegl. geol., z. 7, s. 385—386.
- Skompski S. 1961 — Sytuacja geologiczna niektórych torfowisk na lewym brzegu Wisły, między Gąbinem, Gostyninem i Włocławkiem (summary: Geology of some peat bogs on the left bank of the Vistula between Gąbin, Gostynin and

- Włocławek (North and Central Poland). Z Badań Czwartorzędu w Polsce, t. 10, s. 91—105.
- Słowański W., Skompski S. 1965 — Poziomy wodnolodowcowe i tarasy rzeczne Skrwy koło Płocka (summary: Outwash and fluvial terraces of the Skrwa and Vistula rivers in the vicinity of Płock (Central Poland). Z Badań Czwartorzędu w Polsce, t. 11, s. 329—348.
- Solger F. 1905 — Über fossile Dünenformen im norddeutschen Flachlande. Verh. Dtsch. Geogr. Tags., t. 15, s. 159—172.
- Solger F. 1910a — Geologie der Dünen. W: Dünenbuch. Stuttgart, s. 7—179.
- Solger F. 1910b — Studien über Nordostdeutsche Inlanddünen. Stuttgart, ss. 89. Forsch. Dtsch. Land. u. Volksk. 19.
- Solger F. 1911 — Über neuere Beobachtungen an brandenburgischen Tal-sanddünen. Z. Dtsch. Geol. Ges., t. 62 (1910), s. 31—64.
- Solger F. 1923 — Die Dünen des Danziger Küstengebietes. Schr. Naturforsch. Ges. Danzig. N. F., t. 16, nr 1, s. 42—53.
- Stankowski W. 1959a — Wydma o cechach barchanu z okolicy Czarnkowa. Zesz. Nauk. UAM. Geografia, z. 2, s. 133—136.
- Stankowski W. 1959b — Wydma Ciemierowska w Kotlinie Pyzdrowskiej (summary: Ciemierów dune in the Pyzdry Basin). Bd. fizjogr. n. Pol. zach. t. 5, s. 129—139.
- Stankowski W. 1959c — Dotychczasowe wyniki badań nad wydmi Basenu Szczecińskiego (Results of investigations on dunes in the Szczecin Basin). Spraw. Pozn. TPN, nr 1, s. 87.
- Stankowski W. 1960 — Fazy rozwojowe wydm okolic Skwierzyny (Phases of development of dunes near Skwierzyna). Spraw. Pozn. TPN, nr 1, s. 96—97.
- Stankowski W. 1961a — Deflacyjny relief zapadnoej části Warciańsko-Notec-kogo Międzyzjecha. Abstracts of Papers VIth INQUA Congress, Warsaw, 75—76.
- Stankowski W. 1961b — Rzeźba deflacyjna zachodniej części Międzyzrzecza Warciańsko-Notecckiego (Deflation relief in the western part of Warta-Noteć Interfluve). Spraw. Pozn. TPN, nr 1, s. 130—131.
- Stankowski W. 1961c — Z metodyki badań nad wydmi Basenu Szczecińskiego (summary: Results hitherto obtained in investigation of dunes of Szczecin Basin). Czas. geogr., t. 32, z. 1, s. 57—76.
- Stankowski F. 1962a — Rozwój morfologiczny wydm w Polsce północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów (Le développement morphologique des dunes de la Pologne Nord-Ouest étudié à l'exemple des territoires choisis). Spraw. Pozn. TPN nr 2, s. 134—139.
- Stankowski W. 1962b — Wpływ dynamicznej struktury wiatru i roślinności na rozwój form wydmowych na przykładzie Polski północno-zachodniej. W: Przewodnik VII Ogólnopol. Zjazdu PTG w Gdańsku. Cz. I, Gdańsk, s. 86—90.
- Stankowski W. 1963a — Rozwój rzeźby deflacyjnej w Polsce północno-zachodniej. (Development of the deflation relief in NW Poland). Spraw. Pozn. TPN, nr 1, s. 134—135.
- Stankowski W. 1963b — Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów (summary: Eolian relief of North-West Poland on the ground of chosen regions). Pozn. TPN. Prace Komis. geogr. geol., t. 4, z. 1, ss. 146.

- Stankowski W. 1963c — Deflation relief of the western part of the Warta-Noteć interfluve. Report of the VIth UNQUA Congress. Warsaw, t. 3, s. 337—339.
- Stankowski W., Szafranski F. 1963 — Gleba kopalna w wydmy koło Nowego Tomyśla (summary: Fossil soil in dune near Nowy Tomyśl). *Bad. fizjogr. n. Pol. zach.*, t. 12, s. 317—322.
- Stankowski W. 1964 — Deflacja w Polsce północno-zachodniej w ujęciu chronologicznym (summary: Deflation in North-Western Poland in its chronological aspect). *Przegl. geogr.*, t. 36, z. 2, s. 327—332.
- Syniewska J. 1929 — Morfologia ziarn piasku jako wyraz środowiska sedymentacyjnego (Morphologie de grains de sable comme expression du milieu de sediments). W: *Pamiętnik II Zjazdu Słow. Geogr. Kraków 1927*, t. 1, s. 263—264.
- Syniewska J. 1930 — Próba analizy piasków środowiska wodnego i eolicznego (Essai d'analyse des sables d'origine marine et eolique). *Kosmos, Ser. A* (1929), t. 54, s. 851—858.
- Srodoń A. 1959 — Zarys historycznego rozwoju szaty roślinnej Polski w późnym glacie i holocenie (Outline of historical development of vegetational cover of Poland in the Late-Glacial and Holocene). W: *Szata roślinna Polski*. T. 1. Warszawa, s. 511—543.
- Tobolski K. 1962 — Próba określenia wieku wydmy Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego metodą palynologiczną (summary: An investigation to determine the age of the dunes in the area between the rivers Warta and Noteć applying the palynological method). *Bad. fizjogr. n. Pol. zach.* t. 10, s. 233—273.
- Tobolski K. 1966 — Późnoglacialna i holocenska historia roślinności na obszarze wydmy w dolinie środkowej Prozny (summary: The Late-Glacial and Holocene history of vegetation in the dune area of the middle Prozna valley). *Pozn. TPN, Wydz. Mat.-Przyr. Prace Komis. Biol.*, t. 32, z. 1, ss. 69.
- Tomuschat E., Ziegenspeck H. 1929 — Beiträge zur Kenntniss der Ostpreussischen Dünen, *Schr. d. Königsb. Gelehrten Ges.*, ss. 115.
- Trembaczowski J. 1949 — Próba wyjaśnienia pochodzenia piasków plaży i wydmy w Puławach (summary: Origin of beach and dune sands in Puławy). *Annales UMCS, Sec. B*, t. 3 (1948), z. 4, s. 67—78.
- Tumiłowicz J. 1962 — Znaczenie wapiennych skamielin w odżywianiu się roślin na piaskach wydmy (summary: The significance of calcareous fossils in the nutrition of plants growing on dunes). *Ekologia Polska, Ser. B*, t. 8, z. 4, s. 293—297.
- Urbaniak U. 1962 — Struktura wydmy w Gorenium Dużym (summary: The structure of a dune at Goreń Duży). *Przegl. geogr.*, t. 34, z. 4, s. 749—758.
- Urbaniak U. 1966 — Skład mineralny piasków wydmy w Kotlinie Płockiej (summary: Mineral composition of dune sands from the Płock Basin). *Przegl. geogr.*, t. 38, z. 3, s. 435—453.
- Urbaniak U. 1967 — Wydmy Kotliny Płockiej (summary: Dunes of the Płock Basin). *Prace geogr. IG PAN*, nr 61, ss. 79.
- Wasylikowa K. 1961 — Pollen analysis of the Late-Glacial sediments in Witów near Łęczyca, Central Poland. Abstracts of papers, VIth INQUA Congress, Warsaw, s. 123.

- Wasylikowa K. 1962 — W sprawie wieku torfowisk i wydm Puszczy Kampinoskiej. *Przegl. geogr.*, t. 34, z. 3, s. 595—600.
- Wasylikowa K. 1964a — Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy (summary: Vegetation and climate of the Late-Glacial in Central Poland based on investigations made at Witów near Łęczyca). *Biul. perygl.*, nr 13, s. 261—417.
- Wasylikowa K. 1964b — Pollen analysis of the Late-Glacial sediments in Witów near Łęczyca, Middle Poland. Report of the VIth INQUA Congress, Warsaw 1961, t. 2, s. 497—502.
- Więckowska H. 1955 — Powierzchniowe badania stanowisk wydymowych na tzw. tarasie nowodworskim w r. 1955 (Zusammenfassung: Oberflächliche Forschungen der Dünenfundorte auf der sogenannten Terrasse von Nowy Dwór im Jahre 1955). *Arch. Pol.* t. 5, z. 1, s. 23—37.
- Więckowski R. 1961a — Frakcja podstawowa w piaskach pochodzenia eolicznego (summary: Basal fraction in the eolian sands). *Biul. geol.* t. 1, 148—155.
- Więckowski R. 1961b — Józefów, Cybulice Małe. W: Guide Book of Excursion in the vicinity of Warsaw. The Warsaw-Basin. VIth INQUA Congress, Warsaw, s. 41—47.
- Więckowski R. 1961c — Proces powstawania i rozwoju zmarszczek eolicznych (summary: Formation and development of wind ripple marks. W: *Prace o Plejstocenie Polski Środkowej*. Wyd. poświęcone VI Kongresowi INQUA w Warszawie, s. 239—256.
- Wojciechowski J. 1961 — Essai de l'identification de dépôts quaternaires d'après l'analyse mineralogique sur l'exemple de Katarzynów et de Dąbrówka près de Łódź. *Bull. Soc. Sci. Łódź*, t. 12, nr 11.
- Wojtanowicz J., Zinkiewicz A. 1967 — O zapyleniu eolicznym w południowo-wschodniej Polsce wiosną 1960 roku. (summary: On eolian dust depositions in South-Eastern Poland in spring of 1960). *Czas geogr.*, t. 38, z. 4, s. 405—429.
- Wojtanowicz J. 1968 — Wydmy międzyrzecza Sanu i Łęgu (summary: The dunes of the area between the San and Łęg Rivers). *Annales UMCS, Sec. B*, t. 20 (1965), nr 4, s. 89—124.
- Wojtanowicz J. — Typy genetyczne wydm Niziny Sandomierskiej. *Annales UMCS, Sec. B*, vol. 25 (w druku).
- Wunderlich E. 1916 — Zur Frage der polnischen und norddeutschen Binnendünen. W: *Beiträge zur polnischen Landeskunde I*. Z. Ges. Erd. Berlin, s. 477—483.
- Wydmy śródładowe Polski — 1958. Praca zbiorowa pod red. R. Galona (*Etudes sur les dunes continentales en Pologne*). Cz. I. Warszawa ss. 199, Cz. II ss. 82.
- Z badań zespołowych wydmy Zadroże pod Toruniem (summary: Collective investigations concerning the Zadroże dune near Toruń). *Studia Soc. Sci. Torun. Suppl. I*, 1949.

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J. Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90+7 map, zł 16,50
5. Kielczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224+3 mapy, zł 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453+5 map. zł 52,40
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 36,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w Okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70, zł 20,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116+ +1 tabl., zł 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950
Welpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—
17. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156+19 wkładek, zł 49,—
18. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mrągowskim. 1959, s. 132+6 wkładek, zł 45,—
19. Tobiasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160+2 mapy, zł 33,—
20. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75+6 map, s. 25,—

22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., zł 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, zł 43,50
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—
25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów, September 15—18. 1959). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.
26. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 79 + 3 tabl., zł 20,—
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapy, zł 32,—
30. Fleszar M., Zarys historii geografii ekonomicznej w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, zł 43,50
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + 3 wkładki, zł 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, zł 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych, w latach 1945—1960. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110 + 38 ilustr., zł 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 94 + 19 ilustr. + 2 mapy, zł 27,—
43. Milecka M. I., Regiony turystyczne Polski. Stan obecny i potencjalne warunki rozwoju. 1963, s. 156 + 6 map, zł 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135 + 24 ilustr., zł 36,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. i map, zł 65,—
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 140 + anex + 9 ilustr. + 6 map, zł 48,—

47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966, s. 193+27 ilustr.+7 map, zł 47,—
48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965, s. 86, zł 21,—
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 144+16 ilustr., zł 30,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. 1965, s. 160, 35 ilustr.+5 map+16 fot., zł 48,—
51. Kostrowicki A. S., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (Macrolepidoptera). 1965, s. 100+21 ilustr., zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajca (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., zł 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136+26 ilustr., zł 32,—
54. Kosnowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Cmielowa. 1966, s. 114+22 ilustr.+7 fot.+2 mapy, zł 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111+16 ilustr.+2 wkładki, zł 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115+22 ilustr., zł 28,—
57. Więckowski K., Osady denne Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112+12 ilustr.+7 fot., zł 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne 1967, s. 70+11 ilustr., zł 20,—
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja) 1967, s. 109+9 ilustr., zł 24,—
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. 1968, s. 116+12 ilustr.+11 fot., zł 33,—
61. Urbaniaś U., Wydmy Kotliny Plockiej 1967, s. 79+43 ilustr.+8 fot., zł 21,—
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. 1967, s. 102+42 ilustr.+10 fot., zł 30,—
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań 1967, s. 1935, zł 32,—
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe. 1967, s. 139, zł 33,—
65. Bączek J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną. 1968, s. 120+32 ilustr., zł 31,—
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza 1968, s. 105 + 14 ilustr. + 2 wkładki, zł 30,—
67. Szewczyk J., Włóka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi. 1968, s. 113+6 ilustr. zł 30,—
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski. 1968, s. 79+23 ilustr., zł 18,—
69. Praca zbiorowa. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez P.T.G. w dniach 16—24 września 1966. 1968, s. 114+4 ilustr.+1 wkładka, zł 28,—
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we wschodniej Syberii. 1968, s. 94+34 ilustr.+4 fot., zł 19,—

71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. 1968, s. 128 + 14 ilustr. + 35 fot., zł 34,—
72. Kosiński L., Migracje ludności w Polsce w latach 1950—1960. 1968, s. 106 + 41 ilustr., zł 28,—
73. Korolec H., Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego. 1968, s. 68+6 fot., 16 ilustr. (wklejki), 1 mapa, zł 24,—
74. Praca zbiorowa. Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce 1968, s. 216 + 12 ilustr. + 11 fot., zł 67,—
75. Praca zbiorowa. Procesy i formy wydmowe w Polsce. Nowa seria prac pod redakcją R. Galona (w druku)

Varia

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 100,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919, 1965, s. 343, zł 76,—
- Chilczuk M., Ciołkosz A., Zastosowanie zdjęć lotniczych w geografii. 1966, s. 131, ilustr. 84 (3 wielobarwne jako wkładki), zł 24,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 4, Katalog atlasów 1920—1945 (w druku)

ERRATA

Str.	Wiersz		Jest	Powinno być
	od góry	od dołu		
70	3		Пребореал	Пребореал
72—73	Plate 1: rubryka „Soil processes” kol. 4 od góry			
98	5		Szczecin Basin Ивтор	Szczerców Basin Автор
133	13		покзолистые	ползолистые
153	2		u spągu	w spągu
153		4,3	Rentjërjagerfund- stadte	Rentierjagerfund- statte
164		2,1	terrace	terraces
164		9	dno	dna
165		9	PTG	PIG
167		3	2—102	2-1,02
187	6		wznosić	wnosić
197				Pod rys. 7 podpis ze str. 199
199				Pod rys. 8 podpis ze str. 197
285		9	проксималь ного	проксимального
318	6		Отгожения	Отложения
319		12	еуглинистые	суглинистые
325	1		discoussed	discussed
333	15		0—5	0,5
334		4	Łoziska	Łodziska
335	14		Łoziska	Łodziska
340		13	zagłębienie	zabagnienie
374	19		Kobendizna	Kobendzina

Procesy i formy wydymowe w Polsce

PAŃSTWOWE
WYDAWNICTWO NAUKOWE
Odział w Łodzi 1969

Wyd. I. Nakład 730+90 egz. Ark.
wyd. 32,75. Ark. druk. 24,5+7 wkł.
Papier druk. sat. kl. III, 80 g. Od-
dano do składania w lutym 1969 r.
Podpisano do druku w styczniu
1970 r. Druk ukończono w stycz-
niu 1970 r. Zam. nr 268. B-8
Cena zł 98,—

Pabianickie Zakłady Graficzne
Pabianice, ul. P. Skargi 40

Cena zł 98,—