

OSTATNIE  
ZŁODOWACENIE  
SKANDYNAWSKIE  
W POLSCE





**INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK**

•

**PRACE GEOGRAFICZNE NR 74**

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 74

ПОСЛЕДНЕЕ СКАНДИНАВСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ В ПОЛЬШЕ

\*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 74

LAST SCANDINAVIAN GLACIATION IN POLAND

Настоящая публикация является II томом издательской серии под заглавием:

ПОСЛЕДНИЙ ЕВРОПЕЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ

опубликованной под эгидой

Академии наук СССР в Москве

Институт Географии

Академии наук ГДР в Берлине

Комитет для исследований четвертичного периода

Польской академии наук в Варшаве

Институт географии

The present collection of papers constitutes Volume II of the series of publications:

LAST EUROPEAN GLACIATION

appearing under the auspices of

Academy of Sciences of the USSR in Moscow

Institut of Geography

German Academy of Sciences in Berlin

Quaternary Committee of the GDR

Polish Academy of Sciences

Institut of Geography

INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 74

OSTATNIE  
ZŁODOWACENIE  
SKANDYNAWSKIE  
W POLSCE

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE  
WARSZAWA 1968

**KOMITET REDAKCYJNY**

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

**Redaktor tomu  
R. GALON**

**Printed in Poland**

**Państwowe Wydawnictwo Naukowe  
Oddział w Łodzi 1969**

**Wydanie I. Nakład 750 + 90 egz. Ark. wyd. 19,00. Ark. druk. 13,5 + 5  
wkl. Papier druk. sat. kl. III, 80 g, 70X100. Oddano do składania  
w kwietniu 1968 r. Podpisano do druku w styczniu 1969 r. Druk  
ukończono w styczniu 1969 r. P-8  
Zam. nr 8191. Cena zł 67,—**

**Wojskowa Drukarnia  
w Łodzi**

# ERRATA

Str.	Wiersz		Jest	Powinno być
	od góry	od dołu		
10		14	Первым	Первый
60		14	Zægwijna	Zagwijn
100		18	basins	lakes
103		5	która	którą
104		3	phase	stage
109		14	dolnie	dolinie
111		3	paleograficznej	paleogeogra- ficznej
115		2	Excurs,	Excursion,
118	11		succesive	successive
153	7		урон	uron
173		11	образования с ископаемой	образования пойменной фации с ископаемой
196	12		debris-Pestoons	debris-festoons
198	2		indicote	indicate
198	18		slopowash	slope-wash
199	1		carty	early

*Ostatnie złodowacenie skandynawskie w Polsce*

<http://rcin.org.pl>



## SPIS TREŚCI

Przedmowa (R. Galon) . . . . .	9
R. Galon, Uwagi wstępne . . . . .	13
J. Kondracki, Główne rysy rzeźby obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce . . . . .	19
E. Rühle, Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego) . . . . .	31
J. E. Mojski, Zarys stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego) w północnej i środkowej części Polski . . . . .	37
L. Roszko, Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski . . . . .	65
R. Galon, Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego lądolodu . . . . .	101
B. Rosa, Obszar południowobałtycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie . . . . .	121
H. Maruszczak, Przebieg zjawisk w strefie peryglacjalnej w okresie ostatniego zlodowacenia w Polsce . . . . .	157
R. Galon, Przebieg deglacjacji na obszarze <i>Peribalticum</i> . . . . .	201

## СОДЕРЖАНИЕ

Р. Галён, Предисловие . . . . .	10
Р. Галёи, Вступительные замечания (резюме) . . . . .	16
Е. Кондрацки, Основные черты рельефа области последнего оледенения на территории Польши (резюме) . . . . .	27
Э. Рюле, Основание четвертичных отложений и их влияние на распределение и характер ледниковых осадков северопольского (балтийского) оледенения (резюме) . . . . .	34
Ю. Е. Мойски, Очерк по стратиграфии северопольского (балтийского) оледенения в северной и центральной части Польши (резюме) . . . . .	57
Л. Рошко, Отступление последнего материкового ледника на территории Польши (резюме) . . . . .	96
Р. Галён, Эволюция речной сети на предполье отступающего ледникового покрова (резюме) . . . . .	116
Е. Роса, Южнобалтийская область в период последнего оледенения и в голоценовое время (резюме) . . . . .	149
Х. Марущак, Ход явлений в перигляциальной зоне в период последнего оледенения в Польше (резюме) . . . . .	191
Р. Галён, Ход дегляциации на территории <i>Peribalticum</i> (резюме) . . . . .	206

## CONTENTS

Preface (R. Galon) . . . . .	11
R. Galon, Introductory Comment (summary) . . . . .	17
J. Kondracki, The Main Features of the Relief of the Last Glaciation in Poland (summary) . . . . .	29
E. Rühle, Substratum of Quaternary deposits and its influence on distribution and properties of sediments of North Polish (Balic) Glaciation	35
J. E. Mojski, Outline of the Stratigraphy of North Polish Glaciation in North and Middle Poland (summary) . . . . .	60
L. Roszko, Recession of Last Inland Ice from Poland's Territory (summary)	98
R. Galon, Evolution of Fluvial System in Foreland of Retreating Ice Sheet (summary) . . . . .	118
B. Rosa, The South Baltic Area during the Last Glaciation and the Holocene (summary) . . . . .	152
H. Maruszczak, The Course of Phenomena in the Periglacial Zone during the Last Glaciation (summary) . . . . .	196
R. Galon, The Course of Deglaciation in the <i>Peribalticum</i> (summary) .	209

CONTENTS

1. Introduction (H. G. G. G.) 1

2. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 2

3. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 3

4. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 4

5. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 5

6. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 6

7. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 7

8. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 8

9. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 9

10. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 10

11. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 11

12. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 12

13. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 13

14. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 14

15. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 15

16. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 16

17. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 17

18. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 18

19. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 19

20. The Main Features of the Law of the Land (H. G. G. G.) 20

## PRZEDMOWA

Niniejszy zbiór prac stanowi drugi tom serii wydawniczej, zainicjowanej przez akademika I. P. Gierasimowa, dyrektora Instytutu Geografii Akademii Nauk ZSRR w Moskwie, a dotyczącej przebiegu ostatniego zlodowacenia skandynawskiego w Europie. Wydawnictwo to, ukazujące się pod egidą Akademii Nauk ZSRR w Moskwie, Akademii Nauk NRD w Berlinie oraz PAN w Warszawie obejmuje cztery tomy. Najpierw w 1965 r. ukazał się tom IV, przygotowany na VII Międzynarodowy Kongres INQUA Boulder-Denver 1965 i dający syntetyczny obraz przebiegu ostatniego zlodowacenia skandynawskiego w Europie w świetle opracowań przeglądowych radzieckich, niemieckich i polskich<sup>1</sup>. Pozostałe tomy są poświęcone rozpatrywaniu zagadnień ostatniego zlodowacenia skandynawskiego w Związku Radzieckim (tom I), Polsce (tom II) i NRD (tom III). W 1967 r. (z datą 1965) ukazał się tom poświęcony Niemieckiej Republice Demokratycznej<sup>2</sup>.

Publikacja ta, jako tom II omawianego wydawnictwa, dotyczy ostatniego zlodowacenia skandynawskiego jako ostatniego okresu zimnego na terytorium Polski. Stanowi ona pracę zbiorową o charakterze przeglądowym i jest wyrazem aktualnej wiedzy o tym zlodowaceniu. Publikacja, po krótkich uwagach na temat rozwoju poglądów i badań dotyczących ostatniego zlodowacenia w Polsce, rozpoczyna się syntetycznym omówieniem rzeźby obszaru ostatniego zlodowacenia, zawiera niektóre problemy dotyczące konfiguracji podłoża czwartorzędu oraz miąższości i struktury osadów plejstoceniowych, przynosi syntetyczny rzut oka na stratyografię i przebieg plejstocenu, dotyczy także zagadnień przebiegu deglacjacji w świetle osadów i form oraz ewolucji sieci dolinnej na przedpolu zanikającego lądolodu, obejmuje również opis obszaru południowobałtyckiego oraz obraz rozwoju Bałtyku i kończy się rozważa-

---

<sup>1</sup> Poslednij jewropiejskij lednikowyj pokrow. K. VII Kongressu INQUA 1965 (The Last European Glaciation, prepared for the VIIth Congress of INQUA 1965). Izdatelstwo Nauka, Moskwa 1965.

<sup>2</sup> Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. Akademie-Verlag, Berlin 1965.

niem na temat przebiegu procesów peryglacjalnych związanych z ostatnim zimnym piętnem plejstocenu na ziemiach polskich.

W stosunku do opublikowanych w zbiorowym tomie IV polskich artykułów albo ich obszernych streszczeń nastąpiły już w ich treści zawartej w niniejszym tomie liczne zmiany wynikające z dokonanych w międzyczasie postępów badań. Prezentowany zbiór prac nie jest pozbawiony wad charakterystycznych dla wydawnictw zespołowych. Przede wszystkim istnieje duży indywidualizm w zakresie nomenklatury odnośnie do ostatniego zlodowacenia i jego kolejnych etapów rozwojowych. Nadto zachodzą między autorami różnice poglądów odnośnie do ilości i zasięgu stadiów i interstadiów. Wiele wyrażonych tu zdań i opinii zwłaszcza w dziedzinie stratygrafii oraz w odniesieniu do przebiegu form marginalnych łądolodu wymaga potwierdzenia przez dalsze badania szczegółowe. Tym niemniej niniejszy tom spełnia ważną rolę informatora o obecnym stanie wiedzy i poglądów na przebieg ostatniego zlodowacenia w Polsce, będąc niejako punktem wyjścia i zachętą do nowych studiów nad tym szczególnie ważnym odcinkiem najnowszych dziejów Ziemi na ziemiach polskich.

*R. Galon*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник является вторым томом издательской серии, инициатором которой был академик И. П. Герасимов, директор географического института Академии наук СССР в Москве по развитию последнего, скандинавского оледенения на территории Европы. Это издательство, выходящее под эгидой Академии наук СССР в Москве, Академии наук ГДР в Берлине и ПАН в Варшаве имеет объем в 4 тома. Первым вышел в 1965 г. том четвертый, приготовленный на VII международный Конгресс INQUA Boulder-Denver 1965. В этом томе представлена синтетическая картина развития последнего, скандинавского оледенения в Европе в свете обзорных работ: советских, немецких и польских<sup>1</sup>. В остальных томах рассматриваются проблемы последнего, скандинавского оледенения в Советском Союзе (том I), в Польше (том II) и в ГДР (том III). В 1967 г. (с датировкой 1965) вышел том посвященный Германской демократической Республике<sup>2</sup>.

В настоящей публикации, являющейся вторым томом этого издательства, рассматривается последнее, скандинавское оледенение, которое было последним периодом похолодания климата на территории Польши. Содержание этого тома представляет

<sup>1</sup> Последний европейский ледниковый покров. К VII Конгресса INQUA 1965 (The Last European Glaciation, prepared for the VIIth Congress of INQUA 1965).

<sup>2</sup> Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. Akademie-Verlag, Berlin 1965.

собой коллективную работу. У ней обзорный характер и она является выражением актуального знания об этом оледенении. После кратких, вступительных замечаний по развитию взглядов на последнее оледенение в Польше и исследований этой области, рассматриваются признаки общего характера рельефа, затрагиваются некоторые проблемы по конфигурации основания четвертичных отложений, а также по мощности и структуре плейстоценовых осадков. Затем представляется общая стратиграфическая картина и в обобщающих чертах развитие процессов и явлений и плейстоценовое время. Рассматриваются проблемы развития деградации на основе отложений и форм рельефа, а также эволюции долинной сети на предполье отступающего ледника. Далее приводится также описание южнобалтийской области и дается картина развития Балтийского моря. В заключении представлены соображения по развитию периглациальных процессов, связанных с последним, холодным ярусом плейстоценового времени на территории Польши.

По отношению к польским статьям, опубликованным в коллективном IV томе, или их кратким изложениям, в этой публикации у этих работ измененное содержание, что является результатом новых достижений в области исследований за последний промежуток времени.

Настоящий сборник не лишен столь характерных для коллективных издательств недостатков. Прежде всего обнаруживается сильный индивидуализм в области номенклатуры по последнему оледенению и его последовательным этапам развития. Кроме того проявляется у авторов несогласие относительно числа и объема стадиялов и интерстадиялов. Многие, приведенные в статьях суждения, главным образом по отношению к стратиграфии, и к ходу краевых форм ледника, требуют подтверждения и дальнейших обстоятельных исследований. Тем не менее настоящий том имеет серьезное, информационное значение, представляя современное положение знания и взглядов на развитие последнего оледенения в Польше. Он является как бы местом отправления и поощрением к дальнейшим исследованиям этого особенно важного промежутка времени в истории земного шара на территории Польши.

*Р. Галён*

#### PREFACE

The present collection of papers constitutes Volume II of the series of publications dealing with the course of the last Scandinavian glaciation in Europe and initiated by J. P. Guerasimov, Member of the Academy, Director of the Geographical Institute of the Soviet Academy of Sciences in Moscow. This new publication, appearing under the auspices of the Soviet Academy of Sciences in Moscow, the Academy of Sciences of the German Democratic Republic in Berlin and the Polish Academy of Sciences in Warsaw, comprises four volumes. The first to appear, in 1965, was Volume IV prepared for the VII International INQUA Congress held at Boulder-Denver in 1965; this volume brought a synthetic picture of the course of the last Scandinavian glaciation in Europe in the light of comprehensive research work done by Soviet, German and Polish scientists<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Poslednij j ewropiej skij lednikowyj pokrow. K. VII Kongressu INQUA 1965 (The Last European Glaciation, prepared for the VIIth Congress of INQUA 1965), (in Russian).

The remaining volumes dwell on the study of problems connected with the last Scandinavian glaciation as they occur in the Soviet Union (Vol. I), Poland (Vol. II), and the German Democratic Republic (Vol. III). In 1967, dated from 1965, was published Volume III referring to the German Democratic Republic<sup>2</sup>.

The present publication, Volume II of the work mentioned, deals with the last Scandinavian glaciation being the last cold period on Polish territory. It represents a collective endeavour giving a general survey of what is known today of this glaciation. Preceded by a brief comment on the evolution of opinions and research work on the last glaciation in Poland, our publication discusses a number of problems dealing with the configuration of the substratum of the Quaternary and the thickness and structure of the Pleistocene deposits; it continues bringing a synthetic picture of the stratigraphy and the history of the Pleistocene; in next dwells on how deglaciation proceeded as seen in its deposits and land forms and in the evolution of the drainage system in the forefield of the retreating ice sheet. Further it contains a description of the South Baltic area, of the past history of the Baltic Sea, and in conclusion it brings reflections on how periglacial processes connected with the last cold stage of the Pleistocene have taken place in Poland.

In correlation with the papers by Polish authors or their comprehensive summaries, published earlier in the collective fourth volume, the reader will find in the present new volume a number of changes due to the progress research has made in the meantime. For all this, the collection of papers presented in our Volume II is not devoid of shortcomings encumbering collective work. In the first place, in the nomenclature used the individual authors applied their own different terms in discussing the last glaciation and its successive periods of evolution. Further, noticeable are differences in the opinions of the individual authors with regard to the number and the extent of the recession stages. Many of the statements and opinions put forward, especially as to stratigraphy and to the course of the marginal forms of the inland ice, require confirmation by additional detailed research. Even so, the present volume plays an important role in making known today's status of knowledge of, and conceptions on, the course of the last glaciation in Poland representing, as it were, a point of issue and a stimulus for further investigations of this particularly important section of the most recent history of the Earth as it took place on Poland's territory.

*R. Galon*

---

<sup>2</sup> Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. Akademie-Verlag, Berlin 1965.



RAJMUND GALON

## UWAGI WSTĘPNE

Ostatnie zlodowacenie skandynawskie jest w Polsce znane przede wszystkim pod wprowadzoną przez W. Szafera (1953) nazwą zlodowacenia bałtyckiego (dawniej *Varsovien II*). E. Rühle (1965) nazywa je zlodowaceniem północnopolskim. Spotykana jest także, zwłaszcza w publikacjach przeznaczonych dla czytelnika zagranicznego, nazwa zlodowacenia *Würm*. Odpowiada ono zlodowaceniu wałdajskiemu na terenie Związku Radzieckiego oraz zlodowaceniu Wisły (*Weichsel-Eiszeit*) w Niemczech. W związku z ostatnim terminem spotyka się nieraz w pracach zagranicznych (np. angielskich) określenie *Weichselian*, któremu niektórzy polscy autorzy słusznie (np. A. Środoń 1967) przeciwstawiają nazwę *Vistulian*.

Ostatnie zlodowacenie skandynawskie było najmniejszym z dotychczas rozpoznanych zlodowaceń plejstocenijskich na ziemiach polskich. Objęło ono jedynie ok. 30% obszaru Polski. Tymczasem środkowopolskie zlodowacenie (dawniej *Varsovien I* czyli *Riss*) objęło ok. 79% obszaru Polski, a zlodowacenie krakowskie (czyli *Mindel*) aż 93% tego obszaru<sup>1</sup>. Jednakże obszar reprezentujący formy zlodowacenia środkowopolskiego, nie przykryty osadami ostatniego zlodowacenia, obejmuje tylko 43% obszaru Polski. Zatem stosunek przestrzenny form młodoglacjalnych do staroglacjalnych przedstawia się jak 2 : 3. W tym układzie nie uwzględniono obszaru zlodowacenia krakowskiego (*Mindel*), położonego na przedpolu zlodowacenia środkowopolskiego i obejmującego 14% terytorium Polski, ponieważ występujące tam osady lodowcowe, nałożone na peryglacjalnie przekształcone formy górskie i wyżynne, decydują jedynie w niewielkim stopniu o panującym obecnie na tym terenie krajobrazie morfologicznym.

Rozwój poglądów na przebieg ostatniego zlodowacenia na terenie Polski, udokumentowany przez liczne prace polskie, a w pierwszym dwu-

---

<sup>1</sup> Oczywiście bez zlodowaceń tatrzańskich i sudeckich.

dziesięcioleciu XX w. przez prace niemieckie i rosyjskie, dotyczył w pierwszym rzędzie zagadnień zasięgu ostatniego zlodowacenia i jego głównych stadiów recesyjnych w zależności od podłoża i rodzaju deglacjacji (S. Pawłowski, S. Lencewicz, S. Wołosowicz, B. Krygowski, S. Majdanowski, R. Galon, L. Roszkówna, J. Kondracki, S. Z. Różycki, E. Rühle, T. Bartkowski, W. Niewiarowski, S. Kozarski i in.) oraz przebiegu odwodnienia glacialnego (T. Bartkowski, R. Galon, S. Z. Różycki B. Augustowski i in.). W ewolucji poglądów na to zagadnienie dużą rolę odegrały wielokrotnie publikowane koncepcje P. Woldstedta, wyróżniającego na podstawie przebiegu moren czołowych trzy główne stadia postępu łądolodu: stadium brandenburskie jako maksymalne, stadium poznańskie (frankfurckie) i stadium pomorskie. Równocześnie interesowano się w coraz większym stopniu problemami stratygraficznymi (jako pierwszy M. Limanowski), ustalając dolną granicę utworów ostatniego zlodowacenia w postaci osadów morskich interglacjału eemskiego (B. Halicki, I. Brodniewicz i in.) oraz próbując wyróżnić w obrębie tego glaciału szereg stadiów i interstadiałów (B. Halicki, E. Rühle, Z. Pazdro, R. Galon i in.). W ostatnich latach znaleziono bogate udokumentowanie przebiegu ostatniego zlodowacenia w osadach ekstraglacialnych w Polsce środkowej w postaci serii utworów peryglacialnych, lessowych, wydmych, organicznych i rzecznych (L. Sawicki, J. Dylik, A. Jahn, S. Z. Różycki, B. Halicki, J. Kobendzina, A. Malicki, H. Maruszczak, J. E. Mojski, E. Rutkowski, Z. Borówko-Dłużakowa, K. Wasylikowa i in.), a także na terenie Karpat (A. Środoń, M. Klimaszewski, L. Starkel i in.). Specjalną uwagę poświęcono późnemu glaciałowi (W. Szafer) w jego licznych przejawach geologicznych, geomorfologicznych i roślinno-glebowych.

Dyskusja ogólna dotycząca przebiegu ostatniego zlodowacenia skandy-nawskiego w Europie odbiła się szerokim echem także w polskim piśmiennictwie dotyczącym tego okresu. Z jednej strony przyjmowanie *Würmu* jako okresu zimnego o jednolitej krzywej termiczno-glacialnej, a z drugiej strony dążenie do wykazania dwudzielności, a nawet trójdzielności tego zlodowacenia (*Würm* I, II i III) udokumentowanej odpowiednimi profilami interstadialnymi, stwarzało zachęcającą atmosferę dla intensywnych badań dotyczących ostatniego zlodowacenia w Polsce, zwłaszcza gdy się okazało, że maksymalna faza rozprzestrzenienia się łądolodu przypada dopiero na drugą połowę rozważanego okresu zimnego, ok. 25 000 lat temu, gdy tymczasem cały ostatni okres zimny trwał ok. 70 000 lat.

Poznanie przebiegu deglacjacji, rozpoczynającej się od momentu osiągnięcia przez lądolód skandynawski swego maksymalnego zasięgu, jest możliwe głównie w świetle badań geomorfologicznych dotyczących form marginalnych zanikającego lądolodu i jego wód roztopowych, o czym świadczą niektóre zawarte w niniejszym zbiorze artykuły. Jako metody uzupełniające wchodzi tu w rachubę badania litostratygraficzne i paleobotaniczne, które z kolei odgrywają podstawową rolę w naszych usiłowaniach określenia zdarzeń geologicznych i paleogeograficznych w czasie ostatniego zlodowacenia, które poprzedziły maksymalne rozprzesirzenie czasy lodowej. Chodzi tu przede wszystkim o przebieg narastania lądolodu, który podobnie jak przebieg deglacjacji odbywał się prawdopodobnie etapami, przedzielonymi interfazowym, a nawet interstadialnym wycofywaniem się lądolodu. Na tego rodzaju proces glacji wskazują dane stratygraficzne wraz z próbą ich interpretacji paleogeograficznej zawarte w artykule J. E. Mojskiego (s. 37). Lecz pomimo licznych i ciekawych prób brak nam jeszcze umiejętności przyporządkowania określonych pokładów glin morenowych kolejnym etapom glacji i deglacjacji, czyli narastania i ubywania czasy lodowej w ciągu ostatniego zlodowacenia, a znane nam międzymorenowe czy międzylessowe osady organiczne są zbyt rozrzucone, by li tylko na podstawie podobieństwa warunków paleoklimatycznych móc niezbitnie wskazać właściwą interpretację stratygraficzno-paleogeograficzną kompleksu osadów związanych z ostatnim na ziemiach polskich zlodowaceniem.

Cały przebieg ostatniego zlodowacenia zarówno jego faza wstępująca jak i faza zstępująca został utrwalony na przedpolu lądolodu w środowisku peryglacjalnym w postaci „zimnych” osadów mineralnych i struktur zmarzlinowych oraz bardziej na południe w postaci lessu. J. Dylik (1966) przekonywa nas na szeregu przykładach o wartości stratygraficznej struktur i osadów peryglacjalnych a wykorzystywanie lessu przedzielonego kopalnymi glebami dla wniosków dotyczących stratygrafii i paleogeografii plejstocenu jest sprawą ogólnie znaną i praktykowaną. Tym niemniej aktualna interpretacja utworów ekstraglacialnych, odpowiadających zlodowaceniowi bałtyckiemu, czyli ostatniemu zimnemu piętru plejstocenu, pozwala tylko na bardzo ogólne określenie przebiegu tego okresu, bez możliwości nawiązania do jego licznych etapów wzrastającego lub malejącego glacializmu, wyrażonych w obrębie obszaru zlodowacenia w postaci odpowiednich osadów i form, poza tym bez możliwości ich potwierdzenia.

Pozostają dalsze szczegółowe i specjalistyczne badania. Lecz już obecnie można powiedzieć, że zlodowacenie bałtyckie czyli *Würm* było, podobnie jak poprzednie zlodowacenia, silnie rozczłonkowane i składało

się co najmniej z dwóch, a zapewne, co wskażą dalsze badania, z trzech lub czterech zasadniczych stadiów, wyrażonych także w odpowiednich osadach peryglacialnych, lessowych i rzecznych na przedpolu lodowcowym.

#### LITERATURA

- [1] Dylik J. 1966. Znaczenie peryglacialnych elementów w stratygrafii plejstocenu. Czas. geogr. t. XXXVII, z. 2.
- [2] Mojski J. E., Rühle E. 1965. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzne. Z. 12 — Czwartorzęd. Inst. Geol.
- [3] Szafer W. 1953. Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. XXII, z. 1, Kraków.
- [4] Srodoń A. 1967. Stratygrafia późnego plejstocenu Polski niżowej na podstawie paleobotanicznej. Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa.

*Раймунд Галён*

#### ВСТУПИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

##### Резюме

Последнее, скандинавское оледенение называется в Польше согласно W. Szafera (1953) Балтийским оледенением (раньше — *Варшавское II*). E. Rühle (1965) называет его северопольским. Попадаетея также, особенно в публикациях предназначенных для заграничных читателей, термин *Вюрм*, а иногда и *Вислинское*.

Последнее, скандинавское оледенение в Польше имело наименьшее распространение и зо всех выделенных до настоящего времени плейстоценовых оледенений на территории Польши. Это оледенение обнимало площадь, которая равнялась 30% современной площади Польши. Между тем среднепольское оледенение (раньше *Варшавское I* или *рисское*) распространялось на 79% площади современной Польши, а *Краковское* оледенение (или *Миндельское*) вплотьюдо 93% этой площади.

Взгляды научных работников на развитие последнего оледенения на территории Польши, были обоснованы документально многочисленными, польскими работами, а в первом двадцатилетии XX века немецкими и русскими работами. Внимание польских исследователей останавливалось в первую очередь на проблемах распространения последнего оледенения, на его главных стадиях отступления в зависимости от основания четвертичных отложений и от рода дегляциации.

На эволюцию взглядов на эту проблему большое влияние имели опубликованные многократно соображения P. Woldstedta, который на основании хода фронтальных морен выделял три главных стадий в отступании ледника. Бранденбургская стадия — максимальная, франкфуртская (первично познанская) и померанская стадия.

Параллельно этой проблеме разрабатывались все интенсивнее стратиграфические проблемы (первый занимался ними M. Limanowski). Устанавливается нижняя граница образований последнего оледенения, которой являются морские отложения эмского межледникового периода и делаются попытки выделить в пределах этого гляциала стадийные и межстадийные периоды. В последние годы найдена богатая документация по развитию последнего оледенения в экстрагляциальных отложениях в виде свиты перигляциальных образований, лессовых, дюнных, органических речного происхождения, также на территории Карпат.

Особное внимание уделяется позднему гляциалу и его многочисленным геологическим, геоморфологическим, и растительно-почвенным проявлениям.

Изучение развития дегляциации возможно главным образом в свете геоморфологических исследований краевых форм рельефа отступающего ледникового покрова, его флювиогляциальных вод. Дополнительным методом этих исследований являются литостратиграфические и палеоботанические исследования, которые в свою очередь имеют основное значение в наших усилиях определить геологические и палеогеографические события во время последнего оледенения, которые предшествовали наибольшему распространению ледникового покрова. Но помимо многочисленных и интересных попыток ответить на интересующие нас вопросы у нас существуют еще большие затруднения в том, чтобы определенные слои моренного суглинки отнести к очередным этапам гляциации и дегляциации. Полное развитие последнего оледенения мы находим закрепленным на территории предполя ледникового покрова в перигляциальной среде в виде „холодных минеральных отложений” и структур, а южнее — в виде лесса. Эти отложения позволяют определить только в сообщенном виде развитие этого оледенения и не дают возможности установить связь с его многочисленными этапами увеличивающегося или уменьшающегося гляциализма.

Но уже в настоящее время можно сказать, что *Балтийское* оледенение или *Вюрм* было, также как и предыдущее оледенение, сильно расчлененным. В нем можно было выделить по крайней мере два, а может быть (на что указывают исследования) три или четыре основных стадийных периода, разделенных соответственными межстадийными периодами.

Rajmund Galon

## INTRODUCTORY COMMENT

### Summary

In Poland the last Scandinavian glaciation is principally known by the term introduced by W. Szafer (1953): the Baltic glaciation (formerly *Varsovien* II). E. Rühle (1965) calls it the North Polish glaciation. Also met with, especially in papers intended for foreign readers, are terms like *Würm* glaciation or, sometimes, the *Vistulian*.

Among the Pleistocene glaciations so far identified in Poland's territory the last Scandinavian glaciation was of least extent, covering no more than some 30% of Poland, whereas the Middle Polish glaciation (formerly called *Varsovien* I or *Riss*) took in approximately 79% of Poland's area and the *Cracovien* (or *Mindel*) as much as 93%.

The evolution of opinions of how the last glaciation took its course in the area of Poland has found its expression in a great number of studies made by Poles and also, in the first two decades of the 20th century, by German and Russian scientists; this research dealt predominantly with problems of the extent of the last glaciation and its main stages of recession, depending on the relief of the substratum and the forms which deglaciation assumed. A marked impress upon the evolution of opinions on this subject had the oft-repeated concepts put forward by P. Woldstedt who, using as basis his studies of the course of terminal moraines, distinguished three principal stages of stoppage of the retrea-

ting inland ice: the Brandenburg (or maximum) stage, the Frankfurt (initially called the Poznań) stage, and the Pomeranian stage.

At the same time a steadily growing attention was being paid to problems of stratigraphy (with M. Limanowski the initiator of this trend). In this research the lower boundary of the deposits of the last glaciation has been identified as being represented by marine sediments of the Eemian interglacial, and attempts were made to subdivide this glaciation into a number of stages and interstadials. In recent years an abundant evidence of how the last glaciation has proceeded has been discovered, even in the Carpathians, in extraglacial sediments in the form of numerous series of periglacial deposits, loesses and dunes, and organic and fluvial deposits. Here particular regard was focused on the late-glacial, exhibited in a variety of geological, geomorphological, vegetation and soil phenomena.

A close cognizance of the course of deglaciation can be gained mainly from geomorphological studies concentrated on the marginal land forms of the vanishing inland ice and of its meltwater runoff. Supplementary methods of research would have to be litho-stratigraphical and paleobotanical examinations, which in turn are of basic significance in our efforts to determine the geological and paleogeographical events which occurred during the last glaciation preceding the maximum extent of the ice sheet. However, for all our numerous and inventive attempts, so far we are unequal to apportion successfully the different boulder clay strata to their relevant periods of glaciation and deglaciation.

The last glaciation has perpetuated its full course in the forefield of the inland ice in the periglacial environment in the form of "cold" mineral sediments and structures and, further south, in the form of loess deposits. However, these deposits can serve us only in a general way as evidence of how glaciation proceeded, without giving us the chance of recurring to the variety of periods of intensification of glaciation and of its abatement.

Nevertheless, even now it may be stated that, like the preceding glaciations, the *Baltic* (or *Würm*) glaciation has been extremely diversified into parts and that it consisted of at least two or presumably — as further research may reveal — of three or four principal stages, separated by corresponding interstadials.

JERZY KONDRACKI

## GŁÓWNE RYSY RZEŻBY OBSZARU OSTATNIEGO ZLADOWACENIA W POLSCE

Obszar ostatniego zlodowacenia w Polsce, niezależnie od swej charakterystycznej rzeźby związanej z akumulacją lodowcową, lodowcowo-rzeźbną i lodowcowo-jeziorną, jak również późniejszymi procesami geomorfologicznymi, wykazuje zróżnicowanie hipsometryczne zależne od ukształtowania powierzchni podłoża, miąższości akumulacji plejstoceńskiej i młodszych ruchów tektonicznych. Czynniki te w sumie złożyły się na występowanie stosunkowo znacznych deniwelacji bezwzględnych i względnych. O ile wysokość względna form cyklu glacialnego na ogół nie przekracza w Polsce 100 m, a przeważnie jest znacznie mniejsza, to ich wysokość bezwzględna w wielu miejscach jest większa od 200 m n.p.m., a w trzech rejonach — nawet od 300 m. Te stosunkowo znaczne wyniesienia rozdzielone są głębokimi obniżeniami i dolinami, co powoduje jak gdyby wielkie sfalowanie ukształtowania powierzchni zarówno w kierunku podłużnym jak i poprzecznym w stosunku do granicy zasięgu ostatniego zlodowacenia.

Największe wzniesienia grupują się w strefie form marginalnych, związanych z fazą, względnie stadiem pomorskim, przy czym obniżenia poprzeczne dzielą tę strefę na kilka członów. Tak więc poczynając od zachodu występuje najpierw obniżenie dolnej Odry, obramowane wysuniętym na południe łukiem moren, których wysokość bezwzględna nie dochodzi nigdzie do 200 m. Najwyższy punkt, położony nad samą doliną Odry na zachód od Chojny, osiąga 167 m n.p.m., podczas gdy dno doliny Odry leży zaledwie kilka m nad poziomem morza. Oś kulminacji Pojezierza Zachodniopomorskiego biegnie stąd, mówiąc ogólnie, w kierunku północno-wschodnim, przy czym w tym kierunku wzrastają również wysokości bezwzględne i przekraczają w wielu punktach 200 m n.p.m. Tę część Pojezierza Południowobałtyckiego dzieli się na cztery człony: Pojezierze Myśliborskie, Wałeckie, Drawskie i Bytowskie.

W miejscu, gdzie zbiegają się łańcuchy moren czołowych lobu zachodniopomorskiego i wschodniopomorskiego, występują największe wysokości bezwzględne i względne, mianowicie wzniesienie Wieżycy we Wzgórzach Szymbarskich osiąga 329 m n.p.m. Stąd teren obniża się ku dolinie Wisły tak, że po obu jej stronach kulminacje moren tylko w kilku punktach przekraczają wysokość 100 m n.p.m., są więc nawet mniejsze niż nad dolną Odrą. Na zachód od Wisły zaliczamy je do wzniesień Pojezierza Starogardzkiego, na wschód od Wisły — do Pojezierza Iławskiego, natomiast najwyższa partia wzniesień pojeziernych (ze Wzgórzami Szymbarskimi) nosi nazwę Pojezierza Kaszubskiego.

Na południe od moren zachodnio- i wschodniopomorskich teren obniża się ku wielkiej, podłużnej bruzdzie pradolinnej, ale można tu jeszcze wyróżnić dwie mniejsze strefy wzniesień: Pojezierze Krajeńskie na zachód od doliny Wisły oraz Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie na wschód od doliny Wisły, nie przekraczające 200 m wysokości. Dalej ku wschodowi wysokości bezwzględne znów rosną, osiągając w Górze Dylewskiej na Garbie Lubawskim 312 m n.p.m. Tu zaczyna się Pojezierze Mazurskie, sfalowane poprzecznie w sposób jeszcze bardziej charakterystyczny [12]. Za Garbem Lubawskim następuje obniżenie Łyny (Pojezierze Olsztyńskie), dalej garb Pojezierza Mrągowskiego (kulminacja 221 m n.p.m.), obniżenie Wielkich Jezior Mazurskich, które tworzą połączony system jezior o wyrównanym poziomie zwierciadła wód na wysokości 116 m n.p.m., bifurkujący na północ i na południe, wreszcie znacznie wyższe Pojezierze Ełckie i Wzgórze Szeskie (kulminacja 309 m n.p.m.).

Pojezierze Mazurskie ogranicza od wschodu bruzda rzeki Rozpudy, za którą zaczyna się Pojezierze Litewskie. Jego pierwszym członem jest Pojezierze Suwalskie, którego kulminacje dochodzą prawie do 300 m n.p.m. (Krzemieniucha 289 m, maksymalne wzniesienie 299 m).

Obszar objęty ostatnim zlodowaceniem na zachód od Wisły nie ogranicza się do Pojezierzy Pomorskich, ale obejmuje również Pojezierze Wielkopolskie, oddzielone od nich pradoliną toruńsko-eberswaldzką. Wykazuje ono nieco podobny rytm ukształtowania powierzchni, z tym że odwrotnie niż na północ od pradoliny kulminacje obniżają się w kierunku wschodnim. Najwyżej wznosi się Pojezierze Lubuskie (Bukowiec 220 m n.p.m.) pomiędzy doliną Odry a Bruzdą Zbąszyńską. Dalej następują: Pojezierze Poznańskie (Góra Moraska 154 m n.p.m.), poznański przełom Warty, Pojezierze Gnieźnieńskie (167 m n.p.m.) i Chodzieskie (191 m n.p.m.), poprzeczna bruzda jeziora Gopło, Pojezierze Kujawskie (159 m n.p.m.) i wreszcie dolina Wisły. Pojezierze Wielkopolskie odpowiada fazie frankfurckiej (poznańskiej), nazywanej również stadiątem. Podłużne



obniżenie tzw. pradoliny warszawsko-berlińskiej oddziela je od zewnętrznej strefy wzniesień ostatniego zlodowacenia, odpowiadającej stadiałowi, względnie fazy brandenburskiej (leszczyńskiej). Są to Wzniesienia Gubińsko-Zerkowskie, osiągające największą wysokość w Wale Zielonogórskim (221 m n.p.m.).

Na wschód od Wisły podłużny układ wzniesień i obniżeń zanika, ponieważ wszystkie fazy ostatniego zlodowacenia zbiegają się w jedną strefę Pojezierza Mazurskiego. Natomiast na zachód od Wisły występują cztery systemy pradolin o kierunku podłużnym, które funkcjonowały sukcesywnie, odprowadzając wody lodowcowe w kierunku Morza Północnego. Są to: pradolina glogowsko-barucka na zewnątrz moren stadium względnie fazy leszczyńskiej, pradolina warszawsko-berlińska (Warty—Odry) morena fazy poznańskiej, pradolina toruńsko-eberswaldzka przed morenami stadium pomorskiego, wreszcie system pradolin pomorskich na zewnątrz moren gryfickich, koszalińskich oraz moren fazy gardzieńskiej.

Na wschód od Wisły poligenetyczna pradolina Biebrzy—Narwi przebiega w większej odległości od zewnętrznych moren ostatniego glaciału, jednakże w bezpośrednim sąsiedztwie doliny Wisły występują trzy krótsze doliny glacyjfluwalne, które można zaliczyć również do typu pradolin marginalnych, a mianowicie doliny Skrwy, Drwęcy i Osy. Na Pojezierzu Mazurskim tego typu formy nie występują.

Strefowość rzeźby młodoglacjalnej znajduje swój wyraz nie tylko w układzie pradolin i stref marginalnych, ale składają się na nią jeszcze dwa elementy: występujące po zewnętrznej stronie głównych łańcuchów morenowych pola sandrów oraz faliste równiny gliny zwałowej po proksymalnej stronie moren. Największe pola sandrowe znajdują się na zewnątrz moren stadium pomorskiego: w okolicach Gorzowa (Równina Gorzowska), na południe od Drawska (Równina Drawska), nad górną Gwdą i Brdą (Równina Tucholska), na południe od Szczytna i Pisz (Równina Kurpiowska), na południe od Elku oraz w okolicach Augustowa (Równina Augustowska). Duże pola sandrowe towarzyszą również miejscami formom marginalnym fazy poznańskiej, w szczególności na południe od Rzepina, w bruździe zbąszyńskiej i nad górną Wkrą. Sandr kurpiowski powstał przez nałożenie na siebie akumulacji lodowcowo-wodnej z tych dwu faz [3]. Słabo natomiast rozwinięte są sandry stadium (fazy) leszczyńskiego. Na mało urodzajnych równinach sandrowych występują duże obszary leśne, jak np. Bory Tucholskie, Puszcza Kurpiowska i Puszcza Augustowska.

Równiny morenowe występują przede wszystkim na Pobrzeżu Południowobałtyckim, ale również na wysoczyznach Pojezierza Wielkopolskiego.

Podłużna strefowość form rzeźby jest szczególnie charakterystyczna dla obszaru ostatniego zlodowacenia na Niżu Środkowoeuropejskim po obu stronach granicy polsko-niemieckiej, natomiast nie występuje wyraźnie na Niżu Wschodnioeuropejskim na wschód od granicy polsko-radzieckiej, przy czym Pojezierze Mazurskie leży na rubieży tych dwu typów makrorzeźby glacialnej.

Równoleżnikowy układ form rzeźby uległ zmianie pod koniec ostatniego glacjału i na początku holocenu wskutek uformowania się nowej podstawy erozyjnej na obszarze Bałtyku, przy czym na początku holocenu (w okresie preborealnym) ta podstawa erozyjna w stosunku do terenów lądowych Polski leżała o kilkadziesiąt metrów niżej niż obecnie. Spowodowało to utworzenie się głęboko wciętych odcinków dolinnych dolnej Odry i Wisły oraz wcięcie się ich dopływów, jak również przerwanie odpływu pradolinami na zachód oraz uformowanie się dolin proksymalnych bezpośredniego zlewiska Bałtyku.

Formy marginalne w obrębie najmłodszego zlodowacenia tworzą wyraźne łańcuchy, pozwalające na odtworzenie procesu cofania się lodowca. Zagadnienie to zostanie omówione oddzielnie. Formy ekstramarginalne (proglacialne) w obrębie ostatniego zlodowacenia w Polsce reprezentowane są przede wszystkim przez sandry i doliny dystalne, odprowadzające wody topniejącego lodowca do równoleżnikowych pradolin. Doliny te wykazują wyraźne zróżnicowanie regionalne, ponieważ w rejonie dolnej Wisły są one wcięte na kilkadziesiąt metrów i wykazują cały system tarasów glajofluwialnych i rzecznych, jak np. w dolinie Brdy [6], natomiast w dorzeczu Biebrzy i Narwi wcięcie dolin jest nieznaczne, a formy akumulacyjne raczej nakładają się na siebie, jak np. w dolinie Pisy [3]. Natomiast w obrębie ostatniego zlodowacenia nie są dobrze wykształcone osady jezior zastoiskowych w postaci ilów warwowych, tak typowe dla Skandynawii i Niżu Wschodniobałtyckiego. Pokrywy ilaste niezbyt dużej miąższości występują miejscami na północnym skłonie wzniesień pojeziernych, jak np. w dorzeczu Łyny i Pasłęki, które tym samym zbliżają się swym typem do nizin nadmorskich Niżu Wschodniobałtyckiego. Iły te nie pozwalają jednak na obliczenie ich wieku i przeprowadzenie między nimi korelacji.

Pola drumlinowe nie są w Polsce zjawiskiem częstym, zaś bardzo rozpowszechnionym typem form stagnującego lodu są ozy i kemy. Najbardziej typowo wykształcone drumliny występują w zewnętrznej strefie ostatniego zlodowacenia w okolicach Lipna (na wschód od Wisły), natomiast kemy szczególnie są liczne pomiędzy Odrą a Wartą, na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim oraz na Pojezierzu Mazurskim. Spośród form wklęsłych typowe dla terenów młodoglacialnych są rynny, uznane

przez P. W o l d s t e d t a (1951) za bruzdy egzaracyjne. Nie można jednak wykluczyć powstawania niektórych rynien jako form erozji wód podlodowcowych. Wiele faktów wskazuje, że rynny w licznych wypadkach nie były liniami odpływu wód topniejącego lodowca, ponieważ utwory akumulacji wodnej układają się obok, albo nawet w poprzek rynien, które w okresie deglacjacji wypełnione były martwym lodem. Rynny osiągają znaczne głębokości, przy czym największą głębokość wykazuje rynna jeziora Hańcza na Pojezierzu Suwalskim — 108 m, osiągając pod tym względem prymat wśród jezior polskich. Zagadnieniem rozmieszczenia, gęstości i kierunków rynien jeziornych zajmował się S. M a j d a n o w s k i [19], który doszedł do wniosku, że rynny są szczególnie charakterystyczną cechą obszaru ostatniego zlodowacenia, a południowa granica ich występowania wyznacza południową granicę tego zlodowacenia. Ostatnio problem rynien glacialnych uzyskał nowe naświetlenia w pracy R. G a l o n a [9].

Charakteryzując rzeźbę terenów młodoglacjalnych nie można pominąć śladów rzeźby, pochodzącej ze starszego zlodowacenia, przebijających się miejscami spod młodszej pokrywy akumulacyjnej. Za takie starsze elementy trzeba uznać wielkie nagromadzenia materiału plejstocenijskiego w garbach, stanowiących kulminacje wzniesień pojezierzy. W ostatnich latach B. K r y g o w s k i i jego współpracownicy [16, 18] opisali stare struktury glacijotektoniczne o kierunkach niezgodnych z ruchem czaszy lodowej ostatniego zlodowacenia, występujące w jego zasięgu na Pojezierzu Wielkopolskim i Zachodniopomorskim.

Proces deglacjacji pokrywy lodowej pozostawił ogromne ilości martwego lodu, przykrytego akumulacją glacijofluwialną (inaczej: lodowcowo-rzeczną, fluwioglacjalną) lub glacijolimniczną (lodowcowo-jeziorną, limnoglacialną). Dopiero wytapianie się tego martwego lodu w warunkach cieplejszego i wilgotniejszego klimatu doprowadziło do powstania współczesnych jezior, podczas gdy jeziora zaporowe ze schyłku glacjału znikły wraz z cofaniem się bariery lodowej. Proces wytapiania się martwego lodu zaczął się jeszcze w interstadiale bölling, powtórzył się w allerödzie, a następnie w okresie preborealnym i prawdopodobnie zakończył się ostatecznie w okresie borealnym. Wykonane w ostatnich latach badania osadów jezior istniejących i zanikłych dostarczyły dokładnych danych chronologicznych. Na Pojezierzu Mazurskim jeziora pojawiły się na terenach stopniowo podtapianych, co wykazały badania J. S t a s i a k o w e j, K. W i e c k o w s k i e g o i innych autorów [15, 22, 24]. W przypadku jeziora Kruklin w spągu gyttii jeziornej, odsłoniętej wskutek obniżenia zwierciadła wody w jeziorze, znaleziono *in situ* pnie drzew (sosen), których wiek metodą węgla radioaktywnego został określony na ok. 11 tys. lat. Podobny wiek wykazują torfy, znalezione

w spągu osadów jeziornych na dnie Jeziora Mikołajskiego. Jeziora w pierwszej fazie wytapiania się martwego lodu były płytkie, ale zajmowały rozległe powierzchnie. Po całkowitym wytopieniu się lodu wy-



*fot. S. Pietkiewicz*

Fot. 1. Okolice Jęglówka (północna Suwalszczyzna), w dali kęm Cisowej Góry  
 Окрестности Еглювка (северная Сувальщина) в дали кęм Цисовой Гуры  
 Environs of Jęglówek (northern part of Suwałki region). In background  
 Cisowa Góra kame



*fot. S. Pietkiewicz*

Fot. 2. Rynnowe Jezioro Kiersztanowskie  
 Керштановское озеро  
 Lake Kiersztanowo

pełniającego rynny powierzchnia jezior uległa zmniejszeniu, ale powiększyła się ich głębokość.

K. Kalinowska [10] dokonywała obliczeń stopnia zaniku jezior na podstawie zaznaczonych na mapach topograficznych torfowisk i podmokłości w zagłębieniach bezodpływowych. Z obliczeń tych wynikało,

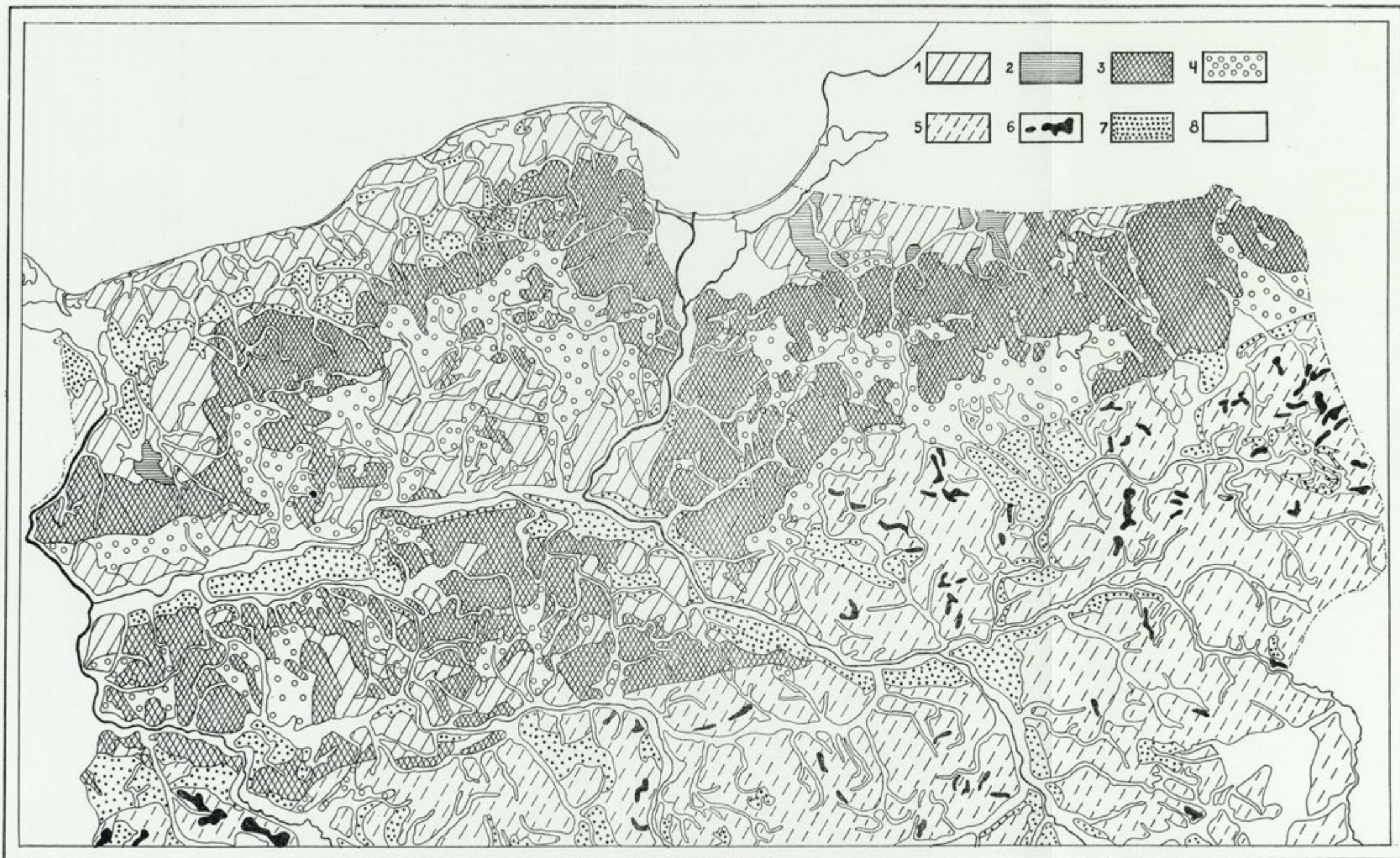


Рис. 1. Типы форм рельефа на территории последнего оледенения

1 — плоские или волнистые молодогляциальные моренные равнины, 2 — равнины древних плотинных озер, 3 — молодогляциальный, холмистый рельеф, 4 — задровые равнины с углублениями и озерами образовавшимися в результате таяния мертвого льда, 5 — равнины перигляциальной денудации в зоне предпоследнего оледенения, 6 — денудационные останцы древних гляциальных форм рельефа, 7 — аккумуляционные террасы и равнины, 8 — голоценовые дна долин и дельты

Типы форм рельефа на территории последнего оледенения

1 — плоские или волнистые молодогляциальные моренные равнины, 2 — равнины древних плотинных озер, 3 — молодогляциальный, холмистый рельеф, 4 — задровые равнины с углублениями и озерами образовавшимися в результате таяния мертвого льда, 5 — равнины перигляциальной денудации в зоне предпоследнего оледенения, 6 — денудационные останцы древних гляциальных форм рельефа, 7 — аккумуляционные террасы и равнины, 8 — голоценовые дна долин и дельты

Types of North Poland relief

Explanation of signs. 1 — flat and undulated morainic plains of the last glaciation, 2 — plains built of ice-dammed lake deposits, 3 — hummocky area of the last glaciation, 4 — outwash plains with lakes and ice-melt kettles, 5 — periglacial denudated plains within a zone of penultimate glaciation, 6 — denudative remnants of glacial land forms within the zone of penultimate glaciation, 7 — accumulative plains and terraces of the glaciation, 8 — plains and terraces of Holocene accumulation



Fot. 3. Krajobraz drumlinowy  
Друмлинный ландшафт  
Drumlin landscape

*fol. M. Liberacki*

że stopień zachowania się jezior w stosunku do ich maksymalnego zasięgu wynosi tylko 32,6%.

Kształtowanie się zagłębień jeziornych miało przebieg swoisty. Jak wynika z badań K. Świerczyńskiego (23), powstawały one stopniowo przez osiadanie materiału zalegającego na zagrzebanej bryle lodu. Śladem tego procesu są spęknięcia utworów warstwowych, pseudotarasy osiadania (uważane kiedyś za tarasy jeziorne) i osuwiska, a wysoko ponad zwierciadłem jezior położone serie osadów glacyjfluwialnych świadczą o odwróceniu pierwotnej topografii, kiedy zagłębienia nie pokrywały się z przebiegiem zagrzebanych rynien, ale przebiegały obok nich w wytopionych w lodzie korytach lub szczelinach.

Zgeneralizowane typy rzeźby północnej Polski przedstawiono na załączonej mapce (ryc. 1). Jeśli pominąć poszczególne formy (tj. różne typy moren, drumliny, ozy, kemy itd.), to krajobrazy morfologiczne obszaru ostatniego zlodowacenia można podzielić na następujące kompleksy: glacialny pagórkowaty z zagłębieniami bezodpływowymi i jeziorami, glacialny falisty lub płaski z nielicznymi jeziorami, glacyjfluwialny, sandrowy z jeziorami wytopiskowymi, glacyjfluwialny dolinowy

z wydłmami i glacialimnicznymi z łąkami i mułkami na powierzchni. Wśród tych form, które mają obecnie charakter reliktowy, występują formy nowego cyklu holoceniowego: wcięcia dolinne, zalewowe dna dolin, równiny torfowe, a nad morzem — mierzeje, falezy, zalewy i jeziora przybrzeżne oraz delty rzeczne [13, 14].

## LITERATURA

- [1] Bartkowski T. 1957. Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce środkowej. Zesz. nauk. UAM, Geogr., 1.
- [2] Bartkowski T. 1967. O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. Prace Kom. geogr.-geolog. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, VII, z. 1.
- [3] Bogacki M. 1967. Morfologia doliny Pisy na tle poziomów sandrowych. Prace i Studia Inst. Geogr. UW, Kat. Geogr. Fiz., 1.
- [4] Galon R. 1948. Podział Polski północnej na krainy naturalne. Czasop. geogr., XVIII.
- [5] Galon R. 1953. Z zagadnień geomorfologii czwartorzędu Niżu Polskiego. Przegl. geogr., XXV, z. 2.
- [6] Galon R. 1953. Morfologia doliny i sandru Brdy. Studia Soc. Sci. Torun. Sec. C, vol. I, nr 6.
- [7] Galon R., Roszkówna L. 1961. Extents of the Scandinavian glaciations and of the recession stages on the territory of Poland. Przegl. geogr., XXXIII, z. 3.
- [8] Galon R. 1964. On the geomorphology of Northern Poland. Geogr. Pol. 1.
- [9] Galon R. 1965. Some new problems concerning subglacial channels. Geogr. Polon., 6.
- [10] Kalinowska K. 1961. Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce. Przegl. geogr., XXXIII, z. 3.
- [11] Kondracki J. 1952. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Biul. PIG., 65.
- [12] Kondracki J. 1957. Pojezierze Mazurskie jako region naturalny. Geogr. w Szkole, X, 5.
- [13] Kondracki J. 1960. Typy krajobrazu naturalnego w Polsce. Przegl. geogr., XXXII, z. 1/2.
- [14] Kondracki J. 1965. Geografia fizyczna Polski. PWN. Warszawa.
- [15] Kondracki J., Korolec H., Stasiak J., Szostak M., Więckowski K. 1966. Histoire des lacs masuriens. Verh. Intern. Verein Limnolog., 16. Stuttgart.
- [16] Krygowski B. 1959. O związkach rzeźby dzisiejszej powierzchni ze strukturą podłoża na Pomorzu Szczecińskim. Zesz. nauk. UAM, Geogr., 2.
- [17] Krygowski B. 1956. O dwóch nowych podziałach na regiony geograficzne Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej. Bad. fizjogr. nad Polską zach. III. Poznań.
- [18] Krygowski B. 1961. Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, cz. I. Geomorfologia. Pozn. Tow. Przyj. Nauk.
- [19] Majdanowski S. 1948. Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim. Przegl. geogr., XXI.
- [20] Niewiarowski W. 1963. Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland as compared with kames known from other regions. Report of the VI-th Intern. Congr. Quat. Warsaw 1961.

- [21] Poslednij jewropiejskij lednikowyj pokrow (Red. I. P. Gierasimow). 1965. Moskwa.
- [22] Stasiakowa J. 1963. Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. Prace geogr. IG PAN., 42.
- [23] Świerczyński K. 1967. Morfologia rynny mragowskiej. Prace i Studia Inst. Geogr. UW, Kat. Geogr. Fiz., 1.
- [24] Więckowski K. 1966. Osady denne Jeziora Mikołajskiego. Prace geogr. IG PAN., 57.

*Ежи Кондрачки*

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА ОБЛАСТИ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЬШИ

### Резюме

В области последнего оледенения в Польше независимо от ее своеобразного рельефа, связанного с аккумулятивной ледниковой, ледниково-речной и ледниково-лимнической деятельностью, а также с более поздними геоморфологическими процессами, наблюдаются различия в гипсометрических условиях, обусловленных устройством поверхности основания, мощностью аккумулятивных, плейстоценовых отложений и более молодыми тектоническими движениями. Эти факторы обусловили наличие менее или более значительных абсолютных и относительных денивеляции. Поскольку относительная высота форм рельефа гляциального цикла в общем в Польше не больше 100 м, а чаще всего значительно меньше, постольку их абсолютная высота во многих точках больше 200 м н.у.м., а в трех районах даже выше 300 м. Эти относительно значительные возвышенности разделяются глубокими понижениями и долинами. Это обстоятельство является причиной какбы волнистой поверхности крупного масштаба так в продольном направлении как и в поперечном по отношению к границе распространения последнего оледенения.

Самые крупные возвышенности группируются в зоне краевых форм рельефа, связанных с померанской фазой или стадией, при чем поперечные понижения различают эту зону на несколько членов.

К востоку от Вислы продольное распределение возвышенностей и понижений по отношению к границе последнего оледенения, исчезает, так как все фазы последнего оледенения сходятся здесь образуя зону Мазурского поозерья. Но к западу от Вислы наблюдаются 4 системы прадолин, продольного направления, которые функционировали последовательно и по которым осуществлялся сток ледниковых, талых вод по направлению к Северному морю. Эти прадолины следующие: Глоговско-Баруцкая на предполье конечных морен лещинской стадии (или фазы), Варшавско-Берлинская прадолина (Варты—Одры) на внешней стороне конечных морен познанской фазы, торунско-эберсвальдская прадолина на предполье померанской стадии и наконец система померанских прадолин на внешней стороне грифицких, кошалинских конечных морен и морен гарденской фазы.

К востоку от Вислы полигенетическая прадолина Бебжи-Нарви тянется на довольно значительном расстоянии от самых древних морен последнего оледенения.

Зональность молодогляциального рельефа отражается не только в распределении прадолин и краевых зон, но свидетельствуют о ней еще два элемента: наблюдающиеся



с наружной стороны главных моренных гряд сандровые поля, а на внутренней стороне моренных гряд территория сложена валунным суглинком. Самые обширные сандровые территории расположены на внешней стороне конечных морен померанской стадии. Моренные равнины наблюдаются главным образом на южнобалтийском побережье, но они также свойственны и Великопольскому поозерью.

Широтное распределение форм рельефа в конце последнего оледенения и в начале голоценового времени подверглось изменению вследствие образования нового базиса эрозии на территории Балтики при чем, в начале голоценового времени (в пребореальный период) этот эрозионный базис находился на несколько десятков метров ниже по отношению к территории Польши, чем в современное время. В результате такого понижения базиса эрозии, участки долин в нижнем течении рек Одры и Вислы оказались глубоко врезаемыми, также как и их притоки. Кроме того, прекратился сток вод по прадолинам в западном направлении и образовались проксимальные долины, которые получили прямой сток в Балтийское море.

Друмлинный ландшафт в Польше не встречается часто, зато очень широко распространены формами рельефа, образовавшимися за счет стагнирующего льда являются озы и камы. Наиболее типичным образом оформленные друмлины расположены на территории внешней зоны последнего оледенения в окрестностях Липна (к востоку от Вислы), тогда как камы особенно обильно выступают между Одрой и Вартой, на Хелминско-Добжинском поозерьи и на Мазурском поозерьи. Среди отрицательных форм рельефа чаще всего можно встретить особенно типичные для молодоглациального рельефа озёрные ложбины. В этих ложбинах наблюдаются большие глубины. Самая большая глубина обнаружена на озере Ханьча на Сувальском поозерьи — 108 м. Оно является самым глубоким озером в Польше.

Озёрные ложбины являются особенно характерной чертой области последнего оледенения, а южный предел их распространения совпадает с южной границей этого оледенения.

Характеристика рельефа молодоглациальных территории не будет полной, если мы не учтем следов рельефа унаследованного от более древнего оледенения, которые по местам выходят на дневную поверхность из под покрова его отложений.

В результате процесса деглациации ледникового покрова образовались громадные массы мертвого льда, который оказался погребенным под аккумулятивными гляцифлювиальными отложениями (иначе ледниково-речными, флювиогляциальными) или глациолимническими (ледниково-озерными, лимногляциальными). И только таяние этого мертвого льда в условиях более теплого и более влажного климата способствовало образованию современных озер, тогда как плотинные озера с конца ледникового периода, исчезли одновременно с отступанием края ледника. Процесс таяния мертвого льда берет начало в межстадиальный период бёллинг, он повторился в аллередский период и затем в пребореальный период и вероятно окончательно затух в бореальный период. За последние годы были выполнены исследования озерных отложений из современных озер и из замерших озер. Результаты этих исследований бросили свет на вопрос возраста этих озер.

Выполнены были подсчеты, которые показали, что в настоящее время сохранилось только 32,6% площади озер, из тех которые образовались в послеледниковое время.

Обобщенные типы рельефа северной Польши представлены на приложенной к настоящей работе карте (рис. 1). Не учитываются отдельные формы рельефа (различные типы морен, друмлинов, озов и камов). Морфологические ландшафты области последнего оледенения можно подразделить на следующие комплексы: гляциальный холмистый с бессточными углублениями и озерами, гляциальный волнистый или плоский с немно-

гочисленными озерами, гляциофлювиальный (зандровый) с озерами, образовавшимися после таяния мертвого льда, гляциофлювиальный с глинами и илами на поверхности. Наряду с этими формами рельефа, у которых в современное время реликтовый характер, выступают формы нового, голценового цикла: долинные врезы, пойменные дна долин, равнины торфяных болот, а у моря — косы, клифы, лагуны, прибрежные озера и речные дельты.

*Jerzy Kondracki*

## THE MAIN FEATURES OF THE RELIEF OF THE LAST GLACIATION IN POLAND

### Summary

The relief of that part of Poland which has been covered by the last glaciation shows features characteristic of the effect of glacial, fluvioglacial and ice-dammed lake accumulation and of subsequent geomorphic processes; further, this relief indicates a hypsometrical disparity due to the pattern of the sub-Quaternary bedrock and the thickness of the Pleistocene deposits and, also, due to certain younger tectonic movements. All these factors brought about the strikingly contrasting topography of this area. Whereas the relative height of the glacial land forms left by the last glaciation in North Poland does not exceed 100 m and usually is much less, there are isolated areas exceeding 200 m and, in three regions, as much as 300 m a.s.l. These relatively high elevations are separated by deep valleys and depressions forming considerable differences in relative altitude. On the whole, the surface pattern of North Poland shows a certain kind of longitudinal and transversal undulation in relation to the basin of the southern Baltic.

To a certain degree the hypsometric picture of the area of the last glaciation reflects the course of deglaciation expressed in a zone of ice-marginal accumulations and in the directions in which meltwater escaped. West of the Vistula four such ice-marginal streamways or pradolinas may be distinguished: the Głogów—Baruth marginal valley skirting the Leszno (Brandenburg) stage moraine, the Warsaw—Berlin marginal valley running along the edge of the Poznań (Frankfurt) phase moraines, the Toruń—Eberswalde marginal valley along the Pomeranian stage moraines, and the Pomeranian ice-marginal valley bordering the South Baltic Coast along the margin of the Koszalin and Gardno phase moraines. East of the Vistula the polygenetic Biebrza—Narew pradolina runs at some distance from the outermost moraines of the last glaciation.

This zonal pattern of relief forms is very characteristic of the whole of the last-glaciated (Würm) area of the Middle European Lowland on both sides of the Polish—German frontier; however, its shape is different in the East Baltic Lowland. Here the Masurian Lake District (between the Lubawa Elevation and the Szeskie Hills) constitutes an intermediate link between these two regions.

Apart from longitudinal valleys and marginal zones two further elements are involved in the zonal relief of the last glaciation: outwash plains situated beyond the main morainic belt and undulated morainic plains built of boulder clay spread over the proximal side of the moraines.

The parallel configuration of the relief connected with the last glaciation and typical of Poland suffered changes during the decline of the Würm and the beginning of the Holocene; these changes were the result of a new erosional base level developed in the area of the Baltic Sea. The effect was the formation of new, deeply incised valleys of both the Lower Odra and the Lower Vistula which cut down their tributaries, stopped the westward runoff in the ice-marginal valleys and formed new proximal valleys running towards the Baltic Basin.

Drumlin fields are rarely seen in North Poland, whereas forms created by stagnating ice, like eskers and kames, are rather common. Negative land forms, especially typical of the area of the last glaciation in Poland are channel lakes; deepest among them (108 m) is Lake Hancza in the Suwałki Lake District.

The types most common in North Poland's relief related to the last glaciation are shown in the enclosed map (Fig. 1, p. 24).

In describing the relief of the last-glaciated area attention must be paid to traces of the forms shaped by the preceding glaciation which protrude from the younger accumulative cover. The axis of these structures is at variance with the direction of the last ice-sheet movement.

Deglaciation of the ice-sheet left in its progress huge amounts of dead ice covered by glacialfluvial or glacialacustrine sediments. Melting of the buried blocks of dead ice led to the formation of the present lakes, whereas ice-dammed lakes disappeared during the regression of the ice-front. Dead-ice melting began already in the Bolling interstadial, afterwards it continued during the Allerød and the Preboreal, and it probably ended during the Boreal period.

In this matter recent investigations of both fossil and present-day lacustrine deposits have supplied precise chronological evidence.

EDWARD RÜHLE

PODŁOŻE CZWARTORZĘDU  
I JEGO WPŁYW NA ROZMIESZCZENIE I CHARAKTER OSADÓW  
ZŁODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIEGO (BAŁTYCKIEGO)

Podłoże czwartorzędu w Polsce jest ściśle związane z głównymi jednostkami tektonicznymi Europy środkowej. Północno-wschodni obszar znajduje się na zachodnim krańcu wielkiej jednostki tektonicznej, jaką jest platforma wschodnioeuropejska. Część południowo-zachodnia należy do obszaru orogenu hercyńskiego obejmującego antyklinorium śląskie w szerokim tego słowa znaczeniu i świętokrzyskie. W znacznej części obszar ten pokryty jest mezozoiczną pokrywą platformową lokalnie sfałdowaną w czasie ruchów laramijskich jako antyklinorium kujawsko-pomorskie. Antyklinorium Karpackie, które wypiętrzyło się w czasie górnej kredy i w trzeciorzędzie, stanowi odmienny element budowy geologicznej należący do orogenu alpejskiego. Pokrywa trzeciorzędowa maskuje rysy starszej budowy prawie na całym obszarze Polski północnej. Pokrywą tę tworzą przede wszystkim słodkowodne osady miocenu i pliocenu, a jedynie na przedgórzu Karpat osady morskie.

Po ustąpieniu zalewów morskich sarmatu cały obszar Polski w pliocenie stanowił łąd tworzący jedną całość ze Skandynawią. Basen Bałtyku w obecnej formie jeszcze wówczas nie istniał. Na wielkich przestrzeniach Niżu Polskiego utworzył się w pliocenie rozległy zbiornik słodkowodny, składający się z dwu basenów: zachodniego — płytszego, o mniejszej miąższości osadów oraz wschodniego — głębszego, gdzie gromadziły się osady osiągające znacznie większe miąższości.

Na łądzie otaczającym jeziorzisko plioceńskie odbywały się normalne procesy denudacji, erozji i akumulacji rzecznej. Od strony południowej do zbiornika uchodziły rzeki płynące z Sudetów i Karpat, a od północnej — z obszarów peryferycznych tarczy skandynawskiej i platformy wschodnioeuropejskiej. Ze schyłkiem pliocenu i z początkiem czwartorzędu jeziorzisko śródlądowe uległo spłyceniu i ostatecznemu zasypaniu.

Od końca pliocenu przez cały okres czwartorzędu podłoże czwartorzędu ulegało modyfikacjom w następstwie: 1 — ruchów neotektonicznych i glacioizostacyjnych, 2 — kilku faz erozji i denudacji oraz 3 — glacitektoniki i egzaracji lodowca.

\* \* \*

Ruchy neotektoniczne w Polsce można ustalić w znacznym przybliżeniu. W Polsce środkowej i północnej istniały ruchy neotektoniczne trwające do dnia dzisiejszego. Ruchy te są przede wszystkim odbiciem orogenezy alpejskiej, a być może również i starszej. Są one wyrażone szeregiem typowych elementów tektoniki wgłębnej o kierunku NW-SE oraz prostopadłym do poprzedniego NE-SW. Ruchy te przeważnie długotrwałe, o małych gradientach, obejmują na ogół duże obszary.

W Polsce wschodniej występowały w neoplejstocenie silne ruchy wznoszące, przekraczające niekiedy 100 m, jak np. w okolicach Suwałk, w południowej Lubelszczyźnie i na Rostoczu.

Polska środkowa i zachodnia odznacza się większą stabilnością, amplituda ruchów nie przekracza tu 50 m. Do obszarów, gdzie notowane są ruchy wznoszące, należy antyklinorium kujawsko-pomorskie, Góry Świętokrzyskie, okolice Wrocławia i Ostrzeszowa.

W niecce szczecińskiej obserwowane były ruchy obniżające. Największe nasilenie ruchy tego typu osiągają w syneklizie perybałtyckiej, gdzie wynoszą 100 m, a miejscami nawet 150 m. Z ruchami tymi łączyły się kilkakrotne transgresje morskie, dobrze rozpoznane nad dolną Wisłą.

Drugi typ ruchów neotektonicznych związany jest z wysadami solnymi i ogranicza się do obszaru antyklinorium pomorskiego i kujawskiego. W związku z tymi ruchami powstały drobne formy nie mające większego znaczenia dla ogólnego obrazu rzeźby podłoża.

W czwartorzędzie pojawia się nowy czynnik oddziałujący na ruchy niektórych obszarów skorupy ziemskiej. Jest to kilkakrotne kontynentalne zlodowacenie powodujące lokalne, o niewielkiej amplitudzie, ruchy glacioizostacyjne. W Polsce ruchom glacioizostacyjnym podlegała przede wszystkim część północna i południowo-zachodnia.

\* \* \*

Ogólnie biorąc podłoże czwartorzędu na Niżu Polskim pochyla się ku północy od 150 m w okolicy Mielnika n. Bugiem, na południowych krańcach antyklinorium kujawsko-pomorskiego oraz na monoklinie przedsudeckiej (miejscami nawet 200 m n.p.m. koło Ostrzeszowa) do ponad 150 m poniżej poziomu morza przy ujściu Odry i Wisły.

W okresie poprzedzającym osadzenie się osadów zlodowacenia północnopolskiego pierwotne podłoże czwartorzędu ulegało poważnej modyfikacji wynikającej z erozji, która w interglacjale kromerskim i mazowieckim wytworzyła sieć głębokich dolin oraz akumulacji odbywającej się przede wszystkim w czasie dwu starszych zlodowaceń. Osady te, zmodyfikowane w drodze procesów endogenicznych jak i egzogenicznych, w różnym stopniu zachowały się w ich spągu i wyrównały elementy pierwotnego podłoża podczwartorzędowego.

W kształtowaniu form podłoża czwartorzędu odgrywała rolę również glacitektonika i egzaracja łądolodu. Zagadnienie glacitektoniki jest trudne, gdyż obserwacje możliwe są tylko w nielicznych i stosunkowo niewielkich, naturalnych lub sztucznych odsłonięciach. Znane i zbadane zaburzenia glacitektoniczne występują przede wszystkim na obszarze wzniesień podłoża czwartorzędu. Wskutek bocznego nacisku w czasie transgresji łądolodu oraz wskutek lokalnego lub regionalnego jego działania powierzchniowe warstwy, głównie neogenu, były fałdowane wraz z osadami czwartorzędowymi.

Na obszarze zlodowacenia północnopolskiego, tj. w środkowej i północnej części Polski zachodniej, formy glacitektoniczne znane są z odsłonień w dolinie Warty koło Międzychodu i Obornik oraz licznych wierceń wykonanych w dolinie Noteci koło Czarnkowa i koło Konina.

Niezmiernie interesujące wyniki dla szczegółowego poznania glacitektoniki w nawiązaniu do mikrotektoniki zarówno w pojęciu regionalnym jak i genetycznym dały badania prowadzone od wielu lat na odsłonięciach brzegu Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem. Na podstawie kierunku fałdów glacitektonicznych związanych być może z tektoniką wgłębną, można wyznaczyć zarówno w okolicy Dobrzynia jak i wielu innych okolicach, kierunki nacisku i transgresji łądolodu oraz miejsca jego faz postojowych.

Problem glacitektoniki wiąże się ściśle z niszczącą siłą łądolodu działającą na podłoże czwartorzędu. Wśród osadów lodowcowych zlodowacenia północnopolskiego znanych jest ponad 400 profilów, w których stwierdzono wśród utworów czwartorzędu skały kredy i trzeciorzędu w postaci porwaków i kier różnej wielkości i wielometrowej miąższości.

\* \* \*

Na tle skomplikowanej budowy podłoża czwartorzędu zmodyfikowanego ruchami neotektonicznymi i glacialnoizostatycznymi, licznymi różnoczasowymi fazami erozji i akumulacji, denudacją oraz egzaracją lodowca, należy rozpatrzyć akumulację osadów zlodowacenia północnopolskiego.

Ogólna analiza miąższości osadów czwartorzędowych wykazuje, że najgrubsze są one w północno-wschodniej Polsce, gdzie na znacznych obszarach przekraczają 200 m. W północno-zachodniej Polsce są już cieńsze i osiągają miejscami tylko 150 m grubości. Jeżeli porównać część wschodnią i zachodnią Polski południowej, to okaże się, że Wyżyna Lubelska i Małopolska przykryte są cieńszą warstwą czwartorzędu (nie przekraczającą 80 m) aniżeli Dolny Śląsk i Ziemia Lubuska, gdzie w wielu miejscach pokrywa ta osiąga ponad 100 m.

W ogólnym rozmieszczeniu i charakterze osadów czwartorzędowych widzimy niezmiernie silne powiązanie z budową, a szczególnie z ukształtowaniem podłoża czwartorzędu. W dolinach stanowiących efekt erozji rzek interglacjału eemskiego — osadziły się przeważnie utwory akumulacji rzecznej. Miąższość ich w dolinach wzrasta z południa na północ i wynosi np. w dolnym Bugu i w środkowej Wiśle 10 m, natomiast już w niektórych odcinkach Noteci i dolnej Wisły osiąga 50 m. Obszary równin i kulminacji podłoża, a szczególnie te, które wiązały się z ruchami neotektonicznymi, stanowiły obszary akumulacji lodowcowej i przede wszystkim czołowlodowcowej, której miąższość ulega dużym wahaniom i w strefie czołowlodowcowej osiąga 70 m (np. okolice Wyrzyska na Pomorzu).

Rozmieszczenie osadów czwartorzędowych jest rezultatem skomplikowanych procesów wynikających z jednej strony z charakteru i rzeźby podłoża, z drugiej — z rozwoju i siły wszystkich procesów twórczych i niszczących.

*Эдвард Рюле*

#### ОСНОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ХАРАКТЕР ЛЕДНИКОВЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРОПОЛЬСКОГО (БАЛТИЙСКОГО) ОЛЕДЕНЕНИЯ

##### Резюме

В основании четвертичных отложений Польши намечаются крупные тектонические единицы. Северо-восточная часть страны расположена на окраинах Восточно-Европейской платформы, а на юго-западе тянется область герцинского орогена, в значительной степени находящаяся под платформенным, мезозойским покровом. Этот покров подвергся локальной складчатости, приняв форму кувяско-померанского антиклинория в период ларамийских, складчатых движений. Карпанкий антиклинорий представляет собой по геологическому строению отличающийся элемент от выше упомянутой области — он принадлежит альпийскому орогену. Покров третичных отложений, сложенный морскими и озерными осадками главным образом миоценового и плиоценового возраста, маскирует черты более древнего строения. С конца плиоценового времени, в продолжении всего четвертичного периода, основание четвертичных отложений изменялось в результате

неотектонических и гляциозостатических движений, затем в результате нескольких эрозийных и денудационных фаз а также гляцйтектонических явлений и выпихивания ледником.

Неотектонические движения в центральной и северной Польше которые продолжают до современного времени, являются в первую очередь отражением альпийского, а может быть и более древнего орогена. В восточной Польше наблюдались в неоглейстоценовое время положительные колебательные движения, которые в некоторых точках превышали 100 м. Центральная и западная Польша является более устойчивой и на ее территории амплитуда колебательных движений, между прочим в области кувявско-померанского антиклинория, не превышает +50 м. В Щецинской мульде наблюдались отрицательные колебательные движения. Самую большую силу они получают в перибалтийской синеклизе, доходя там до 100 м, а в некоторых точках даже до 150 м. Их результатом являлись морские трансгрессии, которые повторялись несколько раз. Второй тип нестектонических движений связан с соляными куполами и он наблюдается только на территории померанско-кувявского антиклинория. Следует еще упомянуть о гляциозостатических движениях с небольшой амплитудой.

Основание четвертичных отложений понижается в северном направлении, от 150 м на южных окраинах Польской низменности до 150 м с отрицательной отметкой (ниже уровня моря) на устьевых участках Одры и Вислы. Доледниковая и межледниковая речная эрозия и выравнивание в период последовательной, ледниковой аккумуляции, серьезно преобразовали первичное основание четвертичных отложений. В формировании основания четвертичных отложений принимали также участие гляцйтектонические процессы и ледниковое выпихивание. Гляцйтектонические нарушения всем известны и они исследовались. Они наблюдаются главным образом в пределах повышенных участков основания четвертичных отложений. На основе направления гляцйтектонических складок можно определить направление напора и трансгрессии материкового ледника, а также линии остановочных фаз. Результатом выпихивающей деятельности ледника являются многочисленные отторженцы меловых и третичных пород включенные в четвертичные образования.

На выше представленном фоне, автор настоящей статьи рассматривает условия аккумуляции отложений последнего оледенения. Автор обнаруживает сильную зависимость распределения и характера отложений этого оледенения от геологического строения и неотектонических движений, а главным образом от устройства поверхности основания четвертичных отложений и от рельефа поверхности территории до наступления последнего, скандинавского материкового ледника.

*Edward Rühle*

#### SUBSTRATUM OF QUATERNARY DEPOSITS AND ITS INFLUENCE ON DISTRIBUTION AND PROPERTIES OF SEDIMENTS OF NORTH POLISH (BALTIC) GLACIATION

#### Summary

The substratum of the Quaternary is in Poland featured by large structural units. In NE Poland runs the margin of the East-European platform while in SW Poland there is spread the area of the Hercynian orogeny with its greater part mantled by a Mesozoic platform cover which is locally folded by Laramian movements forming the Kuyavian-Pomeranian anticlinorium. A different element as to



its geological structures, being part of the Alpine orogeny, is the Carpathian anticlinorium. Here the Tertiary cover built of marine and lacustrine sediments — especially sediments of Miocene and Pliocene age — screens the relief of the older structures. Beginning with the end of the Pliocene throughout the Quaternary the substratum of the Carpathian anticlinorium suffered modifications due to neotectonic and glacio-isostatic movements; this was followed by several phases of erosion and denudation as well as a glacitectonics and exaration of glacier.

The neotectonic movements in Middle and North Poland which continue to this day are in the first place reflexes of the Alpine orogeny and, perhaps, of an older one also. In East Poland the Neo-Pleistocene witnessed emergence movements which locally exceeded 100 m, while Middle and West Poland was more stable, and the amplitude of movements, such as appeared in the area of the Kuyavian—Pomeranian anticlinorium, was nowhere more than +50 m. Submergence movements have been observed in the Szczecin troughs; they were of highest intensity in the near-Baltic syncline where they amounted up to 100 m and locally as much as 150 m. Their result were repeated marine transgressions. A second type of neotectonic movements is connected with salt domes and is limited to the Kuyavian—Pomeranian anticlinorium. Further worth mentioning are glacio-isostatic movements of minor amplitudes.

The substratum of the Quaternary is slanting northwards, from 150 m at the southern margin of the Polish Lowland to 150 m below sea level at the estuaries of both Odra and Vistula. The original substratum has suffered considerable modification due to preglacial and interglacial fluvial erosion and, afterwards, to planation by glacial accumulation. Additional factors shaping the relief of the Quaternary substratum were glacitectonics and glacier exaration. Known and investigated glacitectonic disturbances appear principally in elevated parts of the Quaternary substratum. From the direction of the glacitectonic foldings one can trace the directions in which the inland ice exerted its pressure and where it transgressed, as well as the sites of its halting phases. As the result of glacial exaration large quantities of erratics of Cretaceous and Tertiary rocks have been discovered amidst the Quaternary sediments.

With the above facts as basis the author reflects on the accumulation of deposits of the last glaciation. He determined how very much the distribution and the character of the deposits of this glaciation was contingent upon both geological structure and neotectonic movements and, in particular, upon the relief of the Quaternary substratum and the land relief as it was prior to the transgression of the last Scandinavian continental glacier.

JÓZEF EDWARD MOJSKI

## ZARYS STRATYGRAFII ZŁODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIEGO (BAŁTYCKIEGO) W PÓŁNOCNEJ I ŚRODKOWEJ CZĘŚCI POLSKI

### I. GRANICE I PODZIAŁ ZŁODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIEGO

Złodowacenie północnopolskie zajmuje w stratygrafii czwartorzędu w Polsce miejsce pomiędzy interglacjałem eemskim i holocenem. Złodowacenie to nazywane jest również złodowaceniem ostatnim, bałtyckim, *Vistulian*. Inne nazwy, np. *Varsovien II*, mają znaczenie historyczne. Złodowacenie północnopolskie odpowiada złodowaceniu *Würm* lub *Wisły* w podziałach niemieckich, a na obszarze europejskiej części Związku Radzieckiego złodowaceniu wałdajskiemu (kalinińskiemu).

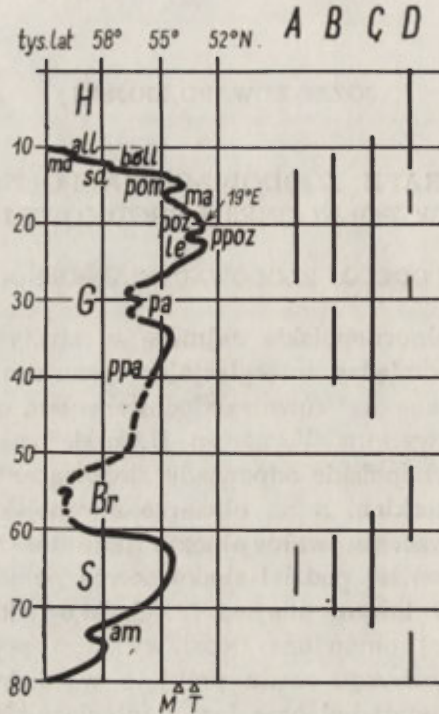
Przedstawiony poniżej podział złodowacenia północnopolskiego, omówiony jest bliżej w innym miejscu (J. E. Mojski 1968), gdzie też zostały szczegółowiej omówione podstawy jego podziału. Kolejno za jednostki podziału niższego rzędu przyjęto w złodowaceniu północnopolskim stadiał i interstadiał oraz fazę i interfazę. Nazwy te zazwyczaj w takim właśnie porządku stosowane są w podziałach złodowaceń plejstoceniśkich.

Dolną granicę złodowacenia północnopolskiego można wyznaczyć stosunkowo najdokładniej opierając się na kryteriach paleobotanicznych, w profilach osadów jeziornych obejmujących schyłek interglacjału eemskiego i początek złodowacenia. Granica ta przebiega pomiędzy najwyższym interglacjalnym poziomem *j*, a najniższym poziomem glacialnym *k* w diagramach pyłkowych, przedstawiających rozwój szaty roślinnej wg podziału K. Jessena i V. Milthersa (1928).

Dolną granicę złodowacenia w osadach lessowych jest kriogenicznie zaburzona granica pomiędzy glebą interglacjału eemskiego, a lessem głównie soliflukcyjnym, rozpoczynającym profil lessu złodowacenia północnopolskiego. Postawienie granicy w innych facjach osadów plejstoceniśkich jest trudniejsze. Niektóre z nich wykazują ciągłość sedymentacyjną i podobną teksturę oraz strukturę w swej części należącej zarówno

do interglacjału jak i do zlodowacenia. W takich wypadkach przeprowadzenie dokładnej granicy jest niemożliwe. W wielu wypadkach dotyczy to osadów akumulacji rzecznej.

Przy podziale stratygraficznym zlodowacenia północnopolskiego (ryc. 1) największe znaczenie mają kryteria paleontologiczne, facjalno-



Ryc. 1. Krzywa zlodowacenia północnopolskiego

Grubą czarną linią oznaczono zasięg lądolodu

A — akumulacja osadów lodowcowych i wolnolodowcowych, B — akumulacja lessu, C — tworzenie się utworów eluwialnych i deluwialnych na Niżu Polskim w warunkach klimatu peryglacialnego, D — akumulacja organogeniczna w warunkach roślinności leśnej, S — stadiał szczeciński, am — wahnięcie amersfoort, Br — interstadiał brörup, G — stadiał główny, ppa — faza przedpaudorfska s.l., pa — interfaza paudorfska, le — faza leszczyńska, ppoz — interfaza przedpoznańska, poz — faza poznańska, ma — interfaza mazurska, pom — faza pomorska, boll — interfaza bolling, sd — faza starszego dryasu, all — interfaza alleröd, md — faza młodszego dryasu, H — holocen

Кривая северопольского оледенения

Толстой, черной линией обозначен предел распространения ледникового покрова

A — аккумуляция ледниковых и флювиогляциальных отложений, B — аккумуляция лесса, C — образование елювиальных и делювиальных образований на Польской низменности в условиях перигляциального климата, D — органогеническая аккумуляция в условиях лесной растительности, S — щецинская стадия, am — колебание амерсфорт, Br — интерстадиал бреруп, G — главная стадия, ppa — допаудорфская фаза s.l., pa — интерфаза паудорфская, le — лещинская фаза, ppoz — допознанская интерфаза, poz — познанская фаза, ma — мазурская интерфаза, pom — померанская фаза, boll — интерфаза беллинг, sd — фаза нижнего дриаса, all — алтередская интерфаза,

md — фаза верхнего дриса, Н — голоцен. Числа от 10-го 80 с левой стороны обозначают возраст в тысячах лет

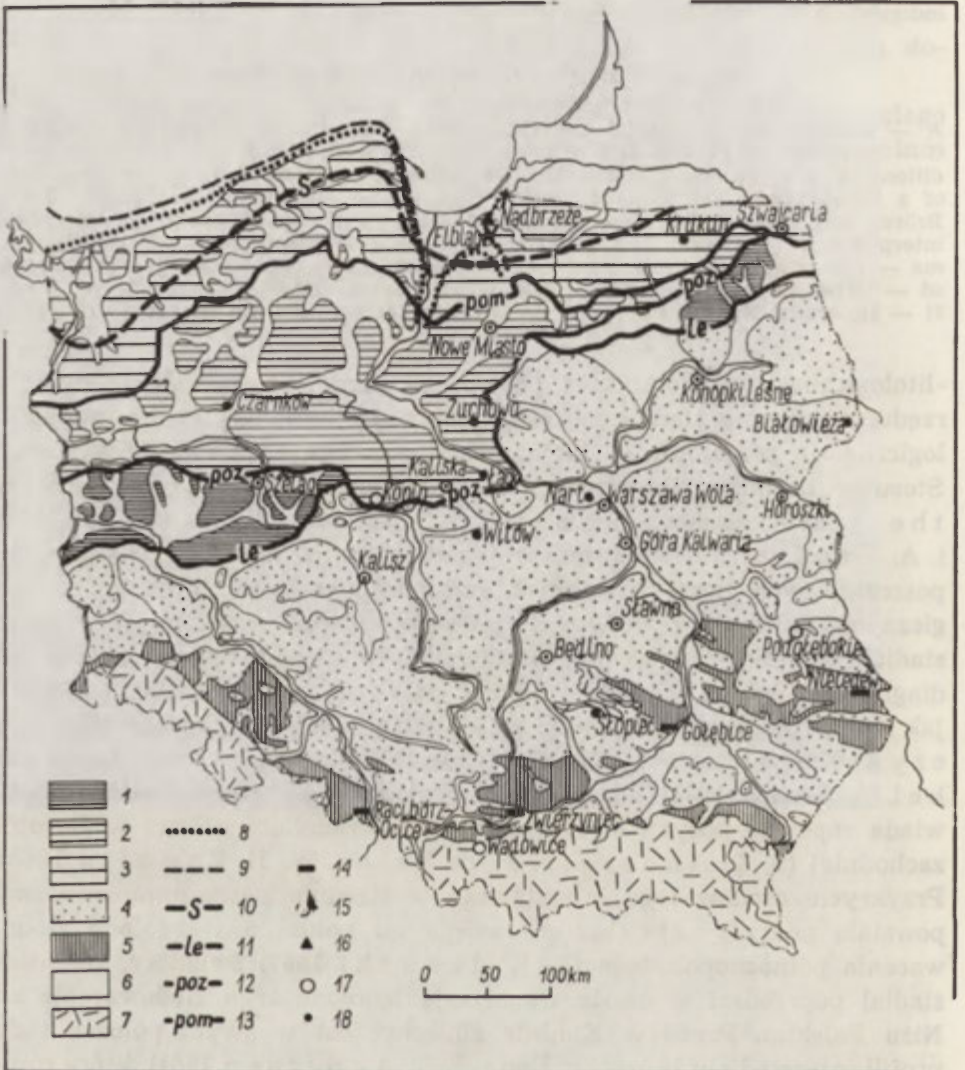
Curve illustrating the North Polish glaciation

The heavy black line indicates the extent of the inland ice.

A — accumulation of glacial and fluvioglacial deposits, B — loess accumulation, C — formation of eluvial and deluvial deposits in the Polish Lowland under conditions of a periglacial climate, D — organogenic accumulation under conditions of a forest vegetation; S — Szczecin stage, am — Amersfoort oscillation, Br — Brörup interstadial, G — Main stage, ppa — pre-Paudorf s. 1 phase, pa — Paudorf interphase, le — Leszno phase, ppoz — Poznań interphase, poz — Poznań phase, ma — Masurian interphase, pom — Pomeranian phase, böll — Bölling interphase, sd — Older Dryas phase, all — Alleröd interphase, md — Younger Dryas phase, H — Holocene. Numbers 10 to 80 on left side indicate age (in thousands of years)

-litologiczne, morfologiczne i paleopedologiczne. O podziale pierwszego rzędu, a więc na stadiały i interstadiały decyduje kryterium paleontologiczne w połączeniu z facjalno-litologicznym i paleopedologicznym. Stosując definicję florystyczną interstadiału (K. Jessen, V. Milt her s 1928) zastosowaną dla obszaru Polski przez W. Szafera (1952) i A. Środonia (1960), mając jednocześnie na uwadze czas trwania poszczególnych ciepłych wahnięć, rozmiary i charakter procesów geologicznych, należy w zlodowaceniu północnopolskim wyróżnić jeden interstadial. Charakterystyka florystyczna i klimatyczna oparta na analizie diagramów pyłkowych odpowiednich stanowisk flor kopalnych, takich jak Konin (Z. Borówko-Dłużakowa 1967), Podgłębokie (Z. Janczyk-Kopikowa 1967), Wadowice (M. Sobolewska, L. Starckel, A. Środoń 1964), i in., (ryc. 2), świadczy, że interstadial ten odpowiada zapewne pozycji stratygraficznej interstadiału brörup w Europie zachodniej (S. T. Andersen, H. de Vries, W. H. Zagwijn 1960). Przykrycie osadów tego interstadiału w Koninie przez glinę zwałową, powstałą podczas największego zasięgu ku południowi lądolodu zlodowacenia północnopolskiego (E. Rutkowski 1967) świadczy, że interstadial poprzedzał w czasie transgresję lądolodu tego zlodowacenia na Niżu Polskim. Profil w Koninie zbliżony jest w swym położeniu do profili interstadiału brörup w Danii (S. T. Andersen 1961), które również przykryte są osadami podobnymi. Natomiast stanowisko w Podgłębokiem położone jest (J. E. Mojski, J. Rzechowski 1967) w sytuacji analogicznej do profili holenderskich (W. H. Zagwijn 1961), to znaczy poza zasięgiem osadów lodowcowych ostatniego zlodowacenia. Profile w Koninie, w Podgłębokiem i w Wadowicach mają zasadnicze znaczenie dla stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego i poza stanowiskami w Danii i Holandii należą do najlepiej udokumentowanych profili interstadiału brörup w Europie.

Obecność interstadialnego poziomu w profilu stratygraficznym zlodowacenia północnopolskiego potwierdzają wyniki badań nad stratygrafią



Ryc. 2. Mapa zlodowacenia północnopolskiego w Polsce

1 — osady lodowcowe fazy leszczyńskiej, 2 — osady lodowcowe fazy poznańskiej, 3 — osady lodowcowe fazy pomorskiej, 4 — utwory eluwialne i deluwialne poza zasięgiem łądolodu zlodowacenia północnopolskiego (z wyłączeniem obszarów górskich), 5 — lessy i osady lessowate, 6 — osady rzeczne a w zasięgu łądolodu zlodowacenia północnopolskiego i na jego przedpolu również osady wolnolodowcowe, 7 — utwory eluwialne i deluwialne w obszarach górskich, 8 — zasięg transgresji morskiej w interglacjale eemskim, 9 — zasięg transgresji morskiej w interstadiale brörup, 10 — granica maksymalnego zasięgu łądolodu stadiału szczecińskiego, 11 — granica maksymalnego zasięgu łądolodu fazy leszczyńskiej, 12 — granica maksymalnego zasięgu łądolodu fazy poznańskiej, 13 — granica maksymalnego zasięgu łądolodu fazy pomorskiej, 14 — niektóre ważniejsze profile lessu i gleb kopalnych, 15 — niektóre ważniejsze stanowiska florystyczne interglacjalu

lessu (B. Grabowska-Olszewska 1963, A. Jahn 1956, J. Jersak 1965, J. Malinowski 1964, J. E. Mojski 1965a, W. Pożaryski 1953, L. Sawicki 1952 i in.). W części tych osadów, należącej do zlodowacenia północnopolskiego, występuje jeden poziom gleby kopalnej powstałej w warunkach, jakie możemy odczytać z diagramów pyłkowych osadów interstadiału brörup. Inne poziomy glebowe, młodsze od gleby interglacjału eemskiego, należeć mogą tylko do interfaz.

Pełne diagramy pyłkowe interstadiału brörup wykazują w dolnej części skład roślinności charakterystyczny dla klimatu subarktycznego. Świadczy to, że interstadiał brörup oddzielony jest od interglacjału

eemskiego i początku zlodowacenia północnopolskiego, 16 — stanowiska paleontologiczne w osadach morskich interstadiału brörup, 17 — niektóre ważniejsze stanowiska florystyczne interstadiału brörup, 18 — niektóre ważniejsze stanowiska florystyczne schyłku zlodowacenia północnopolskiego i początku holocenu

#### Карта северопольского оледенения в Польше

1 — ледниковые отложения лещинской фазы, 2 — ледниковые отложения познанской фазы, 3 — ледниковые отложения померанской фазы, 4 — элювиальные и делювиальные образования вне предела распространения ледникового покрова северопольского оледенения (с исключением горных областей), 5 — лессы и лессовидные отложения, 6 — речные отложения, а в границах распространения ледникового покрова северопольского оледенения и на его предполье тоже и водно-ледниковые отложения, 7 — элювиальные и делювиальные образования в горных областях, 8 — предел распространения морской трансгрессии в эмском межледниковье, 9 — предел распространения морской трансгрессии во время интерстадиала бреруп, 10 — граница максимального распространения ледникового покрова во время щецинской стадии, 11 — граница максимального распространения ледникового покрова во время лещинской фазы, 12 — граница максимального распространения ледникового покрова во время познанской фазы, 13 — граница максимального распространения ледникового покрова во время померанской фазы, 14 — некоторые, более важные профили лесса и ископаемых почв, 15 — некоторые более важные флористические местонахождения эмского межледниковья и начала северопольского оледенения, 16 — палеонтологическое местонахождение в морских отложениях интерстадиала бреруп, 17 — некоторые, более важные флористические местонахождения интерстадиала бреруп, 18 — некоторые более важные флористические местонахождения склона северопольского оледенения и начала голоцена

#### Map of the North Polish glaciation in Poland

1 — Leszno phase glacial deposits, 2 — Poznań phase glacial deposits, 3 — Pomeranian phase glacial deposits, 4 — eluvial and deluvial deposits outside the limits of the inland ice of the North Polish glaciation (excluding mountain areas), 5 — loesses and loess-like deposits, 6 — fluvial as well as glaciifluvial deposits occurring within the limits of the inland ice of the North Polish glaciation and its forefield, 7 — eluvial and deluvial deposits in mountain areas, 8 — extent of marine transgression during the Eemian interglacial, 9 — extent of marine transgression during the Brorup interstadial, 10 — boundary of maximum extent of inland ice of the Szczecin stage, 11 — boundary of maximum extent of inland ice of the Leszno stage, 12 — boundary of maximum extent of the inland ice of the Poznań phase, 13 — boundary of maximum extent of the inland ice of the Pomeranian phase, 14 — some more important profiles of loess beds and of fossil soils, 15 — some more important floral localities of the Eemian interglacial and the start of the North Polish glaciation, 16 — paleontological localities in the marine deposits of the Brorup interstadial, 17 — some more important floral localities of the Brorup interstadial, 18 — some of the more important floral localities of the decline of the North Polish glaciation and the start of the Holocene

eemskiego okresem czasu, w którym istniały warunki klimatyczne strefy peryglacjalnej i możliwe było powstawanie osadów charakteryzujących taką strefę. Okres ten odpowiada pierwszemu stadiowi zlodowacenia północnopolskiego nazwanemu przez E. Rühlego (1965) stadiem szczecińskim. Jego osady znane są w postaci lessów, osadów rzecznych oraz eluwialnych i deluwialnych osadów peryglacjalnych (przedpole Karpat, okolice Łodzi, Wyżyna Lubelska, Wyżyna Małopolska, Wzgórza Ostrzeszowskie).

Występowanie osadów lodowcowych i wodnolodowcowych w stadiale szczecińskim nie jest pewne, ale prawdopodobne.

Stadium młodszy od interstadiału brörup nazwany przez E. Rühlego (1965) stadiem głównym, dzieli się na sześć faz i pięć przedzielających je interfaz. Faza najstarsza, przedpaudorfska występuje w profilach lessu, głównie soliflukcyjnego, zalegającego na glebie interstadiału brörup, a pod glebą interfazy paudorfskiej. Osady innych facji nie są bliżej znane.

Interfaza paudorfska zaznacza się w postaci profilu glebowego w lessach, wykształconego jako odwapniony i brązowy less zgliniony. Do tej interfazy mogą należeć pewne osady organogeniczne znane z obszaru Karpat. Faza druga, leszczyńska, obejmuje osady lodowcowe, których południową granicą jest odpowiednia strefa osadów i form marginalnych oraz towarzyszące im osady wodnolodowcowe, a od południa głównie sandry. Młodsza od niej interfaza przedpoznńska zaznaczona jest w postaci występowania osadów wodnolodowcowych i rzecznych przykrytych z kolei przez osady lodowcowe fazy poznańskiej. Młodsza część fazy poznańskiej składa się z szeregu etapów odpowiadających w rzeźbie formom licznych ciągów postojowych skraju lądolodu. Kolejną interfazę mazurską cechuje obecność osadów jeziornych, występujących na obszarze zlodowaconym. Osady te przykryte są osadami lodowcowymi i wodnolodowcowymi fazy pomorskiej.

Części stadiału głównego, obejmującej fazę leszczyńską, poznańską i pomorską oraz przedzielające je interfazy, odpowiada w obszarze niezlodowaconym jeden, najmłodszy poziom lessu oraz jeden poziom eluwialnych i deluwialnych pokryw peryglacjalnych oraz osadów rzecznych. Zarówno less, jak też pokrywy i osady rzeczne wykazują w profilu pionowym różnicowanie facjalne oraz różnicowanie litologiczne. Przewodnią cechą tych wszystkich osadów jest m. in. obecność struktur zmarzlinowych.

Pozostałe części stadiału głównego, a więc interfaza bölling, faza starszego dryasu, interfaza alleröd i faza młodszego dryasu znane są od dawna i zdefiniowane na podstawach paleobotanicznych jako stadiały i interstadiały. Jednakże w ramach podziału stratygraficznego całego

złodowacenia północnopolskiego, a zwłaszcza w porównaniu z charakterem florystycznym interstadiału brörup i czasem trwania porównywalnych okresów (np. młodszy dryas albo alleröd od 1000 do 2000 lat w stosunku do przynajmniej kilkakrotnie dłuższego interstadiału brörup) wszystkie odcinki stadiału głównego mogą mieć charakter jedynie faz i interfaz. Część stadiału głównego od interfazy bölling do jego końca, nazywana bywa schyłkiem złodowacenia północnopolskiego (schyłkiem ostatniego złodowacenia, schyłkiem plejstocenu, późnym *Vistulian*, późnym *Würmem*). Do osadów powstałych wówczas należą osady jeziorne, eoliczne (wydmowe), rzeczne, a w mniejszym stopniu deluwialne pokrywy stokowe. Obie interfazy reprezentowane są przez osady jeziorne, a miejscami przez profile glebowe. Fazom odpowiadają osady z wygasającymi ku górze strukturami zmarzlinowymi.

Górna granica złodowacenia północnopolskiego w Polsce pokrywa się z granicą pomiędzy plejstocenem i holocenem. W osadach jeziornych odpowiada jej granica pomiędzy młodszym dryasem, najmłodszą fazą plejstocenu i proboreałem, czyli najstarszym holocenem. Granica ta przebiega pomiędzy poziomami IX i X w podziale rozwoju szaty roślinnej wg T. Nilssona.

W innych osadach górną granicę złodowacenia północnopolskiego wyznaczać może w przybliżeniu szereg zjawisk geologicznych: najmłodszy poziom struktur zmarzlinowych w pokrywach eluwialnych i deluwialnych oraz powierzchnia erozyjna uformowana w dolinach na osadach tarasowych tego wieku.

## II. CHRONOLOGIA ZŁODOWACENIA PÓLNOCPOLSKIEGO

W ostatnich latach, głównie w związku z VI Międzynarodowym Kongresem INQUA w Polsce, wykonano szereg datowań przy pomocy metody  $C^{14}$  dla osadów złodowacenia północnopolskiego na obszarze całego kraju. Daty te oznaczone w laboratoriach zagranicznych zestawiono w osobnej rubryce w tabeli 1. Przy analizie poszczególnych dat należy pamiętać, że badania wykonane zostały różnymi metodami i w różnych laboratoriach i dlatego nie są w pełni porównywalne.

Dla interglacjału eemskiego, stadiału szczecińskiego i interstadiału brörup brak jednoznacznych datowań. Wszystkie daty dla osadów tego wieku są starsze od 40 000—52 000 lat. Spośród nich należy wymienić datowanie stropu osadów organicznych w Koninie ( $> 52 000$  lat, Gro 2566, E. Rutkowski 1961, 1967) i w Wadowicach ( $> 40 000$  lat, K 716, M. Sobolewska, L. Starkel, A. Środoń 1964). Obie te daty są o tyle ważne, że nie przeczą wiekowi tych osadów określone na podstawach florystycznych i innych na interstadial brörup. Daty dla osadów tego inter-



stadiału, występujących w Danii wynoszą  $58\,740 \pm 1000$  (Gro 1729) i  $59\,430 \pm 1000$  (Gro 1470), przy czym koniec interstadiału wg oceny W. H. Zagwijn (1961) miał miejsce ok. 53 000 lat temu.

Najstarsza data dla stadiału głównego pochodzi z osadów jaskiniowych w Jaskini Nietoperzowej, występujących pomiędzy poziomami wietrzeniowymi interstadiału brörup i interfazy paudorfskiej. Data ta wynosi  $38\,160 \pm 1250$  (Gro? 2181) (W. Chmielewski, K. Kowalski, M. Reymannówna 1961), co dobrze odpowiada okresowi czasu sprzed interfazy paudorfskiej. Ta ostatnia musiała zakończyć się około 25 000—28 000 lat temu, na co wskazują ostatnie datowania jej utworów, występujących w profilach lessu (J. Fink 1959).

Pozostałe datowania obejmują schyłek zlodowacenia. Wśród nich szczególne znaczenie ma datowanie obu interfaz w Witowie (K. Wasylikiowa 1964), a to ze względu na bezpośrednie powiązanie osadów organicznych z osadami wydmowymi oraz z kulturami najmłodszego paleolitu. Profil w Witowie należy do najpełniej datowanych profili schyłku zlodowacenia północnopolskiego w Europie.

### III. STADIAŁ SZCZECIŃSKI

W profilu osadów stadiału szczecińskiego występuje głównie less, ponadto peryglacialne osady eluwalne, deluwalne i osady rzeczne, a prawdopodobnie również osady lodowcowe i wolnolodowcowe.

Osady lodowcowe i wolnolodowcowe znane są z okolic Szczecina (J. Knauer 1935, P. Woldstedt 1950), gdzie są zaburzone glacitektonicznie i być może z obszaru na zachód od delty Wisły, gdzie tworzy je glina zwałowa i piaski wodnolodowcowe ze żwirem (Z. Kotański 1956) leżące na morskich osadach interglacjału eemskiego i osiagające miąższość powyżej 10 m.

Less stadiału szczecińskiego znany jest głównie z Wyżyny Lubelskiej (W. Pożaryski 1953, J. E. Mojski 1965a), Zachodniego Roztocza (J. Malinowski 1964) i Wyżyny Sandomierskiej (B. Grabowska-Olszewska 1963, J. Jersak 1965).

We wschodniej części Wyżyny Lubelskiej na Roztoczu i częściowo na Wyżynie Sandomierskiej, less stadiału szczecińskiego występuje na glebie interglacjału eemskiego i przykryty jest glebą interstadiału brörup. Jest to less głównie aluwialny w dolnej części i subaeralny w górnej części profilu. Ku zachodowi rośnie udział lessu soliflukcyjnego (Wyżyna Sandomierska, Wyżyna Miechowska), a w nim domieszka osadów nielessowych. Miąższość lessu stadiału szczecińskiego dochodzi do 5 m.

Do osadów rzecznych stadiału szczecińskiego można zaliczyć piaski ze żwirami podścielające less tegoż stadiału w dolinie Wieprza, żwiry i pia-

ski w dolinie Wisły, powyżej Krakowa (Oświęcim, Wadowice) przykryte glinami aluwialnymi z torfem interstadiału brörup (A. Środoń, L. Starkel 1961, M. Sobolewska, L. Starkel, A. Środoń 1964), a także piaski rzeczne na Wyżynie Łódzkiej i w jej sąsiedztwie, opisane przez J. Dylika (1961, 1963a, 1964). Miąższość ich osiąga 10 m.

Peryglacjalne osady eluwialne i deluwialne stadiału szczecińskiego znane są z Wyżyny Lubelskiej, z zachodniego przedpola Jury Krakowsko-Częstochowskiej (S. Gilewska 1963) i Wyżyny Łódzkiej (J. Dylik, 1961, 1964, B. Manikowska 1966), gdzie występują poniżej osadów interstadiału brörup i w identycznej sytuacji z Konina (E. Rutkowski 1967). Do tego okresu należą zapewne osady budujące akumulację peryglacjalną na obszarze Wzgórz Ostrzeszowskich, wiązaną przez K. Rotnickiego (1966) z „wczesnym Würmem”, tj. z fazą przedpauzorską stadiału głównego w ujęciu autora. Ich miąższość osiąga kilkanaście metrów. Na pozostałych obszarach miąższość pokryw stadiału szczecińskiego osiąga kilka metrów.

#### IV. INTERSTADIAŁ BRÖRUP

Interstadial brörup występuje w Polsce w profilach osadów jeziornych z florą, w profilach śródlessowych gleb kopalnych, osadów morskich i osadów jaskiniowych w ogólnej ilości kilkudziesięciu stanowisk. Zasadnicze znaczenie stratygraficzne posiadają stanowiska florystyczne osadów jeziornych. Do najważniejszych należą profile w Koninie nad Wartą (E. Rutkowski 1967, Z. Borówko-Dłużakowa 1967, Podgłębkiem koło Lublina (Z. Janczyk-Kopikowa 1968, J. E. Mojski, J. Rzechowski 1968) i Wadowicach (M. Sobolewska, L. Starkel, A. Środoń 1964).

W Koninie osady jeziorne złożone z gytii i torfu o miąższości 9,4 m występują na glinie zwałowej zlodowacenia środkowopolskiego, zwiertzałej i zniszczonej erozyjnie w interglacjale eemskim, a w obniżeniach przykrytej peryglacjalnymi pokrywami deluwialnymi stadiału szczecińskiego. Osady jeziorne przykrywa glina zwałowa fazy leszczyńskiej stadiału głównego. Diagram pyłkowy Konina charakteryzuje się (Z. Borówko-Dłużakowa 1967) trzema fazami rozwoju roślinności leśnej. Fazę I stanowią widne lasy brzozowo-sosnowe w wierzbą, modrzewiem i heliofitami. Brzozy należą zarówno do form krzewiastych jak i drzewiastych. Fazę II stanowią zwarte lasy liściaste z olchą i lipą w optimum klimatycznym. Później zaznacza się ekspansja świerka w towarzystwie jodły i olchy. Fazę III stanowią parkowe lasy brzozowo-sosnowe z wierzbą i modrzewiem. Górna część fazy III nawiązuje do początku stadiału głównego ostatniego zlodowacenia.

W Podgłębokiem torf i mułki interstadiału brörup o miąższości ponad 10 m leżą na zwietrzałych i zniszczonych osadach lodowcowych i wodno-lodowcowych zlodowacenia środkowopolskiego i przykryte są piaskami stadiału głównego. Dolną część diagramu (Z. J a n c z y k - K o p i k o w a 1968) charakteryzuje zespół zarośli brzozowych z sosną i heliofitami. Ku górze, w miarę postępującego ocieplenia pojawia się las iglasty z sosną, świerkiem i jodłą. Optimum klimatycznemu odpowiada okres panowania lasów iglastych z olchą. Powyżej las ustępuje na korzyść roślinności zielnej typu subarktycznego.

Profil brörupu w Wadowicach cechuje również występowanie lasów liściastych. Pyłki drzew liściastych w ilości powyżej 10% przy stałej przewodzie sosny i brzozy charakteryzują gytie, mułki i torf interstadiału brörup znanego z wielu otworów wiertniczych w Warszawie na Woli i Żoliborzu (E. R ü h l e, 1954b, J. R a n i e c k a - B o b r o w s k a 1954, T. B o r ó w k o - D ł u ż a k o w a 1960, M. D. D o m o s ł a w s k a - B a r a n i e c k a, S. G a d o m s k a i inni 1965).

Oprócz osadów jeziornych do interstadiału brörup należy również gleba kopalna w lessach. Występuje ona głównie we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej na Zachodnim Roztoczu i Wyżynie Opatowskiej. Pojedyncze i niepełne profile znane są na Wyżynie Miechowskiej i w bezpośrednich okolicach Krakowa. Pełny profil gleby składa się z poziomu akumulacyjnego (lessu humusowego) i iluwialnego, miejscami przedzielonych poziomem eluwialnym o łącznej miąższości średnio 2 m. Profil taki można zdefiniować jako zbielicowany czarnoziem o długotrwałej i złożonej historii jego kształtowania się uwarunkowanego w pewnym okresie pokryciem przez las.

Gleba interstadiału brörup została ostatnio zbadana na Wyżynie Łódzkiej (B. M a n i k o w s k a 1966). Ma ona charakter gleby brunatnej, miejscami zdegradowanej tworzącej się pod pokrywą roślinności leśnej, w warunkach klimatu umiarkowanie chłodnego i dość wilgotnego.

Do interstadiału brörup należą ponadto prawdopodobnie osady morskie, występujące w okolicach Elbląga, w postaci tzw. iłów elbląskich, z fauną mięczaków borealnych (B. H a l i c k i, J. B r o d n i e w i c z 1961). Ustalenie dokładnej pozycji stratygraficznej tych osadów utrudnione jest występowaniem w nich zaburzeń glacitektonicznych, a także przez brak bezpośrednich powiązań z dobrze datowanymi innymi osadami zlodowacenia północnopolskiego.

## V. STADIAŁ GŁÓWNY

Stratygrafia stadiału głównego opiera się na profilach osadów różnych facji. Najniższa część stadiału, tzn. faza przedpaudorfska i interfaza

paudorfska występuje tylko w profilach lessu. Część środkowa, od fazy leszczyńskiej do fazy pomorskiej włącznie, może być wyodrębniona jedynie w osadach lodowcowych i wodnolodowcowych Niżu Polskiego. Z kolei schyłek zlodowacenia północnopolskiego występuje w pełnym wykształceniu litologiczno-stratygraficznym w profilach osadów jeziornych i wdmowych, a częściowo również w profilach osadów rzecznych i utworów deluwialnych.

### 1. Faza przedpaudorfska

Osady fazy przedpaudorfskiej występują w profilach lessu, w dolnej części głównie w postaci lessu soliflukcyjnego, wyżej również subaeralnego. Less ten spoczywa na glebie interstadiału brörup, a przykryty jest glebą należącą do interfazy paudorfskiej. Znany jest z licznych wychodni i profili otworów wiertniczych głównie na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczach Zachodnim, gdzie osiąga największą miąższość, do około 10 m. Ku zachodowi poziom lessu fazy przedpaudorfskiej zanika, tak że na Wyżynie Miechowskiej go brak.

Osady lodowcowe i wodnolodowcowe nie są znane. Można się jednak spodziewać ich występowania na północ od maksymalnego zasięgu łądolodu zlodowacenia północnopolskiego i na południe od niecki Morza Bałtyckiego.

### 2. Interfaza paudorfska

Osady interfazy paudorfskiej znane są jak dotychczas tylko w profilach lessu. Osady jeziorne występują w Karpatach, w jednym tylko profilu i w niepewnej sytuacji stratygraficznej.

W dziesiątkach profili lessu wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (J. E. M o j s k i 1965a), na Rostoczach Zachodnim (J. M a l i n o w s k i 1964) i Wyżynie Sandomierskiej (J. J e r s a k 1965, B. G r a b o w s k a - O l s z e w s k a 1963) interfazie paudorfskiej odpowiada gleba kopalna, rozwinięta w postaci lessu brunatnego, niewapnistego, bądź słabo wapnistego miejscami oglejonego, o niezdefiniowanej bliżej genezie i typologii. Miąższość gleby waha się od 0,2 do 0,8 m.

Mułki torfiaste interfazy paudorfskiej (?) znane są z profilu w Białce w Kotlinie Nowotarskiej (M. S o b o l e w s k a, A. Ś r o d o Ń 1961). Zawierają one szczątki roślin odpowiadające składowi zimnego stepu górskiego z niewielkimi skupieniami drzew szpilkowych. Mułki przykryte są peryglacialną pokrywą gruzową.

### 3. Faza leszczyńska — faza pomorska

a. Osady lodowcowe, wodnolodowcowe i osady jeziorne w zasięgu łądolodu

Podział osadów lodowcowych i wodnolodowcowych stadiału głównego opiera się na stratygrafii tych osadów występujących ponad datowanymi paleontologicznie osadami interglacjału eemskiego i interstadiału brörup oraz na powiązaniu ich z osadami i formami rzeźby marginalnej z maksymalnego zasięgu lądolodu w każdej z trzech, reprezentowanych przez osady lodowcowe, faz stadiału głównego.

Profili osadów eemskich bądź interstadiału brörup z przykryciem lodowcowym jest niewiele. Do ważniejszych należą profile eemskie w Poznaniu, Kaliskiej Szwajcarii i Śmielinie oraz profil brörupu w Koninie. Z wyjątkiem Śmielina, pozostałe profile przykryte są jednym poziomem utworów lodowcowych, co dobrze odpowiada położeniu ich w stosunku do zasięgu lądolodu poszczególnych faz. Śmielin natomiast, posiada profil reprezentatywny dla obszaru leżącego pomiędzy zasięgiem lądolodu fazy pomorskiej oraz zasięgiem lądolodu fazy poznańskiej i leszczyńskiej. Ponad torfem eemskim leżą tam dwa poziomy osadów lodowcowych i wodnolodowcowych przedzielone osadami rzecznyymi (E. R u h l e 1954a) łącznie o kilkudziesięciometrowej miąższości. Dolny poziom lodowcowy należy zapewne do fazy leszczyńskiej, a poziom górny do fazy poznańskiej. Osady rzeczne należą do interfazy przedpознаńskiej. Podobny profil występuje w innych miejscach w dolinie Noteci (S. G a d o m s k a 1957), a także pospolity jest w dolinie Wisły, aż do zasięgu lądolodu fazy pomorskiej (R. G a l o n 1934, 1961, 1967) i na obszarze na zachód od doliny dolnej Wisły (W. B a ł u k 1961).

Jednym z ważniejszych profili interfazy mazurskiej oddzielającej fazę poznańską od fazy pomorskiej, jest zbadany w ostatnich latach profil w Olecku na Pojezierzu Mazurskim (B. H a l i c k i 1960). Tworzą go osady tzw. „interstadiału mazurskiego” zbudowane z sapropelitu, iłów i mułków przykrytych gliną zwałową fazy pomorskiej. Osady te zawierają faunę mięczaków i florę charakteryzującą zarośla brzozowo-olchowe z sosną.

Na północ od zasięgu lądolodu fazy pomorskiej profil stratygraficzny osadów lodowcowych i wodnolodowcowych stadiału głównego jest mniej znany, ale prawdopodobnie równie skomplikowany, mimo że należy się liczyć z obejmującą dolne części profilu luką stratygraficzną spowodowaną egzaracją lądolodu fazy pomorskiej (R. G a l o n, 1967).

Jednym z elementów różniących gliny zwałowe fazy leszczyńskiej poznańskiej i pomorskiej stadiału głównego są wskaźniki gładowe. I tak w glinach zwałowych Polski północno-wschodniej stosunek ilości ziarn skał osadowych do krystalicznych we frakcji 2—3 (albo 2—5) mm wzrasta ku górze profilu od 0,44 dla fazy leszczyńskiej do 1,6 dla fazy pomorskiej, natomiast stosunek ziarn skał krystalicznych do wapieni maleje odpowiednio od 4,26 do 0,65 (wg obliczeń J. R z e c h o w s k i e g o,

z prac A. Karczewskiego 1963, B. Krygowskiego 1956 i R. Racinowskiego 1963).

#### b. Osady lessowe

Less fazy leszczyńskiej, poznańskiej i pomorskiej występuje w postaci jednego poziomu na znacznej części Wyżyn Polskich, a w towarzystwie utworów lessowatych również na przedpolu Karpat i Sudetów (L. Baraniecki 1965). Less ten jest eoliczny i występuje w facji aluwialnej soliflukcyjnej i subaeralnej. Cechy teksturalne świadczą, że less powstał w warunkach środowiska peryglacjalnego. W profilach lessu subaeralnego miejscami (Zwierzyniec pod Krakowem — L. Sawicki 1952; profile we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej — J. E. Mójski 1965a) występują warstwy zbudowane z lessu oglejonego, bardziej ilastego, ze śladami substancji roślinnej. Być może warstwy te odpowiadają zmianom warunków klimatycznych, jakie warunkowały zmiany w położeniu brzegu lądolodu skandynawskiego w stadiale głównym.

Miąższość omówionego poziomu lessu wynosi od 5—10 m, jest więc znacznie większa od miąższości starszych poziomów lessu, co świadczy o długotrwałych warunkach sprzyjających jego akumulacji i co można wiązać z warunkami klimatycznymi, jakie panować mogły tylko w fazie leszczyńskiej, poznańskiej i pomorskiej.

#### c. Peryglacjalne osady eluwialne i deluwialne

Peryglacjalne osady eluwialne i deluwialne są bardzo pospolite, głównie na obszarze nie objętym osadami lodowcowymi stadiału głównego. Profil litologiczno-stratygraficzny uzależniony jest od strefy klimatycznej, w jakiej tworzyły się te osady. Na wyżynach i na północ od nich przeważają pokrywy deluwialne. Są one złożone w dolnej części z osadów rytmicznie warstwowanych z peryglacjalnymi strukturami iniekcijnymi typu pingo. Wyżej leżą osady kongeliflukcyjne o różnym składzie litologicznym, z odpowiednimi strukturami zmarzlinowymi i z eologliptolitami. Górną część profilu stanowią ponownie osady rytmicznie warstwowane z syngenetycznymi strukturami zmarzlinowymi typu poligonów (J. Dylík 1961, 1963b, 1964). Na wyżynach less zajmuje często środkową część profilu. Łączna miąższość pokryw wynosi od 5—8 m na Wyżynie Łódzkiej do 20 m na Górnym Śląsku.

#### 4. Interfaza bölling — faza młodszego dryasu (schyłek zlodowacenia północnopolskiego)

Schyłek zlodowacenia zarejestrowany jest głównie w osadach jeziornych, eolicznych, częściowo w osadach rzecznych i wiertniczych. Osady

jeziorne zawierają szczątki florystyczne. Pozwoliły one na palynologiczną charakterystykę interfazy bölling w kilku stanowiskach. W każdym z nich bölling reprezentowany jest przez osady organogeniczne w miąższości do 55 cm. Diagramy pyłkowe są charakterystyczne dla lasów brzozowych umiarkowanie chłodnej strefy klimatycznej (K. W a s y l i k o w a 1964). W profilach peryglacjalnych osadów deluwialnych i osadów eolicznych występują ślady gleby kopalnej (A. D y l i k o w a 1964).

Faza starszego dryasu znana jest z osadów jeziornych, gdzie występuje w miąższości do około 1 m. Diagramy pyłkowe starszego dryasu wykazują wzrost, w stosunku do interfazy bölling, krzywej udziału roślin zielnych i udziałem brzozy i sosny tworzących zespół właściwy klimatowi subarktycznemu. Starszy dryas reprezentują również osady eoliczne z okolic Łodzi i Kotliny Warszawskiej (J. K o b e n d z i n a 1961) oraz osady akumulacji rzecznej w Kotlinie Płockiej (J. E. M o j s k i 1960) i w pradolinie Noteci (S. K o z a r s k i 1965). Tego wieku są zapewne górne części pokryw stokowych na obszarze wyżyn, z występującymi w nich syngenetycznymi płytkimi klinami zmarzlinowymi.

Interfaza alleröd jest ostatnią interfazą zlodowacenia północnopolskiego. Została dobrze poznana w kilkudziesięciu stanowiskach osadów jeziornych, o miąższości do 1 m, posiadających diagramy pyłkowe, gdzie odpowiada poziomowi XI rozwoju szaty roślinnej wg T. N i l s s o n a. W dolnej części przeważa brzoza, a wyżej sosna. Skład szaty roślinnej świadczy o klimacie umiarkowanym, o cechach kontynentalizmu.

Interfazę alleröd reprezentują ponadto słabo rozwinięte profile glebowe w górnej części pokryw stokowych i w osadach wydm, dokładniej poznane w okolicach Łodzi i w Kotlinie Szczercowskiej (B. M a n i k o w s k a 1966).

Faza młodszego dryasu jest najmłodszą fazą zlodowacenia północnopolskiego. Znana jest z kilkudziesięciu profili osadów jeziornych; odpowiada ona poziomowi X rozwoju szaty roślinnej schyłku ostatniego zlodowacenia wg podziału T. N i l s s o n a. Osady jeziorne osiągają miąższość do 1,7 m, a ich diagramy pyłkowe świadczą o braku lasu i panowaniu tundry parkowej ze zbiorowiskami stepowymi.

Ponadto do młodszego dryasu należą piaski eoliczne tworzące szereg wydm na Niżu, a także piaszczyste pokrywy eoliczne na lessach na obszarze Wyżyny Lubelskiej (H. M a r u s z c z a k 1958). Wreszcie do fazy tej należy zaliczyć przypowierzchniową część peryglacjalnych pokryw występujących w Polsce środkowej wraz z syngenetycznymi strukturami zmarzlinowymi (W. P o ż a r y s k i 1953, A. J a h n, 1956, J. E. M o j s k i 1961).

VI. KORELACJA Z INNYMI PODZIAŁAMI ZŁODOWACENIA  
PÓŁNOCNOPOLSKIEGO

Na tabeli 2 zestawiono własny podział zlodowacenia północnopolskiego z podziałem wg S. Z. Różyckiego (1961), A. Środonia (1960, 1964), a także z podziałem dla europejskiej części Związku Radzieckiego wg zespołu pracowników Instytutu Geografii Akademii Nauk ZSRR (N. Czebotariewa, M. Wigdorczyk, W. Griczuk, M. Faustowa 1965 i A. I. Moskwitina 1954) oraz dla obszaru Niemieckiej Republiki Demokratycznej (wg części III monografii „Poslednij Jewropiejskij lednikowyj pokrow” 1965, również A. Cepek 1965b), a także Europy zachodniej wg S. T. Andersena, H. de Vriesa, W. H. Zagwijn (1960). Powyższe zestawienie pozwala na omówienie niektórych głównych zagadnień dotyczących stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego. Do zagadnień tych należą m. in.:

1. Miejsce i ranga stratygraficzna interstadiu brörup i interstadiu amersfoort. Interstadiu te w podziale S. Z. Różyckiego należą jeszcze do interglacjalnego eemskiego, a w podziale A. Środonia i autora znajdują się w zlodowaceniu północnopolskim. Wydaje się, że przy rozpatrywaniu tej rozbieżności należy mieć na uwadze fakt, że dolna granica zlodowacenia północnopolskiego określona na podstawach florystycznych znajduje się poniżej „interstadiu” amersfoort (S. T. Andersen, H. de Vries, W. H. Zagwijn 1960, S. T. Andersen 1961, W. H. Zagwijn 1961, B. Frenzel 1964, A. Środoń 1960, 1964). Ponadto należy uwzględnić profile litologiczne amersfoortu i brörupu w Danii i w Holandii, w których to profilach amersfoort oddzielony jest od interglacjalnego eemskiego kongeliflukcyjnymi piaskami peryglacjalnymi, a więc osadem, który, jak się powszechnie uważa, powstaje w warunkach klimatycznych sprzyjających rozwojowi zlodowaceń. Należy też zauważyć, że w podziale S. Z. Różyckiego interstadiowi brörup odpowiada wg autora interstadiu hrubieszowski. Korelacja jego z interstadiem göttweig, jak to czyni S. Z. Różycki, nie jest oczywista, albowiem utwory znane z profili lessu Dolnej Austrii, Czech i Moraw, jakie były podstawą do jego wyróżnienia, wg nowszych badań mają wiek bardziej złożony. Tworzyły się one od interglacjalnego eemskiego do interglacjalnego brörup włącznie. Stąd też istnienie przed stadiem głównym interstadiu młodszego od brörupu można kwestionować, zwłaszcza w tym przypadku, kiedy wyróżniony on został głównie w oparciu o profile lessu. Pożyteczna natomiast może okazać się nazwa „interstadiu hrubieszowski”, jaką proponuje S. Z. Różycki, a to dla podkreślenia, że najpełniejsze profile interstadiu brörup w lessach występują w Polsce w okolicach Hrubieszowa.



We wszystkich podanych w tabeli podziałach obcych, interstadiał brörup i amersfoort należą już do zlodowacenia. W podziale A. I. Moskwitina, brörupowi odpowiada osobny, młodszy od eemu interglacjał nazwany przez tego autora interglacjałem mołogo-szeksnińskim. Diagramy pyłkowe charakteryzujące ten okres na obszarze europejskiej części Związku Radzieckiego i w Danii, pozwalają na wyróżnienie w nim pięciu poziomów, odpowiadających następującym po sobie okresom ocieplenia i oziębienia. Na obszarze Polski brak dotychczas tego rodzaju profili.

„Interstadiał” amersfoort nie jest tak dokładnie poznany. W obszarze europejskiej części Związku Radzieckiego odpowiada mu jak się zdaje interstadiał górnowożański, rozpoznany po raz pierwszy przez A. I. Moskwitina w wielu profilach w dorzeczu górnej Wołgi.

Kończąc uwagi dotyczące pozycji stratygraficznej interstadiału brörup, należy podkreślić, że podział dolnej części ostatniego zlodowacenia, zarówno w Europie jak w Ameryce północnej jest przedmiotem licznych dociekań i kontrowersji przedstawianych szeroko w bieżącej literaturze naukowej (J. Fink 1962, H. Gross 1964, 1966a, 1966b, G. Haase 1963, V. Ložek 1964, J. E. Mojski 1965c, A. I. Moskwitin 1964, de Vries 1961, P. Woldstedt 1962 i in.). Przy obfitości faktów, zwłaszcza z zakresu stratygrafii lessów, brak jest dostatecznie pewnych danych, które umożliwiłyby korelację profilu stratygraficznego tych osadów z profilami osadów również datowanych przy pomocy analizy pyłkowej, występujących na bezpośrednim przedpolu, lub w obrębie występowania osadów lodowcowych zlodowacenia północnopolskiego na Niżu Europejskim. Należy również wyrazić pogląd, że wiele datowań wykonanych przy pomocy metody  $C^{14}$  jest trudno ze sobą porównywalnych, a wartość niektórych z nich może być dyskusyjna, zwłaszcza jeśli zbliżone są do granicznych wartości wyznaczonych technicznymi możliwościami stosowanej metody.

2. Interfaza paudorfska. Interfaza ta, nazywana przeważnie interstadiałem, umieszczana jest bezpośrednio poniżej fazy (stadiału) leszczyńskiej, do której należą najstarsze osady lodowcowe stadiału głównego. Taką pozycję stratygraficzną interfazy paudorfskiej można uzasadnić tylko pośrednio, bowiem jak dotychczas nigdzie nie stwierdzono na Niżu osadów organicznych tego wieku przykrytych osadami lodowcowymi. Uzasadnienie pośrednie natomiast wynika z faktu, że gleba interfazy paudorfskiej występuje pod lessem, którego profil litologiczny, miąższość i rozprzestrzenienie wskazują na to, że powstał on podczas maksymalnego rozwoju łądolodu stadiału głównego. Cennym uzupełnieniem dotyczącym pozycji datowanych przy pomocy metody  $C^{14}$  osadów interfazy paudorfskiej, występujących w piaskach tarasowych na przed-

Tabela stratygraficzna zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego)

Podział stratygraficzny (nazwy stadiałów wg E. Rühlego 1965)	Wiek w latach p.n.e. wg C <sup>14</sup>	Stanowiska w Polsce datowane metodą C <sup>14</sup>	Klimat	Roślinność	Osady		Niektóre ważniejsze stanowiska				
			Charakterystyka dla środkowej Polski (wg K. Wasylkowej, 1964, A. Srodonia, E. Rühlego 1965 z uzupełnieniami)		w obszarze zlodowaconym	w obszarze niezlodowaconym	florystyczne (wg A. Srodonia 1960, K. Wasylkowej 1964 z uzupełnieniami)	fauny morskiej wg różnych autorów	gleb kopalnych (wg J. Dylika 1964, J. E. Mojskiego 1965, J. Jersaka 1965, B. Manikowskiej 1966 i in.)		
<b>Holocen</b>											
Plejstocen Zlodowacenie północnopolskie (bałtyckie, Vistulian, Würm, waldajskie) Stadiał główny	8300		Klimat subarktyczny o cechach kontynentalizmu, temperatura lipca ok. 12° C	Tundra parkowa, z zsepalami stepowymi	Osady eoliczne powstające w wydmowej fazie przekształcenia (wg terminologii A. Dylikowej), osady jeziorne ze znaczną domieszką części mineralnych, w dnach dużych dolin częściowo mulki			Mikołajki, Żuchowo, Łąck, Kruklin, Nart, Witów, Białowieża II, Kawęczyn, Sidra, jez. Skrzynka, Elżbiecin, Siwe Bagno, Łęki Nadnoteckie, Obary i in.			
	9050	8810±200 „na Grelu” 8855±160 Witów 9440±210 Kruklin	Klimat borealny, temperatura lipca ok. 16° C	Lasy brzoźowe, później brzoźowo-sosnowe i sosnowe	Organiczne osady jeziorne (gytie, gytie piaszczyste, margle jeziorne, torfy), w dolinach przewaga procesów erozyjnych nad akumulacyjnymi			Mikołajki, Żuchowo, Łąck, Kruklin, Nart, Witów, Białowieża II, Siwe Bagno, jez. Skrzynka, Elżbiecin, Obary		Witów, szereg stanowisk w okolicach Łodzi i in.	
		9950±180 Witów 10150±120	Klimat subarktyczny suchy, temperatura lipca od 10 do 12° C	Roślinność bezleśna, typu tundry parkowej	Osady eoliczne właściwej fazy wydmowej, osady jeziorne ze znaczną domieszką części mineralnych, osady rzeczne, głównie w większych dolinach tworzonych, w pradolinach	Podczas faz — akumulacja osadów pokryw stokowych („piaski wysokiego zasypania” w dolinie Wisły itp.) na zboczach, struktury zmarzlinowe w tych osadach. Podczas interfaz zmniejszenie intensywności akumulacji pokryw stokowych, procesy wietrzelinowe i powstawanie gleb			Mikołajki, Żuchowo, Łąck, jez. Skrzynka, Nart, Witów		
	10000	10310±140 Witów 10880±120 Konin	Klimat borealny, temperatura lipca ok. 15° C	Brzoźowe lasy parkowe	Organiczne osady jeziorne (głównie gytie piaszczyste), w dolinach przewaga procesów erozyjnych nad akumulacyjnymi			Mikołajki, Żuchowo, Nart, Witów			
	10600				Głina zwałowa, miejscami w kilku poziomach, osady ozów, kemów i moren czołowych, osady wodnolodowcowe sandrów Drawy, Gwdy, Brdy, kurpiowskiego, augustowskiego i in.	Eluwialne i deluwialne peryglacialne pokrywy stokowe ze strukturami zmarzlinowymi. Na Wyżynie Łódzkiej w dolnej części profilu osady rytmicznie warstwowane, wyżej osady kongeliflukcyjne i ponownie osady rytmicznie warstwowane, na Wyżynach Środkowopolskich osady kongeliflukcyjne ze wznoszącą ku górze domieszką okruchów skał podłoża czwartorzędowego. Osady lessowe ze strukturami zmarzlinowymi w facji subaeralnej, aluwialnej i soliflukcyjnej z przewagą facji subaeralnej w młodszych fazach. W interfazach powstawanie lessu oglejonego (i kongeliflukcyjnego?). Osady rzeczne głównie w fazach z syngenetycznymi strukturami zmarzlinowymi, lokalnie początek akumulacji piasków wydmowych	Mikołajki, Żuchowo, Nart, Witów	Ludwinów, Wilamowice, Wadowice, Miłowice, Makoszowy, Dziedzice, Barycz			
					Organiczne osady jeziorne na Pojezierzu Mazurskim (Olecko)						
				Klimat arktyczny, w interfazach subarktyczny, w młodszej części wzrost kontynentalizmu, temperatura lipca poniżej 10° C	Tundra bezdrzewna	Górna glina zwałowa i osady wodnolodowcowe w obszarze pomiędzy granicą lądolodu fazy poznańskiej i fazy pomorskiej; glina zwałowa przykrywająca osady interglacjalne eemskiego w Kaliskiej, osady ozów, kemów i moren czołowych					
						Osady organiczne nieznanne					
						Górna glina zwałowa i osady wodnolodowcowe w obszarze pomiędzy granicą lądolodu fazy poznańskiej i fazy leszczyńskiej, glina zwałowa przykrywająca osady interglacjalne eemskiego w Poznaniu (Szeląg); dolna z dwóch glin zwałowych w Smielinie i dolna glina zwałowa zlodowacenia północnopolskiego na południe od granicy fazy pomorskiej.					
		25000		Klimat borealny, ze wzrostem oceanizmu w młodszej części interfazy, temperatura lipca powyżej 12° C	Lasy z drzewami iglastymi?	Osady organiczne nieznanne			Białka?		Nieledew, Hrubieszów, Gołbice, Żurawica, Chobrzany
	30000	38160 Jask. Nietoperzowa > 40000 Zator	Klimat subarktyczny, początkowo wilgotny, później o wzrastającym kontynentalizmie, temp. lipca do 10° C	Tundra	Najniższa glina zwałowa zlodowacenia północnopolskiego w obszarze na północ od granicy lądolodu fazy pomorskiej			Konin, Podgłębokie			
	50000	> 40000 Wadowice > 52000 Konin > 52000 Racibórz—Ocice	Klimat umiarkowany, początkowo suchy, później wzrastający stopień oceanizmu, temperatura lipca od 16 do 17° C	W optimum — lasy iglaste z olchą, lokalnie przy sprzyjających warunkach lasy liściaste	Osady jeziorne (gytie, mulki) i torfy; osady morskie (ily) w okolicach Elbląga (ily elbląskie)			Konin, Podgłębokie, Zabłocie, Nadbrzeże, Warszawa-Wola, Brzozowica, Łańcuchów, Szejowice, Łabędy, Góra Puławska, Konopki Leśne (?)	Bažantarnia? Nadbrzeże?	Nieledew, Hrubieszów, Lipice, Horodlo, Sasiadka, Kazimierz Dolny, Klemencice, Gołbice, Chobrzany, Zwierzyniec, Katarzynów, Jezioro, Jabłonów, Zielona Góra, Bedoń, Kochanów, Racibórz—Ocice	
	65000?		Klimat subarktyczny (arktyczny?), w młodszej części wzrost kontynentalizmu, temperatura lipca poniżej 10° C, w dolnej części przejściowe ocieplenie	Tundra bezdrzewna, a na początku i u schyłku stadiału tundra parkowa z brzozą, sosną, jodłą i modrzewiem	Osady lodowcowe i wodnolodowcowe w obszarze dolnej Odry i dolnej Wisły, a także w północnej części Pojezierza Mazurskiego (?) (Osady lodowcowe okolic Szczecina, szaro-zielona glina zwałowa na obrzeżeniu Żulaw i towarzyszące jej osady wodnolodowcowe)			Konin, Warszawa-Wola, Zabłocie, Łańcuchów, Podgłębokie, Bedlno, Konopki Leśne? Kaliska (? z „interstadiałem” amersfoort)			
			Klimat umiarkowany, w optimum średnie temperatury i opady nieco wyższe aniżeli w postglacjalnym optimum klimatycznym	W optimum termicznym lasy mieszane	W dolinach erozja wgłębna, potem boczna. Na zboczach dolin i na stokach pokrywy deluwialne. W obszarach pozadolinnych utwory wietrzniowe			Bardzo liczne stanowiska	Brachiewo, Tychnowy, Bažantarnia?, Nadbrzeże?	Nieledew, Trzeczany, Michałowka, Topola, Działki Niesułkowskie, Katarzynów, Zielona Góra, Józefów, Jezioro	

Tabela korelacyjna podziałów zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego)

Polska		Europejska część Związku Radzieckiego				Niemcy	Europa zachodnia															
wg autora	wg S. Z. Różyckiego (1961)	wg A. Środonia (1960, 1964)	wg zespołu Instytutu Geografii AN ZSRR (W. P. Griczuk, N. S. Czebotariewa i in. 1965)		wg A. I. Moskwitina (1950)	wg. A. G. Cepek (1965b)	wg S. T. Andersena, H. de Vriesa, W. H. Zagwijnna (1960)															
Holocen		Holocen		Holocen		Holocen		Holocen														
Plejstocen	Zlodowacenie północnopolskie	Stadial główny	Zlodowacenie ostatnie, (Vistulian, bałtyckie, Würm)	Późne Vistulian	Młodszy dryas	Młodszy dryas	Salpauselka (młodszy dryas)	Zlodowacenie ostaszowskie (bałtyckie)	Faza fińska	Późny glacial	Młodszy dryas	Późny glacial	Interstadial Alleröd	Interstadial Alleröd								
					Alleröd (późnoglacialne morze yoldiowe)	Alleröd	Alleröd		Interstadial Alleröd		Interstadial Alleröd											
					Starszy dryas (poziom lodowcowy zachodnio-sambijski)	Starszy dryas	Oscylacja newska (środkowy dryas)		Starszy dryas		Starszy dryas		Interstadial Bölling	Interstadial Bölling								
					Bölling	Bölling	Bölling		Interstadial Bölling		Interstadial Bölling											
				Górne Vistulian	Najstarszy dryas	Zlodowacenie Vistulian	Stadial główny — pleniglacial	Zlodowacenie waldajskie	Stadial łuzki (starszy dryas)	Zlodowacenie waldajskie	Zlodowacenie waldajskie	Faza pomorska	Pleni-glacial B	ochłodzenie	Faza północnorusyjska	ochłodzenie	Faza Velgast	ochłodzenie				
					Koniec deglacjacji w Polsce północnej				Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)						Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)		Faza Rosenthal		Faza Rosenthal			
					Poziom lodowcowy Pomorza				Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)						Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)		Faza pomorska		Faza pomorska			
					„Interstadial mazurski” ? (poziom lodowcowy poznański)				Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)						Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)		Interstadial mazurski		Interstadial mazurski			
					Poziom lodowcowy Poznania (poziom lodowcowy frankfurcki)				Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)						Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)		Faza ostaszowska		Faza ostaszowska			
					Interfaza leszczyńsko-poznańska				Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)						Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)		Interstadial ulski, somiński		Interstadial ulski, somiński			
					Poziom lodowcowy Leszna				Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)						Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)		Stadial jedrowski (stadial frankfurcki)		Stadial jedrowski (stadial frankfurcki)			
					Poziom chłodny Opatowa (less W II b)				Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)						Faza północno-litewska, kretecka (stadial pomorski)		Interstadial berezajski		Interstadial berezajski			
				Dolne Vistulian	Interstadial Zawichosta (interstadial paudorf)	Zlodowacenie Vistulian	Stadial II	Zlodowacenie waldajskie	Zlodowacenie waldajskie	Zlodowacenie waldajskie	Zlodowacenie waldajskie	Faza ostaszowska	Pleni-glacial A	ochłodzenie	Interstadial Paudorf	ochłodzenie	Interstadial Paudorf (?)	Interstadial Paudorf (?)				
					Poziom chłodny Lublina (less W II a)										Stadial I		Stadial I	Stadial bologowski (stadial brandenburski)	Stadial bologowski (stadial brandenburski)			
				Interstadial brörup	Interstadial hrubieszowski (interstadial Göttweig)	Zlodowacenie Vistulian	Stadial I	Zlodowacenie waldajskie	Zlodowacenie waldajskie	Zlodowacenie waldajskie	Zlodowacenie waldajskie	Faza ostaszowska	Pleni-glacial A	ochłodzenie	Interstadial Paudorf	ochłodzenie	Interstadial Paudorf (?)	Interstadial Paudorf (?)				
„interstadial oryniacki”	Stadial I	Stadial I	Hipotetyczne stadiały i interstadiały z okresu transgresji lądolodu		Hipotetyczne stadiały i interstadiały z okresu transgresji lądolodu																	
Stadial szczeciński	Poziom chłodny Sandomierza (less W-I)	Zlodowacenie Vistulian	Stadial I	Zlodowacenie waldajskie	Zlodowacenie waldajskie	Zlodowacenie waldajskie	Zlodowacenie waldajskie	Faza ostaszowska	Pleni-glacial A	ochłodzenie	Interstadial Paudorf	ochłodzenie	Interstadial Paudorf (?)	Interstadial Paudorf (?)								
	Interstadial amersfoort										Stadial I		Stadial I	Interstadial górnowołżański	Interstadial górnowołżański							
Interglacjal eemski	Interglacjal eemski (Optymalny eem) (późny eem)	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski								
															Poziom ciepły Drzasny (interstadial brörup ?)	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski
															II poptymalny poziom chłodny („prewürm”)	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski
															Poziom ciepły Drny (interstadial Amersfoort?)	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski
															I poptymalny poziom chłodny (interglacial eemski)	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski
Optimum żoliborskie	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski	Interglacjal eemski												

U w a g a: W nawiasach podano korelację wg autora danej rubryki.

polu ostatniego zlodowacenia, są opublikowane przez A. Cepka (1965a) stanowiska z obszaru pradoliny lużyckiej w Niemieckiej Republice Demokratycznej.

3. Osobnym zagadnieniem jest podział młodszej od interfazy paudorskiej części stadiału głównego. Podział autora jest w tej części podobny do podziałów innych, uwzględniających kryteria geomorfologiczne i florystyczne. Podziały oparte tylko na kryteriach florystycznych (A. Śrondóń 1960, 1964) są mniej rozbudowane, co jest zrozumiałe wobec małej ilości stanowisk florystycznych należących do interfaz. Z tych ostatnich szczególnie znaczenie korelacyjne ma interfaza mazurska. Jej osady organiczne znane są zarówno na wschód, jak i na zachód od granic Polski. Na obszarze europejskiej części Związku Radzieckiego reprezentuje ją tzw. interstadiał ulski, czyli somiński, a na obszarze Niemieckiej Republiki Demokratycznej interstadiał Blankenberg. Do dokładniej zbadanych osadów tego wieku należą osady interstadiału Uły, występujące w profilu w Zerwinos na Litwie. Odślaniające się tam w wychodniach osady organiczne datowane są na  $16\,260 \pm 640$  lat od naszych czasów (N. Czebotariewa, M. Wigdorczyk, W. Griczuk, M. Faustowa 1965). Jeśli data ta jest poprawna, to w połączeniu ze znanym wiekiem interfazy bolling, określa ona trwanie fazy pomorskiej s. l. zaledwie na trzy do czterech tysięcy lat. Tak krótki okres trwania fazy pomorskiej może być jednym z argumentów przeciwko określaniu jej jako stadiał.

#### LITERATURA

- Andersen S. T. 1961 — Vegetation and its environment in Denmark in the early Weichselian Glacial (Last Glacial). Danm. Geol. Unders., II Raekke, nr 75.
- Andersen S. T., de Vries H., Zagwijn W. H. 1960 — Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian glacial of Denmark and the Netherlands. Geol. en Mijnb., 39 Jg.
- Bałuk W. 1961 — Budowa geologiczna doliny Brdy w rejonie Tucholi. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, t. 1, cz. 1.
- Baraniecki L. 1965 — Gliny peryglacjalne na przedpolu Sudetów, w Karpatach, Czechosłowacji i na Spitsbergenie. Biul. Inst. Geol. 189.
- Borówko-Dłużakowa Z. 1960 — Dwa nowe profile interglacjalne z Warszawy w świetle badań paleobotanicznych. Biul. Inst. Geol. 150.
- Borówko-Dłużakowa Z. 1964 — Investigations palynologiques des dépôts aurignaciens (Brörup) du Haut Plateau de Konin. Report of the VIth Intern. Congr. Quat. Warsaw 1961, vol. II.
- Borówko-Dłużakowa Z. 1967 — Badania paleobotaniczne osadów młodoplejstoczeńskich (Brörup) w Koninie — Marantowie. Prace Inst. Geol., t. 48.
- Chmielewski W., Kowalski K., Reymanówna M. 1961 — Jerzmanowice (Nietoperzowa Cave). VIth Congr. INQUA, Guide-Book of Excurs. From the Baltic to the Tatras. Part II, vol. II. Middle Poland.

- Cepek A. G. 1965a — Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. *Geologie*. Jg 14, H. 5/6.
- Cepek A. G. 1965b — Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit. W: Der Ablauf der Weichsel-Kaltzeit im Gebiet der DDR. Berlin.
- Czebotariewa N., Wigdorczyk M., Griczuk W., Faustowa M. 1965 — Stratigrafija otłożenij wałdajskiego oledienienija. W: Poslednij jewrop. led. pokrow. Moskwa.
- Domosławska-Baraniecka M. D., Gadońska S. i in. 1965 — Atlas geologiczny Warszawy. Cz. I. Inst. Geol.
- Dylik J. 1961 — The Łódź Region. VIth Congr. INQUA. Guide-Book of Excurs. C.
- Dylik J. 1963a — Periglacial sediments of the św. Małgorzata Hill in the Warsaw—Berlin pradolina. *Bull. de la Soc. des Sci. et des Lettr., de Łódź*, vol. XIV, I.
- Dylik J. 1963b — Przedmiot badań peryglacialnych i ich znaczenie paleogeograficzne. *Nauka Polska*, 6.
- Dylik J. 1964 — Sur les changements climatiques pendant la dernière période froide. Report of the VIth Intern. Congr. Quat., Warsaw 1961, IV.
- Dylikowa A. 1964 — Les dunes de la Pologne Centrale et leur importance pour la stratigraphie du Pléistocène tardif. Report of the VIth Intern. Congr. Quat., Warsaw 1961, IV.
- Fink J. 1959 — Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. II. Oberfellabrunn. *Archaeol. Austriaca*. 25.
- Fink J. 1962 — Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, Bd 54.
- Frenzel B. 1964 — Zur Pollenanalyse von Lössen. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd 15.
- Gadońska S. 1957 — Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe doliny Noteci w okolicy Krostkowa i Osieka nad Notecią koło Wyrzyska. *Biul. Inst. Geol.*, 118.
- Galon R. 1934 — Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla. *Bad. geogr. nad Polską półn.-zach.*, z. 12—13.
- Galon R. 1951 — Stratygrafia plejstocenu dolnego Powiśla w świetle nowych danych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 21, z. 3.
- Galon R. 1957 — Zagadnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Kosmos*, ser. B, R. 3, z. 3.
- Galon R. 1961 — General Quaternary problems of North Poland. VIth INQUA Congr. Guide-Book of Excurs. W: From the Baltic to the Tatras. Pt 1. North Poland.
- Galon R. 1967 — Czwartorzęd Polski północnej. *Czwartorzęd Polski*. PWN.
- Gilewska S. 1963 — Rzeźba progu środkowo-triasowego w okolicy Będzina. *Prace geogr. IG PAN*, 44.
- Grabowska-Olszewska B. 1963 — Własności fizyczno-mechaniczne utworów lessowych północnej i północno-wschodniej części świętokrzyskiej strefy lessowej na tle ich litologii i stratygrafii oraz warunków występowania. *Biul. geol. UW*, t. 3.
- Gross H. 1964 — Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd 15.
- Gross H. 1966a — The so-called Göttweig Interstadial of the Würm Glaciation. *Current Anthropol.* vol. 7, no. 2.

- Gross H. 1966b — Der Streit um die Geochronologie des Spätpleistozäns und sein Ausgang. *Forsch. und Fortschr.* 40 Jg, H. 6.
- Haase G. 1963 — Stand und Probleme der Lössforschung in Europa. *Geogr. Berichte*, H. 27.
- Halicki B. 1960 — Zagadnienie interstadialu mazurskiego. *Zbiór prac i komunikatów treści geologicznej. Muzeum Ziemi, Inst. Geol.*
- Halicki B., Brodniewicz J. 1961 — La stratigraphie du Pléistocène supérieur dans la région péribaldiqne méridionale. *Bull. de l'Acad. Pol. des Sci., sér des sci. géol. et géogr.*, vol. IX, no. 3.
- Jahn A. 1956 — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. *Prace Geogr. IG PAN*, 7.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1968 — Plejstocenska flora w Podgłębokiem na Lubelszczyźnie. *Biul. Inst. Geol.*, 220.
- Jersak J. 1965 — Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa. *Acta Geogr. Lodz.* 22.
- Jessen K., Milthers V. 1928 — Stratigraphical and paleontological studies of interglacial fresh-water deposits at Jutlands and northwestern Germany. *Danm. Geol. Undersog. II Raekke* 48.
- Karczewski A. 1963 — Morfologia, struktura i tekstura moreny dennej na obszarze Polski zachodniej. *Prace Kom. geogr.-geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydz. Mat.-Przyr.*, t. 4, z. 2.
- Knauer J. 1935 — Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphasen) im südlichen und norddeutschen Vereisungsgebiet. *Geol. Landesuntersuch. am Bayer. Oberbergamt* 21.
- Kobendzina J. 1961 — Próba datowania wydmy Puszczy Kampinoskiej. *Przegl. geogr.*, t. 33.
- Kotański Z. J. 1956 — Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław. *Biul. Inst. Geol.*, 100.
- Kozarski S. 1965 — Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci—Warty. *Prace Kom. geogr.-geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydz. Mat.-Przyr.*, t. 5, z. 1.
- Kozłowski J. K. 1965 — Studia nad zróżnicowaniem kulturowym w paleolicie górnym Europy środkowej. *Zeszyty nauk. UJ 109, Prace Archeolog.* 7.
- Krygowski B. 1956 — Z badań granulometrycznych nad utworami plejstocenskimi w Polsce zachodniej. *Biul. Inst. Geol.*, 100.
- Krygowski B. 1961 — Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. *Cz. I. Geomorfologia. Kom. fizj. Pozn. Tow. Przyj. Nauk.*
- Ložek V. 1964 — Mittel- und jungpleistozäne Löss-Serien in der Tschechoslowakei und ihre Bedeutung für die Löss-Stratigraphie Mitteleuropas. *Report of the VIth Intern. Congr. Quat. Warsaw* 1961.
- Malinowski J. 1964 — Budowa geologiczna i własności geotechniczne lessów Roztocza i Kotliny Zamojskiej między Szczepieszynem i Turobinem. *Prace Inst. Geol.*, t. XLI.
- Manikowska B. 1966 — Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.* 22.
- Maruszczak H. 1956 — Klíny mrozowe schyłkowego stadium zlodowacenia bałtyckiego w lessach Wyżyny Lubelskiej. *Annales UMCS sect. B*, vol. 9.
- Maruszczak H. 1958 — Wydmy Wyżyny Lubelskiej i obszarów sąsiednich. *Wydmy śródlądowe Polski, cz. II*, PWN.

- Mojski J. E. 1960 — Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej. *Kwart. geol.*, t. 4, nr 4.
- Mojski J. E. 1961 — Stratigraphy of cryoturbate structures in the Würm-age deposits in the southern part of the Dorohucz Basin (Lublin Upland). *Biul. perygl.*, 10.
- Mojski J. E. 1965a — Stratygrafia lessu w dolinie dolnej Huczwy. *Biul. Inst. Geol.* 189.
- Mojski J. E. 1965b — Stratygrafia posledniego lednikowego jarusa. W: *Poslednij jewrop. led. pokrow. Czast II. Bałtijskoje (siewieropolskoje) oledienienije w Polsce.* Izdat. Nauka. Moskwa.
- Mojski J. E. 1965c — Korelacja profilu stratygraficznego lessów NRD, Polski i europejskiej części Związku Radzieckiego. *Kwart. geol.*, t. 9, 3.
- Mojski J. E. 1968 — Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu Polskiego i wyżyn środkowopolskich. *Biul. Inst. Geol.*, 220.
- Mojski J. E., Rühle E. 1965 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 12, Czwartorzęd. 1:3.000.000. *Inst. Geol.*
- Mojski J. E., Rzechowski J. 1968 — Plejstocen okolic Podgłębokiego na Polesiu Lubelskim. *Biul. Inst. Geol.*, 220.
- Moskwitin A. I. 1954 — Stratigraficzeskaja schiema czetwierticznego perioda SSSR. *Izw. Ak. Nauk SSSR, ser. geol.* 3.
- Moskwitin A. I. 1964 — Comparative stratigraphic review of the Pleistocene sections containing traces of Palaeolithic Man in the european part of the USSR and Central Europe. Report of the VIth Intern. Congr. Quat. Warsaw 1961.
- Pożaryski W. 1953 — Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. *Prace Inst. Geol.*, t. IX.
- Raciniowski R. 1963 — Charakterystyka petrograficzna glin zwałowych Polski wschodniej. *Rozprawa doktorska. Kat. Geol. Ogólnej UMCS w Lublinie.*
- Raniecka-Bobrowska J. 1954 — Analiza pyłkowa profilów czwartorzędowych Woli i Żoliborza w Warszawie. *Biul. Inst. Geol.*, 67.
- Rotnicki K. 1966 — Rzeźba Wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas Würmu. *Prace Kom. geogr.-geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk., Wydz. Mat.-Przyr.*, t. V, z. 2.
- Różycki S. Z. 1961 — The Middle Poland, VIth INQUA Congress. Guide-Book of Excurs. From the Baltic to the Tatras.
- Różycki S. Z. 1964 — Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu. *Acta Geol. Polon.*, vol. XIV, 3.
- Rutkowski E. 1967 — Czwartorzęd Wysoczyzny Północnokonińskiej. *Prace Inst. Geol.*, t. 48.
- Rühle E. 1954a — Profil geologiczny utworów czwartorzędowych w Śmielinie koło Nakła na Pomorzu. *Biul. Inst. Geol.*, 69.
- Rühle 1954b — Utwory interglacjalne Żoliborza i Woli w Warszawie. *Biul. Inst. Geol.*, 69.
- Rühle E. 1961 — Fifteen years of Quaternary research in Poland. *Prace Inst. Geol.*, t. XXXIV.
- Rühle E. 1965 — Czwartorzęd Polski. W: *Zarys geologii Polski.* Wyd. Geol. Warszawa.

- Sawicki L. 1952 — Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie. Biul. PIG, 66.
- Skompski S. 1968 — Stratygrafia czwartorzędu we wschodniej części Kotliny Płockiej. Biul. Inst. Geol., 200.
- Sobolewska M., Starkel L., Środoń A. 1964 — Młodoplejstocenijskie osady z florą kopalną w Wadowicach. Folia Quaternaria, 16.
- Sobolewska M., Środoń A. 1961 — Late-Pleistocene deposits at Białka Tatrzańska. Folia Quaternaria, 7.
- Stasiak J. 1963 — Historia jeziora Kruklin w świetle badań osadów strefy litoralnej. Prace geogr. IG PAN, 42.
- Szafer W. 1952 — Schyłek plejstocenu w Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol., 65.
- Szafer W. 1952 — Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 22.
- Środoń A. 1960 — Tabela stratygraficzna plejstocenijskich flor Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol. 29.
- Środoń A. 1964 — Roślinność, klimat i stratygrafia późnego plejstocenu Polski. Wszechświat, 10.
- Środoń A., Starkel L. 1961 — Pleistocene floras in the river system of the Upper Vistula. VIth Congr. INQUA. Guide-Book of Excurs. From the Baltic to the Tatras. Pt III, South Poland.
- De Vries H. 1961 — Die Chronologie der Würmvereisung. Ber. V Intern. Kongress für Vor- und Frühgesch., Hamburg 1958.
- Wasylkowa K. 1964 — Roślinność i klimat późnego glacjału w Witowie. Biul. perygl., 14.
- Woldstedt P. 1950 — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Koehler Verlag. Stuttgart.
- Woldstedt P. 1962 — Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns Eiszeitalter und Gegenwart, Bd 13.
- Zagwijn W. H. 1961 — Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Med. Geol. Stichting. Nw. serie, vol. 13.

*Юзеф Эдвард Мойски*

## ОЧЕРК ПО СТРАТИГРАФИИ СЕВЕРОПОЛЬСКОГО (БАЛТИЙСКОГО) ОЛЕДЕНЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПОЛЬШИ

### Резюме

Северопольское оледенение занимает в стратиграфии четвертичных отложений в Польше промежуток времени между эмским межледниковьем и голоценовым временем. Это оледенение называется также последним оледенением, *Балтийским*, *Вислинским*. Другие названия, например *Варшавское II* (*Varsovien II*) имеют историческое значение. Северопольское оледенение соответствует вюрмскому оледенению или Вислы согласно немецкому подразделению, а в области европейской части Советского Союза — валдайскому (калининскому) оледенению.



Приведенное ниже подразделение северопольского оледенения, рассматривается более обстоятельно в другом месте (J. E. Mojski 1968), где более всесторонне обсуждаются его основы. Очередными единицами более низкого разряда являются: стадия и интерстадиал, фаза и интерфаза. Эти названия применяются обычно именно в таком порядке в подразделениях плейстоценовых отложений.

Нижнюю границу северопольского оледенения можно установить самым точным образом на основе палеоботанических критериев, в профилях озерных отложений с конца эмского межледниковья и начала следующего за ним оледенения. Этой границей является граница между самым высоким межледниковым горизонтом *j* и самым пониженным ледниковым горизонтом *K*, в пыльцевых диаграммах, представляющих развитие растительного покрова согласно подразделению K. Jessena и V. Milthersa (1928).

Нижней границей северопольского оледенения в отложениях лесса является криогенически нарушенная граница между почвой эмского межледниковья и лессом, главным образом солифлюкционного происхождения, с которого берет начало профиль лесса северопольского оледенения. Установление границы в других фациях плейстоценовых отложений — дело более трудное. В некоторых из них обнаруживается седиментационная непрерывность и сходная текстура и структура в той части, которая принадлежит так ледниковым как и межледниковым отложениям. Такая картина наблюдается довольно часто в речных аккумулятивных отложениях.

Стратиграфическое подразделение северопольского оледенения (рис. 1) основано главным образом на палеоботанических, фацияльно-литологических, морфологических и палеопедологических критериях. Подразделение первого разряда — стадии и интерстадиялы — обусловлены палеонтологическим критерием вместе с фацияльно-литологическим и палеопедологическим. Если мы применим флористическую дефиницию интерстадияла (K. Jessen, V. Milthers 1928) употребляемую в Польше W. Szafer (1952) и A. Środoń (1960) с учетом продолжительности отдельных потеплений, размеров и характера геологических процессов, мы должны выделить в северопольском оледенении один интерстадиял. Флористическая и климатическая характеристика интерстадияла на основе анализа пыльцевых диаграмм для соответственных мест нахождения ископаемой флоры, таких как Конин (Z. Borówko-Dłużakowa 1967), Подглембоке (Z. Janczyk-Kopikowa 1968), Вадовице (M. Sobolewska, L. Starkel, A. Środoń 1964) и др. свидетельствует о том, что этот интерстадиал отвечает по всей вероятности стратиграфической позиции интерстадияла бреруп в западной Европе (S. T. Andersen, H. de Vries, W. H. Zagwijn 1960). Залегание в Конине на отложениях этого интерстадияла валунного суглинка отложившегося в период самого большого распространения ледникового покрова северопольского оледенения (E. Rutkowski 1967) является доказательством, что этот интерстадиал следует отнести к промежутку времени предшествовавшему наступлению ледникового покрова этого оледенения на Польской низменности. Профиль в Конине сходен по своему расположению с профилями интерстадияла бреруп в Дании (S. T. Andersen 1961) на отложениях этого интерстадияла тоже залегают похожие отложения. Но местонахождение в Подглембоке расположено (J. E. Mojski, J. Rzechowski 1968) аналогично голландским профилям (W. H. Zagwijn 1961) это значит вне предела распространения ледниковых отложений последнего оледенения. У профилей, находящихся в Конине, в Подглембоке и в Вадовицах основное значение для стратиграфии северопольского оледенения и без учета мест нахождения в Дании и Голландии, они представляют профили интерстадияла бреруп у которых наиболее обстоятельная документация в Европе.

Наличие интерстадиального горизонта в стратиграфическом профиле северополь-

ского оледенения подтверждают результаты исследований по стратиграфии лесса (B. Grabowska-Olszewska 1963, A. Jahn 1956, J. Jersak 1965, J. Malinowski 1964, J. E. Mojski 1965a, W. Pożaryski 1953, L. Sawicki 1952 и др.). В отложениях, которые являются частью северопольского оледенения, обнаруживается один горизонт ископаемой почвы. Об условиях ее образования нам говорят пылецевые диаграммы отложений интерстадиала бреруп. Другие почвенные горизонты, моложе почвы эмского межледниковья, могут относиться только к интерфазам.

В полных пылецевых диаграммах интерстадиала бреруп, в нижней из части, обнаруживается растительный состав, являющийся характерным для субарктического климата. Это свидетельствует о том, что интерстадиал бреруп и эмское межледниковье разделяет промежуток времени, в период которого существовали климатические условия перигляциальной зоны и могло в то время осуществляться образование отложений характерных для такой зоны. Этот промежуток времени соответствует первой стадии северопольского оледенения, которой E. Rühle (1965) дал название щецинской стадии. Отложения этой стадии это главным образом лессы, речные осадки а также элювиальные и делювиальные, перигляциальные отложения, расположенные на предполье Карпат в окрестностях Лодзи, на Люблинской возвышенности, на Малопольской возвышенности, на Остшешовских холмах и т.д. У нас нет полной достоверности в том, выступают ли в щецинской стадии ледниковые и водно-ледниковые отложения.

Стадия, которая является более молодой чем интерстадиал бреруп, по E. Rühle (1965) главная стадия, подразделяется на 6 фаз и 5 интерфаз. Самая древняя фаза, допаудорфская, наблюдается в профилях лесса, главным образом солифлюкционного, лежащего на почве интерстадиала бреруп, но под почвой паудорфской интерфазы. Отложения других фаций не исследовались более обстоятельно. Паудорфская интерфаза наблюдается в виде почвенного профиля в лессе оформленном в виде лишенного извести, коричневого, илистого лесса. Этой интерфазе могут принадлежать некоторые органические отложения с территории Карпат. Второй фазе, лещинской, принадлежит ледниковые отложения, которых южной границей является соответственная зона с краевыми отложениями и формами рельефа а также водно-ледниковые отложения, на юге главным образом зандры. Более молодая допознанская интерфаза обнаруживается в виде водно-ледниковых и речных отложений, на которых лежат ледниковые отложения познанской фазы. В младшей части познанской фазы можно обнаружить ряд этапов, которым соответствуют многочисленные ряды форм рельефа, которые образовались во время отступления ледника и являются следами долговременных остановок края ледника. Следующая, мазурская интерфаза характеризуется наличием озерных отложений свойственных областям оледенения. Эти отложения перекрываются ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями померанской фазы.

Той части главной стадии, которая обнимает лещинскую, познанскую и померанскую фазы а также разделяющие их интерфазы, соответствует в области, не подвергавшейся оледенению, один, самый молодой горизонт лесса а также один горизонт элювиальных и делювиальных, перигляциальных а также речных отложений. Как в лессе так и в других отложениях обнаруживаются в вертикальном профиле литолого-фацциальные различия. Ведущим признаком всех этих отложений является между прочим наличие мерзлотных структур.

Остальная часть главной стадии, итак интерфаза беллинг, фаза старшего дриаса, аллеродская интерфаза и фаза младшего дриаса известны издавна и они получили окончание на палеоботанических основах-стадий и интерстадиалов. Но в пределах стратиграфического подразделения всего северопольского оледенения, а главным образом в сравнении с флористическим характером интерстадиала бреруп и с продолжительностью сравниваемых периодов (напр. младший дриас или аллерёд от 1000 до

2000 лет по отношению к, по крайней мере, в несколько раз более продолжительному интерстадиалу бреруп) все промежутки времени главной стадии могут иметь ранг только фаз и интерфаз. Часть главной стадии, начиная с интерфазы беллинг до ее окончания, называют склоном последнего оледенения, или склоном северопольского оледенения. В то время образовались следующие отложения: озерные, золовые (дюнные), речные, и в меньших размерах, делювиальные склоновые покрыва. В обоих интерфазах отлагались озерные осадки, а по местам формировались почвенные профили. Фазам отвечают отложения с затухающими в вертикальном положительном направлении мерзлотными структурами.

Верхняя граница северопольского оледенения в Польше совпадает с границей проходящей между пленстоценом и голоценом. В озерных отложениях ей отвечает граница между младшим дриасом, самой младшей фазой плейстцена и пребореальным временем, или самым древним голоценом. Эта граница проходит между горизонтами IX и X согласно подразделению развития растительного покрова по Т. Nilsson.

В других отложениях верхнюю границу северопольского оледенения может обуславливать ряд геологических явлений, например самый молодой горизонт мерзлотных структур в аллювиальных и делювиальных покрывах и присутствии эрозионной поверхности, которая образовалась в долинах, на отложенных на террасах осадках того же возраста.

За последние годы, главным образом в связи с VI Международным конгрессом INQUA состоявшемся в Польше, был выполнен ряд датировок методом  $C^{14}$  для отложений северопольского оледенения на территории всей страны. Результаты полученные в зарубежных лабораториях представлены в виде сводки в отдельной колонке на таблице I польского текста. При анализе отдельных дат следует помнить, что исследования проводились различными методами в разных лабораториях и по этому поводу эти даты являются не полностью сравнимыми.

Для эмского межледниковья, щетинской стадии и интерстадиала бреруп единичные даты не имеются. Все даты для отложения этого возраста древнее 40 000—52 000 лет. Следует обратить внимание на датировки кровли органических отложений в Конине (> 52 000 лет, Gro 2566, E. Rutkowski 1961, 1967) и в Вадовицах (> 40 000 лет, K 716, M. Sobolewska, L. Starkel, A. Środoń 1964). Обе эти даты имеют на столь серьезное значение, что не являются противоречивыми по отношению к возрасту этих отложений, установленному на флористических и других основах как интерстадиал бреруп. Даты для осадков этого интерстадиала, обнаруженных в Дании — 58 740 + 1000 (Gro 1729) и 59 430 + 1000 (Gro 1470), при чем окончание интерстадиала по W. H. Zagwijn (1961) относится во времени 53 000 лет тому назад.

Самая древняя дата главной стадии относится к пещерным отложениям в пещере „Яскиня нетопежова” в Краковско-Велюнској юре, которые лежат между выветрелыми горизонтами интерстадиала бреруп и наудорфской интерфазы. Эта дата равняется 38160 ± 1250 (Gro 2181) (W. Chmielewski, K. Kowalski, M. Reymannówna 1961) что согласно периоду времени предшествовавшему наудорфской интерфазе. Эта фаза должна была кончиться около 25 000—28 000 лет тому назад, на что указывает последняя датировка образованной этой интерфазы, которые наблюдаются в профилях лесса.

Остальные датировки относятся к концу оледенения. Из них особенно большое значение имеет датировка обоих интерфаз в Витове (K. Wasylkowa 1964), а это по поводу непосредственной связи органических отложений с дюнными а также с культурами самого молодого палеолита. У профиля в Витове самая полная датировка из всех профилей в Европе с конца последнего оледенения.

Jozef Edward Mojski

## OUTLINE OF THE STRATIGRAPHY OF NORTH POLISH GLACIATION IN NORTH AND MIDDLE POLAND

### Summary

In the stratigraphy of Poland's Quaternary the North Polish glaciation occupies the time interval between the Eemian interglacial and the Holocene. This glaciation is also called: Last glaciation, Baltic glaciation, or *Vistulian*. Other terms like *Varsovien II* are only of historical significance. The North Polish glaciation corresponds to the *Würm* or the *Weichsel* glaciation in the German stratigraphical division, and in the European part of the Soviet Union to the Valdai (Kalinin) glaciation.

The author discusses in detail his own division of the North Polish glaciation in another paper (J. E. Mojski 1968) where he also explains more extensively how he established his division. As units of successively lower order he adopted: stages and interstadials, phases and interphases, and in the same order these terms are commonly in use in subdivisions of the Pleistocene glaciations.

In conformity with paleobotanical criteria the lower boundary of the North Polish glaciation can be defined with relatively greatest accuracy on the basis of profiles of lacustrine deposits embracing the decline of the Eemian interglacial and the onset of the Last glaciation. This boundary runs between the highest interglacial horizon j and the lowest glacial horizon k which have been determined in pollen diagrams indicating the evolution of the vegetative cover after K. Jessen and V. Milthers division (1928).

In loess deposits the lower boundary of the North Polish glaciation is the criogenically disturbed boundary between the soil layer of the Eemian interglacial and the loess layer of mainly solifluctional origin which initiates the loess profile of the North Polish glaciation. It is more difficult to draw this boundary line in other facies of the Pleistocene sediments, because some of them show continuity of sedimentation and in structure and texture are much alike in both parts belonging to the glaciation and the interglacial. In many instances this refers to sediments of fluvial accumulation.

Most important in the stratigraphical division of the North Polish glaciation (Fig. 1) are paleontological, lithofacial morphological and paleopedological criteria. Decisive in the first-order division, i.e. the division into stages and interstadials are paleontological features in association with lithofacial and paleopedological criteria. If the floral definition of the interstadial after K. Jessen, V. Milthers (1928) is applied which in Poland has been adopted by W. Szafer (1952) and A. Srodon (1960), and if consideration is given to the duration of the individual warmer oscillations and to the range and the character of geological processes, only one interstadial can be distinguished in the North Polish glaciation. Floral and climatic examinations based on analyses of pollen diagrams from the respective localities of fossil floras, like those from Konin (Z. Borowko-Dłuzakowa 1967), Podgłębokie (Z. Janczyk-Kopikowa 1968), Wadowice (M. Sobolewska, L. Starkel, A. Srodon 1964) etc. indicate that this interstadial is probably identical with the stratigraphical position of the Brorup interstadial in West Europe (S. T. Andersen, H. de Vries, W. H. Zagwijn 1960). The fact that at Konin the deposits of this interstadial are co-

vered by boulder clay developed during the maximum southward extent of the North Polish glaciation (E. Rutkowski 1967) is evidence that this interglacial corresponds to the period preceding the transgression of the inland ice in the Polish Lowland. In its position the Konin profile resembles the profiles of the Brorup interstadial known from Denmark (S. T. Andersen 1961) which show a covering with similar deposits. The Podgębokie locality, on the other hand, is situated (J. E. Mojski, J. Rzechowski 1967) analogous as seen in Dutch profiles (W. H. Zagwijn 1961), that is, outside the range of the glacial deposits of the North Polish glaciation. All the profiles mentioned, from Konin, Podgębokie and Wadowice, are of basic significance for the stratigraphy of the North Polish glaciation and, apart from the localities in Denmark and Holland, are among the best documented profiles of the Brorup interstadial in Europe.

The occurrence of an interstadial horizon in the stratigraphical profile of the North Polish glaciation is confirmed by studies of the loess stratigraphy (B. Grabowska-Olszewska 1963, A. Jahn 1956, J. Jersak 1965, J. Malinowski 1964, J. E. Mojski 1965a, W. Pożaryski 1953, L. Sawicki 1952, etc.). In the part of these deposits belonging to the North Polish glaciation there has been observed one fossil soil horizon, developed under the same conditions as can be read from pollen diagrams of deposits from the Brorup interstadial. Further soil horizons, younger than the soil of the Eemian interglacial, can only be ascribed to some interphases.

The full pollen diagrams of the Brorup interstadial show in their lower part a vegetation characteristic of a subarctic climate. This seems to prove that the Brorup interstadial is separated from the Eemian interglacial by a period, when climatic conditions of a periglacial zone ruled and where deposits were apt to be laid down which characterize a zone of this kind. This period corresponds to the first stage of the North Polish glaciation which E. Rühle (1965) calls the Szczecin stage. The deposits of this stage are known to be mainly loesses, fluvial deposits, and eluvial and deluvial periglacial sediments as found in the forefield of the Carpathians, the region of Łódź, on the Lublin and the Małopolska Uplands, the Ostrzeszów Hills, etc. It is not yet certain but probable that glacial and fluvioglacial deposits were laid down during the Szczecin stage.

The stage younger than the Brorup interstadial which E. Rühle (1965) calls the Main stage, is subdivided into six phases and five interphases separating them. The oldest, the pre-Paudorf phase, appears in profiles of a loess layer, mainly of solifluction origin, which overlies the soil of the Brorup interstadial and in turn lies below the soil layer of the Paudorf interphase. The deposits of the remaining phases are little known. The Paudorf interphase appears in the loesses as a soil profile developed as decalcified brown loamy loess; some organic deposits in the Carpathians may also belong to this interphase. The second phase, called the Leszno phase, comprises glacial deposits of which the lower boundary contains a zone of marginal deposits and forms accompanied by fluvioglacial deposits; further south the latter deposits rather consist of outwashes. The pre-Poznań interphase, younger than the Leszno phase, contains fluvioglacial and fluvial deposits which in turn are overlain by glacial deposits of the Poznań phase. The younger part of the Poznań phase consists of a series of periods which in their form correspond to the numerous marginal lines of halting places of the inland ice. The next interphase, the Masurian, is featured by the occurrence of lacustrine deposits in the area which had been glaciated, and these are overlain by glacial and fluvioglacial deposits of the Pomeranian phase.

The part of the main phase which comprises the Leszno, the Poznań and the Pomeranian phases and their respective interphases has in the non-glaciated part of Poland its counterpart in a single loess horizon, youngest in age, and a single horizon of eluvial and deluvial periglacial deposits and fluvial deposits. Both the loess layer and the fluvial deposits and covers show in their vertical profiles lithological and facial differences, and one of the predominant features of all these deposits is the occurrence of permafrost structures.

The remaining part of the main stage consisting of the Bolling interphase, the Older Dryas phase, the Allerød interphase and the younger Dryas phase are all known for a long time, and on the basis of paleobotanical evidence they have so far been interpreted as being stages and interstages. However, in the framework of the stratigraphical division of the whole North Polish glaciation — especially in consideration of the floral character of the Brorup interstadial and the duration of the periods correlated (where the Younger Dryas or the Allerød of some 1000 to 2000 years' duration is tallied with the Brorup interstage lasting at least several times longer) — all these parts of the Main stage should only be considered phases and interphases. It is customary to call the part of the Main phase ranging from the Bolling interphase to the end of the Main phase the decline of the last glaciation or the decline of the North Polish glaciation. Among the sediments of this period there shall be mentioned: lacustrine, eolian (dunes!) and fluvial deposits and, on a minor scale, deluvial slope covers. Both interphases are represented by lacustrine deposits and, locally, by soil profiles. Correlated with the successive phases are permafrost structures diminishing upwards.

The upper boundary of the North Polish glaciation is in Poland identical with the boundary between Pleistocene and Holocene. In the lacustrine deposits this corresponds to the boundary between the Younger Dryas, i.e. the youngest Pleistocene phase and the Preboreal which represents the oldest Holocene. This boundary runs between horizons IX and X in T. Nilsson's division of the evolution of the vegetation cover.

In other deposits the upper boundary of the North Polish glaciation can be defined approximately by a number of geological features; among them are the youngest level of permafrost structures in the eluvial and deluvial covers and the erosive surface developed in the valleys on top of terrace deposits of this age.

In recent years, especially in connection with the VI INQUA Congress held in Poland, a number of datings were performed all over Poland by means of the  $C^{14}$  method for deposits of the North Polish glaciation. These dates, determined in foreign laboratories, have been listed in a separate column of Table I attached to the Polish text. Analyzing the individual datings it should be kept in mind that these examinations were made by different methods and by different laboratories, and that therefore they are not wholly comparable.

No unequivocal datings are available for the Eemian interglacial, the Szczecin stage and the Brorup interstadial. All datings for deposits of this age are older than 40 000—52 000 years. Among them there should be mentioned the figures: for the top strata of the organic deposits at Konin ( $> 52 000$  years, Gro 2566, E. Rutkowski 1961, 1967) and these of Wadowice ( $> 40 000$  years, K 716, M. Sobolewska, L. Starkel, A. Srodoń 1964). These two datings are important insofar as they do not contradict the age of these deposits determined for the Brorup interstadial by floral examinations and other means. The datings of the deposits of this same interstadial occurring in Denmark are  $58 740 \pm 1000$  years

(Gro 1729) and  $59\,430 \pm 1000$  years (Gro 1470); in W. H. Zagwijn's opinion (1961) the end of this interstadial was some 53 000 years ago.

The oldest datings for the main stage has been obtained from cave deposits found in Nietoperzowa Cave in the Kraków—Wieluń Jura which lie between regolith levels of the Brorup interstadial and of the Paudorf interphase. This dating gave  $36\,160 \pm 1250$  years (Gro ? 2181, W. Chmielewski, K. Kowalski, M. Reymanówna 1961) — a figure which tallies well with the time preceding the Paudorf interphase. This latter period must have ended some 25 000—28 000 years ago as is indicated by the most recent datings of its deposits found in loess profiles.

The remaining datings refer to the decline of the Last glaciation. Of particular significance among them are the datings of both interphases at Witów (K. Wasylikowa 1964), in view of their linking directly the organic deposits with dune deposits and cultural remnants from the youngest paleolithic era. The Witów profile is one of the best dated profiles from the decline of Europe's Last glaciation.

LUDMIŁA ROSZKO

## RECESJA OSTATNIEGO ŁĄDOŁODU Z TERENU POLSKI

### WSTĘP

Niniejszy artykuł poświęcony jest dalszej kolejnej próbie odtworzenia przebiegu deglacji na terenie Polski w czasie ostatniego zlodowacenia począwszy od jego maksimum. Wyrazem kartograficznym tej próby są dwie załączone do tekstu mapki: 1) mapka postojów łądolodu i 2) szkicowa, z konieczności schematyczna, mapka typów deglacji.

Na wstępie kilka wyjaśnień terminów i pojęć. Pojęcia deglacji używam w szerokim sensie tego słowa, obejmując nim nie tylko recesję, wyrażoną krótszymi lub dłuższymi postojami łądolodu na pewnej linii, bez śladów oscylacji, i nie tylko rozpad lodu na płyty martwego lodu, ale również ponowne nasunięcia mające miejsce w ogólnym procesie ustępowania łądolodu. Wiadomo bowiem z badań geologicznych, że deglacja nie przebiegała w sposób ciągły. Przerywały ją okresy ponownej, zwykle już niewielkiej glacji o zasięgu na ogół mniejszym od poprzedniego. W profilach geologicznych wyrażają się one nowym pokładem gliny morenowej, a w morfologii — różnymi formami marginalnymi, niekoniecznie wyłączone morenami spiętrzonymi.

Oprócz tych nawrotów lodowca, wywołanych przyczynami klimatycznymi, mogą istnieć drobne, lokalne przesuwania się mas lodowych w strefie brzeżnej, wywołane z jednej strony właściwościami fizycznymi lodu, z drugiej strony topografią podłoża. Pod wpływem nacisku spągowych mas lodu, przesuujących się w kierunku brzegu lodowca, mogą powstawać w utworach złożonych przy jego krawędzi nieznaczne zaburzenia glacitektoniczne. W terenie zapewne trudno je odróżnić od podobnych zaburzeń, wywołanych ustąpieniem podparcia lodowego (nachylenie warstw w kierunku proksymalnym), tym nie mniej nie można chyba negować ich istnienia.

Dla uniknięcia nieporozumień trzeba jeszcze wyjaśnić znaczenie uży-



wanych dalej w tekście określić: „linia postoju lodowca” albo „faza recesyjna”. Nie chodzi tu oczywiście dosłownie o linię w sensie krawędzi lodowej, ale o średnią, wypadkową linię graniczną, która wyznacza zasięg lądolodu w danym momencie jego recesji bez względu na to, czy będzie to krawędź lodu żywego zaznaczona wałami klasycznych moren czołowych, czy też strefa brzeżna, rozpadająca się na martwe lody, wyrażona przez różne zespoły form marginalnych występujące w pewnym uszeregowaniu, pozwalającym na uchwycenie brzegu lodowca. A zatem obecność strefy marginalnej najogólniej pojętej wystarczy, by na mapie w małej podziałce przedstawić ją jako fazę recesji lądolodu, przy pomocy linii.

Natomiast, gdy w drugiej części artykułu będzie mowa o genetycznym zróżnicowaniu deglacjacji, konieczne staną się szczegółowe informacje o genezie form i bliższe dane o ich rozmieszczeniu.

Zagadnienie ostatniego lądolodu na Niziu Polskim wielokrotnie było już omawiane w literaturze, zwłaszcza w latach powojennych, bądź to od strony samego procesu, bądź to w ujęciu syntetycznym, dążącym do odtworzenia stosunków paleogeograficznych związanych z recesją lodowca. Z dawniejszych prac do ważniejszych należą prace P. Woldstedta (1925, 1932), a przede wszystkim jego synteza z 1935 r. (1935, 1936).

Z polskich opracowań na uwagę zasługują mapki S. Pawłowskiego: „Mapa morfologiczna Pomorza i Wielkopolski” 1:1,8 mln (1934) i „Krajobrazy morfologiczne Pomorza” 1:3,5 mln (1937) oraz mapy S. Lencwicza (1937): „Krajobrazy polodowcowe” (dla całej Polski) i „Mapa Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego” 1:1,2 mln z zaznaczonymi na niej fazami recesyjnymi lądolodu.

Rekonstrukcja postojów cofającego się lodowca, podejmowana przez różnych badaczy dla poszczególnych obszarów Polski, opiera się głównie o kryteria geomorfologiczne i tylko w miarę istniejących materiałów, o kryteria geologiczne. Z nowszych opracowań obejmujących większe obszary należy wymienić prace J. Kondrackiego (1953), J. Kondrackiego i S. Pietkiewicza (1961, 1963), Cz. Pachuckiego (1952), L. Roszkówny (1955, 1956b). Wszystkie one dotyczą Pojezierza Mazurskiego. Dla Niziny Wielkopolskiej — prace B. Krygowskiego (1961a, 1961b), S. Kozarskiego (1962), T. Bartkowskiego (1967). Pojezierze Pomorskie nie doczekało się nowszych opracowań. Istnieją natomiast liczne prace dla szerokiego pasa wysoczyzn ciągnących się wzdłuż doliny dolnej Wisły: R. Galona (1952, 1961), W. Niewiarowskiego (1959), W. Okołowicza (1956), L. Roszkówny (1956a, 1963b).

Jak wynika z powyższego zestawienia, stopień poznania przebiegu

recesji lądolodu jak i form glacialnych nie jest jednakowy dla całej Polski. Są obszary dobrze poznane, są również nietknięte od dziesiątków lat nowszymi badaniami morfologicznymi, jak np. centralna część Pojezierza Pomorskiego. Dla tych terenów wykorzystano przeglądowe mapy geologiczne Polski 1 : 300 000 i prace starsze (P. Woldstedta, 1935).

Pierwszą nowszą próbą zestawienia faz postojowych ostatniego lądolodu w Polsce była mapa autora niniejszego artykułu z 1956 r. (1956b), opracowana w oparciu o występowanie moren czołowych oraz następne mapy (1961, 1965); dla całego *Peribalticum* — mapa Cz. Pachuckiego (1961) i analogiczna mapa W. Gudelisa (1961) oraz R. Galona, ... (1965). Z prac opisowych dla terenu Polski — prace R. Galona (1956) oraz R. Galona i L. Roszkówny (1961).

Coraz bardziej szczegółowe badania terenowe oraz dokładniejsze metody badawcze zmieniają, niejednokrotnie radykalnie, dotychczasowe poglądy na genezę poszczególnych form, a w konsekwencji i na przebieg deglacjacji. Nie można już upraszczać zagadnienia, tak jak to się czyniło w pierwszym etapie opracowań i przedstawiać recesję lądolodu jako stopniowe cofanie się zwartej czaszy lodowej oscylującej od czasu do czasu. Uwzględnić trzeba deglacjację arealną wyrażającą się zamieraniem brzeżnej strefy lądolodu i rozpadem jej na martwe lody, która, jak widać ze szczegółowych opracowań różnych autorów, była bardzo zróżnicowana. Niekiedy obejmowała rozległe przestrzenie, arealy, z bezładnie dziś rozrzuconymi na tym terenie formami martwego lodu (T. Bartkowski, 1956, W. Niewiarowski, 1959). W tych wypadkach trudno mówić o krawędzi lodowej w jakimkolwiek sensie. Kiedy indziej deglacjacja arealna ograniczała się do stosunkowo wąskiej strefy marginalnej (T. Bartkowski, 1967). Wtedy strefa taka zupełnie wystarczająco spełnia rolę informatora o położeniu krawędzi lodowca.

Jak dotąd, dokładne badania morfogenetyczne nie objęły jeszcze całego interesującego nas obszaru. Do najmniej poznanych w tym zakresie należy zaliczyć znowu środkową część Pojezierza Pomorskiego i część Pojezierza Mazurskiego. Z konieczności więc niniejsze opracowanie, oparte na istniejącym materiale, pozostać musi w dalszym ciągu schematyczne dla wielu obszarów i będzie wymagało poprawek i uzupełnień w miarę dalszych badań. Należałoby dążyć do opracowania mapy, na której obok kolejnych zasięgów ustępującego lodowca, istniałaby informacja o typach deglacjacji na poszczególnych obszarach i odcinkach brzeżnej strefy lodowca. Ponieważ dziś takiej mapy nie da się jeszcze skonstruować, wydaje się pożyteczne przedstawienie obrazu naszej obecnej znajomości tego problemu w formie nadal jeszcze tradycyjnej. Dla uzupełnienia tego braku opracowano na osobnym szkicu zarysowujące się typy deglacjacji.

Obecna mapa jest trzecim z kolei opracowaniem poczynawszy od 1956 r., przygotowanym podobnie jak i poprzednie na Międzynarodowy Kongres INQUA (1965). Do niniejszego wydania polskiego została ona tylko nieznacznie zmieniona. Większe poprawki i uściślenia wprowadzono na mapce typów deglacjacji<sup>1</sup>.

#### ZŁODOWACENIE BAŁTYCKIE — ZASIĘG MAKSYMALNY

Podział ostatniego zlodowacenia, poczynawszy od jego maksimum, nadal pozostaje sprawą otwartą. Od dawna wyróżniano w nim na podstawie przesłanek morfologicznych, wyprzedzających zwykle trudniej dostępne kryteria stratygraficzne, trzy stadia: brandenburskie, frankfurckie i pomorskie (P. Woldstedt, 1925, 1932). W literaturze polskiej przyjęły się powszechnie następujące ich odpowiedniki: stadium leszczyńskie, poznańskie i pomorskie (pierwotnie południowo-poznańskie, północno-poznańskie i pomorskie), obok wprowadzonych przez E. Rühlego (1957b) nazw: stadiał południowo-wielkopolski, wielkopolsko-dobrzyński i pomorski. J. E. Mojski (1965) stosuje jeszcze inne nazewnictwo: faza leszczyńska, faza poznańsko-dobrzyńska, faza pomorska.

W ostatnich latach zauważa się, zarówno wśród badaczy niemieckich (A. Cepek, 1965; G. Franz, R. Weisse, R. Schneider, 1965; J. F. Gellert, 1966; R. Schneider, 1966) jak i polskich (J. E. Mojski, 1965a, b) tendencję do sprowadzenia stadium poznańskiego do rzędu jednej z większych faz postojowych, a to z braku geologicznych dowodów na jego stadialny charakter. Kwestionuje się również stadialny charakter stadium leszczyńskiego i pomorskiego (J. E. Mojski, 1965b), a S. Z. Różycki (1961) nazywa je substadiami (substages), ale już w 1965 r. znowu używa terminu „stadium”. Wobec nieustalonego jeszcze definitywnie podziału stratygraficznego, zachowuję na razie w niniejszej pracy pojęcia stadiów w sensie morfologicznym dla postojów leszczyńskiego i pomorskiego, a stadium (albo fazę) dla poznańskiego. Jednostką taksonomiczną niższego rzędu będzie „faza” określona nazwą, np. „faza krajeńska”, a jeszcze niższą „postój recesyjny” albo „postój recesyjno-oscyłacyjny”.

<sup>1</sup> Dla ścisłości naukowej, aczkolwiek z największą przykrością, muszę stwierdzić, że w artykule moim, zamieszczonym w publikacji wydanej z okazji Międzynarodowego Kongresu INQUA/65 (L. R. 1965) wkrađło się bardzo wiele poważnych błędów rzeczowych. Wynikły one zapewne z krótkiego czasu, w którym musiano dokonać tłumaczenia na język rosyjski, przekazanego do redakcji w Moskwie tekstu angielskiego, w którym miał się ukazać cały tom.

Obok spraw niewyjaśnionych, wiele zagadnień zostało już rozstrzygniętych i udowodnionych. Do takich można zaliczyć ustalenie granicy najdalszego zasięgu lodowca w okresie pełni jego rozwoju, co do niedawna było jeszcze sprawą dyskusyjną (R. Galon, 1956) w związku z nieokreśloną pozycją stratygraficzną stadium Warty.

Nadal pozostaje jeszcze do wyjaśnienia problem zlodowacenia północno-polskiego (B. Halicki, 1950), omawiany niejednokrotnie w literaturze (R. Galon, 1956; R. Galon i L. Roszkówna, 1961; J. Kondracki i S. Pietkiewicz, 1963). Ostatnio J. E. Mojski i A. Nowicki (1964), w oparciu o analizę profili geologicznych, skłaniają się raczej do odrzucenia tezy B. Halickiego, jednakże nie przekreślają jej definitywnie, licząc się z możliwością istnienia, jeśli nie odrębnego zlodowacenia, to ewentualnie starszego Würmu, reprezentowanego przez moreny białostockie. Jeśliby tak było istotnie, wtedy granica maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia przesunęłaby się na tym odcinku znacznie dalej na południe.

**Zasięg maksymalny.** Granicę największego rozprzestrzenienia się zlodowacenia bałtyckiego w Polsce wyznaczył ostatnio S. Majdanowski (1947) w oparciu o kryterium występowania jezior oraz rynien subglacjalnych. Jeziora, jako najmniej trwałe element rzeźby lodowcowej, od dawna traktowano jako wskaźnik młodości krajobrazu glacialnego i odnoszono je do ostatniego zlodowacenia.

Z innych kryteriów bierze się pod uwagę stopień zniszczenia form wypukłych, zwłaszcza marginalnych (R. Galon, 1956). Granicę wyznaczoną w oparciu o powyższe przesłanki morfologiczne popierają również kryteria geologiczne. Jej przebieg określają orientacyjnie następujące miejscowości: Zasięki — Zielona Góra — Leszno — Żerków — Września (ewentualnie Żerków — Konin wg K. Rotnickiego, 1963) — Gąbin — Płock — Sierpc — Dąbrówno — Nidzica — Grajewo — północny brzeg pradoliny górnej Biebrzy. Granicę odcinka zachodniego (do Wisły) wyznaczają niewielkie moreny czołowe względnie inne formy marginalne. Natomiast po wschodniej stronie Wisły maksymalny zasięg zlodowacenia jest trudniejszy do zrekonstruowania ze względu na zniszczenie na wielu odcinkach śladów jego postoju przez młodsze odpływy sandrowe.

W stosunku do mapy z 1961 r. wniesiono małe poprawki w przebiegu maksymalnej granicy zlodowacenia. Usunięto m. in. drobny łob w okolicy Konina i Turka, zaznaczony poprzednio na podstawie otrzymanego z Instytutu Geologicznego odrębnego szkicu mapki J. Rutkowskiego i in. (por. R. Galon, 1961). Przy zwartej i mało rozczłonkowanej krańdździ lądolodu tego stadium wydaje się on tworem sztucznym. Nie znajduje też uzasadnienia w rzeźbie terenu — brak obniżenia warunkującego jego powstanie. Wreszcie na obszarze tego łobu S. Kozarski (informacja

ustna) stwierdził występowanie graniaków w ilości i rozmiarach nie spotykanych nigdzie w obrębie stadium leszczyńskiego, natomiast bardzo pospolitych w obrębie stadium Warty. Wyżej przytoczone momenty zadecydowały o zaliczeniu tego obszaru do starszego zlodowacenia.

Wiek. Z zagadnieniem maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia wiąże się ściśle problem wieku poszczególnych jego odcinków, panuje bowiem przekonanie, że nie jest to granica synchroniczna. Do stadium leszczyńskiego zalicza się bez dyskusji dwa skrajne jego odcinki: zachodni od Zasieków do Konina i wschodni — od Nidzicy po górną Biebrzę. Co do wieku środkowego odcinka, zdania są podzielone. Tworzy on szeroki łob (można go nazwać łobem płockim), który rozwinął się wzdłuż osi doliny środkowej Wisły, w obniżeniu predysponowanym rzeźbą podłoża, na co zwracał już uwagę J. Lewiński (1924) i co potwierdziły późniejsze badania. Istniały więc tu sprzyjające warunki do przekroczenia starszej granicy przez młodsze nasunięcie. Stąd zapewne, jak i z układu moren, wywodzi się koncepcja P. Woldstedta (1932, 1935, 1936), który cały ten odcinek od Konina po Nidzicę zaliczył do stadium frankfurckiego. Analogiczne stanowisko zajęło później szereg badaczy (J. Kondracki, 1955 w uzupełnionym wydaniu *Geografii fizycznej Polski* S. Lencewicza, jak i w następnych z 1959 i 1965 r., J. Mojski, 1965 b i in.), chociaż P. Woldstedt nigdy nie poparł go żadnymi dowodami. Owszem, na pytanie postawione w tej kwestii przez R. Galona (1936) odpowiedział, że wnioskował na podstawie przebiegu moren po obu stronach Wisły, natomiast dowodów stratygraficznych oczekuje od geografów polskich.

Jak dotąd nikt jeszcze nie przedstawił takich dowodów. Przeciwnie, pojawiają się zdania o braku przekroczenia starszego stadium przez młodsze, ale również bez dostatecznych dowodów. Taki pogląd w odniesieniu do zachodniego skrzydła łobu płockiego wyraża B. Krygowski (1961a), opierając się na dużym podobieństwie typologicznym moren czołowych w okolicy Gąbina z morenami czołowymi okolic Leszna i Wschowy należącymi niewątpliwie do stadium leszczyńskiego. W obu wypadkach są to moreny drobne, akumulacyjne, piaszczyste. Natomiast moreny stadium poznańskiego przebiegają na terenie Wielkopolski i Kujaw równoległe do zasięgu maksymalnego, kierując się na Gostynin. Poznański wiek wschodniego skrzydła łobu płockiego kwestionuje z kolei J. Kotarbiński (1966), uważając je za leszczyńskie. Również S. Z. Różycki (1961, 1965) wiąże maksymalny zasięg zlodowacenia bałtyckiego w obrębie łobu płockiego ze stadium Leszna. Taki sam pogląd wyrażają U. Urbaniak i J. Kotarbiński (1966).

W ostatnich latach wyszło szereg cennych szczegółowych prac dotyczących Kotliny Płockiej (J. Łyczewska, 1960; J. E. Mojski, 1960, S.

Skompski, 1960, 1961; S. Skompski, W. Słowański, 1964, 1965; U. Urbaniaak, 1965), ale i one nie rozwiązują w sposób przekonywujący i jednolity zagadnienia zasięgów lodowca i ich wieku w obrębie kotliny i na przyległej wysoczyźnie.

Rozważając powyższy problem, nasuwa się jeszcze jedno rozwiązanie, mianowicie: rozdzielenie stadiów leszczyńskiego i poznańskiego na terenie Kujaw, a ich zbieżność, nie zaś przekroczenie, po wschodniej stronie Wisły, na Wysoczyźnie Płockiej. Za tą koncepcją przemawiałyby pewne fakty geologiczne, morfologiczne, jak i dynamika lodu w obrębie płockiego jezora lodowcowego. Otóż na wschód od Płocka istnieje w podłożu wyniesienie (W. Rühle, 1957a), które już w czasie stadium leszczyńskiego odegrało rolę czynnika hamującego, wymuszając południkowy przebieg wschodniego odcinka lobu płockiego. Wobec niezaprzeczalnego faktu napływu mas lodowych w obrębie kotliny z kierunku NW i W, największy ich napór kierował się na wschodnie skrzydło lobu. Tam też występują moreny typu spiętrzonego (J. Kotarbiński, 1966), potwierdzające istnienie jakiejś przeszkody na ich przedpolu. Nie jest wykluczone, że właśnie ona zatrzymała również lądolód stadium poznańskiego.

Zupełnie odosobniony pogląd na temat wieku granicy maksymalnego zasięgu wypowiadają autorzy *Zarysu geologii Polski* (M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, E. Rühle, 1966) według których wyznaczają ją „kolejno wszystkie trzy fazy”: na odcinku zachodnim — leszczyńska, na środkowym — poznańska, a na wschodnim — pomorska z morenami Pisu, Ełku, Augustowa. Zaliczenie tych ostatnich moren do stadium pomorskiego niezgodne jest z wynikami badań J. Kondrackiego i S. Pietkiewicza (1961, 1963), którzy włączają je do stadiów leszczyńskiego i poznańskiego (por. ryc. 1), a zasięg maksymalny przesuwają o wiele dalej na południe, do pradoliny górnej Biebrzy — ówczesnej rynny marginalnej. Opierają się przy tym z jednej strony o wyniki własnych badań z uwzględnieniem badań S. Majdanowskiego (1947), z drugiej strony nawiązują do analogicznej granicy po stronie radzieckiej (N. Czebotariewa, ..., 1965b, c).

Jak widać problem wieku maksymalnego zasięgu lodowca w obrębie lobu płockiego pozostaje otwarty, gdyż żadna ze stron nie dostarczyła przekonywujących argumentów na poparcie swej tezy.

Wpływ podłoża. Lądolód bałtycki rozprzestrzenił się na terenie Polski, jak wynika z jego zasięgu, bardzo nierównomiernie, posuwając się na Nizinie Wielkopolskiej o 200 km dalej na południe niż na Pojezierzu Mazurskim. Fakt ten wyjaśniano ogólnym nachyleniem Nizu Europejskiego na NW. Obecnie, w miarę coraz lepszej znajomości budowy geologicznej, wskazuje się na jeszcze głębszą tego przyczynę.

B. Halicki i T. Olczak (1953) badają powiązania między zasięgiem

transgredującego lądolodu a stosunkami grawimetrycznymi, będącymi odbiciem budowy głębszego podłoża. Według tych autorów krystaliczna płyta wschodnioeuropejska o dodatnich anomaliach grawimetrycznych działała raczej hamująco na rozwój lądolodu i dlatego na Pojezierzu Mazurskim, gdzie jej wyniesienie zostało obecnie potwierdzone wierceniami, obserwuje się gwałtowne cofnięcie krawędzi lodowca w stosunku do obszarów zachodnich. Stąd też ciągi morenowe, zaznaczające kolejne postoje krawędzi lodowca na Pojezierzu Mazurskim są niesłychanie ściśnione (na przestrzeni ok. 100 km), podczas gdy po zachodniej stronie Wisły rozkładają się w znacznej od siebie odległości na przestrzeni trzykrotnie większej (R. Galon 1961).

Wpływ głębokich struktur podłoża na zasięg lądolodu podkreśla obecnie wielu badaczy. E. Rühle wyraźnie stwierdza: „Wielkie łuki moren i kemy stadium Leszna powstały w rejonach, gdzie utwory trzeciorzędowe i elementy starsze podłoża monokliny sudeckiej wyraźnie się zaznaczają. We wschodniej części Polski, w basenie Wisły i Pregoły, lądolód transgredował w syneklizę bałtycką... Jednak antyklinorium pomorsko-kujawskie, jak i antekliza mazurska stanowiły przeszkodę w jego progresji” (E. Rühle 1965a, s. 154). Według M. Książkiewicza, J. Samsonowicza, E. Rühlego (1966, s. 333) cały wschodni odcinek począwszy od moren dobrzyńskich po mazurskie „odzwierciedla zarys wzniesienia podłoża krystalicznego — anteklizy mazursko-białostockiej” a łob płocki rozwinął się „na linii zapadliska brzeźnego”, o czym mówi również J. E. Mojski (1965b).

Nie bez wpływu na zachowanie się lądolodu pozostawały ruchy neotektoniczne, zwłaszcza silnie dźwigająca się północno-wschodnia Polska i obniżająca się synekliza bałtycka. I odwrotnie, masy lodowe wywoływały nieraz ruchy glacjaizostaticzne (E. Rühle, 1965b).

Nie ulega już dziś wątpliwości istnienie daleko idących powiązań między zasięgiem lądolodu i strukturami geologicznymi. Niekiedy jedynie one zdolne są wyjaśnić pewne zjawiska morfologiczne, jak np. słaby rozwój łobu mazurskiego, pomimo zdawałoby się sprzyjającej rzeźby podłoża, które wykazuje tu głębokie i szerokie obniżenie erozyjne (E. Rühle 1965b, mapa) znajdujące odzwierciedlenie również w obecnej rzeźbie w postaci obniżenia na linii wielkich jezior mazurskich.

Blizszy i bardziej bezpośredni wpływ na zasięg lądolodu miała na ogół rzeźba podłoża, po którym posuwał się lodowiec, często przetrwała ona z okresów wcześniejszych. Zagadnienie to dla Wielkopolski i Kujaw przeanalizował B. Krygowski (1952, 1961a, b), wykrywając szereg przypadków takiej zależności. I tak na zachodzie lodowiec wysunął się na południe niewielkim łukiem, korzystając z dolinnego obniżenia Nysy Łużyckiej. Również obniżenie obrzańskie wciągnęło go aż po Wschowę,

gdzie cienki przy krawędzi lądolód stadium leszczyńskiego zatrzymał się na starej krawędzi wysoczyznowej (B. Augustowski, 1956). Dalej na wschodzie rozwinął się rozległy jezior płocki wykorzystując starą pre-dyspozycję terenu.

Wyniosłości podłoża, jak np. wyniosłość zielonogórska, hamują rozwój lądolodu, zatrzymują go, powodując powstanie na ich zapleczu spiętrzonych moren czołowych (T. Bartkowski, 1967). Odcinek prostolinijny od Wschowy do Żerkowa trzyma się mniej więcej załomu, o niewyjaśnionej genezie, stwierdzonego w powierzchni plioceńskiej. Dalej krawędź cofa się, tworząc zatokę wrześnińską właśnie na Wale Gnieźnieńsko-Tureckim, o który opiera się zachodnie skrzydło lobu płockiego. Odcinek czołowy tego lobu został zahamowany w swym rozwoju na linii plioceńskich wyniosłości powierzchni: kaliskiej i kłodawskiej. Co do zatoki wrześnińskiej, istnienie jej zostało wprawdzie podważone przez K. Rotnickiego (1963), co poparł T. Bartkowski (1967), tym niemniej nie jest wykluczone, że właśnie wyniosłość gnieźnieńska zadecydowała o arealnej deglacjacji tego obszaru i powstaniu form martwego lodu omówionych przez T. Bartkowskiego (1967).

Dla wschodniego odcinka maksymalnego zasięgu lądolodu (na wschód od Wisły) takiej dokładnej analizy jego zależności od rzeźby podłoża brak, wykazano jedynie powiązania z budową geologiczną.

Wpływ warunków topograficznych na zasięg rozrastającej się czaszy lodowej, w świetle przytoczonych przykładów, jest oczywisty i niezaprzeczalny. Jest on tym większy im większe istniały deniwelacje terenu i im mniejszą miąższość miał lodowiec.

Podobnie silne zależności przebiegu stadium brandenburskiego od budowy geologicznej jak i rzeźby podłoża podkreślają dla Niziny Niemieckiej H. J. Franz i R. Weisse (1965), a dla Europy wschodniej N. Czebotariewa (1965b).

## RECESJA LĄDOLODU

Recesja lądolodu, przerywana niekiedy nawrotami lodowca, odbywała się nierównomiernie tak w czasie jak i w przestrzeni. Charakteryzowała ją ponadto duża różnorodność procesów uwarunkowanych ogólnymi i lokalnymi czynnikami. Zapis tych wszystkich zdarzeń zawarty został w budowie geologicznej i w formach terenu. Analiza jednych i drugich prowadzi do rekonstrukcji stosunków paleogeograficznych i procesów, jakie towarzyszyły recesji lądolodu na poszczególnych obszarach, co w syntetycznym ujęciu znalazło wyraz w załączonych dwóch mapkach: 1) postojów lądolodu i 2) typów deglacjacji.



W obrębie zlodowacenia bałtyckiego, oprócz trzech stadiów: leszczyńskiego, poznańskiego (ewent. fazy) i pomorskiego, istnieje szereg postojów recesyjnych, względnie recesyjno-oscylacyjnych. Niektóre z nich wyodrębniają się bardziej okazałymi formami, większą ich zwartością czy ciągłością. Czasem odznaczają się jakimiś szczególnymi cechami geologicznymi czy petrograficznymi. Opierając się na tych kryteriach, zalicza się je do ważniejszych faz, będących wyrazem dłuższego postoju lądolodu na danej linii. Niżej podano pokrótce charakterystykę przebiegu deglacjacji w obrębie poszczególnych stadiów ostatniego zlodowacenia.

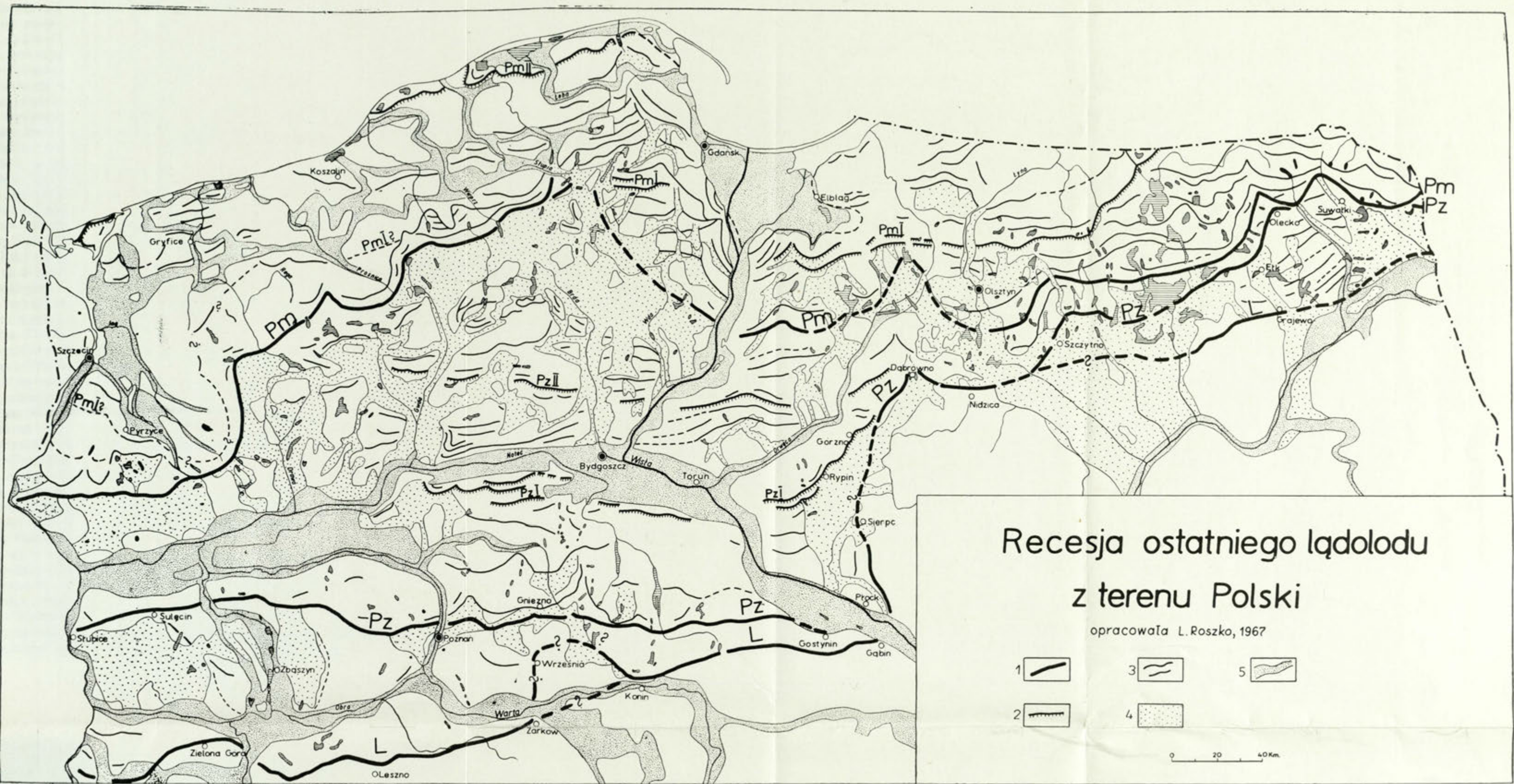
### Stadium leszczyńskie

Maksymalny zasięg lądolodu bynajmniej nie został zaakcentowany najsilniej pod względem morfologicznym. Stadium leszczyńskie na Nizinie Wielkopolskiej i Kujawach charakteryzuje się na ogół drobnymi pagórkami morenowymi przeważnie typu akumulacyjnego (B. Augustowski 1956, B. Krygowski 1961a, J. Łyczewska 1960). Szczegółowy ich opis morfogenetyczny podaje T. Bartkowski (1967). Dzieli on strefę marginalną tego stadium na zewnętrzną i wewnętrzną. Strefa zewnętrzna obejmuje formy akumulacji wodnolodowcowej, złożone po zewnętrznej stronie lodowca, a więc terasy kemowe, stożki i wały sandrowe traktowane dotychczas — jak zaznacza autor — jako moreny czołowe akumulacyjne.

Strefę wewnętrzną charakteryzują formy utworzone w obrębie już zamierającej strefy brzeżnej, a więc: kemy i pagórki z jądrem fluwioglacjalnym przykryte gliną morenową, formy subglacjalne utworzone w szczelinach i jamach pod lodem, znane w literaturze jako morena pagórkowata.

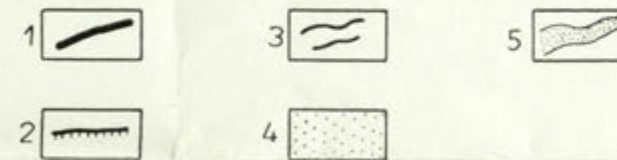
Nasuwa się przy tym uwaga, że dla wyznaczenia przebiegu krawędzi lądolodu najważniejsza jest strefa marginalna zewnętrzna. W wypadku braku form tej strefy, a obecności tylko form strefy wewnętrznej, o wyraźnym jednak strefowym układzie, zewnętrzna granica tej strefy może być uznana jako granica brzegu lodowca.

Według ogólnej opinii badaczy lodowiec stadium maksymalnego miał znikomą miąższość, a w konsekwencji był mało dynamiczny i szybko zaczął się cofać, zostawiając tylko cienką pokrywę gliny morenowej. Nawet jezior plocki nie dał jakichś znaczniejszych form marginalnych, a obecność ozów i kemów w obrębie lobu dowodzi jego zaniku przez rozpad na płyty martwego lodu (S. Lencewicz, 1927, 1934; S. Skompski, 1961; U. Urbaniak i J. Kotarbiński, 1966). Niewielka jego aktywność może się też wiązać z typem samego lobu. Był to lob „otwarty”, tzn.



## Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski

opracowała L. Roszko, 1967



0 20 40 Km

Ryc. 1. Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski

1. Zasięgi: L — stadium leszczyńskiego, Pz — stadium poznańskiego, Pm — stadium pomorskiego; 2. Fazy: Pz I — faza kujawska, Pz II — faza krajeńska, Pm I — faza kaszubsko-warmińska, Pm II — faza gardzieńska — (prawdopodobnie odpowiada najstarszemu dryasowi); 3. Postoje recesyjne lądolodu; 4. Sandry; 5. Doliny i pradoliny

Отступление последнего ледникового покрова из территории Польши

1. L — предел лещинской стадии, Pz — познанская стадия, Pm — померанская стадия; 2. Фазы: Pz I — куйавская фаза, Pz II — краенская фаза, Pm I — фаза кашубско-варминская, Pm II — гарденская фаза — (вероятно нижний дриас); 3. Рецессионные остановки ледникового покрова; 4. Зандры; 5. Долины и прадолины

Recession of the last inland ice from Poland's territory

1. Ranges: L — Leszno stage, Pz — Poznań stage, Pm — Pomeranian stage; 2. Phases: Pz I — Kuyavian phase, Pz II — Krajna phase, Pm I — Kashubian-Warmian phase, Pm II — Gardno phase — (probably the Oldest Dryas); 3. Stoppage sites of inland ice recession; 4. Sandry; 5. Valleys and pradolins

posiadający u swego czoła odpływ dystalny; a zatem wytapiany z lodu materiał wody roztopowe systematycznie wynosiły na zewnątrz dolinę Wisły. J. Lewiński (1924) dowodzi argumentami geologicznymi istnienia w tym czasie odpływu wód na południe.

Po wschodniej stronie Wisły strefa marginalna maksymalnego zasięgu zachowała się tylko na wysoczyznach morenowych w rejonie Płocka, Górzna—Dąbrówna—Nidzicy i na Wysoczyźnie Kolneńskiej. Pomiedzy tymi wysoczyznami ślady postoju lądolodu zostały rozmyte wodami sandrów: Skrwy, sandru kurpiowskiego i augustowskiego.

Moreny czołowe koło Płocka mają charakter spiętrzony (J. Kotarbiński, 1966), co zapewne uwarunkowane zostało rzeźbą przedpola. Na Wysoczyźnie Kolneńskiej moreny czołowe stadium Leszna M. Bogacki (1961) opisuje jako formy świeże, okazałe, zbudowane z grubego spiętrzonego fluwioglacjału, z dużą ilością głazów. Na zapleczu tego głównego stadium występuje kilka recesyjnych ciągów wzgórz morenowych akumulacyjnych. Budują je piaski i żwiry z udziałem gliny zwałowej i głazów. Odcinek Górzno—Nidzica odznacza się bardzo bogatą rzeźbą marginalną; z dawnych opisów wynika, że przeważają tu pagórki piaszczysto-kamieniste.

Z recesją lądolodu wiąże się sprawa odpływu wód roztopowych. W tym wypadku nie było ich wiele, głównie z racji małej miąższości lodowca. Charakterystyczną cechą stadium Leszna jest niemal zupełny brak sandrów. Na Nizinie Wielkopolskiej występują one koło Wschowy, Leszna i Witkowa. Po wschodniej stronie Wisły brak jest sandrów związanych wyłącznie z tym stadium. Nie wykluczone, że zostały one rozmyte młodszymi wodami, które mogły niekiedy wykorzystać stare szlaki odpływu. Poza tym wody roztopowe maksymalnego stadium znajdowały niemal od razu na przedpolu lodowca możliwość odpływu na zachód pradolinami Biebrzy—Narwi, częściowo Warszawsko-Berlińską i Baryczy (albo Głogowsko-Barucką), co zadecydowało o rozwoju raczej pradolin a nie sandrów.

Na podstawie analizy morfologicznej, wykonanej dla Niziny Wielkopolskiej, B. Krygowski (1961) dowodzi, że odpływ odbywał się różnymi dolinami i był bardziej skomplikowany niż się przyjmuje. A więc pradoliną Żerkowsko-Radzyńską (1—3 km szer.), wyerodowaną wyłącznie przez wody roztopowe; następnie zachodnim odcinkiem pradoliny Barucko-Głogowskiej (2—12 km szer.). W tym wypadku wody roztopowe wykorzystywały starą, szeroką, istniejącą już poprzednio dolinę (J. Czyżewski, 1948). Na odcinku Żerków—Kłodawa wody odpływały pradoliną Warszawsko-Berlińską. Wszystkie wymienione odcinki pradolinne, genetycznie różne, łączyły się ze sobą, o czym świadczy silnie zatarty, ale istniejący system teras. Wykorzystana częściowo pradolina Barucko-

-Głogowska odwadniała poprzednio jedną z faz recesyjnych stadium Warty.

W obrębie stadium Leszna nie wyodrębniono żadnej większej fazy. Mała ilość moren czołowych na zapleczu tego stadium świadczy raczej o równomiernym i szybkim zanikaniu lądolodu. Dopiero w pobliżu stadium (fazy) poznańskiego zjawiają się moreny czołowe, które wg B. Krygowskiego (1961) zarysowują przypuszczalnie istniejący, największy lob obrzański. Odpowiada mu w podłożu erozyjne obniżenie o założeniu tektonicznym. Ta wielka zakłębłość zadecydowała o przebiegu deglacjacji na tym terenie. Nagromadzona tu większa masa lodu wolniej topniała i z czasem zamieniła się w martwy lód, co przesądziło o dalszym rozwoju rzeźby, który doprowadził do powstania rozległego pola kemowego (T. Bartkowski, 1956). Wiek lobu obrzańskiego, jak i innych występujących na południe od stadium poznańskiego, nie został jeszcze określony. Być może jest on wyrazem jakiejś oscylacji lodowca stadium poznańskiego, za czym przemawiałyby ciąg silnie spiętrzonych moren zachodniego skrzydła tego lobu (Sulęcín—Sulechów), a może tylko reliktywnym lobem stadium Leszna (B. Krygowski, 1961).

#### Stadium poznańskie (ewentualnie faza)

Stadium poznańskie znacznie silniej wyrażone w terenie niż stadium leszczyńskie, przebiega na Nizinie Wielkopolskiej niemal równoleżnikowo: Słubice—Sulęcín—Pniewy—Poznań—Gniezno—Gostynin, co B. Krygowski (1961) wyjaśnia obecnością w podłożu Wyniosłości Moraskiej i Gnieźnieńskiej. Na tej właśnie linii powstały pasma moren czołowych nieraz bardzo okazałe. Ich wysokość względna, począwszy od Wysoczyzny Lubuskiej przez Poznańską do Gnieźnieńskiej, osiąga maksymalnie 100, 70 i 50 m, a szerokość — od kilku do kilkunastu km, jak np. w okolicy Łagowa. Budowa geologiczna wzgórz jest złożona, spiętrzona i akumulacyjna. Typ pierwszy spotyka się częściej w zachodnim odcinku, zwłaszcza w okolicy Sulęcina. Typ drugi, akumulacyjny, przeważa w środkowym i wschodnim odcinku głównego ciągu moren stadium poznańskiego<sup>2</sup>. Oprócz moren czołowych występuje tu cały szereg form akumulacji wodnolodowcowej związanej z rozpadem na martwe lody brzeżnej strefy lądolodu (T. Bartkowski, 1967), którego krawędź odznaczała się słabym rozczłonkowaniem i tylko lokalnie tworzyła niewielkie wygięcia.

Niewątpliwie znaczne rozmiary moren czołowych Niziny Wielkopolskiej, a przy tym spotykane w nich wielkie struktury glacitektoniczne

<sup>2</sup> Opis stadium poznańskiego wg B. Krygowskiego (1961).

stały się w swoim czasie dla P. Woldstedta podstawą do wyodrębnienia stadium frankfurckiego. Na Nizinie Niemieckiej bowiem, począwszy od Frankfurtu n. Odrą, formy marginalne leżące w przedłużeniu moren poznańskich niczym szczególnym nie odróżniają się od moren czołowych występujących między stadium brandenburskim a pomorskim (R. Schneider, 1966), stąd nie dawały podstawy do traktowania ich jako stadialnych.

W ostatnich latach B. Krygowski (1960, 1962a, b, 1964) i T. Bartkowski (1967) dowodzą starszego wieku tych wielkich struktur, odnosząc je co najmniej do zlodowacenia środkowopolskiego. Wszelkie inne, mniejsze zaburzenia w układzie warstw T. Bartkowski zalicza do zjawisk grawitacyjnych, wywołanych ustąpieniem podparcia lodowego. Wyklucza zatem istnienie glacitektonicznych zaburzeń na Nizinie Wielkopolskiej w czasie stadium poznańskiego jak i leszczyńskiego.

Sprawa na pewno jest dyskusyjna, bo przecież oprócz wielkich struktur glacitektonicznych mogą powstawać również i mniejsze. Nie można każdego wyruszenia warstw uważać za zjawisko glacitektoniczne, nie można też wykluczyć możliwości spiętrzenia materiału choćby przez lokalne ruchy mas lodowych w brzeżnej strefie lodowca, co także w jakimś sensie będzie glacitektoniką. Wydaje się, że wielkie struktury glacitektoniczne uwarunkowane są nie tylko istnieniem przeszkody terenowej w podłożu lodowca, ale i jej przekroczeniem przez lądolód, czego przykłady podają cytowani wyżej autorzy. Nie reprezentują jednak one krawędzi lodowca, ponieważ ich rozwój trwał jeszcze po przekroczeniu przeszkody pod wpływem nacisku przesuwającej się masy lodu. Wydaje się zatem, że tylko drobniejsze struktury glacitektoniczne mogą powstawać przed krawędzią lodowca, a więc w morenach czołowych.

Po wschodniej stronie Wisły krawędź lądolodu stadium poznańskiego gwałtownie skręca na północ, choć nie umiemy dokładnie wyznaczyć jej przebiegu. Począwszy od Dąbrówna — zmienia kierunek na wschodni, a od Szczytna — na północo-wschodni; wzdłuż południowych brzegów jez. Śniardwy przez Ełk dochodzi do Olecka, gdzie kryje się pod morenami stadium pomorskiego, by znów ukazać się przed nimi tuż przy granicy państwowej (J. Kondracki, S. Pietkiewicz, 1961).

Ten wschodni odcinek stadium poznańskiego, jak można sądzić na podstawie przeważnie dawnej literatury, obejmuje zespoły wzgórz bardzo różnej wielkości, najczęściej zbudowane z materiału piaszczysto-żwirowego, czasem blokowego, niekiedy o zaburzonym układzie warstw. Można oczekiwać i tu wykrycia sporej ilości form akumulacji wodno-lodowcowej, związanych z martwym lodem (K. Świerczyński, 1959; J. Kondracki, K. Świerczyński, 1961), gdyż przebieg deglacjacji odbywał się zapewne wszędzie wg podobnych praw.

Między strefami marginalnymi stadiów poznańskiego i pomorskiego występuje wiele mniejszych postojów recesyjnych, opisanych już poprzednio przez R. Galona (1952, 1956, 1961). Niejednokrotnie towarzyszyły im drobne lokalne oscylacje krawędzi lodowej, zaznaczone strukturami glacitektonicznymi w morenach czołowych i rozwojem drobnych lokalnych lobów, ścinających się wzajemnie, co przedstawił dla Wysoczyzny Gnieźnieńskiej S. Kozarski (1962).

Istnieją również obszary, na których lodowiec zanikał przez rozpad na płyty martwego lodu. Skupiają się one przeważnie na Wysoczyźnie Krajeńskiej, gdzie zajmują rozległe przestrzenie z dużą ilością ozów, kemów i wytopisk (T. M u r a w s k i, 1967), oraz na Wysoczyźnie Chełmińskiej (W. Niewiarowski, 1959). Jeśli lob obrzański okazałby się wieku poznańskiego, doszłoby wówczas jeszcze jedno rozległe pole martwych lodów i form z nim związanych — obniżenie obrzańskie.

Łądolód stadium poznańskiego wycofywał się nierównomiernie. Spośród wielu postojów recesyjnych wyodrębniają się dwa większe. Jeden od dawna znany jako faza Jastrowie, którą S. Pietkiewicz (1948?) nazwał później fazą krajeńską z morenami Wysoczyzny Krajeńskiej i Chełmińskiej, drugi — faza kujawska (R. Galon, 1961), która obejmuje moreny fazy chodzieskiej (P. Woldstedt, 1931, S. Kozarski, 1962) i moreny dobrzyńskie. Obydwie fazy mają charakter oscylacyjny, odznaczają się spiętrzoną budową moren czołowych, dość zwartym ich układem i występowaniem drobnych lobów.

Pomiędzy tymi dwoma fazami wzdłuż pradoliny Noteci—Warty zjawiają się ciągi morenowe bez lobalnych wygięć, ale silnie spiętrzone, zwłaszcza po północnej stronie pradoliny (Dębowa Góra). O intensywnej działalności glacitektonicznej na linii Dębowej Góry świadczą wysoko wyciśnięte i sfałdowane ily plioceńskie, występujące nawet w szczytowych partiach wzniesień. Ten szczególnie silny rozwój zjawisk glacitektonicznych, zbieżny z położeniem moren na antyklinorium kujawsko-pomorskim, wyjaśniany jest istnieniem w podłożu garbów i wyniosłości (R. Galon, 1961, J. Szupryczyński, 1953).

Wszystkie fazy jak i postoje recesyjne stadium poznańskiego mają przebieg mniej więcej równoleżnikowy bez względu na to, czy wyznaczają je moreny czołowe w ścisłym tego słowa znaczeniu, czy formy marginalne utworzone przez wody roztopowe przy krawędzi jeszcze żywego lodu, czy też rozpadającego się już na martwe płyty. Na kontakcie ze stadium pomorskim są one ścięte przez wciskające się z północy loby nowego nasunięcia. Razem z nim zjawia się inny kierunek w układzie moren, co już podkreślił R. Galon (1952).

Z recesją łądolodu stadium poznańskiego wiąże się szereg sandrów znacznie większych i liczniejszych od pól sandrowych stadium leszczyń-

skiego. Ich wody odwadniały strefę brzeżną topniejącego lądolodu, prowadząc wody na południe od pradoliny Warszawsko-Berlińskiej, a w dalszym etapie recesji — szlakiem późniejszej pradoliny Warty—Noteci, ciągnącej się równoleżnikowo pomiędzy fazą kujawską i krajeńską. Rozległe sandry powstały w tym czasie również na Wysoczyźnie Dobrzyńskiej i na Pojezierzu Mazurskim (sandr piski, sandr suwalski).

### Stadium pomorskie

Stadium pomorskie różni się wybitnie zarówno od stadium leszczyńskiego jak i poznańskiego. Przez pewien czas uważano je nawet za odrębne zlodowacenie i stawiano tę koncepcję na równi z koncepcją P. Woldstedta o trójdzielności ostatniego zlodowacenia. Problem ten pozostawał nie wyjaśniony do ostatnich lat okresu międzywojennego. Wyrazem tego jest mapka zasięgów zlodowaceń w Polsce, na której S. Lenczewicz (1937) wyodrębnia tylko zlodowacenie krakowskie i „młodsze” (odpowiednik środkowo-polskiego), a S. Pawłowski (1937) wyraźnie pisze, że sprawa wieku moren pomorskich nie jest rozstrzygnięta i nie wiadomo, czy traktować je jako odrębne, ostatnie zlodowacenie, czy jako jego stadium (zgodnie z tezą P. Woldstedta). Dziś sprawa ta należy do bezspornych, jeśli nie liczyć dyskusji nad zagadnieniem jego rangi (stadium czy faza). Wszyscy badacze uważają stadium pomorskie za transgresyjne. Ścina ono pod kątem niekiedy nawet prostym recesyjne moreny poznańskie i tworzy szeroką strefę o niezwykle urozmaiconej rzeźbie, wysoko wzniesioną ponad sąsiednie obszary (por. J. Kondracki — artykuł w niniejszej publikacji), pełną jezior i zatorfionych niecek pojeziernych.

W stadium pomorskim wyjątkowo silnie zaznaczył się wpływ rzeźby podłoża zarówno na przebieg glacjacji jak i deglacjacji. Wpływ ten został zapisany w układzie i w strukturze moren czołowych całej strefy marginalnej. Główny wał moren pomorskich powstał na linii jakiegoś progu, wyraźnie zarysowującego się w rzeźbie podłoża na wysokości ok. 50—100 m n.p.m. (por. mapę E. Rühle 1957, 1967, L. Roszkówna, 1963a). Wygięciom lobałnym krawędzi odpowiadają w podłożu obniżenia erozyjne, niekiedy uwarunkowane tektonicznie. Dwa największe loby Odry i Wisły związane są z obniżeniami erozyjno-tektonicznymi. Lob Odry rozwinął się w synklinorium szczecińskim, ograniczonym od SW monokliną przedsudecką, a od wschodu antyklinorium kujawsko-pomorskim. Wpływ tych struktur na rozwój lobu wydaje się niewątpliwy. Lob Wisły również utworzył się na linii tektonicznego obniżenia, na osi bruzdy bałtyckiej.

Pomiędzy tymi dwoma lobami powstało szereg mniejszych lobów widocznych w zarysie moren pomorskich: lob Regi, lob Prońnicy, lob Wieprzy, lob Słupi (czyli lob bytowski). Rozwinęły się one wzdłuż osi starych dolin rzecznych, widocznych w rzeźbie podłoża. Dzisiejsze rzeki Pomorza odzwierciedlają w pewnym stopniu tę starą sieć hydrograficzną. A zatem i na Pomorzu, podobnie jak w Wielkopolsce, rzeźba podłoża wywarła wpływ na rozprzestrzenienie się lodowca, co znalazło swoje odbicie w dzisiejszej rzeźbie (L. Roszkówna, 1963a).

Istnieją oczywiście i niezgodności, np. słaby rozwój lobu Regi, a zwłaszcza lobu mazurskiego. W obu wypadkach zdawałoby się, że istniały w rzeźbie podłoża sprzyjające warunki na to, by lodowiec posunął się dalej na południe. Prawdopodobnie jednak doszła tam do głosu budowa geologiczna i tektonika, od czego w myśl tezy B. Halickiego i T. Olczaka, zasięg lądolodu wykazuje zdumiewającą zależność. Ledwo zarysowany lob Regi leży bowiem na osi antyklinorium kujawsko-pomorskiego, zaś lob mazurski na obszarze antekliny mazursko-białostockiej. W obu wypadkach występują dodatnie anomalie grawimetryczne, a ponadto w czwartorzędzie ruchy wznoszące, znacznie zresztą silniejsze w obrębie płyty krystalicznej niż w obrębie antyklinorium pomorskiego (E. Rühle, 1965b, M. Książkiewicz, 1965). Te właśnie momenty oddziaływały zapewne hamująco na rozwój lobów. Z drugiej strony trzeba się liczyć z prawdopodobieństwem większego wyrównania rzeźby, istniejącej przed ostatnim zlodowaceniem, w stosunku do rzeźby podłoża czwartorzędu, zwłaszcza gdy idzie o głębokie obniżenie mazurskie.

Odmiennego wyjaśnienia wymagają inne wypadki niezgodności z rzeźbą podłoża, np. położenie Wzgórz Szymbarskich i Wzgórz Dylewskich (Garbu Lubawskiego) na linii głębokich starych dolin Pra-Łeby i Pra-Wisły, widocznych na mapie rzeźby podłoża czwartorzędu (E. Rühle, 1957a, 1967). Powstanie tych wielkich wzniesień słusznie chyba wyjaśnia się ich położeniem interlobalnym. Do położenia międzylobowego mogło jednak dojść z jednej strony przez uprzednie zasypanie tych głębokich dolin, z drugiej zaś dzięki istnieniu w ich pobliżu wyniosłości tucholskiej, której już S. Pawłowski (1937) przypisywał rolę bariery zatrzymującej lądolód i wyniosłości brodnickiej. Obie one zadecydowały o powstaniu w tych miejscach zatok w brzegu lodowca i potężnej akumulacji materiału.

Poświęćmy z kolei trochę więcej uwagi dwom największym lobom stadium pomorskiego.

Lob Odry, chociaż uważany za klasyczny, dotąd nie doczekał się szczegółowego, nowszego opracowania i wyjaśnienia. Zarysowuje go wieniec moren czołowych doskonale rozwiniętych, który zamyka wewnątrz rozległą misę końcową. We wschodniej jej części rozciąga się rozległe pole



drumlinowe, o radialnym — w stosunku do czoła lobu — układzie form. Towarzyszą im ozy, powstałe w późniejszym okresie, gdy lód zaczął się rozpadać i zamierać. Moreny recesyjne wewnątrz lobu występują tylko w południowej i zachodniej (NRD) jego części. W najniższym miejscu depresji końcowej powstało znane od czasów K. Keilhacka zastoisko szczecińskie. W czasie transgresji litorynowej w najgłębszą jego część wkroczyły wody Bałtyku, tworząc obecny Zalew Szczeciński. Wody zastoiskowe spłynęły z pozostałych obszarów pozostawiając terasy dochodzące na Nizinie Pyrzyckiej nawet do 52 m n.p.m. (A. Karczewski, 1965; H. Bramer, 1966).

Lob Odry jest asymetryczny. Asymetryczny nie tylko w zarysie, ale i w układzie całego inwentarza form znajdujących się wewnątrz tego ogromnego łuku. O jego asymetrii zadecydowała tektonika, a bezpośrednio rzeźba podłoża. Lob tworzył się pod działaniem dwóch różnokierunkowych sił. Z jednej strony pod naporem mas lodowych posuwających się z N i NE bruzdą bałtycką, z drugiej — pod wpływem synklinalnego obniżenia o kierunku WNW—ESE, które w plejstocenie jeszcze się obniżało (E. Rühle, 1965b, M. Książkiewicz, ..., 1965). Główny nurt mas lodowych w obrębie lobu kierował się na ESE zgodnie z osią obniżenia. Na tej też linii lodowiec posunął się dalej, co zaznaczyło się wyraźnym wybrzuszeniem południowo-wschodniej części lobu odrzańskiego. W rezultacie najgłębsza część depresji końcowej, stanowiąca obecnie najniżej położoną część Niziny Szczecińskiej (Nizina Pyrzycka), nie leży bynajmniej na osi bruzdy bałtyckiej, lecz odchyła się na SE, zgodnie z głównym kierunkiem ruchu lodu w obrębie jezora odrzańskiego.

Zapewne w obniżeniu tym lodowiec miał większą miąższość, ulegał powolniejszemu procesowi topnienia, dlatego też zalegał tu dłużej niż w zachodniej części lobu. Na długotrwałą równowagę między topnieniem a dopływem nowych mas lodu wskazuje S. Kozarski (1965), wnioskując o tym na podstawie bardzo dobrze rozwiniętych moren czołowych typu akumulacyjnego w południowym i południowo-wschodnim odcinku łuku.

O dłuższym przetrwaniu lodu w południowo-wschodniej części depresji końcowej świadczy również rozmieszczenie moren recesyjnych lobu odrzańskiego. Na terenie NRD wzdłuż całego zachodniego skrzydła lobu tworzą one kilka wyraźnych ciągów, następujących po sobie w dość regularnych odstępach (J. Gellert, 1966), natomiast w południowo-wschodniej części lobu brak jest jakichkolwiek śladów postojów recesyjnych. S. Kozarski (1965) uchwycił dla moren chojeńskich bardzo interesujący moment wchodzenia ich w główny łuk pomorskich moren stadialnych, co wyjaśnia przyczynami klimatycznymi.

Wyżej przedstawiony układ linii postojowych lodowca wskazuje na systematyczne cofanie się w kierunku NE zachodniego skrzydła lobu, a na stabilność wschodniego. Redukcja lobu postępowała więc od zachodu. W fakcie tym ujawnił się nie tylko, jak sądzę, wpływ bardziej oceanicznego klimatu na zachodzie, co się ogólnie przyjmuje, ale w dużym stopniu również wpływ rzeźby podłoża, która umożliwiła nagromadzenie się w południowo-wschodniej części misy końcowej lobu od-rzańskiego większej masy lodu, co zadecydowało o dłuższym jego tam przetrwaniu.

Charakterystykę moren czołowych stadialnych lobu Odry podaje S. Kozarski (1965). Znamienne jest rozmieszczenie poszczególnych ich typów (por. ryc. 2), wskazujące wyraźnie na większy napór mas lodowych w środkowej części lobu, od Barlinka do Recza. Ta najbardziej wysunięta na zewnątrz część lobu Odry składa się z wałów i pagórków dochodzących do 30 m wysokości względnej. Na tym też odcinku występują silne zaburzenia glacitektoniczne („obalone fałdy gliny morenowej” w Objezierzu).

Na zachód od Barlinka aż do Odry łuki są drobniejsze i przeważnie złożone już nie z pojedynczych wałów, ale z licznych form, zbudowanych z piasku, żwiru, gliny oraz głazów tworzących całą strefę czołowo-morenową. Ich wysokości względne stopniowo rosną ku wschodowi, począwszy od 3 m w Starej Rudnicy w pobliżu Odry, do 20 m w okolicy Barlinka.

Wschodnie skrzydło lobu, na odcinku Recz-Ińsko, odznacza się największymi wysokościami względnymi 20—45 m przy jednoczesnych dużych wysokościach absolutnych (144 m). Przeważają tu formy garbów i kopuł, charakteryzujące się obecnością licznych głazowisk i brakiem struktur glacitektonicznych. A zatem byłyby to moreny akumulacyjne.

Lob Wisły miał inną historię rozwoju i inny przebieg deglacjacji (L. Roszkówna, 1955, 1963b). Przede wszystkim był on bardziej symetryczny, mniejszy i nie tak wyraźnie zarysowany. Postoje recesyjne przebiegają tu odwrotnie niż w lobie Odry. Wyraźne i względnie systematyczne cofanie się lodu można prześledzić w obrębie wschodniego skrzydła lobu, bardziej skomplikowane i trudne nieraz do odczytania — w obrębie zachodniego. Na rozwój lobu działały różne czynniki; były to zarówno impulsy idące od strony lodowca główną bruzdą bałtycką, jak i od sąsiedniego lobu bytowskiego, który w pewnym momencie spychał lob Wisły, względnie hamował rozwój jego zachodniego brzegu. Wszystko to działo się w określonych warunkach topograficznych. W przeciwieństwie do „zamkniętego” lobu Odry, lob Wisły był „otwarty”, tzn. miał odpływ na południe szlakiem dzisiejszej doliny dolnej Wisły do pradolina Warty—Noteci. Moreny czołowe wyznaczające maksymalny zasięg

lobu są wykształcone przeważnie w postaci wałów często o budowie spiętrzonych i pagórków piaszczysto-gliniastych uszeregowanych jednakże w pewne ciągi.

Na zapleczu moren stadium pomorskiego dwie linie postojowe lądolodu wyodrębniają się spośród innych rozmiarami form czołowo-morenowych i większą ich zwartością; reprezentują one dwie większe fazy oscylacyjne. Bardziej południową proponuję nazwać fazą kaszubsko-warmińską, drugą, północną — fazą gardzieńską.

Do fazy pierwszej należą silnie spiętrzone moreny czołowe Wzgórz Szymbarskich z największą kulminacją w obrębie całego stadium pomorskiego — Wieżycą 329 m n.p.m., a po wschodniej stronie Wisły — moreny waplewskie, dzierzgońskie, morąskie. Na odcinku Malbork—Dzierżgoń charakteryzują się one obfitością okruchów margla senońskiego wyegzarowanego przez lodowiec z dna Zatoki Gdańskiej. Przedłużeniem ich na Pojezierzu Mazurskim są moreny czołowe zaliczane przez J. Kondrackiego (1952) do VII fazy (Jeziorany—Lutry).

Zarówno odrębność petrograficzna moren malborsko-dzierżgońskich, ich spiętrzona budowa, jak również silnie wyrażone struktury glaci tektoniczne Wzgórz Szymbarskich, świadczą o oscylacyjnym charakterze całej fazy kaszubsko-warmińskiej. Po zachodniej stronie Wisły ciągłość tej fazy została — jak się zdaje — przerwana, wciskającym się z północy młodszym lobem Wisły. Na zachód od Wzgórz Szymbarskich moreny tej fazy przypuszczalnie zostały przykryte transgresywnie lobem bytowskim, a dalej gubią się wśród licznych, bardzo ścieśnionych ciągów morenowych Pojezierza Pomorskiego. W obrębie lobu Odry mogłyby jej odpowiadać moreny szczecińskie.

Fazę gardzieńską reprezentują najbardziej okazałe spiętrzone moreny czołowe okolic jez. Gardno (S. Giedrońc, 1949) i Łeby oraz moreny znajdujące się w ich przedłużeniu. Dzisiejszy brzeg morza ścina moreny fazy gardzieńskiej pod Darłowem, wobec czego przedłużenia jej należy szukać na dnie Bałtyku, a dalej na wyspie Wolin.

Ze stadium pomorskim oraz z postojami recesyjnymi najbliższego jego zaplecza wiążą się liczne i rozległe sandry kierujące się do położonej dalej na południe pradoliny Warty—Noteci. Sandry najczęściej biorą początek z bram lodowcowych, do których wody roztopowe dochodziły licznymi rynnami subglacjalnymi i szczelinami lodowymi. Rozmiary sandrów dowodzą bardzo intensywnego topnienia lodowca tak powierzchniowego jak i subglacjalnego. Sandry pomorskie należą do najbardziej typowych i najlepiej rozwiniętych stożków sandrowych, przechodzących stopniowo w doliny sandrowe.

Jeszcze dalsze zaplecze stadium pomorskiego odznacza się zupełnie odmiennymi cechami morfologicznymi. Przeważa morena denna płaska,

ciągów morenowych jest znacznie mniej, a przede wszystkim brak tu sandrów. Zjawia się natomiast złożona i zawiła sieć dolin i pradolin odprowadzających na zachód i północo-zachód tak wody roztopowe jak i wody ekstraglacialne, dochodzące z moren pomorskich. Na Nizinie Warmińskiej zaś, z powodu braku możliwości odpływu w jakimkolwiek kierunku, tworzą się rozległe zastoiska: gdańskie, młynarskie, sępopolskie, mające swe przedłużenie na Litwie. Dominują tu one w krajobrazie morfologicznym tak, jak na Pomorzu pradoliny.

Odtworzenie przebiegu krawędzi lądolodu podczas stadium pomorskiego nie stanowi problemu z powodu silnie wyrażonej jego indywidualności morfologicznej we wszystkich krajach, gdziekolwiek ono występuje. Poważne trudności nasuwają się dopiero przy próbach rekonstrukcji jego faz recesyjnych i wiązania ich z odpowiednimi fazami krajów ościennych. Trudności wynikają z ogólnego charakteru krawędzi lądolodu stadium pomorskiego na niżu nadbałtyckim. Tworzyła tu ona na całej swej długości wiele sąsiadujących ze sobą lobów, z których każdy odznaczał się mniej lub więcej odmienną dynamiką. Stąd w konsekwencji powstał zawiły układ form marginalnych i oczywiście trudności w ich łączeniu. Po wtóre, odmienny przebieg deglacjacji na zachodzie i na wschodzie (w odniesieniu do Wisły) utrudnia, a niekiedy wręcz uniemożliwia, jakiegokolwiek próby zestawienia form marginalnych obu obszarów zresztą nie tylko polskich. Jakże np. łączyć rwące się z powodu licznych pradolin linie postojowe lodowca na zapleczu moren pomorskich z uchwytynymi zaledwie tu i ówdzie wśród zastoisk liniami postojowymi Niziny Warmińskiej? A jednak pewnym etapom recesji lądolodu musiała przecież odpowiadać jakaś, choćby najbardziej generalnie pojęta, krawędź lodowca, być może na jednym odcinku rozczłonkowana na bryły martwego lodu, a gdzie indziej zwarta. Dlatego też, mimo złożoności zadania, podejmujemy próbę synchronizacji rozrzuconych śladów postoju lądolodu, dążąc do rekonstrukcji przebiegu jego krawędzi.

Dla kontroli wyróżnionych w Polsce faz recesyjnych stadium pomorskiego szukamy ich odpowiedników w krajach sąsiedzkich.

Dla terenu Niemiec istnieje wiele opracowań z tego zakresu. W ostatnich latach zajmowali się tym zagadnieniem J. Gellert (1965), H. K l i e w e (1963, 1965), H. R e i n h a r d (1965) i in. Na Litwie, nad odtworzeniem recesji ostatniego lądolodu, pracuje szereg badaczy: A. B a s a l y k a s (1960), W. C z e p u l i t e (1962, 1963), W. G u d e l i s (1961), P. V a i t i e k u n a s (1965a,b) i in.

A zatem faza kaszubsko-warmińska, tworząca niemal jednolity ciąg na wschód od Wisły, łączy się zupełnie wyraźnie z fazą południowo-litewską (J. Kondracki 1952). Na zachodzie być może odpowiadają jej moreny szczecińskie, które nawiązują na terenie NRD do fazy zwanej

rozentalską (Rosenthaler Staffel czyli Tollense Staffel). Wewnętrzny łuk moren szczecińskich można by kierować spod Szczecina wprost na północ, mniej więcej działem wodnym Rędowa—Odra i, zostawiając pradolinę Piany na południu, dołączyć go do fazy francburskiej (Franzburger Staffel).

Następna faza, gardzieńska, występuje na najbardziej północnym skrawku terytorium Polski. Na wschodzie urywa się nad Zatoką Gdańską, na zachodzie — nad Bałtykiem koło Darłowa. Co do odcinka wschodniego, to nikłe kryteria morfologiczne i teoretyczne rozważania nie wykluczają możliwości powiązania fazy gardzieńskiej z morenami północnolitevskimi, również oscylacyjnymi. Wprawdzie pierwotnie autor niniejszego artykułu (1965) łączył ją z morenami środkowolitevskimi (por. R. Galon, 1965; J. F. G e l l e r t, 1966), jednakże nowsze datowania moren na terenie Litwy zmuszają do rewizji poprzedniej koncepcji. Na morenie środkowolitevskiej znaleziono bowiem (N. C z e b o t a r i e w a, M. W i g d o r c z y k, ..., 1965a) osady organogeniczne wieku  $13\,390 \pm 500$  lat (Raunis), a na morenie północnolitevskiej — osady böllingu  $12\,260 \pm 150$  lat (Pamiarkis) i  $12\,715 \pm 315$  lat (Rudnia). Z powyższych danych wynika, że morena środkowolitevaska należy jeszcze do stadium pomorskiego (ok. 14 000 lat) i z tej racji nie może być łączona z morenami gardzieńskimi, które na pewno są młodsze. Natomiast można by się dopatrywać jej przedłużenia na terenie Polski w morenach koszalińskich i gryfickich.

Morena północnolitevaska, w świetle przytoczonych datowań, może z kolei pochodzić z najstarszego dryasu, a w każdym razie nie może być od niego młodsza. H. Bramer (1966), rozważając wiek moren czołowych „Uznam IV”, liczy się z możliwością ich pochodzenia z najstarszego dryasu. W tej sytuacji, biorąc pod uwagę położenie moren gardzieńskich, możemy z dużym prawdopodobieństwem łączyć je z jednej strony z morenami północnolitevskimi, z drugiej strony z uznamskimi. Byłyby więc to moreny reprezentujące ochłodzenie najstarszego dryasu. Tym niemniej dopóki na terenie Polski nie określimy ich wieku bezwzględnie jak i wieku moren koszalińskich, sprawa prawidłowego łączenia moren pozostanie otwarta.

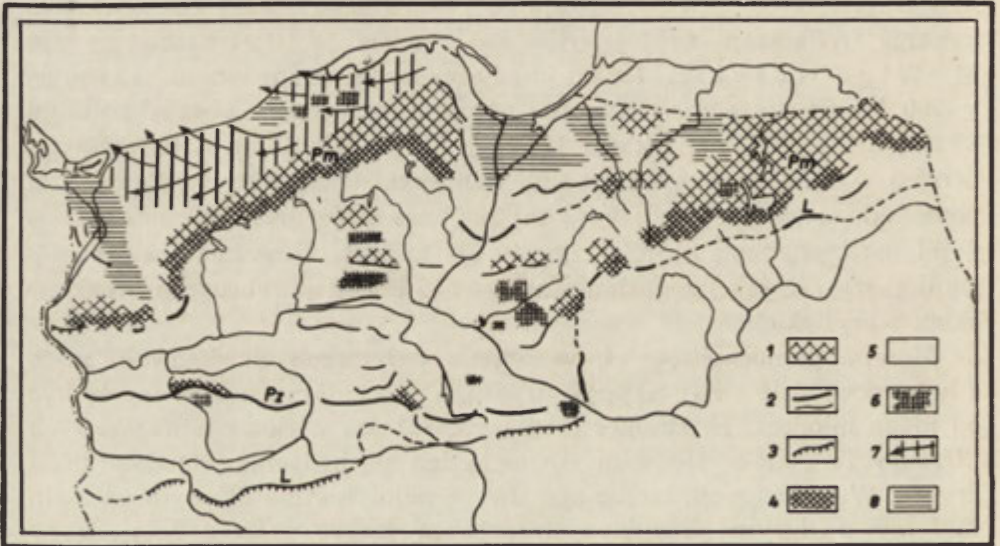
#### TYPY DEGLACJACJI I ICH UKŁAD PRZESTRZENNY NA TERENIE POLSKI

Od dawna już wskazywano na strefowość rzeźby lodowcowej, wynikającej z sukcesywnie przebiegającej recesji lądolodu (P. Woldstedt, 1936, S. Lencewicz, 1937, J. Kondracki, 1953, R. Galon, 1961 i in.).

J. Dylik (1956) przedstawia strefowość zjawisk peryglacjalnych w zależności od ich natężenia.

R. Galon (1961) widzi nadto przyczynę strefowości w zróżnicowaniu procesów akumulacji i intensywności ruchów oscylacyjnych lodowca, narastających ku północy. Stąd kolejne stadia, począwszy od leszczyńskiego, są coraz silniej wyrażone w terenie.

Z kolei warto zastanowić się nad jeszcze innym ujęciem zagadnienia, w którym punktem wyjścia będzie rodzaj deglacjacji. Chodzi o próbę klasyfikacji zjawisk towarzyszących deglacjacji i ich regionalizację w oparciu o znany z literatury materiał analityczny. Nie leży natomiast w zamiarach autora zajmowanie się samymi procesami związanymi z likwidacją mas lodowych.



Ryc. 2. Typy deglacjacji

A. Deglacjacja związana z lodem żywym:

1 — deglacjacja oscylacyjno-lobalna, 2 — deglacjacja frontalna z tendencją do oscylacji, 3 — deglacjacja frontalna bez oscylacji (akumulacyjna), 4 — deglacjacja przez ubytek mas lodowych na skutek intensywnego topnienia i odpływu proglacjalny

B. Deglacjacja związana ze stagnującym i martwym lodem:

5 — deglacjacja przez ablację, 6 — deglacjacja przez rozpad strefy krawędziowej na płyty martwego lodu, 7 — deglacjacja przez rozcinanie strefy krawędziowej wodami roztopowymi i odpływ siecią pradolin, 8 — deglacjacja przez topnienie bez odpływu

Типы дегляциации

A. Дегляциация зависящая от активного ледника:

1 — дегляциация осциляционно-лопастная, 2 — фронтальная дегляциация с тенденцией к осциляции, 3 — фронтальная дегляциация без осциляции, 4 — дегляциация в результате убытка ледниковой массы из за интенсивного таяния и прогляциальный сток

W konsekwencji wyróżnić można następujące typy deglacjacji:

A. deglacjacja związana z lodem żywym: 1) deglacjacja oscylacyjno-lobalna; 2) deglacjacja frontalna z tendencją do oscylacji; 3) deglacjacja frontalna bez oscylacji, akumulacyjna; 4) deglacjacja przez ubytek mas lodowych na skutek intensywnego topnienia i odpływ proglacialny;

B. deglacjacja związana ze stagnującym i martwym lodem: 5) deglacjacja przez ablację; 6) deglacjacja przez rozpad na martwe lody; 7) deglacjacja przez rozcinanie strefy krawędziowej przez wody roztopowe; 8) deglacjacja przez topnienie bez odpływu.

### A. Deglacjacja związana z lodem żywym

1. Deglacjacja oscylacyjno-lobalna („lobalna”). Krawędź żywego, aktywnego lodowca rozczłonkowana jest na szereg niewielkich jezorów, których powstanie uwarunkowane zostało rzeźbą podłoża. W czasie ogólnej recesji lodowca jedne z nich zamierają, przekształcając się w martwy lód, wypełniający depresje końcowe, inne, jeśli sprzyjają temu lokalne warunki topograficzne, rozwijają się dzięki dynamice lodu i wkraczają ponownie na teren poprzednio opuszczony, przekształcając istniejące tam formy i komplikując tym samym pierwotną rzeźbę.

Loby najczęściej są asynchroniczne, zwłaszcza te, które rozwijają się po wewnętrznej stronie głównej linii postojowej lodowca stadium pomorskiego. Większe loby w czasie recesji najczęściej dzielą się na drobniejsze. Takie przykłady znane są zarówno z terenu Polski jak i Niemiec oraz ZSRR.

### В. Дегляциация связанная со stagnирующим, мёртвым льдом:

5 — дегляциация в результате абляции, 6 — дегляциация как результат распада краевой зоны ледника на глыбы мёртвого льда, 7 — дегляциация являющаяся результатом расчленения краевой зоны ледника тальми водами и стока по сети прадолин, 8 — дегляциация в результате таяния но без стока

#### Types of deglaciation

##### A. Deglaciation involving dead ice:

1 — oscillatory-lobal deglaciation, 2 — frontal deglaciation with a tendency to oscillation, 3 — frontal deglaciation lacking oscillations, 4 — deglaciation by disappearance of the ice masses due to intensive melting and proglacial runoff

##### B. Deglaciation involving stagnant and dead ice:

5 — deglaciation by ablation, 6 — deglaciation by disintegration of the marginal zone into dead ice lobes, 7 — deglaciation by dissection of the marginal zone by meltwater streams and runoff by way of pradolina system, 8 — deglaciation by ice melting without drainage

Typowym obszarem tego rodzaju deglacjacji jest strefa stadium pomorskiego łącznie z najbliższym swoim zapleczem. Deglacjację oscylacyjno-lobalną reprezentują z jednej strony liczne moreny czołowe często spiętrzone, a z drugiej strony formy martwego lodu wewnątrz łuków morenowych oraz jeziora. Brak tu natomiast moreny dennej płaskiej, a niekiedy i falistej. Rzeźba w obrębie tego typu deglacjacji odznacza się dużym urozmaiceniem i malowniczością. Występuje głównie na Pojezierzu Pomorskim i Mazurskim.

2. Deglacjacja frontalna z tendencją do oscylacji („frontalna”). Brzeg lodu nie jest tak silnie rozczłonkowany, jak w typie poprzednim, raczej wyrównany i synchroniczny, ale również żywy, niekiedy dynamiczny. Dzięki większej stabilności krawędzi, powstaje w czasie postojów łądolodu stosunkowo wąska strefa moren czołowych, niekiedy spiętrzonych oraz innych form marginalnych akumulacji wodno-lodowcowej, na które zwraca uwagę T. Bartkowski (1967) podkreślając strefowość ich ułożenia.

Dalszy proces takiej deglacjacji odbywa się w pewnym rytmie, czego wyrazem są kolejno po sobie następujące pojedyncze ciągi morenowe, znaczące linie postojów, a oddzielone od siebie moreną denną płaską bądź falistą. Loby są tu z reguły niewielkie, raczej festony.

Ten typ deglacjacji, pospolity dla całego stadium poznańskiego i jego postojów recesyjnych, spotyka się również w wielkich lobach stadium pomorskiego.

3. Deglacjacja frontalna bez oscylacji („frontalna akumulacyjna”). Deglacjacja tego typu ma miejsce przy znikomej lub żadnej dynamice lodu i słabym, raczej wielkopromiennym wygięciu krawędzi. W efekcie tworzą się niewielkie moreny czołowe przy brzegu lodowca, najczęściej akumulacyjne oraz inne formy akumulacji wodno-lodowcowej. T. Bartkowski (1967) wyróżnia tu dwie wyraźne strefy: zewnętrzną, złożoną z form akumulacji wodno-lodowcowej i wewnętrznej — obejmującą formy subglacjalne (pagórki z jądrem fluwioglacjalnym). Tym typem deglacjacji charakteryzuje się przede wszystkim stadium leszczyńskie (B. Krygowski, 1961a).

4. Deglacjacja przez ubytek mas lodowych na skutek intensywnego topnienia powierzchniowego, a zwłaszcza subglacjalnego i odpływ proglacjalny. W strefie krawędziowej łądolodu tworzą się liczne rynny subglacjalne, szczeliny i bramy lodowcowe, a na przedpolu tającego w ten sposób lodowca powstają rozległe pola sandrowe („deglacjacja z efektem sandrowym”).

Ten typ ściśle wiąże się z deglacjacją oscylacyjno-lobalną, a nawet jest nią uwarunkowany. Występuje zatem przede wszystkim w obrębie



stadium pomorskiego. Związek ten tłumaczy się obecnością dużej ilości „bram lodowcowych”, tworzących się najczęściej na kontakcie lobów. Na styku dwóch jeziorów lodowcowych, o różnej dynamice, najłatwiej tworzą się szczeliny i tunele subglacjalne, które wykorzystywane przez wody roztopowe dają początek sandrom.

#### B. Deglacjacja związana ze stagnującym i martwym lodem

5. Deglacjacja przez ablację („dennomorenowa”), tj. przez powierzchniowy zanik mas lodowych. Ten typ daje morenę denną płaską lub falistą. Największe obszary zajmuje ona na terenie Wielkopolski i Kujaw oraz na nizinie przy morskiej Pomorza.

6. Deglacjacja przez rozpad strefy krawędziowej na drobne bryły (płaty) martwego lodu, wywołany różnymi czynnikami lokalnymi. W rezultacie powstaje rzeźba typu kemowego („deglacjacja kemowa”). Typ ten występuje w rozproszeniu na niewielkich obszarach (W. Niewiarowski, 1963); nie wszędzie wprawdzie został rozpoznany, ale zdaje się być bardzo pospolity.

7. Deglacjacja przez rozcinanie strefy krawędziowej wodami roztopowymi (in- sub- i supra-glacjalnymi) doprowadzające do powstania rozległych płatów martwego lodu. Odpływ wód odbywa się kształtującymi się powoli dolinami marginalnymi. W rezultacie tworzy się zawiła sieć pradolinna (deglacjacja „pradolinna”). Płaty martwego lodu dały tu przeważnie rzeźbę dennomorenową, rzadziej kemową.

Tego rodzaju deglacjacja miała miejsce na zapleczu moren pomorskich. Jej rozwój wyjaśniają specyficzne warunki rzeźby: mianowicie obecność bariery moren czołowych, która uniemożliwiała odpływ wód na południe oraz nachylenie terenu na NW, skośne do krawędzi lądolodu, pozwalające na odpływ wód roztopowych na zachód.

8. Deglacjacja przez topnienie bez odpływu („zastoiskowa”). W rezultacie tego typu deglacjacji tworzą się przed czołem lądolodu lokalne zastoiska. Są one z reguły asynchroniczne; czas ich trwania był bardzo różny. Po ustąpieniu wód zastoiskowych pozostaje równina zbudowana z utworów limnoglacjalnych mulasto-piaszczystych lub ilastych.

Ten rodzaj deglacjacji rozwinął się na wielką skalę na zapleczu moren czołowych Pojezierza Mazurskiego, począwszy od zastoiska gdańskiego nad dolną Wisłą. Warunki topograficzne uniemożliwiały tu odpływ nie tylko na południe, ale i na zachód. Deglacjacja „zastoiskowa” jest charakterystyczna, niemal typowa, dla wszystkich krajów nadbał-

tyckich, położonych na wschód od Polski. Na Pojezierzu Pomorskim jak i na Nizinie Niemieckiej zastoiska były zjawiskiem zupełnie sporadycznym.

Przez Polskę zatem przebiega europejska granica pomiędzy dwoma zasadniczymi typami deglacji, występującymi na zapleczu stadium pomorskiego: deglacją „pradolinną” z odpływem wód roztopowych na zachód i deglacją „zastoiskową”, gromadzącą je w zamkniętych basenach.

Oprócz tego południkowego podziału w obrębie jednej strefy, najbardziej północnej, na pozostałym obszarze ostatniego zlodowacenia zaznacza się charakterystyczna równoleżnikowa strefowość w rozmieszczeniu typów deglacji: „sandrowej”, „denomorenowej” oraz łącznie



*fol. L. Roszko*

Fot. 1. Moreny czołowe pod Tczewem  
Фронтальные морены под Тчевом  
Terminal moraines near Tczew

wszystkich typów deglacji, związanych z lodem żywym. Te ostatnie („lobalna”, „frontalna” i „frontalno-akumulacyjna”) występują na przemian w obrębie poszczególnych stref marginalnych.

W rozmieszczeniu przestrzennym typów deglacji uderza ponadto stopniowy wzrost ku północy intensywności nie tylko akumulacji i ruchów oscylacyjnych lodowca, o czym mówi R. Galon (1961), ale również natężenia procesów towarzyszących zanikowi mas lodowych począwszy

od stadium leszczyńskiego po stadium pomorskie. Wyraża się on w miarę posuwania się ku północy w coraz lepiej i bogaciej rozwiniętych sandrach, jak też i w większej ilości rynien, świadczących o intensywniejszym topnieniu subglacjalnym, a przez to i silniejszym rozcinaniu tunełami i szczelinami brzeżnej strefy lodowca. Niewątpliwie moment ten wiąże się z większą ilością lobów w obrębie stadium pomorskiego, spowodowanych bardziej urozmaiconą niż na południu, a więc korzystniejszą dla rozwoju lobów, rzeźbą podłoża jak i zmianą klimatu.

Wyjaśnienie takiego a nie innego układu przestrzennego typów deglacjacji, ich strefowości jak i zróżnicowanego natężenia zjawisk nie jest sprawą prostą. Przy złożoności przyczyn na pewno trzeba się liczyć z jednej strony z czynnikami klimatycznymi i zróżnicowaną dynamiką lądolodu w poszczególnych okresach czasowych, z drugiej strony — z odmienną na różnych obszarach rzeźbą podłoża.

#### LITERATURA

- Augustowski B., 1956 — Spostrzeżenia ze strefy kontaktowej zlodowacenia bałtyckiego i środkowopolskiego w okolicy Wschowy. *Bad. fizjogr. nad Polską zach.*, t. III, Poznań.
- Bartkowski T., 1956 — Z zagadnień geomorfologicznych okolicy Międzyrzecza, *Bad. fizjogr. nad Polską zach.*, t. III, Poznań.
- Bartkowski T., 1967 — O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Prace Kom. geograf.-geolog. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, t. VII, z. 1.
- Basalykas A., 1960 — Main features of glacial morphology of Lithuania. *Collectanea Acta Geogr. Lithuanica*, Vilnius.
- Basalykas A. B., 1963 — O raznowidnostiach koniecznych moren, wstriezczajemych na teritorii Litwy. Krajowyje formy reliefu matierikowego oledienienija na ruszkoj rawninie. *Trudy Kom. po izucz. czetwierticznogo perioda t. XXI*, A. N. Moskwa.
- Bogacki M., 1961a — Kumielsk, Marginal formes of the Leszno stage. *Guide-Book of Excurs. D, North-East Poland*, VIth Congr. INQUA, Poland 1961.
- Bogacki M., 1961b — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000 ark. Kolno. *Dokum. geogr. z. 4*, IG PAN.
- Bogacki M., 1966 — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000 ark. *Pisz. Dokum. geogr. z. 1*, IG PAN.
- Bramer H., 1966 — Nowe dane do zagadnienia zastoiska szczecińskiego. *Bad. fizjogr. nad Polską zach.*, t. XVII, Poznań.
- Czebotariewa N., Wigdorczyk M., Griczuk V., Faustowa M., 1965a — Stratigrafia otłożenij wałdajskiego oledienienija. *Poslednij jewrop. ledn. pokrow*, INQUA 1965 USA, Moskwa.
- Czebotariewa N., Faustowa M., Vaitiekunas P., Dewiatowa E., 1965b — Granica wałdajskiego oledienienija i krajowyje obrazowanija maksimalnoj stadii. *Poslednij jewrop. ledn. pokrow*, INQUA 1965 USA, Moskwa.
- Czebotariewa N., Griczuk W., Wigdorczyk M., Faustowa M., Biske G., Vaitiekunas P., Gudelis W., Dewiatowa E., 1965c —

- Główny etapy degradacji i kraje wyje zony. Poslednij jewrop. ledn. pokrow, INQUA 1965 USA, Moskwa.
- Cepek A., 1965 — Stratigrafia pleistocenowych otłóženij. Poslednij jewrop. ledn. pokrow, INQUA 1965 USA, Moskwa.
- Czepulite W., 1962 — Osnownyje połosy marginalnych obrazowanij na tierri-torii Litvy i prilegajuszczych rajonow. Trudy A. N. Litowskoj SSR, ser. B, I (28), Vilnius.
- Czepulite W., 1963 — Stadialnyje połosy reliefa nowoczetwerticznogo oledienienija na tierriitorii jugowostocznoj Pribaltiki. Trudy Kom. po izucz. czetvert. perioda, XXI, Moskwa.
- Czyżewski J., 1948 — Dolina Baryczy. Czas. geogr. t. XIX.
- Dylik J., 1956 — Coup d'oeil sur la Pologne periglaciaire. Biul. perygl. 4.
- Franz H., Weisse R., Schneider R., Reinhard H., Kliewe H., Schultz H., Nitz B., Lembke H., Marzinek J., 1965 — Geomorfologia obłasti poslednego oledenienija. Poslednij jewrop. ledn. pokrow, INQUA 1965 USA, Moskwa.
- Franz H., Weisse R., 1965 — Das brandenburger Stadium. Die Weichsel-Eiszeit in Gebiet der DDR, Berlin.
- Galon R., 1952 — O fazach postoju ładolodu na obszarze Pomorza. Księga pamiąt. Tow. Nauk. w Toruniu.
- Galon R., 1956 — The problem of the last glaciation in Poland. Przegl. geogr. vol. XXVIII, Suppl.
- Galon R., Roszkówna L., 1961 — Extents of the Scandinavian glaciations and of their recession Stages on the territory of Poland in the light of an analysis of the marginal forms of inland ice. Przegl. geogr. t. XXXIII, z. 3.
- Galon R., 1961 — General Quaternary problems of North Poland. VIth Congr. INQUA, Guide-book of Excurs. „From the Baltic to the Tatras” part I, North Poland, Łódź.
- Galon R., Gellert J., Serebrjanyj L., Czebotariewa N., 1965 — Morfologia krajowych zon i ich korrelacija. Poslednij jewrop. ledn. pokrow, INQUA 1965 USA, Moskwa.
- Gellert J. F., 1965 — Die Eisrandlagen des norddeutschen Tieflandes. Die Weichsel-Eiszeit in Gebiet der DDR, Berlin.
- Gellert J. F., 1966 — Morphologie der Eisrandzonen der letzten skandinavischen Vereisung in Mittel- u. Osteuropa. Geogr. Berichte, 39, 2.
- Giedrojć-Juraha S., 1949 — Moreny czołowe okolic jeziora Gardno. Czas. geogr. t. XX.
- Gudelis W., 1961 — Oczerk po gieologii paleogeografii czetwerticznogo perioda (antropogena) Litwy. Inst. Geol. Prace t. XXXIV, Czwartorzęd Europy środkowej i wschodniej, cz. I, VIth Congr. INQUA, Warszawa.
- Halicki B., 1950 — Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim. Acta Geol. Polon. vol. I.
- Halicki B., Olczak T., 1953 — Złodowacenie czwartorzędowe i anomalie gramimetryczne na Niżu Europejskim. Acta Geol. Polon. vol. 3.
- Karczewski A., 1965 — Z zagadnień geomorfologicznych Niziny Pyrzyckiej. Bad. fizjogr. nad Polską zach. t. XV, Poznań.
- Kliewe H., 1963 — Über küstennahe Endmoränen des spätglazialen Oder — Gletscherstromes. Report of the VIth Intern. Congr. Quat., Warsaw 1961.
- Kliewe H., 1965 — Das Pommersche Stadium nördlich des Mecklenburgischen Grenztales. Die Weichsel—Eiszeit in Gebiet der DDR, Berlin.

- Kondracki J., 1952 — Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Z Badań czwartorzędu, Biul. PIG, 65.
- Kondracki J., 1953 — Mapa geomorfologiczna Polski. Przegl. geogr. t. XXIII.
- Kondracki J., Lencewicz S., 1959 — Geografia fizyczna Polski, Warszawa.
- Kondracki J., Pietkiewicz S., 1961 — Extent and stages of the last glaciation in north-east Poland. Guide-book of Excurs. D., North-East Poland, VIth Congr. INQUA, Poland 1961.
- Kondracki J., Swierczyński K., 1961 — Deglaciation processes of the last glaciation (Würm) on the Masurian Lake District. Abstr. of Papers, INQUA VIth Congr., Poland 1961.
- Kondracki J., Pietkiewicz S., 1963 — Le problème de la dernière glaciation (Würm) au Nord-Est de la Pologne. Report of the VIth Intern. Congr. Quat. Warsaw 1961, vol. III.
- Kondracki J., 1965 — Geografia fizyczna Polski, Warszawa.
- Kotarbiński J., 1966 — Budowa i wiek moren czołowych w okolicy Gozdowa na Wysoczyźnie Płockiej. Przegl. geogr., t. XXXVIII, z. 1.
- Kozarski S., 1962 — Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci—Warty. Prace Kom. geogr.-geol. t. II, z. 3, Pozn. Tow. Przyj. Nauk.
- Kozarski S., 1965 — Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci—Warty. Prace Kom. geogr.-geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, t. V, z. 1.
- Krygowski B., 1952 — Zagadnienie czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej. Z badań czwartorzędu, t. 2, Biul. Inst. Geol., 66.
- Krygowski B., 1959 — O związkach rzeźby dzisiejszej powierzchni ze strukturą podłoża na Pomorzu Szczecińskim. Zesz. nauk. UAM, Geogr., 2.
- Krygowski B., 1960 — Old structures in young endmoraines. Przegl. geogr. vol. XXXII, Suppl.
- Krygowski B., 1961a — Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej cz. I — Geomorfologia, Poznań.
- Krygowski B., 1961b — The map of the sub-pleistocene surface of the Great Polish Lowland, INQUA VIth Congr. Warsaw 1961, Guide-book of Excurs. A — The Great Poland Lowland, Łódź.
- Krygowski B., 1962a — Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacictektonicznych niżowej części Polski zachodniej. Bad. fizjogr. nad Polską zach., t. IX, Poznań.
- Krygowski B., 1962b — Rola glacictektoniki w rozwoju niżowej rzeźby Polski zachodniej. Czas. geogr. t. XXXIII, z. 3.
- Krygowski B., 1964 — O przetrwałości stref glacictektonicznych. Zesz. nauk. UAM, Geogr., 4.
- Książkiewicz M., Samsonowicz J., Rühle E., 1965 — Zarys geologii Polski, Warszawa.
- Lencewicz S., 1927 — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Prace PIG, t. II, z. 2.
- Lencewicz S., 1934 — La vallée de la Vistule aux environs de Płock. Congr. Intern. Géogr. Excurs. C. I. Warszawa.
- Lencewicz S., 1937 — Polska, Wielka geogr. powsz., Warszawa.
- Lencewicz S., (opracowanie J. Kondrackiego), 1955 — Geografia fizyczna Polski, Warszawa.
- Lewiński J., 1924 — Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. Sprawozd. PIG, t. II.

- Łyczewska J., 1960 — Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw wschodnich. Z badań czwartorzędu w Polsce t. IX, Biul. Inst. Geol. 150.
- Majdanowski S., 1947 — Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim. Przegl. geogr. t. XXI.
- Mojski J. E., 1960 — Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej. Kwart. geol. t. IV.
- Mojski J. E., Nowicki A., 1964 — Iz geologii czwartiecznego perioda siewiero-wostocznoj Polshi. Report of the VIth Intern. Congr. Quat. Warsaw 1961, t. II.
- Mojski J. E., 1965a — Stratigrafia posledniego lednikowego jarusa. Poslednij jewrop. ledn. pokrow. INQUA 1965 USA, Moskwa.
- Mojski J. E., 1965b — Mapa zasięgow facjalnych neoplejstocenu w Polsce. Atlas geologiczny Polski, z. 12/15, Czwartorzęd, Warszawa.
- Murawski T., 1966 — Mapa morfologiczna Wysoczyzny Krajeńskiej. Rękopis, IG PAN, Toruń.
- Niewiarowski W., 1959 — Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. Stud. Soc. Sc. Torun, vol. IV, 1.
- Niewiarowski W., 1963 — Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland as compared with kames known from other regions. Report of the VIth Intern. Congr. Quat. Warsaw 1961, vol. III.
- Okółowicz W., 1956 — Morfogenezja wschodniej części Pojezierza Pomorskiego. Z badań czwartorzędu t. 7, Biul. Inst. Geol. 100.
- Pachucki Cz., 1952 — O przebiegu moren czołowych ostatniego zlodowacenia północno-wschodniej Polski i terenów sąsiednich. Biul. PiG, 65, I.
- Pachucki Cz., 1961 — Moreny czołowe ostatniego zlodowacenia na obszarze *Peribalticum*. Roczn. Pol. Tow. Geol. XXXI, z. 2—4, Kraków.
- Pawłowski S., 1934 — Le paysage géographique de la Pologne du Nord-ouest. Congr. Intern. de Géogr., Varsovie 1934, Excurs. B2.
- Pawłowski S., 1937 — Budowa geologiczna i krajobrazy morfologiczne Pomorza. Słownik geogr. Państwa Polskiego, Warszawa.
- Reinhard H., 1965 — Das Pommersche Stadium südlich des Mecklenburgischen Grenztales. Die Weichsel-Eiszeit in Gebiet der DDR, Berlin.
- Roszkówna L., 1955 — Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego. Stud. Soc. Sc. Toruń. Sec. C, vol. 2.
- Roszkówna L., 1956a — Zagadnienie zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą. Stud. Soc. Sc. Toruń. Sec. C, vol. III, 1.
- Roszkówna L., 1956b — "The stages and phases of the last glaciation in Poland" — mapa przy artykule R. Galona "The problem of the last glaciation in Poland", Przegl. geogr. Suppl. t. 28.
- Roszkówna L., 1961 — "Extents of the scandinavian glaciations in Poland" — mapa przy artykule wspólnym z R. Galonem: "Extents of the Scandinavian Glaciations and of their recession stages on the territory of Poland...". Przegl. geogr. t. XXXIII, z. 3.
- Roszkówna L., 1963a — L'influence de la surface sousquaternaire sur le développement du relief de la Poméranie. Report VIth Congr. INQUA Poland 1961, vol. 3, Łódź.
- Woldstedt P., 1935 — Geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1:1 500 000, Berlin.
- Woldstedt P., 1936 — Über morphologische Zonen im nordeuropäischen Vereisungsgebiet. Comptes rendus du Congr. Intern. de Géogr. Varsovie 1934, t. II.

- Roszkówna L., 1963b — Le recule de l'inlandsis baltique aux environs de la Basse Vistule pendant le stade de Pomeranie. Report VIth Congr. INQUA Poland 1961, vol. 3, Łódź.
- Roszkówna L., 1965 — Odstupanie lednika na terytorii Polski. Poslednij jewrop. ledn. pokrow, INQUA 1965 USA, Moskwa.
- Rotnicki K., 1963 — Zagadnienie zasięgu stadiałów leszczyńskiego i poznańskiego w południowo-wschodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej. Bad. fizjogr. nad Polską zach. t. XI, Poznań.
- Różycki S. Z., 1961 — Middle Poland. Guide-book of Excursion "From the Baltic to the Tatras", part II, vol. I, INQUA VIth Congr., Warsaw 1961.
- Różycki S. Z., 1965 — Traits principaux de la stratigraphie et de la paléomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. Report of the VIth Intern. Congr. Quat. Warsaw 1961, vol. I.
- Rühle E., Sokołowski S., Tyska M., 1957a — Mapa geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych. Atlas geologiczny Polski, Warszawa.
- Rühle E., 1957b — Mapa utworów czwartorzędowych Polski w skali 1:2 000 000. Z badań czwartorzędu w Polsce, nr 8, Biul. Inst. Geol. 118.
- Rühle E., 1965a — Substratum du Quaternaire et son influence sur la repartition et les propriétés des sediments quaternaires en Pologne. Report of the VIth Intern. Congr. Quat. Warsaw 1961, vol. I.
- Rühle E., 1965b — Relief doczetwierticznych porod i jego wlianie na rasprostranienije i charakter lednikowych otłozenij. Poslednij jewrop. ledn. pokrow, INQUA 1965 USA, Moskwa.
- Schneider R., 1965 — Die Frankfurter Staffel. Die Weichsel-Eiszeit in Gebiet der DDR, Berlin.
- Skompski S., 1961 — Ozy Kotliny Płockiej. Przegl. geogr. t. 35, z. 3.
- Skompski S., Słowański W., 1964 — Poligenetyczna dolina Wierzbicy koło Płocka. Acta Geol. Polon. vol. XIV, 3.
- Słowański W., Skompski S., 1965 — Sandry i terasy rzeczne w dolinie Skrwy i Wisły w okolicy Płocka. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. XI.
- Szupryczyński J., 1958 — Relief and geological structure of Dębowa Góra. Biull. de l'Acad. Polon. de Sci. vol. 6, 6.
- Swierczyński K., 1959 — Z badań środowiska geograficznego w pow. Mrągowskim. Stosunki geomorfologiczne. Prace geogr. IG PAN, 19.
- Urbaniak U., 1965 — Przyczynek do paleogeografii Kotliny Płockiej. Przegl. geogr. t. 37, z. 4.
- Urbaniak U., Kotarbiński J., 1966 — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000 ark. Gąbin. Dokum. geogr. IG PAN, z. 5.
- Vaitiekunas P., 1965a — Niekotoryje woprosy glacijomorfologii w swiecie nowych danych geomorfologiczeskiego izuczenija terrytorii Litwy. Krajewyje obrazowanija materikowego oledienienija, Moskwa.
- Vaitiekunas P., 1965b — Stadialnost' posledniego oledienienija w jużnoj pribaltikie i strukturno-facjalnyje osobiennosti stadialnych i meżstadialnych obrazowanij.
- Woldstedt P., 1925 — Die grossen Endmoränenzuge Norddeutschlands. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 77.
- Woldstedt P., 1932 — Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über Herausbildung des Netze-Warthe Urstromtales. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. Bd 52.

*Людмила Рошко*ОТСТУПАНИЕ ПОСЛЕДНЕГО МАТЕРИКОВОГО ЛЕДНИКА  
НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЬШИ

## Резюме

Настоящая статья является расширенным и пополненным видоизменением статьи предназначенной на Международный конгресс INQUA в Соединенных Штатах в 1965 г.<sup>1</sup>

С вопросом последнего оледенения увязывается несколько серьезных проблем, которые обсуждаются в настоящей статье: проблема максимального распространения оледенения, проблема возраста отдельных его участков и проблема дэгляциации, в самом широком понимании.

Предел максимального распространения ледника, до недавнешнего времени являлся еще подлежащим дискуссии, в настоящее же время он уже довольно четко установлен (карта 1). Обращает на себя внимание то обстоятельство, что ледниковый покров был очень неравномерно распространенным: на Велькопольской низине он продвинулся к югу на 200 км дальше чем на территории, расположенной к востоку от Вислы, где он занял только Мазурское поозерье. Это объясняется геологическим строением более глубоких участков основания четвертичных отложений, а это несомненно отразилось на рельефе территории, которую встретил на своем пути надвигающийся ледник.

Все еще невыясненным остается вопрос северопольского оледенения (W. Halicki 1950), которое рассматривалось многократно в научной литературе: J. E. Moiski, A. Nowicki 1964, на основе анализов геологических профилей, не соглашаются с тезисом выдвинутым В. Halicki, хотя и не отрекаются от него окончательно, допуская возможность существования если не отдельного оледенения, то во всяком случае более древней стадии вюрма, зафиксированной белостоцкими моренами. Если бы так могло быть в действительности, то предел максимального распространения последнего оледенения, являлся бы на этом участке продвинутым значительно к югу.

Граница максимального распространения ледника в основном отвечает по возрасту стадии Лешна (бранденбургской). Только на территории среднего течения Вислы, в пределах обширной, плоской лопасти ледника, вопрос неясен и до сих пор является нерешенным. P. Woldstedt (1935, 1936) высказал предположение, что на этом участке младшая стадия (франкфуртская) продвинулась южнее более древней стадии. Некоторые польские исследователи были согласны с Вольдштетом. У других польских исследователей — другое мнение по этому вопросу. Они считают наоборот, что у познанской стадии (франкфуртской) распространение было меньшим, чем у лещинской. Но ни одна группа исследователей не представляет достаточно сильно обоснованных доводов, чтобы эту проблему можно было считать решенной.

Проблема дэгляциации, ход которой оставался в зависимости от местных условий и не был одинаковым на всей территории, представлена картографическим методом на

---

<sup>1</sup> Мне приходится выяснит, хоть и с большим сожалением, но ради научной точности, что в мою статью, помещенную в публикации появившейся по okazji Международного конгресса INQUA (L. Roszkówna 1965) вкралось очень много серьезных ошибок. Причиной этого был вероятно слишком короткий срок для выполнения перевода моей статьи с английского языка на русский (английский текст был послан в редакцию в Москву).



двух приложенных картах (рис. 1, 2). Выделяются три стадии: ст. лешинская, познанская, за последнее время её часто рассматривают как фазу, и ст. померанская. Ст. Лешна выражена морфологически слабее всех, а у следующей наблюдается все более ясно выраженный, морфологический облик.

В пределах познанской стадии выделяются две фазы: куявская (R. Galon, 1961) и краенская, известная издавна. Севернее померанской стадии выделяются две фазы: кашубско-варминская и гарденская (L. Roszkówna, 1965). Кроме того существуют многочисленные дробные следы рецессионных остановок. На распространение ледника в период отдельных стадий очень большое влияние имел рельеф основания.

Особенно сильно это отразилось на померанской стадии. Выделенные стадии имеют свое ясно выраженное продолжение к западу и востоку от государственных границ Польши. Краенская и куявская фазы — явление местное. Но фазы выделенные на тылах померанских морен имеют свое продолжение на территории Литвы и ГДР, хотя вопрос правильного их объединения является очень трудным. Кашубско-варминской фазе отвечают южно-литовские морены (связь очень ясно выражена) а на западе быть может, отвечает ей розентальская фаза. Гарденская фаза могла бы соединиться с одной стороны с северо-литовскими моренами, на которых найдены отложения беллинг (Pamiarkis, Rudnia) с другой стороны с моренами Узнам которые по Н. Вгамег (1966) могут принадлежать самому древнему дриасу. Центрально-литовские морены, с поздне-померанской датировкой, можно бы было связывать в одно с кошалинскими и грифицкими.

Выделяются следующие типы деглациации:

#### А. Деглациация в связи с активным льдом

1. Деглациация оспилационно-лопастная, или деглациация с осцилирующими лопастями, при чем край ледника является сильно расчлененным и у каждой лопасти свои собственные динамические свойства, зависящие в большой степени от местных топографических условий. В результате образуется широкая зона с очень разнообразным ландшафтом, с фронтальными моренами, озерами и формами рельефа образовавшимися с участием мертвого льда. Ландшафт плоской морены донной здесь отсутствует. Этот тип рельефа и тип деглациации является характерным для померанского и мазурского поозерья.

2. Фронтальная деглациация с тенденцией к осцилации. Край льда относительно выравненный и довольно устойчивый, в результате чего подчас таяния льда образуется уская, фронтально-моренная зона с аккумулятивными и напорными формами рельефа. Этот тип является обычным для познанской стадии и для отдельных, рецессионных остановок (сравнить рис. 2). Наблюдается также в пределах крупных лопастей.

3. Фронтальная деглациация без осцилации. В условиях слабого расчленения края ледника образуется морены и другие аккумулятивные формы рельефа, которые являются характерными, главным образом для стадии Лешна.

4. Деглациация как результат убытка ледяной массы вследствие интенсивного таяния и проглативального стока вод. В краевой зоне ледникового покрова образуются многочисленные, подледниковые ложбины стока, трещины и ледниковые ворота, у устья которых отлагаются зандры (деглациация с зандровым эффектом). Этот тип тесно связан с первым и даже является им обусловленным.

#### Б. Деглациация связанная со стагнирующим и мертвым льдом.

5. Деглациация из за абляции. В эффекте образуется плоская или волнистая донная морена. Этот тип является наиболее распространенным на Велькопольской низине и па Куявах.

6. Деглациация из за распада краевой зоны ледника на глыбы мертвого льда. В результате образуется камовый рельеф. Этот тип наблюдается в рассеянном распро-

странении на относительно небольших территориях, но кажется что он является очень обычным типом.

7. Деглациация из за расчленения краевой зоны ледника тальми водами, что способствует образованию обширных глыб мертвого льда, в промежутках между которыми устанавливается сток талых вод. В результате образуется сложная сеть ложбин стока (прадолин). Этот тип деглациации наблюдается на тылах померанских морен.

8. Деглациация из за таяния льда и отсутствия стока. Она осуществлялась там, где топографические условия делали невозможным любой сток. В результате, у края льда образовались плотинные озера, как правило, асинхронные. Этот тип деглациации наблюдается на тылах Мазурского поозерья и тянется через все прибалтийские страны. На территории померанского поозерья как и на германской низменности плотинные озера были редким явлением, так как там осуществлялся сток по сети прадолин. И так, через территорию Польши на линии Вислы, проходит европейская граница между двумя различными типами деглациации на тылах померанской стадии.

В распределении типов деглациации намечается широтная зональность, а также постепенное увеличение к северу интенсивности не только аккумулятивных процессов и осцилляционных подвижек в краевой зоне, но и увеличение интенсивности процессов, сопутствующих замиранию масс льда начиная со стадии Лешна до померанской стадии. Разъяснение всех этих явлений — дело сложное. С одной стороны следует учитывать климатические факторы и разнообразие динамики ледникового гоокрова, с другой стороны — различия в рельефе основания в разных областях рассматриваемой территории.

*Ludmiła Roszko*

#### RECESSION OF LAST INLAND ICE FROM POLAND'S TERRITORY

#### Summary

Note: this paper is an enlarged and supplemented version of this author's paper prepared for the VII International INQUA Congress held in the USA in 1965<sup>1</sup>.

Connected with history of the last glaciation are a number of important questions which shall be dealt with hereafter: the problem of the maximum extent of this glaciation, that of the age of its successive periods, and the problem of deglaciation in the widest concept of this term.

The boundary of the widest extent of the ice sheet, until recently very much in dispute, has by now been established fairly accurately (Map 1). Striking is the unequal penetration of the inland ice which in the Great Poland lowland advanced some 200 km farther southwards than east of the Vistula where it took in only the Masurian Lake District. Scientists consider this to have been brought about by differences in the relief of the lower substratum — a fact undoubtedly reflected in the surface relief of the land onto which the advancing glacier transgressed.

<sup>1</sup> To be accurate, the author is extremely sorry to have to explain, that into her paper which was part of the publication issued for the VII International INQUA Congress in 1965 (L. Roszkówna 1965), a number of essential errors have slipped in. This was probably caused by the short time in which the Russian translation had to be prepared from the English text transmitted to the Moscow editors.

A matter which continues to be controversial is the problem of the North Polish glaciation (B. Halicki 1950) which has been widely discussed in literature. With analyses of geological profiles as basis, J. E. Mojski and A. Nowicki (1964) are inclined to disavow B. Halicki's theory; all the same, they do not definitely reject it, admitting that while there may not have been a separate glaciation, an older Würm stage may have occurred represented by the Białystok moraines. If this really is so, this would mean a markedly southward shift of the boundary of the maximum extent of the last glaciation in this part of Poland.

On the whole, the age of the maximum extent of the inland ice is connected with the Leszno (Brandenburg) stage. It is only in the region of the middle course of the Vistula, in the wide Plock lobe, that this matter is open to doubt and so far remains unsolved. P. Woldstedt (1935, 1936) held the opinion that in this section the older stage has been overrun by a younger (the Frankfurt) stage. A number of Polish scientists have endorsed this belief, while others are of the opposite opinion, i. e. that the Poznań (Frankfurt) stage reached less far than the Leszno stage. However, neither side has succeeded in putting forward arguments weighty enough to consider this question solved.

The problem of deglaciation which has proceeded in different ways depending on local conditions, has been illustrated cartographically in the two maps attached to this paper (Figs. 1 and 2). On these maps the author distinguishes three stages: the Leszno stage, the Poznań stage which in recent times is often thought to be only a phase, and the Pomeranian stage. Beginning with the Leszno stage which is recorded least intensely in the field, the succeeding stages each disclose increasingly impressive morphological features.

Within the Poznań stage two phases of long standing are being distinguished: the Kuyavian phase (R. Galon 1961) and the Krajna phase. North of the main Pomeranian moraines there are two phases: the Kashubian — Varmian and the Gardno phase (L. Roszkówna 1965). Moreover here numerous minor traces of recessive halting places are in evidence. The spread of the inland ice was always to a high degree contingent upon the surface relief of the substratum, as indicated particularly strongly during the Pomeranian stage.

The extent of the stages mentioned above goes distinctly beyond Poland's territory, both east- and westwards. While the Kuyavian and the Krajna phases are only of local significance, the phases distinguished in the rear of the Pomeranian moraines have counterparts complementing them in Lithuania and GDR, for all the difficulties encountered in correlating them. Very distinctly the Kashubia — Varmia phase ties up with the moraines of South Lithuania, and westward the Rosenthal phase (Rosenthaler Staffel) is probably the extension looked for. The Gardno phase may have, on the one hand, its continuation in the North Lithuanian moraines in which Bolling deposits have been identified (at Pamiarkis, Rudnia) and, on the other, in the Uznam (Usedom) moraines which according to H. Bramer (1966) may be dated from the Oldest Dryas. The moraines of Middle Lithuania, dated from the late Pomeranian stage (Raunis: 13 390 ± 500 years) might be the counterpart of the Koszalin and Gryfice moraines.

As to types of deglaciation the author distinguishes the following:

A. Deglaciation involving live ice:

1) oscillatory-lobal deglaciation or, in other words, deglaciation with oscillations of the lobes by which the ice sheet fringe was strongly broken up: here each lobe had its own dynamics very much depending on local topographical conditions. The result was a wide zone of a greatly differentiated landscape consisting of

terminal moraines, lakes, and dead ice forms; no flat ground moraines are found here. This type of surface relief and of the deglaciation which formed this relief is characteristic of the Pomeranian and Masurian Lake Districts.

2) frontal deglaciation, with a tendency to oscillate. The ice margin runs in a rather durable straight line, and during icemelt this produced a narrow zone of terminal moraines with land forms of accumulation and upthrust. This type of deglaciation is a common feature of the Poznań stage and its successive stopping places during regression of the ice sheet (see Fig. 2); it is also found within larger lobes.

3) frontal deglaciation lacking oscillations. Where the fringe of the glacier was little dissected, moraines and other land forms of accumulation developed, characteristic in particular of the Leszno stage.

4) deglaciation by disappearance of the ice masses due to intensive melting and proglacial runoff. In this case the fringe of the ice sheet was gradually dissected by numerous subglacial channels, crevasses and ice tunnels, in front of which outwash plains developed (outwash-forming deglaciation). This type is closely linked with type 1) mentioned above, it is even contingent on this kind of deglaciation.

B. Deglaciation involving stagnant and dead ice.

5) deglaciation by ablation: the result is a flat or undulating ground moraine. This type occurs most widely in the Great Poland lowland and in Kuyavia.

6) deglaciation by disintegration of the marginal zone into dead ice producing a kame-type relief. Forms of this type have been observed scattered over relatively minor areas, yet this type seems to have occurred quite frequently.

7) deglaciation by dissection of the marginal zone by meltwater streams, causing the formation of extensive dead ice between which a system of meltwater channels developed. The effect was a complex pradolina network. This type of deglaciation happened in the hinterland of the Pomeranian moraines.

8) deglaciation by icemelt at sites without runoff took place wherever topographical conditions prevented drainage of some kind. This led to the formation, usually asynchronously, of ice-dammed basins in front of the ice margin. This type of deglaciation is in evidence in the hinterland of the Masurian Lake District and extends over all countries bordering upon the Baltic. In the Pomeranian Lake District and in the German Lowland, ice-dammed lakes were rare phenomena because water escape by way of the pradolina system predominated. Thus the European dividing line between two different types of glaciations in the hinterland of the Pomeranian stage runs through Polish territory, along the course of the Vistula valley.

The distribution of the different types of deglaciation shows features of a zonal arrangement in geographical latitude and of a gradual northward growth in the intensity of not only accumulation in the marginal zone and oscillating movements of the glacier ice but, simultaneously, also of a gradual increase in the intensity of processes associated with the disappearance of the ice masses, beginning with the Leszno stage through the Pomeranian stage. The elucidation of all these phenomena is by no means an easy matter: on the one hand climatic agencies and differences in dynamics of the inland ice must be reckoned with and, on the other, one has to take into account that the surface relief of the substratum has been dissimilar in the different areas involved.

RAJMUND GALON

## EWOLUCJA SIECI RZECZNEJ NA PRZEDPOLU ZANIKAJĄCEGO ŁĄDOŁODU

Procesowi deglacjacji, który — jak wyżej opisano — przebiegał etapami czyli stadiami i podporządkowanymi im fazami, utrwalonymi przez formy marginalne łądolodu, towarzyszyło wyzwianie się wód roztopowych czyli proglacjalnych. Wody te oddalały się od krawędzi łądolodu w ogólnym kierunku południowym, sypiąc stożki sandrowe względnie wcinając się erozyjnie w przedpole lodowcowe i tworzyły sieć dolin wód roztopowych. Alpejska seria glacialna A. P e n c k a znajduje swój odpowiednik w zespole niżowych form polodowcowych, obejmującym akumulacyjną formę marginalną, najczęściej morenę czołową wraz z polem sandrowym, które z kolei przechodzi w dolinę sandrową bądź w bezpośrednio z lodowcem powiązaną dolinę wód roztopowych. Zgodnie z ogólnym nachyleniem terenu ku północy lub północo-zachodowi, odpływ wód roztopowych w kierunku południowym, ułatwiony przez stożki sandrowe, był ograniczony i przekształcał się w większym lub mniejszym oddaleniu od krawędzi łądolodu w odpływ marginalny, tj. równoleżnikowy, przeważnie w kierunku zachodnim. Odpływ marginalny dał początek pradolinom, których pełny rozwój przypadał na okres wykorzystania ich przez połączone wody roztopowe i wody rzek płynących z południa kraju, z obszarów górskich.

W czasie kolejnych stadiów względnie faz regresji łądolodu rzeki, korzystając z dotychczasowych dolin sandrowych, przelewały się najpierw bifurkacyjnie, później całą swą masą do następnej pradoliny, dając początek dolinom przełomowym (R. Galon 1933, 1948). W ten sposób powstał ów osobliwy, skomplikowany system dolinno-rzeczny, charakterystyczny przede wszystkim dla Niżu Polskiego i Niemieckiego, a uwarunkowany ogólnym nachyleniem terenu ku zanikającemu łądolodowi.

W powyższym systemie dolinnym na przedpolu zanikającego łądolodu

można zatem wyróżnić doliny konsekwentne, reprezentowane przez rzeki płynące z południa, doliny obsekwentne, wytworzone przez wody roztopowe na stożkach sandrowych i skierowane ku południowi, doliny subsekwentne reprezentowane przez pradoliny, oraz doliny resekwentne, założone na północnych stokach moren czołowych. Późnoplejstoceńska sieć dolinna jest, obok stref marginalnych łądolodu wyrażonych w postaci moren czołowych i innych form akumulacji krawędziowej łądolodu, najbardziej charakterystyczną cechą morfologiczną obszarów niegdyś zlodowaconych, tym bardziej, że istniejące szlaki pradolinne również reprezentują etapowy (stadialny lub fazowy) przebieg deglacjacji.

Pomimo olbrzymiego bogactwa literatury na temat plejstoczeńskiej sieci dolinnej, zwłaszcza sandrów, dolin sandrowych, pradolin i dolin przełomowych, ewolucja proglaacjałnej sieci rzecznej i jej związku z rzekami płynącymi z południa, nie jest jeszcze dokładnie prześledzona i wymaga szczegółowych studiów teras dolinnych i ich wzajemnego powiązania<sup>1</sup>.

W zakresie poglądów na temat powiązania poszczególnych ważniejszych postojów krawędzi łądolodu z kolejnymi pradolinami przetrwały jeszcze w dużym stopniu dawne przekonania, zapoczątkowane pracami G. Berendta, K. Keilhacka, G. Maasa, F. Wahnschaffego i innych. Nowsze studia P. Woldstedta, J. Mikołajskiego, W. Czajki, F. Zeunera, G. Schulza, H. G. Osta, S. Lencewicza, R. Galona, S. Z. Różyckiego, B. Krygowskiego, T. Bartkowskiego, B. Augustowskiego i wielu innych badaczy polskich, nie pozbawione wzajemnej sprzeczności, rozszerzyły pierwotny obraz rozwoju pradolin na Polskim Niżu<sup>2</sup>.

Odmienność genezy późnoplejstoceńskiej pradoliny o nieregularnym zarysie w stosunku do jakiegokolwiek normalnej holoczeńskiej doliny na naszym obszarze polega przede wszystkim na skupianiu się przeważającej części odpływu w kilku zaledwie miesiącach letnich, przy czym grunt — poza niewielką warstwą czynną — był stale zamrożony. W pewnym stopniu wody pradolinne przypominały dzisiejsze rzeki syberyjskie podczas wiosennych roztopów. Herta Lied (1953), rozważając zagadnienie odpływu w pradolinie głogowsko-barucko-hamburskiej

---

<sup>1</sup> W tym zakresie zasługuje na uwagę współpraca ośrodków geograficznych w Toruniu i Poznaniu z jednej strony i uniwersyteckich instytutów geograficznych w Berlinie i Greifswaldzie z drugiej strony, mająca na celu zbadanie ciągu pradolinnego odpowiadającego stadium pomorskiemu na terenie Polski i NRD (J. Szuprzyński, 1966).

<sup>2</sup> Rozwój poglądów na genezę pradolin do 1950 r. streścił F. Kasior (1952—53). Por. także artykuł B. Augustowskiego „Geografia w Szkole” (1967).

doszła do wniosku, że odpływ wód pradoliną tą w czasie stadium brandenburskiego (leszczyńskiego) dokonał się w 80—90% w ciągu pięciu miesięcy letnich i wynosił średnio rocznie 370 km<sup>3</sup>, co odpowiada obecnemu odpływowi rocznemu w rzece Niger. Obliczyła ona, że dzisiejszy średni odpływ roczny wód Łaby stanowi tylko 2,3% odpływu późno-plejstoczeńskiego w dolinie dolnej części tej rzeki.

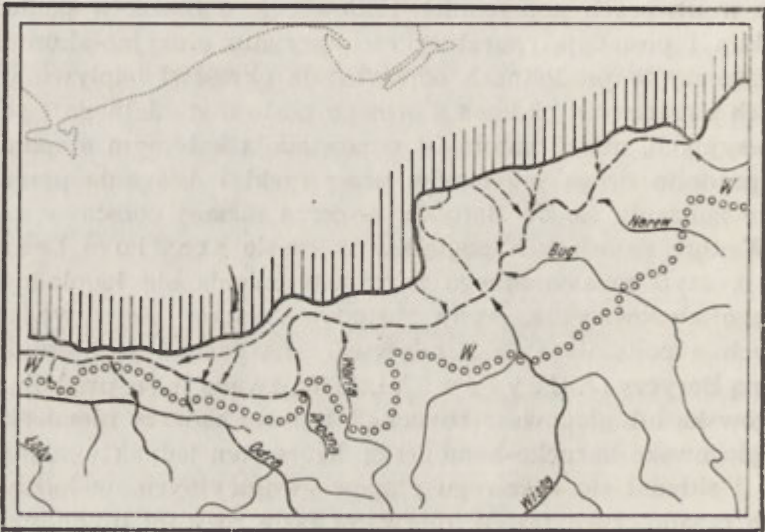
Pradoliny są przede wszystkim formami erozyjnymi, których przebieg miejscami dostosowany jest do konfiguracji podłoża plejstoczeńskiego względnie do powierzchni osadów poprzedniego zlodowacenia. Jednakże rozległe koryta pradolinne są wypełnione osadami rzek i wód roztopowych. Dotyczy to przede wszystkim pradolin starszych, gdyż w młodszych pradolinach, np. w pradolinie Noteci—Warty, terasy są wycięte w utworach poprzednich zlodowaceń, a nawet w podłożu plejstoczeńskim i posiadają charakter erozyjny lub erozyjno-akumulacyjny. Wyższe terasy w pradolinach odpowiadają okresowi odpływu wód roztopowych i rzecznych podczas głównego postoju stadialnego i pobliskich faz recesyjnych, niższe natomiast odpowiadają kolejnym etapom opanowania pradolin drogą przełomów przez rzeki i osiagania przez nie — w miarę zbliżania się do Bałtyku — coraz niższej podstawy erozyjnej.

1. Według panujących poglądów w czasie stadium leszczyńskiego, czyli maksymalnego rozprzestrzenienia się lądolodu podczas ostatniego zlodowacenia, wody roztopowe, łącząc się z wodami rzek płynących z południa Polski, odpływały na zachód w kierunku Łaby pradoliną Baryczy (J. C z y ż e w s k i, 1948), zwaną także pradoliną barycko-głogowską lub głogowsko-barucką<sup>3</sup>, a przez badaczy niemieckich pradoliną głogowsko-barucko-hamburską. Proces ten jednakże miał przebieg złożony i składał się z szeregu etapów ewolucyjnych, w każdym razie z dwóch zasadniczych faz. W pierwszej fazie rozwoju pradoliny powyższym szlakiem marginalnym, który zapewne istniał już w końcowych etapach stadium Warty, odpływała na zachód przeważająca część wód roztopowych, doprowadzonych do pradoliny szeregiem dolin proglacialnych (B. K r y g o w s k i 1961, B. A u g u s t o w s k i 1962). Do tych wód dołączyły się Warta i Prosna (ryc. 1). Część wód roztopowych poprzez przerwy w morenach czołowych stadium Warty odpływała jeszcze na południe do pradoliny wrocławsko-magdeburgskiej, wykorzystanej wówczas przez Odrę. Przełom Odry przez osady marginalne stadium

<sup>3</sup> Nazwy te należy traktować jako tymczasowe, gdyż nie orientują w pełni o przebiegu tej pradoliny na terenie Polski, która odwadnia poniżej ujścia Baryczy do Odry pod Głogowem Odra aż do Nowej Soli, a następnie Czarna Struga a na zachód od Bobru — Lubsza. Nazwy innych pradolin uwzględniają ważniejsze (skrajne) miejscowości położone w obrębie danej pradoliny względnie są złożone z nazw rzek, które najdłużej przez pradoliny te przepływają.

Warty i zrazu częściowy (bifurkacyjny) odpływ wód Odry pradoliną barycko-głogowską nastąpił zapewne już w trakcie wycofywania się lądolodu ze stadium leszczyńskiego i to była druga zasadnicza faza w rozwoju pradoliny.

Tymczasem na wschód od Warty, gdzie krawędź lądolodu była wyraźnie cofnięta ku północy, wody roztopowe, po usypaniu rozległych stożków sandrowych, odpływały doliną Narwi w kierunku Kotliny Warszawskiej, przyjmując dopływy wód Niemna (?), Narwi, Bugu i Wisły, a stamtąd kierowały się pradoliną Bzury i Warty oraz obecną doliną dolnej Prozny do pradoliny Baryczy (ryc. 1). Zatem mamy prawdopodobnie do czynienia z równoczesnym istnieniem obok pradoliny Baryczy



Ryc. 1. Schemat odwodnienia na przedpolu lądolodu w stadium (faza) leszczyńskim (z wykorzystaniem informacji udzielonych łaskawie przez T. Bartkowskiego i M. Bogackiego oraz prac B. Augustowskiego i B. Krygowskiego)

W — moreny czołowe stadium Warty; gruba linia przerywana — kierunek odpływu wód pradolinnych, złożonych z wód lodowcowych (linie cienkie przerywane) i wód rzecznych. Szczegółowy opis rysunku w tekście

Схема стока на предполье ледникового покрова во время стадии (фаза) лещинской (с использованием информации любезно уделенных Т. Бартковским, М. Богацким, и на основе работ Б. Аугустовского, и Б. Крыговского)

W — фронтальные морены стадии Варты; толстая, пунктирная линия — направление стока прадолинных вод (ледниковых) (тонкая, пунктирная линия) — и речных. Подробное описание рисунка в тексте

Drainage system in the forefield of the inland ice during the Leszno stage (the author used data kindly supplied by T. Bartkowski and M. Bogacki and papers published by B. Augustowski and B. Krygowski)

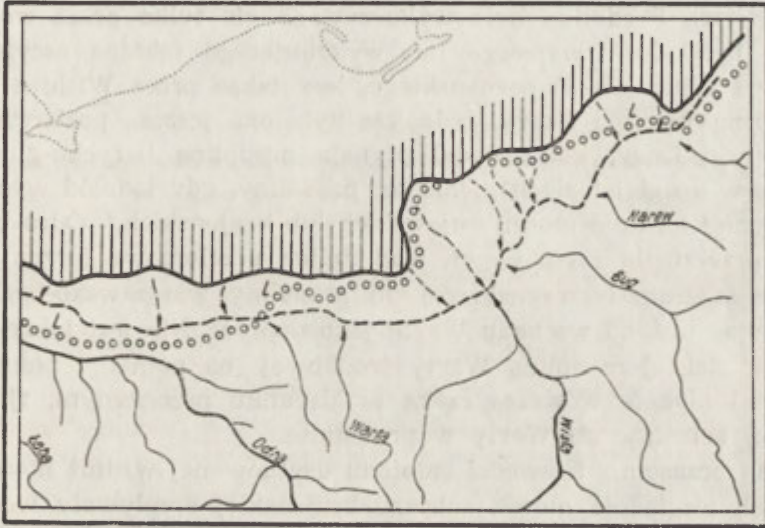
W — terminal moraines of the Warta phase; broken line — direction of pradolina flow derived from glacial runoff (thin broken lines) and from fluvial waters. A detailed description is given in the text



pradoliny Biebrzy—Narwi i wschodniej części pradoliny warszawsko-berlińskiej, którą wiążemy zasadniczo z następnym dłuższym postojem lądolodu.

Naszkicowany obraz rozwoju systemu pradolin stadium leszczyńskiego, sięgającego od pradoliny Biebrzy—Narwi do pradoliny barycko-głogowskiej, a dalej (według badań niemieckich) do doliny dolnej Łaby, jest obrazem wstępnym i wymaga potwierdzenia przez szczegółowe badania teras w poszczególnych pradolinach i ich korelację.

2. Następnym dłuższym postój lądolodu przypadał na stadium względnie fazę poznańską. Tradycyjnie z postojem tym wiążemy



Ryc. 2. Schemat odwodnienia na przedpolu lądolodu w stadium (faza) poznańskim (z wykorzystaniem prac T. Bartkowskiego, B. Krygowskiego, S. Z. Różyckiego i in.)  
L — główne moreny czołowe stadium leszczyńskiego; inne objaśnienia patrz ryc. 1.  
Szczegółowy opis rysunku w tekście

Схема стока на предполье ледникового покрова во время стадии (фаза) познанской (с использованием работ: Т. Бартковского, Б. Крыговского, С. З. Ружицкого и др.)  
L — главные, фронтальные морены лещинской стадии; другие объяснения смотри рис. 1.  
Подробное описание рисунков в тексте

Drainage system in the forefield of the inland ice during the Poznań stage (used were papers published by T. Bartkowski, B. Krygowski, S. Z. Różycki, and other authors)

L — principal terminal moraines of the Leszno stage; for further explanations see Fig. 1. A detailed description is given in the text

pradolinę warszawsko-berlińską (zastrzeżenia J. Mikołajskiego 1927), ostatnio omawianą w obszernej pracy T. Bartkowskiego (1957). W trakcie wycofywania się lądolodu, a także jeszcze po osiągnięciu linii głównych

moren czołowych stadium poznańskiego, wody roztopowe odpływały licznymi dolinami do pradoliny barycko-głogowskiej, zasilając płynącą tam Odrę. Również wody roztopowe, które zbierały się na sandrach moren stadium poznańskiego na Mazurach (nowsze badania M. B o g a c k i e g o), i łączyły się w pradolinie Biebrzy—Narwi z wodami górnego Niemna, Narwi, Bugu i Wisły i płynęły następnie na zachód pradoliną Bzury i odcinkiem doliny Warty, odpływały nadal pradoliną barycko-głogowską, dostając się do niej okrężną drogą przez dolinę dolnej Prosnys, a może także przez dolinę Rowu Polskiego.

Dopiero z czasem wytworzyła się jednolita pradolina warszawsko-berlińska (ryc. 2), do której od wschodu dołączyła się pradolina Biebrzy—Narwi. Pradolina była wykorzystana nie tylko przez wody roztopowe lądolodu, trwającego lub wykonującego lokalne oscylacje na granicy stadium (faza) poznańskiego, lecz także przez Wisłę z Bugiem oraz górną Wartę i Bzurę. Jednakże była ona jeszcze pozbawiona dopływu wód Odry, która nadal płynęła pradoliną barycko-głogowską. Dopiero w drugiej fazie istnienia tej pradoliny, gdy lądolód wycofał się co najmniej na linię moren kujawskich lub krajeńskich,<sup>4</sup> Odra bifurkacyjnie przetrzuciła część swych wód doliną przełomową (przez moreny czołowe stadium leszczyńskiego) do pradoliny warszawsko-berlińskiej, przyjmując tam od wschodu Wartę jako dopływ. Nie jest także wykluczone, iż dzisiejszą doliną Warty środkowej (na północ i południe od Poznania) płynęła wówczas rzeka w kierunku przeciwnym, tj. południowym, uchodząc do Warty w pradolinie.

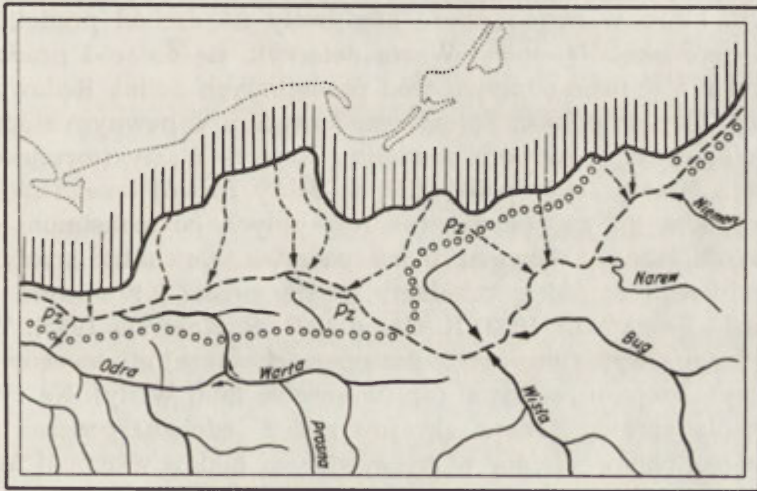
3. Tymczasem z krawędzi lądolodu usytuowanej wzdłuż moren nadnoteckich względnie moren subfazy krajeńskiej wypływały wody roztopowe, których drogi, utrwalone przez szlaki i doliny sandrowe prowadziły na południe. Na zapleczu głównych moren fazy poznańskiej nastąpiła stagnacja wód lodowcowych bądź częściowe ich przemieszczanie się ku zachodowi, w kierunku rozmaitych przejść przez pasmo morenowe do pradoliny warszawsko-berlińskiej, w której w owym czasie płynęła Odra. Był to odpływ typu pradolinnego poprzedzający powstanie wielkiej pradoliny Noteci—Warty (R. G a l o n 1961, S. K o z a r s k i 1962).

Od dawna już panowało przekonanie, iż pradolina toruńsko-eberswaldzka, zwana również pradoliną Noteci—Warty, wiąże swe istnienie i rozwój ze stadium pomorskim. Lecz dopiero dokładne studia nad sandrami H. G. Osta, R. Galona, L. Roszkówny i innych oraz nowsze prace H. Liedtkiego, R. Galona, B. Krygowskiego, S. Kozarskiego, J. Szupryczyńskiego, W. Mrózka i in., doty-

<sup>4</sup> Por. mapę w artykule L. Roszko.

czące pradoliny Noteci—Warty, pozwoliły widzieć owe powiązanie w świetle licznych dowodów i faktów naukowych. Syntetyczny obraz rozwoju sieci dolinnej na przedpolu stadium pomorskiego przedstawił R. Galon (1961).

W czasie stadium pomorskiego wkraczający lądolód rozdzielił się na liczne rozległe loby, które w różnym czasie się wysuwały. Interlobalne koncentracje szczelin lodowych były miejscami wydobywania się obfitych wód roztopowych, które po coraz rozleglejszych stożkach sandrowych, zastąpionych bardziej na południu dolinami sandrowymi, uchodziły do tworzącej się pradoliny. W tym czasie istniała już zachodnia część tej pradoliny, położona bezpośrednio na przedpolu lobu szczecińskiego. Stanowiła ona rynną odpływową pobliskich wód roztopowych, kierujących się bądź przez zwężenie pradolinne pod Eberswalde na zachód, bądź nadal różnymi dolinami do pradoliny warszawsko-berlińskiej. Jednolita pradolina (ryc. 3), powiązana szlakami sandrowymi wzdłuż



Ryc. 3. Schemat odwodnienia na przedpolu lądolodu w stadium pomorskim (z wykorzystaniem prac T. Bartkowskiego, S. Kozarskiego, J. Szupryczyńskiego i in.)  
Pz — skrajne moreny czołowe stadium (fazy) poznańskiej; rozbieżne strzałki — bifurkacja; inne objaśnienia patrz ryc. 1. Szczegółowy opis rysunku w tekście

Схема стока на предполье ледникового покрова во время стадии померанской (с использованием работ: Т. Бартковского, С. Козарского, Е. Шупрычинского и др.)  
Pz — краевые фронтальные морены познанской стадии (фазы); расходящиеся стрелки — бифуркация; другие объяснения смотри рис. 1. Подробное описание рисунков в тексте

Drainage system in the forefield of the inland ice during the Pomeranian stage (used were papers by T. Bartkowski, S. Kozarski, J. Szupryczyński, and other authors)

Pz — farrest terminal moraines of the Poznań stage; divergent arrows — bifurcation; for further explanations see Fig. 1. A detailed description is given in the text

Drawy, Gwdy, Brdy, Wdy, Drwęcy, Pisy i sąsiednich rzek mazurskich oraz Hańczy ze stadium pomorskim, sięgała przez dolinę Wisły do Kotliny Warszawskiej, a dalej pradoliną Biebrzy—Narwi w kierunku Wilna (pradolina wileńsko-warszawska). Na zachodzie pradolina Noteci—Warty sięgała do Kotliny Kostrzyńskiej, gdzie wody pradolinne, tj. roztopowe i rzeczne, korzystały nadal jeszcze ze zwężenia pradolinnego pod Eberswalde (brama eberswaldzka), uchodząc w kierunku zachodnim (S. Kozarski 1965).

Dopiero w późniejszej fazie rozwoju tej pradoliny odpływ połączonych wód tylko wyjątkowo, zapewne podczas katastrofalnych powodzi, odbywał się przez Eberswalde na zachód, a poza tym kierował się ku północy na obszar zanikającego lobu Odry, uchodząc doliną Rędowy, a później także doliną dolnej Odry do zastoiska szczecińskiego. Stąd odpływ wód kierował się pradolinami meklemburskimi do tworzącego się bałtyckiego jeziora lodowego (H. Liedtke 1956/57, R. Galon 1961, H. Bramer 1966). W powyższym systemie rzeczonym brakowało jeszcze wód odrzańskich, które w owym czasie odpływały na zachód pradoliną warszawsko-berlińską. Natomiast Warta dołączyła się do wód pradolinnych na pewno już w fazie odpływu wód pradolinnych doliną Rędowy i doliną dolnej Odry na północ. Zatem ryc. 3 zawiera w pewnym stopniu niektóre kolejne etapy rozwoju pradoliny Noteci—Warty (toruńsko-eberswaldzkiej). Należy także podkreślić, iż pełny rozwój omawianej pradoliny przypadał już na jedną z faz recesyjnych po maksimum stadium pomorskiego, sandry bowiem biorą początek wewnątrz strefy moren czołowych tego stadium, przełamując się przez jej skrajne moreny czołowe (L. Roszkówna 1953, R. Galon 1961, S. Kozarski 1965). W czasie intensywnego wypływu wód roztopowych skrajne moreny uległy w znacznym stopniu rozmyciu (np. w obrębie lobu Wisły). Na ryc. 3 dla uproszczenia sprawy podano skrajny zasięg łądolodu podczas stadium pomorskiego, odpowiadający w rzeczywistości jakiejś wstępnej fazie pradoliny Noteci—Warty.

4. Ostatni etap rozwoju plejstocenijskiej sieci dolinnej na przedpolu zanikającego łądolodu wiąże się z istnieniem systemu pradolin na zapleczu głównych moren stadium pomorskiego. Opisał go jako pierwszy K. Keilhack (1898) pod nazwą pradoliny pomorskiej. W najstarszej fazie istnienia tego szczególnie niejednorodnego ciągu pradolinnego łądolód znajdował się zapewne na linii moren gryficko-koszalińskich<sup>5</sup>, którym na terenie NRD odpowiadają moreny czołowe fazy Velgast („Velgaster Staffel”), a na wschodzie morena środkowolitewska. Wody roztopowe zasilane jedynie drobnymi ciekami odwadniającymi północne stoki głów-

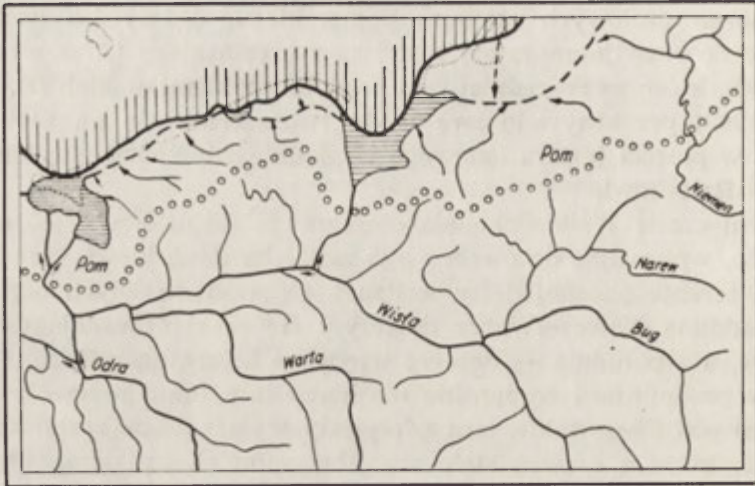
<sup>5</sup> Por. ryc. 1 w artykule L. Roszko w niniejszej publikacji.

nych moren czołowych stadium pomorskiego, dążyły ku zachodowi, uchodząc do rozwijającego się zastoiska szczecińskiego (A. Karczewski 1965), które za pośrednictwem pradolin meklemburskich (H. Reinhard 1963) przekazywało swe wody tworzącemu się na zachodzie — na razie w postaci jeziora lodowego względnie wielkich jezior zastoiskowych — Bałtykowi.

W tym czasie Wisła dokonała częściowego (bifurkacyjnego) odwrotu na północ, wpływając do ówczesnego zastoiska gdańskiego, rozmieszczonego na terenie obecnej delty wiślanej. Do wód rzecznych odpływających pradoliną Noteci—Warty dołączyły się rzeki odwadniające stożki sandrowe, a z południa — dopiero wtedy — bifurkująca Odra. Połączone wody pradolinne i odrzańskie nie korzystały już z przewężenia pradolinnego pod Eberswalde, lecz odpływały wyłącznie do zastoiska szczecińskiego, które z czasem stało się olbrzymim zbiornikiem przepływowym (H. Bramer 1966).

Również w późniejszej fazie recesyjnej, gdy lądolód wycofał się już do linii moren gardzieńskich (faza gardzieńska — por. ryc. 4), połączone wody pradoliny Noteci—Warty, doliny Odry oraz systemu pradolin na zapleczu moren czołowych stadium pomorskiego uchodziły do zastoiska szczecińskiego, które z kolei za pośrednictwem pradolin meklemburskich przekazywało zgromadzone wody tworzącemu się Bałtykowi. Tymczasem jednak odpływ pradoliny na zapleczu moren czołowych stadium pomorskiego przesunął się za zanikającym lądolodem bardziej ku północy (ryc. 4), przyjmując już z południa dopływy rzeczne, schodzące z północnych stoków moren czołowych. Funkcję głównej rynny odpływowej przejął niejednorodny ciąg dolinny, przerwany basenami zastoiskowymi i komunikujący się z zastoiskiem gdańskim, do którego uchodziła nie tylko bifurkująca Wisła, lecz wpływały także wody skupione w pradolinie Pregoly. W owym czasie rozwinął się system pradolin kaszubskich, opisany ostatnio przez B. Augustowskiego (1964).

Podczas fazy gardzieńskiej wody pomorskiego ciągu pradolinnego wpływały jeszcze do zastoiska szczecińskiego (ryc. 4), które znajdowało się wtedy już w stadium schyłkowym. Lecz dopiero po wycofaniu się lądolodu z linii moren gardzieńskich na obszar obecnej Zatoki Pomorskiej (R. Galon 1961, H. Kliewe 1963, S. Z. Różycki 1965) zastoisko zanikło, a wody rzeczne zebrane w dolinie dolnej Odry utworzyły sobie drogę poprzez osady dawnego zastoiska na północ, kierując się następnie wzdłuż Rugii do ówczesnego Bałtyku. Dolina ta, podobnie jak i dalsze fragmenty pradolin, założonych na ówczesnym lądzie w trakcie dalszego wycofywania się lądolodu, występują obecnie na dnie Bałtyku. Omawia je w artykule dotyczącym genezy obszaru południowobałtyckiego B. Rosa (patrz niniejsza publikacja, s. 121—155).



Ryc. 4. Schemat odwodnienia na przedpolu lądolodu w fazie gardzieńskiej (z wykorzystaniem prac H. Bramera, J. Kondrackiego, B. Rosy, L. Roszkówny i in.)  
 Pom — skrajne (główne) moreny czołowe stadium pomorskiego; obszary poziomo zakreskowane — zastoiska; rozbieżne strzałki — bifurkacja; inne objaśnienia patrz ryc. 1. Szczegółowy opis rysunku w tekście

Схема стока на предполье ледникового покрова во время гарденской фазы (с использованием работ И. Брамера, Е. Кондрацкого, Б. Росы, Л. Рошкунны и др.)  
 Pom — краевые (главные) фронтальные морены померанской стадии; участки с горизонтальной штриховкой — плотинные озера; расходящиеся стрелки — бифуркация; другие объяснения смотри рис. 1. Подробное описание рисунков в тексте

Drainage system in the forefield of the inland ice during the Gardno phase (used were papers published by H. Bramer, J. Kondracki, B. Rosa, L. Roszkówna, and other authors)

Pom — farest terminal moraines of the Pomeranian stage; areas horizontally hatched — ice-dammed lakes; divergent arrows — bifurcation; for further explanations see Fig. 1. A detailed description is given in the text

Zakończenie wyżej opisanej ewolucji późnoplejstoczeńskiej sieci dolinnej na rozpatrywanym obszarze nastąpiło z chwilą całkowitego przerzucenia się wód wiślanych i odrzańskich na północ do Bałtyku, co miało miejsce w allerödzie względnie w młodszym dryasie. Sąsiednie rzeki, tj. Niemen i Łaba, nie dokonały tego odwrótu i w swej dolnej części trwają nadal w sytuacji geomorfologicznej narzuconej niżowej sieci rzecznej przez wkraczający lądolód (R. Galon 1933).

Uwagi dotyczące rycin 1—4. Załączone ryciny ilustrują ważniejsze etapy rozwoju i zmian sieci hydrograficznej na przedpolu ustępującego lądolodu. Na każdej rycinie są dwie zasadnicze linie, mianowicie granica zasięgu lądolodu w danym okresie oraz trasa odpływu wód pradolinnych skupiających zarówno uchodzące z północy wody roztopowe lądolodu jak i z południa wpływające wody rzeczne. Odpo-

wiadają im na obszarze Polski ważniejsze zespoły moren czołowych oraz powiązane z nimi systemy pradolin. Nakreślone linie rozwojowe przylodowcowej sieci rzecznej mają charakter ogólny i orientacyjny. W wielu miejscach są one oparte na licznych badaniach dotyczących teras (pradolinnych, w niektórych jednak wypadkach są wyrazem tylko wstępnych rekonesansów terenowych lub zgoła przypuszczeń wynikających z rozważań teoretycznych. Zacytowane prace wskazują na rozległość istniejącej dla niniejszych rozważań bazy dokumentacyjnej, ujawniają także istniejące pod tym względem luki.

Wzorcem dla omawianych rysunków były trzy szkice opracowane przez autora dla przedstawienia rozwoju sieci rzecznej w Polsce północnej w stadium pomorskim i późniejszych fazach (R. Galon 1961), chociaż zasada mechanizmu tworzenia się sieci pradolin i dolin przełomowych została przez niego nakreślona już dużo wcześniej (R. Galon 1933). W tomie IV niniejszej wspólnej serii wydawniczej autor rozszerzył obraz kartograficzny późnoglacialnej sieci rzecznej na Niżu Polskim do całego okresu deglacjacji, obejmując pozostałe stadia (fazy) poznańskie, i leszczyńskie (R. Galon 1965 s. 87—89). W zbliżonym czasie ukazało się drukiem studium S. Z. R ó ż y c k i e g o (1965), będące rozszerzeniem jego wykładu plenarnego na posiedzeniu inauguracyjnym Kongresu INQUA, Warszawa 1961, dotyczącego rozwoju paleomorfologicznego obszaru Polski od schyłku pliocenu do holocenu. Rysunki odnoszące się do wyżej wymienionej ewolucji sieci rzecznej w czasie ostatniego zlodowacenia są u obu autorów, którzy niezależnie od siebie przygotowywali swe koncepcje, dość podobne, co niewątpliwie zwiększa stopień ich prawdopodobieństwa. W niniejszym opracowaniu, w świetle nowych studiów S. Kozarskiego (1965) dotyczących zachodniej części pradoliny Noteci—Warty, nastąpiło pełne podobieństwo obu koncepcji odpływu wód pradolinnych podczas stadium pomorskiego na zachód. Natomiast rysunek (ryc. 4) przedstawiający schemat odwodnienia w fazie gardzieńskiej, a uwzględniający w świetle nowych rozważań i faktów bardziej prawdopodobny zasięg lądolodu w tej fazie<sup>6</sup>, odbiega zarówno od odpowiedniego szkicu sieci hydrograficznej w pracy S. Z. Różyckiego (fig. 14) jak i rysunków autora w pracy dotyczącej pradoliny Noteci—Warty (1961, fig. 9 b, c) oraz rysunków w IV tomie niniejszej wspólnej serii wydawniczej (R. Galon 1965, ryc. G, D).

Kierunki odwodnienia na przedpolu lądolodu w czasie stadium (fazy) leszczyńskiego podał także na swej mapie paleograficznej ostatniego (północnopolskiego) zlodowacenia J. E. M o j s k i (1965).

<sup>6</sup> Por. następny artykuł R. Galona w tej publikacji wraz z mapą s. 201.

Uwagi ogólne dotyczące ewolucji pradolin. Od dawna istnieje teza głosząca genetyczne powiązanie pradolin z ważniejszymi stadiami względnie fazami deglacjacji. Teza ta — jak się okazało — jest nadal słuszna, chociaż proces powstawania i zanikania pradolin jest bardziej złożony niż dawniej przypuszczano. Niewątpliwie można wyróżnić co najmniej dwie lub trzy fazy w rozwoju danej pradoliny. W pierwszej z nich pradoliną płyną w przewodzie wody roztopowe lądolodu, natomiast starszą pradoliną, bardziej na południu, prawie wyłącznie wody rzeczne. W drugiej fazie ustaje całkowicie dopływ wód lodowcowych, a przeciwnie, wody rzeczne przepływają ze starszej pradoliny do następnej za pośrednictwem dolin przełomowych. Autor w innym miejscu (R. Galon 1961) w oparciu o dawniejsze własne rozważania mówi w nieco innym ujęciu o fazie proglacjalnej, przejściowej i bałtyckiej (w odniesieniu do wód pradoliny Noteci—Warty). Zbliżony układ rozwojowy pradolin zaproponował także T. Bartkowski (1957), a dalsze uwagi na ten temat zgłasza B. Augustowski (1962).

W każdym razie charakterystyczną cechą rozwojową odwodnienia pradolinowego jest bifurkacja, będąca wyrazem przejściowości czy niestabilności późnoglacialnej sieci rzecznej oraz stopniową realizacją dążenia rzek do osiągnięcia bazy bałtyckiej, coraz bardziej pogłębianej przez zanikający lądolód. Bifurkacja istniała w licznych miejscach wzdłuż biegu Wisły, Odry i Warty jako rzek pradolinnych (por. ryc. 3, 4). Stwierdzono ją na podstawie badań teras dolinnych. Co prawda bezpośrednia przyczyna częściowego, a następnie pełnego przerzutu wód rzecznych z jednej pradoliny do drugiej nie jest jeszcze w pełni znana. Problem przyczyn bifurkacji wiąże się najściślej z warunkami tworzenia się dolin przełomowych, stanowiących z pradolinami zwarty zespół dolinny. W niniejszych rozważaniach pominięto zagadnienie genezy dolin przełomowych, omawianych w licznych pracach badawczych czy to monograficznych czy to dotyczących rozwoju sieci dolinnej na Nizinie Polskiej względnie całego systemu dolin powiązanych z daną pradoliną<sup>7</sup>.

Powyższy opis pradolin jako tła ewolucji późnoplejstoceńskiej sieci rzecznej jest bardzo schematyczny i obejmuje tylko większe, dobrze poznane ciągi pradolinne. Pominięto na przykład pradolinę kujawską, które niewątpliwie odegrały ważną rolę w okresie przejściowym pomiędzy pradoliną warszawsko-berlińską a toruńsko-eberswaldzką, które były głównymi drogami odpływu wód lodowcowych i rzecznych. Jesteśmy

---

<sup>7</sup> Autor oddał do druku w *Przeglądzie Geogr.* obszerniejszy artykuł dotyczący rozwoju pradoliny Noteci—Warty i dolin z nią związanych (na tle wyników konferencji pradolinnej — patrz również artykuł J. Szupryczyńskiego, 1966).



także jeszcze w fazie wstępnych wniosków odnośnie do rozpoznania i wyjaśnienia genezy pradolin na dnie południowego Bałtyku (por. artykuł B. Rosy).

Wiele dyskusji wywołuje geneza samych pradolin (m. in. F. K a s i o r 1952/53). Poglądy co do specjalnej zależności pradolin od form podłoża plejstoceniowego i tektoniki zdają się być przesadne. Zapewne większą rolę odegrały procesy erozji i akumulacji glacialnej oraz zjawisko wytapiania się brył martwego lodu. Poza tym pradoliny tworzyły się etapami, przy czym na starsze inicjalne formy (pra)dolinne względnie pradoliny utworzone w poprzednim zlodowaczeniu lub poprzednim stadium ostatniego zlodowaczenia, nakładały się młodsze doliny, przeobrażające się w ostateczną pradolinę. Obok nakładania się form pradolinnych miał miejsce proces łączenia odcinków dolinnych o różnej genezie, zatem pradoliny mają charakter poligenetyczny.

Badania pradolin i dolin przełomowych odbywają się głównie na drodze analizy teras dolinnych, form i osadów zboczowych oraz pokryw aluwialnych, wypełniających ich dna. O dużej zmienności procesów erozyjnych i akumulacyjnych świadczą nie tylko terasy, lecz także kopalne powierzchnie erozyjne w obrębie pokryw dennych. Pełne wyjaśnienie genezy sieci dolinnej na niżu polodowcowym i poznanie jej etapowego rozwoju wymaga z jednej strony zespolowego i równoczesnego badania wszystkich dolin, a z drugiej strony powiązania procesów erozji i akumulacji dolinnej oraz rozwoju sieci rzecznej w późnym plejstocenie i holocenie z wahaniami bałtyckiej bazy erozyjnej. Badania te doprowadzą m. in. do ustalenia na terenie Polski zasięgu bałtyckiej i karpackiej strefy oddziaływania na przebieg i charakter procesów dolinnych.

#### NOWSZA LITERATURA

- Augustowski B., 1962 — Przykłady kształtowania się odwodnienia plejstoceniowego na Niżu Polskim. Zesz. geogr. WSP w Gdańsku, 4.
- Augustowski B., 1965 — Pattern and development of ice marginal streamways of the Kashubian Coast. Geogr. Polon. 6.
- Augustowski B., 1967 — Zagadnienie pradolin w rzeźbie Niżu Polskiego. Geogr. w Szkole, XX, 2.
- Bartkowski T., 1957 — Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce środkowej. Zesz. nauk. UAM Geogr. 1.
- Bogacki M., 1967 — Morfologia doliny Pisy na tle poziomów sandrowych. Prace i Studia Inst. Geogr. UW, Kat. Geogr. Fiz., 1.
- Bramer H., 1966 — Nowe dane do zagadnienia zastoiska szczytńskiego (tłum. z niemieckiego przez S. Kozarskiego). Bad. fizjogr. nad Polską zach. t. XVII.
- Czajka W., 1931 — Der Schlesische Landrücken Eine Landeskunde Nordschlesiens, Teil I (Wrocław).

- Czyżewski J., 1948 — Dolina Baryczy. *Czas. geogr.* t. XIX, z. 1—4.
- Gadomska S., 1957 — Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe doliny Noteci w okolicy Krostkowa i Osieka n. Notecią koło Wyrzyska. Z badań czwartorzędu w Polsce, nr 118.
- Galon R., 1934 — Versuch einer Bestimmung des Postglazials auf morphologischer Grundlage. *Zeitschr. f. Gletscherkunde.*
- Galon R., 1948 — Morfologia doliny Odry, Monografia Odry. Inst. Zach. Poznań.
- Galon R., 1953 — Morfologia doliny i sandru Brdy. *Studia Sci. Soc. Torun. Sec. C*, vol. 1.
- Galon R., 1961 — Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) Ice Marginal Streamway. *Prace geogr. IG PAN*, 29.
- Galon R., 1965 — On the geomorphology of Northern Poland. *Geogr. Polon.* 6.
- Galon R., 1965 — Ewolucja rzecznej sieci u kraja odstępującego lednikowego pokrowa (Evolution of the river system at the margin of the retreating ice sheet). *Poslednijewrop. ledn. pokrow (Last European Glaciation)*. Moskwa.
- Gellert J. F., 1966 — Morphologie der Eisrandzonen der letzten skandinavischen Vereisung in Mittel- und Osteuropa. *Geogr. Berichte* 39. H. 2.
- Gudelis W. K., 1961 — Oczerk po gieologii i paleogeografii czetwierticznego perioda (antropogena) Litwy. „Czwartorzęd Europy środkowej i wschodniej”. Część I. *Prace Inst. Geol. t. XXXIV.*
- Karczewski A., 1963 — Kierunki odwodnień plejstocenijskich w północno-zachodniej części Niziny Szczecińskiej. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 3.
- Karczewski A., 1965 — Z zagadnień geomorfologicznych Niziny Pyrzyckiej. *Bad. fizjogr. nad Polską zach. t. XV*, Poznań.
- Kasior F., 1952/53 — Rozwój poglądów na genezę pradolin. *Czas. geogr.* t. 23/24.
- Kliewe H., 1959 — Ergebnisse geomorphologischer Untersuchungen im Odermündungsraum. *Geogr. Berichte*, 4.
- Kliewe H., 1963 — Über küstennahe Endmoränen des spätglazialen Oder-Gletscherstromes. Report of the VIth Intern. Congr. on Quat. INQUA, Warsaw 1961.
- Kondracki J., 1933 — Terasy dolnego Bugu. *Przegl. geogr.* 13.
- Kondracki J., 1947 — Z morfogenezy doliny dolnego Niemna. *Przegl. geogr.* t. XXI.
- Kotański Z. J., 1956 — Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław. „Z badań czwartorzędu”, *Biul. Inst. Geol.* 100.
- Kozarski S., 1962 — Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci—Warty. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydz. Mat.-Przyr. Prace Kom. geogr.-geolog.* t. II, z. 3.
- Kozarski S., 1965 — Zagadnienie drogi odpływu wód pradoliny z zachodniej części pradoliny Noteci—Warty. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydz. Mat.-Przyr., Prace Kom. geogr.-geol.* t. V. z. 1.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1958 — Terasy pradoliny Noteci między Nakłem a Milczem. *Przegl. geogr.* t. XXX.
- Körnke B., 1930 — Letztglazialer Eisabbau und Flussgeschichte im nördlichen Ostpreussen und Nachbargebieten. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* Berlin.
- Krygowski B., 1948 — Morfologia dorzecza Odry. Monografia Odry, Inst. Zach., Poznań.

- Krygowski B., 1961 — Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej cz. I Geomorfologia. Pozn. Tow. Przyj. Nauk.
- Kucharski M., 1966 — Geomorfologia i czwartorzęd doliny Wisły w okolicach Ciechocinka. Zesz. nauk. UMK, Geografia V, Toruń.
- Lembke H., Marcinek J., 1965 — Die Entwicklung des Flussnetzes im Gebiet der weichseleiszeitlichen Vergletscherung. Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. Akademie — Verlag Berlin.
- Lencewicz S., 1927 — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Prace PIG. 2, z. 2.
- Lied Herta, 1953 — Der Abfluss des Glogau-Baruth-Hamburger Urstromtals. Pe-term. Geogr. Mitteil. 97.
- Liedtke H., 1956/57 — Beiträge zur geomorphologische Entwicklung des Thorn-  
-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel. Wissenschaftl. Zeitschr. Humboldt-Univ. Berlin, VI.
- Liedtke H., 1961 — Die Talentwicklung im Oderbruch und im Unteren Odertal. Die Erde, H. 4.
- Louis H., 1936 — Neuere Forschungen über die Urstromtäler besonders im mittle-  
ren Norddeutschland. Comptes rendus du Congr. Intern. Geogr. t. 2, Warszawa.
- Mikołajski J., 1927 — O powstawaniu tzw. pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Bad. geogr. z. 2—3, Poznań.
- Mojski J. E., 1961 — Basin of Płock (the neighbourhood of Włocławek). Guide-  
-book of Excurs. „From the Baltic to the Tatras” Part I, North Poland INQUA  
VI Congr. Warsaw 1961.
- Mojski J. E., Rühle E., 1965 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia straty-  
graficzno-facjalne. Z. 12 — Czwartorzęd. Inst. Geol.
- Mrózek W., 1958 — Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej. Wydmy śródlądowe  
Polski. Wyd. PTG, Warszawa.
- Okołowicz W., 1948 — Uwagi i przyczynki do znajomości morfologii Pomorza.  
Czas. geogr. XIX.
- Okołowicz W., 1956 — Geomorfologia okolic środkowej Wilii. Prace geogr.  
IG PAN, 6.
- Ost H. G., 1932 — Morphologische Studien im Drage- und Küddowgebiet. Berichte  
d. Naturforsch. Abtlg. d. Grenzmark. Gesellschaft zur Erforsch. und Pflege der  
Heimat. Jhrg. VII, Schneidemühl.
- Pawłowski S., 1929 — Rozważania nad morfologią doliny Warty pod Pozna-  
niem. Bad. geogr. z. 4—5, Poznań.
- Poslednij jewropiejskij lednikowyj pokrow (Red. I. P. Gierasimow) Isdatielstwo  
„Nauka”, Moskwa 1965.
- Reinhard H., 1963 — Zur Genese tiefegelegener Talsysteme Ost-Mecklenburg  
und ihre Beziehung zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Ostsee. Report  
of the VIth Intern. Congr. Quat. Warsaw 1961, Vol. III.
- Rosa B., 1963 — O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych  
form brzegowych. Studia Soc. Sci. Torun. Sec. C, Vol. V.
- Roszkówna L., 1955 — Moreny czołowe zachodniej części Pojezierza Mazur-  
skiego, Studia Soc. Sci. Toruń. Sec. C.
- Różycki S. Z., 1961 — Guide-book of Excurs; „From the Baltic to the Tatras”,  
Part II, vol. I Middle Poland. VIth Congr. of INQUA Warsaw 1961.

- R ó ż y c k i S. Z., 1965 — Traits principaux de la stratigraphie et de la paléomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. Report of the VIth Intern. Congr. Quat. INQUA Warszawa. 1961.
- Sz u p r y c z y ń s k i J., 1966 — Polsko-Niemiecka Konferencja poświęcona geomorfologii Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Przegl. geogr. t. XXXVIII, z. 4.
- Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. Akademie-Verlag. Berlin 1965.
- W o l d s t e d t P., 1955 — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, Stuttgart.
- Z e u n e r F., Schulz G., 1931 — Die Entwicklung des Entwässerungssystems des Landrückens zw. Warthe und Oder seit der letzten Eiszeit. Ein Beitrag zur Urstromtalfrage. N. Jahrb. f. Min. und Paläont., Bd. 65, Abt. B.

*Раймунд Галён*

## ЭВОЛЮЦИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ НА ПРЕДПОЛЬЕ ОТСТУПАЮЩЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

### Резюме

Во время последовательных стадий или фаз отступления ледникового покрова реки талых ледниковых вод, текущие зандровыми долинами на юг соединялись с реками стекавшими с юга. Соединённые воды стекали на запад формируя прadolины. Реки перерывались с одной прadolины к следующей формировали прорывные долины. Таким путем образовалась эта особенная, сложная долинно-речная система, которая является характерной главным образом для польской и германской низменностей и обусловленной общим наклоном территории в направлении замирающего, ледникового покрова.

Ложбины стока (прadolины) являются главным образом эрозионными формами рельефа, у которых ход по местам приспособлен к конфигурации основания плейстоценовых отложений предшествующего оледенения. Но эти обширные прadolинные русла выполняются отложениями рек и талых вод. Более высоко расположенные прadolинные террасы, выработанные главным образом в образованиях более древних оледенений, и даже в плейстоценовом основании, согласуются с периодом времени, когда осуществлялся сток талых и речных вод и период главной стадийной остановки и ближайших рещесонных фаз. Но ниже расположенные террасы в прadolинах согласуются с последовательными этапами подчинения рекам прadolин путем образования прорывов и по мере достижения ими, в процессе приближения к Балтийскому морю, все ниже располагающейся эрозионной базы.

Согласно господствующим взглядам, в период лещинской стадии, т.е. максимального распространения ледникового покрова во время последнего оледенения, талые воды сливаясь с водами рек текущих с юга Польши, имели сток к западу, в направлении реки Эльбы по прadolине Барычи, которая называется также барычко-глогговской или глогговско-баруцкой прadolиной, а немецкие исследователи называют ее глогговско-баруцко-гамбургской прadolиной. Но у этого процесса развития прadolин был сложный ход и он слагался из ряда эволюционных этапов. Вероятно в то же время существовали расположенные восточнее прadolины: Бебжи-Нарви и восточная часть варшавско-

-берлинской придолины (рис. 1), которую мы связываем в основном со следующей, более продолжительной остановкой ледникового покрова.

Со следующей стадией т.е. с познанской фазой согласуется традиционно варшавско-берлинская придолина. Первоначально талые воды стекали многочисленными тогда долинами в барыцко-глогговскую придолину, снабжая водой текущую там Одру. И только с течением времени образовалась единая, варшавско-берлинская придолина (рис. 2), к которой с востока присоединялась придолина Бебжи-Нарви. В эту придолину впадали с юга Висла с Бугом а также верхняя Варта и Бзура. Одра присоединилась вливая только часть своих вод (бифуркация) лишь в более позднее время.

Во время померанской стадии наступающий ледниковый покров расчленился на многочисленные, обширные лопасти, которые продвигались вперед в разное время. Межлопастные концентрации ледниковых трещин являлись местом откуда добывались обильные талые воды, которые стекали по все более обширных зандровых конусах выноса, замещенных южнее зандровыми долинами, и впадали в формирующуюся придолину. Но следует подчеркнуть, что полное развитие придолины Нотеци-Варты или торуньско-эберсвальдской совпадало с одной из рецессионных фаз после максимального развития померанской стадии, так как зандры берут начало на внутренней стороне зоны фронтальных морен этой стадии, пересекая ее окраинные, самые южные моренные гряды. Единая придолина Нотеци-Варты (рис. 3), которую зандры соединяли с померанской стадией вдоль Дравы, Гвды, Вды, Дрвенцы, Писы и соседних мазурских рек, а также вдоль реки Ханьчи, доходила по долине Вислы до варшавской котловины и дальше, придолиной Бебжи и Нарви достигала Вильнюса (виленско-варшавская придолина). В западном направлении придолина Нотеци-Варты доходила до Костшинской котловины, из которой придолинные воды стекали на запад в направлении Эльбы используя сужение придолины в Эберсвальде (Eberswalder Pforte). И только в более поздней фазе развития этой придолины сток воды только в исключительных случаях пользовался воротами в Эберсвальде (катастрофические наводнения), а обычно направлялся к северу на территорию замирающей, ледниковой лопасти Одры, направляясь долиной Рандов, позднее также долиной нижней Одры, в плотинное озеро у Щецина. Отсюда сток вод, по разультатам немецких исследований направлялся через меклембурские придолины в образующееся в то время, Балтийское ледниковое озеро или в громадные плотинные озера, на южнобалтийской территории.

Последний этап в развитии плейстоценовой сети долин на предполье отмирающего ледника связан с существованием системы придолин на тылах главных фронтальных морен померанской стадии. В первой фазе существования этого неединого ряда придолин, ледник находился на линии грыфицко-кошалинских морен. Талые воды стекали в формирующееся щецинское плотинное озеро. В то же время Висла частично (бифуркация) изменила направление своего стока и повернула к северу, направляясь в гданское плотинное озеро. В период гарденской фазы воды Нотеци-Варты, Одры а также системы померанских придолин впадали в дальнейшем в щецинское плотинное озеро с тем, что сток из померанских придолин и плотинных озер переместился вслед за отмирающим ледником более к северу (рис. 4).

В то время функционировала также придолина Преголы и сформировалась система кашубских придолин.

После отступления ледника к северу от гарденских морен, щецинское плотинное озеро замерло, а речные воды стекавшие в долину Одры, проложили себе путь в отложениях древнего плотинного озера к северу, направляясь затем вдоль острова Рюген в Балтийское море того времени. Эта долина, также как и другие участки придолин, выработанных на суше в период отступления ледника, намечаются в современное время на дне Балтийского моря.

Завершение выше описанной эволюции плейстоценовой сети долины на рассматриваемой территории, наступило в момент, с которого сток всех вод Вислы и Одры направился к северу в Балтийское море, а это произошло в период аллерода или в младшем дриасе. Соседние реки, т.е. Неман и Эльба не проложили себе пути на север и их нижние течения все еще находятся в геоморфологическом положении, названном низменной речной сети надвигающимся ледником (R. Galon, 1934).

*Rajmund Galon*

## EVOLUTION OF FLUVIAL SYSTEM IN FORELAND OF RETREATING ICE SHEET

### Summary

The successive stages and phases of regression of the inland ice had the effect that the meltwater streams flowing southwards in outwash valleys joined the lowland rivers coming from the south. Thus came into existence ice marginal streamways named pradolinas directed to the west. The rivers by passing all their water from the older pradolina in the next ice marginal valley track inaugurated, by the formation of gap valleys. This is the evolution which created the peculiar, complicated fluvial drainage system characteristic mainly of the Polish and German Lowland and contingent upon the general northward slant of the morainic surface towards the retreating inland ice.

Pradolinas are, first of all, erosive forms with their trend partially adapted to the configuration of the Pleistocene surface or to the surface left by sediments of the penultimate glaciation. However, these wide pradolina channels have since been filled with deposits carried in by rivers and meltwater streams. The higher pradolina terraces, mostly incised in sediments of preceding glaciations or, even, into the Pleistocene bedrock, correspond to the period of meltwater runoff and river flow during the main stage of glacier stoppage and the adjoining phases of inland ice recession; the lower pradolina terraces, on the other hand, are contemporaneous with successive periods in which the pradolinas were gradually conquered by gap erosion by the rivers and were gaining a progressively lowered base level of erosion in their approach to the Baltic Sea.

According to opinions held today, the Leszno stage, i.e. the time when during the last glaciation the spatial extent of the inland ice reached its maximum, was the period in which the meltwater streams, joining the river flow from the southern part of Poland, were escaping westwards towards the Elbe by way of the Barycz pradolina, also called the Barycz—Głogów or Głogów—Baruth pradolina; German scientists termed in the Glogau—Baruth—Hamburg Urstromtal. Even so, this flow encountered many complications and involved a number of evolutionary stages. Probably at the same time there existed farther east the Biebrza—Narew pradolina and the eastern part of the Warsaw—Berlin pradolina (Fig. 1); most authors assign the latter to the next, much prolonged, stoppage period of the inland ice.

It is customary to associate the Warsaw—Berlin pradolina with the subsequent stage called the Poznań phase. Initially the meltwater streams continued to escape by numerous valleys into the Barycz—Głogów pradolina thus alighting the river flow in the Odra. Only gradually the continuous Warsaw—Berlin pra-

dolina came into existence (Fig. 2), which from the east was joined by the Biebrza—Narew pradolina; into the latter there merged, from the south, the Vistula with the Bug, the Upper Warta and the Bzura. It was only later that, due to bifurcation, part of the Odra waters took their way into the Warsaw—Berlin pradolina.

The inland ice transgressing during the Pomeranian stage was broken up into a number of separate wide lobes, advancing by different stages. The inter-local concentration of gaping ice crevasses became the tracks for abundant melt-water flow, and these waters reached the developing pradolina after passing over the surfaces of steadily widening outwash cones; further south the place of the cones was taken by outwash valleys. However, it should be stressed that the Noteć—Warta pradolina or the Toruń—Eberswalde pradolina did not reach their full development until during one of the recession phases following the maximum of the Pomeranian stage. This appears from the fact that the outwash plains started from inside the zone of the terminal moraines of this stage, breaking their way through the southernmost marginal belts of these terminal moraines. The continuous Noteć—Warta pradolina (Fig. 3) associated with the Pomeranian stage by outwash tracks running along the valleys of the Drawa, Gwda, Wda, Drwęca, Pisa and of further Masurian rivers and the Hańcza with the Pomeranian stage, extended eastwards along the Vistula valley as far as the Warsaw Basin and, further, by way of the Biebrza—Narew pradolina in the direction of Wilno (the Vilnius—Warsaw pradolina). Westwards the Noteć—Warta pradolina reached the Kostrzyń (Küstrin) Basin, and from here the pradolina waters ran westwards towards the Elbe profiting by the narrowed pradolina section of Eberswalde (Eberswalder Pforte). At a later phase of the evolution of this pradolina this flow took its westward way by the Eberswalde gap only sporadically (under catastrophic flood conditions); normally the flow went northwards into the area where the Odra lobe was decaying, by way of the Randow valley and, later yet, also the valley of the Lower Odra into the Szczecin ice-dammed lake (Stettiner Stausee). The further runoff, as was determined by German research, took the direction through Mecklenburg pradolinas into the then forming Baltic Ice Lake, or into the large ice-dammed lakes occupying the South Baltic area.

The last stage in the evolution of the Pleistocene valley system in the forefield of the retreating inland ice is associated with the existence of a pradolina system in the rear of the principal terminal moraines of the Pomeranian stage. While this unconsolidated valley system came into existence, the inland ice had halted on the line of the Gryfice—Koszalin moraines, and its meltwater streams escaped towards the then developing Szczecin ice-dammed lake. At the same time part of the Vistula flow turned northwards by bifurcation, discharging its waters into the Gdańsk ice-dammed lake of those times. Later, during the Gardno phase, the combined flow from Noteć—Warta and Odra and from the system of Pomeranian pradolinas continued to go into the same Szczecin ice-dammed lake, but at that time the runoff from the Pomeranian pradolinas and ice-dammed lakes took more northern tracks following the retreating inland ice (Fig. 4). In this same period the Pregoła (Pregel) pradolina was also in operation and a system of Kashubian pradolinas was developing.

After the ice sheet had withdrawn from the line of the Gardno moraines, the Szczecin ice-dammed lake vanished and the fluvial waters, gathered in the valley of the Lower Odra, forced their way northwards across the sediments of the former ice-dammed lake, escaping along Rügen Island into the then Baltic.

This latter streamway, much like other pradolina fragments which were developing during the further retreat of the inland ice, lies today at the bottom of the Baltic.

In the area under discussion this evolution of the Pleistocene valley system ended at the time when the Vistula and Odra waters had turned completely northwards escaping into the Baltic — an event that took place in the Allerød or the Younger Dryas. Other nearby rivers, like the Niemen and the Elbe, failed to make this northward turn, and in their lower reaches they continue to adhere to the geomorphological position enforced upon the fluvial system of the lowland by the advancing inland ice (R. Galon 1934).

over the surfaces of steadily by outwards valleys. However, it should be stressed that at the cones was taken by outwards valleys. However, it should be stressed that the Noteć-Warta pradolina of the Toruń—Eberwald section did not reach their full development until during one of the recessive phases following the maximum of the Pomeranian stage. This appears from the fact that the outwards plains started from inside the zone of the terminal moraine of this stage, breaking their way through the southernmost marginal belt of these terminal moraines. The continuous Noteć-Warta pradolina (Fig. 3) associated with the Pomeranian stage by outwards tracks running along the valleys of the Drawa, Gwda, Wda, Drowca, Pars and of further Masuren rivers and the Harkas with the Pomeranian stage, extended eastwards along the Vistula valley as far as the Warta Basin and further by way of the Elbe—Narew pradolina in the direction of Wilno and the Vistula—Warta pradolina. Westwards the Noteć-Warta pradolina reached the Kostryń (Kutajna) Basin, and from here the pradolina waters ran westwards towards the Elbe prelinning of the narrowed pradolina section of Eberwald (Eberwald's Profile). At a later phase of the evolution of this pradolina this flow took its westward way by the Eberwald gap only sporadically (under catastrophic flood conditions); normally the flow went northwards into the area where the Odra lobe was developing by way of the Randow valley and later yet also the valley of the Lower Odra into the Saccacia ice-dammed lake (Stettiner Stausee). The further runoff, as was determined by German research, took the direction through Mecklenburg pradolina into the then forming Baltic ice lakes, or into the large ice-dammed lakes occupying the South Baltic area.

The last stage in the evolution of the Pleistocene valley system in the forefield of the retreating inland ice is associated with the existence of a pradolina system in the rear of the principal terminal moraine of the Pomeranian stage. While this unconsolidated valley system came into existence, the inland ice had halted on the line of the Gryfice—Koszalin moraine, and its meltwater streams escaped towards the then developing Saccacia ice-dammed lake. At the same time part of the Vistula flow turned northwards by bifurcation, discharging the waters into the Gdańsk ice-dammed lake of those times. Later, during the Gardno phase the combined flow from Noteć-Warta and Odra and from the system of Pomeranian pradolina continued to go into the same Saccacia ice-dammed lake, but at that time the runoff from the Pomeranian pradolina and ice-dammed lakes took more northern tracks following the retreating inland ice (Fig. 4). In this same period the Pregola (Pregel) pradolina was also in operation and a system of Kashubian pradolina was developing.

After the ice sheet had withdrawn from the line of the Gardno moraine, the Saccacia ice-dammed lake vanished and the fluvial waters, gathered in the valley of the Lower Odra, forced their way northwards across the sediments of the former ice-dammed lake, escaping along Rügen Island into the Baltic.



BOGUSŁAW ROSA

## OBSZAR POŁUDNIOWOBAŁTYCKI W OKRESIE OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA I W HOLOCENIE

Niniejszy rozdział poświęcony jest obszarowi południowobałtyckiemu i jego niedawnej przeszłości geologicznej. Przedstawiono w nim ogólny zarys zmian i zdarzeń paleogeograficznych, które dokonały się na tym obszarze w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. Zmiany te i zdarzenia wiązały się z dalszym kształtowaniem niecki Bałtyku i z polodowcową ewolucją morza oraz wywierały duży wpływ na rozwój paleogeograficzny obszaru naszego kraju, położonego w sąsiedztwie. Dziś nie można zrozumieć wielu istotnych momentów tego rozwoju, pomijając wydarzenia jakie działy się na terenie bałtyckim.

Obecnie nie potrafimy jeszcze dostatecznie dokładnie przedstawić całości dokonanych tam zmian. Za mało znamy dno południowego Bałtyku, jego ukształtowanie i budowę geologiczną oraz szczątki roślinne i zwierzęce. W związku z tym większość niżej poruszonych problemów omówiłem jedynie w postaci hipotez roboczych, wymagających podstawowych badań. W przeciwstawieniu jednak do ogólnych ujęć, które można znaleźć w literaturze naukowej, poniższe uwagi są oparte na materiale naukowym przede wszystkim miejscowym, pochodzącym z badań dna morskiego, bądź lądu od południa otaczającego Morze Bałtyckie. Mniej też jest tu nawiązań do wyników badań nad polodowcową historią morza, przeprowadzonych w północnej części Bałtyku i znanych z literatury naukowej szwedzkiej i fińskiej.

### I. POŁOŻENIE I TENDENCJE ROZWOJOWE OBSZARU W CIĄGU CZWARTORZĘDU

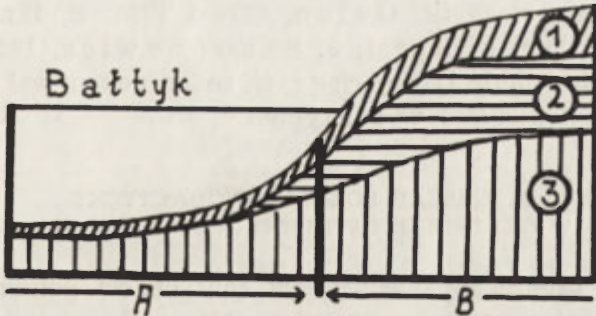
Interesujące nas zmiany i zdarzenia są oczywiście kontynuacją tych wszystkich przeobrażeń paleogeograficznych, które dokonały się na terenie południowobałtyckim znacznie wcześniej, w ciągu plejstocenu. Ich

najbardziej ogólne cechy bardzo ściśle wiążą się z charakterystycznym położeniem południowego Bałtyku wśród innych obszarów objętych zlodowaczeniami skandynawskimi. Wreszcie są one konsekwencją ruchów neotektonicznych skorupy ziemskiej, które ujawniały się w rejonie bałtyckim w szczególny sposób w ciągu całego czwartorzędu.

Już niewątpliwie od połowy plejstocenu obszar południowobałtycki znajdował się na pograniczu dwu odmiennie kształtowanych obszarów glacialnych Europy: obszaru egzaracji glacialnej w północnej części Europy i obszaru akumulacji glacialnej, otaczającego obecnie od zachodu, południa i wschodu nieckę Bałtyku (E. Hult de Geer, 1963, B. Rosa, 1965 i inni). W neoplejstocenie, zwłaszcza w okresie ostatniego zlodowacenia, owo przejściowe położenie obszaru, pomiędzy dziedziną egzaracji lodowej, a dziedziną akumulacji glacialnej, samo już wywierało wpływ na jego dalszy rozwój paleogeograficzny oraz na rozwój facjalny utworów czwartorzędowych — lodowcowych, wodnolodowcowych i morskich.

Rozwój obszaru w owej przejściowej strefie uzależniony był również i w holocenie od tego, że w strefie tej lub w jej pobliżu lądolody skandynawskie osiągały stan nasycenia materiałem morenowym. Stwierdzenie to wynika z porównania najbardziej ogólnych cech interesującego nas obszaru z tym, co dotychczas wiemy z zakresu termodynamiki wielkich pokryw lodowych (G. Robin, 1955; I. A. Zotikow, 1963 i inni). Po północnej stronie tej strefy, zarówno w niecce bałtyckiej jak i poza nią, lądolody chłoneły w siebie materiał skalny i dzięki temu bardzo skutecznie modelowały powierzchnię podłoża podlodowego, kształtowały dzisiejsze oblicze morfologiczne Bałtyku. Proces ten prowadził przede wszystkim do dalszego pogłębiania istniejących już obniżzeń powierzchni. Natomiast po osiągnięciu nasycenia, co przeważnie miało miejsce w południowej części Bałtyku, już na terenie naszego kraju, lądolody nie mogły niszczyć efektywnie podłoża i ograniczały swoją działalność głównie do transportu materiału morenowego, znajdującego się w lodzie. Takie sytuacje musiały się powtarzać kilkakrotnie podczas kolejnych zlodowaceń, co doprowadziło do powstania charakterystycznego układu stratygraficznego osadów czwartorzędowych schematycznie przedstawionego na ryc. 1.

Rysunek ten pokazuje, że obszar egzaracyjny, zasadniczo pozbawiony osadów zlodowaceń wcześniejszych, styka się z obszarem o przewadze akumulacji glacialnej pod wodą, na dzisiejszym dnie morskim. Następnie wynika z niego, że gdyby usunięto osady czwartorzędu z obszaru Polski północnej, to zasięg Marza Bałtyckiego zostałyby znacznie przesunięty ku południowi. Zasięg ten niegdyś przedstawił badacz niemiecki O. von Linstow przy pomocy linii zwanej „depresją



Ryc. 1. Ogólna sytuacja stratygraficzna utworów czwartorzędowych w strefie wybrzeża Bałtyku południowego

A — obszar egzaryacyjny, B — obszar o przewadze akumulacji glacialnej, 1 — utwory ostatniego zlodowacenia, 2 — utwory zlodowaceń wcześniejszych, 3 — utwory podłoża czwartorzędowego

Общее стратиграфическое расположение четвертичных образований в зоне побережья южной Балтики

A — область выпихивания, B — область с преобладанием гляциальной аккумуляции, 1 — образования последнего оледенения, 2 — образования более древних оледенений, 3 — образования подчетвертичного основания

General stratigraphical pattern of the Quaternary deposits in the zone of the South Baltic

A — area of exaration, B — area where glacial accumulation predominated, 1 — deposits of the last glaciation, 2 — deposits of prior glaciations, 3 — deposits of the Quaternary substratum

dyluwialną” (O. v. Linstow). Dzisiejszy południowy zasięg Bałtyku jest więc ograniczony utworami czwartorzędu. Następnie z rysunku wynika, że najbardziej ku północy nachylone powierzchnie przypadają na te miejsca, gdzie stykają się ze sobą tereny egzarycyjne i tereny akumulacji glacialnej. Te znacznie nachylone ku północy powierzchnie stwarzały — jak zobaczymy dalej — specyficzne warunki dla procesu degradacji pokrywy lodowej, nie znane poza obszarem południowobałtyckim. Wreszcie sytuacja stratygraficzna przedstawiona na rysunku, wraz z innymi faktami, których na tym miejscu nie możemy omówić (np. ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej na terenie Polski północnej), dowodzi, że cały obszar południowego Bałtyku wraz ze swym otoczeniem uległ w ciągu czwartorzędu znacznemu obniżeniu, które możemy ogólnie oszacować na 150—200 m (A. M a r t i n s s o n, 1960; B. R o s a, 1967). Był to bez wątpienia proces bardzo powolny, regionalnie zróżnicowany i charakteryzujący się nawrotami, związanymi z poszczególnymi zlodowaczeniami.

Obniżanie się obszaru i okresowo postępujące egzarycyjne niszczenie jego powierzchni, a jeszcze wcześniej (eoplejstocen) także i niszczenie erozyjne, razem doprowadziły do powstania południowej części niecki Bałtyku i do wkroczenia na jej obszar morza już niewątpliwie w okresie

interglacjału eemskiego (R. Galon, 1934 i 1938; B. Halicki, 1951 i 1952; W. Pożaryski, 1951; J. Samsonowicz, 1951; I. Brodnie wicz, 1960 i inni). Dalszy ciąg tych zmian dokonywał się w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie.

## II. OBSZAR POŁUDNIOWOBAŁTYCKI W OKRESIE OSTATNIEGO ZLADOWACENIA

W okresie ostatniego zlodowacenia cały obszar południowobałtycki znajdował się dłuższy czas pod lodem. Krawędź lądolodu znajdowała się wtedy na południu, w Polsce północnej i środkowej. Na terenie południowobałtyckim, pod lodem, zachodził wtenczas proces niszczenia podłoża skalnego, przemieszczania się dolnych partii lodu lodowcowego i transportu materiału morenowego. W tym czasie lądolód oddziaływał na podłoże także własnym ciężarem (M. L i m a n o w s k i, 1922; B. Rosa, 1965). Wywierał nacisk na skorupę ziemską, która, dodatkowo obciążona, podlegała kolejnemu glacialno-izostatycznemu obniżaniu.

W jaki sposób pod lodem przebiegały procesy destrukcyjne, egzaracyjne i neotektoniczne, czym się charakteryzowały w poszczególnych częściach obszaru i czym różniły od procesów z okresów zlodowaceń wcześniejszych, obecnie wnioskować możemy na podstawie tylko nielicznych faktów naukowych. Wynika z nich, że niszczenie podłoża pod lądolodem ostatniego zlodowacenia miało charakter regionalnie zróżnicowany; inaczej przebiegało ono na linii botnicko-gdańskiej, tj. na dnie Głębi Gotlandzkiej i Głębi Gdańskiej, gdzie nastąpiło raczej powtórzenie sytuacji charakterystycznej dla dwu zlodowaceń poprzednich (środkowopolskiego i południowopolskiego), inaczej w rejonie bornholmskim, gdzie charakteryzowało się nowymi elementami, poprzednio nie znanymi, i jeszcze inaczej na terenie pomostowym, który płyciznami podwodnymi łączy środkową część naszego wybrzeża z otoczeniem Gotlandii. Ten ostatni obszar, podobnie jak w czasie zlodowaceń wcześniejszych, nadal był położony „w cieniu” Gotlandii i dzięki temu niszczenie egzaracyjne podłoża było tu w dalszym ciągu osłabione.

1. Na linii botnicko-gdańskiej już w czasie zlodowaceń wcześniejszych powstała olbrzymia U-kształtna dolina wschodniego Bałtyku. W interglacjale eemskim sięgała ona znacznie dalej ku południowi, niż dzisiejsze południowe jej zakończenie zwane Zatoką Gdańską. Dawne, interglacjalne zakończenie tej doliny sięgało aż po Łosiowe Góry koło Grudziądza, o czym świadczą zachowane na jej dnie osady morza eemskiego, niewyruszone z podłoża (B. Halicki, 1951).

Obecny kształt tej formy na obszarze Bałtyku, pewne cechy litologiczne glin morenowych ostatniego zlodowacenia w rejonie dolnego

Powisła oraz lokalne układy moren czołowych na tym terenie dowodzą, że w czasie ostatniego zlodowacenia w istniejącej już dolinie wschodniego Bałtyku rozwinął się we wnętrzu lądolodu potężny prąd lodowy, podobny do wcześniejszych prądów lodowych, które ukształtowały tę formę. Cząstki lądowe tego prądu przemieszczały się ku południowi szybciej niż cząstki lodowe otoczenia i dzięki temu dno doliny było pod lodem intensywniej niszczone niż powierzchnia podłoża podlodowego w sąsiedztwie doliny. Proces ten prowadził do dalszego względnego pogłębienia dna. O kolejnych fazach pogłębiania i o jego południowym zasięgu świadczą niektóre cechy litologiczne i stratygraficzne osadów czwartorzędowych dolnego Powisła.

W pierwszej fazie niszczenia z dna musiały być usunięte ilaste i mułowe (zawierające materiał organiczny) sedymenty morza eemskiego. Część tych utworów została zdeponowana u podnóża Wysoczyzny Elbląskiej, skąd znamy je z odsłoneń cegielni położonych na północ od Elbląga (B. Halicki, 1951). Część zaś, wchłonięta w lód, przypuszczalnie została przemieszczona aż na teren Kujaw i Ziemi Chełmińskiej i tu osadzona, razem z innym materiałem skalnym, w postaci glin morenowych. O ich dalekim transporcie w lodzie i przemieszaniu z materiałem gruboziarnistym wnioskujemy na podstawie szczątków fauny eemskiej na wtórnym złożu, rozwleczonych wzdłuż całego odcinka dolnej Wisły i występujących głównie w piaskach podmorenowych (G. M a a s, 1900, M. L i m a n o w s k i, 1922, R. Galon, 1934) oraz na podstawie niektórych cech litologicznych kujawskich i chełmińskich glin morenowych. Są to — jak wiadomo — gliny morenowe z dużą zawartością materiału ilastego i mułkowego o odcieniu ciemnobrunatnym. Jest prawdopodobne, że ciemna barwa tych glin wiąże się z zawartością w nich materii organicznej pochodzącej z sedymentów morza eemskiego, jednak sprawa ta wymaga jeszcze badań. Istnieją wszakże podstawy, by przypuszczać, że rozwój urodzajnych czarnych ziem kujawskich (gleb) odbywał się nie tylko w odpowiednich warunkach klimatycznych i hydrogeologicznych tłustego gliniastego podłoża, lecz także sprzyjała mu zawartość substancji organicznej w samej glinie morenowej, co niewątpliwie ułatwiało gromadzenie się humusu w warstwie glebowej (R. G a l o n, 1929; W. C i e ś l a, 1961).

W kolejnej fazie niszczenia z dna doliny musiały być usunięte osady przedostatniego zlodowacenia, gdyż w fazie następnej niszczeniu podlegały już utwory starszego podłoża. Z dna Głębi Gdańskiej wynoszony był wówczas materiał kredowy, o czym świadczą między innymi porwaki margli senońskich tkwiące w osadach ostatniego zlodowacenia na dolnym Powisłu (np. Kalwa — R. Galon, 1934).

O południowym zasięgu niszczenia (pogłębiania) dna wnioskujemy na podstawie niewyruszonych z podłoża osadów eemskich nad dolną Wisłą, następnie na podstawie obniżen typu fördowego lub lobalnego dzisiejszej powierzchni terenu w rejonie Zatoki Gdańskiej oraz na podstawie innych jeszcze faktów geologicznych i morfologicznych. Osady eemskie dowodzą, że prąd botnicko-gdański lądolodu ostatniego zlodowacenia był słabszy od podobnych do niego wcześniejszych prądów lodowych. Prąd ten nie był już w stanie usunąć osadów z najbardziej południowej części doliny i dalej ją pogłębić i wydłużyć. Jego mniejsza aktywność niewątpliwie związana była częściowo z mniejszymi rozmiarami ostatniego lądolodu niż lądolodów poprzednich (J. E. M o j s k i, E. R ü h l e, 1965).

Wreszcie osady eemskie i wspomniane obniżenia fördowe lub lobalne, to znaczy obniżenie Jeziora Żarnowieckiego, Rynna Dzierżgońska i inne, wraz z ogólną sytuacją paleomorfologiczną obrzeżenia dzisiejszej Zatoki Gdańskiej wskazują na to, że właśnie w rejonie tej zatoki struktura dynamiczna prądu lodowego zanikała w ogólnej masie lądolodu, dzieląc się przy tym na mniejsze bardzo ruchliwe strumienie lodowe. Strumienie owe kształtowały pod lodem obniżenia fördowe, silnie egzarując podłożę tam, gdzie tworzyło ono progi, przeciwstawiające się ruchowi lodu. W ten sposób — naszym zdaniem — powstało obniżenie Jeziora Żarnowieckiego i Rynna Dzierżgońska oraz inne mniejsze formy tego typu i elementy rzeźby otoczenia Zatoki Gdańskiej (L. R o s z k ó w n a, 1964). Obniżenia typu fördowego znane są również z dna Zatoki Gdańskiej (B. Rosa, 1967) i z dna Bałtyku po zachodniej stronie Gotlandii (A. Martinsson, 1960), gdzie również powstały w podobnych sytuacjach morfologicznych i pod wpływem podobnych strumieni lodowych.

W końcu trzeba dodać, że botnicko-gdańskie prądy lodowe, zarówno ostatniego lądolodu jak i poprzednich, dzieliły je na dwie części, charakteryzujące się wyraźnie odmiennym reżimem termodynamicznym. Część zachodnia lądolodów skandynawskich zawsze była bardziej oceaniczna, to znaczy lód w tej części był cieplejszy i ruchliwszy. W związku z tym po zachodniej stronie doliny wschodniego Bałtyku mamy obecnie dość znacznie przesunięty ku południowi zasięg strefy egzaracyjnej, która pokrywa się mniej więcej z obszarem południowobałtyckim oraz odpowiednio przesunięte ku południowi w zachodniej Polsce zasięgi maksymalne ostatnich zlodowaceń i stadiów. Natomiast po wschodniej stronie doliny lądolody odznaczały się reżimem bardziej kontynentalnym, były mniej aktywne. Właśnie dzięki temu na terenie Estonii, Łotwy, Litwy i Okręgu Kaliningradzkiego w ZSRR mamy obszary lądowe, a nie morskie, na których dominuje akumulacja glacialna

nad niszczeniem lodowym. Różnice te próbowano wyjaśnić zmiennym polem grawitacyjnym obszarów zlodowaconych, wskazując na mniejsze zasięgi łądolodu tam, gdzie anomalie grawimetryczne są dodatnie (B. Halicki, T. Olczak, 1953). Wydaje się jednak, że chodzi tu o przyczyny ogólniejsze, przede wszystkim natury klimatycznej, które w pierwszej kolejności oddziaływały na reżim dynamiczny wspomnianych obu części łądolodów skandynawskich. Warto zauważyć, że właśnie wzdłuż osi botnicko-gdańskiej ciągnie się z północy ku południowi poprzez cały obszar bałtycki strefa ujemnych anomalii grawimetrycznych (T. Honkasalo, 1963). Właśnie ta strefa obok sprzyjających okoliczności tektonicznych i paleomorfologicznych także przyczyniła się do rozwoju prądów lodowych, które ostatecznie są odpowiedzialne za powstanie doliny wschodniego Bałtyku.

2. W rejonie bornholmskim interesujemy się głównie nowymi przejawami niszczenia powierzchni podłoża ostatniego łądolodu. W rejonie tym i w jego sąsiedztwie znaleźć można szereg faktów naukowych, które pozwalają postawić tezę mówiącą o bardzo młodym wieku form i struktur tektonicznych. Prawdopodobne jest, że zapadlisko tektoniczne Basenu Bornholmskiego i wysad Bornholmu powstały dopiero w podłożu ostatniego łądolodu.

Spśród wspomnianych faktów przede wszystkim zasługują na uwagę pewne cechy morfologiczne dna basenu. Relief dna odznacza się licznymi i drobnymi wysadami tektonicznymi, nie złagodzonymi przez detersję lodową i nie usuniętymi w drodze detrakcji (B. Rosa, 1967). Niektóre z tych wysadów stromo wznoszą się aż do dzisiejszej powierzchni wodnej lub nawet ponad nią, np. wysepki archipelagu Christians (H. Schmidt, 1962). Największym wysadem jest oczywiście sam Bornholm. Właśnie świeżość tych form tektonicznych, nie zniszczonych przez egzarację, przemawia za bardzo młodym ich wiekiem.

Innym dowodem, na poparcie postawionej tezy, są rysy lodowcowe znane z powierzchni Bornholmu (H. Gry, 1960). W przewadze pokazują one kierunek ruchu lodu ku zachodowi lub południowemu zachodowi, a więc niezgodnie z kierunkiem podwodnych wyniesień dna, które ciągną się pomiędzy Bornholmem a Rugią. Rysy te, w większości, nie mogły powstać na powierzchni dzisiejszej wyspy już po jej tektonicznym wyniesieniu, lecz są bez wątpienia starsze od samego wysadu. Wskazują one na to, że Bornholm nie jest formą trzeciorzędową.

Na terenie Rugii zaobserwowano zgodne położenie starszych glin morenowych z powierzchnią wyruszonej z podłoża kredy i niezgodne w stosunku do nich położenie gliny morenowej ostatniego zlodowacenia (A. Ludwig, 1954/55 i 1961 oraz inni). Taki układ glin morenowych dowodzi, że ruchy tektoniczne i równoczesne z nimi zaburzenia glaci-

tektoniczne na wyspie mogły mieć miejsce tylko pod lodem ostatniego zlodowacenia.

Wreszcie innym ważkim argumentem są tu drumliny na obszarze województwa szczecińskiego. Fakt zdrumlinizowania tak znacznego obszaru lądowego, który wcześniej odznaczał się wyraźną przewagą akumulacji glacialnej nad egzaracją (B. Krygowski, 1959), nie może być wiązany z czym innym, jak tylko z nasunięciem się na ten obszar świeżego lodu nienasyconego materiałem morenowym. Tylko taki lód może drumlinizować podłoże, to znaczy niszczyć je egzaracyjnie (K. K. Orviku, 1961). Drumliny szczecińskie wskazują na to, że wtargnięciu na teren dolnego Nadodrza, w końcowej fazie ostatniego zlodowacenia, świeżej masy lodowej musiał sprzyjać jakiś dodatkowy czynnik, którym zapewne były zmiany w podłożu podlodowym dzisiejszego Basenu Bornholmskiego (R. Galon, 1961). Przypuszczam, w nawiązaniu do przytoczonych wyżej faktów, że czynnikiem aktywizującym świeże masy lodowe na terenie Nadodrza było dalsze tektoniczne zapadanie się dna basenu.

Poruszony tu problem wieku form tektonicznych w rejonie bornholmskim wymagać będzie dalszych badań, zarówno szczegółowych jak i ogólnych, przeglądowych. Wydaje się bowiem, że w związku z ruchami neotektonicznymi w tym rejonie w obrębie ostatniego lądolodu powoli dokonywało się przesuwanie głównej strefy aktywności lodowej z linii botnicko-gdańskiej na nową linię zachodniogotlandzko-odrzańską. I tym głównie na terenie bałtyckim różnił się ostatni lądolód od lądolodów zlodowacenia środkowopolskiego i południowopolskiego, które przede wszystkim aktywizowały się na dawnej linii botnicko-gdańskiej. W tym również widziałbym drugą z przyczyn zachowania się nad dolną Wisłą osadów eemskich, niewyruszonych z podłoża.

### III. PÓZNOGLACJALNA I HOLOCENSKA PRZESZŁOŚĆ OBSZARU POŁUDNIOWOBAŁTYCKIEGO

Obszar południowobałtycki podlegał dalszym zmianom w późnym glacialu i holocenie. Wiązały się one z degradacją pokrywy lodowej na tym terenie oraz z powstaniem Bałtyku i jego pierwszymi fazami rozwojowymi. Następnie były one konsekwencją wielkiej holocenijskiej transgresji morza, w efekcie której linia brzegowa przesunęła się ku południowi lokalnie o 80 do 100 km, i na koniec wiązały się z okresem względnej stabilizacji poziomu wód morskich, przypadającym na ostatnie (około) 4000 lat. Zmiany te pozwalają podzielić późnoglacialną i holocenijską historię tego obszaru na cztery okresy, z których dwa przypadały na późny glacial, a dwa — na holocen.



1. Pierwszy z tych okresów pokrywał się mniej więcej z najstarszym dryasem. Na obszarze południowobałtyckim odbywała się wtedy degradacja pokrywy lodowej, której towarzyszył rozwój prostych pradolin i bardzo licznych, lokalnych zastoisk przykrawędnych. Pod koniec tego okresu zastoiska te dały początek najwcześniejszemu akwenowi bałtyckiemu. Obecnie wiadomo, że akwen ten powstał na początku böllingu przez połączenie się ze sobą wód zastoiskowych w miejscu położonym dokładnie na północ od dzisiejszej Ławicy Słupskiej. Poziom wód ówczesnego Bałtyku, tuż po powstaniu, był niższy od dzisiejszego poziomu morza o 55—60 m. Powstanie Bałtyku oznaczało koniec pierwszego okresu rozwojowego, który umownie nazywam okresem prehistorii Morza Bałtyckiego.

Okres prehistoryczny obfitował w doniosłe zdarzenia, przede wszystkim geomorfologiczne. Czynnikiem morfogenetycznym, który działał wtedy bardzo skutecznie, była głównie erozja pradolinna wód roztopowych (B. Rosa, 1967). Erozi tej nie tylko sprzyjały ówczesne warunki klimatyczne i zapewne częściowo przemarznęte podłoże, lecz przede wszystkim sprzyjało jej odsłanianie się spod lodu coraz to dalszych partii obszaru południowobałtyckiego nachylonego znacznie lub nawet stromo opadającego ku północy. Właśnie odsłanianie się powierzchni stromo nachylonych pod lód było jedną z najbardziej charakterystycznych cech procesu deglacjacji tego obszaru. W takich warunkach najbliższe przedpole krawędzi lodowej podlegało szybkim zmianom i przekształceniom. Powstawały tam ciągle nowe sytuacje i nowe możliwości odwodnienia przedpola na zmianę z sytuacjami, w których odwodnienie było niemożliwe, i w których rozwijały się efemeryczne zastoiska. Zmiany te następowały szybko po sobie coraz to na niższym poziomie, w miarę jak uwalniały się od lodu coraz to niższe partie obszaru południowobałtyckiego. Kres temu rozwojowi przyniosło dopiero powstanie Bałtyku.

Podjęmując próby bardziej szczegółowego odtworzenia przebiegu tego rozwoju napotykałyśmy na duże trudności. Wynikają one z faktu wkroczenia, w okresie późniejszym, na ten obszar morza i zniszczenia lub ukrycia na dnie wielu form i struktur, na podstawie których mogliśmy wnioskować o przebiegu tak interesującego procesu deglacjacji. Z tego, co dotychczas wiemy o tej deglacjacji, wynika, że przebiegała ona najprościej na terenie pomostowym, łączącym środkową część naszego wybrzeża z sąsiedztwem Gotlandii.

W części pomostowej obszaru południowobałtyckiego na uwagę zasługuje przede wszystkim charakterystyczne rozmieszczenie przestrzenne późnoglacialnych ciągów moren czołowych, które występują na przemian z obszarami względnie płaskiej moreny dennej. Ciągi morenowe wiążemy tu z nawrotami zimna, zaś obszary płaskich wysoczyzn more-

nowych z przejściową poprawą warunków klimatycznych, w których dochodziło do zamierania rozległych płatów lodu i powolnego ich topnienia.

Pierwsza szeroka strefa względnie płaskiej moreny dennej ciągnie się na zapleczu moren czołowych stadium pomorskiego i obejmuje między innymi Wysoczyznę Słupską i Wysoczyznę Lęborską. Wysoczyzny morenowe tej strefy są pocięte licznymi pradolinami (B. Augustowski, 1966) i świadczą o pierwszym późnoglacialnym znaczniejszym ociepleniu się klimatu. Podczas tego ocieplenia, już zapewne po całkowitym stopieniu się lodu na wysoczyznach, w dnach niektórych dolin doszło do pierwszej akumulacji osadów wapiennych, a w części stropowej — organicznych. Osady te znamy z okolic Białogardu oraz ze Słupska z dna doliny Słupi. W Słupsku są one przysłonięte dość grubą (ok. 9 m) warstwą utworów piaszczystych, niewątpliwie związanych z sandrami nasunięcia gardzieńskiego. Szczątki roślinne i wiek tych osadów nie zostały jeszcze opracowane. Od nich, roboczo, pierwszy późnoglacialny okres ocieplenia się klimatu nazywam interstadią słupskim.

Opisaną strefę wysoczyzn od północy ogranicza pierwszy ciąg późnoglacialnych moren czołowych. Na lądzie moreny tego ciągu możemy obserwować począwszy od Darłowa po Ustkę i od Dębiny koło Rowów i Smółdzina (Rowokoł 115 m n.p.m.) po wzgórze czołowomorenowe Przyładka Rozewskiego. Są one transgresyjnie nałożone na krawędzie wysoczyzn morenowych i lokalnie tworzą układy lobalne, jak na przykład w otoczeniu jeziora Gardno i na zachód od Jeziora Żarnowieckiego. Te cechy ciągu morenowego dowodzą, że jego formy powstały w wyniku niewielkiego nasunięcia się krawędzi lodowej, które nazwano nasunięciem gardzieńskim. Nasunięcie gardzieńskie świadczy o przejściowym pogorszeniu się warunków klimatycznych, które — jak z dalszych uwag wynika — przypadało na sam początek najstarszego dryasu.

Na terenie morskim obecnie potrafimy już odtworzyć podobny do opisanego drugi układ przestrzenny płaskich wysoczyzn morenowych i wzgórz marginalnych, które pierwotnie ograniczały te wysoczyzny od północy i były nasadzone na ich krawędzie. Część podwodnych wysoczyzn uległa zniszczeniu. Reprezentują je na dnie takie jednostki morfologiczne jak Mielizna Łebska, Ławica Słupska, Ławica Osetnicka, Płyczna Rozewska i inne mniejsze. Także wzgórza morenowe w większości uległy zniszczeniu. Na dnie pozostały po nich kamieńce i głazowiska podmorskie oraz niezniszczony niewielki fragment tych form w północno-zachodniej części Ławicy Słupskiej. Badając krajobraz czołowomorenowy tego fragmentu i położone w jego przedłużeniu residua po zniszczonych wzgórzach morenowych, ich lokalizację i w dwu przypadkach wyraźne układy lobalne, łatwo przekonujemy się, że ciąg ten, podobnie jak ciąg

gardzieński, także zawdzięcza swe powstanie nasunięciu się krawędzi lodowej (B. Rosa, 1967). Nasunięcie to przypadało na koniec najstarszego dryasu i wiązało się z ponownym krótkotrwałym pogorszeniem warunków klimatycznych.

Dalsza analiza dna w otoczeniu Rynny Słupskiej oraz na terenie Ławic Środkowych i Ławicy Hoborgu koło Gotlandii, wprawdzie oparta na mniej dokładnych mapach morskich niż w przypadku wyżej opisanym, wykazała jednak, że w tej dość długiej strefie obszaru pomostowego, ciągnącej się aż po Gotlandię, nie ma na dnie żadnych śladów ani morfologicznych ani litologicznych, które by świadczyły o kolejnym postoiu krawędzi lodowej lub też jej nasunięciu. Ślady kolejnego postoiu i nasunięcia krawędzi lodowej znajdujemy dopiero na terenie Gotlandii, skąd znane jest ono już od czasu badań osadów warwowych G. de Geera i związane z oscylacją północno-wschodniej Skanii (E. Hult de Geer, 1963). Wedle G. de Geera oscylacja ta przypadała na starszy dryas, co ostatnio potwierdziły badania nad wiekiem form późnoglacialnych w Szwecji oparte na metodzie bezwzględnego datowania osadów (E. Fromm, 1963).

W nawiązaniu do dokładnie określonej w czasie oscylacji północno-wschodniej Skanii i Gotlandii możemy odnieść wiek nasunięcia Ławicy Słupskiej i nasunięcia gardzieńskiego do najstarszego dryasu, tak jak to uczyniłem wyżej. Ponadto z przytoczonych materiałów wynika, że w böllingu uwolniła się od lodu duża część obszaru bałtyckiego pomiędzy Ławicą Słupską a Gotlandią. Jednak deglacjacja odbywała się tu już w zmienionych warunkach, bądź całkowicie pod wodą, bądź tylko przy częściowym zanurzeniu krawędzi lodowej. O zmianie warunków procesu deglacjacji z subaeralnych na subakwalne, przypadającej na początek böllingu i związanej z powstaniem najwcześniejszego akwenu bałtyckiego, wnioskujemy badając przede wszystkim pradoliny późnoglacialne (B. Augustowski, 1966, B. Rosa, 1967).

W okresie prehistorycznym Bałtyku powstało na terenie pomostowym pięć pradolin, które poprzecznie przecinają ten obszar ze wschodu ku zachodowi. Tylko jedna z tych form, pradolina Redy—Łeby w całości znajduje się na lądzie. Pozostałe cztery: pradolina brzeżna, pradolina kuźnicko-łębska, pradolina Ławicy Osetnickiej i pradolina słupska (Ławicy Słupskiej), położone są bądź w strefie dzisiejszego brzegu bądź na dnie morskim i przysłonięte, prawie całkowicie, lądowymi utworami biogenicznymi i osadami piaszczystymi (B. Rosa, 1967). Nas interesuje głównie najmłodsza pradolina słupska, położona najniżej i najdalej wysunięta ku północy. Dno jej ma wyraźny spadek ze wschodu ku zachodowi od około —40 m do około —55 m. Część wylotowa tej formy, położona po południowej stronie Ławicy Słupskiej, jest zawieszona nad

dnem Basenu Bornholmskiego na głębokości około 55 m. Po północnej stronie Ławicy Słupskiej pradoliny już nie występują.

Pradoliny obszaru pomostowego są jednym z dowodów świadczących o utrzymywaniu się tu subaeralnej deglacjacji. Brak tych form po północnej stronie Ławicy Słupskiej wskazuje na to, że w bollingu proces deglacjacji obszaru bałtyckiego zachodził już w warunkach subakwalnych. I wreszcie, wylot pradoliny słupskiej, zawieszony nad dnem Basenu Bornholmskiego, dowodzi, że w czasie jej rozwoju, w najbardziej południowej części basenu, istnieć już musiało zastoisko przykrawędne, którego poziom wód był niższy od dzisiejszego poziomu morza około 60 m. Po cofnięciu się krawędzi lodowej z linii moren Ławicy Słupskiej, wody tego zastoiska połączyły się po północnej stronie dzisiejszej ławicy, z wodami przypuszczalnie podobnego zastoiska Zatoki Gdańskiej. Właśnie to wydarzenie dało początek dzisiejszemu Morzu Bałtykiemu.

Obok pradolin w okresie prehistorycznym Bałtyku rozwijały się także zastoiska przykrawędne. Powstały one i zanikały głównie w rejonie dzisiejszej Zatoki Gdańskiej, gdzie odwodnienie przedpola lodowego było utrudnione lub wręcz niemożliwe, a także w rejonie Zatoki Pomorskiej i w rejonie obszaru ujściowego Odry (A. K a r c z e w s k i, 1965, H. B r a m e r, 1966).

Dziś nie mamy jeszcze pełnego obrazu rozwoju tych efemerycznych zbiorników wody. Potrzebne są dalsze studia, głównie geologiczne, nad osadami dennymi tych zbiorników, jak również badania geomorfologiczne, które by wyjaśniły ich związek z pradolinami obszaru pomostowego, które — jak przypuszczamy — służyły także częściowo wymianie wód zastoiskowych pomiędzy Zatoką Gdańską a Zatoką Pomorską. Wreszcie zachodzi konieczność zbadania ogromnie ważnej roli tych zastoisk i całego systemu odwodnienia przedpola lodowego w rozwoju tak potężnych form dolinnych jakimi są dolina dolnej Wisły i dolina dolnej Odry (R. Galon, 1956, 1961 i 1961a). Z przytoczonych wyżej danych wynika, że terasy późnoglacialne w obu tych dolinach są starsze, niż się to ogólnie przyjmuje (H. Bramer, 1966). Obie te doliny — być może — rozwinęły się już w najstarszym dryasie, a ich terasy nie wiążą się z fazami rozwojowymi późnoglacialnego Bałtyku, lecz tylko z zastoiskami przykrawędnymi, a poprzez nie przypuszczalnie z pradolinami obszaru pomostowego. Allerödskie szczątki organiczne stwierdzone w dnach wytopisk i rynien na terenie teras późnoglacialnych w dolinie Wisły i Odry (H. Bramer, 1966, L. Roszkówna, 1967) w świetle powyższych uwag świadczyć jedynie mogą o wieku wytopienia się zagrzebanego martwego lodu, nie zaś o wieku samych teras.

2. Drugi z wymienionych okresów rozwojowych rozpoczął się wraz z początkiem Bałtyku i trwał do końca późnego glacjału obejmując

cztery okresy klimatyczne — bölling, starszy dryas, alleröd i młodszy dryas. Umownie nazwałem go okresem późnoglacialnej regresji południowego Bałtyku (B. Rosa, 1961), gdyż w tym czasie poziom wód zbiornika południowobałtyckiego — ogólnie rzecz biorąc — obniżył się aż do najniższego położenia, które przypada na przełom późnego glaciału i holocenu, a więc około 10 300 lat temu (M. Sauramo, 1958).

Okres regresyjny południowego Bałtyku jest dotychczas najmniej poznany. Poznanie ważniejszych form i utworów powstałych w tym czasie napotyka na różnorakie trudności. Formy te i utwory znajdują się bowiem na dnie morskim pod wodą, są zmienione i przysłonięte osadami należącymi do następnego okresu rozwojowego — wielkiej holocenińskiej transgresji południowego Bałtyku. Poznanie zdarzeń okresu regresyjnego wymaga więc przede wszystkim badań geologicznych powierzchni dennej południowego Bałtyku a te — jak wiadomo — nie są jeszcze systematycznie prowadzone. W zagranicznej literaturze naukowej o okresie tym można znaleźć jedynie bardzo krótkie wzmianki.

W pracy tej okres regresyjny możemy scharakteryzować bardzo ogólnie i wysunąć kilka problemów badawczych z nim związanych, które ewentualnie rozwiążą dopiero przyszłe badania. Charakterystyka ta jest oparta na skąpych materiałach naukowych, pochodzących bezpośrednio z dna oraz na podstawie ogólnej znajomości sytuacji paleogeograficznej tego okresu, którą zawdzięczamy przede wszystkim badaczom szwedzkim, fińskim i radzieckim z ośrodka leningradzkiego.

Na czoło zagadnień okresu regresyjnego wysuwa się przede wszystkim kwestia najstarszej linii brzegowej południowego Bałtyku, tj. tej linii brzegowej, której formy i utwory litoralne rozwijały się już na początku böllingu, tuż po powstaniu najwcześniejszego zbiornika bałtyckiego. Jest to najstarsza linia brzegowa w całym basenie M. Bałtyckiego. Z tego, co dotychczas wiemy o budowie powierzchni dennej (B. Rosa, 1967) wynika, że linia ta pokrywa się z południowym zasięgiem utworów warwowych dna. Występują one w Basenie Bornholmskim (O. Pratje, 1939) i na dnie Głębi Gdańskiej (H. Masicka, 1965, M. Piotrowski, 1965), skąd znamy je bezpośrednio lub pośrednio z przekrojów mikroakustycznych oraz niewątpliwie także na dnie innych głębi południowego Bałtyku, gdzie badań jeszcze nie prowadzono.

Utwory te występują pod osadami holocenijskimi i z kolei przysłaniają inne utwory typu pokrywowego wraz z gliną morenową ostatniego zlodowacenia (B. Rosa, 1967). Następnie wiadomo, że dawniej linia ta oddzielała obszary odmiennie wykształcone pod względem geomorfologicznym. Powyżej jej znajdował się obszar ukształtowany w warunkach deglacjacji subaeralnej, z formami pradolinowymi i wzgórzami morenowymi, zaś poniżej — obszar deglacjacji subakwalnej, charakteryzujący

się do dziś łagodną powierzchnią. Pod tym względem linia ta jest podobna do najwyższej linii brzegowej późnoglacialnego Bałtyku, którą znamy z terenu Łotwy i Estonii. Tam oddziela ona także tzw. obszary supraakwalne od obszarów subakwalnych, które niegdyś znajdowały się na dnie zbiornika bałtyckiego.

Na tym miejscu należy wyjaśnić kwestię wiązania najstarszej linii brzegowej z południowym zasięgiem osadów warwowych na dnie, a nie innych osadów subakwalnych, np. pokrywowych. Różnice istniejące pomiędzy tymi odmianami późnoglacialnych osadów subakwalnych wynikają z odmiennych warunków i odmiennego sposobu ich akumulacji.

Osady pokrywowe dobrze znamy z obszarów sąsiednich: Niziny Młynarskiej, okolic Pasłęka (L. D a u k s z a, 1963, L. R o s z k ó w n a, 1968), z obszaru zastoisk koło Sławna i Darłowa oraz z innych stanowisk. Różnią się one od osadów warwowych przede wszystkim brakiem warstwowania, zaś ich szczególną cechą jest to, że reprezentujący je utwór, przeważnie ilasty, w którym mogą występować głaziki, w dole bez wyraźnej granicy sedymentacyjnej przechodzi w utwór przypominający smugową glinę morenową, która z kolei przechodzi w zwykłą glinę morenową, zawierającą kamienie i duże głazy eratyczne.

Obszar, na którym występują utwory pokrywowe, często nie wyróżnia się żadnymi specjalnymi cechami morfologicznymi wśród otoczenia nie przysłoniętego tymi utworami. Stąd wniosek, że utwory pokrywowe zasadniczo reprezentują tylko materiał morenowy, który wytopił się z płatu martwego lodu pod wodą na dnie zastoiska, przy czym nie był on tam ani transportowany ani ponownie osadzany. W związku z tym rozmieszczenie frakcji w serii pokrywowej odpowiada jej rozmieszczeniu w lodzie lodowcowym. I tym głównie utwory pokrywowe różnią się od utworów warwowych i ogólniej — utworów warstwowych, które w środowisku wodnym musiały być transportowane i osadzane na dnie.

Na dnie zastoisk przykrawędnych w prehistorycznym okresie Bałtyku po wytopieniu się pod wodą utworów pokrywowych proces dalszej sedymentacji osadów warwowych najczęściej już nie zachodził lub też zachodził bardzo krótko i w znikomych ilościach, co wyraża właśnie ów efemeryczny charakter tych zbiorników wodnych. Natomiast po powstaniu względnie stałego już zbiornika bałtyckiego, na dnie dzisiejszej Głębi Gdańskiej i Głębi Gotlandzkiej oraz na dnie Basenu Bornholmskiego i Rynny Słupskiej, po wytopieniu się także w warunkach subakwalnych serii pokrywowej, niewarstwowanej, istniały nadal warunki dla dalszej sedymentacji materiału warstwowanego, który był transportowany z sąsiedztwa i osadzany na dnie. Z zebranych materiałów wynika, że warstwowanie tego materiału ma charakter warwowy (H. Masicka,

1965). Oto dlaczego położenie najstarszej linii brzegowej południowego Bałtyku wiążemy z zasięgiem utworów warwowych dna.

Uwzględniając wszystkie dotychczasowe bezpośrednie i pośrednie wiadomości o budowie i ukształtowaniu powierzchni dennej możemy już wskazać na dnie położenie najstarszej linii brzegowej, ale tylko w pewnych określonych miejscach, tam mianowicie, gdzie w okresie holocen-skim dno nie uległo znacznieszym przekształceniom. Okazało się, że linia ta leży na różnych głębokościach. I tak, w południowo-zachodniej części Basenu Bornholmskiego, po północnej stronie Ławicy Odrzańskiej, znaczny odcinek tej linii znajduje się mniej więcej na głębokości 45 m, zaś w części południowej basenu, pośrodku Zatoki Koszalińskiej, podobny odcinek linii zaznacza się na głębokości 55—60 m. W pierwszym przypadku linia ta leży na obszarze antyklinorium pomorskiego, którego struktury przedłużają się na teren morski (S. Młynarski, 1966), w drugim — na obszarze obniżenia brzeżnego, któremu odpowiada Zatoka Koszalińska (K. Schoeneich, 1962). Linia ta znajduje się poniżej — 68 m na dnie Głębi Gdańskiej, u podnóża strome go załomu powierzchni dennej w rejonie Gdańska (A. Marsz, mpis). Gdzie indziej położenia jej wskazać nie potrafimy.

W nawiązaniu do przytoczonych liczb warto zauważyć, że na terenie Estonii najstarsza linia brzegowa Bałtyku późnoglacialnego jest obecnie wyniesiona do około 90 m n.p.m., a w okolicy Rygi znajduje się ona na wysokości już tylko około 18 m n.p.m., podczas gdy na dnie Zatoki Gdańskiej leży na głębokości około 70 m. Wprawdzie linie te nie są całkowicie synchroniczne, lecz przytoczone liczby ogólnie charakteryzują rozmiary polodowcowego przechylenia się obszaru w rejonie południowego i środkowego Bałtyku.

Przejdźmy z kolei do zagadnienia linii najniższej. Z wszystkich ekstrapolacji ku południowi, linii brzegowych i poziomów północnego jak i środkowego Bałtyku wynika zgodnie, że najniższa południowobałtycka linia brzegowa musiała powstać na przełomie późnego glaciału i holocenu, przy czym wedle niektórych badaczy (M. Sauramo, 1958; E. Hyypä, 1963) jej formy i utwory litoralne powinny się znajdować obecnie na głębokości około 100 m. Nasze badania nad ukształtowaniem dna wykazały, że linia ta istotnie jest niżej położona od linii najstarszej, lecz nie tak nisko, jak wskazują na to ekstrapolacje badaczy skandy-nawskich. Na dnie Basenu Bornholmskiego zaznacza się ona dość łagodnym stopniem na głębokości około 58 m, na podobnej głębokości występuje po północnej stronie Ławicy Słupskiej, natomiast u podnóża podwodnego skłonu Sambii leży na głębokości 80 m i jest nachylona ku południowi. Formy i utwory tej linii występują na dnie wszędzie

tam, gdzie także spotykamy podobne do nich formy i utwory pozostałych holocenijskich linii brzegowych, jedynie wyżej położone.

Znając położenie linii najstarszej i położenie linii najniższej możemy określić rozmiary późnoglacialnej regresji południowego Bałtyku. Regresja ta w przybliżeniu odpowiadała ogólnemu obniżeniu się poziomu wód o ok. 10 m. Jest to niewiele, zwłaszcza w porównaniu do długości rozpatrywanego okresu, a który trwał bez mała 2500 lat. Jest rzeczą niewątpliwą, że w tak długim okresie czasu, obejmującym między innymi alleroëdzki okres znacznego ocieplenia się klimatu oraz dwa okresy chłodne, starszego i młodszego dryasu, istnieć musiały na ówczesnym wybrzeżu częstsze wahania poziomu wód, o których jednak nie mamy dotychczas żadnych wiadomości. Można oczywiście przypuszczać, że na alleroëd przypadała co najmniej jedna transgresja na tle ówczesnej ogólnej regresji wód południowobałtyckich.

Jak widać z powyższego okres regresyjny nie odznaczał się zbyt dużymi i raptownymi wahaniami poziomu i zmianami położenia linii brzegowej. Charakteryzował się raczej względną stabilizacją ówczesnych stosunków panujących na terenie wybrzeża i tym głównie różnił się od wcześniejszego okresu prehistorycznego i późniejszego okresu transgresji holocenijskiej, które odznaczały się szybkimi i raptownymi zmianami i zdarzeniami.

Odrębnym zagadnieniem okresu regresyjnego jest sprawa, czy późnoglacialny zbiornik bałtycki miał charakter morski czy słodkowodny? To zagadnienie wiąże się z badaniami szczegółowymi osadów południowobałtyckiej serii warwowej. Chodzi tu o możliwie wszechstronne badania składu mineralnego tych osadów i uwięzionej w nich wilgoci oraz resztek roślinnych i zwierzęcych. Dotychczas studia takie przeprowadzono tylko nad jednym rdzeniem, który przypuszczalnie obejmował najbardziej interesującą część serii warwowej (H. Masicka, 1965). Między innymi potwierdzono, że osady serii warwowej zawierają dużo substancji wapiennej (O. Pratje, 1939), co odróżnia je od odwapnionych osadów holocenijskich oraz wykazano, że wilgoć gruntowa w osadach tych uwięziona charakteryzuje się, wprawdzie zmiennym, lecz bardzo wysokim zasoleniem, które niewątpliwie odpowiada zasoleniu zbiornika z okresu sedymentacji tych osadów.

Osiągnięte wyniki badań są ciągle jeszcze zbyt szczupłe, by można było opierać na nich ostateczne wnioski. Jednak wydaje się, że dalsze prace w tym kierunku potwierdzą dawne przypuszczenie G. de Geera, że najwcześniejszy zbiornik południowobałtycki z böllingu miał charakter morski. (E. Hult de Geer, 1963). G. de Geer nazywał ten zbiornik morzem Lomma. Także M. Sauramo (1958) pisał o późnoglacialnym morzu yoldii, wiążąc je jednak z okresem alleroëdu. Problem charakteru



mas wodnych późnoglacialnego zbiornika bałtyckiego jest obecnie żywo dyskutowany w ośrodku leningradzkim, przypuszcza się bowiem, że istniało powiązanie Bałtyku przez Przesmyki Karelskie z Morzem Białym.

3. Doniosłe zmiany zaszły dopiero w kolejnym okresie rozwojowym, podczas wielkiej holocenijskiej transgresji południowego Bałtyku. Transgresja ta przypadała na pierwszą połowę holocenu i trwała od około 10 000 lat do około 4000 lat wstecz. W tym czasie morze ponownie odzyskało niezbyt szeroki pas lądowy, uprzednio utracony i wkroczyło, początkowo bardzo szybko, na teren dawnego późnoglacialnego lądu, przesuwając ku południowi linię brzegową lokalnie o 80 do 100 km. Największe straty poniósł ląd w rejonie dzisiejszej Zatoki Pomorskiej oraz w środkowym odcinku naszego wybrzeża. Najmniej zaś ku południowi przesunęła się linia brzegowa na terenie dzisiejszej Zatoki Gdańskiej. Ówczesne jej przesunięcia były zależne przede wszystkim od wielkości nachyleń ku północy powierzchni obszaru. W rejonie gdańskim, gdzie nachylenia te były znaczne, przesunięcie linii brzegowej było niewielkie.

Wielka holocenijska transgresja południowego Bałtyku składała się z oddzielnych faz transgresyjnych. Fazy te przypadały na okresy, w których poziom wód morskich szybko podnosił się ku górze, zaś na wybrzeżu działała przede wszystkim abrazja ścinająca. Głównym efektem jej było okresowe przemieszczanie się linii brzegowej na obszar dawnego lądu.

Fazom transgresyjnym towarzyszyły jednak okresy przejściowej stabilizacji poziomu wód. Wtedy linia brzegowa pozostawała jakiś czas na tym samym miejscu, a w czynnej strefie brzegu dochodziła do głosu abrazja powierzchniowa, która powodowała szybsze lub powolniejsze dostosowywanie się poprzecznego profilu dna strefy litoralnej do aktualnie panujących na wybrzeżu warunków dynamicznych, geologicznych i topograficznych. Właśnie owe okresy względnej stabilizacji poziomu wód najtrwalej zaznaczyły się w rzeźbie obszaru zajętego przez morze przede wszystkim w postaci stopni abrazyjnych dna.

Dziś stopnie te, zachowane na dnie, wyrażają dawne linie brzegowe południowego Bałtyku. W topografii dna reprezentują one podnóża dawnych brzegów klifowych, okresowo niszczonych przez abrazję ścinającą. Pokazują one te miejsca na dnie, gdzie dawniej przez pewien czas utrzymywała się strefa kipieli morskiej. Zgodnie z charakterem stopni dawne linie brzegowe południowego Bałtyku wiążemy z okresami przejściowych stabilizacji poziomu wód. I tym głównie linie południowobałtyckie różnią się od linii północnego i częściowo środkowego Bałtyku. Tamte bowiem są wyrażone przeważnie wałami brzegowymi, które powstawały nie

w okresach przejściowych stabilizacji poziomu wód morskich, lecz wtedy, kiedy poziom ten podnosił się ku górze i kiedy przejściowo istniała równowaga pomiędzy podnoszeniem się poziomu morza a podnoszeniem ładu północnonadbałtyckiego. Linie brzegowe południowego Bałtyku nie są więc synchroniczne z liniami brzegowymi Bałtyku północnego. Są one liniami morza transgredującego, podczas gdy tamte są liniami morza regredującego (B. Rosa, 1967).

Jednak stopnie abrazyjne południowobałtyckich linii brzegowych występują na dnie tylko w pewnych określonych miejscach. Najczęściej tam, gdzie dno jest abrazyjne i zarazem nie jest przysłonięte zbyt grubym płaszczem utworów piaszczystych. Widzimy je więc, bardzo wyraźne, na dnie po północnej stronie Przylądka Rozewskiego, w otoczeniu Ławicy Słupskiej, na zboczu północnym Rynny Słupskiej oraz na powierzchni skłonu sambijskiego, zanurzonego pod wodą. Gdzie indziej są one częściowo przysłonięte pokrywą piaszczystą, która tylko w nielicznych przypadkach maskuje je całkowicie. Natomiast stopnie te nie występują w tych miejscach, gdzie dawniej rozwijały się akumulacyjne odcinki brzegu, tj. gdzie linia brzegowa przecinała poprzecznie lub ukośnie pradoliny późnoglacialne lub inne znacznie obniżenia powierzchni późnoglacialnej. Tam stopnie abrazyjne są zastąpione stopniami litoralno-akumulacyjnymi, reprezentującymi akumulacyjne struktury plażowe. Wiąże się to ze sposobem ścinania obszaru południowobałtyckiego przez transgredujące morze.

W czasie poprzedzającym transgresję obszar południowobałtycki składał się z oddzielnych kęp wysoczyzn morenowych i głęboko wciętych pradolin. Transgredujące na ten obszar morze ścinało tylko kępy wysoczyznowe i to najczęściej znacznie powyżej dawnych późnoglacialnych mineralnych den pradolinnych. W związku z tym dna tych pradolin były miejscem szybkiego rozwoju torfowisk, a tam, gdzie narastanie torfu nie było dostatecznie szybkie, powstawały i rozwijały się jeziora i rozlewiska przybrzeżne, które rozszerzały swoją powierzchnię wodną od strony południowej. Natomiast od morza były one oddzielone formami mierzejowymi. Mierzeje reprezentowała pojedyncza wydma wałowa, która okresowo wędrowała ku południowi zasypując jezioro. W ówczesnych wydmach mierzejowych istniały także, liczne niekiedy, przerwy i połączenia korytowe jeziora z morzem. W okresach sztormowych poprzez te przerwy i połączenia woda morska wlewała się do jezior przybrzeżnych, sypiąc na ich dnie stożki napływowe fal burzowych (M. C z e k a ń s k a, 1948). Stożki te spełniały ważną rolę w całokształcie procesów zapiaszczania niecek jeziornych. Powstawały one bowiem tam, gdzie wydma mierzejowa była najsłabsza, zaś po powstaniu same z kolei wybitnie sprzyjały rozwojowi tej formy przez spływanie jeziora na przed-

polu wydmy. W czasie faz transgresyjnych zmienne układy form dynamicznych wybrzeża i zbiorników przybrzeżnych ustawicznie przesuwają się ku południowi. Natomiast w okresach przejściowych stabilizacji poziomu wód wydmy mierzejowa zatrzymywała się na tym samym miejscu, a u jej podnóża na plaży dochodziło do akumulacji głównie żwiru i głazików oraz piasku, który jednakże był wywiewany na powierzchnię wydmy wałowej. Właśnie w ten sposób na dawnych akumulacyjnych odcinkach brzegu budowane były stopnie litoralno-akumulacyjne. Zachowały się one na dnie morskim, głównie dzięki temu, że składały się z grubego rumowiska brzegowego.

Stopniom litoralno-akumulacyjnym przypisujemy dziś duże znaczenie w poznaniu linii brzegowych i faz transgresyjnych południowego Bałtyku. Na dnie w sąsiedztwie tych stopni utwory rumowiska brzegowego zazębiają się z utworami akumulacji przybrzeżnej, biogenicznej, torfowej i jeziornej. Spodziewamy się, że szczegółowe badania tych miejsc pozwolą bardzo dokładnie określić wiek linii brzegowych, tzn. wiek i czas trwania okresów, w których przejściowo następowała stabilizacja poziomu wód morskich.

Z badań, dotychczas przeprowadzonych (B. Rosa, 1967), wynika, że na dnie morskim dość wyraźnie zaznacza się sześć lub siedem dawnych linii brzegowych oraz lokalnie, najwyżej położona, linia ósma. Głębokości, na jakich są położone stopnie abrazyjne i litoralno-akumulacyjne tych linii przedstawia załączona do pracy tabela 1.

Zagadnienie dawnych linii brzegowych i faz transgresyjnych południowego Bałtyku wiąże się z innym dawnym problemem, a mianowicie z charakterystyką mas wodnych ówczesnego Bałtyku. Te same bowiem przyczyny, które powodowały fazowy przebieg holocenijskiej transgresji morza, wpłynęły na zmiany w samym zbiorniku wodnym. Charakterystyka mas wodnych wymaga wszechstronnych badań laboratoryjnych odpowiednich czasowo osadów dennych.

Obecnie, w zależności od warunków i miejsca sedymentacji osadu, wyróżniamy co najmniej cztery główne typy utworów dennych i brzegowych, których znaczenie dla paleogeografii zbiornika bałtyckiego jest nieco odmienne i które wymagają innego podejścia.

Typ pierwszy reprezentują osady drobnoziarniste, ilaste i mułowe, sedymentacji dennej. Osady te spoczywają bezpośrednio na utworach warwowych dna bez przerw sedymentacyjnych. Na dnie Głębi Gdańskiej ich grubość wynosi około 5 m (H. Masicka, 1965; M. Piotrowski, 1965), zaś na dnie Basenu Bornholmskiego — około 3 m (O. Pratje, 1939). Osady te najpełniej rejestrują zmiany jakie zaszły w zbiorniku wodnym podczas transgresji. O zmianach tych dowiadujemy się ze składu mineralnego osadów, następnie z analiz chemicznych wilgoci w nich uwię-

Położenie dawnych linii brzegowych południowego Bałtyku w m poniżej poziomu morza  
 Расположение древних береговых линии южного Балтийского моря в м ниже уровня моря  
 Situation of former shore lines of Southern Baltic, in m below sea level

Linie brzegowe	Głębina Arkony *	Basen Bornholmski Grunt Ortów	Dno Zatoki Koszalińskiej	Ławica Słupska	Pótn. zbocze Rynny Słupskiej	Dno na N od Łeby	Dno na N od Karwi	Dno na SE od Władysławowa	Dno na N od Gdańska	Podwodny skłon Sambii	
										część południowa	część północna
VIII	—	—	—	—	—	+ 3	+ 1	—	— 6 (?)	— 2	—
VII	10 (?)	—	—	—	—	—	—	—	12 (14)	—	12
VI	17	—	21	19	—	18	19	21	27 (28)	25 27	24
V	26	26	28	26	—	27	26	28	—	34	33
IV	29	?	36	32	—	33	33	34	—	47	43
III	37	37	42	41	39	42	42	—	—	58	52
II	45	43	51	46	48	47	47	—	—	68	63
I	—	52	57	52	58	58	64— 71	74	—	80	74
I'	46	44	55	—	—	—	—	—	(ok.) 75	—	—

\* — Częściowo według O. Kolpa (1964).

I' — Najstarsza linia późnoglacialna.

zionej oraz z analiz palynologicznych i mikrobiologicznych, głównie zawartości okrzemek (H. Masicka, 1965).

Do drugiego typu należą utwory dawnego rumowiska brzegowego. Tworzą one na dnie piaszczystą pokrywę, która spoczywa na powierzchni ścięcia abrazyjnego obszarów zajętych przez morze podczas transgresji. Grubość tej pokrywy średnio wynosi 2—3 m (B. Rosa, 1967). Jedną z cech charakterystycznych utworów tej pokrywy jest to, że czasowo wiążą się one z poszczególnymi dawnymi liniami brzegowymi morza a ich szczątki organiczne, badane w pionie, charakteryzują tylko jedną fazę rozwojową akwenu, wyrażoną odpowiednio jedną dawną linią brzegową. Wiek utworów w poszczególnych częściach tej pokrywy zmienia się razem z wiekiem kolejnych linii brzegowych. Nadto utwory te często bądź spoczywają wprost na biogenicznych utworach lądowych, bądź też zazębiają się z tymi utworami, głównie w sąsiedztwie stopni litoralno-akumulacyjnych, co stwarza możliwość dokładnego ich datowania (K. Lubliner-Mianowska, 1963).

Do trzeciego typu osadów, powstałych w czasie transgresji, zaliczamy również utwory akumulacji brzegowej, lecz tylko te, które nie są rozwleczone po dnie, a były deponowane w ciągu dłuższego czasu w pewnych charakterystycznych miejscach lub strefach dna. Do nich należą osady budujące podwodny akumulacyjny cokół Półwyspu Helskiego oraz podwodną akumulacyjną podstawę Mierzei Wiślanej, następnie próg poprzeczny Rynny Słupskiej oddzielający rynnę od Basenu Bornholmskiego i osady innych mniejszych podwodnych ławic piaszczystych (B. Rosa, 1967). Stratygrafia tych utworów badanych w pionie świadczy nie o jednej, lecz o kilku fazach rozwojowych transgredującego Bałtyku. Dotychczas najlepiej poznano serię akumulacyjną cokołu helskiego, której ogólna miąższość przekracza 100 m (S. Pawłowski, 1922; J. Samsonowicz, 1935; R. Sandegren, 1935 i 1938; Z. Pazdro, 1950; J. Bączyk, 1963 i inni).

Do czwartego z wymienionych typów należą utwory spoczywające na dnie większych zbiorników przybrzeżnych, bardziej stałych i rozwijających się w ciągu dłuższego czasu. W szczególności są to utwory dna Zalewu Wiślanego i Zalewu Kurońskiego (Ch. Brockmann, 1954), utwory dna Zalewu Szczecińskiego, jak również i osady denne dawnego zalewu szczecińskiego, znajdujące się obecnie na dnie Zatoki Pomorskiej (B. Rosa, 1967) oraz częściowo osady innych mniejszych zbiorników i mokradeł przybrzeżnych (I. Brodniewicz, B. Rosa, 1967). Osady denne tych zbiorników często zazębiają się lub zalegają na przemian z utworami lądowymi, reprezentowanymi przez pokłady torfu i ziem humusowych. Torfy te i ziemie, podścielone i przysłonięte sedymentami dennymi, określa się mianem torfów regresyjnych (H. Kliewe, 1960).

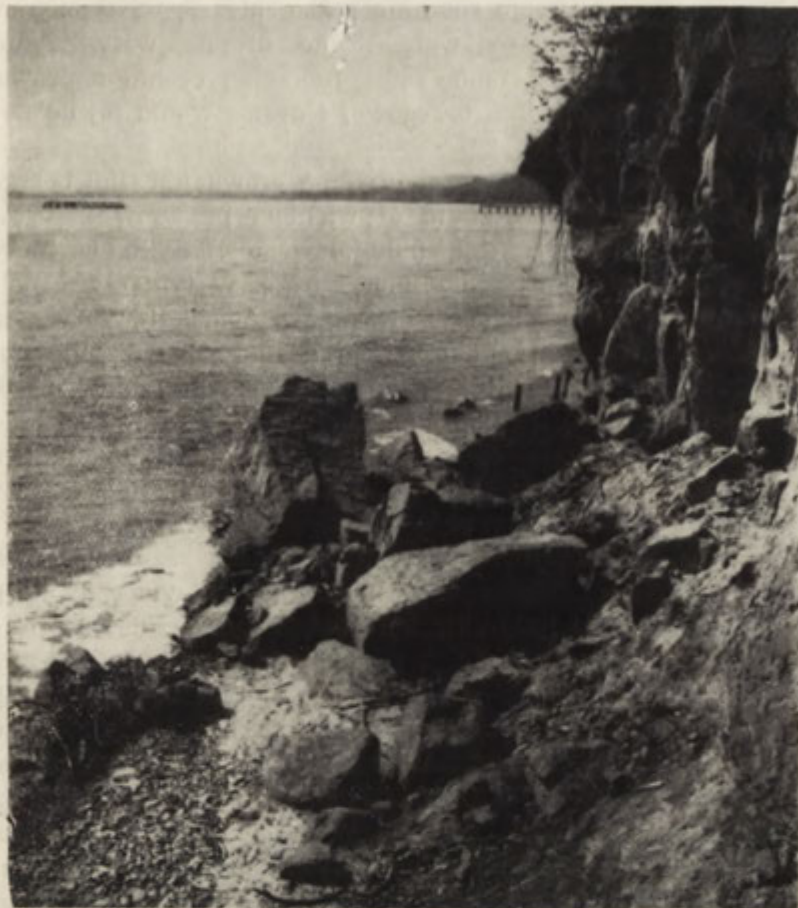
Na terenie Zalewu Szczecińskiego są to torfy związane z regresją poancylusową. Poza tym szczątki organiczne, głównie pancerzyki okrzemek, występujące w sedymentach dennych tych przybrzeżnych zbiorników wodnych, tylko z pewnym przybliżeniem informują o zmianach jakie zachodziły na otwartym morzu. Zbiorniki te bowiem były zawsze od morza oddzielone formami mierzejowymi.

4. Po maksimum transgresji litorynowej, która składała się z dwu lub trzech ostatnich faz transgresyjnych południowego Bałtyku, na wybrzeżu nastąpił najmłodszy z okresów rozwojowych, okres politorynowy. Trwał on przez ostatnie około 4000 lat i charakteryzował się względnie stałym poziomem morza.



*fol. H. Masicka*

Fot. 1. Wybrzeże klifowe w Trzęsaczu — Pomorze Zachodnie  
Клифовое побережье в Тшенсаче — Поморье Заходне  
Cliff Shore at Trzęsacz — Western Pomerania



*fot. H. Masicka*

Fot. 2. Przylądek Orłowski

Орловский мыс

Cape Orłowo

W okresie politorynowym największe zmiany dokonały się w strefie dzisiejszego brzegu. Na samym początku zmierzały one do dostosowywania dawnego konturu linii brzegowej, odziedziczonego po okresie transgresji, do nowych warunków dynamicznych wybrzeża, które zależały między innymi od względnie stałego poziomu morza. W tym czasie klifowe odcinki brzegu nadal podlegały abrazji ścinającej, zaś pod wodą w strefie brzegowej coraz silniej dochodziła do głosu abrazja powierzchniowa dna. Natomiast na akumulacyjnych odcinkach brzegu szybko zachodził proces zapiaszczania dawnych łagodnych zatok morskich z okresu

transgresji, przez co mierzeje znacznie poszerzały się od strony morza. Na powierzchni mierzei powstawały liczne drobne wały wydymowe. Niszczenie klifów i zapiaszczanie zatok morskich rychło doprowadziły do znacznego wyrównania linii brzegowej i dostosowania jej do nowych warunków.

Kolejny etap rozwoju wybrzeża, już po wyrównaniu linii brzegowej, wiązał się z ponownym znacznym ożywieniem procesów brzegowych, wywołanym łagodną transgresją południowego Bałtyku w pierwszej połowie subatlantyckiego okresu klimatycznego. W tym czasie na akumulacyjnych odcinkach brzegu doszło do powstania najwyższych wydym mierzejowych, które zostały nałożone na dawną powierzchnię mierzejową. Obecnie wydmy subatlantyckie różnią się od wydym starszych słabiej rozwiniętym profilem gleb bielcowych. Wydmy starsze z dobrze rozwiniętym profilem bielicy od dawna nazywamy „wydmami brunatnymi”, zaś wydmy subatlantyckie — „wydmami żółtymi” (B. Noryskiewicz, Z. Prusinkiewicz, 1966).

W okresie politorynowym w rozwoju wybrzeża zaznaczył się także wpływ czynnika neotektonicznego. Najlepiej jest on widoczny na przykładzie wybrzeża Zatoki Koszalińskiej, gdzie współcześnie łąd się obniża oraz na przykładzie okolic Łeby, gdzie łąd się dźwiga. Gdzie indziej wpływ ruchów łądu na przebieg niszczenia i akumulacji brzegowej jest mniej wyraźny. W okolicy Łeby podnoszenie się łądu sprzyjało w ciągu całego okresu politorynowego akumulacji brzegowej i sprzyja jej nadal. Natomiast w rejonie Zatoki Koszalińskiej czynnik neotektoniczny sprzyjał i nadal sprzyja procesom niszczącym. W związku z tym mierzeje w rejonie tej zatoki są najsłabiej rozwinięte. Mierzeję Jeziora Bukowskiego reprezentuje tylko jedna wydma wałowa, która przemieszcza się powoli na teren jeziora.

\* \* \*

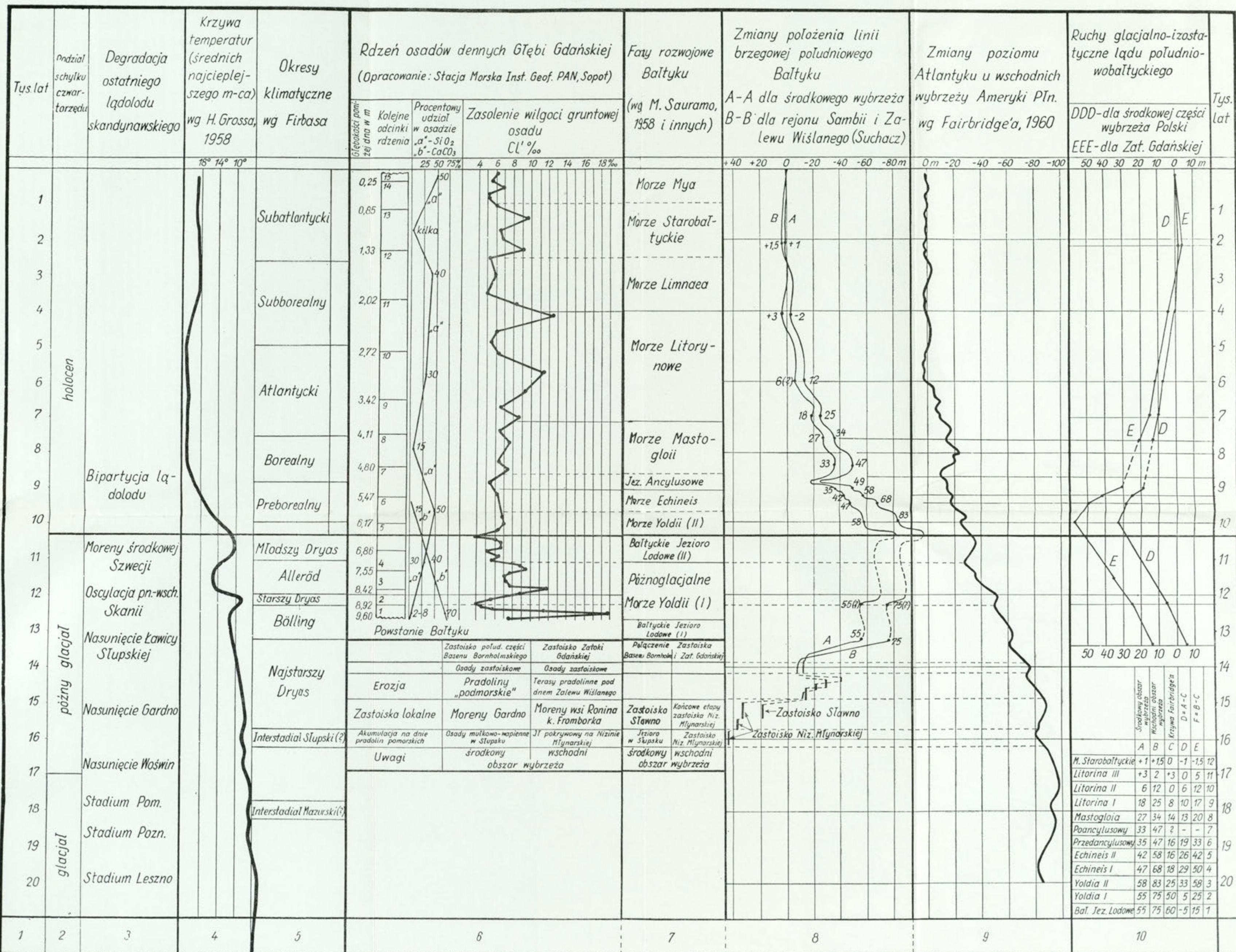
Powyższe uwagi chciałbym zakończyć krótkim omówieniem załączonej do pracy tabeli 2, przedstawiającej niektóre elementy ewolucji południowego wybrzeża Bałtyku w okresie późnego glacjału i w holocenie. Tabela ta zawiera pierwszą próbę chronologicznego uporządkowania dotychczasowych wiadomości o zmianach zasolenia zbiornika południowo-bałtyckiego oraz o zmianach jego poziomu, jak również wykresy, pokazujące ruchy glacialno-izostatyczne łądu południowobałtyckiego w okresie późnoglacialnym i holocenijskim.

Środkowa kolumna tabeli przedstawia rdzeń osadów dennych Zatoki Gdańskiej o długości 9,60 m. Rdzeń ten został opracowany szczegółowo



# Ewolucja południowego Bałtyku w okresie polodowcowym

Tabela 2



i wszechstronnie przez pracowników naukowych Stacji Morskiej Inst. Geofizyki PAN w Sopocie (H. Masicka, 1965). Krzywa „a” pokazuje procentowy udział w osadzie  $\text{SiO}_2$ , zaś krzywa „b” — zawartość  $\text{CaCO}_3$ . Duża zawartość węgla wapnia w dolnej części rdzenia pozwala odnieść tę jego część do okresu późnoglacialnego. Z kolei trzecia krzywa obrazuje zasolenie uwięzionej w osadzie wilgoci gruntowej. Poszczególne maksima zasolenia bardzo dokładnie przypadają na te okresy z historii rozwoju Morza Bałtyckiego, w których akwen ten miał charakter morski, zaś minima zasolenia — na te okresy, kiedy Bałtyk był dużym jeziorem z wodą słodką lub znacznie wysłodzoną. Właśnie ta zbieżność jest argumentem, który pozwala widzieć w zmienności zasolenia wilgoci gruntowej zmienność zasolenia akwenu w czasie. Czy tak jest istotnie, odpowiedzą na to dalsze szczegółowe badania nad osadami dennymi głębi bałtyckich.

Następna kolumna tablicy informuje o zmianach poziomu południowego Bałtyku. Dwie krzywe, które przedstawiają te zmiany, wykreślono z uwzględnieniem położenia poszczególnych dawnych linii brzegowych morza w rejonie środkowej części wybrzeża Polski oraz w rejonie Sambii i Zalewu Wiślanego.

Trzeba jednak zaznaczyć, że poszczególne dawne linie brzegowe, dotychczas jeszcze dokładnie niedatowane, zostały odniesione tylko z pewnym przybliżeniem do poszczególnych faz rozwojowych Morza Bałtyckiego, przy czym wykorzystano tu wszystkie dotychczasowe wiadomości o przybliżonym wieku tych linii, między innymi — dane stratygraficzne cokołu akumulacyjnego Półwyspu Helskiego. Można przypuszczać, że dokładne bezpośrednie określenie ich wieku nie zmieni w sposób zasadniczy ogólnego charakteru krzywych, przedstawiających zmiany poziomu południowego Bałtyku.

Sąsiednia kolumna przedstawia krzywą R. W. Fairbridge'a (R. W. Fairbridge, W. S. Newman, 1965), która pokazuje przebieg zmian poziomu Atlantyku u wschodnich wybrzeży Stanów Zjednoczonych Ameryki Północnej. Jedną z cech tej krzywej jest to, że pokazuje ona zmiany poziomu oceanicznego ustalone na wybrzeżu, które w minimalnym stopniu podlegało ruchom neotektonicznym w okresie późnoglacialnym i holoceńskim. Jest to więc krzywa bardzo zbliżona do krzywej pokazującej tylko eustatyczne zmiany i wahania poziomu oceanicznego po maksimum ostatniego zlodowacenia. Tym też różni się ona od krzywych południowego Bałtyku, które pokazują eustatyczne zmiany i wahania poziomu morza nałożone na zmienne w czasie ruchy ładu południowobałtyckiego. Właśnie przez porównanie krzywych bałtyckich z krzywą Fairbridge'a otrzymano dwie ostatnie krzywe, które bardzo ogólnie informują nas o ruchach glacialnoizostatycznych ładu południowobałtyckiego. Pokazują

one, że ląd ten dźwigał się w późnym glacjale, a w holocenie, początkowo szybko, później zaś powoli, podlegał obniżaniu.

Podnoszenie się lądu południowobałtyckiego w późnym glacjale było niewątpliwie następstwem odciążenia skorupy ziemskiej związanego z deglacjacją obszaru, zaś zmiana kierunku ruchu i obniżanie się lądu w holocenie miały już niewątpliwie charakter kompensacyjny w odniesieniu do obszarów północnonadbałtyckich, które właśnie na początku holocenu poczęły bardzo szybko podnosić się ku górze.

Jeszcze raz chciałbym zaznaczyć, że załączona do pracy tabela nie tyle informuje o wynikach dotychczasowych badań, co głównie ilustruje ważniejsze problemy i kierunki dalszych poszukiwań w dziedzinie neotektoniki i paleogeografii obszaru południowobałtyckiego w okresie późnego glacjału i holocenu.

#### LITERATURA

- Augustowski B., 1965 — Układ i rozwój pradolin Pobrzeża Kaszubskiego. Zesz. geogr. WSP w Gdańsku — R. VII.
- Bączyk J., 1963 — Geneza Półwyspu Helskiego na tle rozwoju Zatoki Gdańskiej. Wyd. Inst. Geogr. PAN, Warszawa.
- Bramer H., 1966 — Nowe dane do zagadnienia zastoiska szczecińskiego. Bad. fizjogr. nad Polską zach., t. XVII, Poznań.
- Brockmann Ch., 1954 — Die Diatomeen in den Ablagerungen der ostpreussischen Haffe. Meyniana Bd. 3, Kiel.
- Brodniewicz I., 1960 — Emskie mięczaki morskie z wiercenia w Brachlewie. Acta Palaeontol. Polon. Vol. 5, nr 2, Warszawa.
- Brodniewicz I., Rosa B., 1966 — The Boring Hole and the Fauna at Czołpino, Poland. Baltica 3, Vilnius.
- Cieśla W., 1961 — Właściwości chemiczne czarnych ziem kujawskich. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Nauk Rol. i Kom. Nauk Leśnych, t. VIII, z. 4, Poznań.
- Czekańska M., 1948 — Fale burzowe na południowym wybrzeżu Bałtyku. Bad. fizjogr. nad Polską zach., 1, Poznań.
- Dauksza L., 1963 — Morfologia Niziny Młynarskiej. M-pis pracy magister. Arch. Kat. Geogr. Fiz. UMK, Toruń.
- Fairbridge R. W., Newman W. S., 1965 — Sea Level and the Holocene Boundary in the eastern United States. Report of the VI Intern. Congr. Quat. Łódź.
- Fromm E., 1963 — Absolute Chronology of the late Quaternary Baltic. Baltica 1, Vilnius.
- Galon R., 1929 — Kujawy Białe i Czarne. Bad. geogr. nad Polską pn.-zach., Poznań.
- Galon R., 1933 — Krajobraz geograficzny Torunia. W: „Dzieje Torunia”. Toruń.
- Galon R., 1934 — Dolina dolnej Wisły... Bad. geogr., 12—13, Poznań.
- Galon R., 1938 — Die stratigraphische Stellung der Eemablagerungen im unteren Weichselgebiet. Verh. III Intern. INQUA Konferenz, Wien.
- Galon R., 1956 — The Problem of the last Glaciation in Poland. Przegl. geogr., Suppl. t. 28.

- Galon R., 1961 — General Quaternary Problems of North Poland. Guide-Book of Excurs. Form the Baltic to the Tatras, part 1.
- Galon R., 1961a — Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) ice marginal streamway. Pol. Acad. Sc., Geogr. Studies, No. 29, Warszawa.
- Gry H., 1960 — Geology of Bornholm. Copenhagen.
- Halicki B., 1951 — Z historii plejstocénskiego Bałtyku. Acta Geol. Polon., vol. II.
- Halicki B., 1952 — Korelacja eemu znad dolnej Wisły z eemem duńsko-holenderskim i jego stanowisko stratygraficzne. Sprawozd. z posiedzeń Wydz. III Nauk Mat.-Fiz. TNW, t. 43, Warszawa.
- Halicki B., Olczak T., 1953 — Zlodowacenia czwartorzędowe i anomalie grawimetryczne na Niżu Europejskim. Acta Geol. Polon. vol. 3, 1.
- Honkasalo T., 1963 — On the Use of Gravity Measurements for Investigation of the Land Upheaval in Fennoscandia. Fennia 89, No. 1, Helsinki.
- Hult de Geer E. H., 1963 — G. de Geer's part in exploring the history of the Baltic Sea. Baltica 1, Vilnius.
- Hyypä E., 1963 — On the late Quaternary history of the Baltic Sea. Fennia 89, No. 1, Helsinki.
- Karczewski A., 1965 — Zagadnienie tzw. poziomów zastoiska szczecińskiego w świetle nowych danych geologicznych i palynologicznych. Referat wygłoszony na posiedz. Sekcji geolog.-geogr. KBM PAN w dniu 20 XII 65 w Gdańsku.
- Kliewe H., 1960 — Die Insel Usedom. Berlin.
- Kolp O., 1964 — Der eustatische Meeresspiegelanstieg im älteren und mittleren Holozän dargestellt auf Grund der Spiegelschwankungen im Bereich der Beltsee. Peterm. Geogr. Mitt., Quartalsh. 1/2.
- Krygowski B., 1959 — O związku rzeźby dzisiejszej powierzchni ze strukturą podłoża na Pomorzu Szczecińskim. Zesz. nauk. UAM. Geogr. 2.
- Limanowski M., 1922 — O znaczeniu łów wstęgowych (warwowych) Chełmna dla stratygrafii dyluwium Pomorza. Sprawozd. PIG, t. 1, z. 4—6.
- Linstow O. von, 1917 — Die diluviale Depression im norddeutschen Tiefland. Zeits. f. Gletscherkunde, 10.
- Lublinter-Mianowska K., 1964 — Datowanie osadów morskich metodą paleobotaniczną. Biul. PIHM, 2.
- Ludwig A., 1954/55 — Eistektonik und echte Tektonik in Ost-Rügen (Jasmund). Wiss. Z. Ernst Moritz Arndt — Univ., Greifswald, 4, Math.-naturw. Reihe, Greifswald.
- Ludwig A., 1961 — Beiträge zur Stratigraphie des Pleistozäns an der deutschen Ostseeküste. Geologie, H. 4/5. Berlin.
- Maas G., 1900 — Über Endmoränen in Westpreussen und angrenzenden Gebieten. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanstalt. Berlin.
- Marsz A., W sprawie genezy krawędzi w dnie zachodniej części Zatoki Gdańskiej. M-pis pracy niepublikowanej. Arch. Kat. Geogr. Fiz. UAM.
- Martinsson A., 1960 — The submarine Morphology of the Baltic Cambro-Silurian Area. Bull. of the Geolog. Inst. of the Univ. of Uppsala, vol. XXXVIII, part 1, Uppsala.
- Masicka H., 1965 — Essai de définition stratigraphique ainsi que de l'âge de la carote prélevée de la baie de Gdańsk. Baltica 2, Vilnius.
- Mojski J. E., Rühle E., 1965 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zesz. 12, Czwartorząd. Inst. Geol.

- Młynarski S., 1966 — Metodyka i dotychczasowe wyniki badań sejsmicznych w południowej strefie Bałtyku. Referat wygłoszony na posiedz. Sekcji geol.-geogr. KBM PAN w dniu 10 XI 66 w Gdańsku.
- Orviku K. K., 1961 — Geologiczeskoje strojennije drumlinow w Estonii. Dokłady Wsiesojuz. mieźduw. sow. po izocz. czetwiert. perioda, 1957, Moskwa.
- Pawłowski St., 1922 — Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Prace Kom. Mat.-przyr., ser. A, t. 1.
- Pazdro Z., 1950 — Półwysep Hel i jego geneza. Technika morza i wybrzeża, z. 4, Gdańsk.
- Piotrowski M., 1965 — Zagadnienie głębokości w kartografii morskiej. M-pis pracy magister. Arch. Kat. Geogr. Fiz. WSP w Gdańsku.
- Pożaryski W., 1951 — Otwornice eemskie znad dolnej Wisły. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 20, Kraków.
- Pratje O., 1939 — Die Sedimentation in der südlichen Ostsee. Ann. d. Hydrogr. u. maritimen Meteorologie. Jg. 67.
- Prusinkiewicz Z., Noryśkiewicz B., 1966 — Zagadnienie wieku bielic na wydmach mierzei Świny w świetle analizy palynologicznej i datowania radiowęglem  $C^{14}$ . Zesz. nauk. UMK, Geogr. V.
- Robin G., 1955 — Ice Movement and Temperature Distribution in Glaciers and Ice Sheets. L. Glaciol., Vol. 2, No. 18.
- Rosa B., 1961 — Die spätglaziale Regression und die postglaziale Transgression der südlichen Ostsee. Abstr. of papers, INQUA VI Congr. Łódź.
- Rosa B., 1964 — O utworach aluwialnych i biogenicznych wyścielających dna dolin rzek nadbałtyckich, ich związku z transgresją morza i znaczeniu dla badań nad neotektoniką obszaru. Zesz. nauk. UMK, 10.
- Rosa B., 1965 — Aktualne problemy badawcze w dziedzinie geomorfologii i paleogeografii wybrzeża Polski. Komunikaty. Wyd. Sekcji geolog.-geogr., KBM PAN, Warszawa.
- Rosa B., 1967 — Analiza morfologiczna dna południowego Bałtyku. M-pis pracy. Arch. Kat. Geogr. Fiz. UMK.
- Roszkówna L. — Mapa morfologiczna do „Atlasu fizjograficznego Polski”, ark. Gdańsk, skala 1 : 500 000. Rękopis w druku w wyd. Inst. Geogr. PAN.
- Roszkówna L., 1968 — Z historii rozwoju doliny dolnej Wisły. Folia Quaternaria 29. Kraków.
- Samsonowicz J., 1935 — Nowy otwór świdrowy na Helu. Sprawozd. PIG, t. VIII, z. 3.
- Samsonowicz J., 1951 — Interglacja eemski nad dolną Wisłą. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 20, Kraków.
- Sandegren R., 1935 — O kopalnej mikroflorze z wiercenia na Helu i o zmianach postglacjalnych poziomu Bałtyku. Sprawozd. PIG, t. VIII, z. 3.
- Sandegren R., 1938 — Über die fossilen Mikroflora aus den Bohrungen bei Bad Hel und Jurata auf der Halbinsel Hel. Geologiska Föreningens i Stockholm. Förhandlingar, Bd. 60, H. 4, Stockholm.
- Sauramo M., 1958 — Die Geschichte der Ostsee. Helsinki.
- Schmidt H., 1962 — Christiansö (Ertholomene) — die südlichste Schärengruppe Skandinaviens. Veröffentlicht in „Beiträge des Naturkundemuseums, Stralsund”, Bd. 1.

- Schoeneich K., 1962 — Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. Szczecin.
- Zotikow J. A., 1964 — О температурах в толще ледников Антарктиды. Антарктика, Москва.

*Богуслав Роса*

## ЮЖНОБАЛТИЙСКАЯ ОБЛАСТЬ В ПЕРИОД ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И В ГОЛОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

### Резюме

В настоящей статье рассматриваются некоторые геологические, морфологические и палеогеографические вопросы связанные с развитием области южной Балтики в период последнего оледенения и в голоценовое время.

В начале статьи автор дает характеристику рассматриваемой области: он представляет географическое положение, геологическое строение и устройство поверхности. Затем устанавливает, что развитие этой области у склона последнего оледенения и в голоценовое время оставалось в большой зависимости от насыщения ледникового скандинавского покрова моренным материалом именно на этой территории или в ее близком соседстве. На территории балтийской мульды ненасыщенные ледники поглощали горные породы основания разрушая выпахиванием поверхность местности и оформляя современный рельеф мульды. Но после того, как ледники стали насыщенными, уже на территории северной Польши, их деятельность стала ограничиваться главным образом только переносом моренного материала, находящегося в ледниковом льду. Это явление повторялось несколько раз во время последовательных оледенений и довело к образованию весьма характерного стратиграфического распределения четвертичных образований на южнобалтийской территории. Это распределение представлено схематически на рис. 1. На нем видно, между прочим, что на южнобалтийской территории граничат с собой области выпахивания, в основном лишенные образований более древних оледенений, и области с преобладающей гляциальной аккумуляцией, сложенные образованиями так последнего оледенения как и образованиями более древних оледенений. В промежуточной зоне, между этими областями, наблюдаются самые большие наклоны поверхности морского дна с общим наклоном в северном направлении. Именно эти большие наклоны поверхности оказывали сильное влияние в период дегляциации местности на ее морфологическое и литологическое развитие, а в период голоценовой морской трансгрессии — на размеры и характер перемещения береговой линии к югу.

В период последнего оледенения поверхность южнобалтийской области долгое время раздушалась под ледником. У этого разрушения были ясные, региональные различия.

В пределах троговой долины восточной Балтики, значит на дне Готландской впадины и на дне Гданской впадины разрушение основания путем выпахивания увязывалось с быстрым движением ботнического ледяного течения, похожего на течения более древних ледниковых покровов. В связи с более быстрым, чем это наблюдалось вокруг, перемещением частиц ледового течения, дно этой долины разрушалось более интенсивно, чем местности расположенные по соседству. Это вело к дальнейшему, относительному углублению долины. Доказательством этого разрушения являются литологические и стратиграфические признаки четвертичных образований нижнего „Повисля” а также

морфологические признаки этого района. По мнению автора, морские эмские отложения, наблюдающиеся на территории нижнего течения Вислы, в ненарушенном положении, являются доказательством того, что ботническо-гданское течение льда последнего ледникового покрова было во много раз слабее чем сходные с ним течения более древних ледниковых покровов. Это течение не было уже в состоянии вынести из наиболее южной части долины эмских отложений и затем долину эту соответственным образом углубить и удлинить в южном направлении. Автор предполагает, что явление это было следствием более малых размеров последнего ледникового покрова в сравнении с более древними ледниковыми покровами а также с активизацией последнего ледникового покрова в районе Борнгольм-Одра.

В дальнейшем автор доказывает, что активизации ледникового покрова в зоне Борнгольм-Одра благоприятствовали кроме климатических факторов неотектонические процессы. Такие факты и явления, наблюдающиеся в этом районе, как незначительные тектонические формы дна Борнгольмской впадины, ледниковые шрамы на поверхности Борнгольма а также тектонические и гляциотектонические нарушения на острове Рюген и наконец многочисленные друмлины на значительной площади Щетинского воеводства, дают основание предполагать, что лишь только в основании последнего ледникового покрова стали проявляться более сильные неотектонические движения земной коры, что было причиной образования Борнгольмской впадины и поднятия Борнгольма. Эта проблема требует конечно дальнейших, специальных исследований. В районе помоста, соединяющего среднюю часть польского побережья с окрестностями Готландии разрушение поверхности местности в дальнейшем было значительно ослабленным. Этот факт автор связывает с расположением этой территории „в тени” Готландии.

Поздний гляциал автор подразделяет на два периода, которые характеризовались различным ходом развития южнобалтийской области. Первый из этих периодов совпал приблизительно с климатическим периодом нижнего дриаса. Это был период дегляциации южнобалтийской области, развития многочисленных, эфемерных приледниковых озер у края ледника и развития позднегляциальных прадолин. С концом этого периода, в начале беллинга образовалось Балтийское море. Этот период автор называет доисторическим периодом Балтийского моря. Второй очередной период развития обнимал четыре климатических периода: беллинг, средний дриас, аллеред, и верхний дриас. Этот период автор называет периодом регрессии позднегляциальной Балтики.

Начало доисторического периода характеризуется значительным потеплением климата. В то время освободилась от льда, между прочим, область Слупской и Лемборской возвышенностей, а в Слупске на дне долины Слупи, отложились известковые и известково-органические осадки (до настоящего времени обстоятельно еще не разработанные). Предварительно это потепление автор называет слупским межстадиалом. Повторная волна холода, в начале нижнего дриаса, проявилась небольшим надвигом края ледника, в результате которого образовались фронтальные, гарденские морены (Гардно). Вторая волна холода, в конце нижнего дриаса, проявилась тоже небольшим надвигом края ледника и образованием фронтальных морен Лавицы Слупской (только частично сохранившихся на современном дне Балтийского моря). Автор обнаружил, что к северу от Лавицы Слупской и до Готландии не существуют на дне следы ни морфологические ни литологические, которые могли бы являться свидетельством последующих остановок края ледника или его надвига. Последующая во времени остановка и надвиг края ледника известны только лишь на территории Готландии и от времени исследований G. de Geer а они увязываются с похолоданием климата в среднем дриасе.

Уже в начале беллинга, вследствие быстрого таяния ледникового покрова, на северной стороне современной Лавицы Слупской совшилось слияние вод прилед-

никового озера Борнгольмского бассейна с водами озера Гданского залива. Именно это событие дало начало Балтийскому морю. В период беллинга площадь Балтики значительно расширилась в северном направлении. На южнобалтийской территории начинается теперь новый период развития.

Главными проблемами этого периода развития в современное время являются два вопроса: проблема самой древней береговой линии южной Балтики и самой низкой береговой линии а также проблема характера вод водоема; был ли это водоем пресной или морской?

Самую древнюю береговую линию южной Балтики автор увязывает с южным распространением ленточных донных, позднегляциальных отложений. Южный предел этих отложений а также некоторые формы поверхности дна связанные с этим распространением, указывают на то, что литоральные формы и образования самой древней береговой линии, в современное время находятся на дне моря в южной части Борнгольмского бассейна на глубине 45 м и 55 м, а на дне Гданской бухты — на глубине около 70 м. Но ниже всех других расположенная береговая линия намечается уже в топографии дна ясно, в борнгольмском районе на глубине около 58 м, а у подножья подводного склона Самбии — на глубине 80 м. И так, регрессия позднегляциальной Балтики приблизительно равнялась понижению уровня вод на около 10 м.

Предварительные исследования солености грунтовой влаги, задержанной в ленточных отложениях дна укадывают на большие колебания солености позднегляциального, балтийского водоема (смотри приложенную таблицу).

В голоценовое время автор выделяет также два периода развития Балтийского моря, период великой голоценовой трансгрессии южной Балтики и послелиториновый период, для которого являлся характерным относительно устойчивый уровень моря.

Великая, голоценовая трансгрессия южной Балтики продолжалась од около 10 000 лет до около 4000 лет тому назад. Её эффектом являлось, в районе Поморского залива, повышение уровня вод на около 60 м и смещение береговой линии на около 100 км на территорию прежней суши. В районе средней части польского побережья береговая линия переместилась на около 80 км, при приблизительно таком же повышении уровня вод как прежде. Но на территории Гданского залива перемещение береговой линии было небольшое (около 20 км). помимо того, что уровень вод повысился здесь на 83 м.

О том, что ход этой трансгрессии имел отдельные фазы свидетельствуют в современное время формы рельефа и литоральные образования древних, береговых линии южной Балтики. Эти формы и образования намечаются главным образом на дне южной Балтики и частично в зоне современного берега. Исследования автора позволили вскрыть 6 или 7 древних, береговых линии (и локально 8-ой линии), расположенных на дне. Там они представлены главным образом абразивными уступами на поверхности дна, которые представляют сохранившиеся под водой подножья древних клифовых побережья. Актуальной задачей исследований является в современное время точное определение возраста этих линии.

В послелиториновый период самые большие изменения произошли на территории аккумулятивных участков побережья. В то время пересыпи расширились в сторону моря а слабая субатлантическая трансгрессия южной Балтики оставила после себя на пересыпях самые высокие, современные дюны.

Приложенная к настоящей работе таблица является первой попыткой хронологического приведения в порядок наших знаний об изменениях солености и изменениях уровня



вод в южной Балтике. В результате сравнения кривых изменений уровня воды южной Балтики с кривой Fairbridge'a получились две линии, которые в обобщении характеризуют гляциалоизостатические движения южнобалтийской суши в период позднего гляциала и в голоценовое время.

Т а б л и ц а 2

Развитие южной Балтики в позднеледниковое время

1. Период времени тыс. лет
2. Подразделение конца четвертичного периода
3. Деградация последнего ледникового покрова
4. Кривая температур (средних самого теплого месяца; по Гроссу, 1958)
5. Развитие климата; периоды по Фирбасу
6. Колонка донных осадков Гданьской Бухты (По данным Морской Станции Инст. Геофиз. ПАН, Сопот)
7. Фазы развития Балтики (По М. Саурамо, 1958 и других)
8. Изменения береговой динии южной Балтики  
 А — А среднее побережье  
 В — В район Самбьи и Вислинского „Залева” (Сухач)
9. Изменения уровня Атлантического Океана в районе восточных побережья Северной Америки; по Фербриджу, 1960 (Fairbridge 1960)
10. Гляциально-изостатические движения земной коры в пределах Южной Балтики  
 DDD — среднее побережье Польши  
 EEE — Район Гданьской Бухты

*Boguslaw Rosa*

THE SOUTH BALTIC AREA  
 DURING THE LAST GLACIATION AND THE HOLOCENE

S u m m a r y

The author deals with certain geological, morphological and paleogeographical problems pertaining to the evolution of the South Baltic during the last glaciation and the Holocene.

He starts out with a characteristic of this area, its situation, geological structure and surface relief. He points out that a factor on which the evolution of this area at the decline of the last glaciation and during the Holocene depended to a large degree was that in this very area or its nearest vicinity the transgressing Scandinavian inland ice reached a high degree of saturation with morainic material. In the Baltic Basin the ice masses, not saturated yet, plucked and absorbed rock material from the substratum while destroying by exaration the ground surface and sculpturing the basin relief as it looks today. However, after being saturated while already in North Poland, the glacier limited its work mainly to transporting the morainic material it had swallowed up. This process was repeated several times during the successive glaciations and its result was the formation of

a most characteristic stratigraphical arrangement of the Quaternary deposits in the South Baltic area, as shown diagrammatically in Fig. 1. Among what is shown is that here areas of exaration which in general are devoid of deposits from earlier glaciations are bordering on areas with a predominance of glacial accumulation, which are built of deposits of the last glaciation as well as of preceding glaciations. In between, the transition zone contains the steepest slope sections of the sea bottom which upon the whole declines northwards. These more intensely inclined surfaces were what, during deglaciation, greatly bore upon the morphological and lithological evolution of this area, while during the Holocene transgression of the sea they affected the extent and the character of the southward shift of the shore line.

During the last glaciation the ground surface of the South Baltic area was being devastated, covered by the ice sheet for a long time; but here the destructive action of the glacier proceeded differently in different regions.

In the U-shaped valley basin of the Eastern Baltic, on the bottom of the Gotland Deep and the Gdańsk Deep, the exarating effect on the substratum was caused by the rushing action of the Bothnia—Gdańsk ice stream, resembling ice streams of earlier periods. Because in this ice stream the ice moved at a higher rate than the surrounding ice masses, the bottom of this valley suffered erosion more intensely than elsewhere, and this led to a further relative deepening of this valley. The author reached this conclusion from studying the lithological and stratigraphical features of the Quaternary deposits in the lower part of the Vistula delta and the morphological character of this region. In his opinion the Eemian marine deposits which in the Lower Vistula valley remained intact in their original position may be considered evidence that the Bothnia—Gdańsk ice stream of the last glaciation must have been much less powerful than similar inland ice movements of earlier times; this ice stream was therefore unable to remove from the southernmost part of the valley the Eemian sediments and thus to further deepen this valley incision and lengthen it southwards. The author believes this phenomenon to be due to the more limited extent of the last inland ice compared with earlier glacier transgressions, and to its activity being more pronounced at that time in the Bornholm—Odra region.

Next the author brings evidence that the increased thrust of the inland ice in the Bornholm—Odra zone was furthered, apart from climatic factors, by neotectonic processes. These facts and, moreover, minor tectonic forms detected in the bottom of the Bornholm Basin, glacier striae on boulders from Bornholm's land surface as well as drumlin fields formed on wide areas of Szczecin Voivodeship — all this implies that it was on the substratum of the last inland ice that here neotectonic movements of the Earth's crust set in causing, in particular, the formation of the Bornholm Basin and the emergence of Bornholm Island. Obviously, this matter requires further detailed investigation.

In the intermediate zone bridging the middle part of the Polish coast with the region of Gotland, erosion of the ground surface continued to be much reduced; the author ascribes this to the situation of this zone in what he calls the "shadow" of Gotland.

The late glacial has been divided by the author into two periods differing by the way how the South Baltic area was developing. The first of these periods was approximately contemporaneous with the climatic phase of the Oldest Dryas. This was the time of deglaciation in the South Baltic region, of the formation

of a great number of short-lived marginal ice-dammed lakes and the evolution of late-glacial pradolinas. Towards the end of this period, at the onset of the Bölling, the Baltic Sea came into existence. The author calls this time the pre-historic period of the Baltic. There followed a period that took in four climatic periods: Bölling, Older Dryas, Alleröd and Younger Dryas; this the author calls the period of late-glacial regression in the Baltic zone.

The prehistoric period started with a definitely warmer climate. At that time the ice sheet vanished from a variety of regions, among them the Słupsk Plateau and the Łębork Plateau, while in the floor of the Słupia valley at Słupsk calcareous and calcareo-organic sediments developed; hitherto they have not yet been examined in detail. In his time-table the author calls this warmer period the Słupsk interstage. A renewed cold wave occurring at the start of the Oldest Dryas brought a slight advance of the ice margin producing what are called the Gardno terminal moraines. A second cold wave attacking towards the end of the Oldest Dryas caused again only a slight advance of the ice margin and left behind the so-called Słupsk Bank terminal moraines; only in fragments have they survived at tożay's Baltic sea bottom. As determined by the author, north of Słupsk Bank as far as Gotland the sea bottom shows neither morphological nor lithological traces that would indicate that here another stoppage of the ice margin or another advance have taken place. Instead, a successive halting place of the ice margin and some advance have only been identified in the area of Gotland, and from the time of G. de Geer's investigations these features are being ascribed to the warmer climate of the Older Dryas.

In consequence of the rapid melting of the ice cover, the beginning of the Bölling witnessed north of what today is called Słupsk Bank a connection of the waters of the ice-dammed Bornholm Basin with those of ice-dammed Gdańsk Bay, and it is this event which gave rise to the Baltic Sea. Next, during the Bölling, the water surface of the Baltic expanded much in a northward direction; this initiated a new period in the evolution of the South Baltic area.

Among the present-day problems involved as to this period of evolution two questions predominate; where have been running, respectively, the oldest and the lowermost shore lines of the South Baltic, and what was the character of the water in this basin, fresh-water or marine?

The author believes the oldest shore of the South Baltic to be indicated by the southward extent of varved late-glacial sediments in the sea bottom. The southern boundary of these sediments and certain forms on the bottom surface connected with this range seem to signify that today the littoral land forms and deposits of the oldest shore line lie at the bottom of the southern part of the Bornholm Basin at 45—55 m, and at the bottom of Gdańsk Bay at some 70 m depth. On the other hand, the lowermost shore line can readily be traced in the topography of the sea bottom: in the Bornholm region it is at 50 m, at the base of the submarine Sambia (Samland) slope at 80 m depth. This would mean that the regression of the lateglacial Baltic Sea brought approximately a 10 m lowering of the water level.

A preliminary examination of the ground humidity confined in the varved bottom sediments shows great differences in salinity of the late-glacial Baltic Basin (see annexed table).

In the Holocene the author also distinguishes two separate periods of evolution: the great Holocene transgression of the South Baltic, and the Post-Litorina period in which the sea maintained a relatively constant level.

In the Holocene the author also distinguished two separate periods of 10 000 to some 4000 years B. P. In the Pomeranian Bay its effect was a rise of some 60 m of the water level and a shifting of the shore line to a line some 100 km inland on what so far had been land. In the middle part of Poland's coast the shore line moved inland some 80 km, with more or less the same rise of the water level. Things were different in Gdańsk Bay: here the shore line moved inland only about 20 km, although here the water rose as much as 83 m.

This transgression proceeded in several phases as evidenced today by the littoral land forms and deposits of the former shore lines of the South Baltic; for the most part they lie at the bottom of the South Baltic, or partly in today's littoral zone. By his examinations the author discovered 6 to 7 former shore lines and, locally, even an eighth line at the very bottom of the sea. In the sea bottom these lines appear mostly as abrasive steps of the bottom surface, representing footplain of previous cliff shores preserved under the water surface. One of the tasks of further examinations is to determine accurately the age of these successive shore lines.

Greatest were the changes that during the Post-Litorina period occurred in those shore sections where accumulation had taken place: the sand bars in front of the shore lagoons widened seawards, and in the South Baltic the slight Subatlantic transgression led to the formation of the highest dunes we see today on the lagoon bars.

The tabulation attached to this paper represents a first attempt of correlating chronologically our knowledge of changes in salinity and in water level of the South Baltic Sea. The correlation of the author's curve showing changes of the sea level in the South Baltic with Fairbridge's curve produced two lines which in a general way illustrate the glacio-isostatic movements which the land along the South Baltic underwent during the Late-glacial and the Holocene.

Table 2

## Evolution of southern Baltic during post-glacial period

1. Thousands of years
2. Division of period of Quaternary decline
3. Degradation of last Scandinavian inland ice
4. Curve of temperatures (mean values of warmest month) after H. Gross (1958)
5. Climatic periods, after Firbas
6. Core of bottom deposits from Gdańsk Deep (Prepared by the Maritime Station of Geoph. Inst. of PAN at Sopot)
7. Evolutionary Phases of Baltic Sea (after M. Sauramo (1958) and other authors)
8. Changes in situation of shore line of Southern Baltic
  - A—A for middle part of shore
  - B—B for region of Sambia (Samland) and Vistula Estuary (Suchacz)
9. Changes in water level of Atlantic Ocean at Eastern Shores of North America (after Fairbridge 1960)
10. Glacial-isostatic movements of land at Southern Baltic shore
  - DDD — for middle part of Polish shore
  - EEE — for Gdańsk Bay



HENRYK MARUSZCZAK

## PRZEBIEG ZJAWISK W STREFIE PERYGLACJALNEJ W OKRESIE OSTATNIEGO ZLADOWACENIA W POLSCE

Z przeglądu stratygraficznego wynika, że osady starszego stadiału ostatniego zlodowacenia są stosunkowo słabo poznane w Polsce. Datowanie ich nie zawsze jest przy tym dostatecznie ugruntowane, a znaczny stopień przeobrażenia wielu spośród tych osadów (np. lessu) utrudnia interpretację warunków akumulacji. Dlatego też pełniejszą rekonstrukcję przebiegu zjawisk peryglacjalnych można przeprowadzić dopiero dla okresu głównego stadiału. Okres ten — według przyjętego w niniejszym opracowaniu schematu stratygraficznego trwający od interstadiału brörup do końca glacjału — reprezentuje cały cykl rozwojowy zjawisk peryglacjalnych. Dlatego też rozważania nasze można by ograniczyć do tego okresu, nie powodując poważnego zawężenia zakresu problematyki sformułowanej w tytule tego rozdziału.

Z rozważań naszych wyłączone będą obszary górskie południowej peryferii kraju (Karpaty i Sudety), pomimo że w okresie glacjału znajdowały się one w zasięgu strefy peryglacjalnej. Wyraźna piętrowość krajobrazu na tych obszarach decydowała jednak o tym, że charakteryzowało je duże zróżnicowanie przestrzenne warunków rozwoju interesujących nas zjawisk oraz znaczna wrażliwość na zmiany zachodzące w czasie. Dlatego też wymagałyby one odrębnego omówienia. Dzięki peryferycznemu położeniu i stosunkowo niewielkiej powierzchni jaką zajmują obszary górskie, wyłączenie ich nie pociąga za sobą poważniejszego ograniczenia zasięgu przestrzennego rozważań.

### OGÓLNY RYTM ROZWOJOWY ZJAWISK

Najnowsze opracowania paleobotaniczne wskazują, że w okresie ostatniego glacjału można wyróżnić na niezlodowaconym obszarze Polski jeden wielki cykl rozwojowy roślinności. Urozmaicony on był raczej drugorzędny tylko wahaniami. Cykl ten dzieli się na: a) okres wczesnego

glacjału, b<sub>1</sub>) starszy okres pełni glacjału (pleniglacjał A), b<sub>2</sub>) młodszy okres pełni glacjału (pleniglacjał B), oraz c) późny glacjał (Ś r o d o Ń 1964). W badaniach sedymentologicznych zaś w ostatnich latach obserwowaliśmy tendencje do interpretacji poli- i monocyklicznych. Przykłady interpretacji policyklicznych rozwoju zjawisk peryglacjalnych znajdujemy m. in. w opracowaniach J. D y l i k a (1960, 1961) dla terenów nizinnych i wyżynnych oraz L. S t a r k l a (1964) dla terenów górskich. Obaj wymienieni autorzy wyróżniali po interstadiale brörup 2 cykle zjawisk peryglacjalnych. Interpretacje te oparte były głównie na wynikach badań osadów stokowych występujących w konkretnych, ale raczej nielicznych profilach. Mają więc one znaczenie lokalne i nie powinniśmy od nich wymagać, aby sprawdzały się na rozleglejszym obszarze. W najnowszych próbach syntez wyników badań sedymentologicznych, obejmujących duże regiony, zwraca się uwagę głównie na argumenty świadczące o monocykliczności nawet w skali całego glacjału (D y l i k o w a 1964b). Tendencja taka znalazła wyraz w ostatnich opracowaniach J. D y l i k a (1963, 1964, 1966a). Autor ten zwrócił uwagę na różne fakty, z których wynika, że w Polsce środkowej wieczna zmarzlina istniała w ostatnim glacjale nieprzerwanie — od czasu jej powstania aż do początku holocenu. Zmiany klimatu, jakie występowały w tym okresie, powodowały tylko wahania stropu zmarzliny. Podobny pogląd wyraził także K. R o t n i c k i (1966) w oparciu o wyniki szczegółowych studiów na obszarze Wzgórz Ostrzeszowskich. Autor ten przypuszcza jednak, że w interfazie Paudorf nastąpiła wyraźna regresja stropu zmarzliny.

Wyniki najnowszych badań paleobotanicznych i sedymentologicznych pozwalają więc przyjąć dla obszaru Polski tezę o monocykliczności zjawisk peryglacjalnych przynajmniej dla okresu głównego stadiału. Taka właśnie rekapitulacja tych wyników znalazła wyraz w podziale stratygraficznym czwartorzędu Polski, opracowanym ostatnio przez E. R ü h l e g o (M o j s k i i R ü h l e 1965) oraz w podziale przygotowanym do niniejszej publikacji przez J. E. Mojskiego.

#### ROZWÓJ ZJAWISK W ŚWIETLE ANALIZY GŁÓWNYCH TYPÓW OSADÓW PERYGLACJALNYCH

Analiza przeprowadzona będzie w oparciu o wyniki badań czterech następujących grup genetycznych osadów: 1) utwory wietrzeniowe, 2) utwory stokowe, 3) utwory rzeczne i 4) utwory eoliczne.

#### Utwory wietrzeniowe

Utworami tymi interesowano się stosunkowo mało, a niekiedy wręcz pomijano je przy badaniach. Najbardziej charakterystycznymi wśród

nich są pokrywy dezintegracji mrozowej, które wykształcone są różnie w zależności od charakteru podłoża.

Pokrywy dezintegracji mrozowej na skałach litych. Ten typ utworów wietrzeniowych nastrocza najmniej wątpliwości przy interpretacji. Znajdujemy je głównie w pasie wyżyn południowopolskich na zrównaniach wierzchwinowych. W takich położeniach osiągają one od 2—3 miąższości i dzielą się najczęściej na trzy horyzonty.

Horyzont dolny, o miąższości do 1 m, składa się z ostrokrawędzistych bloków skalnych o wymiarach stopniowo zmniejszających się ku górze. Ułożone są one dość regularnie, początkowo zwarcie, potem coraz luźniej. Miejscami widoczne są wyraźne oznaki przesunięć, głównie pionowych, poszczególnych bloków, które można wiązać z działaniem mrozu. Typowe zaburzenia mrozowe występują raczej wyjątkowo.

Horyzont środkowy, o miąższości 0,5—1,0 m, składa się z rumowiska mniejszych odłamków i okruchów ze zniszczonymi krawędziami, ułożonych nieregularnie. Występują w nim formy festonowych zaburzeń, w których poszczególne płytki skalne mogą być ustawione pionowo, a więc zupełnie inaczej niż w horyzoncie dolnym. Obok nich znajdujemy także formy typu żył mrozowych. Zaburzenia te często rozwinięte są bardzo słabo i nie zawsze mogą być jednoznacznie interpretowane. Tylko nieliczne spośród nich można wiązać z procesem segregacji mrozowej typowej dla wieńców kamienistych (J a h n 1951, 1956a, M o j s k i 1957). Zaburzenia te i „stęplone” krawędzie okruchów świadczą jednak o znacznych i zróżnicowanych efektach działania mrozu. Horyzont ten na podłożu skał węglanowych dzieli się często na 2 części. W niższej, pomiędzy odławkami niezwiętrzałej skały, występuje drobnookruszkowa masa skalna, a w górnej odłamki odwapnionej skały tkwią w gliniastej, brunatnawej zwietrzelinie (M a r u s z c z a k 1960b).

Horyzont górny, o miąższości przeważnie do 0,5 m, znajduje się w zasięgu aktualnych procesów wietrzeniowych, jak o tym świadczy wyraźne zróżnicowanie na poziomy genetyczno-gebowe. Tworzy go zwykle piaszczysto-gliniasta lub piaszczysto-pylasta zwietrzelina bezwęglanowa, zazębiająca się z rumowiskiem horyzontu środkowego. Reprezentuje więc on produkt zaawansowanego wietrzenia fizycznego i chemicznego.

W horyzoncie górnym mamy do czynienia z nakładaniem się efektów wietrzenia współczesnego i plejstoceniowego — peryglacjalnego. Horyzonty środkowe i dolne znajdują się poza zasięgiem współczesnej zmarzliny sezonowej. Dlatego też występujące w nich zaburzenia mrozowe i strukturę „dezintegracji blokowej” należy wiązać z obecnością zmarzliny wieloletniej w warunkach peryglacjalnych.



Pylasty materiał horyzontu górnego przypomina niekiedy, swoim uziarnieniem, utwory lessowe. Dlatego też w starszych opracowaniach wyodrębniano go niesłusznie, m. in. pod nazwą „lessów płytkich z opoką w podłożu” (M i e c z y ń s k i 1932). Wydaje się, że z udziałem eolicznej akumulacji „lessowej” można się liczyć tylko w przypadkach, gdy warstwa drobnoziarnista na rumowisku skalnym osiąga ponad 0,5—1,0 m miąższości. Wskazują na to m. in. wyniki badań minerałów ciężkich. W cienkich warstwach pylastych zespół tych minerałów jest bardzo podobny jak w skałach podłoża, a w grubszych jest nieco inny i pozwala wysuwać tezę o występowaniu domieszki materiału allochtonicznego (G w ó ź d ź i R a c i n o w s k i 1967). Struktura i geneza górnych horyzontów drobnoziarnistych bywa niekiedy jeszcze bardziej złożona, gdyż miejscami znajdujemy w nich residua utworów glacialnych w postaci żwirów i gładzików.

Pokrywy dezintegracji mrozowej na osadach luźnych, nastroczają znacznie więcej wątpliwości przy interpretacji. Występują one dość powszechnie w całej Polsce na równych powierzchniach wzniesień i na bardzo łagodnych stokach. Najłatwiej można je rozpoznać, gdy ich utwory macierzyste są wyraźnie warstwowane. Pokrywa wyodrębnia się wówczas swoją „bezstrukturalnością” oraz drobniejszym uziarnieniem i często wyraźnym wzrostem udziału frakcji pylastej (D y l i k 1952, 1956, B o g a c k i 1958, 1961, W o l a n i e c k i 1958, M a r u s z c z a k 1960a, R o s z k ó w n a 1961, O l c h o w i k - K o l a s i ń s k a 1962). Miąższość takiej pokrywy nie przekracza zwykle 1,0—1,5 m, przy czym w Polsce północnej jest ona zwykle mniejsza niż w środkowej i południowej. Można podzielić ją najczęściej na 2 horyzonty.

Horyzont dolny, o miąższości około 0,5 m, miejscami zachowuje jeszcze ślady struktury osadu macierzystego. Dolna granica jego jest trudna do określenia, a wzrost udziału frakcji pylastej prawie nieuchwytny. Od podłoża różni się często plamistością zabarwienia i czasem wyraźną koncentracją tlenków żelaza. W pasie nizin środkowopolskich dla horyzontu tego charakterystyczne jest nagromadzenie żwirów i gładzików wtedy, gdy osad macierzysty jest różnoziarnisty (D y l i k 1952, 1956, O l c h o w i k - K o l a s i ń s k a 1962, R o t n i c k i 1966).

Horyzont górny, o miąższości do 0,5—1,0 m, wyodrębnia się wyraźnym „zapyleniem”. Udział frakcji poniżej 0,1 mm wzrasta tutaj czasem wielokrotnie w stosunku do podłoża (M a r u s z c z a k 1964). Wykazuje on oznaki silnego przeobrażenia przez procesy typu glebotwórczego w odmianie bielicowej lub „lessivé”. Często dzieli się on wyraźnie na poziomy genetyczno-glebowe — humusowy, eluwialny oraz iluwialny — spośród których szczególnie silnie rozwinięty jest eluwialny (W o l a n i e c k i 1958, M a r u s z c z a k 1960a, b).

Pokrywy te w znacznym stopniu znajdują się w zasięgu współczesnych procesów glebotwórczych. Dlatego też bardzo istotne jest zagadnienie, w jakim stopniu reprezentują one efekt wietrzenia holoceniowego. Jest to szczególnie ważne ze względu na to, że nie występują w nich typowe formy kriogeniczne. Zagadnienie to rozpatrywał J. Dylík (1952) w oparciu o wynik studium sedymentologicznego takich utworów w Polsce środkowej. Zestawiając ich cechy charakterystyczne — w szczególności wzbogacenie we frakcję pylastą — z rozmiarami i zasięgiem pionowym współczesnego wietrzenia mrozowego, stwierdził on, że nie można ich wiązać z postglacjalem. Podobne były wyniki analizy gleboznawczej pokryw omawianego typu, wykonanej dla okolic Łomży przez J. Wolanieckiego (1958). Doszedł on do wniosku, że bielice — powszechnie występujące w tej okolicy — rozwinęły się na podłożu pokryw peryglacjalnej dezintegracji mrozowej. Warto zwrócić uwagę, że podstawę do takiej oceny roli procesów holoceniowych dają także wyniki badań najmłodszych utworów z ostatniego glacjału, jakimi są piaski wydmowe. W przypowierzchniowych warstwach tych piasków także znajdujemy pokrywy bezstrukturalne, które W. Stankowski (1963) wiąże z działaniem mrozu. Miąższość tych pokryw jest jednak mała i wyjątkowo tylko obserwujemy w nich wzbogacenie we frakcję pylaste.

Powiązanie pokryw na utworach luźnych z ostatnim glacjałem wymaga dokładniejszego określenia ich stosunku do zjawisk mrozowych. Należy podkreślić, że typowe formy kriogeniczne, świadczące o istnieniu trwałej zmarzliny, występują zwykle dopiero w podłożu (Dylík 1952, 1956, Olchowik-Kolasińska 1962). W samych pokrywach brak ich, względnie występują tylko w postaciach charakteryzujących warstwę czynną zmarzliny, tzn. sezonowo rozmarzającą. W szczególności są to gniazdowe skupienia żwirów i głazików, występujące w dolnych horyzontach tych utworów głównie w Polsce środkowej, które J. Dylík (1952) rozpoznał jako formy segregacji mrozowej typu wieńców kamienistych. W późniejszych pracach autor ten zaliczył je do grupy inwolucji swobodnych kształtowanych przez wietrzenie i segregację termiczną (Dylík 1956).

O istnieniu innych, osobliwych śladów kształtowania się tych pokryw na podłożu trwale przemarzniętym wydaje się świadczyć analiza dolnej ich granicy. Generalnie jest ona współkształtna z dzisiejszą powierzchnią topograficzną. W licznych przypadkach jednakże jest bardzo osobliwa — „kapryśna” (fot. 1). Utwór pokrywowy wciska się kieszeniowatymi formami — występującymi w odstępach co kilka decymetrów lub parę metrów — sięgającymi do 0,5—1,0 m w głąb podłoża (Bogacki 1958, 1961, Wolaniecki 1958, Maruszcak 1960a, b, Świerczyński 1964). Na podstawie analizy takich form, szczególnie rozwiniętych na luźnych i łatwo przepuszczalnych osadach fluwiogla-



*fol. J. Rzechowski*

Fot. 1. Utwór pokrywowy z kieszeniowatymi formami typu tundry plamistej na osadach fluwioglacjalnych ostatniego zlodowacenia w Suwałkach

Покровное образование с кармановидными формами типа пятнистой тундры на флювиогляциальных отложениях последнего оледенения в Суwałках

Cover deposit of pocket-like forms of spotted tundra type, laid down on fluvioglacial deposits of last glaciation at Suwałki

cyjnych w Polsce północnej, wysunięta została teza, że odpowiadają one osobliwemu ukształtowaniu górnej granicy trwale przemarzniętego podłoża (Maruszczak 1960a). Tak nierównej granicy odpowiadało duże zróżnicowanie miąższości warstwy sezonowo rozmarzającej. Cecha taka charakterystyczna jest przede wszystkim dla formacji tundry plamistej współczesnych obszarów subarktycznych. Dlatego też utwory z formami kieszeniowatymi opisanego typu wyodrębnione zostały jako pokrywy tundry plamistej (Maruszczak 1960b).

Wzbogacenie we frakcję pylastą decyduje o tym, że omawiane pokrywy wykazują cechy „utworów podobnych do lessów” (Dylik 1952). W starszych opracowaniach zaliczano je niekiedy do lessów. Wydaje się, że takie właśnie pokrywy, rozwinięte na utworach zboczowych i na „piaskach wysokiego zasypania” w dolinie Wisły środkowej, wyodrębnione zostały jako cienki „less nadległy”, datowany przez W. Pożaryskiego (1953, 1955) na fazę młodszego dryasu. Niektóre inne przykłady

niewłaściwej interpretacji były już przedstawiane w publikacjach. Od dawna też zwracano uwagę, że takie „rzekome lessy” należy wiązać z procesami wietrzeniowo-glebowymi (D o b r z a ń s k i i M a l i c k i 1949). Podobieństwo do lessów jest szczególnie niebezpieczne w przypadku pokryw rozwiniętych na cienkich, piaszczystych i pylasto-piaszczystych utworach eolicznych typu niemieckich „Flugsande”, występujących również na terenie Polski (vide rozdz. poświęcony utworom eolicznym). Niektórzy autorzy zwracają uwagę głównie na cechy utworu macierzystego, inni zaś na fakty świadczące o jego przeobrażeniu w wyniku wietrzenia.

Istnieje także niebezpieczeństwo powstawania nieporozumień przy interpretacji charakteru obróbki ziarn kwarcu występujących w utworach wietrzeniowych. Obecność znacznej ilości ziarn dobrze obtoczonych i zmatowiałych przyjmuje się za argument świadczący o ich eolicznej genezie. Kryterium takie nie jest jednak jednoznaczne, szczególnie na obszarze Polski południowej i środkowej. W obszarach tych tworzywo osadów czwartorzędowych było w przeszłości wielokrotnie przemieszczane przez różne siły, w tym także przez wiatr, zanim zostało złożone w miejscu aktualnego występowania. Dlatego też efekt eolizacji często jest wynikiem działania poprzednich cykli sedymentacyjnych (Maruszczak 1964b). Zwracano także uwagę, że — wbrew dotychczasowym poglądom — są podstawy do wiązania efektu obróbki ziarn z działaniem mrozu (Maruszczak 1964b). Ziarna piasku w obrębie warstwy czynnej przemieszczają się bowiem pod wpływem zamarzania i rozmarzania, ocierając się wzajemnie. Podlegają one przy tym obróbce, tak jak większe okruchy w uprzednio opisanych horyzontach rumowiskowych na skałach litych.

Oba opisane rodzaje pokryw dezintegracji mrozowej powstawały w różnych warunkach i w różnych okresach ostatniego glacjału. Te pokrywy, w których występują struktury typu wieńców kamienistych, można wiązać z surowymi warunkami peryglacjalnymi. Wieńce kamieniste występują bowiem obecnie głównie w przyarktycznej podstrefie Subarktyki (G r i g o r i e w 1956), wyróżnianej w literaturze zachodnioeuropejskiej pod nazwą strefy gruzowej (Jahn 1951, Dylik 1952). Relikty ich znajdujemy głównie w dolnych horyzontach pokryw drugiego rodzaju i to głównie w pasie nizin środkowopolskich. Przyczyny braku ich w górnych horyzontach J. Dylik (1952, 1956) tłumaczy nakładaniem się efektów działania innych, późniejszych procesów. Wieńce kamieniste powstawały bowiem w maksimum glacjału, gdy Polska środkowa znalazła się w zasięgu strefy gruzowej przedpola lądolodu. W okresie późniejszym, gdy obszar ten znalazł się w zasięgu tundry właściwej, uległy one częściowej degradacji pod darnią bujniejszej roślinności.

W pasie wyżyn południowopolskich, jak już podkreślano, istnieją nieliczne ślady słabo rozwiniętych struktur typu wieńców kamienistych. W Polsce północnej zaś nie notowano ich dotychczas. Dlatego też o warunkach rozwoju interesujących nas pokryw w obu tych obszarach możemy mówić głównie w oparciu o analizę struktur typu tundry plamistej. Kształtowały się one głównie w warunkach klimatu łagodniejszego, gdyż tundra plamista związana jest raczej z przyborealną podstrefą Subarktyki (Grigoriew 1956). W pasie wyżyn południowopolskich struktury te są rozwinięte słabiej i występują głównie na zrównaniach wierzchowinowych na podłożu skał miejscowych. Brak ich natomiast na lesach, których akumulacja trwała do późnego glacjału. Dlatego też można sądzić, że struktury tundry plamistej powstawały tu głównie w pełni glacjału. W Polsce północnej zaś są one na ogół znacznie lepiej rozwinięte — czy zachowane (fot. 1). Znajdujemy je przy tym także na osadach lądolodu fazy pomorskiej. W takiej sytuacji mogły one powstać jedynie w okresie późnego glacjału (Maruszczak 1960a, b).

### Utwory stokowe

Peryglacialne utwory stokowe w Polsce są znacznie lepiej poznane niż wietrzeniowe. Dlatego też możemy przystąpić bezpośrednio do analizy przebiegu zjawisk w świetle badań dotychczasowych.

Najlepiej rozwinięte i zbadane utwory stokowe znajdujemy w Polsce środkowej. Występują one tam głównie na podłożu osadów glacialnych i fluwioglacialnych przedostatniego zlodowacenia. Ułatwia to interpretację genetyczną i chronologiczną interesujących nas zjawisk. Przedstawiona ona jest w ujęciu J. Dylika (1964, 1966a), który wyróżnił kilka generacji utworów stokowych, opierając na wynikach ich badań własną koncepcję podziału ostatniego glacjału. Podział ten przedstawia się następująco: 1) faza wstępująca, chłodna i wilgotna, trwająca do interstadiału brörup włącznie, 2) faza pełni, mroźnego i suchego klimatu kontynentalnego, trwająca do czasu regresji lądolodu z linii maksymalnego zasięgu, 3) faza zstępująca, chłodna i wilgotna, trwająca do końca glacjału.

W fazie wstępującej powstawały głównie gliniasto-piaszczyste utwory stokowe rytmicznie warstwowane, jako osady korelatywne degradacji górnej części zboczy przez spłukiwanie. W miarę narastania serii tych osadów postępowało ochłodzenie klimatu. Świadczy o tym pojawienie się śladów struktur mrozowych, a w szczególności struktur wielkiego hydrolakkolitu, czyli pingo (Dylik 1966a, b). Potem następuje przerwa

w akumulacji stokowej. Hydrolakkolity ulegają degradacji — rozwijają się procesy termokrasowe.

Fazę pełni reprezentuje nowa generacja, którą rozpoczynają nieregularnie warstwowane osady kongeliflukcji (soliflukcji) związanej. Ku górze stopniowo przeważają znamiona typowe dla kongeliflukcji swobodnej i wreszcie spłukiwania — warstwowanie staje się coraz bardziej regularne, rytmiczne. Te młodsze osady rytmicznie warstwowane wyróżniają się występowaniem licznych śladów krioturbacji. Szczególnie charakterystyczne są przy tym struktury typu hydro- i kriolakkolitów, dużych sieci poligonalnych układów szczelin syngenetycznych i epigenetycznych oraz struktur powlekających szczeliny po wytopionych klinach lodowych. Rozwijały się one „...niemal przez cały czas sedymentacji młodszych osadów rytmicznie warstwowanych” (Dylik 1966a, s. 144). Formy wielkich poligonów szczelinowych występują przede wszystkim w przyarktycznej podstrefie dzisiejszej Subarktyki (Grigoriew 1956). Dlatego należy przyjąć, że ich ślady w omawianych utworach są dowodem surowego klimatu drugiej części fazy pełni glacjału. Tempo akumulacji na stokach wyraźnie wówczas osłabło. Przerwa w sedymentacji zarejestrowana jest m. in. przez poziom bruków z głazami rzeźbionymi przez wiatr. Ponowne ożywienie procesów stokowych następuje w fazie zstępującej. Początkowo gromadzą się głównie osady kongeliflukcyjne ze śladami osuwisk na zmarzlinie (K l a t k o w a 1965), a następnie produkty spłukiwania. Szczególnie charakterystyczne są te drugie, czyli osady stokowe rytmicznie warstwowane (Dylik 1960), „piaski pokrywowe warstwowane” (M a n i k o w s k a 1966) lub „piaski o drobnej laminacji” (Klatkova 1965, Rotnicki 1966). W tej serii osadów występuje słabiej rozwinięty i inny zespół śladów struktur mrozowych. Najbardziej charakterystyczne są dla niego inwolucje związane powstające w warstwie czynnej zmarzliny. Jest to dowód panowania klimatu znacznie łagodniejszego niż w pełni glacjału.

Ślady struktur mrozowych, które świadczą o istnieniu trwałej zmarzliny, występują we wszystkich generacjach utworów stokowych w Polsce środkowej. Zmarzlina istniała tam wobec tego przez cały okres glacjału. J. Dylik wyraża nawet pogląd, że utrzymała się ona aż do początku holocenu. K. Rotnicki (1966) zaś datuje początek ogólnej degradacji zmarzliny na alleröd. Zróznicowanie zespołów struktur mrozowych świadczy o wyraźnej ewolucji warunków klimatycznych w cyklu glacialnym. Dla rekonstrukcji tych warunków szczególnie interesujące okazały się wynik badań sieci wielkich poligonów szczelinowych, które są najlepiej rozwinięte właśnie w utworach stokowych (G o ź d z i k 1964).

W starszych opracowaniach J. Dylik (1964) wyróżnił jedną zasadniczą generację wielkich poligonów, związaną z utworami fazy pełni glacjału.

W ostatnim zaś opracowaniu, opartym na wynikach szczegółowych studiów w Walewicach k. Łowicza, wyróżnione zostały dwie różne generacje (Dylik 1966b). Ślady zjawisk termokrasowych świadczą, że starsza generacja uległa wyraźnej degradacji pod wpływem obniżenia stropu zmarzliny. Przyczyny takiego rozwoju zjawisk miały raczej charakter ogólnoklimatyczny i dlatego J. Dylik skłonny jest wiązać je z ociepleniem w interstadiale brörup. Młodsza zaś generacja wiąże się z fazą pełni. Zarejestrowano w niej tylko ślady wytapiania klinów lodowych, co mogło być uwarunkowane czynnikami natury czysto lokalnej. Ewolucja sieci poligonów może bowiem następować chociażby pod wpływem działania wód powierzchniowych (Dylik 1963). Występowanie wielkich poligonów w 2—3 piętrach zostało stwierdzone także na obszarze Wzgórz Ostrzeszowskich (Rotnicki i Tobolski 1965). Wiążą się one ze schyłkiem wczesnego *Würmu* (faza wstępująca w ujęciu J. Dylika) oraz ze starszym okresem pełni tego glacjału. Wytapianie lodu ze szczelin zachodziło tutaj głównie pod wpływem czynników lokalnych i odbywało się w przeciągu krótkich okresów czasu (Rotnicki 1966). Tylko z górnym piętrzem związane są ślady krasu termicznego, świadczące o ociepleniu klimatu. Pozycja stratygraficzna tej fazy ocieplenia nie została jednak wyraźniej określona. Stwierdzono jedynie, że charakteryzowała się ona roślinnością typu tundry krzewiastej z brzozą karłowatą. Nie wykluczone więc, że wszystkie piętra tych struktur reprezentują jedną generację. Nie wiadomo jednak jak należałoby ją sparalelizować z tymi, które zostały wyróżnione w okolicy Łowicza.

Utwory stokowe w pasie wyżyn południowopolskich są słabiej zbadane. Wynika to częściowo z tego, że ich rola względna — w zestawieniu z innymi utworami peryglacialnymi — jest tutaj mniejsza niż w Polsce środkowej. Pewne trudności wynikają także z dużego zróżnicowania odmian interesujących nas utworów. Wiąże się to z особенnościami budowy geologicznej i rzeźby pasa wyżyn. Głównie z nim związane są więc utwory podobne do francuskich „grèzes litées” (Dylik 1960). Znacznie bardziej charakterystyczne są jednak dla tego obszaru odmiany, które powstawały przy znacznym udziale pyłu osiadającego z atmosfery. Wyróżniane są one jako lessy zboczowe, deluwialne, soliflukcyjne czy kongeliflukcyjne.

Wyżynne utwory stokowe różnią się od nizinnych, wg A. Jahna (1956a), mniejszym udziałem komponenty kształtowanej przez soliflukcję. Wiąże się z tym większa rola względna spłukiwania. Wyrazem tego jest znaczne rozprzestrzenienie osadów rytmicznie warstwowanych, a szczególnie ich odmian piaszczystych z okresu późnego glacjału (fot. 2). Te ostatnie, często charakteryzujące się dużą miąższością, były wy-



fot. J. Buraczyński

Fot. 2. Piaszczyste utwory stokowe typu rytmicznie warstwowych z grubymi smugami koncentracji tlenków żelaza. Frampol, przy południowej krawędzi Roztocza Zachodniego

Песчаные, склоновые образования, принадлежащие типу ритмически слоистых с толстыми полосами концентрации окислей железа. Фрамполь у южного склона западного Розточа

Sandy slope deposits of rhythmically stratified type, with broad streaks of iron oxide concentration. Frampol, near southern margin of Western Roztocze

odrębniane m. in. jako „piaski wstęgowe” (Jahn 1956a) lub „piaski wysokiego zasypania” (Pożaryski 1953, 1955). Związane są z nimi powszechnie osobliwe smugi żelaziste, które zresztą znajdujemy także w Polsce środkowej. Tam jednakże są raczej słabiej rozwinięte. Dlatego też dopiero obecnie zwracamy na nie uwagę.

Wspomniane smugi żelaziste były ostatnio przedmiotem badań geoboznawców, którzy podjęli próbę określenia ich genezy w oparciu o wyniki eksperymentów laboratoryjnych (Siuta i Motowicka 1963, 1965). Wiąże je oni z procesami oksydacji dwuwartościowych tlenków żelaza powstających w wyniku procesów redukcyjnych przy udziale substancji organicznej. Procesy takie rozwijają się szczególnie na granicach warstw różnie uwilgotnionych. Wysunięta została teza, że w warunkach peryglacjalnych istniały warunki bardzo sprzyjające powstawaniu takich smug. Trwała zmarzlina decydowała bowiem o istnieniu



dużych kontrastów uwilgotnienia na granicy warstwy czynnej (Siuta i Motowicka 1965). Według B. Manikowskiej (1966) najdogodniejsze warunki do powstawania smug żelazistych w okresie ostatniego glacjału istniały w fazach klimatu chłodniejszego. Z fazami cieplejszymi, w których powstawały gleby kopalne, związane są oznaki degradacji smug. Autorka ta wyraziła przy tym pogląd, „...że powstawanie smug uzależnione było od listkowej struktury wiecznej zmarzliny, charakterystycznej dla osadów piaszczystych” (Manikowska 1966, s. 103). Na podstawie własnych badań sądzę, że w pasie wyżyn południowopolskich rozpowszechnione są przede wszystkim smugi, które należałoby wiązać raczej ze stropem podłoża trwale przemarzniętego. Charakteryzują się one bowiem dużą grubością i ciągłością na znacznych przestrzeniach, oraz piętrowym występowaniem w licznych poziomach do głębokości 2—5 m (fot. 2). Górne smugi są przy tym najgrubsze i najintensywniej zabarwione — ku dołowi miąższość ich maleje i zmniejsza się stopień koncentracji tlenków żelaza. Wydaje się, że serie smug żelazistych nie mogą być związane ze strukturą listkową zmarzliny. Należałoby się natomiast zastanowić, czy nie reprezentują one śladów degradacji trwałej zmarzliny, czyli stopniowego obniżania się jej stropu.

Znaczne zróżnicowanie wyżynnych utworów stokowych dało podstawę do wyodrębnienia kilku różnych generacji. Najstarszą, wczesnoglacialną generację reprezentują deluwia pylaste (Jahn 1956a), less soliflukcyjny (Mojski 1961, 1965) i „smugowane piaski z mułkami” (Jersak 1965). Są to spągowe warstwy utworów lessowych akumulowanych przed interstadią brörup. Związane z nimi, względnie z innymi, wiekowo odpowiadającymi osadami, ślady struktur mrozowych nie zostały dokładnie zbadane. Notowano zresztą tylko formy szczelin mrozowych (Malinowski i Mojski 1960, Malicki 1961b). Okresowi pełni glacjału odpowiada jedna lub dwie następne generacje. Reprezentowane są one przez dolne utwory typu rytmicznie warstwowanych (Mojski 1957, 1961, Klajnert 1961), a w szczególności przez lessowe facje utworów smugowanych ewentualnie soliflukcyjnych. Wymienione facje lessowe występują zwykle w dwu generacjach — bezpośrednio nad poziomami gleb kopalnych interstadią brörup i paudorf. Reprezentują więc one okres pleniglacjału A i B. Związane są z nimi liczne ślady dobrze wykształconych inwolucji związanych, krio- i hydrolakkolitów, szczelin i klinów lodowych (Mojski 1961, 1965, Malicki 1961b, Jersak 1965). Okres późnego glacjału pozostawił także jedną lub dwie generacje. Są to przede wszystkim bardzo rozpowszechnione, górne utwory typu rytmicznie warstwowanych, a także różnego rodzaju „deluwia lessowe” powstałe w wyniku wtórnego przemieszczenia lessu właściwego przez wody powierzchniowe (Jahn 1956a, Mojski 1961, Malicki

nowski 1964, Baraniecki 1965, Jersak 1965). Występują w nich tylko ślady struktur inwolucji związanej oraz słabo rozwiniętych form szczelinowo-mrozowych. Najmłodszą generację późnoglacjalnych utworów stokowych reprezentują m. in. piaszczysto-gliniaste, cienkie pokrywy na zboczach suchych dolin erozyjno-denudacyjnych rozcinających lessy lub starsze utwory rytmicznie warstwowane (Maruszczak 1961a). Ślady typowych zaburzeń mrozowych nie występują w nich, chociaż miejscami wykazują one warstwowanie, które może reprezentować typ soliflukcji swobodnej.

Na wyżynach południowopolskich ślady struktur peryglacjalnych występują więc w zespołach podobnych jak w Polsce środkowej, ale są słabiej rozwinięte. Uwaga ta odnosi się w szczególności do struktur typu klinów lodowych w utworach z okresu pełni glacjału. Należy podkreślić, że opisuje się zwykle pojedyncze formy tego typu. Dotychczas nie zostały opisane dobrze rozwinięte układy wielkich sieci poligonalnych. Można więc sądzić, że na obszarach tych warunki typowe dla przyarktycznej podstrefy Subarktyki odgrywały znacznie skromniejszą rolę niż w pasie nizin środkowopolskich. Brak zaburzeń mrozowych w najmłodszej generacji utworów stokowych świadczy, że w młodszym dryasie nie istniała już tutaj wieczna zmarzlina. Oznaki rozwoju soliflukcji swobodnej w tych utworach można bowiem tłumaczyć istnieniem zmarzliny sezonowej. Należy więc przyjąć, że ogólna degradacja zmarzliny rozpoczęła się tu prawdopodobnie przed allerödem. Być może, iż ślady tego procesu reprezentują serie cieniejących ku dołowi smug żelazistych w grubych pokrywach piaszczystych rytmicznie warstwowanych, które odpowiadają wiekowo wcześniejszym fazom późnego glacjału. Stwierdzamy więc, że w pasie wyżyn południowopolskich zjawiska peryglacjalne rozwijały się w łagodniejszych warunkach klimatycznych oraz w przeciągu krótszego okresu czasu niż w pasie nizin środkowopolskich.

W Polsce północnej, na obszarach objętych maksymalnym zasięgiem lądolodu bałtyckiego, utwory stokowe są znacznie słabiej rozwinięte. Powstawały one głównie w późnym glacjale, ewentualnie w schyłkowych fazach pleniglacjału. Miąższość ich jest niewielka, a rozprzestrzenienie zwykle bardzo ograniczone. Znajdujemy je głównie w dolnych odcinkach bardziej stromych stoków lub u ich podstawy. Są to utwory soliflukcji swobodnej (Dylik 1956) i związanej (Churska 1965), a także podobne do rytmicznie warstwowanych (Dylik 1956, Pierchałko 1956, Kozarski 1958, Maruszczak 1960a, Churska 1965). Wyniki badań dotychczasowych nie dają podstawy do określenia cech charakterystycznych różnych generacji tych utworów. Stosunkowo niewiele wiemy także o związanych z nimi śladach zaburzeń mrozowych.

Są one zresztą nieliczne, co tłumaczy się małą miąższością i słabym rozprzestrzenieniem omawianych utworów. Obserwowano przede wszystkim inwolucje związane nie określonej bliżej genezy (Kozarski 1958, Churska 1965). Można tylko dodać, że w innych utworach, szczególnie w glacialnych i fluwioglacialnych, notowano ślady hydrakkolitów (Roszkówna 1961), szczelin mrozowych i klinów lodowych (Galon 1961b, Świerczyński 1964).

Utwory stokowe powstawały więc w Polsce w różnych okresach i warunkach klimatycznych. Najbardziej sprzyjające okoliczności dla ich rozwoju istniały prawdopodobnie w pierwszych fazach wczesnego glacjału, w starszych fazach pleniglacjału i na początku późnego glacjału. Były to na ogół fazy wyróżniające się klimatem o cechach przejściowych. Najbardziej rozprzestrzenione są generacje późnoglacialne, co wydaje się zupełnie naturalne, gdyż — jako najmłodsze — przynajmniej częściowo powstawały kosztem starszych. Są jednak pewne podstawy do przypuszczania, że stan ten w jakimś stopniu może odpowiadać zróżnicowaniu warunków akumulacji w czasie. Nie ulega wątpliwości, że w wielu przypadkach można to tłumaczyć działaniem różnych czynników lokalnych. Tak właśnie interpretował K. Rotnicki (1966) fakt braku starszych generacji utworów stokowanych — wyróżnianych w okolicach Łodzi — na terenie Wzgórz Ostrzeszowskich. Autor ten jednakże przedstawił równocześnie interpretację warunków kształtowania się bilansu denudacyjnego stoków, w której zawarte są momenty ogólniejszego — nie tylko lokalnego znaczenia. Wyraża on mianowicie pogląd, dobrze udokumentowany, że klimat kolejnych faz glacjału był generalnie coraz mniej sprzyjający dla rozwoju denudacji. Na skutek tego główna strefa akumulacji osadów transportowanych po stoku przesuwała się stopniowo coraz wyżej. We wczesnym glacialu znajdowała się ona na przedpolu Wzgórz Ostrzeszowskich, potem przesunęła się na dna dolin rozcinających wewnątrz tego regionu i wreszcie — w późnym glacialu — na położone nad tymi dnami stoki (Rotnicki 1966 s. 200—201). O tym czy taki rozwój wydarzeń zawiera elementy ogólniejszych prawidłowości będziemy mogli jeszcze dyskutować po przedstawieniu utworów i procesów fluwialnych.

#### Utwory rzeczne

W badaniach zjawisk peryglacialnych stosunkowo mało uwagi poświęcano w Polsce utworom rzeczny. Nie dostarczyły więc one do rekonstrukcji paleogeograficznych takich ilości faktów jak np. utwory stokowe. Dlatego też J. Dylik (1966) nie zalicza ich „do najlepiej zdefiniowanych jednostek litologicznych”. Fakt ten utrudnia bardzo podję-

cie próby syntezy w skali całego kraju. Znaczne trudności wynikają także z dużego zróżnicowania litologicznego osadów rzecznych. Spowodowane to było bardzo obfitym, w środowisku peryglacjalnym, dopływem lokalnego materiału z transportu poprzecznego oraz powszechnym ząbaniem się materiału rzecznych ze stokowym i eolicznym (Pożaryski 1953, 1955, Jahn 1956a, Dylík 1956, 1964). W pasie nizin środkowopolskich rytm sedimentacji rzecznej był dodatkowo i poważnie komplikowany przez zmiany sieci odwodnienia związane z zabarykadowaniem przez łądolód (Różycki 1962, 1965, M o j s k i i R ü h l e 1965). W Polsce północnej zaś, w zasięgu tego łądolodu, procesy fluwialne rozwijały się na podłożu młodych, tworzących często bardzo złożone systemy rynien i równin fluwioglacjalnych (Galon 1961a). Dla uproszczenia naszych rozważań ograniczymy się więc do obszarów położonych na zewnątrz od linii maksymalnego zasięgu łądolodu bałtyckiego. Będą się one odnosiły przy tym tylko do środkowych i dolnych odcinków dolin rzecznych. W górnych odcinkach bowiem osady peryglacjalne często są przykryte osadami holoceniowymi (Jahn 1956a, Rotnicki 1966).

Początek cyklu rozwojowego procesów fluwialnych z ostatniego glaciału określany był różnie. W oparciu o wyniki badań na Wyżynie Lubelskiej A. Jahn (1956a) wysunął tezę, że reprezentuje go faza erozji na przełomie interglaciału eemskiego i zlodowacenia bałtyckiego. W niektórych nowszych opracowaniach stwierdzono, że początek glaciału charakteryzowała raczej akumulacja, która rozpoczęła się jeszcze u schyłku interglaciału (S z c z e p a n k i e w i c z 1959, R ó ż y c k i 1962, M o j s k i 1964).

W uproszczonych schematach stratygraficznych wyróżniano dawniej przeważnie tylko jedną, glacialną serię sedimentacji rzecznej. W bardziej szczegółowych opracowaniach mówi się obecnie o 2—3, a nawet większej liczbie takich serii, przedzielonych fazami erozji. Akumulację wiąże się na ogół ze stadiami, a erozję z interstadiami (Różycki 1962). Ostatnio zaczęto także zwracać uwagę na zróżnicowanie facjalne osadów w obrębie poszczególnych serii. Ilość spostrzeżeń w tym zakresie jest jeszcze niewystarczająca dla określenia tendencji rozwojowych akumulacji poszczególnych facji. Różne opisane profile dają podstawy do odmiennych interpretacji. Na podstawie analizy niektórych profili z pasa wyżyn można sądzić, że w dolnej części poszczególnych serii przeważa materiał grubszy — głównie facji korytowej, a w górnej drobniejszy — głównie facji powodziowej (J a h n 1956a, M a r u s z c z a k 1961, K l e c z k o w s k i 1964, M o j s k i 1964). Znane są jednak przykłady odwrotnego układu (Rotnicki 1966). Na obszarze pogórza karpackiego, a także jego przedpola, w późnoglacialnych seriach aluwiów wzrasta stopniowo udział facji powodziowej (Starkel 1964). Na Wyżynie Wieluńskiej

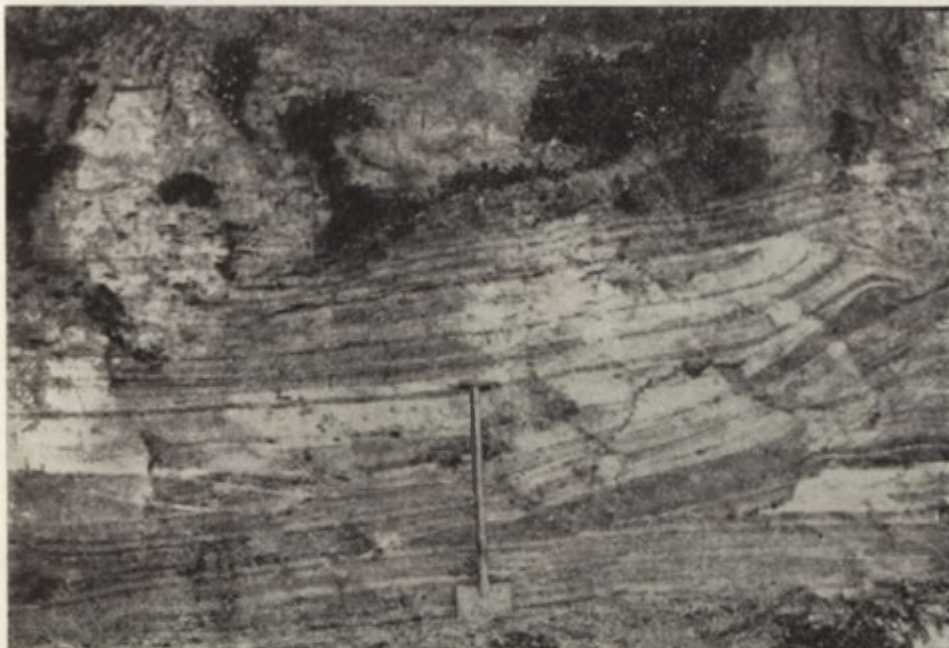
natomiast, w dolinie Warty, młodsza seria rzecznej akumulacji peryglacialnej jest bardziej gruboziarnista niż starsza (K r z e m i ń s k i 1965).

Bardzo istotne jest zagadnienie wzajemnego stosunku poszczególnych serii sedymentacji rzecznej. Na podstawie badań prowadzonych na Wyżynie Lubelskiej wyciągano wnioski o „nakładaniu” się młodszych serii na starsze. Równocześnie jednak podkreślano występowanie dzielących je powierzchni erozyjnych. Poszczególne serie wyodrębniano więc przy pomocy takich określeń jak: dolna, środkowa, górna (Jahn 1956a, Mojski 1964). Wynikałoby z tego, że najwyższe sięgające zasypanie miało miejsce w późniejszych fazach glacjału. Rozcinanie powierzchni tego zasypania datowano bowiem dość zgodnie na schyłek glacjału. Pogląd taki znajdujemy w różnych odmianach w wielu opracowaniach odnoszących się do terenu Polski południowej (Pożaryski 1955, Jahn 1956a, Szczepankiewicz 1959). W profilach reprezentujących pas nizin środkowopolskich stwierdza się natomiast, że młodsze serie na ogół są „włożone” w rozcięcia wyrzeźbione w starszych seriach (R ó ż y c k i 1962, B a l i ń s k a - W u t t k e 1965, K r z e m i ń s k i 1965, R o t n i c k i 1966). Wynikałoby z tego, że poziom najwyższego zasypania odpowiadał okresowi akumulacji najstarszych serii. W dolinie Wisły w okolicach Warszawy osiągnęła go rzeka w stadialeszczczyńskim (Różycki 1962), a w dolinie Proсны w okolicy Kalisza przed interstadiem paudorfskim (Rotnicki 1966). Ta faza rozwoju akumulacji rzecznej przypadała więc w Polsce środkowej na okres przełomu między pleniglacjałem A i B.

Na szczególną uwagę zasługuje stwierdzenie K. Rotnickiego (1966), że maksimum zasypania w dorzeczu Proсны wyprzedzało maksimum podparcia odpływu tej rzeki przez łądolód. Zostało to przekonująco uzasadnione. Wspomniany autor ustalił bowiem, że poziomowi sandrowemu stadiału maksymalnego, tzn. leszczyńskiego, odpowiada młodsza seria aluwiów, włożona w poziom najwyższego zasypania. Taki rozwój procesów fluwialnych w dorzeczu Proсны musiał więc być uwarunkowany osobliwym układem czynników ogólnoklimatycznych. Skutki ich działania nie powinny mieć charakteru lokalnego i należałoby doszukiwać się ich także w innych regionach. Dlatego też można postawić pytanie, czy nie powinniśmy zrewidować przedstawionych uprzednio poglądów na temat stosunku poszczególnych serii aluwiów w pasie wyżyn południowopolskich?

Pierwszy szkic takiej rewizji przedstawiłem w zwięzłej wersji niniejszego opracowania, która została opublikowana w 1965 r. w języku rosyjskim. Zwróciłem wówczas uwagę, że rozcinanie poziomu najwyższego zasypania w dolinie Wieprza rozpoczęło się w trakcie akumulacji lessu, w warunkach suchego, kontynentalnego klimatu pełni glacjału. Tezę tę chciałbym obecnie dokładniej uzasadnić w oparciu o analizę

stosunku lessów do teras w dorzeczu Wieprza. Najwyższa i równocześnie najlepiej rozwinięta terasa z okresu ostatniego glaciału, w środkowej części tego dorzecza, wznosi się do 10—12 m ponad dzisiejsze dna dolin. Górne horyzonty utworów budujących tę terasę często wykształcone są w postaci lessu aluwialnego facji powodziowej (fot. 3). Less taki



fot. H. Maruszczak

Fot. 3. Aluwialne utwory lessowe facji powodziowej z kopalną formą krawędzi starorzecza (po prawej stronie). Wieś Bystrzyca na NE od Lublina

Аллювиальные, лессовые образования с ископаемой формой склона старицы (с правой стороны). Деревня Быстрица на северо-запад от Люблина

Alluvial loess deposits of flood facies with fossil forms of margin of abandoned river channel (on right side). Bystrzyca village, NE of Lublin

przechodzi stopniowo ku górze w lessy deluwialne lub eoliczne, które nadbudowują poziom akumulacji rzecznej (Maruszczak 1961b). Na terasie Bystrzycy w Lublinie ogólna miąższość tych wszystkich odmian lessów wynosi do 10 m, z czego mniej więcej połowę reprezentuje pokrywa nałożona na osady rzeczne. Poniżej tej wysokiej terasy występuje jeszcze jedna lub dwie — średnia i niska. Na średniej — o wysokości względnej przeważnie 5—7 m — także występuje less aluwialny i eolicz-

ny. Na niskiej zaś, wzniesionej do 2—3 m, brak go zupełnie, względnie występuje tylko w postaci wtórnego, przeławiczonego utworu w facji powodziowej. Wynika więc z tego, że rzeki osiągnęły poziom najwyższego zasypania we wcześniejszych fazach akumulacji lessu, a jego rozcinanie rozpoczęło się w pełni akumulacji tego utworu. Wyraźnie przed zakończeniem tej akumulacji, rzeki zdążyły zbudować poziom terasy średniej.

Na obszarach położonych na zewnątrz od linii maksymalnego zasięgu lodolodu najstarsza seria aluwiów z ostatniego glacjału buduje przeważnie najwyższą terasę. Reprezentuje ona prawdopodobnie wczesny glacjał i starszy okres jego pełni (pleniglacjał A). Powstawała wobec tego przez dłuższy okres czasu i w warunkach chłodnego, ale dość wilgotnego klimatu. Dlatego też w większych dolinach miąższość tej serii wynosi do kilkunastu, a nawet do 20 i więcej metrów. Z górną jej częścią związane są ślady dobrze rozwiniętych zaburzeń mrozowych (fot. 4). W pasie nizin środkowopolskich wyróżniają się wśród nich wielkie poligony szczelinowe (Goździk 1964, Rotnicki 1966). Następne, młodsze serie zostały osadzone przeważnie po etapie wyraźnego rozcinania na przełomie pleniglacjału A i B. Miąższość ich jest z reguły znacznie mniejsza — zwykle nie przekracza kilku metrów. Budują one 1 lub 2 niższe terasy. Gdy niższe terasy odpowiadają wiekowi pleniglacjałowi, to w budujących je utworach znajdujemy wyraźne ślady zaburzeń mrozowych z klinami lodowymi włącznie (Rotnicki 1966). Gdy zaś reprezentują późny glacjał, to zaburzenia takie nie są notowane (Goździk 1964, Krzemieński 1965), względnie też rozwinięte są w postaci bliżej nie określonych inwolucji (Mojski 1958). Najmłodsze, późnoglacialne serie aluwiów, często znajdują się poniżej poziomu dzisiejszych den dolinnych. Wówczas są one mało dostępne dla badań i dlatego trudno jest określić warunki ich powstania. W oparciu o wyniki badań prowadzonych na Pogórzu Karpackim i jego przedpolu można sądzić, że materiał tych serii był akumulowany głównie w fazach cieplejszych — bölling, alleröd (Starkel 1960, Środoń 1965). Fazę ochłodzenia w młodszym dryasie charakteryzowała raczej erozja lub stabilizacja procesów fluwialnych.

Tak naszkicowany obraz rozwoju procesów fluwialnych w cyklu glacialnym można zgeneralizować następująco:

- 1) W pierwszej części tego cyklu przeważała akumulacja aluwiów, przerywana krótkotrwałymi raczej fazami erozji. W związku z tym w dolinach następowała agradacja, której maksimum przypadało prawdopodobnie na przełom pleniglacjału A i B.

- 2) W drugiej zaś części przeważała raczej erozja. Rzeki rozcinały wówczas osady maksymalnego zasypania, osadzając — w fazach przej-

ściowego wzrostu akumulacji — młodsze, cieńsze już serie aluwioów na coraz niższym poziomie.

Zarysowujące się prawidłowości wykazują zgodność z ogólną ewolucją klimatu. Pierwsza część cyklu charakteryzowała się wilgotnym i stopniowo coraz chłodniejszym klimatem. Wraz z ubożeniem szaty roślinnej wzrastało natężenie spłukiwania oraz transportu soliflukcyjnego ze stoków na dna dolin. Rola tych procesów zmniejszyła się wyraźnie w drugiej części cyklu, w warunkach chłodnego, ale przeważnie such-



*fol. K. Rotnicki*

Fot. 4. Piaski i mułki aluwialne, budujące terasę nadzalewową Prosny z fazy maksymalnego zasięgu lądolodu bałtyckiego, przecięte strukturą typu klinów zmarzlinowych. Podgrabów na S od Kalisza

Пески и аллювиальные суглинки, которыми сложена надпойменная терраса реки Просны фазы максимального распространения балтийского ледникового покрова, пересеченные структурой типа мерзлотных клиньев. Подграбув к югу от Калиша

Alluvial sands and silts building overflow terrace of River Prosna, dating back from maximum extent of Baltic inland ice dissected by structure of frost-wedge type. Podgrabów, S of Kalisz



szego klimatu. Przy zmniejszonym dopływie materiału, rzeki — słabiej obciążone — zaczęły wcinać się we własne osady. Prawidłowości te przejawiały się, oczywiście, bardzo różnie w zależności od warunków regionalnych czy lokalnych. Dlatego też nie można wymagać, aby sprawdziły się w każdym konkretnym profilu.

Przedstawiony schemat rozwoju procesów fluwialnych różni się nieco od opracowanego przez A. Jahna (1956, a b). Autor ten wiązał bowiem akumulację generalnie z pełnią glacjału, a erozję z okresami przełomowymi między glacjałem i interglacjami. Okresy te wyodrębnił jako etapy erozji anaglacjalnej i kataglacjalnej. Wyniki ostatnich opracowań pozwalają przypuszczać, że rola morfologiczna etapu erozji anaglacjalnej w ostatnim cyklu była ograniczona na skutek ogólnej tendencji do agradacji dna dolinnego. W etapie kataglacjalnym zaś było odwrotnie — akumulacja odgrywała podrzędną rolę wobec ogólnej tendencji do obniżania poziomu dna pod wpływem erozji.

### Utwory eoliczne

Utwory eoliczne możemy zaliczyć obecnie do lepiej poznanych osadów środowiska peryglacjalnego. Stanowią więc one dobrą podstawę dla rekonstrukcji paleogeograficznych, w szczególności dla obszarów Polski południowej. Możemy je podzielić na: 1) utwory niszczącej działalności (żwiry i głazy rzeźbione przez wiatr) i 2) utwory budującej działalności (a — utwory lessowe, b — pokrywy pylasto-piaszczyste na brukach deflacyjnych, c — piaski wydymowe).

Żwiry i głazy rzeźbione przez wiatr (eologliptolity) były przedmiotem szczegółowych studiów J. Dylika (1952). Autor ten stwierdził, że eologliptolity są najlepiej wykształcone i najbardziej rozpowszechnione w pasie nizin środkowopolskich. Mniejszą rolę odgrywają w pasie wyżyn południowopolskich, a najslabiej wykształcone i najrzadziej spotykane są w Polsce północnej, w zasięgu lądolodu bałtyckiego (Dylik 1956). Wynika z tego, że maksymalne natężenie korazyjnej działalności wiatru miało miejsce na przedpolu lądolodu maksymalnego zasięgu, tzn. podczas pełni glacjału. Odbywało się to więc w warunkach silnego zubożenia szaty roślinnej, typowych dla przyarktycznej podstrefy Subarktyki. Ostatnie opracowania, w których znajdujemy wzmianki o eologliptolitach, nie wnoszą żadnych istotnych uzupełnień i poprawek do tego obrazu.

Utwory lessowe stosunkowo łatwo można wyodrębnić tylko wtedy, gdy miąższość ich przekracza 2—3 m. Cieńsze znajdują się bo-

wiem w całości w zasięgu procesów wietrzeniowo-glebowych, zacierających cechy pierwotne utworu. Bardziej miększe lessy występują prawie wyłącznie w Polsce południowej. Nie pokrywają one ciągłym płaszczem rozległych obszarów, ale tworzą przeważnie dobrze wyodrębniające się płyty, które dość często posiadają wyraźne granice w postaci krawędzi lessowych. Związane są przy tym z piętrzem hipsometrycznym od 180—200 m do 400—450 m, a więc z terenami wyżynnymi i częściowo pogórkami. Zgeneralizowany zasięg lessów obejmuje strefę rozciągającą się równoleżnikowo, rozszerzającą się wyraźnie ku wschodowi. W tym samym kierunku wzrasta na ogół miąższość lessów oraz stopień ich zróżnicowania litologicznego i stratygraficznego. Na zachodzie są one wykształcone podobnie jak na terenie Niemiec; typowe odmiany eoliczne odgrywają tutaj skromniejszą rolę. Na wschodzie natomiast udział tych odmian jest wyraźnie większy — utwory lessowe wykazują cechy podobne jak w Europie wschodniej. Nic więc dziwnego, że najwięcej uwagi poświęcano obszarom lessowym wschodniej części kraju. Na faktach pochodzących z tych obszarów oparte były ważniejsze próby syntezujących ujęć w zakresie genezy lessów polskich, przedstawione przez A. Malickiego (1950, 1961) i A. Jahna (1950, 1956a). Na zewnątrz od scharakteryzowanej strefy lessowej, w pasie nizin środkowopolskich, notowane są wyłącznie cienkie płyty lessowe o bardzo ograniczonych zasięgach i wątpliwych pozycjach stratygraficznych, względnie tylko utwory podobne do lessu (Dylik 1952).

W najnowszych opracowaniach przyjmuje się powszechnie, że grubsze pokrywy lessowe w Polsce powstały przy decydującym udziale pyłu transportowanego i akumulowanego przez wiatry. Pył opadający na równiejsze i wyżej położone powierzchnie typu zrównań wierzchwinowych, pozostawał na miejscu tworząc fację typowego lessu eolicznego, wyodrębnianą również pod określeniem lessu wierzchwinowego. Akumulacji pyłu na zboczach i dnach dolin towarzyszyło synchroniczne i syngenetyczne przemieszczanie oraz mieszanie się z miejscowym materiałem innego pochodzenia, pod wpływem działania procesów stokowych i fluwialnych. W ten sposób powstawały dwie inne facje, wyróżniane pod nazwą lessu zboczowego (deluwialnego, soliflukcyjnego) oraz dolinnego (aluwialnego, fluwialnego) (Jahn 1950, 1956a, Pożaryski 1953, Malicki 1961, Mojski 1965). Te trzy główne facje zajął się ściśle w kierunku poziomym i pionowym, tworząc jedną pokrywę lessową. Niektóre elementy tak pojętej pokrywy były już przedmiotem naszych rozważań. Obecnie zajmiemy się więc tylko tymi, które związane były ściśle ze zjawiskami eolicznymi. Należy podkreślić, że takie elementy

najsilniej są reprezentowane w warstwach lessu środkowego i górnego, które były akumulowane w okresie pełni glacjału. Less dolny z okresu ostatniego zlodowacenia, akumulowany przed interstadią brörup, występuje bowiem najczęściej tylko w cienkich, słabo rozprzestrzenionych i zwietrzałych pokładach. W późnym glacialu zaś występują już oznaki silnego ograniczenia i zakończenia akumulacji pyłu lessowego. Dlatego też wnioski, które wyciągniemy z analizy utworów lessowych będą się odnosiły przede wszystkim do okresu pełni glacjału.

Analiza rozmieszczenia lessu i jego uziarnienia daje podstawę do określenia warunków dynamicznych akumulacji eolicznej. Jest to możliwe dzięki temu, że współczesne rozmieszczenie, wbrew niektórym poglądom, nie różni się w sposób istotny od pierwotnego. Erozja i denudacja w okresie późnego glacjału i holocenu nie spowodowała bowiem poważniejszych zmian w zasięgu grubszych płatów lessowych (Maruszczak 1961a, 1963).

Rozmieszczenie lessu dobitnie świadczy na korzyść tezy, wysuniętej przez A. Malickiego (1950), że transport pyłu odbywał się głównie w dolnych warstwach atmosfery, a więc i na niewielką odległość. Przy znacznie większym udziale transportu w górnych warstwach, tzn. ze znacznej odległości, less byłby rozmieszczony bardziej równomiernie. Przeciwnie koncepcjom preferującym ten drugi rodzaj transportu świadczy także samo uziarnienie lessów. Wiadomo bowiem, że współcześnie opadający pył — transportowany głównie z Ukrainy południowej na obszar Polski wschodniej — charakteryzuje się średnimi wymiarami ziarn w granicach 0,005—0,003 mm (Malicki 1950, Wojtanowicz i Zinkiewicz 1966). Reprezentuje on więc frakcję, która jest zupełnie nietypowa dla lessów. Argumentów na rzecz tezy o dominującej roli transportu w dolnych warstwach atmosfery, a więc i lokalnego pochodzenia pyłu lessowego, dostarczają wyniki badań mineralogicznych. Skład minerałów lekkich i ciężkich w lessach jest bowiem podobny jak w utworach podścielających i sąsiadujących (Maruszczak 1964, Gwóźdź i Racinowski 1968). Przyjmuje się, że główne źródła takiego miejscowego pyłu reprezentowały synchronicznie powstające namuły powodziowe oraz obfite produkty dezintegracji mrozowej (Malicki 1950, Jahn 1950, 1956a, Dylik 1952).

Przyjęcie tezy o dominującej roli transportu lokalnego daje podstawę dla rekonstrukcji szybkości i kierunku wiatrów akumulujących pył lessowy. Nierównomierne rozmieszczenie lessu świadczy o znacznym zróżnicowaniu szybkości prądów atmosferycznych. Grubsze pokrywy tego utworu związane są z obszarami wyżej wzniesionymi, silniej urzeźbio-

nymi, a więc wyróżniającymi się znacznie większymi deniwelacjami. Brak ich natomiast na równinnych powierzchniach rozleglejszych obniżen położonych wewnątrz wyżyn lessowych. Na obszarach pierwszego typu przeszkody orograficzne powodowały turbulencję i zmniejszenie szybkości wiatru, co musiało sprzyjać akumulacji pyłu (Jahn 1956a, Maruszczak 1963, 1964a). W obszarach drugiego typu szybkość wiatrów najprawdopodobniej przekraczała wielkości graniczne dla takiej akumulacji. W oparciu o dane ustalone dla lessowych obszarów Eurazji przez B. A. Fiedorowicza można przyjąć, że taką wielkość graniczną reprezentuje średnia roczna szybkość około 3,0 m/sek. (Maruszczak 1963). Warto zwrócić uwagę, że obecnie średnia roczna szybkość wiatru na obszarach pierwszego typu wynosi przeważnie 2,6—3,0 m/sek., a na obszarach drugiego typu 3,0—3,8 m/sek. Można więc przypuszczać, że w okresie akumulacji lessu w Polsce południowej panowały wiatry o szybkościach przeciętnych podobnych jak obecnie. Wynikałoby z tego, że o efektywności morfogenetycznej wiatrów decydowało wówczas nie tyle ich natężenie, ile raczej charakter ukształtowania i pokrycia terenu.

Kierunki wiatrów przeważających były natomiast inne niż obecnie. Zasadnicza część tworząca grubszych pokryw lessowych akumulowana była bowiem przez wiatry z sektorów wschodnich (Jahn 1956a, Maruszczak 1963, 1964a). Najbardziej wymownie chyba świadczy o tym stosunek interesującego nas utworu do krawędzi morfologicznych otaczających z trzech stron „bezlessowe”, równinne dno Kotliny Sandomierskiej. Pokrywa on mianowicie tylko krawędzie wyżyn od strony NW oraz pogórza od strony S. Brak go zaś prawie zupełnie na krawędziach od strony NE. Można więc przypuszczać, że pierwsze dwie krawędzie były po stronie dowietrznej, a trzecia po odwietrznej. Położenie w cieniu wiatrów nie sprzyjało akumulacji pyłu transportowanego w powietrzu, gdyż w takiej sytuacji w strefie progów morfologicznych szybkość prądów atmosferycznych wzrasta. Odwrotnie jest na progach ekspozowanych do wiatru.

Zrekonstruowany w ten sposób — tzn. w oparciu o analizę rozmieszczenia lessu — kierunek wiatrów przeważających reprezentuje pewnego rodzaju wypadkową dla dłuższego okresu czasu. Dla potwierdzenia, a równocześnie i „uszczegółowienia” tej rekonstrukcji, można przytoczyć wyniki badań domieszki piaszczystej w profilach pionowych lessu. Na Wyżynie Lubelskiej domieszka ta występuje w większej ilości po wschodniej stronie poszczególnych płątów lessowych, przy czym skupiona jest głównie w dolnej i środkowej części profili. Po zachodniej zaś stronie jest ona mniejsza i występuje głównie w górnej części profili. Daje to podstawę do wnioskowania, że po dłużej trwającym okresie przewagi wiatrów wschodnich zarysowała się — w końcowych fazach akumulacji —

przewaga wiatrów zachodnich. Cyrkulacja typu glacialnego, kształtująca się pod wpływem ośrodków wyżowych związanych z lądolodem (przewaga wiatrów wschodnich), została więc zastąpiona przez cyrkulację typu interglacialnego (przewaga wiatrów zachodnich) już przy końcu pleniglacjału.

Można jeszcze zwrócić uwagę, że w okresie sedymentacji lessu w Polsce południowej zarysowało się zróżnicowanie regionalne klimatu zbliżone do obecnego. Zmniejszanie się miąższości lessu oraz wzrost udziału frakcji ilastych ze wschodu na zachód, wydaje się bowiem świadczyć, że — podobnie jak dzisiaj — w tym samym kierunku wzrastała wilgotność klimatu. O tym, jak duże znaczenie miał ten czynnik może świadczyć także hipsometryczne rozmieszczenie lessu. Na obszarach wznoszących się powyżej 300—350 m miąższość tego utworu zmniejsza się wyraźnie, a powyżej 400 m występuje on zupełnie wyjątkowo i w cienkich płatach.

Pokrywy pylasto-piaszczyste na brukach deflacyjnych. Utwory pylaste i pylasto-piaszczyste o miąższości poniżej 2 m trudno jest określić z genetycznego punktu widzenia. Straciły one bowiem wiele pierwotnych cech strukturalno-teksturalnych pod wpływem procesów wietrzeniowo-glebowych. Podstawę do wyodrębniania takich pokryw od autochtonicznych utworów wietrzeniowych mamy wtedy, gdy różnią się one wyraźnie od swego podłoża, a szczególnie gdy są od niego oddzielone powierzchnią niezgodności. Do przypisywania tego typu utworom eolicznej genezy upoważnia m. in.: a) występowanie żwirów i głazów ze śladami obróki eolicznej na spągowej powierzchni niezgodności, b) położenie na wierzchowinowych poziomach. Pokrywy odpowiadające tym warunkom znajdujemy w pasie wyżyn południowopolskich. Na Wyżynie Lubelskiej np. występują one dość często na wapiennych skałach górnokredowych lub piaszczysto-piaskowcowych osadach mioceńskich. Wyodrębnienie ich nie nastrocza wówczas poważniejszych trudności.

Interpretacja takich cienkich, „wierzchowinowych” pokryw eolicznych nie zawsze jest jednoznaczna. Jeśli wyróżniają się one jednorodnym, pylastym uziarnieniem, można je traktować jako cienkie, zwietrzałe lessy. Utwory takiego typu, występujące na glinach morenowych we wschodniej części Wyżyny Małopolskiej, opisała C. Radłowska (1960), wykazując przy pomocy analiz petrograficznych, iż nie są to produkty wietrzenia *in situ*. Znacznie trudniejsza jest interpretacja pokryw pylasto-piaszczystych często występujących na wyżynach lessowych. W takim przypadku domieszkę pyłu można bowiem traktować jako efekt wietrzenia mrozowego, które rozwinęło się już po zakończeniu akumulacji utworu piaszczystego. Ten pierwotny utwór był zbyt gruboziarni-

sty, aby można było zaliczyć go do lessów. Można byłoby więc przyjąć, że są to piaski niveo-eoliczne, względnie utwór odpowiadający niemieckim „Flugsande”. Czy można traktować je generalnie jako odpowiednik genetyczny i chronologiczny lessów, jak to się zwykle przyjmuje w odniesieniu do utworów typu „Flugsande”? Ponieważ w pasie wyżyn południowopolskich pokrywy te wykazują z reguły ślady wietrzenia mroźowego (wzbogacenie w pył w górnych horyzontach), można je datować na okres pełni glacjału. Nie zostało jednak ustalone, czy powstawały one tak jak lessy w drodze stopniowego nawarstwiania osadu przynieszonego z zewnątrz, czy też reprezentują utrwaloną pokrywę miejscowych piasków lotnych. Niewielka miąższość oraz spągowe bruki deflacyjne pozwalają przyjmować tę drugą ewentualność. W przypadku jej udowodnienia moglibyśmy traktować te pokrywy jako osobliwe residua deflacyjne obszarów alimentacji pyłu lessowego.

Cienkie, pylasto-piaszczyste pokrywy eoliczne, czy niveo-eoliczne, występują także w pasie nizin środkowopolskich. Stwierdzano je jednak raczej w innych sytuacjach niż na wyżynach. Notowano je m. in. na zboczach dolin denudacyjnych i w obniżeniach, w pozycjach stratygraficznych odpowiadających późnemu glacjałowi (Manikowska 1966, Rotnicki 1966). Odpowiadają więc one raczej piaskom wydmowym.

**P i a s k i w y d m o w e.** W postaci wyraźnych form wydm śródlądowych znajdujemy je przede wszystkim w pasie nizin środkowopolskich i wyżyn południowopolskich. W Polsce północnej występują głównie na zewnątrz od linii zasięgu lądolodu stadiału pomorskiego. Wewnątrz tego zasięgu jest ich bardzo mało — w znaczniejszym skupieniu znajdują się tylko w okolicy Szczecina.

W 1958 r. opublikowane zostało, pod redakcją R. G a l o n a, zbiorowe opracowanie poświęcone wydmom śródlądowym w Polsce. Przyjęto w nim, że wydmy powstawały najprawdopodobniej od okresu pełni glacjału aż do starszych faz holocenu włącznie (G a l o n 1958, M a j d a n o w s k i 1958). Wysunięte zostały także następujące, ważne tezy: 1) główny etap wydmotwórczy występował najwcześniej na południu kraju i stopniowo przesunął się ku północy, 2) wydmy najstarsze kształtowały charakterystyczne dla pełni glacjału wiatry wschodnie, a młodsze — późnoglacialne i staroholocenijskie — wiatry zachodnie (Majdanowski 1958).

W wyniku nowszych badań szczegółowych wykazano, że wydmy powstawały głównie w fazach chłodniejszych późnego glacjału — zarówno na zewnątrz jak i wewnątrz zasięgu lądolodu bałtyckiego. W szczególności ustalono, że w okolicy Łodzi główna faza wydmotwórcza przypadała na starszy dryas i charakteryzowała się przewagą wiatrów NW i W. W drugiej zaś fazie znacznego ożywienia działalności wydmotwórczej, która

nastąpiła na tym obszarze w młodszym dryasie, przeważały wiatry W i SW (D y l i k o w a 1964a, W a s y l i k o w a 1964). Wydmy pradoliny Noteci natomiast datowano na młodszy dryas i fazę preborealną, a te z okolic Szczecina częściowo nawet na fazę borealną (Kozarski i Tobolski 1963, Stankowski 1963). W ten sposób potwierdzona została teza, że z południa na północ — a więc zgodnie z kierunkiem wycofywania się lądolodu — następowało przesuwanie się w czasie głównych faz wydymotwórczych.



*fol. H. Maruszczak*

Fot. 5. Piaski wydymowe „wkraczające” na brzeg płata lessowego w okolicy Puław-Włostowic, przy północnej krawędzi Wyżyny Lubelskiej

Дюнные пески „надвигающиеся” на край lessового покрова в окрестностях Пулавы-Влостовице, у северного края Люблинской Возвышенности

Dune sands encroaching upon rim of loess cover near Puławy-Włostowice at northern margin of Lublin Upland

Nie wzbogacił się, niestety, stan naszej wiedzy o wydmach z okresu pełni glacjału. Tezę o występowaniu takich form podtrzymywano w okresie powojennym w nielicznych opracowaniach, względnie tylko w lakonicznych informacjach (P e r n a r o w s k i 1958, S a w i c k i 1958, R ó ż y c k i 1961). Wydaje się więc, że te starsze wydmy występują u nas

rzadko. Można to tłumaczyć dwojako: 1) rola działalności wydmywającej w najstarszych fazach była ograniczona, 2) wydmy stare zostały przemodelowane w fazach młodszych. Argumentów przemawiających za przyjęciem raczej tej pierwszej ewentualności dostarcza analiza stosunku wydmy do utworów lessowych. Należy podkreślić, że nie znane są u nas wydmy pokryte lessem, takie jakie obserwuje się dość często, np. w basenie środkowego Dunaju. Znane są natomiast fakty wkraczania piasków wydmywanych na lessy (fot. 5), przy czym miejscami stwierdza się nawet oznaki występowania przerwy pomiędzy sedymentacją obu tych utworów (Jahn 1956a, Maruszczak 1958). Wynikałoby z tego, że główna faza wydmywająca w Polsce południowej przypadała na okres, gdy akumulacja pyłu lessowego była już zakończona, ewentualnie odbywała się w bardzo ograniczonych rozmiarach. W niektórych profilach późnoglacialnych piasków eolicznych notowane były bowiem cienkie wkładki pylaste (Mycielska-Dowgiałło 1965).

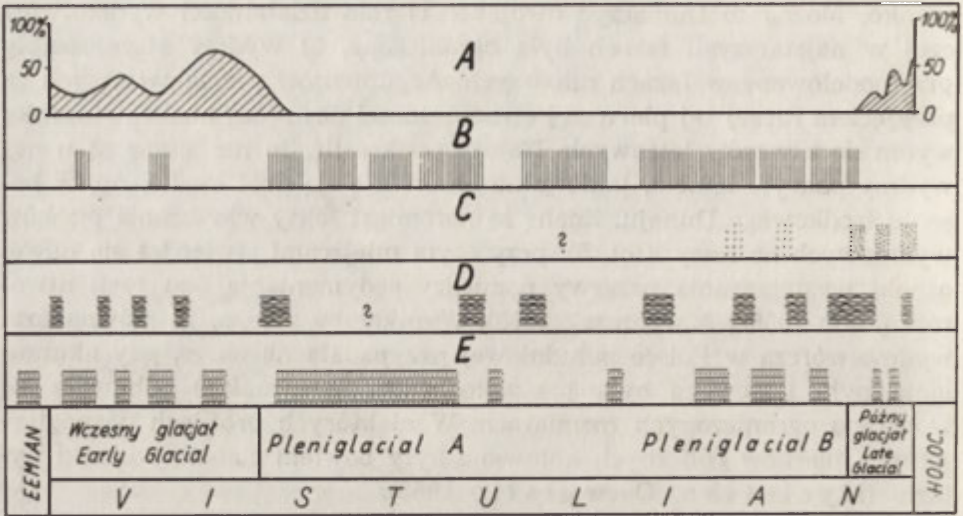
#### PRAWIDŁOWOŚCI ROZWOJU ZJAWISK PERYGLACJALNYCH W CZASIE

Wyniki badań omawianych utworów pozwalają więc określić niektóre prawidłowości rozwoju zjawisk w strefie peryglacjalnej. Zagadnieniem tym zajmował się od dawna J. Dylik. W najnowszej, opublikowanej zwięzłej syntezie autor ten określił „...dla ostatniego piętra zimnego (*Würm*) następujący przebieg zmian klimatycznych: faza wstępująca, chłodna i wilgotna, reprezentowana przez osady kongeliflukcyjne i wodne; faza pełni, mroźna i sucha, kontynentalna, zaznaczająca się w osadach stokowych rytmicznie warstwowanych i w gładkich rzeźbionych przez wiatr oraz w najbardziej dla tej fazy charakterystycznych strukturach wieloboków szczelin mrozowych i w strukturach iniekcyjnych; faza zstępująca, chłodna i wilgotna, z typowymi osadami kongeliflukcyjnymi i spłukiwania wraz z osadami rzecznyymi” (Dylik 1966, s. 147).

Można jeszcze zwrócić uwagę na inne aspekty zróżnicowania zjawisk w czasie, a szczególnie na prawidłowości kształtowania się sedymentacji peryglacjalnej w cyklu glacialnym. Dla określenia tych prawidłowości posłużymy się schematami akumulacji stokowej, rzecznej i eolicznej (ryc. 1). Utwory wietrzeniowe zostały tutaj pominięte, gdyż brak jest podstaw dla dokładniejszego rozdzielenia i określenia pozycji stratygraficznej nawarstwiających się efektów poszczególnych faz wietrzenia. Schematy te dają następującą periodyzację sedymentacji w cyklu glacialnym:

1) *Wczesny glacjał* — główną rolę odgrywa akumulacja rzeczna, mniejszą stokowa.





Ryc. 1. Schematyczne diagramy rozwoju akumulacji utworów stokowych, rzecznych oraz eolicznych na obszarze Polski środkowej i południowej w okresie ostatniego zlodowacenia. Opracował H. Maruszczak, 1967

A — przybliżone wskaźniki zadrzewienia wg A. Środonia (1964), B — akumulacja eoliczna pyłu lessowego, C — akumulacja piasków wydmych, D — akumulacja utworów stokowych, E — akumulacja utworów rzecznych

Схематические диаграммы развития аккумуляции склоновых, речных и эоловых образований на территории средней и южной Польши в период последнего оледенения. Разработал Г. Марущак, 1967

A — приближенные показатели залесения по А. Сьродонью (1964), B — эоловая аккумуляция lessовой пыли, C — аккумуляция дюнных песков, D — аккумуляция склоновых образований, E — аккумуляция речных образований

Diagrams of evolution of accumulation of slope, fluvial and eolian deposits in Middle and South Poland dated from the last glaciation. Prepared by H. Maruszczak, 1967

A — approximate indices of tree growth after H. Środoń (1964), B — eolian accumulation of loess dust, C — accumulation of dune sands, D — accumulation of slope deposits, E — accumulation of fluvial deposits

2) Pleniglacjał A — dominacja akumulacji rzecznej i postępujący rozwój akumulacji lessu.

3) Interpleniglacjał (Paudorf sensu lato) — silne ograniczenie akumulacji rzecznej i stokowej warunkuje względny wzrost roli akumulacji lessu.

4) Pleniglacjał B — dominacja akumulacji lessu, ograniczona akumulacja rzeczna i stokowa.

5) Późny glacjał — przewaga akumulacji stokowej i znaczny udział akumulacji piasku wydmych.

Schemat ten jest reprezentatywny przede wszystkim dla południowej części ziem polskich — z wyłączeniem obszarów górskich — która znajdowała się w zasięgu strefy sedymentacji lessowej. Dla tych obszarów można jeszcze przedstawić następujący, bardzo uproszczony schemat tendencji rozwojowej akumulacji w okresie ostatniego zlodowacenia:

Utwory rzeczne → Utwory eoliczne lessowe → Utwory stokowe

Przewaga akumulacji rzecznej w długotrwałym etapie początkowym była związana z silną denudacją stoków w warunkach wilgotnego i coraz chłodniejszego klimatu oraz postępującej degradacji szaty roślinnej. Przewaga eolicznej akumulacji lessowej w etapie środkowym związana była z kontynentalizacją chłodnego klimatu. Przewaga akumulacji stokowej w krótkotrwałym etapie końcowym — z dużą częstotliwością zmian klimatu i szaty roślinnej, charakteryzujących się na przemian cechami typu peryglacjalnego i umiarkowanego (borealnego).

Ogólne prawidłowości przejawiały się oczywiście bardzo różnie, w zależności od budowy geologicznej stosunków hydrologicznych i ukształtowania terenu. Dlatego też najczęściej mamy do czynienia z mozaiką różnych, regionalnych i lokalnych odmian tych prawidłowości.

#### STREFOWOŚĆ ZJAWISK PERYGLACJALNYCH

Zagadnieniem strefowości zjawisk peryglacjalnych w Polsce zajmował się A. Jahn (1951, 1956a, b). Opracował on schematyczny diagram podziału naszego obszaru na strefy morfogenetyczne w okresie ostatniego glacjału. Na diagramie tym obszar peryglacjalny został podzielony na strefę arktyczną oraz subarktyczną z dwoma podstrefami zgodnie z ujęciem A. A. Grigoriewa (1946). W tym samym okresie J. Dylik (1956) przedstawił syntezujące ujęcie, ilustrowane mapą, strefowego zróżnicowania rzeźby Polski w zależności od budowy podłoża oraz stopnia przeobrażenia rzeźby w środowisku peryglacjalnym. W ujęciu tym określone zostały także zjawiska typowe dla strefy gruzowej i tundrowej oraz ich następstwo czasowe, wyrażające się nawarstwieniem obu grup zjawisk w Polsce środkowej.

Wyniki badań ostatnich lat raczej nie dają pewnych podstaw do twierdzenia, że w okresie ostatniego zlodowacenia rozwijały się w Polsce zjawiska typowe dla arktycznej pustyni gruzowej. Jako wskaźniki najbardziej surowego klimatu maksymalnej fazy glacjału wymienia się — dla nizin środkowopolskich, które znajdowały się na bezpośrednim przedpolu lądolodu — wielkie poligony szczelinowe. Mniej więcej równoległe z nimi rozwijały się lakkolity lodowe typu pingo i wieńce kamieniste

oraz rozwijała się soliflukcja i słuukiwanie. Jest więc to zespół zjawisk, które są typowe raczej dla przyarktycznej podstrefy Subarktyki (Grigoriev 1956). Pokrywy głazowo-żwirowe, występujące pospolicie w Polsce środkowej, reprezentują przede wszystkim typ bruków deflacyjno-denudacyjnych (Dylik 1964). Częściowo tylko wykazują one cechy typowe dla, pospolitych w pustyniach arktycznych, rumowisk segregacji mrozowej wypierającej gruby materiał ku powierzchni (Dylikowa 1964b). Segregacja taka może się odbywać lokalnie na znaczną nawet skalę także w przyarktycznej podstrefie tundrowej.

Zjawiska typowe dla przyarktycznej podstrefy rozwinięte są na większą skalę tylko w pasie nizin środkowopolskich. Na wyżynach południowopolskich dominują zjawiska typowe dla przyborealnej podstrefy Subarktyki (słabiej rozwinięte formy szczelinowo-mrozowe tworzące głównie tylko małe poligony, zaburzenia kongelistatyczne, soliflukcja, utwory pokrywowe tundry plamistej). O słuszności takiej interpretacji zdaje się również świadczyć fakt znacznie słabszego, niż w Polsce środkowej, rozprzestrzenienia eologliptolitów i bruków deflacyjnych.

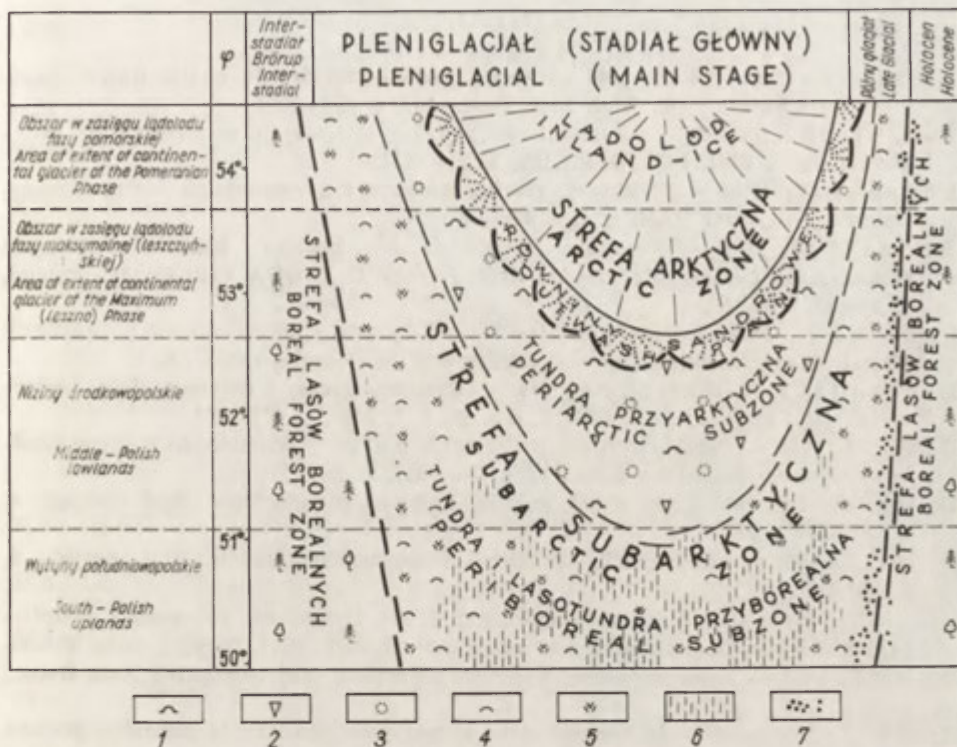
Można więc przypuszczać, że do dziedziny arktycznej w okresie ostatniego zlodowacenia w Polsce należał tylko obszar pokryty łądodem oraz bezpośrednio przylegający do niego pas akumulacji fluwioglacjalnej (równiny sandrowe). Sandry reprezentowały przy tym typ pustyni arktycznej prawdopodobnie przede wszystkim ze względu na intensywną akumulację świeżego materiału skalnego. Pozostałe obszary peryglacjalne znajdowały się w zasięgu strefy charakteryzującej się warunkami podobnymi do tych, które są typowe dla dzisiejszej Subarktyki. W szerokościach geograficznych, w których leży Polska, nawet w maksimum glacjału klimat nie był tak surowy, aby mógł rozwinąć się na większą skalę zespół zjawisk typowych dla pustyni arktycznej.

W okresie pełni glacjału na obszarze ziem polskich występowały więc następujące strefy morfofenetyczne (ryc. 2):

1) Strefa arktyczna z dwiema podstrefami: a) glacialną, b) wzmoczonej akumulacji fluwioglacjalnej (równin sandrowych).

2) Strefa subarktyczna także z dwiema podstrefami: a) tundry przyarktycznej, b) tundry i lasotundry przyborealnej.

Zasięg tych stref ulegał zmianom w miarę rozwoju cyklu glacialnego (peryglacialnego). Dlatego też w poszczególnych regionach Polski mamy do czynienia z różnymi kombinacjami nakładających się w czasie efektów rozwoju zjawisk typowych dla różnych stref. W sposób schematyczny ilustruje to załączony diagram. Wynika z niego, że jedynie w pasie wyżyn południowopolskich możemy mieć do czynienia z zespołem zjawisk peryglacialnych mieszczących się w granicach jednej podstrefy (tundra przyborealna).



Ryc. 2. Schematyczny diagram układu stref morfogenetycznych na obszarze Polski w okresie pełni i schyłku ostatniego zlodowacenia. Opracował H. Maruszczak, 1965. Zasada konstrukcji diagramu podobna jak w opracowaniu A. Jähna (1951, 1956a, b) Objasnienia znaków symbolizujących występowanie niektórych charakterystycznych zjawisk peryglacialnych: 1 — lakkolity lodowe (pingos), 2 — lód szczelinowy wielkich form poligonalnych, 3 — wieńce kamieniste, 4 — mikropagóreczkowate formy tundrowe (thufurs), 5 — formy tundry plamistej, 6 — pokrywy eolicznych utworów lessowych, 7 — formy wydmowe głównych faz akumulacji piasków eolicznych

Схематическая диаграмма распределения морфологических зон на территории Польши в период максимума гляциала и позднеледниковья во время последнего оледенения. Разработал Г. Марущак, 1965. Принцип конструкции диаграммы полож на примененный в работе А. Яна (1951, 1956a, b)

Объяснения условных обозначений для некоторых характерных перигляциальных явлений: 1 — ледяные лакколиты (pingos), 2 — трещинный лед крупных полигональных форм, 3 — каменные кольца, 4 — мелкобугристые тундровые формы рельефа (thufurs), 5 — формы пятнистой тундры, 6 — покрова эоловых. lessовых образований, 7 — дюнные формы главных фаз аккумуляции эоловых песков

Diagram of pattern of morphogenetic zones in Poland during the maximum and the decline of the last glaciation. Prepared by H. Maruszczak, 1965. The principle of construction of this diagram is similar to that devised by A. Jahn (1951, 1956a, b)

Explanation of symbols for some of the characteristic periglacial phenomena indicated: 1 — ice laccolite (pingos), 2 — fissure ice of large polygonal forms, 3 — stone rings, 4 — micro-hill tundra forms (thufurs), 5 — spotted tundra forms, 6 — covers of eolian loess deposits, 7 — dune forms of principal phases of eolian sand accumulation

## LITERATURA

- Balińska - Wuttke K., 1965 — Stratygrafia czwartorzędu okolic Rawy Mazowieckiej i Skierniewic, *Biul. Inst. Geol.*, 187, s. 293—327.
- Baraniecki L., 1965 — Zagadnienie pokrywy gliniastych w środowisku peryglacjalnym..., *Biul. Inst. Geol.*, 187, s. 349—414.
- Bogacki M., 1958 — Struktury glacictektoniczne i peryglacjalne okolic Łomży, *Dokum. geogr., IG PAN*, z. 4, s. 43—54.
- Bogacki M., 1961 — Sierzupty. Periglacial modifications... Kumielsk. Marginal forms of the Leszno stage, *Guide-Book Excurs. D. INQUA VIth Congr., Poland*, s. 41—42 i 44—46.
- Churska Z., 1966 — Późnoglacjalne formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci—Warty i doliny Drwęcy, *Studia Soc. Torun.*, sec. C, 6, 1.
- Dobrzański B., Malicki A., 1949 — Rzekome loessy i rzekome gleby loessowe okolic Leżajska, *Ann. UMCS*, sec. B, 3, Lublin, s. 415—426.
- Dylik J., 1952 — Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce, *Biul. Inst. Geol.*, 67, s. 231—332.
- Dylik J., 1956 — Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire, *Biul. perygl.* 4, s. 193—238.
- Dylik J., 1960 — Rhythmically stratified slope waste deposits, *Biul. perygl.*, 8, s. 31—41.
- Dylik J., 1961 — Analyse sedimentologique des formations de versant remplissant les dépressions fermées aux environs de Łódź, *Biul. perygl.*, 10, s. 57—74.
- Dylik J., 1963 — Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocenijskiej, *Acta Geogr. Lodz.*, 17.
- Dylik J., 1964 — Sur le changements climatiques pendant la dernière période froide, *Report VIth Int. Congr. Quat.*, 4, Łódź, s. 55—66.
- Dylik J., 1966a — Znaczenie peryglacjalnych elementów w stratygrafii plejstocenu, *Czas. geogr.*, 37, s. 131—151.
- Dylik J., 1966b — Traces fossiles de l'évolution descendante des polygones des fentes de gel, *Tijdschr. van Het KNAG*, 83, 3, s. 227—237.
- Dylikowa A., 1964a — Les dunes de la Pologne Centrale et leur importance pour la stratigraphie du Pléistocène tardif, *Report VIth Int. Congr. Quat.*, 4, Łódź, s. 67—80.
- Dylikowa A., 1964b — Etat des recherches périglaciaires en Pologne, *Biul. perygl.*, 14, s. 41—60.
- Galon R., 1958 — Z problematyki wydmy śródlądowych w Polsce, *Wydmy śródlądowe w Polsce*, Warszawa, s. 13—31.
- Galon R., 1961a — Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) ice marginal streamway, *Prace geogr., IG PAN*, 29.
- Galon R., 1961b — General Quaternary problems of North Poland, *Guide-Book Excurs. INQUA VIth Congr., Poland*, part 1, s. 9—53.
- Goździk J. S., 1964 — L'étude de la répartition topographique des structures périglaciaires, *Biul. perygl.*, 14, s. 217—249.
- Grigoriev A. A., 1946 i 1956 — *Subarktika* (I wyd. 1946, II wyd. 1956), Moskwa.
- Gwóźdź R., Racinowski R., 1968 — Analiza porównawcza minerałów ciężkich z drobnodziarnistych utworów czwartorzędowych i górnokredowych Wyżyny Lubelskiej, *Kwart. geol.*, 12, s. 388—402.
- Jahn A., 1950 — Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej, *Acta Geol. Polon.*, 1, s. 257—310.

- Jahn A., 1951 — Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenijskiej strefy peryglacialnej, *Acta Geol. Polon.*, 2, s. 159—290.
- Jahn A., 1956a — Wyżyna Lubelska, *Prace geogr.*, IG PAN, 7.
- Jahn A., 1956b — Some periglacial problems in Poland, *Biul. perygl.*, 4, s. 169—183.
- Jersak J., 1965 — Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa, *Acta Geogr. Lodz.*, 20.
- Klajnert Z., 1961 — Topola. Klemencice and Parkoszowice, *Guide-Book Excurs. INQUA VIth Congr.*, Poland, part 2, 2, s. 95—99.
- Klatkowska H., 1965 — Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi, *Acta Geogr. Lodz.*, 19.
- Klęczkowski A., 1964 — Budowa geologiczna i wody gruntowe wysokiego tarasu Wisły na wschód od Krakowa, *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34, s. 191—224.
- Kozarski S., 1958 — Warstwowane osady stokowe w okolicy Chodzieży, *Biul. perygl.*, 6, s. 137—144.
- Kozarski S., Tobolski K., 1963 — Wiek gleby kopalnej w wydmach w pradolinie Noteci koło Czarnkowa, *Bad. fizjogr. nad Polską zach.*, 11, Poznań, s. 213—229.
- Krzemiński T., 1965 — Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską, *Acta Geogr.*, Lodz., 21.
- Majdanowski S., 1958 — Zagadnienia klimatyczne okresów wydmowych... *Wydmy śródlądowe Polski*, Warszawa, s. 33—51.
- Malicki A., 1950 — Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polsce, *Ann. UMCS, sec. B*, 4, Lublin, s. 195—228.
- Malicki A., 1961a — The loess of the Lublin Upland, *Guide-Book Excurs. E, INQUA VIth Congr.*, Poland, s. 14—26.
- Malicki A., 1961b — The loess of the Miechów Upland, *Guide-Book Excurs. INQUA VIth Congr.*, Poland, part 3, s. 58—67.
- Malinowski J., 1964 — Budowa geologiczna i własności geotechniczne lessów Roztocza..., *Prace Inst. Geol.*, 41.
- Malinowski J., Mojski J. E., 1960 — Przekrój lessu w Sąsiadce koło Szczepieszyna na Roztoczu, *Biul. Inst. Geol.*, 150, s. 217—244.
- Manikowska B., 1966 — Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi, *Acta Geogr.*, Lodz., 22.
- Maruszczak H., 1958 — Wydmy Wyżyny Lubelskiej i obszarów sąsiednich, *Wydmy śródlądowe Polski*, cz. 2, Warszawa, s. 61—79.
- Maruszczak H., 1960a — Peryglacialne utwory pokrywowe na obszarze Wzgórz Szeskich, *Biul. perygl.*, 8, s. 19—33.
- Maruszczak H., 1960b — Utwory pokrywowe plejstocenijskiej tundry plamistej na obszarze Polski północnej i środkowej, *Ann. UMCS, sec. B*, 14, Lublin, s. 315—350.
- Maruszczak H., 1961a — Le relief des terrains de loess sur le Plateau de Lublin, *Ann. UMCS, sec. B*, 15, Lublin, s. 93—122.
- Maruszczak H., 1961b — Lublin—Rury Jezuickie: Terrace and slope loesses, *Guide-Book Excurs. E, INQUA VIth Congr.*, Poland, s. 31—33.
- Maruszczak H., 1963 — Wind direction during the sedimentation period of the upper loess in the Vistula Basin, *Bull. Acad. Pol. Sc., sc. géol. géogr.*, 11, 1, s. 23—28.
- Maruszczak H., 1964a — Conditions d'accumulation du loess dans la partie orientale de l'Europe Centrale, *Geogr. Polon.*, 2, s. 39—47.

- Maruszczak H., 1964b — Problème de l'action éolienne dans la zone périglaciaire pleistocène à la lumière des indices granulométriques. *Biul. perygl.*, 14, s. 257—273.
- Mieczyski T., 1932 — Gleby województwa lubelskiego. *Monografia statyst.-gosp. woj. lubelsk.*, 1, Lublin, s. 39—89.
- Mojski J. E., 1957 — Struktury krioturbacyjne i utwory pokrywowe w okolicy Piasków Luterskich, *Biul. Inst. Geol.*, 118, s. 419—487.
- Mojski J. E., 1958 — Struktury krioturbacyjne na tarasach Wisły w okolicy Włocławka. *Biul. perygl.*, 6, s. 145—152.
- Mojski J. E., 1961 — Stratigraphy of cryoturbate structures in the Würm — age deposits in the southern part of the Dorohucz Basin. *Biul. perygl.*, 10, s. 235—256.
- Mojski J. E., 1964 — Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu, *Kwart. geol.*, 8, s. 326—341.
- Mojski J. E., 1965 — Stratygrafia lessów w dorzeczu dolnej Huczwy na Wyżynie Lubelskiej, *Biul. Inst. Geol.*, 187, s. 145—216.
- Mojski J. E., Rühle E., 1965 — Atlas geol. Polski. Zagadnienia stratygr.-fac., z. 12 — Czwartorzęd.
- Mycielska-Dowgiało E., 1965 — Mutual relation between loess and dune akumulacja in Southern Poland. *Geogr. Polon.*, 6, s. 105—115.
- Olchownik-Kolasińska J., 1962 — Genetyczne typy struktur czynnej strefy zmarzliny, *Acta Geogr. Lodz.*, 10.
- Pernarowski L., 1958 — Z badań nad wydymami Dolnego Śląska. *Wydmy śródlądowe Polski*, Warszawa, s. 171—199.
- Pierzchałko Ł., 1964 — Periglacial phenomena in Northern Poland. *Biul. perygl.*, 4, s. 415—427.
- Pożaryski W., 1953 — Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe, *Prace Inst. Geol.*, 9.
- Pożaryski W., 1955 — Osady rzeczne w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. *Prace Inst. Geol.*
- Radłowska C., 1960 — W sprawie lessu na międzyrzeczu Kamiennej i Krępianki, *Przegl. geogr.*, 32, s. 303—320.
- Roszkówna L., 1961 — Outwash at Przezmark, Eemian fauna in secondary bed, *Guide-Book Excurs. INQUA Vith Congr., Poland*, part 1, s. 93—94.
- Rotnicki K., 1966 — Rzeźba Wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas Würmu, *Prace Kom. geogr.-geol., Pozn. Tow. Nauk.*, 5, 2, s. 1—260.
- Rotnicki K., Tobolski K., 1965 — Pseudomorfozy wieloboków z lodem szczylinowym i stanowisko tundry w peryglacjalnym basenie sedymentacyjnym..., *Bad. fizjogr. nad Polską zach.*, 15, Poznań, s. 93—146.
- Różycki S. Z., 1961 — The Quaternary in the Warsaw Basin, *Guide-Book Excurs. vicinity Warsaw, INQUA Vith Congr., Poland*, s. 7—17.
- Różycki S. Z., 1962 — Middle Poland — general presentation, *Guide-Book Excurs. INQUA Vith Congr., Poland*, part 2, 1, s. 5—116.
- Różycki S. Z., 1965 — Traits principaux de la stratigraphie et de la paléomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire, *Report Vith Intern., Congr. Quat.*, 1, Łódź, s. 123—142.
- Sawicki L., 1958 — Zagadnienie wieku wydym, *Wydmy śródlądowe Polski*, Warszawa, s. 53—72.
- Siuta J., Motowicka T., 1965 — Geneza poziomych smug wytrąceń żelazistych w glebach piaskowych, *Pamiętnik Puławski*, 18, Puławy, s. 111—128.
- Stankowski W., 1963 — Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podsta-

- wie wybranych obszarów, Prace Kom. geogr.-geol. Pozn. Tow. Nauk., 4, 1, Poznań, s. 3—147.
- Starkel L., 1960 — Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie, Prace geogr., IG PAN, 22.
- Starkel L., 1964 — Chronology of denudation processes in the last glacial period in the flysch Carpathians, Geogr. Polon., 2, s. 61—67.
- Szczepankiewicz S., 1959 — Dolina Odry między Wrocławiem i Brzegiem Dolnym, Czas. geogr., 30, s. 263—286.
- Srodoń A., 1964 — Roślinność, klimat i stratygrafia młodszego plejstocenu Polski, Wszechświat, z. 10, s. 209—213.
- Srodoń A., 1965 — O florach kopalnych w terasach dolin karpackich, Folia Quaternaria, 21, Kraków.
- Swierczyński K., 1964 — Morfologia rynny mrawgowskiej i obszarów przyległych, Warszawa (m-pis pracy doktorskiej).
- Wasylikowa K., 1964 — Roślinność i klimat późnego glaciału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. Biul. perygl., 13, s. 261—417.
- Wojtanowicz J., Zinkiewicz A., 1966 — Występowanie zapylenia eolicznego i opadu pyłu w Polsce, Folia Soc. Sc. Lubl., sec. D, 5—6, Lublin, s. 39—44.
- Wolaniecki J., 1958 — Kilka uwag o genezie gleb bielcowych powstałych z utworów pyłowych łomżyńskich, Przegl. geogr., 30, s. 285—296.

*Генрик Маруцак*

## ХОД ЯВЛЕНИЙ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЕ В ПЕРИОД ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ПОЛЬШЕ

### Резюме

Анализ хода явлений в перигляциальной зоне проводился на основе результатов, полученных во время исследований склоновых, речных и эоловых образований. В этом анализе не учитываются горные области южных окраин страны, так как там наблюдается характерная для них дифференциация и поясность явлений.

Образования являющиеся продуктами выветривания. Выделяются здесь главным образом покровы морозной дезинтеграции (фот. 1). В зоне южнопольских возвышенностей в покровах, которые образовались на монолитных породах, наблюдаются фестоны щебня, а также слабо развитые формы, имеющие вид морозных трещин (А. Jahn 1951, Е. Mojski 1957). Находятся в них также формы рельефа в виде карманов, генезис которых следует связывать с формацией пятнистой тундры, получившей развитие в период полного развития ледникового периода (Н. Maruszczak 1956b). В зоне среднепольских низменностей наблюдаются повсеместно покровы на рыхлых образованиях, отличающиеся от своего основания сильным повышением доли пылевой фракции (J. Dylik 1952). С нижними горизонтами таких покровов увязываются иногда слопления гравия и валунов. J. Dylik (1952) признает в них реликты сегрегационных, морозных форм типа каменных колец, характерных для арктических пустынь. Замриание этих структур в верхних горизонтах покровов он объяснял эффектом изменений, которые наступили уже после образования колец, под дерном тундровой растительности и более мягких климатических условиях. В северной Польше, в пределах распространения последнего ледникового покрова, являющихся продуктами выветри-



вания получили слабое развитие. Но часто увязываются с ними хорошо сохранившиеся карманоподобные формы типа пяснистой тундры (фот. 1), которые образовались на этой территории в период позднего ледникового периода (H. Maruszczak 1960a, b).

Склоновые образования являются лучше всех развитыми и наиболее распространенными в зоне среднепольских низменностей. В этой области, в самых древних генерациях тех образований, которые следует отнести к раннему ледниковому периоду, наблюдаются следы криолакколитов (пинго) и термокарстовых явлений (J. Dylik 1964, 1966a, b). В генерациях полного развития ледникового периода тоже наблюдаются следы криолакколитов. Но на первый план выдвигаются крупные, грещинные полигоны, характерные для суровых климатических условий (J. Dylik 1963, 1966b, Goździk 1964, Rotnicki 1966). Позднегляциальные генерации представлены главным образом песчаными образованиями смыва с ритмической слоистостью. Наблюдаются в них следы морозных структур типа связанных инволюции (J. Dylik 1956, 1960, H. Klatkova 1965, Rotnicki 1966). В зоне южнопольских возвышенностей, в отдельных генерациях, наблюдаются следы морозных явлений, сходных с описанными на территории средней Польши (A. Jahn 1951, E. Mojski 1961). Но в генерациях полного развития ледникового периода трещинные формы играют меньшую роль и скорее не наблюдаются в сети крупных полигонов. Но в самых молодых генерациях конечных фаз полного развития ледникового периода типичные криотурбации отсутствуют (рис. 6). В северной Польше склоновые образования имеют слабое развитие и неширокое распространение. Они образовались главным образом в период позднего ледникового периода. В них находятся следы связанных инволюции, формирующихся в деятельном слое вечной мерзлоты (Z. Churska 1965). Анализ криотурбационных следов в склоновых образованиях показывает, что в период последнего ледникового периода вечная мерзлота существовала скорее непрерывно со времени ее образования. Общая ее деградация началась в южной Польше до аллереда. Но в средней Польше только лишь в аллередский период или на переломе ледникового и неследникового периода, (J. Dylik 1963, Rotnicki 1966).

Речные образования. На основе исследований в зоне южнопольских возвышенностей A. Jahn (1956a, b) выдвинул тезис, что речная аккумуляция осуществлялась главным образом в период полного развития ледникового периода. На переломе эмского межледниковья и полного гляциала, а также полного гляциала и постгляциального времени, преобладала эрозия. В свете результатов более новых исследований, главным образом на территории среднепольских низменностей (Szczepankiewicz 1959, S. Z. Różycki 1962, Krzemiński 1965, Rotnicki 1966) появляется потребность пересмотра этой схемы. Картину развития флювиальных процессов в гляциальном цикле можно в настоящее время представить следующим образом:

1. В первой части этого цикла преобладала аккумуляция аллювиев развивающаяся с перерывами, во время которых наблюдались кратковременные эрозионные фазы. В связи с этим в долинах наступала аградация, максимум которой приходилось по всей вероятности на перелом плингляциального времени А и В.

2. Но в другой части преобладала пожалуй эрозия. Реки расчленили в то время отложения наибольшей мощности, отлагая — в переходных фазах увеличения аккумулятивных процессов — более молодые, меньшей мощности толщи аллювиев, слагающих постепенно все более низкие террасы.

Эоловые образования. В них мы находим много ценных фактов для целей палеогеографической реконструкции. Анализ гравия и валунов со следами шлифующей деятельностью ветра (зоологиптолитов) показал, что максимум коразпной,

эоловой деятельности приходился на фазу наибольшего распространения ледникового покрова. Это объясняется тем, что эологлиптолиты являются наиболее распространенными в зоне среднепольских низменностей. Меньшее значение они имеют в зоне южнопольских возвышенностей, а наименьшее в северной Польше, в пределах распространения ледникового покрова (J. Dylik 1952, 1956). Эоловые, лесовые образования тоже образовались главным образом в период полного развития ледникового периода. Они наблюдаются в виде ясно выделяющихся покровов только в южной Польше. Они являются продуктом прежде всего местного происхождения и были аккумулярованы главным образом приземными ветрами, а это обозначает, что перенос пыли осуществлялся на небольшое расстояние (Malicki 1950, A. Jahn 1956). Распределение этих образований показывает, что в период их образования преобладали ветры восточного направления (A. Jahn 1956). Отношение лесса к формам рельефа показывает, что средняя скорость этих ветров — формирующихся под воздействием антициклона связанного с ледниковым покровом — была по всей вероятности близка современной. Анализ песчаных прослоек в лессовых профилях дал основание выдвинуть тезис, по которому в конечных фазах аккумуляции лесса преобладающими стали западные ветры (H. Maruszczak 1963, 1964a). Но дюнные пески получили датировку различных фаз ледникового периода и постгляциального времени (R. Galon 1958, S. Majdanowski 1958). Новейшие исследования показали, что существующие в современное время дюнные формы рельефа образовались главным образом в период холодных фаз позднего ледникового периода, в условиях несомненного преобладания западных ветров (A. Dylikowa 1964). Главный дюнообразующий этап наблюдался в период различных фаз — в более ранние фазы на юге страны и постепенно, чем ближе к северу, тем в более поздних фазах (S. Majdanowski 1958, W. Stankowski 1963). Дюнообразующая деятельность в период полного развития ледникового периода по всей вероятности не проявлялась в более крупном масштабе. Доказательством этого может быть между прочим отсутствие таких дюн с лессовым покровом, какие довольно повсеместно наблюдаются, например, в Венгрии. Но известны дюны „наступающие” на лесс (фот. 4). Из этого могло бы следовать, что этапы „дюнообразующей” деятельности ветра были разделены во времени от „лессообразующих” этапов (A. Jahn 1956, H. Maruszczak 1958). В период образования дюн только по местам обнаруживаются доводы ограниченной аккумуляции пыли (E. Mucielska-Dowgiało 1965).

Закономерности развития явлений во времени. Представленные результаты исследований главных образований, позволяют установить закономерности развития явлений в перигляциальной зоне. Этой проблемой занимался издавна J. Dylik. В новейшей, опубликованной сводке этот автор пришел к заключению, что: „...для последнего холодного времени (вюрм) ход климатических изменений следующий: восходящая фаза, холодная и влажная, которую представляют конгелифлюкционные отложения и осадки отложившиеся в водоемах: фаза полного развития, морозная и сухая, континентальная, проявляющаяся в склоновых отложениях с ритмичной слоистостью и в валунах с эоловой шлифовкой, а также в наиболее характерных для этой фазы структурах трещинных многоугольников и в иньекционных структурах; нисходящая фаза, холодная и влажная, с типичными конгелифлюкционными осадками и продуктами смыва вместе с речными отложениями” (J. Dylik 1966a, с. 147)<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> По J. Dylik восходящая фаза обнимает период от межстадияла брёруп включительно, а нисходящая фаза берет начало со времени отступления ледникового покрова с линии наибольшего распространения ледникового покрова на территории Польши.

Можно еще обратить внимание на закономерности формирования перигляциальных седиментации в период последнего ледникового периода. Чтобы определить эти закономерности используем схему представляющую развитие склоновой, речной и золовой аккумуляции (рис. 1). Образования являющиеся продуктами выветривания здесь пропущены. Ибо нет основания чтобы выполнить более обстоятельное подразделение наслаивающихся эффектов отдельных фаз выветривания. Эти схемы дают нам следующую периодизацию седиментации в гляциальном цикле:

1. Ранний ледниковый период — главная роль у речной аккумуляции, меньшая у склоновой.

2. Пленигляциальное время А — преобладание речной аккумуляции и прогрессирующее развитие аккумуляции лесса.

3. Интерпленигляциальное время (Паудорф *sensu lato*) — сильное ограничение речной и склоновой аккумуляции обуславливает относительное увеличение аккумулятивной роли лесса.

4. Пленигляциальное время В — преобладание лессовой аккумуляции, ограниченная речная и склоновая аккумуляция.

5. Поздний ледниковый период — преобладание склоновой аккумуляции и значительное участие аккумуляции дюнного песка.

Эта схема является репрезентативной главным образом для южной части страны — (с исключением горных областей) которая оставалась в пределах лессовой седиментации. Для этих территории можно еще представить следующую очень упрощенную схему тенденции развития аккумуляции в период последнего оледенения:

Речные образования → Золовые образования → Склоновые образования

Преобладание речной аккумуляции в продолжительном, первоначальном этапе, было связано с сильной денудацией склонов. Она развивалась в условиях влажного и все более холодного климата, а также продвигающейся вперед деградации растительного покрова. Преобладание золовой лессовой аккумуляции в среднем этапе было связано с континентализацией холодного климата. Преобладание склоновой аккумуляции в непродолжительном, конечном этапе было связано с большой повторяемостью изменений географических условий, которые характеризуются граничными показателями для перигляциального и умеренного (бореального) морфогенеза.

Эти закономерности общего характера проявлялись, конечно, очень разнообразным образом, в зависимости от геологического строения, гидрологических условий и рельефа местности. Этим объясняется, что чаще всего мы имеем дело с мозаикой различных региональных и локальных видоизменений этих закономерностей.

Зональность явлений. Проблемой зональности перигляциальных явлений занимался в Польше А. Jahn (1951, 1956а, б). Он разработал схематическую диаграмму подразделения нашей территории на морфогенетические зоны в период последнего оледенения. На этой диаграмме перигляциальная область подразделяется на арктическую зону и субарктическую с двумя подзонами согласно А. А. Григорьеву (1946, 1956). В то же время J. Dylik (1956) представил в обобщающем подходе (с приложенной картой) зональное разграничение рельефа Польши в зависимости от строения основания а также от степени преобразования рельефа в перигляциальной среде. В этом подходе определяются также типичные явления для зоны арктической пустыни, а также последовательность этих зон во времени, прерывающаяся наслаиванием обеих групп явлений в средней Польше.

Результаты исследований за последние годы не дают основания утверждать, что в период последнего оледенения в Польше развивались типичные для арктической, щебневой пустыни явления. Как показатель самого сурового климата приводятся — для среднепольских низменностей, которые располагались непосредственно на предполье ледника — крупные, трещинные полигоны. Приблизительно параллельно им развивались ледяные лакколиты типа пинго, каменные кольца, солифлюкционные процессы и процессы смыва (J. Dylik 1964, 1966a). Таким образом мы имеем дело с комплексом явлений, которые более типичны приарктической подзоне Субарктики (А. А. Григорьев 1956). Валунно-гравиевые покрыва, наблюдающиеся в средней Польше, представляют собой прежде всего тип дефляционно-денудационной мостовой (J. Dylik 1964). Только частично обнаруживаются в них признаки морозной сегрегации вытесняющей грубой материал в направлении земной поверхности (A. Dylikowa 1964b). Такая сегрегация может также иметь местный характер довольно крупного масштаба на территории приарктической подзоны тундры.

Явления типичные для приарктической подзоны наблюдаются в более широком масштабе только в зоне среднепольских низменностей. На южнопольских возвышенностях преобладают явления типичные для прибореальной подзоны Субарктики (более слабо развитые морозные трещинные формы образующие главным образом малые полигоны, конгелестатические нарушения, солифлюкция и покровные образования пятнистой тундры). О правильности такой интерпретации может свидетельствовать факт, более слабого, чем в средней Польше распространения эологлиптолитов и дефляционной мостовой.

Таким образом можно сделать предположение, что арктической области, в период последнего оледенения в Польше, принадлежала только та территория, которую занимал ледниковый покров, а также прилегающая к нему непосредственно зона флювиогляциальной аккумуляции (зандровые равнины). Зандры при этом представляли собой тип арктической пустыни, главным образом вероятно потому, что там осуществлялась интенсивная аккумуляция свежего материала. Остальные перигляциальные области находились в пределах зоны, на территории которой господствовали условия сходные с типичными для современной Субарктики. В географических широтах, в которых расположена Польша, даже в период полного развития ледникового периода, климат не был таким суровым, чтобы мог обусловить развитие в более крупном масштабе комплексы явлений типичных для арктических пустынь.

В период максимума оледенения, на территории Польши наблюдались, таким образом, следующие морфогенетические зоны (рис. 2):

1. Арктическая зона с двумя подзонами:
  - а. гляциальной,
  - б. усиленной флювиогляциальной аккумуляции (зандровых равнин).
2. Субарктическая зона тоже с двумя подзонами:
  - а. приарктической тундры,
  - б. тундры и прибореальной лесотундры.

Пределы распространения этих зон изменялись по мере развития гляциального цикла (перигляциального). Этим объясняется, почему в отдельных районах Польши мы имеем дело с различными сочетаниями накладывающихся во времени эффектов развития типичных явлений для разных зон. Схематическим образом это иллюстрирует приложенная диаграмма (рис. 2). Из ней вытекает, что только в зоне южнопольских возвышенностей наблюдается комплекс перигляциальных явлений, развивающихся в пределах одной подзоны (прибореальная тундра).

*Henryk Maruszczak*

THE COURSE OF PHENOMENA IN THE PERIGLACIAL ZONE DURING  
THE LAST GLACIATION

S u m m a r y

This analysis of the course of phenomena in the periglacial zone has been made on the basis of examinations of products of weathering and of slope, fluvial and eolian deposits. The mountain areas of Poland's southern periphery were omitted in this research, in due consideration of the wide variety and the stage-like arrangement of the phenomena characterizing these mountain areas.

Products of weathering. Particularly distinguished among them are covers of frost disintegration (Photo 1). The zone of the South Polish uplands shows in these covers, which mantle bedrock faces, debris-Pestoons and poorly developed forms of frost fissures (Jahn 1951, Mojski 1957). Also met with are here pocket-like forms whose origin is associated with the formation of a spotted tundra from the pleniglacial period (Maruszczak 1960b). In the belt of Middle Poland's lowlands of common occurrence are, overlying loose sediments, covers which differ from their base by a markedly increased share of silty fractions (Dylik 1952). With the lower layers of such covers is often linked an accumulation of gravels and boulders. J. Dylik (1952) identified them as relicts of structures of a frost segregation of the type of stone rings characteristic of arctic deserts. The disappearance of these structures in the upper cover layers he interprets as being the effect of changes which took place, after these structures had been formed, underneath the turf of a tundra vegetation grown under milder climatic conditions. Within North Poland's range of the last inland ice products of weathering have developed less intensely. Even so, they often appear in connection with well preserved pocket-like forms of a spotted tundra (Photo 1) which developed in this area during the late glacial (Maruszczak 1960a, b).

Slope deposits are best developed and most common in the belt of Middle Poland's lowland. In the oldest generations of these deposits correlated with the early glacial period, traces of crio-laccoliths (pingo) and features of thermokarsting have been discovered (Dylik 1964, 1966a, b). In the generations dating back from the pleniglacial, traces of crio-laccoliths also occur. However, first place take here systems of large fissure polygons typical of severe climatic conditions (Dylik 1963, 1966b, Goździk 1964, Rotnicki 1966). The late-glacial generations are mainly represented by sandy, rhythmically stratified slope-wash deposits; they contain traces of frost structures of the type of interlinked involutions (Dylik 1956, 1960, Klátkowa 1965, Rotnicki 1966). In the belt of South Poland's uplands are noted in the particular generations traces of frost phenomena resembling those described from the area of Middle Poland (Jahn 1951, Mojski 1961). All the same, in generations corresponding to the pleniglacial such fissure forms are playing a minor role and do not occur in the shape of large polygons, whereas in the youngest generations derived from the decline of the late glacial no typical crio-turbational forms occur any more. In North Poland slope deposits are poorly developed and of minor extent; they must have developed during the late glacial. At times they contain traces of interlinked involutions formed in the layer of active permafrost (Churska 1965). The analysis of crioturbation traces formed

in the slope deposits indicates that during the last glacial period permafrost persisted continuously from the time it started. Its general degradation began in South Poland prior to the Allerød, while in Middle Poland this did not take place until the Allerød or until the change from the Glacial to the Postglacial (Dylik 1963, Rotnicki 1966).

**Fluvial deposits.** On the basis of examinations made in the belt of South Poland's uplands A. Jahn (1956a, b) advanced the theory that fluvial accumulation was mostly contemporaneous with the pleniglacial. Erosion predominated at the transition from the Eemian interglacial which preceded this period, and the transition to the postglacial. In the light of recent research made mainly in Middle Poland's Lowland (Szczepankiewicz 1959, Różycki 1962, Krzemieński 1965, Rotnicki 1966), there arises the necessity of revising this concept, so that at present the picture of the evolution of fluvial processes in the glacial cycle can be presented as follows:

1) In the first part of this cycle alluvial accumulation predominated, interrupted by rather shortlived phases of erosion. In the valleys this led to an aggradation of which the maximum intensity occurred probably at the break from pleniglacial A to B.

2) In the second part it was rather erosion that prevailed. At that time the rivers dissected deposits of maximum infilling, depositing — during the phases when temporarily accumulation increased — younger and thinner series of alluvia, thus forming increasingly lower fluvial terraces.

**Eolian deposits.** They contain much evidence valuable for reconstructing paleogeographical conditions. The analysis of gravels and boulders which have been sculptured by wind action (called eologlyptoliths) disclosed that the maximum activity of eolian corrasion took place during the phase of the maximum extent of the inland ice — as can be concluded from the fact, that the eologlyptoliths occur in greatest quantity in the belt of the Middle Polish lowlands. They play a lesser role in the zone of the South Polish uplands, and they are least important in North Poland, within the range of the inland ice (Dylik 1952, 1956). Eolian loess deposits were also developed mainly during the pleniglacial. Only in South Poland they appear as the distinctly individualized covers, being products of predominantly local origin and having been accumulated mainly by low, near-surface winds; this means that this material has been wind-borne for short distances only (Malicki 1950, Jahn 1956). The distribution of these loess covers indicates that during their deposition eastern winds prevailed (Jahn 1956). From how the loess is deposited with regard to the land relief one may conclude that the mean velocity of the winds — resulting from basic highs caused by the effect of the nearby inland ice — was probably much the same as it is today. From the analysis of sand intercalations in the loess profiles the theory was put forward that during the final period of loess accumulation western winds predominated (Maruszczak 1963, 1964a). On the other hand, the dune sands were dated from various glacial and postglacial phases (Galon 1958, Majdanowski 1958). Most recent examinations revealed that the dune forms seen today developed mostly during the cool phases of the late glacial under conditions where western winds distinctly prevailed (Dylikowa 1964a). All the same, the main dune-forming period occurred at different phases: earliest in South Poland and later successively more northwards (Majdanowski 1958, Stankowski 1963). The pleniglacial witnessed probably no large-scale dune formation, as indicated by the absence of dunes with loess covers of the kind which are met with fairly commonly, for exam-

ple, in Hungary. On the other hand well known are dunes „encroaching” into loesses (Photo 5) and this would indicate, that there must have been a time interval between periods of the „dune-forming” activity of winds and periods of „loess-forming” winds (Jahn 1956, Maruszczak 1958). At the time when dunes developed, evidence of a limited wind-blown dust accumulation has been observed only sporadically (Mycielska-Dowgiallo 1965).

Chronological regularities in the evolution of phenomena. The results of examinations of the principal sediments discussed above throw light on regularities in the evolution of the phenomena which occurred in the periglacial zone. For a long time these problems have been the object of studies made by J. Dylík. In his recently published comprehensive synthesis this author defined „...for the last cold stage (Würm) the following sequence of climatic changes: an waxing phase, cool and humid, represented by congelifluptions and aqueous deposits; a maximum phase, cold and dry, continental, featured by rhythmically stratified slope deposits and by wind-worn stones and — most characteristic of this phase — by polygonal structures of frost fissures and by injection structures; a waning phase, cool and humid, with typical congelifluction and slopewash deposits combined with fluvial deposits” (Dylík 1966a, p. 147) <sup>1</sup>.

Also worthy of attention are regularities observed in the evolution of the periglacial sedimentation at the time of the last glaciation. For defining these regularities use shall be made of the diagrams showing the evolution of accumulation of slope material and of fluvial and eolian deposits (Fig. 1). Products of weathering have here been left out of consideration because we lack basic evidence for an accurate division of the effects of the gradual superposition of successive phases of weathering. The diagrams prepared present the sequence how sedimentation in the glacial cycle proceeded:

- 1) the Early Glacial: — fluvial accumulation played the primary, slope accumulation a lesser part;
- 2) the Pleniglacial A: — predominance of fluvial accumulation and progressive evolution of loess accumulation;
- 3) the Interpleniglacial (the Paudorf sensu lato): — a marked decrease in fluvial and slope accumulation resulting in a relatively increased importance of loess accumulation;
- 4) the Pleniglacial B: — loess accumulation predominates, with fluvial and slope accumulation declining;
- 5) the Late Glacial: — predominance of slope deposits accumulation, and vigorous participation of dune sand accumulation.

This pattern presents conditions particularly involved in that southern part of Poland — excepting the mountain regions — which was within the range of loess sedimentation. For these areas there might additionally be given the following much abbreviated scheme showing the evolutionary tendencies of accumulation during the last glaciation:

fluvial deposits → eolian deposits → slope deposits.

---

<sup>1</sup> In J. Dylík's notion the waxing phase embraces the period up to and including the Brorup interstage, while the waning phase starts with the regression of the inland ice from the line of its maximum extent in Poland's territory.

The predominance of fluvial accumulation in the long duration of the early period must be ascribed to powerful slope denudation which proceeded under conditions of a humid and increasingly cooler climate, and of a progressing degradation of the vegetation cover. The eolian loess accumulation dominating the middle period was associated with an increasingly cooler climate of continental character. The predominance of slope accumulation occurring in the short-lived late period was brought about by the high frequency of changes in geographical conditions characterized by indices peculiar to the boundary between a periglacial and a temperate (Boreal) morphogeny.

Obviously these regularities, pictured here in rough outlines, appear in extremely dissimilar shapes depending on geological structure, hydrological conditions and land relief. And this is the reason why in most cases one encounters mosaics of contrasting regional and local variants of these regularities.

**Zonality of phenomena.** The zonality of the periglacial phenomena in Poland is a subject closely investigated by A. Jahn (1951, 1956a, b). He set up a diagram showing how he divides Poland's area during the last glacial period into morphogenetic zones. In this diagram he subdivides, consistent with A. A. Grigoriew's (1946, 1956) suggestion, the periglacial into an arctic and a subarctic zone, with two subzones. It was at the same time that J. Dylik (1956) put forward his synthetic concept illustrated by a map, in which he distinguished in Poland's land relief individual zones which are contingent on the structure of the substratum and the degree to which the relief had been modified in the periglacial environment. In this concept he also defined features typical of a debris desert zone and a tundra zone, and the chronological sequence of these features as expressed by the successive superposition of both groups of features observed in Middle Poland.

The results of research of recent years fail to justify the assumption that in Poland during the last glaciation features might have developed typical of an arctic debris desert. As indices of the most severe climate are pointed out — for the Middle Polish lowlands lying in the immediate forefield of the inland ice — large fissure polygons. More or less parallel with these there developed ice laccoliths of pingo type, stone rings, solifluxion and slope-wash (Dylik 1964, 1966a, b). Thus they all constitute a group of features typical rather of a peri-arctic subzone of the Subarctic (Grigoriew 1956). The boulder-gravel covers occurring in Middle Poland represent primarily a type of deflation or denudation stone-pavements (Dylik 1964). Only in part do they show features — as are commonly seen in arctic deserts — of debris masses of a frost segregation by which the coarse material is raised towards the surface (Dylikowa 1964b). A segregation of this sort may also have taken place on a large scale locally in the peri-arctic tundra subzone.

In Poland, larger-scale phenomena typical of the peri-arctic subzone have developed only in the belt of the Middle Polish lowlands. The South Polish uplands show a predominance of features typical of the peri-boreal subzone of the Subarctic which consist of rather feebly developed frost fissures forming mainly smaller polygons, congelistic deformations, solifluxion and cover deposits of a spotted tundra. Evidence of the correctness of this interpretation seems also to be that here have been spread, much less distinctly than in Middle Poland, eolgyptololiths and deflation pavements.

Thus it may be concluded that, while the last glaciation lasted in Poland, one can consider an arctic domain only the part really covered by the inland ice, as well as the belt of fluvioglacial accumulation, i.e. the outwash plains directly



adjoining this part. Here the outwash plain had the character of an arctic desert, probably mainly owing to the forcefully proceeding accumulation of fresh debris. The remaining periglacial areas were within the range of a zone showing features similar to those typical of today's Subarctic. In the geographical latitudes in which Poland is situated the climate, even during the maximum stage of glaciation, was not severe enough to countenance on a larger scale the evolution of any group of phenomena peculiar to arctic deserts.

Hence the pleniglacial period witnessed in the territory of Poland the occurrence of the following morphogenetic zones (Fig. 2):

1) an Arctic zone with two subzones: a) a glacial subzone, and b) a subzone of intensified fluvioglacial accumulation (outwash plains);

2) a Subarctic zone, also divided into: a) a peri-arctic tundra, b) a peri-boreal tundra and forest-tundra.

The extent of every zone was subject to changes consistent with the evolution of the glacial (periglacial) cycle. This is why we note in the different regions of Poland dissimilar combinations of effects, superimposed in time, of the evolution of features typical of the different zones; in an abbreviated manner this has been shown in the annexed diagram (Fig. 2). From this diagram it can be seen that it is only in the belt of the South Polish uplands that one can expect to encounter an assemblage of periglacial phenomena that would be contained in the limits of a single subzone (that of a peri-boreal tundra).

RAJMUND GALON

## PRZEBIEG DEGLACJACJI NA OBSZARZE *PERIBALTICUM*

Przebieg degradacji lądolodu skandynawskiego, pomimo iż tworzył on jednolitą czasę lodową, odbywał się w poszczególnych zlodowoczących obszarach w sposób odmienny. Wynika to m. in. z rozmieszczenia i układu osadów marginalnych lądolodu, a zależało zapewne od zróżnicowania procesów dynamicznych w obrębie czaszy lodowej oraz odmiennych warunków klimatycznych i hipsometrycznych w jej otoczeniu. Specjalną rolę w rozwoju i zaniku lądolodu odgrywało zagłębienie bałtyckie. Powodowało ono koncentrowanie się strumieni lodowych przede wszystkim w kierunku południowym, a następnie zachodnim. W konsekwencji południowe kraje nadbałtyckie, w szczególności Polska i Niemiecka Republika Demokratyczna, leżały na głównej linii egzaracji i akumulacji lądolodu, działającego w postaci lobu Wisły i lobu Odry. Strefy marginalne są tu liczne i potężnie rozbudowane. Działalność wód roztopowych, dzięki bogactwu szczelin interlobalnych, była obfita, co doprowadziło do powstania wielu rozległych pól i dolin sandrowych uchodzących do pradolin, które są charakterystyczną cechą tego obszaru.

Bardziej ku zachodowi, na Półwyspie Jutlandzkim i wyspach duńskich, gdzie lądolód działał w postaci wielu wąskich i ruchliwych lobów, odbywały się liczne oscylacje o niewielkim zasięgu, niewątpliwie pod łagodzącym wpływem klimatu morskiego. Równocześnie nasunęły się znaczne jezory lodowcowe z obszaru Norwegii. W efekcie liczne ciągi morenowe, reprezentujące kolejne strefy marginalne zanikającego lądolodu, występują blisko siebie lub wprost nakładają się na siebie, a miejscami nawet ścinają się wzajemnie.

Przeciwnie na wschodzie, na terytorium ZSRR, gdzie masy lodowe przemieszczały się swobodnie od działu lodowego, nie natrafiając w zasadzie na znaczniejsze przeszkody terenowe, lądolód tworzył szerokie, lecz krótkie loby, które pozostawiły po sobie rozległe i wyraźne, lecz znacznie od siebie oddalone, zwłaszcza bardziej na północy, strefy mar-

ginalne, co świadczy o szybkiej deglacjacji. W warunkach klimatu kontynentalnego nastąpiła stagnacja rozległych płątów lodowych. Brak tu rozległych sandrów i pradolin, natomiast rozwinęły się wielkie zastoiska.

Zupełnie odmienny sposób powstawania stref marginalnych miał miejsce w Szwecji, Norwegii, gdzie łądolód topniał bądź w kontakcie z wielkimi zastoiskami lub jeziorem lodowym, bądź w obrębie gór lub wyżyn. Można więc w świetle powyższych uwag wyróżnić cztery obszary reprezentujące odmiennie wykształcone strefy marginalne, mianowicie najbardziej typowy obszar południowy (Polska, NRD), zwarty obszar zachodni (NRF, Dania), rozległy obszar wschodni (Republiki Bałtyckie i Republika Rosyjska, ZSRR) oraz obszar fenoskandzki (Norwegia, Szwecja, Finlandia).

Ilustracją powyższych uwag dotyczących zróżnicowania regionalnego stref marginalnych zanikającego łądolodu na rozpatrywanym terenie jest załączona mapa (ryc. 1), przedstawiająca szkicowy obraz przebiegu zasadniczych etapów deglacjacji w świetle ważniejszych stref czy ciągów moren czołowych względnie innych form marginalnych łądolodu. Mapa ta przedstawia równocześnie próbę korelacji form marginalnych zanikającego łądolodu na terenie Polski, opisanych w niniejszej publikacji przez L. Roszko (str. 65) z podobnymi formami jako synchronicznymi liniami etapów deglacjacji na sąsiednich obszarach *Peribalticum*. Uzupełnieniem powyższej mapy szkicowej jest tabela korelacyjna (tab. 1) podająca przebieg deglacjacji na omawianym obszarze nie tylko z punktu widzenia cech geomorfologicznych terenu, lecz także z uwzględnieniem kryteriów stratygraficzno-florystycznych.

Istnieje zasada, że tylko taka strefa marginalna łądolodu może być uważana za stadium deglacjacji, która jest udokumentowana na podstawie odpowiednich utworów interstadialnych. Załączona tabela korelacyjna musi uwzględnić podział najbardziej rozbudowany, jakim jest stratygrafia okresu deglacjacji w republikach bałtyckich oraz na Równinie Rosyjskiej, rozporządzająca największą ilością profilów interstadialnych. Dlatego też ten podział stratygraficzno-geomorfologiczny różni się od układu stratygraficznego ostatniego zlodowacenia przyjętego w niniejszej publikacji dla Polski przez J. E. Mojskiego.

W świetle powyższych uwag wyróżniono na rozpatrywanym obszarze pięć stadiów degradacji ostatniego zlodowacenia, mianowicie: 1) leszczyńskie (brandenburskie, bołogowskie), 2) poznańskie (frankfurckie, jedrowskie), 3) pomorskie (wiepsowskie), 4) łuzkie (Ługa) i 5) Salpausselka. Powyższe stadia są od siebie oddzielone utworami interstadialnymi, stwierdzonymi na obszarze ZSRR, a częściowo także NRD. Jednakże dyskusyjny jest interstadialny charakter utworów dzielących stadium

Próba korelacji ważniejszych etapów deglacjacji w Polsce i innych krajach *Peribalticum* w okresie schyłkowym ostatniego zlodowacenia (z wykorzystaniem prac N. S. Czebotařewej, G. de Geera, J. F. Gellerta, W. P. Griczuka, K. Grippa, V. Gudelisa, H. Kliewego, J. Kondrackiego, V. Madsena, K. Milthera, C. Pachuckiego, L. Roszko i in). Por. mapę na s. 204.

Попытка корреляции этапов дегляциации на территории Польши и в других странах *Peribalticum* в период склона последнего оледенения (при использовании работ Н. С. Чеботаревой, Г. де Геера, И. Ф. Геллерта, В. П. Гричука, К. Криппа, В. Гуделиса, Г. Клевзго, Е. Кондрацкого, В. Мадсена, К. Мильтера, Ц. Пахучкого, Л. Рошкунны и др.). Сравнить карту на стр. 204.

Attempt of correlating deglaciation phases in Poland and other *Peribalticum* countries during the decline period of the last glaciation (making use of papers prepared by N. S. Czebotařewa, G. de Geer, J. F. Gellert, W. P. Griczuk, K. Gripp, V. Gudelis, H. Kliewe, J. Kondracki, V. Madsen, K. Milthers, C. Pachucki, L. Roszko, and other authors). See Map on p. 204.

Wiek bezwzględny	Podział okresu deglacjacji	Szwecja Dania	Niemiecka Republika Federalna NRF (Szlewiz-Holsztyn)	Niemiecka Republika Demokratyczna NRD	Polska	Bałtyckie Republiki ZSRR	Rosyjska Republika ZSRR
12 300	IV stadium (najstarszy dryas)	morena południowoszwedzka (PdSzw)			(10)	oscylacja północno-estońska (PnEst)	oscylacja newska
		morena göteborska (Göt) Moreny na wyspie Bornholm		osady marginalne na dnie pd. Bałtyku	(9) moreny czołowe na dnie pd. Bałtyku (Ławica Słupska itd.)	faza północno-lotewska (PnLot)	stadium Ługi (Ł)
		morena H	osady marginalne na dnie pd. Bałtyku	subfaza NE-rugijska (Nordost-Rügensche Staffel (NR))	(8) faza gardzieńska	faza północno-litewska (PnLit)	
13300±500 ( <sup>14</sup> C)	3 interstadial	—	—	—	—	interstadial rauniski (Raunis)	interstadial plusneński (Plusna)
14 000	III stadium	morena G	osady marginalne na dnie pd. Bałtyku	subfaza Velgast (Ve)	(7) moreny gryficko-koszalińskie	faza środkowo-litewska (SrLit)	faza kretecka (Kr)
		—	—	—	—	—	interfaza mścińska (Msta)
15 000	III stadium	subfaza lange-landzka (morena F)	moreny I (I — Moränen)	subfaza Rosenthal (Ro)	(6) subfaza kaszubsko-warمیńska	subfaza południowolitewska (PdLit)	stadium wiewpowskie (W)
		oscylacja belcka (morena E)		subfaza Gerswalde (Ge)	(5a) subfaza mielecińska	stadium	
		stadium wschodnio-jutlandzkie (morena D)		stadium pomorskie (Pm)	(5) stadium pomorskie główne (skrajne) moreny (Pm)	pomorskie	
16 260±640 ( <sup>14</sup> C)	2 interstadial	—	—	interstadial Blankenburg	interstadial mazurski (?)	interstadial ulski (Uła)	interstadial somiński (Somino)
17 500	II stadium	stadium zachodnio-jutlandzkie (morena C)	moreny M (M-Moränen)	moreny czołowe na zapleczu głównych (skrajnych) moren czołowych	(4) subfaza krajeńska	stadium frankfurckie (poznańskie)	stadium jedrowskie (Je)
					(3) subfaza kujawska		
				faza frankfurcka (Fr)	(2) stadium (faza) poznańskie — główne (skrajne) moreny (Pz)		
18 200	1 interstadial	—	—	—	—	interstadial Antaviliai	interstadial berezajski (Berezajka)
21 000	I stadium	osady marginalne starsze od moreny C (?)	moreny A (A-Moränen)	ciągi morenowe (subfazy) na zapleczu stadium brandenburskie (Br)	(1) stadium leszczyńskie	stadium brandenburskie	stadium bologowskie (B) (Bologoje)

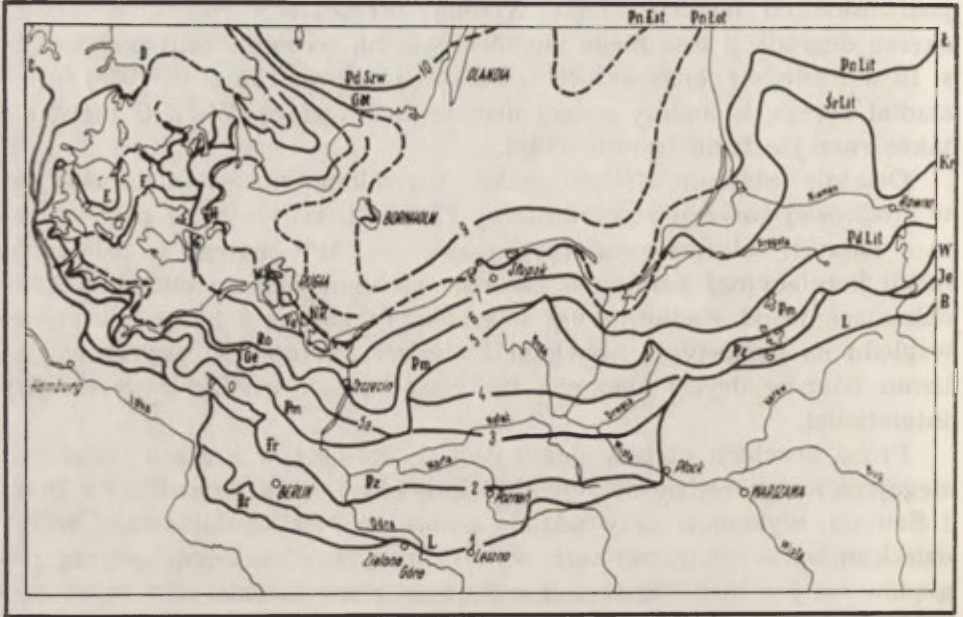
poznane od leszczyńskiego. Według interpretacji paleoklimatycznej okresu degradacji ostatniego zlodowacenia na terenie ZSRR podanej na s. 18 w *Poslednij j ewropiejskij lednikowyj pokrow* (Moskwa 1965) interstadium berezajski należy raczej uważać za interfazę. W NRD mówi się także raczej o fazie frankfurckiej.

Ostatnie stadium, Salpausselkä, utrwalone morenami czołowymi w środkowej Szwecji i południowej Finlandii, znajduje się poza obszarem naszych zainteresowań (por. mapę, rys. 1) i dlatego w załączonej tabeli korelacyjnej pominięto zarówno stadium Salpausselkä jak i oddzielające je od stadium Ługi interstadiumy bölling i alleröd, które ze względu na dzielący je niewielki i niezbyt intensywny nawrót glacializmu (starszy dryas) stanowią faktycznie jeden wielki, dwuczęściowy interstadium.

Próba korelacji etapów deglacji w Polsce i w krajach sąsiednich sięgająca na wschodzie do Równiny Rosyjskiej, a na zachodzie do Danii i Szwecji, wykonana przy udziale autora, została opublikowana w radzieckim tomie niniejszej serii wydawniczej, zawierającym syntezę poglądów na przebieg deglacji ostatniego zlodowacenia oraz w obszernym artykule J. F. G e l l e r t a (1966). Załączona do niniejszego artykułu tabela przynosi pewne zmiany korelacyjne w obrębie stadium pomorskiego i stadium Ługi. Odmiennie niż dotychczas połączono moreny subfazy gardzieńskiej z jednej strony z morenami północno-litewskimi, a z drugiej strony z moreną północno-wschodnio-rugijską, a moreny gryficko-koszalińskie z fazą środkowolitewską na wschodzie, a subfazami Franzburg i Velgast w NRD. Zmiany te wynikają m. in. ze stwierdzenia bezwzględnego wieku faz recesyjnych na terenie Republiki Litewskiej oraz rozważań geomorfologicznych (L. Roszko). W ten sposób znikła także dziwna luka pomiędzy Polską a Związkiem Radzieckim w tabeli korelacyjnej zamieszczonej w wielokrotnie wspomnianej publikacji radzieckiej. Należy sądzić, iż zestawienie faz i subfaz Polski i NRD po głównej fazie stadium pomorskiego obecnie bardziej odpowiada znanym nam faktom geologicznym i geomorfologicznym. Tym niemniej są tu potrzebne dalsze wspólne badania szczegółowe.

Odpowiednie zmiany korelacyjne nastąpiły także na szkicowej mapie zasięgów stadiów i faz degradacyjnych (ryc. 1). W ten sposób zlikwidowano niepowiązanie linii zasięgu fazy północno-litewskiej z innymi obszarami na mapce szkicowej (rys. 26) w syntetycznej publikacji radzieckiej.

Nadal występuje jako faza pośrednia linia przerywana na obszarze Bałtyku (pomiędzy liniami 8 i 9), nie reprezentująca ściśle określonego etapu deglacji w powyższym układzie a odpowiadająca prześledzonym przez H. K l i e w e g o (1963) formom deglacji na dnie obecnej Zatoki



Ryc. 1. Przebieg stadiów i faz recesyjnych w południowej części *Peribalticum* (według badań polskich, radzieckich, niemieckich, duńskich i szwedzkich — patrz literatura zestawiona przez R. Galon a)  
Objaśnienia znaków patrz tabela korelacyjna (tab. 1)

Ход стадиев и рецессионных фаз в южной части *Peribalticum* (по работам исследователей польских, советских, немецких, датских и шведских — смотри литературу, сопоставил Р. Галён)

Объяснения условных знаков смотри корреляционная таблица в польском тексте

Course of stages and phases of inland ice recession from southern part of *Peribalticum*, based on research by Polish, Soviet, German, Danish and Swedish scientists (see survey of literature listed by R. Galon)

For explanation of symbols see correlation table annexed to Polish text

Pomorskiej. Załączony do niniejszego artykułu szkic przebiegu faz recesyjnych ostatniego zlodowacenia dla obszaru *Peribalticum* (rys. 1) nie jest oczywiście pierwszym tego rodzaju, podobnie jak odpowiednie szkice we wspomnianej publikacji radzieckiej i cytowanym artykule J. F. Gellerta. Istnieje sporo rysunków ilustrujących poglądy tego autora i stan badań na zagadnienie etapów deglacjacji w czasie ostatniego zlodowacenia na obszarze południowo-bałtyckim. Wśród nich podstawowe znaczenie posiadają szkice G. de Geera i P. Woldstedta. W nowszych latach notujemy kilka dalszych prób syntetycznego przedstawienia recesji lądolodu na obszarze *Peribalticum*. Wśród nich na uwagę zasługuje szczegółowe opracowanie C. Pachuckiego (1961) dotyczące przebiegu moren czołowych ostatniego zlodowacenia na obszarze *Peri-*

*balticum*, oparte na istniejącej bogatej literaturze wszystkich krajów nadbałtyckich i dające w wielu miejscach obraz zbliżony do podanego w niniejszej pracy. Należy także wspomnieć o podobnych opracowaniach syntetycznych S. Majdanowskiego (1950) i E. Hult de Geer (1956). W. Niewiarowski (1965) dla dokładniejszego usytuowania obszarów kemowych nakreślił również na mapie występowania kemów na *Peribalticum* główne linie recesji lądolodu.

Zaprezentowany szkic (ryc. 1) przedstawia niewątpliwie najbardziej aktualny obraz rekonstrukcji recesji lądolodu w kataglacialnym okresie ostatniego zlodowacenia. Terytorium wyjściowym dla skonstruowania mapy zasięgów stadiów i faz deglacjacji był obszar ostatniego zlodowacenia w Polsce wg opracowania L. Roszko zamieszczonego w publikacji. Nawiązanie do obszarów sąsiednich nastąpiło na podstawie dostępnych publikacji i łaskawie użyczonych materiałów rękopiśmiennych oraz własnych obserwacji i doświadczeń. Mapa szkicowa ilustruje regionalne odmienności deglacjacji, o których była mowa w pierwszej części tych rozważań. Warto jeszcze zwrócić uwagę na regularny, wprost symetryczny zarys obszaru objętego stadium leszczyńskim i poznańskim doczepiony niejako do młodszych stadiów. Wolno wysnuć wniosek, iż w czasie starszych stadiów główny nurt mas lodowych kierował się głównie na południe, a dopiero począwszy od stadium pomorskiego przemieszczał się ku zachodowi, wysyłając w dawnym, południowym kierunku jedynie szereg mniejszych lobów (m. in. lob Wisły i lob Odry). Być może, iż przyczyną tej zmiany głównego kierunku ruchu lądolodu skandynawskiego były bliżej nie określone ruchy pionowe. Z powyższych rozważań można także wysnuć wnioski, iż owa zmiana kierunku nastąpiła po okresie interstadialnym poprzedzającym stadium pomorskie. W każdym razie otwierają się perspektywy dalszych, szczegółowych badań, dla których zawarte w niniejszej publikacji stwierdzenia i poglądy mogą być cennym drogowskazem.

#### LITERATURA

- Basalykas A. B., 1963 — O raznowidnostiach koniecznykh moren wstriezczajemykh na teritorii Litwy, Trudy Kom. po izucz. czetwier. perioda, XXI, Moskwa.
- Czebotariewa N., Galon R., Gellert J., Serebriannyj L., 1965 — Morfologia krajowych zon i ich korrelacja, Poslednij jewrop. ledn. pokrow. (Last European Glaciation). Moskwa.
- Galon R., 1957 — Zagadnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce, Kosmos B, z. 3, (11).
- Gellert J. F., 1966 — Morphologie der Eisrandzonen der letzten skandinavischen Vereisung in Mittel- und Osteuropa, Geogr. Berichte, 39, H. 2, Gotha—Leipzig.
- Gripp K., 1964 — Erdgeschichte von Schleswig—Holstain, Neumünster.

- Gripp K., 1967 — Der Abbau des würmzeitlichen Eises im Bereich des Kattegat, Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening. Bd 17 H. 1.
- Gudelis W. K., 1961 — Oczerk po geologii i paleogeografii czwartiecznego perioda (Antropogena) Litwy, Czwartorzęd Europy środkowej i wschodniej, cz. I. Prace Inst. Geol. t. XXXIV.
- Hansen S., 1965 — The Quaternary of Denmark. The Quaternary Vol. I New York — London — Sydney.
- Hult de Geer E., 1956 — Orographie et glaciation dans la vallee Baltique, Cahiers Geol. No. 35—36.
- Hult de Geer E., 1963 — G. de Geers part in exploring the history of the Baltic Sea, Baltica vol. 1, Vilnius.
- Kliewe H., 1963 — Über küstennahe Endmoränen des spätglazialen Oder-Gletscherstromes, Report of the VIth Intern. Congr. Quat. INQUA Warsaw 1961.
- Kondracki J., 1967 — Aktualny stan badań fizycznogeograficznych na Litwie, Przegl. geogr., t. XXXIX, z. 2.
- Majdanowski S., 1950 — Zagadnienie rynien jeziernych na Niżu Północnoeuropejskim. Bad. fizjogr. nad Polską zach. 2, z. 1. Poznań.
- Mojski J. E., Rühle E., 1965 — Atlas geologiczny Polski, Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 12 — Czwartorzęd. Inst. Geol.
- Niewiarowski W., 1965 — Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemowych na terenie *Peribalticum*, Zesz. nauk. UMK, Geogr. IV.
- Pachucki C., 1961 — Moreny czołowe ostatniego zlodowacenia na obszarze *Peribalticum*, Roczn. Pol. Tow. Geol., t. XXXI, 2—4, Kraków. Poslednij jewropejskij lednikowyj pokrow (Last European Glaciation). Pod redakcją I. P. Gierasimowa. Izdatielstwo Nauka. Moskwa 1965.
- Richter K., 1937 — Die Eiszeit in Norddeutschland, Berlin.
- Roszkówna L., 1956 — The stages and phases of the last glaciation in Poland (Map to the article "The problem of the last glaciation in Poland" by R. Galon), Przegl. geogr. t. XXVIII Suppl.
- Różycki S. Z., 1965 — Traits principaux de la stratigraphie et de paleomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire, Report of the VIth Intern. Congr. Quat. INQUA, Warszawa 1961. Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. Akademie — Verlag. Berlin 1965.
- Woldstedt P., 1950 — Norddeutschland und die anschliessende Gebiete im Eiszeitalter, Stuttgart.

Раймунд Галён

### ХОД ДЕГЛЯЦИАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ *PERIBALTICUM*

#### Резюме

Ход дегляциации скандинавского материкового ледника, помимо того, что он представлял собой единый ледниковый покров, пролегал в разных областях ледника различно. Следствием этого является между прочим распределение краевых ледниковых отложений и зависит, по всей вероятности, от различия динамических процессов протекающих в пределах ледникового покрова, а также различия климатических и гипсометрических условий окружающей среды. Особая роль в развитии и замирании ледника



принадлежит балтийскому понижению. Оно являлось причиной концентрации ледниковых потоков, главным образом, в южном направлении а затем в западном. В результате этого южные прибалтийские страны, в особенности Польша и Германия (ГДР) располагались на главной линии выпадения и аккумуляции ледника, который проявлял свою активность лопастью Вислы и лопастью Одры. Многочисленными являются здесь краевые зоны и у них грандиозное развитие. Деятельность талых вод, из за обилья межлопастных трещин, была интенсивной. Это обусловило образование больших зандровых полей и долин, которые находили устье в прадолины, которые были очень характерным ландшафтным элементом этой области.

Более к западу, на полуострове Ютландия и на датских островах, ледниковый покров разчленился на ряд узких и подвижных лопастей. На этой территории наблюдались многократные осцилляции с малой амплитудой подвижек, под сдвигающим влиянием морского климата. В то же время, с территории Норвегии надвинулись обширные, ледниковые языки. В результате многочисленные моренные ряды, представляющие собой последовательные краевые зоны отмирающего ледника, расположены близко одни других или же прямо накладываются друг на друга а иногда взаимно срезаются.

На востоке наоборот, на территории СССР, где массы льда перемещались свободно начиная с ледяного водораздела, ледник, не встречая в основном, на своем пути, более серьёзных препятствий в рельефе, имел вид широких но коротких лопастей, после которых остались следы в виде обширных и ясно выраженных, но довольно отдаленных друг от друга, главным образом на севере, краевых зон. Это является доказательством быстро пробегающего процесса дегляциации. В условиях континентального климата наступила здесь стагнация громадных ледяных масс. Обширные зандры и прадолины здесь отсутствуют, но большие площади занимали плотинные озера.

Совершенно иначе оформлялись краевые ледниковые зоны в Швеции и Норвегии, где ледниковый покров таял в контакте или с плотинными озерами крупных размеров или с Балтийским ледяным озером или в горных областях и на плоскогорьях. Таким образом можно, на основе выше высказанных соображений, выделить четыре области с различно оформленными краевыми зонами, а именно: наиболее типичная, южная область (Польша и ГДР), сомкнутая западная область (ГДР и Дания) обширная восточная область (балтийские республики и Русской равнины), а также область Фенноскандии (Норвегия, Швеция, Финляндия).

Иллюстрацией выше приведенных соображений относительно региональных различий на территории краевых зон отмирающего ледникового покрова в рассматриваемой области, является карта (рис. 1), приложенная к настоящей работе, на которой схематически представлена картина хода основных этапов дегляциации в свете более важных зон или рядов конечных морен или других краевых форм рельефа. Эта карта является также попыткой проведения корреляции краевых форм рельефа отмирающего ледникового покрова на территории Польши, описанных в настоящей публикации L. Roszko (стр. 65) со сходными формами рельефа, являющимися синхронными линиями этапов дегляциации в соседних областях *Peribalticum*. Дополнением к этой схематической карте является корреляционная таблица в польском тексте, представляющая ход дегляциации на рассматриваемой территории не только с точки зрения геоморфологических признаков территории, но и с учетом стратиграфично-флористических критериев.

Существует принцип, на основе которого только такую краевую зону ледникового покрова можно признать находящейся в стадии дегляциации, у которой существует документация обоснованная на соответственных интерстадиальных образованиях. Приложенная корреляционная таблица должна учесть наиболее расширенное подразделе-

ние, каким является стратиграфия периода дегляциации на территории Балтийских республик и на Русской равнине — на этих территориях больше всего интерстадиальных профилей. Этим объясняется, что настоящее стратиграфично-геоморфологическое подразделение отличается от стратиграфического подразделения последнего оледенения, которое приводит в настоящей публикации для Польши J. E. M o j s k i.

В свете выше приведенных соображений выделяется на рассматриваемой территории пять стадий деградации последнего оледенения. Они следующие: 1. лещинская (бранденбургская, бологовская), 2. познанская (франкфуртская, едровская), 3. померанская (вепсовская), 4. лужская (Луга) и 5. Сальпаусселькая. Приведенные стадии отделяются друг от друга интерстадиальными образованиями, обнаруженными на территории СССР и частично также в ГДР. Но все же остается дискуссионным характер интерстадиальных образований отделяющих познанскую стадию от лещинской. На основе палеоклиматической интерпретации деградационного периода последнего оледенения на территории СССР приведенной на ст. 18 в *Последний европейский ледниковый покров* (Москва 1965) березайский интерстадиал следует скорее считать интерфазой. В ГДР говорится тоже скорее о франкфуртской фазе. Последней стадией Сальпаусселька зафиксированной в средней Швеции и южной Финляндии моренными грядами мы не интересуемся (срав. карту рис. 1), этим объясняется, что в приложенной корреляционной таблицы пропущена как стадия Сальпаусселька так и разделяющие ее от стадии Луги интерстадиалы беллинг и аллеред фактически являющиеся одним, крупным двучленным интерстадиалом (эти два интерстадиала разделяет непродолжительный и не очень интенсивный надвиг гляциализма — старший дриас).

Попытка провести корреляцию этапов дегляциации в Польше и соседних странах, к востоку до Русской равнины, а на западе до Дании и Швеции, выполненная при сотрудничестве автора настоящей статьи, была опубликована в советском томе настоящей издательской серии под редакцией И. Р. Г е р а с и м о в а, в котором было помещено обобщение взглядов на ход дегляциации последнего оледенения. Подобное обобщение читатель найдет в статье J. F. G e l l e r t a (1966). В приложенной к настоящей статье корреляционной таблице помещаются некоторые корреляционные изменения в пределах померанской и лужской стадии. Иначе, чем до настоящего времени, сочетаются морены гарденской субфазы с одной стороны с моренами северолитовскими, а с другой стороны с северовостоочно-рюгенской мореной и грифицко-кошалинской мореной со среднелитовской фазой на востоке и субфазами Францбург и Фельгаст в ГДР. Эти изменения являются результатом м. прочим установления абсолютного возраста рецессионных фаз на территории Литовской республики а также геоморфологических соображений (L. R o s z k ó w n a). Таким образом исчез непонятный пробел в корреляционной таблице, несколько раз упоминавшейся в советской публикации, между Польшей и Советским Союзом. Можно судить, что сочетание фаз и субфаз Польши и ГДР, после главной фазы померанской стадии, лучше отвечает известным нам геологическим и геоморфологическим фактам. Тем не менее необходимо вести дальнейшие совместные детальные исследования.

Соответственные корреляционные изменения наблюдаются также на эскизной карте деградационных стадий и фаз (рис. 1). Таким образом ликвидировалось отсутствие связи линии ограничивающей предел распространения северолатвийской фазы с другими территориями на эскизной карте рис. 26 в обобщающей советской публикации. В дальнейшем наблюдается как промежуточная фаза пунктирная линия на территории Балтийского моря (между линиями 8 и 9), не представляющая строго определенного этапа дегляциации в выше указанном укладе, но отвечающая прослеженным Н. K l i e w e (1963) формам дегляциации на дне современного залива.

Представленный эскис (рис. 1) несомненно является наиболее актуальной картиной реконструкции отступления ледникового покрова в катагляциальный период последнего оледенения. Отправной территорией для составления карты с границами распространения стадий и фаз дегляциации являлась область последнего оледенения в Польше по работе L. Roszko находящейся в настоящей публикации. Увязка с соседними территориями могла быть выполненной на основе доступных публикации любезно, уделенных авторами их рукописных материалов и собственных наблюдений и собственного опыта. На эскизной карте представлены региональные различия дегляциации, о которой шла речь в первой части наших рассуждений. Стоит еще обратить внимание на правильное, почти симметричное, очертание территории, на которой была распространена лещинская и познанская стадия, являющейся какбы доцеplенной к более младшим стадиям. Можно сделать заключение, что во время более древних стадии главное течение ледяных масс направлялось на юг, и только начиная с померанской стадии оно стало перемещаться к западу выдвигаться в прежнем, южном направлении ряд небольших лопастей (между прочим лопасть Вислы и лопасть Одры). Возможно, что причиней этого изменения главного направления движения скандинавского, ледникового покрова являлись ближе неустановленные колебательные движения. На основе выше приведенных соображений можно сделать заключение, что это изменение направления совершилось позднее интерстадиального периода предшествующего померанской стадии. В итоге можно сказать, что открываются перспективы дальнейших, обстоятельных исследований которых находящиеся в настоящей публикации достижения и мнения могут являться ценными путевыми столбами.

*Rajmund Galon*

## THE COURSE OF DEGLACIATION IN THE PERIBALTICUM

### Summary

The Scandinavian inland ice, while constituting a homogeneous ice cap, underwent deglaciation differently in the individual glaciated areas. This can be seen from the distribution and the pattern of the marginal sediments of the inland ice, which was most probably caused by differences in dynamic processes within the ice cap and by differences in climatic and altitude conditions in the vicinity of the ice. A particular role in the development and the decay of the inland ice has been played by the Baltic Basin which led to the concentration of the advancing ice streams mainly in a southern and, afterwards, a western direction. The result was that the Southern Baltic countries, especially Poland and GDR (the German Democratic Republic) were situated in the principal path of exaration and accumulation by the inland ice which here attacked what was called the Vistula lobe and the Odra lobe. Here the marginal zones were numerous and hugely developed. Due to the abundance of interlobal crevasses the action of meltwater streams became extremely powerful, and this brought about the formation of a great number of widespread outwash plains and outwash valleys which ended in pradolinias — a feature characteristic of this area.

Farther west, on Jutland Peninsula and the Danish Islands where the inland ice operated in the from of a number of lively narrow lobes, frequent oscillations of minor extent were taking place, probably due to the moderating influence of the

maritime climate. At the same time large glacier tongues transgressed emanating from the area of Norway. As the result of all this we note a large number of morainic tracks as traces of successive marginal zones of the vanishing inland ice, which lie near each other or are mutually superimposed or, even, locally cross each other.

Conditions were the opposite in the east, in Soviet territory, where great ice masses freely advanced from the main ice block without encountering any conspicuous obstacles in the land relief. Here the inland ice formed wide but short lobes from which extensive and clearly traceable marginal zones were left behind, separated by greater intervals, especially farther north — proof how rapidly deglaciation proceeded. Under the conditions of a continental climate wide ice lobes stagnated here, so that in place of extensive outwashes or pradolinas, huge ice-dammed basins came into existence.

In an altogether different manner marginal zones developed in Sweden and Norway; here the ice sheet gradually melted either while in contact with large ice-dammed basins and the ice lake, or within mountain areas and uplands. In the light of the features pictured above four different areas may be distinguished where marginal zones developed: as the most typical, the southern area (Poland, GDR), the complex western area (GFR, Denmark), the widespread eastern area (the Baltic and the Soviet Republics), and the Fennoscandian area (Norway, Sweden, Finland).

The annexed map (Fig. 1) may serve as illustration of the above comment on the regional differences which occurred in the area under discussion as to the formation of marginal zones by the vanishing inland ice. This map shows roughly the course of the main successive stages of deglaciation, with the most important zones or tracks of terminal moraines and other marginal land forms of the inland ice as basis. At the same time this map constitutes an attempt of correlating for Poland's territory the marginal forms of the vanishing inland ice, described in this volume by L. Roszko (p. 65), with similar land forms representing successive lines of deglaciation processes which were synchronously taking place in adjoining areas of the *Peribalticum*. A supplement to the above map is represented by a correlative table (added to the Polish text) which deals with the course of deglaciation in the area discussed not only with regard to its geomorphological phenomena but also to observations of its stratigraphical and floral features.

The rule holds that only such marginal zones of the inland ice can be looked upon as stages of deglaciation which bear testimony in the form of correlated interstadial deposits. The correlation table attached to the present text had necessarily to take into consideration the most far-reaching subdivision of the deposits as is shown in the stratigraphy established in the Baltic Republics and in the Russian Lowland, because it contains the greatest number of interstadial profiles. This is also the reason why the stratigraphical-geomorphological division presented by the present author differs from the stratigraphical arrangement of the last glaciation adopted in the present publication by J. E. Mojski.

In the light of the above comment the author distinguishes in the area under discussion five successive stages of deglaciation: 1) the Leszno (Brandenburg) stage, 2) the Poznań (Frankfurt, Edrovo) stage, 3) the Pomeranian (Vepsovo) stage, 4) the Luga stage and 5) the Salpaussalkä stage. All the above stages are separated from each other by interstadial deposits which have been discovered in the Soviet area and, partly also, in the GDR. Even so, open to discussion is the interstadial character of the deposits which separate the Poznań from the Leszno stage. If we accept the paleoclimatic interpretation of the degradation period for the

last glaciation in Soviet territory as has been given on page 18 of *Poslednij Jevropejskij Lednikovyj Pokrov* (Moscow 1965), the Berezajski interstadial must rather be looked upon as an interphase; the GDR also rather pleads a Frankfurt phase.

The last-named stage of the above division, the Salpausselkä, perpetuated by terminal moraines found in Central Sweden and South Finland, is out of reach of the area of our reflections (comp. map Fig. 1); for this reason the attached correlation table disregards the Salpausselkä stage as well as the Bölling and Alleröd interstadials which separate this stage from the Luga stage; in reality, in view of the intermediate, rather short-lived and not very intensive recurrence of glaciation (the Older Dryas), the two interstadials mentioned constitute one extensive bipartite interstadial.

An attempt of mutually correlating the deglaciation phases as they proceeded in Poland and those of its neighbours, extending from the Russian Lowland in the east to Denmark and Sweden in the west, prepared with the author's cooperation, has been published in in the Soviet volume of the present series, with J. P. Gierasimow as editor; it contains a synthesis of the different opinions how the deglaciation of the last glaciation went forth, as well as the opinion expressed in a paper by J. E. Gellert (1966). The correlation table annexed to the present paper brings a number of changes within the Pomeranian and the Ługa stages. Differently than previously have been fit together: the moraines of the Gardno subphase with the North Lithuanian moraines on the one hand and the North-Eastern Rügen moraine on the other, and the Gryfice—Koszalin moraines with the Middle Lithuanian phase in the east and the Franzburg and Velgast subphases in the GDR. These changes were introduced, among other reasons, upon the determination of the absolute age of the recessive phases in Lithuanian territory and, besides, upon geomorphological reflections (L. Roszko). These changes also eliminated the some differences in the correlation table between the territories of Poland and the Soviet Union published in the above mentioned Soviet publication. It may be asserted that this changed grouping of phases and subphases in Poland and GDR, subsequent to the main phase of the Pomeranian stage, is now in closer conformity with geological and geomorphological facts known so far. Even so, in this matter a further detailed cooperative research is indispensable.

Appropriate changes in correlation have also been made in the map sketching the ranges of stages and the phases of deglaciation (Fig. 1). Thus has been eliminated a break appearing on the map (Fig. 26) of the synthetic Soviet publication, and now the line marking the extent of the North Latvian phase ties in with the adjoining areas. But there continues to run in the Baltic area (between lines 8 and 9), as an intermediate phase, an interrupted line which fails to demarcate definitely a phase of deglaciation in the above-given system, which would conform with the deglaciation forms examined at the bottom of today's Pomeranian Bay by H. Kliewe (1963).

Beyond any doubt the map shown in Fig. 1 illustrates the most up-to-date reconstruction of how the inland ice has retreated during the cataglacial part of the last glaciation. As the area, from which to start plotting the map of the extent of the individual stages and phases of deglaciation, there has been taken the area occupied by the last glaciation in Poland, in conformity with the paper by L. Roszko which has been included in the present publication. The tie-in with the adjoining areas was made on the basis of available literature, of manuscript data kindly supplied by other scientists, and of the author's own observations and experience. The map pictures the regional differences appearing in the de-

glaciated areas dealt with in the first part of the present reflections. Also worthy of attention is the uniform, outright symmetrical figure of the area embracing the Leszno and the Poznań stages, seemingly attached to that of the younger stages. This implies that during the older stages the inland ice advanced mostly southwards and that not until the Pomeranian stage the main ice stream turned westwards, emitting into the former southern direction only a number of minor lobes such as those of the Vistula and the Odra. It is conceivable that this diversion in the direction in which the Scandinavian ice sheet moved was caused by some hitherto undefined vertical movements. A further conclusion may be drawn from the above reflections: this change in direction must have occurred after the interstadial preceding the Pomeranian stage. At any rate, new perspectives have been revealed for further detailed research for which the information and the opinions given in the present paper may serve as valuable clue.

## PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstoceńskie 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. Lomniewski 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. Uhorzczak F., Polska przeglądowa mapa użytkowania ziemi (w druku).
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu ceglarnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mławskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
20. Tobjasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—

21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenińskiej 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., z1 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, z1 43,50
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, z1 24,—
25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish 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, z1 26,—
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, z1 77,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 79 + 3 tabl., z1 20,—
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, z1 32,—
30. Fleszar M., Zarys historii geografii ekonomicznej w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, z1 43,50
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, z1 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + 3 wkładki, z1 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, z1 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.  
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, z1 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, z1 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, z1 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, z1 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, z1 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162+4 mapy, z1 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych w latach 1945—1960. 1963, s. 128 + wkładki, z1 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych, 1963, s. 110 + 38 ilustr., z1 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 94 + 19 ilustr. + 2 mapy, z1 27,—
43. Mileska M. I., Regiony turystyczne Polski. Stan obecny i potencjalne warunki rozwoju. 1963, s. 156 + 6 map, z1 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progów środkowotriasowych okolic Będzina. 1963, s. 135 + 24 ilustr., z1 36,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. i map, z1 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 Grajcarka (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. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. 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 dennie 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 (w druku)
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej 1967, s. 79 + 43 ilustr. + 8 fot., zł 21,—
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą (w druku)
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań 1967, s. 135, zł 32,—
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe 1967, s. 139, zł 33,—
65. Bączyk 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. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez P.T.G. w dniach 16—24 września 1966. Praca zbiorowa. 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. 127 + 15 ilustr. + 35 fot. + 1 wkładka, 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. 67 + 16 ilustr. + 6 fot. + 1 wkładka, zł 24,—
74. Praca zbiorowa, Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (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 wkładki), zł 24,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945 (w druku).







Cena 87 zł