

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

P R A C E G E O G R A F I C Z N E · N R 6

W I N C E N T Y O K O Ł O W I C Z

G E O M O R F O L O G I A
O K O L I C Ś R O D K O W E J W I L I I

W A R S Z A W A 1 9 5 6
P A Ń S T W O W E W Y D A W N I C T W O N A U K O W E

P O L S K A A K A D E M I A N A U K

I N S T Y T U T G E O G R A F I I

*

P R A C E G E O G R A F I C Z N E

N R 6

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 6

ВИНЦЕНТЫ ОКОЛОВИЧ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ
СРЕДНЕЙ ВИЛИИ

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 6

WINCENTY OKOŁOWICZ

GEOMORPHOLOGY OF THE VICINITY
OF THE MIDDLE WILIA

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

P R A C E G E O G R A F I C Z N E . N R 6

W I N C E N T Y O K O Ł O W I C Z

G E O M O R F O L O G I A
O K O L I C Ś R O D K O W E J W I L I I

W A R S Z A W A 1 9 5 6
P A Ń S T W O W E W Y D A W N I C T W O N A U K O W E

Komitet redakcyjny

Przewodniczący: S. LESZCZYCKI

Członkowie: R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KOSTROWICKI, B. OLSZEWICZ, A. WRZOSEK

Sekretarz redakcji: L. KUBIATOWICZ

Rada redakcyjna

J. BARBAG, J. CZYŻEWSKI, J. DYLIK, K. DZIEWOŃSKI,
R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KONDRACKI, J. KOSTROWICKI,
S. LESZCZYCKI, A. MALICKI, B. OLSZEWICZ,
J. WĄSOWICZ, M. KIELCZEWSKA-ZALESKA, A. ZIERHOFFER

Redaktor tomu

R. GALON

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
Opis terenu	9
Morfologia	9
Rzut oka na stosunki hydrograficzne	41
Morfogeneza terenu	43
Okres lodowcowy	44
Okres rozwoju form polodowcowych	46
Okres rozwoju rzeźby współczesnej	52
Zakończenie	54
Literatura	58
Spis rycin	60
Резюме	61
Summary	65

W S T Ę P

Materiał do pracy został zebrany częściowo w okresie międzywojennym, głównie jednak w okresie okupacji niemieckiej. Brak czasu i inne okoliczności uniemożliwiły wcześniejsze opracowanie i opublikowanie wyników. Poza krótkim artykułem poświęconym głównie zagadnieniom rekonstrukcji klimatu [16]* wyniki pracy były wielokrotnie referowane. W referatach tych przedstawiałem przede wszystkim tezy zmierzające do uogólnienia szeregu wniosków dotyczących warunków paleoklimatycznych rozwoju morfologii na obszarach niżowych Litwy (LSRR), Polski i Niemiec. Prace prowadzone przeze mnie w latach 1946—1951 na terenie Pojezierza Pomorskiego i luźne obserwacje zebrane z obszarów sąsiednich, jak również publikacje (głównie przedwojenne niemieckie) w pełni potwierdzają tezy dotyczące warunków klimatycznych i następstwa faktów w ogólnym obrazie rozwoju morfogenezy.

Należy podkreślić, iż w pierwszych latach po wojnie, poglądy wysunięte przeze mnie spotkały się z bardzo sceptycznym przyjęciem, zanim nie doszło do potwierdzenia niektórych tez w czasie szczegółowych prac terenowych prowadzonych przez innych autorów. Potwierdzenie to znajduję między innymi w pracach badaj wszystkich pracowników toruńskiego ośrodka geograficznego, np. w pracy R. G a l o n a [6] poświęconej morfologii doliny i sandru Brdy oraz niektórych innych, np. w pracy T. B a r t k o w s k i e g o [1] poświęconej rozwojowi form polodowcowych na terenie Wielkopolski.

Wspomniane tezy dotyczą:

- rozwoju form erozyjnych na zboczach w okresie regresji lodowca, uwarunkowanego obfitymi opadami związanymi z bardziej zmiennym i wilgotnym klimatem w stosunku do czasów transgresji lodowca;
- powstawania form w konsekwencji zaniku lodów kopalnych, a więc dzięki procesowi, który w wielu wypadkach zasadniczo zmienił pierwotną morfologię polodowcową i który zakończył się w czasach stosunkowo bardzo późnych, obejmujących prawdopodobnie początek Litoriny (ta właśnie teza znalazła szerokie potwierdzenie w pracach innych autorów);
- rozwoju form eolicznych (wydm), co przypało mniej więcej na ten

* Liczby w [] odnoszą się do spisu literatury zamieszczonego na końcu pracy.

sam okres czasu co i proces zaniku lodów kopalnych lub nieco wcześniejszy. Czasy te charakteryzuje klimat o skąpych opadach, dzięki czemu erozja na zboczach całkowicie zamarła;

— wznowienia procesów erozyjnych w czasie Litoriny, co świadczy o ponownym wzroście opadów, wzroście wpływu oceanu na klimat.

Poznanie wpływu klimatu na morfogenezę terenu na podstawie analizy współczesnej morfologii jest jednak bardzo utrudnione przez wpływ innych czynników, jak np. zmiany poziomu bazy erozyjnej. Można założyć, iż pewnego rodzaju wskaźnikiem ilustrującym stosunki klimatyczne jest obfitość wód występujących w ciekach. Wielkie wody żłobią niewątpliwie odpowiednio wielkie formy dolinne, małym wodom powinny w zasadzie odpowiadać formy mniejsze, o ile oczywiście kształtowanie się tych form nie jest zależne od takich czynników, jak zmiany spadku itp. Znaną jest rzeczą, iż rzeka meandrująca przy większym spadku kształtuje rozległe dno doliny, takie jakie przy mniejszym spadku właściwe są rzekom o obfitszych wodach. Z tego względu poznanie morfologii dorzecza, a przede wszystkim rozwoju doliny środkowej Wilii, może wzbudzić szczególne zainteresowanie, gdyż rozwój doliny Wilii musiał przebiegać zupełnie inaczej aniżeli rozwój podobnych form w dorzeczu Wisły, a tym bardziej w dorzeczu Odry.

Wspomniane systemy rzeczne Wisły, a szczególnie Odry, podlegały w ostatnim okresie swojego rozwoju względnemu podwyższeniu się bazy erozyjnej, co doprowadziło do zalania partii ujściowych, wzmożonej akumulacji i zmniejszenia spadku. Wywołało to meandrowanie rozszerzające poziomy denne w stopniu niewspółmiernym w stosunku do ilości odprowadzanych wód.

Końcowy proces rozwoju doliny przebiegał zupełnie inaczej w dorzeczu Niemna, do którego, jak się wydaje, nie sięgnął wpływ zmian bazy erozyjnej obserwowanych dalej na zachodzie. Na tę ważną rolę tarasów dorzecza Niemna w badaniach dolin zlewiska bałtyckiego w ogóle zwracał już uwagę Ludomir S a w i c k i [20], co przypomina J. K o n d r a c k i [11]. Ponadto można dodać, że tarasy doliny Wilii pozwalają na pełniejsze ustalenie związków chronologicznych pomiędzy szeregiem zjawisk morfologicznych występujących w dorzeczu w porównaniu z tarasami dolinnymi rzek wpadających do Bałtyku bardziej na zachodzie.

OPIS TERENU

MORFOLOGIA

Opisywany obszar obejmuje tereny położone nad Wilią w okolicy ujścia Wilejki i Waki (LSRR). Dla ułatwienia opisu podzielimy go na części:

- 1) obszar południowo-wschodni — położony w widłach pradolin Wilii i Waki,
- 2) obszar południowo-zachodni — położony w tym kierunku względem wymienionych rzek,
- 3) obszar północny — ograniczony wielkim łukiem, jaki tworzy tu Wilia,
- 4) system pradolin i obniżenie jeziora Wielkiego*.

Opis szczegółowy zaczniemy od terenów najstarszych, posiadających krajobraz najbardziej dojrzały (ryc. 1 i 6).

O b s z a r p o ł u d n i o w o - w s c h o d n i

Jego powierzchnia jest dość silnie pochylona na południe. W tym też kierunku jest ona odwadniana przez skąpe wody spływające od krawędzi północnej. Krawędź ta jest mocno pocięta erozyjnie i wznosi się wysoko ponad sąsiednią pradoliną Wilii. Wzdłuż krawędzi występują najwyższe kulminacje terenu. Wzrastają one z zachodu na wschód (192, 203, 219 m n.p.m.), to znaczy w kierunku sąsiedniego Garbu Oszmiańskiego, którego wysokość dalej na południo-wschodzie przekracza miejscami 300 m n.p.m. Na przedłużeniu tejże krawędzi w kierunku północno-wschodnim ciągnie się ostroga erozyjna, długa na około 4 km, sięgająca aż po wieś Garuny.

* Wymienione obszary obejmuje arkusz Wilno mapy 1:100 000 (Wyd. Wojskowy Instytut Geograficzny, Warszawa 1935). Poszczególne obszary stanowią części większych regionów, dlatego nadano im nazwy o charakterze orientacyjnym — według stron świata. Wobec braku innych źródeł używam w opisie nazwy miejscowości w takim brzmieniu, jakie znajdują się na wymienionej mapie. Część wyliczonych obszarów opisał pod względem geologicznym E. Passendorfer [18]. W jego pracy podana jest literatura dotycząca geologii tego terenu, której tu nie cytowałem, o ile nie wiąże się bezpośrednio z morfologią. Nie powtarzam również charakterystyki budowy geologicznej tego terenu, gdyż znajduje się ona w pracy E. Passendorfera.

Powierzchnię obszaru południowo-wschodniego tworzą w przewadze gliny morenowe. Ku południowi przechodzą one w równiny piaszczyste *. Pojedyncze pagórki, z rzadka rozproszone na tym obszarze lub tworzące małe skupienia, są zbudowane prawie wyłącznie z materiałów żwirowo-piaszczystych. W sztucznych odkrywkach, znajdujących się w wielu pagórkach, napotyka się często zjawiska glacitektoniczne. Wskazywać to może na ich czołowo-morenowy charakter. Uderza jednak brak zagłębień bezodpływowych, towarzyszących zwykle morenom czołowym. Na całej powierzchni tego obszaru występuje zaledwie kilka śladów takich obniżzeń. Najczęściej są one płytkie i niewyraźne. Na tym obszarze występują one zwykle w stosunkowo płytkich i szerokich obniżeniach erozyjnych. Przynajmniej część tych bezodpływowych form mogła powstać wskutek nierównomiernego gromadzenia się deluwii, procesów soliflukcyjnych itp.

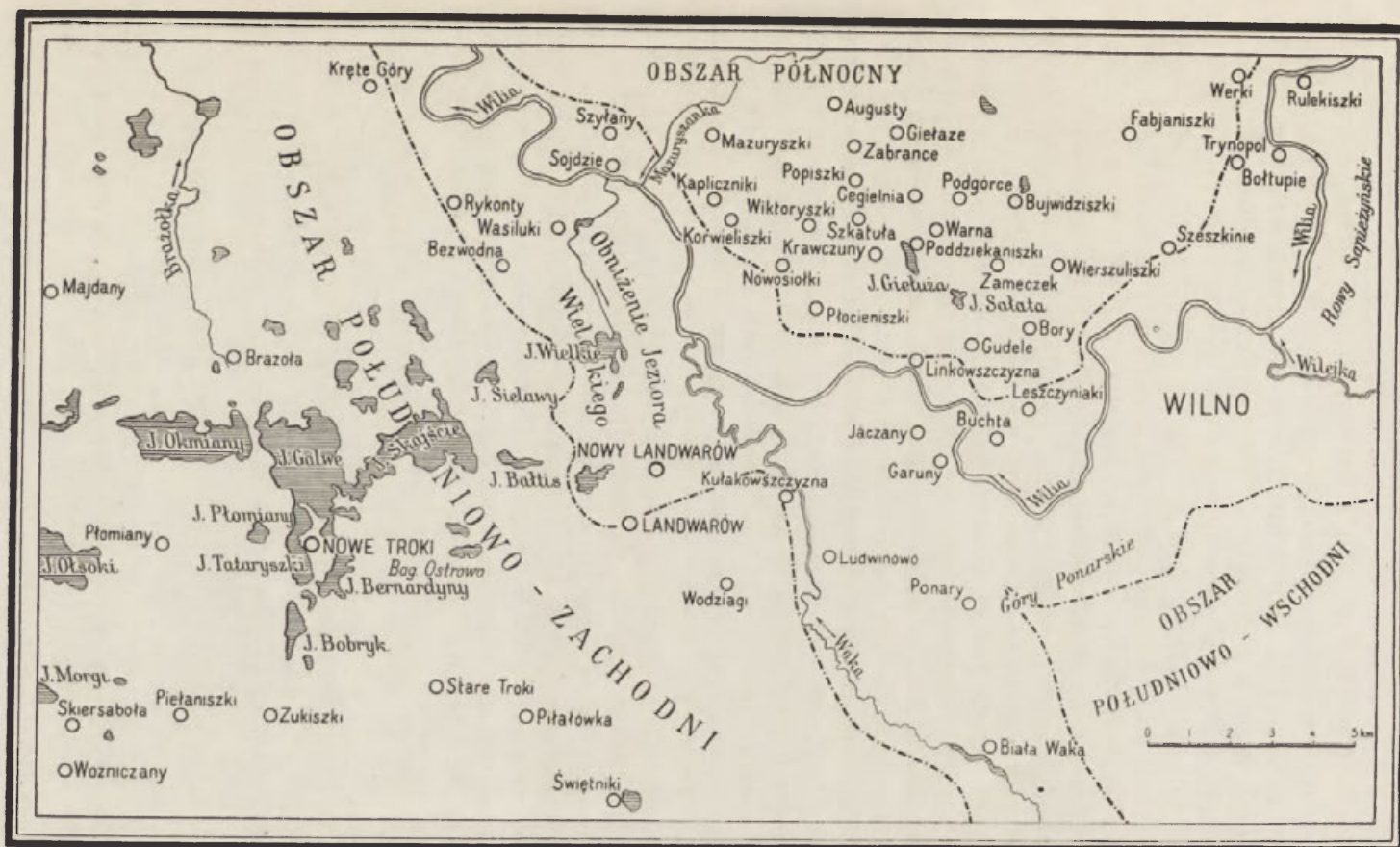
Wyraźniejsze formy bezodpływowe zauważono natomiast w pobliżu północnej krawędzi wysoczyzny plejstoceńskiej, jaką tworzy obszar południowo-wschodni.

Powierzchnię wysoczyzny przecina kilka rozgałęzionych dolinek. Ich dna są płaskie i szerokie. Głębiej wcięte dolinki mają zbocza dość strome, płycej — zbocza bardzo łagodne. Pierwsze i drugie są formami dojrzałymi. Brak stale płynących wód lub znikoma ich ilość w stosunku do wielkości form erozyjnych, ślady zabagnień i inne cechy podkreślają daleko posunięty rozwój procesów erozyjnych w przeszłości obok ich małej aktywności obecnej. Na dnie niektórych dolinek występują wyjątkowo licznie głązy narzutowe. Materiał kamienisty pojawia się obficie również na powierzchni wysoczyzny. To wszystko dowodzi, że procesy erozyjno-denudacyjne działały tu od dawna bez przeszkód. One nadały obszarowi południowo-wschodniemu charakter krajobrazu erozyjno-denudacyjnego.

O b s z a r p o ł u d n i o w o - z a c h o d n i

Na południu występuje tu rozległa dziedzina sandrów. Ich powierzchnie bardziej lub mniej faliste, miejscami zupełnie równe, bądź to zwymnione, bądź też zabagnione, ciągną się daleko na południe poprzez Lasy Międzyrzeckie, Puszcę Rudnicką, aż poza Mereczankę. Obszary sandrów, zwarte na południu, nie są już tak jednolite na północy. Miejscami wynurzają się tu spod utworów fluwioglacjalnych przeważnie płaskie wyspy glin morenowych. W miarę posuwania się ku północy powierzchnie sandrów są coraz bardziej urozmaicone. Pojawiają się tu różne formy pagórkowate, krawędzie erozyjne — świadki dawnych szerokich odpływów fluwioglacjalnych, ślady dawnych rynien. Jedną z takich rynien

* Według B. Halickiego tworzą je piaski pokrywowe.



Ryc. 1. Szkic rozmieszczenia miejscowości wymienionych w opisie morfologii okolic środkowej Wilii



Ryc. 1. Szkic rozmieszczenia miejscowości wymienionych w opisie morfologii okolic środkowej Wilii

ciągnie się od Landwarowa ku pradolinie Waki, tworząc parę ramion. Można w nich wyróżnić kilka poziomów (155, 153 m n.p.m. i niższe), wysoko zawieszonych nad dnem doliny. Najgłębiej wcięte ramię tej rynny (najmłodsze) wykorzystuje kolej Wilno—Landwarów. Wyraźna rynna przechodzi również przez wieś Stare Troki. Najpierw ciągnie się ona południkowo, później skręca łukiem na zachód. Różni się ona od innych tym, że na dnie ma szereg zatorfionych zagłębień bezodpływowych. Zupełnie podobny charakter, kształt, wielkość i przebieg ma następna z kolei rynna koło wsi Piłalówka.

Poza omawianymi formami można wyróżnić na obszarze sandrów linie krawędziowe, nie mające nic wspólnego z rynnami. Dziela one sąsiednie tereny różniące się między sobą wysokością. Jedna z takich linii krawędziowych ciągnie się od okolicy wsi Skiersaboła na południo-wschód. Teren położony od niej na północ jest niższy od terenu położonego na południe. Różnice wysokości są największe (dochodzą do około 6 m) w sąsiedztwie dość licznych i rozległych torfowisk w pobliżu wspomnianej wsi. Linia ta dzieli tu jednocześnie obszar moren czołowych (na północy) od sandrów (na południu). Dalej od Skiersaboły w kierunku przebiegu linii krawędziowej mamy już tylko obszary sandrowe. Ale i tu można odnaleźć tę linię: pomiędzy sandrem niższym — na północy, a wyższym — na południu.

Podobna linia, o przebiegu południkowym, przecina obszar sandrowy bardziej na wschodzie. Tak jak poprzednia nie ma ona normalnego charakteru erozyjnego. Obszar położony na wschód od tej linii krawędziowej jest wyższy w stosunku do obszaru położonego na zachód.

Północna granica dziedziny sandrów biegnie od okolicy jeziora Morgi (od wsi Skiersaboła) w kierunku na Żukiszki. Znaczą ją ciągi moren czołowych. Za Żukiszkami przerywa się kilkakrotnie, by ponownie pojawić się wyraźnie bliżej Landwarowa. Opisana granica dzieli dwie dziedziny o kontrastowo różnych krajobrazach morfologicznych: dziedzinę sandrów i dziedzinę moren czołowych. Mimo różnic morfologicznych obie są ze sobą związane. Nie tylko dlatego, że sandry są naturalnym przedpolem moren (związek genetyczny), ale i wskutek wzajemnego przenikania form. Poprzez przerwy w ciągach starszych moren sandry (młodsze) sięgają dalej na północ, w krainę moren.

Obszar moren czołowych, którego granica południowa została już opisana, zawdzięcza tu swe niezwykle urozmaicenie nie tylko bogactwu form, lecz również liczności jezior: o ile na poprzednio opisanym terenie sandrowym jest ich zaledwie trzy (koło Świętnik), o tyle na obszarze moren czołowych występuje około 50 jezior przy prawie jednakowo wielkich powierzchniach obu obszarów.

W okolicy Skiersaboły moreny czołowe, poza chaotycznie występują-

cymi pagórkami, tworzą szereg wyraźnych ciągów. Pomiedzy nimi pojawiają się liczne obniżenia, przeważnie zabagnione lub zatorfione. Wiele obniżeń jest pozostałością liczniejszych dawniej jezior. Moreny czołowe tej okolicy ciągną się przeważnie z zachodu na wschód. Można jednak wyróżnić i inne kierunki. Na wschód od jeziora Morgi występuje na przykład kilka wzniesień wydłużonych z północy na południe. Dalej wyginają się one ku zachodowi. Na ich przedłużeniu na południowym brzegu jeziora Morgi występuje kilka podłużnych wzniesień. Pagórki te tworzą niewątpliwie pewien indywidualny zespół moren czołowych, co świadczy o zróżnicowanych ruchach mas lodowych w pobliżu krawędzi lodowca. Z tym pasem morenowym wiąże się niezwykła obfitość materiału głazowego. Większe i mniejsze bloki leżą miejscami tak gęsto, że można po nich wędrować nie schodząc między głazy. Moreny czołowe na linii Skiersaboła—Żukiszki składają się przeważnie ze żwirów i piasków, choć nie brak w okolicy glin. Obok form akumulacji czołowej pojawiają się tu również formy „negatywne“ w postaci zagłębień, stanowiących pozostałość po lodach zagrzebanych przy krawędzi lodowca. Do takich form należy między innymi rozległe torfowisko koło Pielaniszek. Jest ono otoczone przez wzniesienia moren czołowych, od południa zaś graniczy z powierzchnią sandrową znacznie wyższą od torfowiska. Od Żukiszek — do których dochodzą moreny czołowe od Skiersaboły — ciągną się w kierunku wschodnim liczne zagłębienia bezodpływowe, występujące tu w terenie sandrowym. Zagłębienia te biegiem swym nawiązują do rynny Starych Trok. Posuwając się dalej wzdłuż tej rynny opuszczamy pola sandrowe i jednocześnie wchodzimy ponownie w obszar moren czołowych, których ciąg prowadzi dalej w kierunku na Landwarów. Na powierzchni tych moren występują przeważnie żwiry i piaski, podobnie jak w okolicy Skiersaboły, poza tym jest tu sporo głazów.

Zanim przejdziemy do opisu następnych ciągów moren czołowych, musimy zwrócić uwagę na pewien ogólny rys, charakterystyczny dla morfologii tych terenów.

Obszar położony na północ od dziedziny sandrów i ciągu moren Skiersaboła—Landwarów, przecina rynna o przebiegu południkowym (NNW—SSE). Na północy rynną tą płynie rzeczka Brazołka, odwadniająca długi łańcuch zatorfionych zagłębień. Na południu dalszy ciąg rynny tworzą: zachodnia część jeziora Galwe i wschodnia część jeziora Okmiany, następnie jeziora Tataryszki, Bernardyny (dwa ostatnie są równoległe do siebie), jezioro Bobryk i inne. U południowego wylotu rynny „brazołskiej“ zniszczeniu uległa większość form akumulacyjnych opisanego ciągu moren czołowych (na wschód od Żukiszek). Największe jeziora Pojezierza Trockiego Olsoki, Okmiany, Galwe, Skajście zorientowane są jednak poprzecznie względem rynny Brazołki. Niecki tych jezior wydłużone są

zgodnie z biegiem moren czołowych i przede wszystkim są związane genetycznie z nimi.

Następny z kolei ciąg moren czołowych przebiega od okolic jeziora Ołsocki (na południe od niego) wzdłuż rozległych bagnisk występujących w okolicy wsi i jeziora Płomiany. Dalej kieruje się on pomiędzy jeziorem Skajście a torfowisko Ostrowo i na jezioro Baltis. Linia jezior i bagien (Ołsocki, Płomiany, Skajście) tworzy północną granicę tego ciągu. Poprzednio opisaliśmy pewien zespół moren czołowych, który idąc od północy skręca poza jezioro Morgi, czyli dochodzi do pasa moren Skiersaboły, tworzy więc ogniwo pośrednie pomiędzy nim a morenami sąsiedniego pasa. Na południo-zachodzie od jeziora Bobryk pojawia się jeszcze jeden podobny pośredni ciąg morenowy. Występuje tu wyraźny wał długości ponad 2 km. Bardziej ku wschodowi występują wzgórza rozproszone na pewnej przestrzeni. Jedne z nich wysuwają się w kierunku wsi Stare Troki, inne skręcają na północ do torfowiska Ostrowo. Pomiędzy tym torfowiskiem wydłużonym w kierunku równoleżnikowym na około 3 km a rynną Starych Trok znajduje się dość równy obszar, wyraźnie pochylony na południe. Przy północnej krawędzi pojawiają się tu gliniaste piaski z kamieniami, a nawet gliny. W kierunku Starych Trok domieszka glin jest coraz uboższa, aż wreszcie materiał przechodzi w stosunkowo dobrze przemyte i warstwowane piaski z gładzikami. Jest to niewielkie pole sandrowe, w którego budowie brały udział gliniaste spływy soliflukcyjne. W czasie tworzenia się tego sandru lód wypełniał obniżenia torfowiska Ostrowo. Krawędź lodowca zbiega się tu z północną krawędzią sandru. Pomiędzy dwoma ciągami opisanych moren czołowych konstatujemy więc po raz trzeci ciąg pośredni (1 — koło jeziora Morgi, moreny z licznymi gładzami; 2 — koło jeziora Bobryk; 3 — koło torfowiska Ostrowo). Sądząc z przebiegu moren i innych szczegółów, dwa pierwsze wiążą się z wielką łatwością ruchu mas lodowcowych, świadczą one o zdolności do żywej oscylacji krawędzi lodowca w okresie powstawania tych moren. Tymczasem lodowiec na obszarze bagien Ostrowo raczej utracił zdolność ruchu, nie wytworzył nawet typowych moren czołowych.

Wzgórza moren czołowych osiągają największą wysokość względną na wschód od Nowych Trok. Materiał spotykany tu na powierzchni to prawie wyłącznie piaski i żwiry. Na zachód od miasteczka materiał jest bardziej gliniasty; tu jest też więcej gładzów. Pasy moren przecinają miejscami rynny. Największa rynna, poza brażolską, biegnie od Rykont na północy przez silnie wydłużone zatoki jeziora Skajście (we wschodniej części) na koniec (wschodni) torfowiska Ostrowo i dalej. Na terenie tym oprócz moren czołowych spotykamy ozy. Znajdują się one w pobliżu jeziora Bernardyny. Tworzą je kamieniste żwiry i piaski warstwowane krzyżowo. Bardzo wysoki i wydłużony garb, towarzyszący jezioru Bobryk

od wschodu, jest również zbudowany z warstwowanych piasków i żwirów. Jest to przypuszczalnie początek sandrowego stożka nasypowego, który powstał u wylotu rynny brażolskiej. Zabagnione obniżenie koło wsi i jeziora Płomiany, wydłużone na wschód od jeziora Olsoki, wypełniają częściowo torfowiska. Na tym obszarze spod torfów wynurzają się miejscami gliny morenowe. Nie brak tu sporych bloków narzutowych. W obniżeniu tym musiał więc leżeć lodowiec w czasie, gdy przy jego krawędzi powstawały ostatnio opisane moreny czołowe. Jeziora Olsoki i Skajście wypełniają najgłębsze obniżenia niecki lodowcowej na zapleczu tych moren.

Poza strefą obniżeń jezior i bagien występuje kolejny pas moren czołowych. Pomiędzy jeziorami Okmiany i Olsoki tworzą one znacznie wzniesiony obszar (do 207 m n.p.m.) urozmaicony formami drobnymi. Materiał, który tworzy ten pas moren, jest bardzo różnorodny, przy tym spotyka się tu mało głazów. W stosunku do moren poprzednich uderza jeszcze jedna różnica: nie widać tu ani wałów, ani też ciągów form drobnych. Za to moreny czołowe na południe od jeziora Okmiany są bardziej zwarte, wyodrębniają się silniej w stosunku do otoczenia, tworzą jednolity kompleks. W kierunku wschodnim jednolitość tego ciągu morenowego jest mniej wyraźna. Może dlatego, że tu — na północ od jeziora Skajście — przecinają go liczne rynny, łączące się z systemem rynnowym idącym przez wschodnią część wymienionego jeziora, oraz drugim, idącym przez jezioro Sielawy, które leży w obrębie tych moren czołowych.

Przy zachodnich brzegach jeziora Galwe występują wzniesienia wydłużone południkowo; są to formy zbliżone do ozów, tworzą je żwiry i piaski. Podobnie jak ozy występujące przy jeziorze Bernardyny są one związane z rynną brażolską.

Przechodząc dalej ku północy spotykamy wielkie nagromadzenie moren czołowych tworzących szeroki pas tych form, wygiętych w stronę jeziora Galwe. Na zachodzie, w okolicy Majdan, liczne wały i ciągi wzniesień zorientowane są w kierunku NW—SE lub też WNW—ESE. W pobliżu rynny odwadniającej przez Brażołą moreny tego pasa wysuwają się najdalej na południe. Stąd skracają one w kierunku NE na Rykonty. Pomiędzy tą wsią a Brażołą występuje bardzo wiele małych jezierek. Największe z nich ma około 1 km długości. Na zachód od rynny brażolskiej jeziora prawie zupełnie nie występują.

Ilość jezior maleje również ku północy. Zamiast nich pojawiają się tu liczniej bagna i torfowiska, wydłużone na ogół zgodnie z kierunkiem ruchu lodowca (N—S). Podobnie wydłużone są dzielące je wzniesienia. Na północy krajobraz zmienia swój charakter z niespokojnego i urozmaiconego typowej moreny czołowej na przejściowy, gdzie obok form moreny czołowej pojawiają się różne formy nietypowe. Wreszcie dalej w tym

kierunku rzeźba nabiera charakteru moreny dennej. W obrębie, a częściowo na przedłużeniu, opisanych moren czołowych w pobliżu Rykont znajduje się szereg głębokich, wydłużonych obniżen bezodpływowych. Większość tych form jest sucha, nawet nie zabagniona, mimo że gliny występują na powierzchni poza obniżeniami.

Streszczając opis obszaru południowo-zachodniego zwrócimy uwagę na pewne ważniejsze momenty. Nie jest on jednolity. Można tu wydzielić południową dziedzinę sandrów i środkową dziedzinę moren czołowych. Trudniej przeprowadzić podział pomiędzy tą ostatnią a terenem moreny dennej, gdyż brak jest wyraźnej granicy w terenie. Niektóre ciągi moren wyginają się w sąsiedztwie rynny brażolskiej na południe. Na przedłużeniu tej rynny, częściowo na obszarze sandrów, moreny czołowe zostały zniszczone (przerwa w ciągu Skiersaboła—Landwarów). Zamiast moren występują tu ich odpowiedniki w postaci rynien peryferyjnych i innych form negatywnych.

Obszar północny

Na obszarze poprzednio opisanym w dziedzinie moren czołowych występuje kilkadziesiąt jezior, z których tylko część wiąże się z rynnami, część zaś, a wśród nich i największe, leży pomiędzy ciągami moren czołowych w miejscach obniżonych, zamkniętych przez te formy i na ich zapleczu. Obszar północny można krótko scharakteryzować jako krainę moren czołowych, gdyż na tym obszarze z małymi przerwami formy te pojawiają się wszędzie. Jeziora obszaru północnego, stosunkowo nieliczne (jest ich zaledwie 10) i niewielkie, występują wyłącznie w rynnach nawet wówczas, gdy mają pewien związek z morenami. Okolice Nowych Trok są przykładem typowego pojezierza. Obszar północny nie ma charakteru pojeziernego. Oto porównanie cech tych terenów.

Na zachód od Wilna, na prawym brzegu Wilii, występuje niewielki skrawek wysoczyzny morenowej — świadek erozyjny większego niegdyś plateau. Ze wszystkich stron otaczają go zbocza erozyjne, a u ich stóp od północy, zachodu i południa leżą poziomy sandrowe. Na wschodzie wysoczyzna dochodzi do pradoliny Wilii. W sąsiedztwie świadka można wyróżnić dwa poziomy sandrowe, z których wyższy, przekraczający 160 m n.p.m., zachował się tylko w szczątkach. Jego resztki w postaci wysp wznoszą się o około 6 m nad bardziej rozległym poziomem, występującym u podnóża południowych i północnych zboczy wspomnianego świadka wysoczyzny. Niższy poziom sandrowy ciągnie się wzdłuż klasycznie wykształconych moren czołowych, przechodzących przez Wierszuliszki. Tu i ówdzie, poprzez przerwy w morenach, sięga on dalej na zaplecze tych moren. Wskazuje to na młodszy wiek tego sandru w porównaniu z ciągiem moren Wierszuliszek. Z nimi wiąże się więc chrono-

logicznie jedyny wyższy poziom, jaki znajdujemy w okolicy, przetrwały w formach szczątkowych — wysp świadków.

Moreny Wierszuliszek mają orientację SW—NE, która powtarza się prawie we wszystkich ciągach morenowych obszaru północnego. Na ogół wysokość względna i bezwzględna tych moren jest większa na północ-wschodzie. W kierunku odwrotnym wysokości zmniejszają się; zamiast zwartego ciągu moren występują tu ich resztki, izolowane wzniesienia.

Wielkie skupienie moren czołowych następnego pasa na obszarze północnym w postaci wzniesień znacznej wysokości znajdujemy w okolicy wsi Fabjaniszki. Moreny te są miejscami gęsto pocięte drobnymi rynnami. Niektóre z nich są zawieszane w stosunku do terenu znajdującego się na zapleczu moren, to znaczy od strony, gdzie stacjonował lodowiec. Wody musiały spływać po jego powierzchni, przecinały następnie morenę czołową, żłobiąc w niej rynnę, którą spływały już dalej na przedpole lodowca. Tak musiały powstawać rynny „nie mające początku”. Rozmaitość form drobnych rynien jest tu bardzo wielka. Na przedłużeniu moren Fabjaniszek znajdujemy najpierw szereg form negatywnych — rynien i obniżeń, między innymi jezioro Sałata, a następnie moreny czołowe w okolicy Płocieniszek.

Od okolic wsi Nowosiołki w kierunku na Popiszki, Giełaze przebiega następny pas moren czołowych. Ma on odgałęzienie bardziej północne, przechodzące przez Zabrance i Augusty. Oba ciągi tego pasa moren dzieli szereg torfowisk. Koło Popiszek, w obramowaniu dość wysokich form moreny czołowej, znajduje się wydłużone w kierunku Szkatuły obniżenie o powierzchni morfologicznie urozmaiconej, zbudowanej z glin lodowcowych, miejscami zabagnionej. Są tu między innymi drobne moreny czołowe. Obniżenie to jest małą niecką lodowcową zamkniętą przez miniaturowy sandr, który wypełnia całą dwustumetrową szerokość niecki pomiędzy ramionami starszych moren. Sandr ten przecięty jest rynną ze strugą przepływającą torfowisko, które powstało między sandrem a starszymi morenami. Wbrew temu, że tuż na południe poza niskim progiem — zamykającym torfowisko na przedpolu miniaturowego sandru — znajduje się obszerne obniżenie rynny idącej przez Wiktoryszki, Krawczuny, struga odpływa głęboką dolinką na południo-wschód w poprzek starszych wysokich moren, a więc przez teren trudny do przebycia. Szereg głębokich studzien położonych w niecce i na jej przedłużeniu cierpi na brak wody. Wody gruntowe nie gromadzą się tu i spływają dalej bez przeszkód. Wydłużona niecka koło Popiszek musiała powstać w rynnie wypełnionej przepuszczalnym materiałem fluwioglacjalnym; w jej obniżenie wsunął się jezor lodowca, a u jego czoła powstał miniaturowy sandr; na dnie niecki lodowiec pozostawił glinę morenową, powodującą powierzchniowe zabagnienia, spiętrzoną lokalnie

w drobne moreny czołowe. Wody spływające z wycofującego się lodowca przerwały sandr i wyszukały sobie odpływ przez przełomową dolinkę. Widocznie odpływ na południe — dziś łatwy — był kiedyś zablokowany przez martwy lód zalegający rynną Wiktoryszki—Krawczuny. Mamy tu najciekawszy przykład miniaturowych form polodowcowych, skupionych na kilkusetmetrowej przestrzeni.

Na północo-zachodzie, poza opisanym pasem morenowym, rozciąga się teren o wielkich deniwelacjach. Miejscami spotykamy tu drumliny lub formy zdrumlinizowane, nietypowe. Formy typowe, lecz małe, w postaci równoległych wałów, występują na południe od Mazuryszek tuż nad brzegiem pradoliny.

Dalej na północo-zachodzie, na północ od pradoliny Wilii, spotykamy ponownie obszar typowych moren czołowych. Obok rozproszonych pagórków występuje tu szereg wałów ugrupowanych w odrębne ciągi. Liczne zagłębienia bezodpływowe i rynny urozmaicają krajobraz.

W dotychczasowym opisie obszaru północnego pominęliśmy, z małymi wyjątkami, formy pochodzenia fluwioglacjalnego. Stanowią one tak ważny element morfologii obszaru północnego, że wymagają osobnego omówienia. Na tym terenie rynny tworzą miejscami bardzo złożoną sieć wzajemnie przecinających się systemów odpływowych. Powstanie takiej sieci może stać w związku z różnym wiekiem poszczególnych rynien. W niektórych przypadkach może to znów odzwierciedlać jednowiekowy system rynnowy subglacjalny: układ krzyżujących się szczelin, tuneli lodowcowych itp., którym krążyły wody pod ciśnieniem hydrostatycznym. W pierwszym przypadku niezgodności kierunków są tylko pozorne. Na tym samym terenie mogły kolejno powstawać a następnie zamierać różne niezgodne systemy rynnowe. W okresie lodowcowym rynny zamierały, ulegały wypełnieniu przez lody, a przez to jako zjawisko morfologiczne przestawały istnieć, ale tylko na tak długo, jak długo wypełniał je lód. Tymczasem nowopowstające rynny mogły rozwijać się niezależnie od poprzednio zamarłych. Dopiero po zniknięciu lodów kopalnych zarysują się w terenie obok młodszych i te najstarsze — najczęściej ich fragmenty — które przetrwały dzięki zakonserwowaniu starych form przez lody. Można przypuszczać, iż pewne rynny obszaru północnego przeszły przez kilka faz rozwojowych: w pierwszej były rynnami subglacjalnymi, w drugiej — ekstraglacjalnymi itp. Do typu rynien kilkufazowych należą przede wszystkim rynny większe. Widocznie potrafiły one zachować permanentny odpływ dzięki swojej wielkości mimo zmian warunków zewnętrznych. Wody płynęły w takich rynnach najpierw subglacjalnie, następnie po wycofaniu się lodowca odpływały nimi wody roztopowe powierzchniowo, wreszcie dziś niektóre z nich są nadal wykorzystywane sezonowo lub trwale, przez potoki sycone

wodami opadowymi i gruntowymi. Przykładem takiej rynny może być rynna rzeczki Mazuryszanki. Łączy się z nią szereg bocznych form rynnowych; niektóre z nich składają się z głębokich zagłębień, oddzielonych od siebie progami. W rynnie Mazuryszanki nie brak też normalnych poziomów tarasowych.

Wielka rynna, o szerokości przekraczającej 1/2 km, przebiega od Kaplicznik i Korwieliszek przez Wiktoryszki, Krawczuny do okolicy Linkowszczyzny. Łączy się ona z szeregiem rynien bocznych. Wymienimy największe z nich: rozgałęziony system rynnowy idący od torfowiska na północy przez Popiszki, łączący się z rynną krawczuńską koło Szkatuły; koło Poddziekaniszek zbiegają się liczne rynny, z których część ciągnie się od tych samych torfowisk przez wieś Cegielnia, część zaś — od okolicy Bujwidzisek przez Podgórcze oraz przez Warnę. O ile rynna krawczuńska przecina poszczególne napotymane ciągi moren czołowych, o tyle większość rynien bocznych, a między nimi i wyliczone przed chwilą, przebiegają równolegle do moren. Ich poszczególne odcinki w wielu miejscach tworzą rynny peryferyjne. W rynnie krawczuńskiej występuje szereg ozów. Tworzą one dwa większe skupienia: jedno w sąsiedztwie Kaplicznik i Korwieliszek, a drugie przy Wiktoryszkach i Krawczunach. Przy Kaplicznikach jeden z ozów tworzy wał w kształcie pierścienia przerwane go od zachodu, a obejmującego torfowisko o średnicy około 200 m. Koło Korwieliszek występują dwa wały, których końce wschodnie zbliżają się ku sobie. Wały te mają kilka odgałęzień bocznych; dwa z nich łączą główne sąsiednie wały ozów. Północny wał ozowy ma zbocza strome, w niektórych miejscach jest bardzo wąski, a z obu stron towarzyszą mu wydłużone torfowiska wypełniające dno rynny. Oz południowy ma zbocze wysokie tylko od strony rynny, zbocze drugie łączy się z sąsiednią wysoczyzną i jest mniej wyraźne. Trakt z Wilna do Kaplicznik, idący dłuższy czas brzegiem rynny krawczuńskiej, biegnie między innymi po grzbiecie ozu północnego.

W drugim skupieniu ozów koło Wiktoryszek występują podobnie dwa ozy główne: jeden pośrodku rynny, drugi na jej brzegu. Oba są bardzo wyraźne. Poza wałami głównymi występuje tu szereg form drobnych. Jeden z mniejszych wałów ozowych, położony koło Krawczun, ma kształt zbliżony do kształtu podkowy.

Opisane ozy są usypane ze żwirów i piasków. Na żadnym z nich nie stwierdzono obecności glin ani też większych bloków. Wszystkie powstały przez wypełnienie szczelin w lodach, leżących w rynnie, materiałem niesionym przez wody fluwioglacjalne. Za tym przemawia nie tylko materiał, z którego zbudowane są ozy, lecz również ich kształt, na przykład pierścieniowaty koło Kaplicznik. Są to więc ozy typu *crevasse filling* T. C. B r o w n a [3].

Z północo-zachodu przez Bujwidziszki, Zameczek, Gudale ciągnie się druga wielka rynna, nie mniejsza niż krawczuńska. Tak jak i tamta zbiera ona po drodze liczne mniejsze i większe rynny-dopływy, między innymi od moren czołowych Fabjaniszek i Wierszuliszek.

W rynn timer bujwidziskier jest kilka ozów. Największy z nich znajduje się na północ od Bujwidziszek. Jego długość wynosi około 550 m. Zbudowany jest on z warstwowanych żwirów i piasków. W rynn timer zachowało się kilka fragmentów poziomów zrównanych, co świadczy, iż wody odpływały swego czasu powierzchniowo. Za tym przemawia również fakt, że ozy i liczne nieregularne drobne formy położone w rynn timer nie mają nigdzie śladów przykrycia morenowego. W niektórych miejscach w rynn timer, na jej zboczach lub na dn timer, występują gliny morenowe. Musiały tu leżeć lody, których nie przykryła akumulacja fluwioglacjalna, jeżeli gliny te nie pochodzą w ogóle ze spływów soliflukcyjnych. Ozy tej rynn timer powstały również dzięki wypełnieniu szczelinowemu.

Na obszarze północnym znajdują się poza wymienionymi ozy innego typu. Jeden z nich, o długości ponad 2 km, występuje w pobliżu Szeszkiń [15]. Na jego powierzchni znaleziono wielkie bloki i resztki glin morenowych. Drugi, o podobnym przykryciu, a więc genezy subglacjalnej, występuje na północ (około 1/2 km) od Krawczun przy brzegu rynn timer. Od ozów występujących w rynn timer oba ozy subglacjalne różnią się dość wyraźnie. Na ogół mają one bardziej strome zbocza, a przede wszystkim posiadają liczne i pięknie wykształcone zakola.

Okolice Linkowszczyzny są miejscem konwergencji rynn timer fluwioglacjalnych obszaru północnego. Zbiegają się w tej okolicy rynn timer bujwidziska i krawczuńska, ku którym ciążą większość rynn timer mniejszych.

U wylotu rynn timer krawczuńskiej występuje poziom fluwioglacjalny ograniczony zewsząd obniżeniami. Od zachodu ciągnie się głęboko wcięta dolinka, od wschodu towarzyszą mu torfowiska (na przedłużeniu jeziora Giełuza) lub teren o urozmaiconej pagórkowatej powierzchni, przy tym żadne ze wzniesień nie przewyższa poziomu zrównanego. Ten poziom fluwioglacjalny — nazwiemy go poziomem Linkowszczyzny — składa się z kamienistych żwirów i piasków i tylko na południu pojawiają się tu gliny, które zostały ścięte erozyjnie. Wysokość poziomu na południu wynosi około 154 m n.p.m. Ku północy spotykamy tu punkty wysokościowe 156,6, 160, 162,9. Identyczną wysokość (154 m) spotykamy na wschód od rynn timer bujwidziskier — na poziomie sandrowym koło świadka wysoczyzny (gajówka Bory) — opisanym na początku tego rozdziału. Nie ma żadnej wątpliwości, że poziom Linkowszczyzny i sandr koło Borów są ze sobą zgodne i tworzyły jeden wspólny poziom. Żadne wzniesienie występujące na obszarze dzielącym sandry Linkowszczyzny i Borów nie osiąga ich poziomu. Występują tu liczne bezładnie rozmiesz-

czone obniżenia, ciągle i zamknięte. Pomiedzy nimi na południe od jeziora Giełuża znajdują się pojedyncze pagórki w kształcie kopców zbudowanych z materiału fluwioglacjalnego. W miejscu jezior i torfowisk sąsiadujących bezpośrednio z poziomem Linkowszczyzny musiały zalegać wielkie bryły lodu. Z piasków i żwirów, które wypełniły jakąś lukę w lodach, powstały opisane kopce. Ten sam materiał wypełniając podłużną szczelinę dał początek ozom koło Korwieliszek i Krawczun. Mniejsze i nierównomiernie rozłożone masy lodów — po zasypaniu fluwioglacjalnym — przyczyniły się do powstania urozmaiconego, pagórkowatego krajobrazu obniżenia pomiędzy Linkowszczyzną a Borami. Wreszcie brak lodu w podłożu pozwolił na zachowanie się pierwotnej formy, fluwioglacjalnej równiny akumulacyjnej (poziom Linkowszczyzny i sandr kolo Borów). Rzeźbę urozmaiciły tu jeszcze bardziej rynny i formy glacialne, starsze od akumulacji sandrowej, oraz zjawiska młodsze — erozyjne.

System pradolin i obniżenie Jeziora Wielkiego

Ten ostatni obszar stanowi bardzo charakterystyczny kompleks morfologiczny, silnie wyodrębniający się na tle otaczającego krajobrazu.

Szerokość pradoliny Wilii dochodzi do 4 km. Najniższe poziomy tarasowe ciągną się pasem stosunkowo bardzo wąskim. Ich szerokość dochodzi do kilkuset metrów. Ogólnie rzecz biorąc tarasy Wilii są tym szersze, im są wyższe. W dolinie Wilii dopiero tarasy o wysokości względnej poniżej 20 m tworzą właściwą dolinę rzeczną. Tarasy dwudziestometrowej wysokości względnej i wyższe należą już do pradoliny, której poziomy powstały przy współudziale wód fluwioglacjalnych. Najwyższe tarasy pradolinne tworzą stopniowe przejście do sandrów, powstały one wyłącznie w wyniku działalności wód fluwioglacjalnych, zaliczymy je do fluwioglacjalnej rynny odpływowej.

Podział tak wprowadzony — lokalnie uzasadniony — pozwala na wyodrębnienie trzech grup tarasowych, z których każda ma inną genezę i wiąże się z inną fazą rozwoju systemu rzecznoego. Dwie najstarsze fazy: faza fluwioglacjalnej rynny odpływowej i faza pradolinna — są bardzo podobne i tylko wyjątkowo dadzą się od siebie oddzielić (tak jak na tym terenie konkretnie). Normalnie poziomy obu tych faz tworzą wspólnie pradolinę*.

* Jest to uzasadnione przez kryterium wspólnego pochodzenia wód fluwioglacjalnych, które głównie przyczyniły się do powstania tarasów „pradolinnych“ [17], jak też i przez to, że „rynna odpływowa fluwioglacjalna“ jest najczęściej „fluwioglacjalnym dopływem“ pradoliny. Ta ostatnia jest naturalnym przedłużeniem pierwszej.

W opisie pominiemy zagadnienie budowy poszczególnych tarasów tego terenu, gdyż szczegółowo omówił to E. Passendorfer [18].

Tarasowy. W konsekwencji rozwoju fluwioglacjalnej sieci hydrograficznej liczne rynny odpływowe stopniowo zamierają, kończąc swój byt bądź wskutek zmniejszonego dopływu wód, bądź też wskutek nadmiernej akumulacji uniemożliwiającej swobodny ruch wody, oddając je na korzyść jednej z rynien — specjalnie predestynowanej przez warunki terenowe na stały przepływ wód. Na opisanym obszarze musiały istnieć szczególnie uprzywilejowane warunki dla ruchu wód w miejscu, gdzie powstała z czasem pradolina a następnie dolina Waki. Znajdujemy tu najstarsze tarasy w postaci fluwioglacjalnych poziomów odpływowych — wgłębionych w stosunku do terenów przyległych*. Wymienimy najpierw resztkę poziomu, który uległ prawie całkowitemu zniszczeniu przez erozję późniejszą. Resztką tego poziomu występuje na północ od rozgałęzienia szosy Wilno—Nowe Troki i Wilno—Kowno i ma wysokość około 157 m n.p.m. (około 76 m nad poziom Wilii). Od wschodu poziom ten musiał być ograniczony wyraźną krawędzią wysoczyzny obszaru południowo-wschodniego, wznoszącego się ponad 190 m n.p.m. Od zachodu, w północnej części pradoliny Waki, omawiany poziom wyraźnej granicy jeszcze nie posiadał. Tu w okolicy Kułakowszczyzny, znajduje się odpowiednik tego poziomu w formie fragmentów sandru, który jest pozbawiony wyraźnej granicy morfologicznej od zachodu. Należy więc go wiązać z wysoczyzną, a nie z pradoliną**.

Fragmenty sandru koło Kułakowszczyzny posiadają wysokość do 158 m n.p.m. Blżej kompleksu obniżeń Jeziora Wielkiego powierzchnia sandru Kułakowszczyzny jest wybitnie nierówna — posiada liczne zagłębienia po martwym lodzie itp. formy. Od okolicy Landwarowa w kierunku południowo-wschodnim przez Wodziagi ciągnie się wyraźnie wykształcona rynna, której poziomy denne o wysokości bezwzględnej około 155 m wychodzą na pradolinę Waki. Ostatnia rynna, podobnie jak i sandr Kułakowszczyzny, wiązała się z poziomem fluwioglacjalnym, którego fragment położony koło rozwidlenia szos biegnących do Kowna i Nowych Trok opisano poprzednio. W tym stadium wylot rynny przechodzącej przez Wodziagi stanowił pewnego rodzaju punkt graniczny. Powyżej niego gromadziły się wody ciężące ku pradolinie Waki i Meczanki — spływami powierzchniowymi — zaś poniżej, już zgroma-

* Niektóre tarasy pradoliny Wilii zostały opisane przez O. Świaniewiczową [21]. W pracy swojej rozwija ona myśl M. Limanowskiego [12] o pierwotnym odpływie wód z pradoliny Wilii poprzez pradolinę Waki. Myśl ta w ogólnym zarysie znajduje również potwierdzenie w moich obserwacjach.

** Różni się tu w interpretacji terenu z O. Świaniewiczową [21], która sandr Kułakowszczyzny zalicza już do tarasów Prawilii.

dzone wody odpływały aktualnie wyerodowaną rynną. Na obszarze północnym opisaliśmy w swoim czasie poziom sandrowy położony na południe od Wierszuliszek, a zachowany w formach szczątkowych wysp-świadków o wysokości około 160 m n.p.m. Poziom ten wraz z wysokimi poziomami rynny landwarowskiej i sandrem Kułakowszczyzny wiązały się z morenami czołowymi, przechodzącymi przez Wierszuliszki. W tej fazie rozwoju zjawisk brak jeszcze na tym obszarze jakiegokolwiek pradoliny, można najwyżej mówić o zaczątku takiej formy nad Waką — i to tylko na południe od wylotu rynny landwarowskiej.

Najstarszy typowy taras w rynn timer Waki tworzy rozległy poziom — ponad 2 km szeroki i około 7 km długi — wzniesiony na północy do około 152 m i opadający w stronę Mereczanki do około 142 m n.p.m. Dalej ku południowi występują następne odpowiedniki tego tarasu, o zgodnym spadku. Od północy wiążą się z tym tarasem: niższy poziom spod Wierszuliszek i poziomy położone u wylotu rynny krawczuńskiej — o wysokości około 154 m n.p.m. Od wschodu taras ponarski (nazwa zapożyczona od osady, która się tu znajduje) graniczy ze zboczem erozyjnym wysoczyzny obszaru południowo-wschodniego. Od zachodu kończy się on krawędzią wznoszącą się ponad sąsiednie tarasy młodsze. Powierzchnię tarasu tworzą krzyżowo warstwowane żwiry i piaski.

U zbocza tarasu ponarskiego występują wąskie listwy poziomów kolejno niższych, zaś w pewnej odległości od niego znajdujemy jeszcze wyspy tarasowe, odpowiadające prawdopodobnie tym listwom. Przy takiej wyspie rozbudowało się Ludwinowo. Można tu wyróżnić dwa stopnie 138 m n.p.m. oraz wyższy (około 145 m n.p.m.) — zapewne odpowiednik poziomu ponarskiego, który zachował się pod osłoną jeszcze wyższej kulminacji. Ta resztk a jakiejś formy wyższej, może sandru, a może moreny czołowej — położona pośrodku pradoliny — ostała się przed rozmyciem wskutek odporności materiału, zawierającego wiele gładów.

Pomiędzy wypami tarasowymi Ludwinowa a poziomem ponarskim rozciąga się taras do 3/4 km szeroki, którego powierzchnia opada w kierunku południowym od 137 do 135 m n.p.m. Kolejno niższe stopnie posiadają na północ od Ludwinowa około 133 i 128 m n.p.m. i dają się wyróżnić w pradolinie Waki jedynie u jej zbiegu z pradoliną Wilii. Dalej w górę Waki wskutek zatorfienia i innych procesów stają się one niewyraźne i wreszcie giną. Tu można prześledzić tylko poziom wyższy 137—135 m. Ten taras oraz stopnie niższe, do 128 m włącznie, znaczą poziomy odpływu fluwioglacjalnego, które są już wyraźnie wykształcone w pradolinie Wilii. Poziom ten (137—135 m) odgrywa w pradolinie Wilii taką rolę, jaka w pradolinie Waki przypadła na poziom ponarski. Jak po wcięciu się wód do poziomu ponarskiego powstała pradolina Waki,

tak dopiero po utworzeniu się poziomu odpływowego 137-metrowego (wysokość u zbiegu pradolin Waki i Wilii) powstaje pradolina Wilii. Ten poziom jest ciekawy z tego względu, iż w obrębie pradoliny Wilii opada on ku Wace z dwóch stron jednocześnie, od okolicy Rykont — na południow-schód i od okolicy Werek — na południow-zachód. W tej najstarszej fazie rozwoju pradoliny Wilii powstaje dwuramienna rynna fluwioglacjalna, przy tym każde z dwóch ramion powstaje niezależnie od drugiego. Łączą się one ze sobą dopiero na początku pradoliny Waki, która odprowadza dalej już połączone wody (obu ramion) w kierunku Mereczanki (ryc. 2).

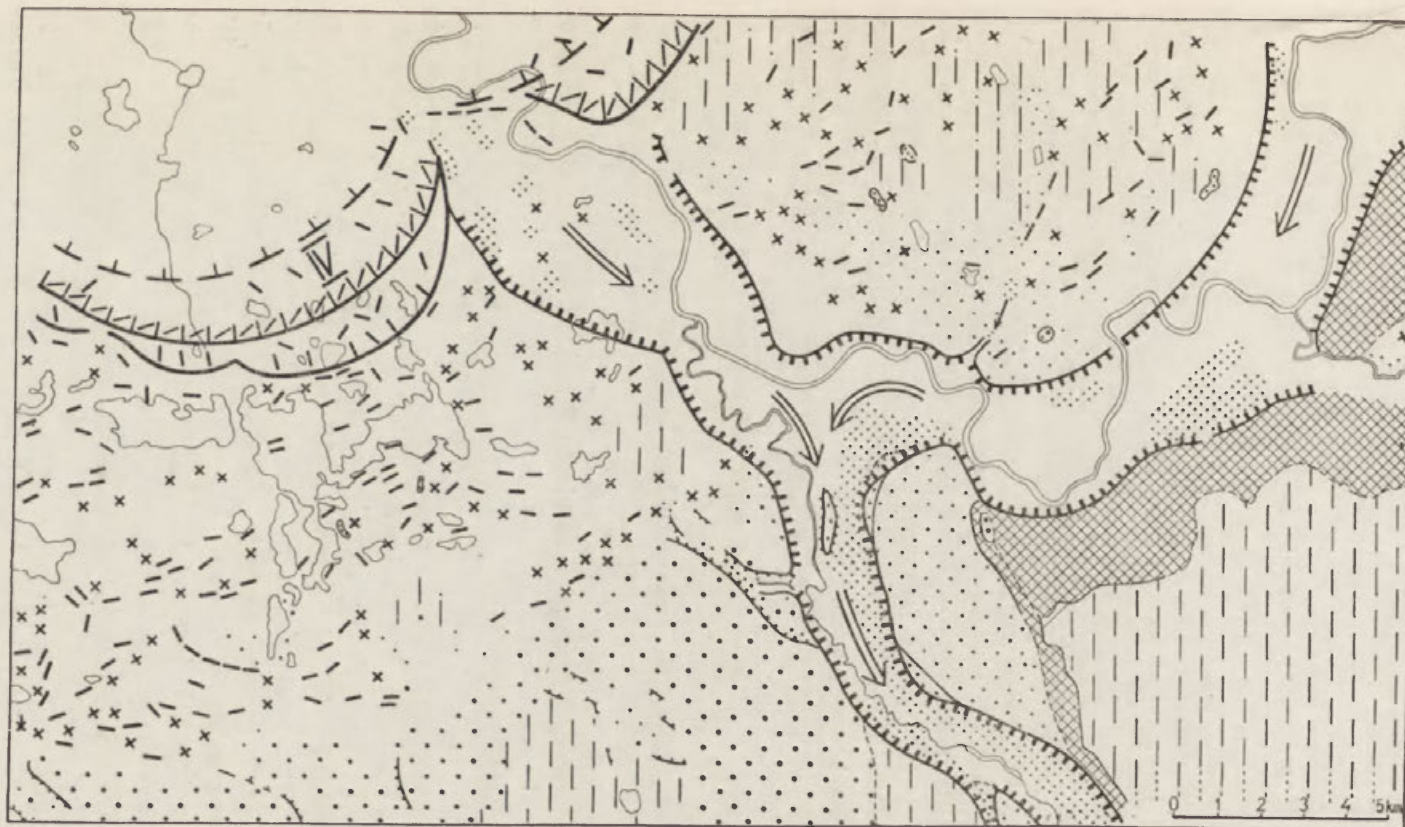
W ramieniu zachodnim fluwioglacjalnej rynny Wilii omawiany poziom reprezentuje taras wsi Bezwodnej, ciągnący się do okolicy Jeziora Wielkiego, oraz szereg wysp tarasowych położonych w pobliżu. Taras wsi Bezwodnej (około 140 m n.p.m.) pochylony jest ku Wace, czyli odwrotnie względem dzisiejszego spadku Wilii; ponad jej poziom wznosi się on do 63 m.

We wschodnim ramieniu rynny odpowiedniki omawianych poziomów występują koło Trynopola, dalej odpowiada mu poziom z cerkwią na Pohlance w Wilnie. Ich wysokość względna wynosi około 55 m, a spadek jest zgodny ze spadkiem Wilii.

Z chwilą powstania dwuramiennej rynny Wilii prawie wszystkie rynny przecinające obszar północny przestają funkcjonować. Tylko bodaj jedna idąca z północy przez Bujwidziszki jest nadal czynna. Ruch wód roztopowych, spływających od lodowca rynną bujwidziską, jest jednak znikomy, a po pewnym czasie w ogóle ustaje. Tymczasem rola obu ramion fluwioglacjalnej rynny Wilii wzrasta na tyle, że powstaje forma, która zdecydowała o późniejszym ruchu wód płynących na tym terenie mimo zmiany kierunku spływu, jaka zaszła na odcinku zachodniego ramienia rynny.

W pradolinie Wilii znajdują się miejscami fragmenty tarasów nieco wyższych od poziomu opisanego, występujących pojedynczo w znacznym oddaleniu od siebie. Trudno jest je łączyć ze znanymi poziomami. Pewne jest to, że są one młodsze od tarasu ponarskiego, a starsze od poziomu Bezwodnej. Odpowiadają więc tym, które w pradolinie Waki zachowały się w formie wąskich listew.

W pradolinie Waki najniższym tarasem posiadającym spadek ku południowi jest ten, który w północnej części pradoliny ma wysokość około 128 m n.p.m. Na taki kierunek spadku wskazują między innymi wyższe fragmenty tego tarasu położone w obrębie pradoliny Wilii. Spływ ku Mereczance na tym poziomie musimy przyjąć, mimo że dno pradoliny Waki-Mereczanki w okolicy dolinnego działu wodnego podnosi się do około 130 m n.p.m. W czasie, gdy istniał odpływ do Mereczanki dno pradoliny musiało być przynajmniej o 5 m niższe. Zostało ono wtórnie pod-



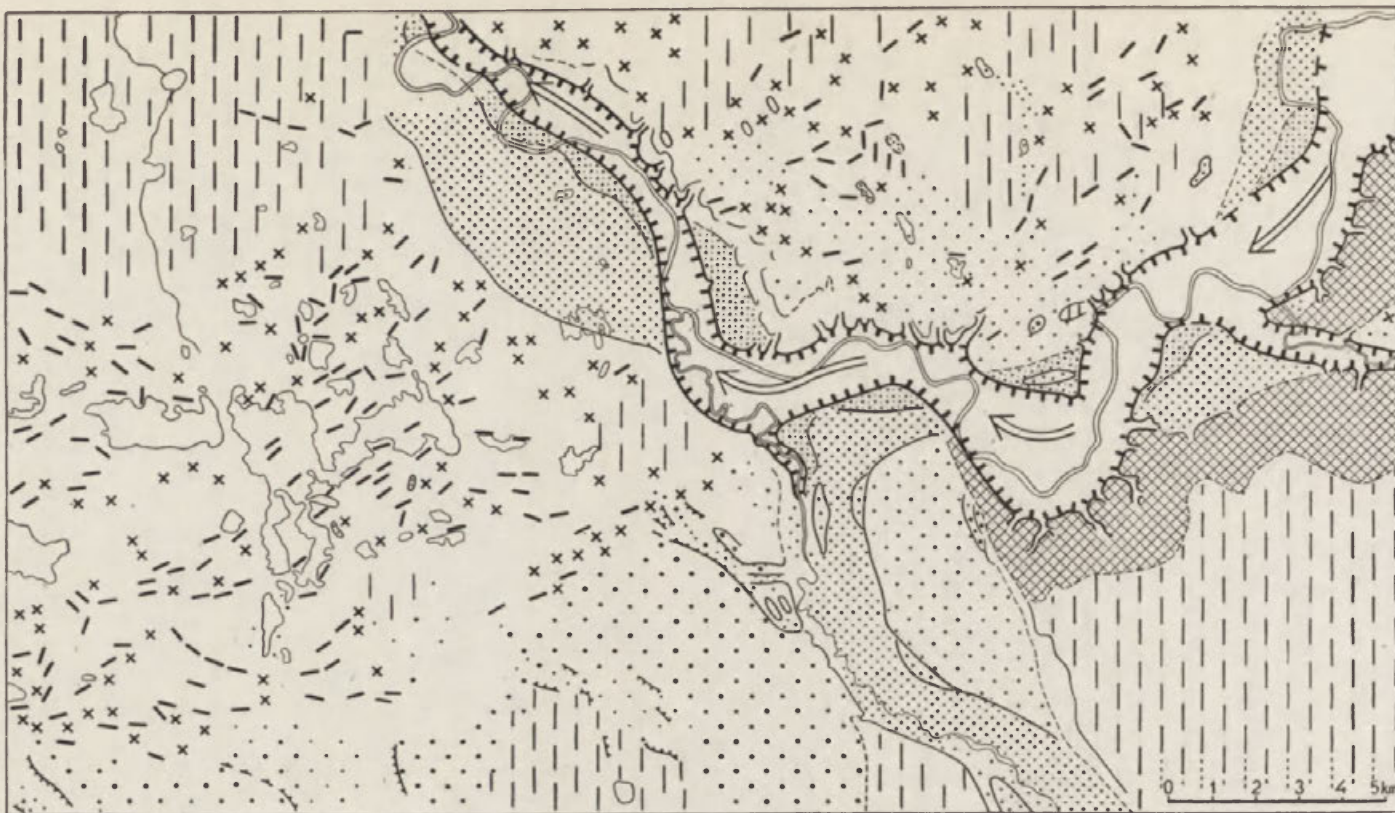
Ryc. 2. Schemat rozwoju morfologii w okresie stadium VI postępu lodowca (stadium dwuramiennych rynn fluwio-glacialnej Wilii z odpływem pradoliną Waki na Merezczanek)

Objaśnienie na wydłużaczach między 34 i 35 stroną

wyższone wskutek zatorfienia i zamulenia przez liczne strugi spływające współcześnie z sąsiednich sandrów. Taras 128-metrowy występuje wyraźnie w pradolinie Waki do okolic Białej Waki. Dalej ginie on pod deluwiami i torfami. W obrębie tego tarasu koło Białej Waki można stwierdzić niezmiernie ciekawy i ważny fakt dla ilustracji rozwoju zjawisk morfologicznych. Znajdujemy tu załamanie spadku. Taras 128-metrowy, pochylony dotychczas na południe, zbiega się tu z poziomem, który zaczyna od tego miejsca pochylać się ku północy. Rozróżnienie „rozszczipających się“ poziomów jest początkowo dość trudne. W miarę posuwania się w stronę pradoliny Wilii różnice wysokości obu poziomów stają się coraz lepiej widoczne. W pradolinie Wilii taras „128-metrowy“ ma około 50 m wysokości względnej. Poziom, który się od niego oddziela koło Białej Waki, ma około 40—45 m wysokości względnej. Na wysokości tarasu 40-kilkumetrowego w pradolinie Wilii następuje zwrot kierunku odpływu. Jest tu mowa o ramieniu zachodnim dwuramiennej rynny fluwioglacjalnej — w jej wschodnim odgałęzieniu tej zmiany kierunku spływu oczywiście nie ma. Wody płynące w tej części pradoliny Wilii skręcają najpierw w kierunku na Wakę, a następnie po zwrocie spływu w ramieniu zachodnim poczynając od ujścia Waki zaczęły kierować się na północo-zachód, bez widocznych zaburzeń normalnego odpływu.

Tak więc od powstania tarasu 40—45-metrowego bieg wód w pradolinie Wilii upodabnia się pod względem kierunku odpływu do stanu dzisiejszego. Jednocześnie pradolina Waki, starsza od pradoliny Wilii, zamiera. Rola wielkiej rynny fluwioglacjalnej, jaka przypadła jej w udziale, została skończona. Z czasem powstaje tu Waka, rzeka normalna — sycona przez wody opadowe i gruntowe — nieproporcjonalnie mała w stosunku do martwej pradoliny.

Wody w pradolinie Wilii nie zatrzymują się długo na poziomie czterdziestokilkumetrowych tarasów, wcinają się żywo w głąb do trzydziestu kilku, a następnie dwudziestu kilku metrów wysokości względnej, tworząc liczne stopnie pośrednie. Powstają dwa zespoły tarasów: seria 30—37 m i seria 20—26 m nad poziom Wilii (ryc. 3). O ile wody na poziomie 40-metrowych tarasów płynęły stosunkowo krótko, o tyle okres rozwoju tarasów kolejno niższych, aż do 20 m nad poziom Wilii, był bardzo długi. Poziomy serii 30, jak i serii 20-metrowych tarasów są klasycznie rozwinięte. Występują one prawie wyłącznie w większych zakolach Wilii, których promień wynosi ponad 1, częściej około 2 km. Są to tarasy jednobrzeżne — prawie nigdy nie znajdujemy ich jednocześnie po obu stronach rzeki na wprost siebie. Konkretnie tarasy wyższej serii (z omawianych) występują na przykład na wschód od Rulekiszek i w widłach Wilii i Waki. Tarasy 20-metrowe występują często w większych zakolach, pomiędzy tara-



Ryc. 3. Schemat rozwoju morfologii w okresie istnienia pradoliny Wilii (tarasów 20-metrowych i wyższych) z odpływem na północo-zachód po zakończonym rozwoju pradoliny Waki (przestała być czynna)

Objaśnienie na wydłużaczu między 34 i 35 stronica

sami wyższej serii a rzeką: na przykład w widłach Wilii i Waki, naprzeciwko ujścia Waki, poniżej ujścia Mazuryszanki itp. Należy podkreślić, że obie opisane serie tarasów są jak najściślej związane ze zlodowaceniem bałtyckim. Wody płynące po tych tarasach pradoliną Wilii były głównie wodami fluwioglacjalnymi, spływającymi od lodowca dalej na wschodzie. Na drodze spływu w kierunku północno-zachodnim zatrzymywały się one również przed czołem lodowca. Pradolina odprowadzała w tym czasie wody od lodowca łukiem wygiętym na południe (ten bieg wód został narzucony przez sieć rynien fluwioglacjalnych), a następnie doprowadzała je z powrotem do lodowca w innym oczywiście miejscu, gdzie powstały wielkie zastoiska. Taki stan rzeczy trwał przez długi czas. W pradolinie Wilii wody wcinały się w tym czasie od 50 m wysokości względnej (poziom ostatniego odpływu do Waki), aż do 20 m nad poziom rzeki, czyli na 30 m w głąb. Nad dolną Wilią, w okolicy ujścia Świętej, nie ma już tych tarasów — najwyższy poziom, jaki istnieje, ma tylko około 13 m wysokości względnej*. Tarasy wyższe (20 i 30-metrowe) kończą się na stosunkowo krótkim kilkudziesięciokilometrowym odcinku pradoliny, w miejscach gdzie przebiegająca krawędź lodowca uniemożliwiała dalszy odpływ wód.

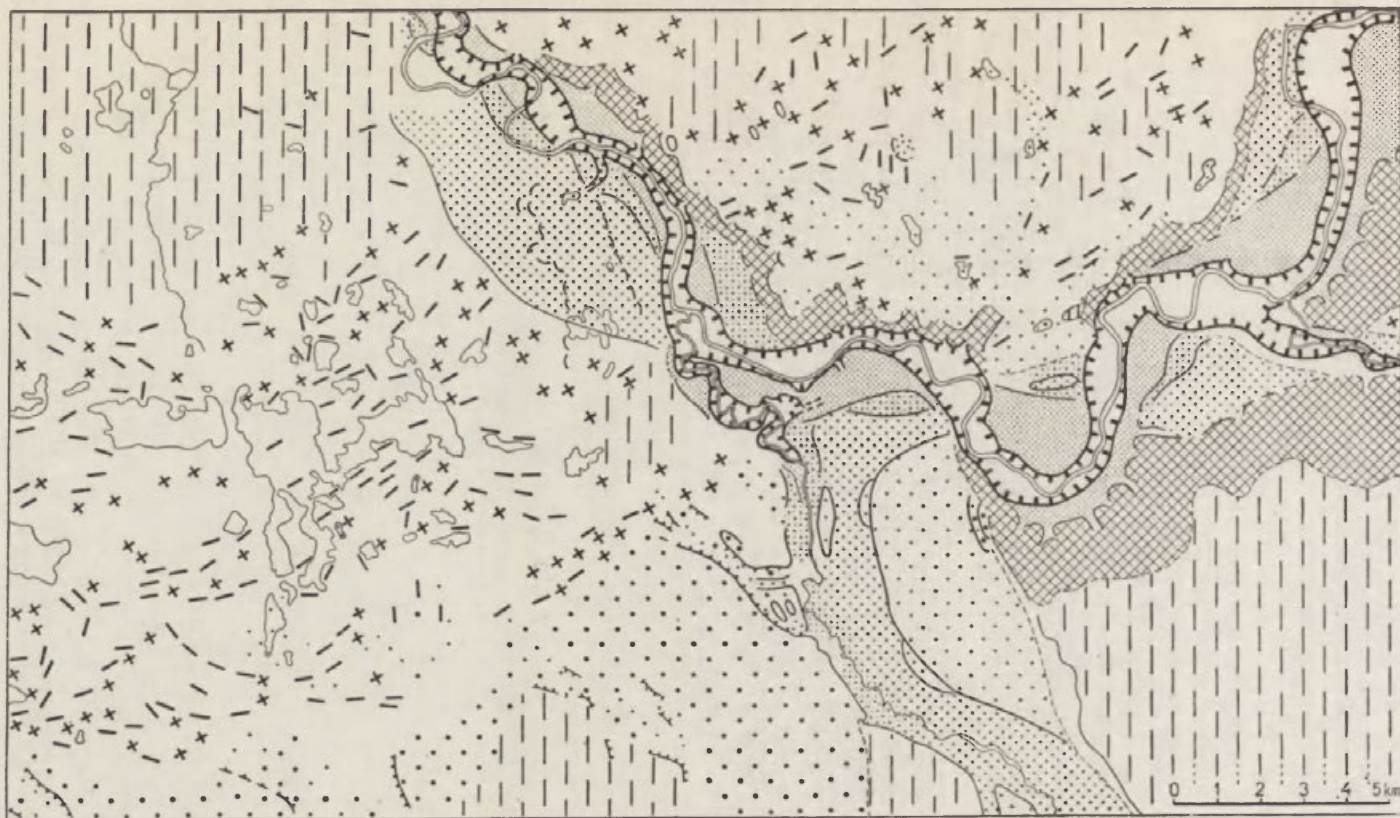
Wszystkie opisywane dotychczas tarasy mają charakter erozyjny.

Moment wynurzania się 20-metrowego tarasu Wilii kończy historię pradoliny. Następną serię tarasów o wysokości względnej od 18 do 13 m — z odpływem wolnym na całej długości Wilii aż do morza — zaliczam do najwyższych poziomów właściwej doliny, która powstaje bez udziału wód fluwioglacjalnych (ryc. 4).

Tarasы serii 13—18 m tworzą kilka poziomów, z których wyższe są lepiej rozwinięte. Najpiękniejszym tarasem tej grupy jest poziom około 17 m wysokości względnej koło Rulekiszek. Posiada on około 1 km szerokości, składa się z dwóch stopni oddzielonych od siebie krawędzią wysokością na 1 m. Tarasy tej serii znajdują się na obszarze Wilna oraz występują nad Wilejką i Waką. Stosunkowo mało rozwinięte są one tam, gdzie dolina Wilii ma charakter przełomowy (poniżej ujścia Waki).

Porównanie tarasów pradolinnych z dolinnymi nasuwa następującą uwagę: pierwsze mają bieg prostoliniowy, nie powtarzają zakoli, przeciwnie, mają tendencję do ich ścinania, drugie natomiast, serii 13—18 m, wyraźnie powtarzają wielkie zakola Wilii. Rzeka musiała zacząć meandrowanie w końcowym stadium fazy pradolinnej i wcięła się dopiero po powstaniu meandrów wielkich. To samo obserwujemy przy przejściu do grupy tarasów kolejno niższych: 8—10 m wysokości względnej. Tarasy

* Obserwacje z czasów, gdy tu pracowałem w zespole kierowanym przez B. Halickiego. Wypowiedziane wnioski znajdują potwierdzenie w faktach obserwowanych przez niego i A. Halicką na innych terenach.



Ryc. 4. Schemat rozwoju morfologii w okresie istnienia właściwej doliny Wilii pozbawionej wód fluwioglacjalnych; stadium starsze (tarasów 13—18-metrowych)

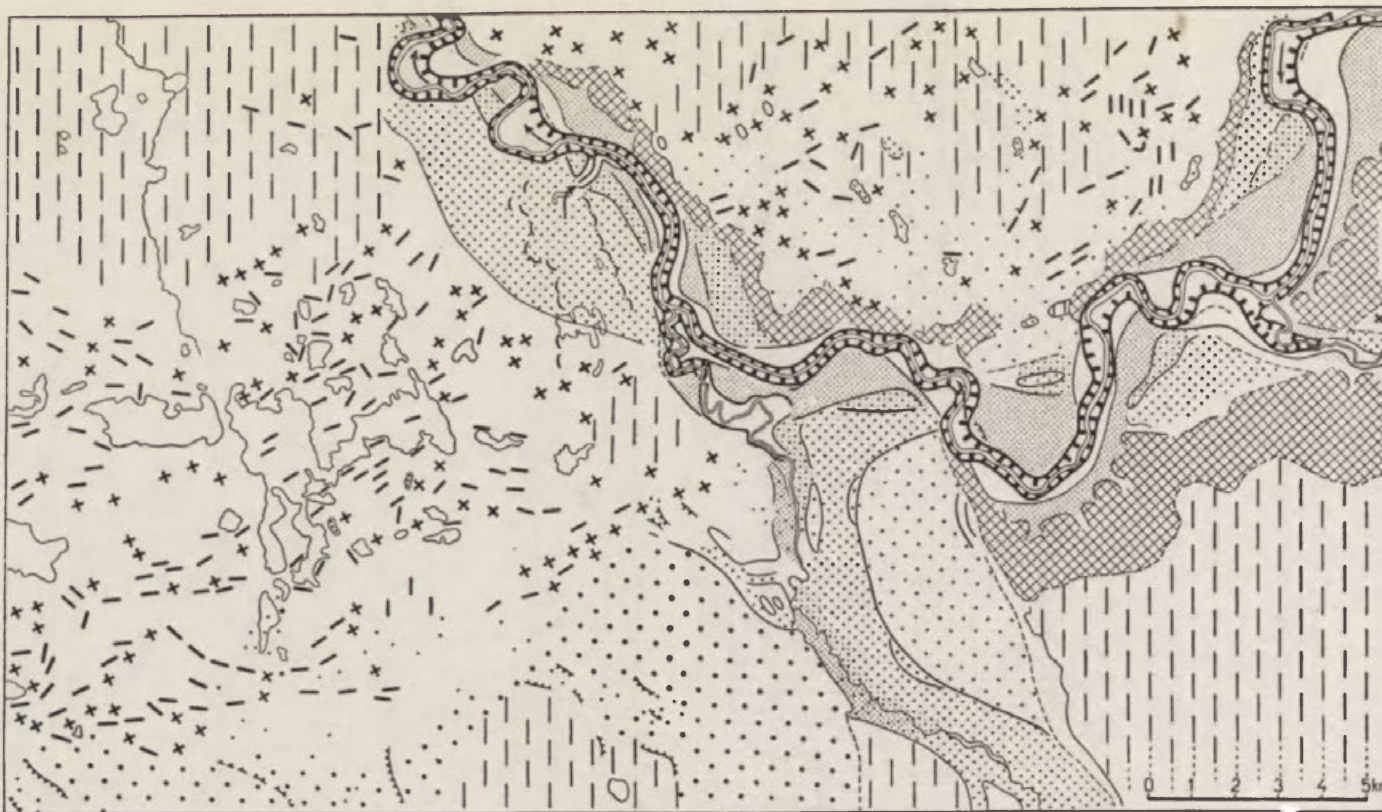
Objaśnienie na wydłużaczu między 34 i 35 stroną

13—18-metrowe ścinają meandry małe, ciągną się bez względu na ich bieg, podczas gdy tarasy 8—10-metrowe powtarzają często te meandry. Meandry małe musiały powstać w stadium końcowym rozwoju tarasów 13—18-metrowych, po czym dopiero rzeka zaczęła się wcinąć.

Traktując proces meandrowania jako wynik zmniejszenia „energii“ czy „siły“ wód rzecznych [19] można stwierdzić, iż w końcowym stadium rozwoju pradoliny i w końcowym stadium rozwoju tarasów 13—18-metrowych nastąpiło znaczne zmniejszenie się ilości wód płynących. Stoi to też w pewnym związku z szerokością doliny. Większe wody tworzą większą dolinę, mniejsze — mniejszą. Pod względem szerokości dolina Wilii upodabnia się w pewnym stopniu do dzisiejszej, poczynając od okresu powstawania tarasów 8—10-metrowych (ryc. 5). Wreszcie zupełnie przyjmuje dzisiejszy charakter w okresie budowy tarasu o wysokości 4—5 m nad poziom Wilii (por. ryc. 5 i 6). Ten ostatni jest całkowicie akumulacyjny — jest tarasem politorynowym (B. Halicki, E. Passendorfer).

Wydmy. Tarasy obu grup 13—18 m i 8—10 m mają tę wspólną cechę, że stały się terenem intensywnego rozwoju procesów eolicznych. Wydmy w dolinie Wilii występują prawie wyłącznie na tych właśnie tarasach. Na tarasie politorynowym brak wydym. Na tarasach 30—37 i 20—26-metrowych (są to poziomy wybitnie erozyjne) pojawiają się wyjątkowo i to tylko tam, gdzie z sąsiedniego tarasu „dolinnego“ mógł być nawiany piasek przez wiatry zachodnie. Typowy przykład takiej wydmy znajduje się koło wsi Buchta. Wydmy nie tylko skupiają się na tarasach 13—18-metrowych, ale przykrywają często ich krawędzie. Tarasy 8—10-metrowe mają natomiast często krawędzie rozwiane przez wiatr, na przykład w pobliżu Szyłan. Największe pole wydymowe występuje w dolinie Wilii na południe od Rulekiszek. Wydmy pojawiają się tu na tarasach 9 i 17-metrowych (na tym ostatnim jest ich najwięcej) oraz na stopniach pośrednich. Jeden z wałów wydymowych przebiegając ukośnie względem krawędzi tarasu 17-metrowego, jednym końcem spoczywa na tym tarasie, drugim zaś na sąsiednim, niższym. Krawędzie zasypane przez wydmy lub zniszczone przez rozwiewanie są zawsze eksponowane na zachód. Te fakty narzucają następujące wnioski: 1) wiatr, który usypywał wydmy w dolinie Wilii, wiał z zachodu; 2) wydmy powstawały tu po wynurzeniu się tarasów 8—10-metrowych, to znaczy nie wcześniej niż w czasie przedlitorynowego wcinania się rzeki [16].

Formy bezodpływowe w dolinie Wilii. Bezodpływowe obniżenia wgłębione w różnowiekowe tarasy Wilii występują bądź pojedynczo, bądź też skupiają się, tworząc charakterystyczne krajobrazy po kopalnym lodzie w dolinie. Idąc z biegiem rzeki znajdujemy je koło Werek i na południo-wschód od Rulekiszek. Są to dwa niezależne



Ryc. 5. Schemat rozwoju morfologii w młodszym stadium istnienia właściwej doliny Wilki (tarasów 10-metrowych i niższych). W tym czasie powstaje większość form związanych z zanikiem lodów kopalnych

Objaśnienie na wydłużaczu między 34 i 35 stroną

od siebie zespoły (ciągi) form bezodpływowych. Trzeci znajduje się bardziej na wschód, nieco bliżej Wilna. Na południo-zachód od Rulekiszek występuje poza tym kilka pojedynczych zagłębień w tarasie 8-metrowym Wilii, tworzących luźny ciąg o przebiegu południkowym. Te ostatnie są dlatego szczególnie ciekawe, że występują w tak niskich tarasach; poza nimi nie zauważono nigdzie podobnych form w tarasach tej wysokości. Ich obecność świadczy o tym, że do czasu wynurzenia się tarasu 8-metrowego kopalne bryły lodu mogły wciąż jeszcze trwać na tym terenie*.

Posuwając się od Werek po linii bezodpływowych zagłębień w tarasie 8-metrowym spotykamy koło Trynopola szeroki pas obniżeń, ciągnący się do zachodnich przedmieść Wilna oraz dalej na lewym brzegu Wilii w kierunku na Ponary. W obrębie tego pasa w okolicy Bołtupi, oprócz chaotycznie rozmieszczonych wzniesień i obniżeń różnego kształtu, występują fragmenty wyspowe tarasów 40-kilkumetrowej wysokości. Pas z formami po martwym lodzie oddziela tu od zachodniego zbocza pradolinę rozległy taras 42-metrowy — wyspę, którą od wschodu opływa Wilia. Rzece towarzyszą tarasy właściwej doliny i wyższe do 30—35 m włącznie. W pasie bezodpływowych zagłębień znajdują się obniżenia wypełnione torfami i wodami stojącymi. Gdy się obserwuje teren z miejsca położonego w pasie obniżeń, trudno pogodzić się z myślą, że tak urozmaicony krajobraz, o tak znacznych deniwelacjach, może istnieć w dolinie. Jest to jednak fakt niewątpliwy. Krajobraz ten powstał po wynurzeniu się prawie wszystkich tarasów Wilii, czyli w czasie, gdy jej dolina jako wielka jednostka morfologiczna istniała w postaci mało różniącej się od dzisiejszej. Brakowało tylko tarasu politorynowego 4—5-metrowego.

Na lewym brzegu Wilii w obrębie Wilna ciąg bezodpływowych zagłębień występuje na obszarze tarasu 33-metrowego. Niektóre zagłębienia są tu zatorfione. W kierunku Ponar brak podobnych form na przestrzeni kilku kilometrów. Dopiero dalej pojawia się bardzo wyraźne zagłębienie. W dalszym ciągu formy po kopalnym lodzie występują w okolicy Jaczan, a następnie po przerwie spotykamy je w postaci dużego kompleksu koło Jeziora Wielkiego. Ciągnie się on szerokim pasem na północ-zachód od tego jeziora pomiędzy tarasem Bezwodnej a wyspami tarasowymi położonymi bliżej rzeki. Za miarę wielkości form spotykanych

* W czasie przedlitorynowego wcinania się rzeki lub nawet później powstały więc między innymi bezodpływowe zagłębienia, które przyczyniały się do powstania morfologii, określonej zwykle jako „polodowcowa”. Proces znikania martwego lodu doprowadzał w konsekwencji do odmłodzenia krajobrazu obszaru ostatniego zlodowacenia — jakże późno po ustąpieniu lodowca. Na Syberii proces ten trwa obecnie a nowopowstające formy są przedmiotem badań naukowców radzieckich (z wypowiedzi S. Kalesnika i J. Sauszki na czasie pobytu w Polsce — 1954).



Ryc. 6. Schemat syntetyczny końcowego obrazu rozwoju morfologii okolic środkowej Wilii

Objaśnienie na wydłużaczu między 34 i 35 stroną



Ryc. 6. Schemat syntetyczny końcowego obrazu rozwoju morfologii okolic środkowej Wilii

Objaśnienie na wydłużaczu między 34 i 35 stroną

























w tej okolicy może służyć Jezioro Wielkie, które ma ponad 1 km długości i około 3/4 km szerokości, nie licząc zatok i przyległych torfowisk. Północną część kompleksu obniżeń Jeziora Wielkiego koło Wasiluk łączy z doliną Wilii rzeczka posiadająca dolinkę przełomową. Długość tej dolinki wynosi około 1 km. Być może, iż jakieś zwięźenie wzniesień dzielących „kompleks obniżeń“ od doliny Wilii ułatwiło powstanie przełomu. Wiek przełomu pozwalają określić tarasy zachowane w dolinie przełomowej. Najwyższym tarasem, który tu występuje, jest taras posiadający przy wylocie do doliny Wilii wysokość 15 m nad poziom tej rzeki. Łączy się on bezpośrednio z takim samym tarasem Wilii, to znaczy należącym do grupy 13—18 m, najwyższej właściwej doliny Wilii. Przełomu dokonały wody wypływające z kompleksu obniżeń Jeziora Wielkiego. Dopóki wypełniał je lód nietopniejący, dopóty nie było tu wody i przełomu. Dopiero z chwilą gdy nagromadzone lody zaczęły się topić, wody roztopowe, szukając drogi odpływu, doprowadziły do powstania przełomu. Proces ten musiał się odbyć po opuszczeniu najniższego tarasu pradolinowego (20 m) przez wody Wilii, w czasie gdy Wilia uzyskiwała lub już uzyskała połączenie z morzem. Z okresem tym łączy się początek likwidacji kopalnych lodów martwych, który jak wiemy został zakończony po wcięciu się wód poniżej poziomu 8 m, gdyż na nim są jeszcze bezodpływowe zagłębienia związane z martwym lodem.

Zespół form po martwym lodzie występuje, poza opisanymi, na północ od tarasu wsi Leszczyniaki. Jedno z większych pojedynczych zagłębień bezodpływowych w dolinie, o średnicy około 120 m i głębokości około 6 m, znajduje się w tarasie 26-metrowym na prawym brzegu Wilii, poniżej ujścia Mazuryszanki.

Formy opisywane powstały tam, gdzie lód znalazł się w głębi gruntu i przetrwał następnie przez długie lata jako lód kopalny. Na obszarze pradoliny Wilii szczególne zainteresowanie wzbudzają te spośród opisanych form, które wiążą się z wypełnieniem starej „preglacjalnej“ doliny (mowa jest o zlodowaceniu bałtyckim) przez masy nasuwającego się lodowca. Fakt istnienia doliny przedbałtyckiej może być stwierdzony tylko na podstawie kryteriów geologicznych*. Sama morfologia może jedynie nasuwać myśl o możliwości istnienia takiej formy kopalnej. Ale z chwilą stwierdzenia takiego faktu, zjawiska morfologiczne nabierają specjalnego znaczenia. Spośród bezodpływowych zagłębień różnego pochodzenia z doliną przedbałtycką na omawianym obszarze wiążą się przede wszystkim te, które leżą nisko, oraz te, które występując zespołowo tworzą większe ciągi, gdyż łatwiej lodom było dostać się na więk-

* Myśl o przedbałtyckiej dolinie na tym obszarze wysunął B. Halicki. Problem ten następnie opracował E. Passendorfer [18].

Objaśnienie do ryc. 2—6

-  moreny czołowe i ich ciągi
гряды и ландшафты конечных морен
ridges and landscapes of terminal moraines
-  morena denna — przeważnie płaska
ландшафты основной морены преимущественно равнинные
ground moraine landscape — prevailing flat
-  morena denna — przeważnie falista
ландшафты основной морены преимущественно холмистые
ground moraine landscape — prevailing uneven
-  formy szczelinowe, wygniecione (zbudowane z glin)
суглинистые формы ледниковых трещин выдавленные синау
subglacial icecrevasse-filling forms (built of boulder clay)
-  drumliny
друмлины
drumlins
-  formy po lodzie kopalnym w obszarze występowania glin
формы образованные процессом таяния ископаемого мертвого льда в районе валунных суглинков
forms moulded by process of melting of buried dead-ice masses in the boulder clay areas
-  — w obszarze występowania piasków i żwirów
— в районе песков и гравия
— in sand and gravel areas
-  pojedyncze formy po lodzie kopalnym
одиночные подлые формы (ванны) такого же происхождения
isolated kettles
-  negatywne formy krawędziowe i rynny
маргинальные ложбинные формы такого же происхождения
channels and negative marginal forms
-  ozy
озы
eskers
-  sandry starsze występujące poza pradolinami
древние задровые поля
old outwash plains
-  sandry młodsze występujące poza pradolinami
более молодые задровые поля (вне долин)
young outwash plains (outside of valleys)
-  poziomy pradolinne (tarasy) — najstarsze Waki;
nie wykształcone w pradolinie Wilii
флювиогляциальные террасы древнейшие в долине р. Ваки
the oldest glaciofluvial terraces of the Waka River valley
-  — najstarsze Wilii z czasu odpływu na południe
pradolina Waki, Mereczanki itp.
— древнейшие в долине р. Вилии (с уклоном на юг)
— Wilia River (draining southwards)
-  — o wysokości względnej 40—48 m; na tych poziomach nastąpiła zmiana kierunku odpływu z południowego (Waka) na północno-zachodni (wzdłuż Wilii)
террасы относительной высоты 40—48 м; на этих террасах изменялось направление стока с южного на северо-западное
terraces of a relative height of 40—48 m; on those terraces the drainage direction was changed from S to NW
-  — najmłodsze tarasy pradolinne (37—30, 26—20 m)
последние флювиогляциальные террасы (37—30, 26—20 м)
the last old-valleys terraces (37—30, 26—20 m)
-  formy dolinne (tarasy wód rzecznych) o wysokości względnej: a) 18—13 m, b) 10—8 m, c) 4—5 m (politoryn.)
речные террасы относительной высоты: a) 18—13, b) 10—8 м, c) 4—5 м
fluvial (river) terraces of relative height: a) 18—13 m, b) 10—8 m, c) 4—5 m
-  zbocza pocięte erozyjnie
долинные склоны изрезанные эрозией
slopes with erosion-incisings
-  krawędzie powstałe przez wcięcie się wód w czasie ostatniej fazy pradoliny, doliny
бровки террас образованные в данной стадии развития долины
terraces edges of last stage
-  wydmy lub ich skupienia
дюны
dunes
-  piaski pokrywowe lub nagromadzenia denudacyjnego
поверхностные пески
„decksandes“
-  jeziora
озера
lakes
-  niektóre torfowiska i tereny obniżęń, podmokłe
торфяники и болота
moors and marshes
-  kierunki odpływu wód fluwioglacialnych
направления стока флювиогляциальных вод
directions of glaciofluvial drainage

szą głębokość w obrębie doliny przedbałtyckiej niż poza nią. Tworzyła ona przecież w przedbałtyckiej rzeźbie terenu poważne obniżenie ciągle. Gdy pod tym kątem widzenia przeanalizujemy problem bezodpływowych form w pradolinie Wilii, rekonstrukcja doliny przedbałtyckiej oparta na faktach geologicznych okaże się zgodna z kryteriami morfologicznymi. Jedyne na odcinku północno-zachodnim sytuacja nie jest wyjaśniona. Morfologia przemawia za przebiegiem doliny przedbałtyckiej przez Wąsiluki, okolice Krętych Gór, a E. Passendorfer jest skłonny prowadzić ją przez Sojdzie, choć nie wyklucza poprzedniej możliwości [18, s. 45].

Zaznaczmy jeszcze, że szereg zagłębień po martwym lodzie w dolinie wiąże się z przebiegiem rynien, które mają swe przedłużenie na przyległych wysoczyznach. Są też takie, które się wiążą z ciągami moren czołowych, na przykład w okolicy Rykont. Takie formy nie mają rzecz jasna nic wspólnego z doliną przedbałtycką, choć w wielu miejscach przeplatają się przypadkowo z jej krajobrazem po martwym lodzie.

Na południe od Jeziora Wielkiego ciągnie się aż do okolicy Landwarowa kompleks znacznych obniżeń. Morfologicznie wykazuje on podobieństwo z obszarem położonym na północ od tego jeziora. Różnica w rzeźbie obu terenów polega na tym, że na południu brak jakichkolwiek śladów zrównań tarasowych. Do tego dochodzi różnica w budowie geologicznej: w północnej części kompleksu obniżeń występują powszechnie warstwowane piaski i żwiry, w południowej — gliny morenowe. Między Jeziorą Wielkim a wsią Nowy Landwarów przebiegają w kierunku południowym wielkie wały, wznoszące się ponad 20 m w stosunku do sąsiednich zabagnionych obniżeń. Największa z tych form ma ponad 2 km długości. Tworzy ona kilka skrętów, przez co upodabnia się do ozu. Jest jednak zbudowana całkowicie z glin. Na końcu tego wału znajduje się wspomniana wieś. W Nowym Landwarowie w studni, którą kopano do około 7 m, glin nie przebito. Tu w pobliżu wsi na spłaszczonym grzbiecie wału występują pojedyncze zagłębienia bezodpływowe. Forma ta musiała powstać przez wgniecenie materiału morenowego w szczelinę lodowca.

Północna część kompleksu obniżeń powstała wskutek stopienia się brył lodu zagrzebanego swego czasu przez osady fluwioglacjalne w dolinie przedbałtyckiej. Część południowa, gdzie występują tylko gliny, jest innej genezy. E. Passendorfer uważa, że do powstania tego zespołu form przyczyniła się głównie erozja subglacjalna (rynnę wypełnione później lodem). Przypuszczam, że poza poprzednią możliwością pewną rolę odegrała też egzaracja mas lodowcowych. Jest bowiem bardzo znamienne, że część południowa kompleksu obniżeń stanowi dokładne przedłużenie części północnej. Ta ostatnia była odcinkiem doliny przed-

bałtyckiej. W nią wszedł lodowiec. Tego dowodzi między innymi fakt glacitektonicznych zaburzeń niektórych osadów wypełniających tę dolinę [18]. Odcinek doliny przedbałtyckiej na północ od Jeziora Wielkiego był co do kierunku mniej więcej zgodny z ruchem mas lodowych. W takich warunkach lody wypełniające dolinę mogły się bez przeszkód poruszać wraz z całym lodowcem posuwającym się dalej na południe. Dopiero w okolicy Jeziora Wielkiego na skrócie doliny natrafiły one na przeciwległe zbocze zagrządzające dalszą drogę. Ale lodu będącego w ruchu nie łatwo powstrzymać. Naciskiem i egzaracją torowały masy lodowe dalsze przejście na przedłużeniu drogi przebytej, to znaczy na przedłużeniu odcinka doliny przedbałtyckiej przed dojściem do Jeziora Wielkiego *. Przyjmując takie wyjaśnienie powstania południowego odcinka pasa obniżenia (przyczyna główna obok możliwości innych — podrzędnych), nie dziwi nas brak śladów akumulacji fluwioglacjalnej i prawie wyłączna obecność glin morenowych. Geneza obniżenia przy podanej interpretacji zjawisk wiąże się pośrednio z doliną przedbałtycką (jej przebieg — zgodny na pewnym odcinku z kierunkiem ruchu lodowca — był czynnikiem, który umożliwił powstanie dalszej części kompleksu obniżenia).

Zbocza pradoliny Wilii. Tak jak w tarasach Wilii w wielu miejscach występują formy im obce, w postaci zagłębień bezodpływowych, tak też i zbocza jej doliny mają często anormalne ukształtowanie — niepodobne do zboczy erozyjnych. Lód jako skała brał poważny udział w budowie podłoża tych terenów — skała tym szczególna, że mogła istnieć wyłącznie w określonych warunkach termicznych, właściwych dla klimatu arktycznego. Gdy warunki uległy zmianie, gdy przyszło ocieplenie — lód zniknął, a formy lub te ich części, w których budowie masy lodowe brały udział — rozpadały się całkowicie lub częściowo, tracąc charakterystyczne dla siebie cechy morfologiczne. We wszystkich podobnych przypadkach mamy do czynienia z wtórną zmianą krajobrazu.

Zbocza, których kształtów nie można wyjaśnić wyłącznie przez procesy erozyjne, występują nad Wilią w miejscach, gdzie z nimi sąsiadują formy po kopalnym lodzie, związane bądź z doliną przedbałtycką, bądź z rynnami przecinającymi tę dolinę. I tak „zbocze podparte lodem“ (*ice contact slope*) znajdujemy na północ od Wilna, na prawym brzegu Wilii **.

* Można sobie wyobrazić, że w miejscach gdzie obniżenie leżące na drodze lodowca przebiegało poprzecznie, lody posuwały się inaczej. Najpierw w obniżenie ześlizgiwały się masy lodu od krawędzi w sposób bardziej luźny, później, po wypełnieniu obniżenia, główne masy lodowca przesuwają się już ponad lodami, wypełniającymi to obniżenie nie schodząc do niego w dół.

** Na taką genezę tego zbocza zwrócił moją uwagę B. Halicki w czasie gdy opracowywałem „oz szeszeński“ (1934). Píše o nim również E. Passendorfer [18, s. 30].

Zarys zbocza lewobrzeżnego jest tu również niewyraźny. Powyższe uwagi dotyczą zarówno pradoliny, jak i doliny Wilii. Koło Leszczyniak brak również normalnego zbocza pradoliny. Zamiast niego występuje tu zespół form po martwym lodzie — w obniżeniu dzielącym wyspowy fragment tarasu Leszczyniak od poziomów sandrowych na północy. Tu w pobliżu znajduje się też w zboczu pradoliny półotwarte zagłębienie bezodpływowe (*semi-kettle* R. F. Flint a [5]). Zbocza pocięte rynnami fluwioglacjalnymi z bezodpływowymi zagłębieniami na dnie zaobserwowano w okolicy Szyłan, przy tym niektóre zagłębienia związane z tymi rynnami występują już w obrębie pradoliny. Być może, że zagłębienie w 26-metrowym tarasie położone poniżej ujścia Mazuryszanki jest też związane z rynnami. Leży ono dokładnie na przedłużeniu dwóch wąskich, głębokich rynien, pomiędzy którymi ciągnie się wał zbudowany ze żwirów i piasków — podobny do ozu.

W bliższej i dalszej okolicy Rykont, koło Bezwodnej, a przede wszystkim w pobliżu Jeziora Wielkiego spotykamy anormalne zbocza. Zwłaszcza koło wymienionego jeziora pradolina Wilii w ogóle „nie ma“ zbocza. Można tu najwyżej stwierdzić, że pewne wzniesienia zbudowane z glin morenowych, położone na południo-wschód od jeziora musiały znajdować się już poza pradoliną; inne — położone na północ, zbudowane z materiałów żwirowo-piaszczystych, warstwowanych, nie przewyższające szczytami poziomu tarasu Bezwodnej — znajdują się w granicy pradoliny.

Z powyższego widać, że zbocza pradoliny czy też doliny Wilii — formy nawskroś erozyjne — musiały ulec daleko idącym zmianom wtórnym, przez co utraciły w wielu miejscach swój pierwotny charakter, a na niektórych odcinkach nie pozostało po nich w ogóle śladu. Do wywodów podanych na wstępie rozdziału, że przyczyną zmiany wtórnej jest obecność lodu w podłożu, dodamy to, że wielkość, stopień tej zmiany zależał od ilości kopalnego lodu, bardzo zmiennej lokalnie.

Poruszymy tu jeszcze sprawę wieku zmiany wtórnej, jakiej uległy zbocza.

Zbocza starsze, wznoszące się ponad wysokimi tarasami, nie wzbudzają większego zainteresowania, jeżeli chodzi o wiek zmian wtórnych, o których jest mowa. Nie dziwimy się obecności form po martwym lodzie, występujących na zboczach starych. Szczególne zainteresowanie wzbudzają natomiast zbocza młodsze, schodzące do niskich poziomów tarasowych, czyli związane wiekowo z tymi młodszymi tarasami. Wtórne bowiem formy po martwym lodzie muszą być młodsze, późniejsze od samego zbocza pierwotnego — erozyjnego, więc i od tarasu, z którym dane zbocze jest związane. Zbocze takie — wtórnie zmienione wskutek późniejszego stopienia się lodu, a schodzące bardzo nisko, znajdujemy w obrębie samego Wilna, na prawym brzegu Wilii. Na przedłużeniu pasa form

związanych z przebiegiem doliny przedbałtyckiej (na odcinku: Trynopol, Bołtupie, Wilno) występują fragmenty tarasu o wysokości względnej od 15 do 17 m nad poziom Wilii. W poziomie tego tarasu znajdują się pojedyncze wklęsnięcia po bryłach martwego lodu, a u wylotu pasa form bezodpływowych doliny przedbałtyckiej — powierzchnia, krawędź i zbocze tego tarasu zostały przez wklęsnięcie całkowicie zniszczone. Sprawa wieku zmiany wtórnej byłaby rozwiązana, gdyby u podnóża zbocza wyższego, zniszczonego występował taras kolejno niższy (8—10-metrowy). Świadczyłoby to o tym, że wody, które płynęły na poziomie 8—10 m, czyli wody, dzięki którym powstało zbocze erozyjne wznoszące się ponad ten poziom, musiały się wciąć poniżej poziomu 8—10 m zanim to zbocze rozpadło się skutkiem stopienia się lodu w podłożu. Tego ułatwienia nie znajdujemy niestety w terenie. Nie ma tu tarasu 8—10-metrowego. Musimy dojść do wniosku drogą okrężną. Oto u wylotu pasa zagłębień bezodpływowych znajduje się sam koniec tarasu 4—5-metrowego — politorynowego. Nad nim pojawiają się już znamiona zniszczenia zbocza wyższego (tarasu 16,5-metrowego). Może pojawić się więc alternatywa następująca: zbocze rozpadło się po powstaniu tarasu politorynowego. Taki wniosek nie może być jednak przyjęty. W tym wypadku bowiem trzeba byłoby przyjąć i to, że lody przetrwały cały okres optimum klimatycznego. Jest bardziej prawdopodobne, że wtórna zmiana form zbocza w tym miejscu poprzedziła czas powstania tarasu politorynowego. Jednocześnie zbocze jest młodsze od tarasu 16,5-metrowego, wiąże się z wynurzeniem się tarasu 8—10-metrowego. Stąd wniosek, że wtórna zmiana rzeźby zboczy przypada mniej więcej na ten sam okres czasu co i powstawanie zagłębień bezodpływowych w tarasach (najniższe z nich występują w tarasie 8-metrowym koło Rulekiszek). Jest to zupełnie zrozumiałe, gdyż zarówno w tarasach, jak i zboczach, formy wtórne powstawały na skutek tych samych przyczyn, działających mniej więcej w tym samym czasie.

Obok opisanego typu zboczy pradolina Wilii posiada w wielu miejscach zbocza erozyjne. Wśród nich na szczególną uwagę zasługują te, które wskutek procesów erozyjnych zostały bardzo silnie pocięte przez dolinki boczne, różnego rodzaju wąwozy. Erozyjne rozczłonkowanie zboczy występuje najsilniej we wschodniej części pradoliny Wilii. Być może dlatego, iż obszar ten wcześniej znalazł się poza zasięgiem lodowca, poza tym występują tu większe wysokości względne.

W bliższych i dalszych okolicach silnie rozgałęzione dolinki boczne cofnęły miejscami na kilka kilometrów wyniosłe krawędzie sąsiednich wysoczyzn. Po ich brzegach zniszczonych przez erozję pozostały obniżone ostrogi i kopulaste wzniesienia odseparowane od siebie licznymi wąwozami, przełęczami i innymi formami. Tego rodzaju zbocza pradoliny — silnie pocięte erozyjnie — znane są ze swych wartości krajobrazowych

z terenu tak zwanych Gór Ponarskich, Karolinek, Rowów Sapieżyńskich znad Wilejki itd.

Poszczególne dolinki boczne różnią się pomiędzy sobą znacznie. Jedne są pogłębiane przez stale płynące strugi, mniej lub więcej obfite w wodę. Inne są pozbawione stale płynących wód. Powstały one na skutek spływu wód opadowych. Wielkość dolinek zależy w dużym stopniu od warunków przypadkowych. Większe dolinki rozwinęły się na przedłużeniu rynien występujących na wysoczyźnie, na przykład około Linkowszczyzny, bądź też w miejscu wielkich spadków (wąwozy Gór Ponarskich). W niektórych dolinkach o stałym odpływie znajdujemy ślady tarasów.

Dolinki boczne pozbawione stale płynącej wody, których genezę można wyjaśnić przez działanie wód opadowych, na tym terenie można podzielić na dwie grupy. Do jednej należą wąwozy posiadające strome zbocza często pokryte świeżymi osypiskami, o przekroju poprzecznym w kształcie litery V. Do nich należą wąwozy powstające i rozwijające się między innymi do czasów ostatnich. Dna tych wąwozów schodzą nisko aż do poziomu Wilii lub do poziomów aktualnie znajdujących się u podnóża zbocza, w które są wcięte. Jednym słowem są to formy posiadające wszelkie cechy młodości. Będziemy je nazywali krótko dolinkami czy wąwozami „dzisiejszymi“.

Dolinki boczne drugiej grupy różnią się najwyraźniej od poprzednich. Są to formy stare, zamarłe, posiadające cechy daleko posuniętej dojrzałości. Dna tych dolinek są przeważnie płaskie i szerokie, często pocięte przez erozję młodą; zbocza dość daleko odsunięte od siebie przeważnie strome.

Te stare formy erozyjne przestudiowano dokładnie w terenie. Nie można ich wyjaśnić przez kolejno powtarzające się cykle erozyjne związane z cofaniem się zboczy pradoliny. Wszystkie zamarłe dolinki boczne związane są najwyraźniej z dawnymi tarasami pradolinowymi Wilii i nie mogą być łączone z tarasami niższymi niż 20 m nad poziom rzeki. Szczególnie ciekawe są dolinki zamarłe na zboczach prawego brzegu Wilii, na zachód od Wilna (tak zwane Karolinki). Tu zbocze zostało w ostatnim etapie rozwoju rzeki podcięte. Wszystkie stare dolinki zostały przez to zawieszane. Ich poziomy denne wznoszą się wszędzie na około 30 m nad poziom Wilii, z nieznacznymi odchyleniami wynikającymi z różnego stopnia podciecia i cofnięcia zbocza doliny. Przedłużenia profili podłużnych starych dolinek „wychodzą w powietrze“ i nie dają się połączyć z poziomami tarasów niższych na brzegu przeciwnym. Celują one na wyżej wspomniane poziomy pradolinne. Dno dolinek budują różne materiały: raz gliny, raz piaski, na rozwój erozji wgłębnej nie miały w tym wypadku wpływu czynniki strukturalne. Wcięte są do jednolitego poziomu zupełnie niezależnie od wysokości sąsiedniej

wysoczyzny. Wszystko to dowodzi, że stare dolinki rozwijały się tylko w określonym okresie czasu, w okresie powstawania i rozwoju pradoliny (tarasy 20-metrowe i wyższe).

Wąwozy dzisiejsze, jak już wiemy, schodzące aż do poziomu rzeki, powstawały w czasach ostatnich, najdalej w okresie tarasu polityrynowego. Okresy rozwoju zjawisk erozyjnych na zboczach pradoliny Wilii: okres „stary“ i okres „dzisiejszy“ dzieli poważna przerwa czasowa, podczas której powstawały tarasy dolinne 13—18 oraz 8—10-metrowe. Brak jest dolin bocznych, które by się wiązały z tymi poziomami. Ich profile podłużne związane są bądź z poziomami pradolinnymi, bądź z młodszymi od 10—8 metrowych. Działalność erozyjna na zboczach Wilii ogranicza się jedynie: a) do okresu zlodowacenia tego terenu (w znaczeniu lokalnym szerszym), to znaczy do okresu pradolinnej fazy Wilii, oraz b) do czasów literynowych i późniejszych.

Te dwa okresy wzmożonej erozji wiążą się najprawdopodobniej z okresami dostatecznie obfitych opadów. Czas zastoju erozji — z okresem ubogim w opady [16]. W czasie rozwoju tarasów dolinnych — wyższych (13—18 i 8—10 m) powstawały jedynie te dolinki, które odwadniały obszary wypełnione masami martwego lodu, jak na przykład dolinka przełomowa koło Wasiluk, łącząca dolinę Wilii z kompleksem obniżeń Jeziora Wielkiego. Takie formy dolinne nie mają, jak się wydaje, nic wspólnego z opadami, a wiążą się z czasem topnienia lodu kopalnego przetrwałego w gruncie, czyli ze zjawiskami termicznymi.

Reasumując powyższe wywody, stwierdzamy przede wszystkim w obrębie systemu pradolin opisanego obszaru istnienie dwóch wyraźnie różnowiekowych okresów (cyklów) erozyjnych na zboczach, w tym jeden dawny, skończony. Brak większych bocznych przesunięć koryta Wilii, zwłaszcza w okresie ostatnich etapów jej rozwoju (tarasy niskie są wąskie), pociąga za sobą to, że nie widać tu zboczy dopiero co podciętych, obok podciętych nieco wcześniej itp. Formy erozyjne na zboczach, należące do młodego okresu erozyjnego, są więc do siebie podobne. Nie wykazują one wielkich różnic w stopniu zaawansowania swego rozwoju, co musiałyby wystąpić przy kolejno powtarzających się odnawianych podcięciach. Jednym słowem formy okresu (cyklu) młodszego — „polityrynowego“ charakteryzuje nikła różnofazowość rozwoju*.

* Różnofazowy rozwój posiadają formy erozyjne na zboczach nadwiślańskich. Raz po raz powtarzały się tu podcięcia zboczy wskutek silnego meandrowania Wisły. Pociągało to za sobą odmłodzenie erozji na jednych zboczach, podczas gdy na innych, starszych, erozja rozwijała się bez przerw. W ten sposób doszło do zróżnicowania faz w obrębie tego samego cyklu czasowego. Nie poruszam tu sprawy ilości okresów erozyjnych nad Wisłą.

RZUT OKA NA STOSUNKI HYDROGRAFICZNE

Stosunki hydrograficzne opisanego obszaru nie są ostatecznie ustalone. Prawie wszystkie rzeki, które tu płyną posiadają mały spadek w biegu górnym, znacznie mniejszy niż w środkowym lub dolnym. Wiąże się to z tym, że w biegu górnym rzeki wciąż korzystają z dawnych poziomów fluwioglacjalnych i płyną na tych poziomach, nie mogąc się wciąć głębiej wskutek utraty zdolności erozyjnej. Zdolność ta jest zależna między innymi od ilości płynących wód. Dopiero znaczny wzrost spadku bliżej ujścia pobudza wody do żywszego ruchu, przywraca im zdolność erozyjną, co się zaznacza w sposób widoczny w postaci efektów erozji wgłębnej: we wcięciu (w powstaniu) własnej lub właściwej doliny danej rzeki, wgłębionej w dawne poziomy fluwioglacjalne. Doskonałym przykładem takiej rzeki jest Waka. Leniwie płynące wody jej biegu górnego z trudem torują sobie drogę wśród wciąż narastających torfowisk i bagien wysokich poziomów fluwioglacjalnych. Bliżej ujścia natomiast Waka upodabnia się do rzeczki podgórskiej. Można tu znaleźć ślady wszystkich tarasów do najmłodszych włącznie. Najmłodsze tarasy sięgają bardzo niedaleko wstecz od ujścia rzeki. Im tarasy są starsze, tym sięgają dalej w górę. Jednak tarasy właściwej doliny Waki prawie nie wykraczają poza obręb pradoliny Wilii i tylko najstarsze wchodzą wyraźnie w pradolinę Waki (zresztą zaledwie na kilkanaście kilometrów). Podobne cechy ma też sama Wilia, traktowana w całości. Ożywia się ona dość daleko w górę biegu. Na obszarze opisanym ma średni spadek 0,57‰. Płyńie żwawo, tworząc szereg niebezpiecznych „rap“.

Najbardziej aktywna ze wszystkich rzek opisywanego terenu jest Brażółka. Nawet górny odcinek jej biegu nie jest pozbawiony zdolności erozyjnej; tym różni się Brażółka od innych rzek tego terenu. Źródła tej rzeczki zbliżyły się na $\frac{3}{4}$ km do jezior trockich, grożąc im w przyszłości spuszczeniem. Obecnie rzeczka ta odwadnia bagna po jeziorze, które już spłynęło, położone około 30 m poniżej poziomu jeziora Okmiany, na linii rynny fluwioglacjalnej, biegnącej przez to jezioro.

Zjawiska związane z wodami gruntowymi i nasuwają ciekawe spostrzeżenia. W wielu wypadkach ruchem wód gruntowych kierują dawne rynny. Była już mowa o takim zjawisku przy opisie okolicy Popiszek (obszar północny). Gliny morenowe pozostawione w rynnach, wykorzystanej przez miniaturowy jezior lodowcowy, powodują gromadzenie się wód zaskórnych na powierzchni. Jednocześnie w głębi brak jest wody, która stąd spływa widocznie w kierunku rynny krawczuńskiej. (Nawet w głębokich studniach odczuwa się brak wody). W tym i w innych wypadkach zauważono, że studnie położone w obrębie niektórych rynien są głębsze niż znajdujące się poza rynną. Świadczy to o łatwości

odpływu wód gruntowych wzdłuż dawnych łożysk erozyjnych, wypełnionych przepuszczalnym materiałem akumulacyjnym.

W południowej części opisanego obszaru zabagnione poziomy denne szeregu obniżień i poziomy jezior wykazują uderzającą zgodność (z uwzględnieniem spadku), która wyklucza jakąkolwiek przypadkowość. Na obszarze torfowisk między jeziorem Olsoki (151 m n.p.m.) a jeziorem Płomiany (150 m n.p.m.) powtarza się kilkakrotnie kota 152. Na pograniczu „krajiny moren“ i „sandrów“ poziom zabagnień w obniżeniach leżących na linii równoleżnikowej, przechodzącej przez Stare Troki, posiada wszędzie wysokość 152 m n.p.m.; koło wsi Piłalówka — 151 m. Na północ od tej linii pojawiają się miejscami na bagnach wyższe punkty wysokościowe, na przykład 152,8, 153. W kierunku południowym poziom zabagnień obniża się: w rynnice koło Woźnicznan mamy 150, 149,7; koło Piłalówki (rywna składa się z szeregu bezodpływowych zagłębień) wysokości odczytane w poziomie zabagnienia wynoszą kolejno od północy: 151,2, 151, 149,7, 149,6, 149,5. Ten ostatni punkt zgadza się z poziomem jeziora koło Świątnik.

Z powyższych przykładów widać, że wody gruntowe mają w wielu wypadkach jednolite zwierciadło, lekko pochylone w kierunku odpływu. Analiza materiału hipsometrycznego ujawnia następnie niezgodność przebiegu działów wód powierzchniowych i gruntowych. Na pograniczu dorzecza Mereczanki (Łukny) i Waki w niektórych wypadkach wody powierzchniowe spływają ku Wace, gdy tymczasem wody gruntowe ciążą ku Mereczance. Układu odwrotnego nie zaobserwowano. Kierunek odpływu na Mereczankę jest starszy od kierunku na Wakę i wiąże się wiekowo z fazą rynny fluwioglacjalnej Waki. Wody gruntowe trzymają się najwidoczniej tego starszego kierunku, wykazując przez to tendencję konserwatywną w stosunku do późniejszych zmian morfologii terenu. Dzieje się to w wyniku zachowania spadku starych poziomów erozyjnych nieprzepuszczalnych, ukrytych pod młodszą akumulacją wód bieżących, pod deluwiami lub torfami. W opisywanym przypadku dla dorzecza Waki pracują wyłącznie wody powierzchniowe. Woda, która wsiąknie, nie tylko jest stracona dla tej rzeki (wzbogacając wody Waki zwiększała-by jej zdolność erozyjną) — ale można przypuszczać, że ponadto jeszcze przeciwdziała pracy wód powierzchniowych związanych z odpływem do Waki.

Hydrografia, budowa geologiczna i morfogeneza terenu tworzą tu skomplikowany a zarazem ciekawy splot zjawisk. Podobne procesy mogą niewątpliwie zachodzić w wielu wypadkach na obszarze zamarych pradolin i w ogóle w zasięgu oddziaływania wszelkich łożysk fluwioglacjalnych, starszych kopalnych dolin i innych podobnych form.

MORFOGENEZA TERENU

Poprzednio przy opisie terenu była już mowa o genezie różnych zjawisk geomorfologicznych. Dotyczyło to głównie szczegółów lub zjawisk, których późniejsze wyjaśnienie wymagałoby ponownego powtórzenia opisu. W tej części pracy będę się starał przedstawić morfogenezę terenu w sposób bardziej ogólny, tylko wyjątkowo sięgając do szczegółów, zwracając główną uwagę na właściwą chronologiczną kolejność zjawisk. Niniejszy rozdział jest poświęcony głównie morfologii a nie paleomorfologii. Zgodnie z tym zacznę dalszy opis od okresu, kiedy przejawiała się morfogenetyczna działalność czynników, które nadały terenowi najbardziej charakterystyczny, mimo późniejszych zmian do dziś niestarty, rys swego oblicza, to znaczy od czasów ostatniego zlodowacenia. Można by wprawdzie sięgnąć dalej i rozpocząć od doliny przedbałtyckiej, ale to byłaby już paleomorfologia. Te bowiem formy terenu, które się wiążą z tą starą doliną, nie są bynajmniej formami najstarszymi. Przeciwnie, pojawiły się stosunkowo późno: w czasie znikania lodu kopalnego. Mamy tu przykład zjawiska, które można by nazwać inwersją czasową rzeźby w stosunku do budowy geologicznej terenu.

Swego czasu cały lub prawie cały opisany teren pokrył lodowiec bałtycki. Na każdym kroku widać tu ślady jego pobytu. Po wycofaniu się lodowca zaczęły modelować powierzchnię terenu wody fluwioglacjalne związane jeszcze z lodowcem oraz procesy soliflukcyjne i denudacyjne. Później rolę głównego czynnika rzeźbotwórczego przejęły rzeki. W różnych okresach różne procesy morfogenetyczne przejawiały wzmożoną aktywność. Raz takie raz inne przekształcały odziedziczony krajobraz, wprowadzając weń nowe, sobie właściwe elementy. Ale mimo wszelkich zmian rzeźbą wyjściową, podstawową jest ta, którą zbudował lodowiec. Jego działanie musiało tak radykalnie zmienić starsze oblicze terenu, iż zostały z niego starte bez śladu wszystkie poprzednio istniejące szczegóły. Jednak przedbałtycka rzeźba terenu nie pozostała bez wpływu na rozwój zjawisk glacialnych, ale wpływu tego nie widzimy, a raczej się go domyślamy. Do wyobrażenia o roli tego wpływu dochodzimy zawsze drogą wnioskowania pośredniego. W ten sposób podkreślamy raz jeszcze zasadniczą różnicę pomiędzy paleomorfologią a morfologią.

OKRES LODOWCOWY

W okresie ostatniego — bałtyckiego — zlodowacenia lodowiec pokrywał całkowicie obszar południowo-zachodni. Świadczy o tym jego rzeźba *. Obszar północny był oczywiście również zajęty przez lodowiec bałtycki. Czy jednak w czasie tego zlodowacenia masy lodu przykrywały obszar południowo-wschodni — jest kwestią sporną. M. Limanowski [12] pisząc o „zlodowaceniu L₄“ wypowiada w tym względzie takie zdanie: „Lody Pojezierza Litewskiego w każdym razie należą do okresu silnej ponownej ekspansji lodu, który był w owym ruchu zniekształcił pierwotną pradolinę średniej Wilii, przelewającej się na Wakę do Merezanki. Na skutek nacisku lodów pradolina uległa zwężeniu, ciągnie się dziś od Żejmian w stronę Wilna, gdzie przypiera do stromego brzegu płyty lidzkiej, tworzącej klasyczną krawędź Ponar“ **. Dziś wiemy, iż z wyróżnionych przez M. Limanowskiego stadiów zlodowacenia L₄, moreny Święciany — Narocz — Głębokie [7], to znaczy stadium dziśnieńskie — trzecie, oraz stadium pojezierza — czwarte, należą do zlodowacenia bałtyckiego. Dwa poprzednie — poleskie i górnoniemeńskie — do zlodowaceń starszych. Wynika z tego, że obszar południowo-wschodni ograniczony krawędzią Ponar od północy znajdował się poza zasięgiem zlodowacenia bałtyckiego. Obszar południowo-wschodni według obrazu przedstawionego przez M. Limanowskiego [12] stanowi bowiem część płyty lidzkiej.

E. Passendorfer [18, s. 39] wypowiada przypuszczenie, że granica zlodowacenia bałtyckiego obejmowała również obszar południowo-wschodni, „że granica ta przebiega bardziej na południe, niż to się przyjmuje“ ***.

Przypuszczenie to opiera E. Passendorfer na przesłankach stratygraficznych, zaznaczając jednocześnie, że posiadane materiały są za skromne na to, aby można było sprawę rozwiązać definitywnie. Ukształtowanie tego obszaru, noszące według E. Passendorfera również cechy krajobrazu dojrzałego i „nie przypominające normalnego obrazu zlodowacenia bałtyckiego“, mogło zawdzięczać swą genezę dzia-

* Nie wymieniano tu szczegółów dotyczących rozmieszczenia moren, ozów i innych form wieku bałtyckiego występujących na południowych krańcach obszaru południowo-zachodniego w dorzeczu Merezanki.

** W pracy tej M. Limanowski wyróżnia następujące stadia zlodowacenia L₄: 1) stadium poleskie, 2) stadium górno-niemeńskie, 3) stadium dziśnieńskie (moreny środkowo-poznańskie lub ciechanowskie, na wschód od Wilna „amfiteatr“ Święciany—Narocz—Głębokie) oraz 4) stadium pojezierza. Do niego należy również cytowane Pojezierze Litewskie.

*** Pogląd, że zlodowacenie bałtyckie nie przekroczyło krawędzi ponarskiej, reprezentuje między innymi B. Halicki [9].

łaniu mas lodu, które przyjęły „charakter martwego lodu“. Według tego poglądu lodowiec miał utracić większą część „swej żywej siły“ na przejście doliny przedbałtyckiej i na obszarze południowo-wschodnim nie przejawiał już działalności aktywnej.

Sprawa jest trudna do rozstrzygnięcia. Nie ulega wątpliwości, że na zachodzie w okolicy Landwarowa, Nowych Trok itd. lodowiec miał większą swobodę ruchu, że na linii krawędzi ponarskiej — posiadającej wysokość względną rzędu 100 m — natrafił na przeszkodę, która musiała wywrzeć wpływ na jego ruch. Powstaje kwestia, czy po sforsowaniu doliny przedbałtyckiej masy lodu miały jeszcze dosyć siły, by krawędź ponarską przekroczyć i posunąć się naprzód. Równie dobrze przeszkoda mogła wpłynąć na osłabienie (musiało być znaczne, jeżeli było) dalszej aktywności lodowca, jak też w ogóle na powstrzymanie jego ruchu w tym kierunku.

W opisach poprzednich mówiliśmy, jak masy lodowe, wykazując znaczną ruchliwość, wielokrotnie posuwały się w kierunku sąsiednich obniżen, a zatrzymywały się na stosunkowo niewielkich przeszkodach, na przykład koło Popiszek. Wysoko wzniesione plateau poza krawędzią ponarską mogło powstrzymać lody albo skierować je na zachód. Jeżeli lody posuwały się z północy, to sprzyjać temu mógł pierwotny przebieg brzegu wysoczyzny, zapewne równoległy do doliny przedbałtyckiej na odcinku Bołtupie — Garuny (NE—SW). Można przypuszczać, że przedbałtycka krawędź wysoczyzny mogła później ulec częściowemu zniszczeniu i cofnięciu. Przed zlodowaceniem bałtyckim brzeg tej wysoczyzny prawdopodobnie nie był przerwany wcięciem, jakie dziś tworzy dolina Wilejki. Gdyby bowiem podobna dolina tu istniała w tych czasach, musiałby na jej miejscu pozostać ślad w postaci iłów wstęgowych związanych z iłami wstęgowymi doliny przedbałtyckiej — głównej. Takiego śladu jednak brak. Natomiast bardziej na zachodzie istniała przedbałtycka dolina Waki*. Ujście jej doliny, otwarte od północy, mogło się przyczynić do tego, że w tym miejscu lody „bałtyckie“ pokonały przeszkody terenowe i posunęły się dalej na południe. Należy przypuszczać, że powierzchnia wysoczyzny przedbałtyckiej musiała tu leżeć niżej.

Ale ruch lodu nie odbywał się tu bynajmniej bez przeszkód. Dowodzą tego ślady zaburzeń glacictektonicznych, widoczne w odkrywcę w kulminacji koło Garun oraz w południowej części kompleksu obniżen Jeziora

* U połączenia doliny Waki z pradoliną Wilii znaleziono w cokole erozyjnym 30-metrowego tarasu Waki ily wstęgowe. Powstały one jednocześnie z iłami zastoiska przedbałtyckiej doliny Wilii wskutek zatamowania odpływu przez lodowiec. Z zasięgu występowania iłów w dolinie Waki można wnosić, że jej dolina przedbałtycka była zupełnie wąska, czyli że „Prawaka“ była podobnie małym dopływem rzeki większej, „Prawilii“, jak obecnie Wilii.

Wielkiego. Przy tym doszło tu najprawdopodobniej do egzaracji. Największą łatwość ruchu miały masy lodu na osi rynny brażolskiej, o czym świadczą wygięcia ciągów moren czołowych. Istniało tu przypuszczalnie większe obniżenia powierzchni przedbałtyckiej. Z drugiej strony na wysoczyźnie obszaru południowo-wschodniego brak dowodów natury morfologicznej, świadczących o pobycie na jej powierzchni martwych lodów. Jedynie przy samej krawędzi występuje kilka bezodpływowych zagłębień, które mogły powstać w wyniku wypchnięcia poza krawędź pojedynczych brył lodu. Przy braku dowodów morfologicznych, które by świadczyły o opanowaniu obszaru południowo-wschodniego przez zlodowacenie bałtyckie, przy jednoczesnym braku niewątpliwych dowodów geologicznych przeczących — przyjmujemy, że obszar ten został przez lodowiec bałtycki ominięty.

Tak czy inaczej procesy, które zadecydowały o morfologii obszaru południowo-wschodniego — to denudacja wraz z soliflukcją i następnie erozja. Jeżeli tu nawet był lód „żywy“, to nie zbudował on żadnych form trwałszych, nie pozostawił też lodu „martwego“, który stapiając się zaznaczyłby wyraźnie swą obecność w ukształtowaniu terenu.

W dalszym ciągu dla ułatwienia opisu morfogenezy terenu wprowadzam podział bardziej szczegółowy. Wyróżniam mianowicie następujące fazy okresu rozwoju form polodowcowych:

- 1) faza zlodowacenia (w znaczeniu ściśle lokalnym),
- 2) faza rozwoju form fluwioglacjalnych (również w znaczeniu lokalnym),
- 3) faza rozwoju form po lodach kopalnych.

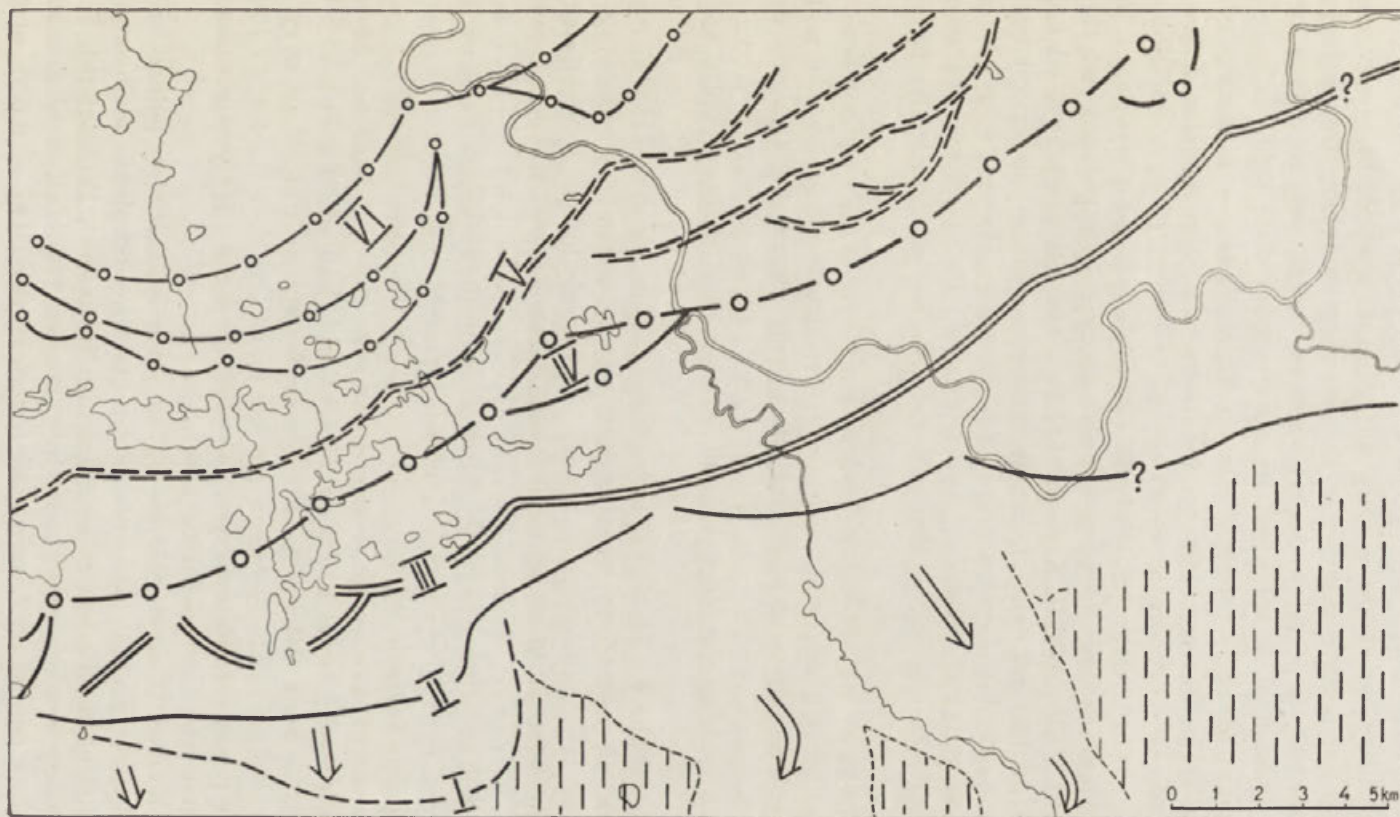
OKRES ROZWOJU FORM POLODOWCOWYCH

Faza zlodowacenia

Formy krawędziowe są formami najbardziej interesującymi, dominującymi w krajobrazie polodowcowym, powstałymi na skutek bezpośredniej działalności lodowca. Opisy szczegółów rzeźby i budowy moren czołowych — poza niektórymi cechami podanymi przy opisie poznanego terenu — nie wniosłyby jednak nic istotnego do niniejszej pracy. Dlatego rezygnuję z przedstawienia tych szczegółów, zwracając jedynie uwagę na generalne rysy wieku i przebiegu moren.

Przy wiązaniu moren czołowych w poszczególne ciągi wzięto pod uwagę wyniki analizy poziomów fluwioglacjalnych, kierunki orientacji pojedynczych form i ich zespołów, rozmieszczenie form negatywnych lodu, przebieg rynien, wreszcie budowę litologiczną i cechy strukturalne niektórych form. W rezultacie otrzymano następujący obraz (ryc. 7):

Stadium I — postoju krawędzi lodowca, najstarsze na opisanym obszarze znaczą najprawdopodobniej: rynna Piłalówki i „linia krawę-



Ryc. 7. Schemat głównych ciągów moren czołowych okolic środkowej Wilii

dziowa“ biegnąca od Skiersaboły na południo-wschód. Moreny czołowe tego stadium zostały całkowicie zniszczone przez wody fluwioglacjalne fazy młodszej, a postój krawędzi lodowca znaczą jedynie formy negatywne powstałe wskutek późniejszego wytopienia się lodu.

Stadium II — znaczą moreny Skiersaboła — Żukiszki, rynna Starych Trok, moreny idące na Landwarów. Z tym stadium wiąże się wielki obszar sandrowy występujący na południu obszaru południowo-zachodniego oraz fragment poziomu fluwioglacjalnego o wysokości około 162 m n.p.m. zachowany przy ostrodze erozyjnej na południe od Garun (od strony doliny Waki). Krawędź lodowca musiała przebiegać od Landwarowa na Garuny i dalej, przypuszczalnie wzdłuż północnego brzegu obszaru południowo-wschodniego. Formy akumulowane w tym czasie przy czole lodowca przetrwały tylko na pewnych odcinkach. Na wschód od Żukiszek zastępują je formy negatywne — głównie rynna Starych Trok.

Stadium III — jest stosunkowo mało wyraźne: na obszarze południowo-zachodnim tworzą je moreny zachowane częściowo u wylotu rynny brażolskiej oraz ciąg idący brzegiem torfowiska Ostrowo przez okolicę Kułakowszczyzny na Wierszuliszki (obszar północny). Wody roztopowe pochodzące między innymi z tego stadium przyczyniły się do rozmycia moren starszych położonych na wprost wylotu rynny Brażoły. Z tym stadium wiążą się: a) najwyższy poziom — około 155 m n.p.m. w rynnach na wschód od Landwarowa, wcięty w sandr wymieniony poprzednio; tym poziomem spływały wody od lodów wypełniających depresję Jeziora Wielkiego, b) poziom sandrowy Kułakowszczyzny (150 m n.p.m.), c) wyspowa fragmenty sandrowe koło Borów (obszar północny: 160—162 m n.p.m.). Na linii postoju krawędzi lodowca koło Kułakowszczyzny występują głębokie zagłębienia bezodpływowe po wytopionych bryłach lodu.

Stadium IV — lody zajmują nieckę jeziora Skajście. Moreny przebiegają od jeziora Bałtis na Płocieniszki, Fabjaniszki. Poziomy fluwioglacjalne związane z tym okresem są następujące: a) niższy w rynnach landwarowskiej — 150—152 m n.p.m., b) niższy koło Borów — 154 m n.p.m. i poziom Linkowszczyzny — 154 m n.p.m. Wszystkie łączą się w wielkim poziomie pradoliny Waki.

Stadium V — ciągnie się od moren położonych na północ od jeziora Skajście przez jezioro Sielawy i osobliwe skupienia nieforemnych obniżen w granicach pradoliny Wilii, na Nowosiołki, Popiszki itd. Temu stadium odpowiadają przypuszczalnie: poziom 150—151 m w pradolinie Wilii — na północ od Leszczynek i stopnie około 143 m n.p.m. w pradolinie Waki.

Stadium VI — znaczą moreny Brażoła — Rykonty. Z tym okresem

postoju lodów związane są poziomy o wysokości około 142 m n.p.m. położone nad Wilią koło Leszczyniak oraz około 139 m n.p.m. nad Waką. Poza tym od moren przebiegających bardziej na północ (na północ od Rykont i Szyłan) ciągną się rozległe poziomy tarasów fluwioglacjalnych wsi Bezwodnej (około 140 m n.p.m.) kierując się dalej na taras Waki o 134—135 m n.p.m.

Z chwilą przesunięcia się czoła lodowca na linię ostatnich etapów stadium VI prawie cały opisany obszar znalazł się poza zasięgiem lodowca, w strefie działania wód roztopowych jako najważniejszego, choć nie jedyne go czynnika morfogenetycznego.

F a z a r o z w o j u f o r m f l u w i o g l a c j a l n y c h

Na początku tej fazy, która opanowuje najpierw obszary południowe, powstają wielkie, rozległe poziomy sandrowe. Dowodzi to znacznej obfitości wód roztopowych, co wyjaśnia fakt, że wody te potrafiły w wielu miejscach zniszczyć starsze moreny czołowe. W wielu miejscach utwory sandrowe przykrywają też pozostawione przy recesji lodowca masy martwego lodu. Zjawiska fluwioglacjalne rozwijają się chwilami bardzo szybko, narastają niejako, nie czekając, aż lodowiec opuści ten czy ów teren. Wody roztopowe musiały nieraz spływać jeszcze po powierzchni lodów, martwiejących w głębi, grzebiąc pod swoimi osadami i lód i formy utworzone pod lodowcem, które nie ujrzały nigdy światła dziennego. Takie wrażenie pozostawia między innymi wędrówka w okolicach Linkowszczyzny, Zameczka itp. Znajdujemy tu — w obrębie pola sandrowego — obok sąsiednich, wyżej położonych powierzchni fluwioglacjalnych — akumulacyjnych, obszary niższe, zbudowane z glin. Nie wszędzie więc zachodziła akumulacja: miejscami transportowany materiał ześlizgiwał się wraz z wodami po powierzchni lodu.

W czasie stadium IV powstaje pradolina Waki. W czasie stadium V ilość wód roztopowych jest stosunkowo mała: moreny stadium V składają się przeważnie z glin. Poziomy odpływów fluwioglacjalnych są niewyraźne. Możliwe, że stadium to wystąpiło w okresie wzrostu natężenia, nawrotu zjawisk glacialnych. Jest to okres przełomowy w dziejach pradoliny Wilii. Na północ od ujścia Waki wody fluwioglacjalne płyną powierzchniowo i budują dość rozległe pola sandrowe (stadium IV i III, okolice Borów). Później, prawdopodobnie po przerwie, od cofającego się czoła lodowca spływają ponownie liczne i obfite strugi wód fluwioglacjalnych zbiegających się ku Wace. Powstaje rodzaj wielkiego fluwioglacjalnego leja spływowego z rynną odprowadzającą Waki. Poszczególne strugi tego leja zamierają na korzyść strug skrajnych, które ostatecznie przekształcają się w dwuramienną rynnę Wilii (stadium VI). Ten moment jest początkiem rozwoju pradoliny Wilii, której wody spływają do Waki.

Lodowiec cofa się dalej. W pradolinach powstają stopnie niższe. Na poziomie 40-metrowego tarasu Wilii następuje zwrot odpływu w kierunku północno-zachodnim. Pradolina Waki zamiera. W jej ostatni poziom fluwioglacjalny (około 128 m n.p.m.) będą się od tej chwili wcinąć już tylko wody rzeczne.

Dochodzimy w tym miejscu do najbardziej zagadkowego problemu. Jak podano w poprzednim opisie, przez długi czas Wilia odprowadza jeszcze wody fluwioglacjalne na poziomach tarasów pradolinnych 30 i 20-metrowej wysokości względnej. Wody fluwioglacjalne, płynące z północo-wschodu, zdążają pradoliną Wilii na północo-zachód, gdzie zatrzymują się w zastoiskach przed lodowcem. W czasie wcinania się rzeki od poziomu „40-metrowego“ aż do „20-metrowego“ tarasu, a więc w ciągu długiego okresu czasu, wody płyną do lodowca na zachodzie. Można przypuszczać, że z czasem nawet najbardziej pojemny zbiornik na przedpolu lodowca musiałby ulec wypełnieniu. Wody zastoisk, do których spływały wody z pradoliny Wilii w okresie rozwoju tarasów fluwioglacjalnych, od momentu zamarcia pradoliny Waki (czyli niższych od 128 m n.p.m. a 40—45 m wysokości względnej) odpływały też prawdopodobnie dalej jakąś nieznaną bliżej drogą.

W czasie rozwoju pradolin działały poza nimi różne czynniki. Wobec sąsiedztwa lodowca w specyficznych warunkach klimatycznych musiały tu przebiegać procesy soliflukcyjne, musiała działać erozja wód opadowych, w wyniku której powstały dolinki erozyjne na zboczach pradolin — pozbawione stale płynących wód — dziś zamarłe. Klimat musiał być wybitnie zimny, gdyż martwe lody tkwiły wciąż jeszcze w gruncie. Poza procesami erozyjnymi, działającymi lokalnie, nic nie urozmaicało rzeźby terenu. Wszelkie inne procesy działały raczej w kierunku zniwelowania nierówności. Krajobraz (poza pradolinami) tracił cechy młodości. W warunkach klimatu arktycznego, wilgotnego efekt procesów denudacyjnych i innych musiał być bardzo wielki [14]. Niejedno wzniesienie rozplynęło się, a obniżenia na wysoczyznach wypełniały się materiałem soliflukcyjnym itp. Jedyna potencjalna możliwość odmłodzenia morfologii tkwiła w martwych lodach, ale i te nie topiły się wcale lub topiły się tak nieznacznie, że do odmłodzenia rzeźby przyczynić się w tym czasie nie mogły, a może nawet przez wzbogacenie i utrzymanie wilgoci grunтовой przeciwdziałały temu procesowi*.

* Większa wilgotność gruntu sprzyjała soliflukcji itp. zjawiskom.

Zbocza większych obniżeń, wypełnionych swego czasu martwym lodem, nie są pocięte dolinkami starymi, zamarłymi. Dolinki zamarłe są więc starsze od tych zboczy, czyli powstały przed okresem stapiania się martwego lodu. Takie zbocze nie pocięte, występuje nad Jeziorem Wielkim. Do podobnego wniosku co do wieku starych zamarłych dolinek względem czasu zanikania martwych lodów dochodzi

Tak więc kończąc rozdział o morfogenezie fazy rozwoju form fluwioglacjalnych wyciągamy wniosek, że w końcowych etapach tej fazy krajobraz ostatniego zlodowacenia cechuje znaczna utrata rysów młodości. Na obszarach starszych zlodowaceń mogło to już nastąpić dawniej.

Faza rozwoju form po lodach kopalnych

W sensie geomorfologicznym faza ta zaczyna się od czasów wcięcia się Wilii poniżej tarasu 20 m, to znaczy od czasu uzyskiwania przez Wilię dostępu do morza. Właściwa dolina Wilii, wcięta w dawne tarasy fluwioglacjalne, zwęziła się nieco i powtarza wielkie zakola rzeki. Musiała więc zacząć meandrowanie na przełomie poprzedniego i obecnego okresu. Ilość wód zmniejszyła się, ale jest wciąż dosyć znaczna. Martwe lody zaczęły topnieć. Związane z tym procesem wody roztopowe, odpływając powierzchniowo lub też wydostając się wraz z wodami gruntowymi innego pochodzenia poprzez źródła dolinne, przyczyniają się do zaopatrzenia rzek w wodę. W tym czasie powstaje dzięki tym wodom przełomowa dolinka, łącząca koło Wasiluk kompleks obniżeń Jeziora Wielkiego z doliną Wilii. Rzeczą znaną jest to, że w tym czasie wód opadowych jest mało. Stąd zjawiska erozyjne na zboczach dolin nie rozwijają się wcale: brak jest dolinek bocznych związanych z poziomami tych tarasów. Mimo to studia nad morfologią doliny w tej fazie jej rozwoju doprowadzają do wniosku, że wód w rzece było dość dużo. Widocznie parowanie — przy niskich temperaturach — musiało być znikome.

Wyraźne zmniejszenie się ilości wód poprzedza okres dalszego wcinania się rzeki poniżej tarasów 18—13-metrowych. Jej bieg staje się bardziej kręty, jednocześnie dolina w fazie rozwoju tarasów 10—8-metrowych zwęża się wybitnie. O zmniejszeniu się ilości wód świadczy fakt powstania małych meandrów — zanikających z biegiem rzeki — w miejscach, gdzie wody nie mogą już sobie łatwo poradzić z odtransportowaniem materiału skalnego dostarczanego rzece w wielkiej ilości. Takie zakłócenia biegu Wilii obserwujemy poniżej ujścia Wilejki, poniżej najwyższego urwiska nadrzecznego koło Garun i w okolicy Szyłan. W pierwszym wypadku do meandrowania Wilii przyczynia się Wilejka, posiadająca spadek większy niż Wilia i sypiąca w jej koryto nadmierną ilość piasków i żwirów. Obfite zsuwy koło Garun i w sąsiedztwie Szyłan wywierają podobny wpływ.

W czasie rozwoju tarasów 10—8-metrowych brak opadów trwa w dalszym ciągu i w związku z tym brak jest śladów zjawisk erozyjnych

również K. Gripp [8]. Zwraca on również uwagę na procesy przyspieszające w tych warunkach starzenie się morfologii.

na zboczach dolin. H. M o r t e n s e n [13] zalicza te czasy do fazy suchej. Martwe lody wciąż jeszcze trwają w głębi gruntu, przypuszczalnie w masach mniejszych, topniejąc powoli.

Podobna radykalna zmiana warunków pojawia się od czasu wcięcia się Wilii poniżej tarasu 8-metrowego. Jest to okres erozji przedlityrynowej. Charakteryzuje go intensywna działalność eoliczna. Akumulacja wydm odbywa się głównie na tarasach 8—10-metrowych i 13—18-metrowych. Krawędzie eksponowane na zachód i jednych i drugich tarasów są niszczone lub zasypywane eolicznie. Z zachodnim wiatrem przychodzi zdecydowane ocieplenie, a następnie wzrost opadów. Stapiają się do reszty pozostałe masy martwych lodów, po których pozostają bezodpływowe zagłębienia, na przykład w tarasach 8-metrowej wysokości względnej. Pojawienie się tych zagłębień i innych pokrewnych form wprowadza do krajobrazu element młodości morfologicznej. Proces odmładzania rozpoczęty w okresie rozwoju tarasów 13—18-metrowych rozwija się następnie coraz intensywniej i kończy się ostatecznie w czasie ograniczonym z jednej strony przedlityrynowym wcinaniem się Wilii, z drugiej — zapewne przez optimum klimatyczne. Dzięki temu procesowi rzeźba terenu odzyskuje utraconą poprzednio świeżość form, a ściślej rzecz biorąc, nabywa nową. Bezodpływowe zagłębienia i inne formy, które powstają również w obrębie doliny przedbałtyckiej nie odtwarzają przecież jej dawnego kształtu. Powstają formy zupełnie nowe, różne od form lodowcowych, związane z nimi pośrednio, młodsze od nich o tysiące lat. Zasięg omawianych zjawisk i procesów nie mógł ograniczać się tylko do dolin, sandrów itp. form. W niemniejszej skali musiały one występować również na wysoczyznach.

OKRES ROZWOJU RZEŻBY WSPÓŁCZESNEJ

W okresie polityrynowym powstaje taras 4—5-metrowy. Na nim brak wydm i brak bezodpływowych zagłębień. Zaczynają się natomiast uaktywniać procesy erozyjne na zboczach dolin. Powstają typowe V — kształtne dolinki rozwijające się do czasów obecnych. Oznacza to wzrost opadów w stosunku do poprzedniej suchej fazy eolicznej. Wzmocnienie erozji natrafia jednak na inne warunki niż te, jakie panowały w okresie lodowcowym, w czasie rozwoju pradolin. Obecnie klimat jest zupełnie inny. W warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu lityrynowego nawet najbardziej jałowe piaski i żwiry sandrów czy dolin pokryły się trwałą roślinnością. Odtąd zapobiega ona skutecznie rozwojowi zjawisk eolicznych, chroni powierzchnie nachylone przed denudacją, utrudnia procesy erozyjne, wreszcie decyduje o innych kształtach powstających form. Możliwe, że trzeba było znacznego wzrostu opadów, aby przy zwartej

szacie roślinnej doszło do wyrzeźbienia większych form erozyjnych, wciętych w zbocza dolin i inne pochyłości terenu. W dorzeczu środkowej Wilii dolinki młodsze posiadają różny stopień rozwoju. Obok zupełnie świeżych, kilkuletnich, spotykamy nad Wilią i takie, których rozwój jest zaawansowany. Być może zawdzięczają one swe powstanie bardzo obfitym opadom nie tylko okresu litorynowego, lecz również opadom czasów politorynowego pogorszenia się klimatu. Jest rzeczą znamioną, że w ostatnich dziesiątkach lat, a więc w czasach intensywnego działania erozji na zboczach (jary kilkuletnie i kilkunastoletnie są bardzo częste nad Wilią) opady w tych okolicach wzrosły znacznie.

Do rozwoju najmłodszych zjawisk erozyjnych przyczyniła się również działalność ludzka: niszczenie roślinności na zboczach, zakładanie dróg.

Zwrócimy uwagę jeszcze na jeden szczegół. Okres odmładzania krajobrazu w wyniku stapiania się lodów kopalnych trwał być może aż do samego optimum klimatycznego (Litorina). Były to jednocześnie czasy bujnego rozwoju szaty roślinnej. Formy świeżo powstałe znalazły pod przykryciem gleb i roślin dobrą ochronę przed późniejszym niszczeniem*. Okoliczność ta niewątpliwie przyczyniła się do tego, że formy odmłodzone i nowopowstałe na terenach ostatniego zlodowacenia zachowały swą świeżość do dnia dzisiejszego.

* Między innymi J. S. Edelsztejn [4, s. 15 i nast.] podkreśla bardzo mocno wpływ szaty roślinnej na krajobraz. Glebę i szatę roślinną zalicza on do czynników morfogenetycznych.

ZAKOŃCZENIE

Dotychczas ukazał się szereg prac dotyczących morfogenezy dolin rzek sąsiadujących z Wilią. Pomiedzy zbadanymi obszarami znajdują się niestety w dalszym ciągu niemałe luki, które nie pozwalają na zmontowanie pewnego obrazu syntetycznego. Dlatego też przystępuję do próby paralelizacji tarasów Wilii z tarasami innych rzek z przeświadczeniem, że na razie wynik może być jedynie problematyczny.

Najwyższe tarasy Wilii, fluwioglacjalne — starsze, oraz najniższe rzeczne, które wiążą się już z odpływem do Bałtyku, muszą mieć bezpośredni związek z poziomami tarasów innych rzek. Pośrednie natomiast mogą mieć zupełnie odrębną historię, nie powtórzoną w innych dorzeczach. Tarasy fluwioglacjalne, starsze, pradoliny Wilii muszą więc mieć swe przedłużenie w pradolinach Merczanki, Biebrzy, Wisły, Odry itd. Najmłodsze tarasy rzek zlewiska bałtyckiego kształtowały się pod wpływem wspólnej bazy erozyjnej.

O tarasach Dźwiny, a ostatnio i o tarasach Niemna pisał J. Kondracki [10, 11]. Paralelizację tarasów Wilii oprę też na przedstawionym przez J. Kondrackiego [11, s. 32] schemacie, wprowadzając do zapożyczonej od niego tablicy dodatkową rubrykę dla Wilii.

Taras litorynowy (I) poza Dźwiną jest wszędzie akumulacyjny. Taras II nad Wilii jest erozyjny [18, s. 51] i z tego względu trudno go połączyć z II tarasem Niemna, gdyż w serii akumulacyjnej tego tarasu widzi J. Kondracki [11, s. 32] „odbicie pierwszej postglacjalnej transgresji (Ancyclus)“. Natomiast III taras Wilii z akumulacją 4 do 5 m [18] może tej właśnie transgresji odpowiadać. W tym przypadku odpowiadałby on II tarasowi Niemna (12—15 m) i Dźwiny (12—18 m). Czas powstania tych tarasów poprzedza wszędzie silna erozja wgłębna.

Taras litorynowy nad Dźwiną jest wysoki i w dodatku erozyjny. Od czasów tarasu II, wody wcinały się tu w głąb z przerwą na wysokości 6—8 m (taras I). Może nad Wilią wcinanie się rzeki w okresie przedlitorynowym rozwijało się też z przerwą na wysokości 8—10 m. Po tej przerwie erozja wgłębna Wilii rozwijając się w dalszym ciągu osiągnęła, a nawet przekroczyła dzisiejszy poziom, po czym nastąpiła tu akumulacja, której już nie było nad Dźwiną. Jest więc jeszcze i inna możliwość: nad Niemnem, Wilią i Dźwiną rozpoczyna się erozja wgłębna (poancyclusowa).

Po pewnym czasie nad Wilią i Dźwiną następuje przerwa (taras II Wili, taras I Dźwiny). Wznowiona erozja doprowadza do dalszego wcięcia się tych rzek. Transgresja lityrynowa doprowadza do powstania serii akumulacyjnej tarasu I Wili, Niemna i Wisły, a nad Dźwiną jej wpływ wskutek dalszego dźwigania się terenu już nie dociera i nic lub prawie nic się tu więcej nie zmienia. Sprawa wydaje się trudna do rozstrzygnięcia bez przedyskutowania innych jeszcze materiałów obserwacyjnych. Nad dolnym Niemnem uderza brak odpowiednika tarasu II Wili.

Okres	Środkowa Wisła (Lencewicz)	Dolny Niemen (Kondracki)	Dolna Dźwina (Kondracki)	Środkowa Wilia (Okołowicz)
Mya Litorina	wcięcie I (4 m)	wcięcie I (4 m)	wcięcie I (6—8 m)	wcięcie I (4—5 m) akumulacja 4—5 m; erozja do poziomu rzeki; II (8—10 m) erozja wgłębna
Ancylus	II (5—10 m)	II (12—15 m)	II (12—18 m)	III (13—18 m) 4-metrowa aku- mulacja
Yoldia	erozja wgłębna poniżej współczes- nego dna	erozja wgłębna	erozja wgłębna	erozja wgłębna do głębokości 13, 5 m;
Jezioro bał- tyckie i za- stoiska Stadium ko- wieńsko-bra- sławskie oraz pojezierne młodsze	II (15—20 m)	III (20 m)	III (20—40 m)	
Stadium poje- zierne starsze	IV (30—40 m)	IV (30 m)	poziom zasto- iska dziśnień- skiego (około 40 m)	IV (20—26 m) erozja wgłębna V (30—37 m) VIa* (ok. 40 m) VIb* (45—48 m) i wyższe

* Oznaczono tarasy erozyjne; te i inne uwagi o strukturze według E. Passendorfera (niektóre uproszczono)

W cytowanej pracy J. Kondrackiego jest w kilku miejscach mowa o „zagadkowych“ formach lodowcowych, występujących na tarasach Niemna. Opierając się na opisach tych form jestem przekonany,

że są one identycznej genezy co i formy „lodowcowe“ nad Wilią, że są to formy powstałe po kopalnym lodzie, oczywiście młodsze od danego tarasu.

*

Lodowiec odstępując z opisanego obszaru pozostawia szereg ciągów morenowych. Ustępowanie lodowca spowodowane jest ociepleniem się klimatu, o czym świadczy pozostawanie wielkich mas martwego lodu przy jednoczesnym tworzeniu się rozległych pól sandrowych oraz wielkich dolin fluwioglacjalnych. Wymienione formy dowodzą obfitości wód roztopowych.

W tych czasach aktywną działalność przejawia erozja na zboczach, dzięki której powstały liczne formy dolinne wcięte w zbocza, niezależnie od ich wysokości, do poziomu plejstocenijskich tarasów pradoliny Wilii. Obecnie tworzą one zamarte formy o dnach zawieszonych ponad poziomami młodszego wieku. Zgodnie z A. Philippsone[m] [19] łączę ich genezę z okresem obfitych opadów.

Brak dopływu wód fluwioglacjalnych do doliny Wilii w konsekwencji dalszego ustępowania lodowca doprowadza do meandrowania rzeki wcinającej się następnie do poziomów 18—13 i 10—8-metrowych. W czasie ich powstawania brak śladów erozji na zboczach. Ilość opadów musiała zmaleć. Postępujące ocieplenie powoduje proces zaniku lodów kopalnych; miejscami stapianie się tych lodów umożliwia powstawanie form dolinnych wyżłobionych przez wody roztopowe lodów kopalnych.

Jednocześnie ocieplanie się klimatu pociąga za sobą wzrost jego suchości na skutek zwiększonego parowania. Dzięki temu przepływ wody w rzece maleje. Jest to zaznaczone przez coraz to mniejszą szerokość dna w poszczególnych młodszych fazach rozwoju tarasów. Takie zmniejszenie się przepływu wody w Wilii widoczne jest przy przejściu od tarasów 18—13 do 10—8-metrowych. Przy końcu rozwoju wyższej serii wody zaczynają meandrować, a wcinając się do poziomów serii niższej ograniczają się do znacznie węższych tarasów. O suchości klimatu świadczy również rozwój procesów wydmowych, zakończony przed powstaniem 4—5-metrowego tarasu. Przed jego wynurzeniem się ulega zakończeniu również proces zaniku lodów kopalnych, który doprowadził do powstania nowej urozmaiconej rzeźby.

Wydmy znajdujące się w dolinie Wilii zostały ukształtowane przez wiatry zachodnie. Ich pojawienie się dowodzi wygasania wpływu lodowca na klimat. Zanika on całkowicie w czasie powstawania 4—5-metrowego tarasu. Z tym poziomem wiąże się bowiem znaczny wzrost opadów, który doprowadził do wznowienia procesów erozyjnych na zboczach do-

lin. Te doliny mają typowy przekrój w kształcie V, różniąc się tym od dawnych zamarłych; poza tym wszystkie schodzą do poziomów 4—5-metrowych i niższych.

Wzrost opadów, kończąc „fazę suchą“ — tak okres powstawania tarasów 18—13 i 10—8-metrowych nazywa H. Mortensen [13] — przyczynia się jednocześnie do rozwoju szaty roślinnej utrwalającej wydmy i nowopowstałe formy wytopiskowe. Dzięki temu zachowały one swą pierwotną świeżość, zwłaszcza formy powstałe na skutek zaniku lodów kopalnych. Rozmaitość tych form, wtórnych w stosunku do dawnej rzeźby plejstoczeńskiej, doprowadziła do powstania różnych krajobrazów bądź jego elementów przypominających łudząco moreny czołowe, rynny i inne formy wieku plejstoczeńskiego. Można podkreślić, iż w ten sposób powstały również liczne niecki dzisiejszych jezior.

Ogólnie rzecz biorąc — przemiana krajobrazu, o której była mowa, nie mogła się ograniczyć do okolic środkowej Wilii, musiała ona również wystąpić na obszarach ostatniego zlodowacenia, na Niżu Polskim i Niemieckim.

LITERATURA

1. Bartkowski T., The role of buried „dead ice“ in the formation of the post-glacial landscape of central great Poland. „Bull. Soc. Amis Sc. et Lettr“, Poznań 1953.
2. Brinken J., Okolice Szczecina pod względem geologicznym i morfologicznym (The surroundings of Szczecin with regard to geology and morphology). „Czasop. Geograf.“, t. XIX, Wrocław 1948.
3. Brown T. C., The waning of the last ice sheet in the central Massachusetts. „Journal of Geology“, Vol. 41, Chicago 1933.
4. Эдельштейн Я. С. Основы морфологии. Госгеолиздат, Москва-Ленинград 1947.
5. Flint R. F., The stagnation and dissipation of the last ice sheet. „Geograph. Review“, New York 1929.
6. Galon R., Morfologia doliny i zandru Brdy (The morphology of the Brda valley and outwash sand plain). „Stud. Soc. Scient. Tor.“, Toruń 1953.
7. Glinicka J., Matwiejewówna L., Okołowicz W., O zasięgu i fazach zlodowacenia bałtyckiego na Pojezierzu Narockim. „Prace Tow. Przyj. Nauk w Wilnie, Wydz. n. matemat. i przyrodn.“, t. X. (Prace Zakł. Geolog. i Geograf. U.S.B. nr 24), Wilno 1936.
8. Gripp K., Geologie von Hamburg und seiner Umgebung. Hamburg 1933.
9. Halicki B., O zasięgu zlodowacenia bałtyckiego w Polsce Północno-Wschodniej. „Posiedz. Nauk. P.I.G.“, nr 41. Warszawa 1935.
10. Kondracki J., Über die Terrassen der unteren Düna. „Comptes Rend. Congr. Intern. Geogr.“, t. II, sect. B. Amsterdam 1938.
11. Kondracki J., Z morfogenezy doliny dolnego Niemna. „Przegl. Geograf.“ (Revue polon. de Geographie), t. XXI, 1947, Warszawa 1948.
12. Limanowski M., Zlodowacenie L_4 na ziemiach wschodnich w związku z hydrografią. II Zjazd Słow. Geogr. i Etnogr. w Polsce 1927 (II Congr. d. Geogr. et Etnogr. Slaves en Pologne 1927), Sect. II.
13. Mortensen H., Beiträge zur Entwicklung der glacialen Morphologie Litauen. „Geolog. Archiw“, Bd. III 1/2, Königsberg 1924.
14. Okołowicz W., Kryteria klimatologiczne w badaniach geomorfologicznych Niżu Północno-Europejskiego. Biul. Państw. Inst. Geol., 1952, nr 65, s. 121—136.
15. Okołowicz W., Oz szesziński. „Zabytki przyrody nieożywionej III“. Warszawa 1934.
16. Okołowicz W., Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu. „Przegl. Geogr.“, t. XXI, Warszawa 1947.

17. Okołowicz W., Uwagi i przyczynki do znajomości morfologii Pomorza, „Czasop. Geogr.“ t. XIX, Wrocław 1948.
18. Passendorfer E., Zarys budowy geologicznej Wilna i okolicy. „Roczn. Pol. Tow. Geolog.“, XVI, Kraków 1946.
19. Philippson A., Grundzüge de allgemeinen Geographie. Bd. II, Leipzig 1931.
20. Sawicki Ludomir, Niemen jako klucz do zrozumienia genezy Nizy Północnego i jego sieci hydrograficznej. „Sprawozd. z Pos. Tow. Nauk. Warsz. Wydz. Nauk Matem.-Przyrod.“, Warszawa 1909.
21. Świaniewiczowa O., Tarasy Prawilii w dolinie Waki. „Prace Tow. Przyj. Nauk w Wilnie“, VII, Wilno 1932.

SPIS RYCIN

1. Szkic rozmieszczenia miejscowości wymienionych w opisie morfologii okolic środkowej Wilii	11
2. Schemat rozwoju morfologii w okresie stadium VI postoju lodowca	25
3. Schemat rozwoju morfologii w okresie istnienia pradoliny Wilii z odpływem na północo-zachód po zakończonym rozwoju pradoliny Waki	27
4. Schemat rozwoju morfologii w okresie istnienia właściwej doliny Wilii pozbawionej wód fluwioglacjalnych	29
5. Schemat rozwoju morfologii w młodszym stadium istnienia właściwej doliny Wilii	31
6. Schemat syntetyczny końcowego obrazu rozwoju morfologii okolic środkowej Wilii	33
7. Schemat głównych ciągów moren czołowych okolic środkowej Wilii	47

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ СРЕДНЕЙ ВИЛИИ

Резюме

Материал к работе был собран отчасти ещё до войны, главным образом однако во время немецкой оккупации на Литве (ЛССР). Отсутствие времени не позволило обработать его раньше.

Полученные результаты в основном подтверждают рабочие гипотезы, опубликованные в первые годы после войны [16], в которых обращено внимание главным образом на палеоклиматические условия процессов, формирующих рельеф местности. Мало того, в значительной степени можно их обобщить, ибо они подтверждаются фактами, наблюдаемыми автором в области северных низменностей Польши. Свой взгляд на эти вопросы автор высказал в другой публикации [14]. Некоторые тезисы автора, например, касающиеся роли исчезновения ископаемых льдов в формовке послеледникового рельефа, а также касающиеся возраста форм, возникающих в результате этого процесса, приняты — хотя не сразу — и другими польскими авторами [1,6].

В геоморфологических исследованиях важным является определение возраста отдельных форм а также определение условий их образования. В этом отношении бассейн реки Вилии представляет особенно интересный объект, ибо — по мнению автора — не подвергался он влиянию последних более крупных позитивных изменений уровня Балтийского моря. Во всяком случае не в такой степени, в какой влияние это обозначилось в бассейне Вислы или Одры. На эту важную роль террас в бассейне Немана (следовательно и Вилии) в исследованиях долин Балтийского бассейна было уже обращено внимание [11,20]. Более молодые террасы долины Одры исчезли под отложениями более поздней аккумуляции [2]. Незначительный наклон на Одре и Висле стал причиной необыкновенно сильного образования меандров, что привело к большой деформации первичных пропорций долинных форм. На Вилии, вместо того, террасы сохранились в таком состоянии, что можно установить моменты главных изменений количества протекающей воды, по мере того как прежняя флювиогляциальная долина преобразовалась, через разные промежуточные стадии, в современную фазу. Четкие формы и хорошо сохранившиеся террасы Вилии позволяют кроме того определить хронологические отношения ряда явлений, закрепленных в морфологии этого района.

Автор приводит в работе описание местности. Система долин Вилии и Ваки разделяет всю область на несколько частей (рис. 1). Юго-восточная часть не была, по мнению автора, охвачена балтийским оледенением, ибо следов молодых послеледниковых форм здесь нет. Вместо того находятся здесь формы далеко подвинувшейся денудации и эрозии. Часть расположенная на запад от Вилии и Ваки очень разнообразна. На самом юге находятся просторные зандровые поля, на поверхности которых заметны многие формы, возникшие в результате таяния мертвых ископаемых льдов. Некоторые формы определяют край ледника, который

со временем потерял возможность движения и оставался в мертвом виде под покровом более молодых флювиогляциальных отложений. Многочисленные гряды конечных морен или их разрушенные остатки, озера между моренами, флювиогляциальные ложбины складываются на разнообразие рельефа этой области. Более к северу преобладает ландшафт основной морены; он тоже довольно разнообразный благодаря изменениям, какие произошли в результате исчезновения ископаемых льдов в последующее время.

Область расположенную к северу от долины Вилии характеризуют тоже многие конечные морены, и связанные с ними ложбины. На перифериях морен залегают местами зандры. Их морфология во многих местах вторично изменена. Местами остались только фрагменты давнишней флювиогляциальной равнины, например, около селения Линковшизна (см. прилож. карты).

Расположение конечных морен, связь этих форм с зандрами и ряд других критериев приняты автором во внимание для определения расположения морен в отдельных стационарных фазах края ледника (см. рис. 7).

Во время более поздних фаз отток талых вод приводит к возникновению старейших горизонтов флювиогляциальной долины Ваки, а затем Вилии. В то время воды текли к югу (рис. 2). После отступления ледника с описываемой местности приходит смена направления оттока вод. Долина Ваки преобразуется из флювиогляциальной в нормальную речную долину. Смена направления оттока приходится в горизонте террас 40—45 метров относительной высоты. Террасы более низкие, вплоть до 20 м высоты над уровнем реки, и в дальнейшем отводили флювиогляциальные воды из морен находящихся в бассейне верхней Вилии. До этого горизонта долина все время имеет флювиогляциальный характер (рис. 3). Развитию долины сопутствует вплоть до этой стадии включительно интенсивная эрозия склонов. В результате ее действия в существующих склонах возникают многочисленные долинки. Все они врезаются до горизонта 20—26, 30—37 метровых террас, независимо от высоты соседних, пересекаемых эрозией местностей, независимо от их строения. Эти боковые эрозионные формы в настоящее время мертвы. Некоторые из них, используемые и в дальнейшем текущей водой, имеют глубокие узкие эрозионные врезы, углубленные в давнишние мертвые донные горизонты, висячие высоко над более молодыми горизонтами террас и над самой рекой. Мертвые долинки пересекают склоны плейстоценового возраста. Имеют они U-образное поперечное сечение, целиком отличающееся от молодых V-образных форм. Генезис мертвых долинки вяжется с влажным, обильным осадками климатом фазы отступления ледника из этих местностей. Детальными морфологией мертвые долинки обязаны перегляционным условиям [16, 14, 19].

Террасы залегающие на высоте 30—37 и 20—26 метров, следуя вниз, по течению реки, оканчиваются в застаивающихся водах. Дальше у нижней Вилии эти горы зонты отсутствуют.

Следующие серии террас Вилии отводили уже лишь речные воды, не имеющие ничего общего с флювиогляциальными водами. На переходе от предыдущих форм к этим, более молодым, ясно обозначается рост меандровой деятельности рек. Подобное явление заметно и при переходе от более старой речной (13—18 м) к следующей, более молодой серии террас (8—10 м).

Каждый раз меандровое движение опережает следующее затем углубление реки. Одновременно дно реки становится все уже. Оба явления являются признаком уменьшения оттока воды от одной фазы к следующей (см. рис. 3, 4, 5). Это правило нарушено в нескольких местах, в которых, например, у подножия самых

высоких береговых обрывов (Гаруны, Шиланы) или около устья быстрого притока (Вилейка), в русло Вилии попадает большое количество материала; количество слишком большое в сравнении с транспортными способностями речных вод. Убыль количества воды в реке при переходе от флювиогляциальной фазы к фазе нормальной, речной, то есть лишенной притока талых ледниковых вод, конечно понятна.

Следующее уменьшение оттока, после возникновения горизонтов 13—18 метров, во время начинающегося углубления реки до горизонтов 8—10 метров, можно объяснить сложным изменением климата.

Прежде всего в период развития террас 13—18 м и 8—10 м эрозия склонов долин должна была прекратиться совсем. Следы эрозионных форм, связанных с возрастом этих террас — отсутствуют. Заметил это и Мортенсен и назвал этот период „сухой фазой” [13]. Количество осадков должно было быть меньше чем прежде и меньше чем в последующее время, когда опять возобновились эрозионные процессы на стоках долин [16, 14]. Климат должен был быть сухим.

В это время появляются первые, закрепленные в морфологии местности следы таяния ископаемых льдов. На левом берегу Вилии, вниз от устья Ваки в области, в которой сегодня находится большой комплекс форм возникших в результате исчезновения ископаемых льдов, образуется долинка прорыва, уходящая к Вилии. На возраст этой долинки указывает сохранившаяся 15 метровая терраса, самая высокая в долинке. Ручей текущий в этой долинке отводит воды вторичных понижений, какие возникли в пределах флювиогляциальной долины Вилии, разрушая в значительной степени самый высокий её горизонт (окрестности сел: Безводная, Василюки, озеро Великое). Этот процесс обозначен на очередных картах 4, 5 и 6.

Если в это время на склонах эрозия отсутствует вследствие малого количества осадков, и одновременно возникают эрозионные формы, которыми должны были отойти воды из многих миллионов кубометров тающих ископаемых льдов, то невозможно избежать суггестии, что формы эти являются делом именно этих вод.

Процесс таяния ископаемых льдов продолжался долго и кончился только после образования террас имеющих в долине Вилии 8—10 м относительной высоты. Указывают на это отрицательные формы, возникшие вследствие этого процесса, находящиеся в самом низком горизонте данной серии террас, например, около сел. Рулекишки. На поверхности террасы 4—5 м подобные формы отсутствуют. Она появилась после литторинового иерпода [18].

Подобную связь относительно времени можно установить между террасами и дюнами, находящимися в долине Вилии. Главной областью их распространения являются террасы 13—18 метров, потом 8—10 метров относительной высоты (см. рис. 6). Важным обстоятельством является факт, что дюны в некоторых местах засыпали уступы 13—18 метровых террас, а ветры, которые их образовали, развеяли местами склоны террас более низкой очередно серии. Процесс формирования дюн должен был длиться по крайней мере к моменту возникновения террас серии 8—10 м. Склоны разрушенные ветром и засыпанные дюнами всегда обращены у Вилии к западным ветрам.

Таким образом не только отсутствие эрозионных форм в склонах долины, связанных с террасами 13—18 и 8—10 м, но и наличие эоловых явлений свидетельствуют о сухости климата того времени. Кроме того описываемый период характеризуется потеплением климата, которое привело к исчезновению иско-

паемых льдов. Потепление должно было обозначиться особенно в момент появления западных ветров после исчезновения влияния ледника на климат. Можно предполагать, что тем потеплением климата надлежит объяснить уменьшение количества вод, текущих долиной Вилии в конечном периоде возникновения террас 13—18 метров отн. выс.. Период развития 8—10 метровых террас соответствовал бы в данном случае условиям сухого и теплого климата (отсутствие эрозии на склонах долины — небольшие осадки; узкое дно долины, мало воды — тепло, большое испарение).

Одним из самых молодых горизонтов в долине является терраса 4—5 м. Как упомянуто уже выше возник он после литторинового периода. На этом горизонте отсутствуют следы форм, возникших после исчезновения ископаемых льдов, отсутствуют также дюны. Ископаемый лед не мог конечно продержаться через период климатического оптимума; влажный климат Литторина и более поздних времен не способствовал повидимому образованию дюн. Значительное увеличение осадков в это время обозначилось также в морфологии местности. С террасой 4—5 м а также с современным уровнем вод связаны в окрестностях Вилии многочисленные молодые эрозионные долинки. Имеют они V-образный профиль. Следует еще раз подчеркнуть, что эрозия на склонах долины Вилии ограничилась двумя периодами, отделенными заметным перерывом. Этот перерыв приходится на время формирования двух серий террас: 13—18 и 8—10 метров относительной высоты. О сухости климата тех времен свидетельствует развитие дюн и постепенно сужающееся дно долины, соответствующее уменьшенному оттоку вод. На это явление повлияло также потепление климата, путем увеличения испарения. С другой стороны потепление вызвало процесс таяния ископаемых льдов, который окончился перед возникновением террасы с аккумуляцией периода Литторина [18]. Возникновение форм, связанных с таянием ископаемых льдов, привело во многих местах долины Вилии к полному изменению первичной морфологии. При этом подверглись разрушению значительные участки склонов долины и ее террас. Процесс, о котором говорится, не мог ограничиваться к самой долине. В результате возникли вторичные формы, напоминающие местами ложбины, местами типичный с виду ландшафт конечных морен, например, около озера Великое. Эти формы могут быть очень молоды. Процесс их образования мог окончиться уже в Литторине, перед появлением 4—5 метровой террасы Вилии. Последнюю картину развития морфологии описываемых мест представляет карта 6,

GEOMORPHOLOGY OF THE VICINITY OF THE MIDDLE WILIA

Summary

The material for this work was collected, partly before the war but mostly during the German occupation, in Lithuania (Lit. Sov. Soc. Rep.) Lack of time prevented the material from being prepared for publication earlier.

The results obtained on the whole confirm the working hypotheses published in the early years after the war [16], in which attention was concentrated mainly on the palaeoclimatic conditions in which the relief of the area was sculptured. What is more, the results obtained can be generalised to a considerable extent, since they are confirmed by facts observed by the author on the northern lowlands of Poland. The author has set forth these views in another publication [14]. Some of the views held by the author — as for example on the role played by the disappearance of the fossil ice in the formation of the postglacial morphology, and the age of the forms which came into being as a result of this process — have been accepted by other Polish authors, although not at once [1, 6].

In geomorphological investigations it is important to define the age of the various forms and the conditions in which they arose. From this point of view the Wilia basin is of particular interest, since in the opinion of the author it was not influenced by the last great positive changes in the level of the Baltic Sea — at any rate, not to the same extent as is evident in the basin of the Vistula or the Odra. In investigations into the valleys of the Baltic drainage areas attention has already been drawn [11, 20] to the important role played by terraces in the basin of the Niemen (and therefore in the Wilia basin). The younger terraces of the Odra valley disappeared as a result of inundation, followed later by accumulation [2]. A slight fall in the level led, in the case of the Odra and the Vistula, to such great meandering that the original proportions of the valley forms were subject to intense deformation. On the Wilia, however, these terraces are preserved in such a way that we can observe the points where the main changes occurred in the amount of water flowing along the rivers, as the old fluvio-glacial valley changed and went through various phases until it reached the present phase. The series of terraces on the Wilia has been well preserved, and their shape can be seen clearly, thus enabling us to establish the chronological connections between a number of phenomena perpetuated in the morphology of this area.

The author describes the area under investigation. The system of valleys of the Wilia and the Waka divides the entire region into several parts (Fig. 1). In the view of the author the south-eastern part of the region was not covered by the Baltic glaciation, since there is no sign of young postglacial forms here. On the other hand there are forms of far advanced denudation and erosion. The region to the west of the Wilia and the Waka is very varied. Further to the south there are extensive outwash plains, on the surface of which can be seen numerous forms which arose because of the disappearance of the dead fossil ice. Some of the forms mark the furthest extent of the glacier, which in course of time lost its

capacity for movement and remained dead, covered by younger fluvioglacial sediments. The numerous arms of end moraines or their battered remains, the lakes occurring between the moraines, the fluvioglacial runnels, combine to make the relief on this area very varied. Further to the north the landscape consists mostly of ground moraines. It is also fairly varied owing to the changes which took place as a result of the later disappearance of the fossil ice.

The area to the north of the Wilia valley is also characterised by numerous end moraines and the runnels connected with them. On the foreland of the moraines there are sometimes outwash plains. In many places their morphology was subject to secondary changes. In places only fragments of the old fluvioglacial plain were left, as for instance near the hamlet of Linkowszczyzna (see maps appended). In defining the course of the moraines in the various phases when the edge of the glacier was at rest (see Fig. 7), the author has taken into account the course of the end moraines, the connection between these forms and the outwash plains, and a number of other criteria.

During the later phases the outflow of the waters as they melted led to the formation of the oldest levels of the fluvioglacial valley of the Waka, and subsequently of the Wilia. At this time the waters flowed south (see Fig. 2). The retreat of the glacier from this region was followed by a change in the direction in which the waters flowed away. The valley of the Waka turned from a fluvioglacial valley to a normal river valley. The change in the direction of the flow of the waters took place on the level of terraces at a relative height of 40–45 metres. The lower terraces, up to 20 metres above the level of the river, continued to take away the fluvioglacial waters from the moraines situated in the basin of the upper Wilia. Up to this level the valley is still fluvioglacial in character (Fig. 3). The development of the valley up to this phase inclusive was accompanied by intensive lateral erosion. This led to the formation of many small dales on the slopes of the existing valleys. All these are degraded to the level of 20–26, 30–37 metre terraces independently of the height of the neighbouring areas dissected by erosion, and independently of their structure. These lateral erosive forms are at the present moment dead. Some of them, which are still used by flowing water, have narrow, deep erosion incisions which cut deep down into the old dead ground levels suspended high above the young terrace levels and above the river itself. Dead dales incise the slopes of Pleistocene age. Their transverse cross-section is shaped like the letter U, which is thus quite different from the young forms, with a V-shaped cross-section. The dead dales are connected in origin with the humid climate, with abundant precipitation, of the period when the icecap was retreating from this area. The dead dales owe the details of their morphology to the periglacial conditions [16, 14, 19].

Terraces from 30 to 37 and from 20 to 26 metres in height as one goes down the river end up in icelakes. Further down on the lower Wilia there are no such levels.

The next series of the Wilia terraces took away only the waters of the river, and have nothing to do with fluvioglacial waters. At the point of transition from the older terraces to these younger ones, there is a considerable increase in the meandering of the waters. A similar phenomenon is visible at the transition from the older river series of terraces (13–18 metres) to the next, younger series (8–10 metres).

Each time, meandering precedes the later incision of the river. At the same time the bottom of the valley becomes narrower and narrower. Both phenomena are a reflection of the decreased amount of water in the river, from one phase to the

next (see Figs. 3, 4, 5). This principle is violated in several places, since at the bottom of the highest river cliffs (Garuny, Szylany) or at the place where a rapid-flowing tributary (the Wilejka) joins the river, a large quantity of waste material gets into the channel of the Wilia, this quantity being excessive compared with the transportation capacity of the river waters. The decrease in the amount of water in the river at the transition from the fluvioglacial to the normal river phase, that is, the phase where the river had no melted waters flowing into it from the glaciers, is comprehensible.

The next diminution in the amount of water in the river, that is, after the 13—18 metre high terraces came into being, at the period when the river was beginning to be incised down to the 8—10 metre high terraces, may be explained by a complicated change in climate.

Erosion on the sides of the valleys must have disappeared altogether especially at the time when the 13—18 and the 8—10 metre terraces were developing. There is no trace of erosive forms connected in age with these terraces. Mortensen also noticed this, and called this period a „dry phase“ [13]. The amount of precipitation must have been less than before, and less than in later periods, when erosion was renewed on the slopes of the valleys [16, 14]. The climate must have been a dry one.

At this time the first traces of the melting of the fossil ice appear and can still be observed in the morphology of the area. On the left bank of the Wilia, lower than the outlet of the Waka, from the area where today there is a great complex of forms which came about through the disappearance of the fossil ice, a gorge was formed, leading down to the Wilia. The age of this gorge can be established owing to the preservation of a 15 metre high terrace, the highest one in this dale. The stream which flows along this dale drains the secondary depressions which were formed in the fluvioglacial valley of the Wilia, destroying to a large extent its highest level (the vicinity of the hamlet of Bezwodna, Wasiluki, the Wielkie lake). This process has been denoted on maps 4, 5 and 6.

If at this time there was no erosion on the slopes because of the small amount of precipitation, and if at the same time erosion forms came into being along which the water must have flowed after the melting of many millions of cubic metres of fossil ice, it is difficult to avoid the suggestion that these forms are the result of action by these waters.

The process whereby the fossil ice disappeared lasted a long time and came to an end only after the formation of terraces with a relative height of 8—10 metres in the Wilia valley. This is indicated by the concave forms that came about as a result of that process and that occur in the lowest level of this series of terraces, that is, near the village of Rulekiszki. There are no such forms on the surface of the 4—5 metre high terrace. This last terrace dipped after Litorina [18].

A similar connection in time can be established between the terraces and the dunes occurring in the valley of the Wilia. The main place where these occur is the 13—18 metre terraces, and then the 8—10 metre terraces (see Fig. 6). It is an important circumstance that in places the dunes covered with sand the edges of the 13—18 metre terraces, and the winds which formed them destroyed in places the slopes of the terraces of the next lowest series by blowing them away. The process whereby the dunes were formed must have lasted at least until the pitching of the terraces of the 8—10 metre series. On the Wilia the slopes destroyed by the wind and the slopes buried by the sand dunes are always exposed to the western winds.

Thus not only the absence of erosive forms on the slopes of the valleys, connected with the 13—18 and the 8—10 metre terraces, but also the occurrence of aeolian phenomena testify to the dryness of the climate in these times. This period is also characterised by a rise in temperature in the climate, which led to the disappearance of the fossil ice. This rise in temperature must have been particularly noticeable when the western winds appeared as a result of the extinction of the influence of the ice cap on the climate. This rise in temperature should presumably provide the explanation for the decrease in the amount of water flowing along the Wilia valley in the period when the formation of the 13—18 metre terraces was nearing completion. In this case the period during which the 8—10 metre terraces came into being would correspond to the conditions of a climate that was both dry and warm (absence of erosion on the slopes of the valleys due to little precipitation; narrow valley bottom; little water due to warmth intensive evaporation).

One of the youngest levels in the valley is the 4—5 metre terrace. As has been mentioned, it came into being as a level which emerged from the waters after Litorina. On this horizon there are no traces of forms which came into being after the disappearance of the fossil ice. There are no dunes either. The fossil ice obviously could not survive the period of the climatic optimum, while the humid climate of Litorina and later times apparently was not favourable to the formation of dunes. The considerable increase in precipitation in these times was also reflected in the morphology of this area. On the Wilia the 4—5 metre terrace and the present-day level of the water are connected with many young erosive dales. In cross-section these dales are V-shaped. It must be stressed once more that the erosion on the slopes of the Wilia valley was limited to two periods clearly separated by an interval. This interval occurred at the time when the two series of terraces, the 13—18 and the 8—10 metre terrace were formed. Other evidence of the dryness of the climate in these times is provided by the development of the dunes and the steady narrowing of the bottom of the valley, corresponding to the decreasing amount of water in the river. This phenomenon was also influenced by the fact that the climate was becoming warmer, through an increase in evaporation. On the other hand, the rise in temperature brought in its trail the melting of the fossil ice, a process which ended with the formation of a terrace with accumulation dating from the Litorina period [18]. In many places in the valley of the Wilia the emergence of forms left by the fossil ice led to complete alteration of the original morphology. Thus considerable sections of the slopes of the valley and of its terraces were destroyed. The process referred to could not be confined to the valley itself. As a result of this process, secondary forms came into being, which in some places were like runnels, and in others were similar to an apparently typical landscape of end moraines, as for example near the Wielkie lake. These forms may be very young. It is possible that their formation was completed by Litorina, before the pitching of the 4—5 metre terrace of the Wilia. The final picture of the development of the morphology of the area described is given on map 6.

Państwowe
Wydawnictwo Naukowe

Red. *Jerzy Jasiński*

Red. techn. *Zofia Cukrowska*

Wydanie pierwsze. Nakład

1000+143 egz. Ark. wyd. 5

ark. druk. 4,5 papier druk.

ilustr. kl. III, 80 g. 70×100

Oddano do składu 20. 10. 55

Druk ukończono w lutym

Zam. nr 1191/55

Cena zł 10.-

Wrocławska Drukarnia
Naukowa

The first step in the study of the geology of the area was to determine the general character of the rocks. The rocks are mostly of the Silurian and Devonian periods. The Silurian rocks are mostly shales and sandstones, and the Devonian rocks are mostly shales and sandstones. The rocks are generally well exposed, and the general character of the rocks is well shown. The rocks are generally well exposed, and the general character of the rocks is well shown.

The second step in the study of the geology of the area was to determine the general character of the rocks. The rocks are mostly of the Silurian and Devonian periods. The Silurian rocks are mostly shales and sandstones, and the Devonian rocks are mostly shales and sandstones. The rocks are generally well exposed, and the general character of the rocks is well shown. The rocks are generally well exposed, and the general character of the rocks is well shown.

Cena zł 10,—