

MARIA KOZŁOWSKA

Morfogeneza rynny kokoszczyńsko-bledzewskiej w okolicach Sierpca

ORIGIN OF A SUBGLACIAL FURROW NEAR SIERPC, CENTRAL POLAND

STRESZCZENIE: Rynna kokoszczyńsko-bledzewska, położona na SW od Sierpca, powstała w fazie leszczyńskiej zlodowacenia bałtyckiego. Początkowo była ona kształtowana przez erozyjną działalność wód subglacjalnych przerywaną krótkimi okresami akumulacji subglacjalnej, której osady zostały miejscami przykryte przez osady powstałe w zbiornikach i rozpadlinach między bryłami martwych lodów. W okresie formowania się poziomów sandrowych w dolinie Skrzy rywna była konserwowana bryłami martwych i zimowych lodów.

WSTĘP

Podczas wykonywania badań geologicznych w okolicach Sierpca w roku 1967 zwrócono uwagę na interesującą rynnę występującą między Kokoszczyńcem a Bledzewem. Rynna ta znajduje się na bezpośrednim zapleczu strefy moren spiętrzonych okolic Kurowa (por. Kotarbiński 1966) i niewątpliwie jest z nimi genetycznie związana.

W dotychczasowej literaturze niewiele jest opracowań poświęconych podobnym rynnom lodowcowym. Dwie formy rynnowe z okolic Płocka opisał Z. Lamparski (1964) przyjmując ich wiek na fazę leszczyńską zlodowacenia bałtyckiego. Z tego samego regionu S. Skompski i W. Słowiański (1964) opracowali rynnę Wierzbicy, wyjaśniając jej genezę i sposób przetrwania w czasie późniejszych przepływów sandrowych.

BUDOWA RYNNY I FORM RYNNOWYCH

Omawiana rynna ciągnie się równoleżnikowo od miejscowości Kokoszczyń do Bledzewa (fig. 1). Dolina Skrwy dzieli rynnę na dwa odcinki: zachodni — kokoszczyński i wschodni — bledzewski. Długość obu odcinków wynosi około 7 km, zaś szerokość rynny zmienia się w granicach od 40 do 360 m. W miejscach, gdzie rynna rozszerza się, występują formy akumulacyjne, najczęściej w postaci wałów, pagórków i tarasów.

Za początek rynny przyjąć można występujące w Kokoszczyńce koliste zagłębienie o charakterze rozległego kotła eworsyjnego (fig. 1 oraz fig. 2, przekrój I). Kotło ten został później wypełniony przez dwie generacje osadów piaszczystych, przy czym jedna jest włożona w drugą.

Nieco dalej na wschód rynna się rozszerza, a centrum rynnowego obniżenia zajmuje wał typu kemowego (fig. 1—J; fig. 2, przekrój II). Do południowego zbocza wału przylega zagłębienie wytopiskowe, a od północy wał podcięty jest erozyjno-akumulacyjną powierzchnią najmłodszego przepływu sandrowego. Wał ten ma ok. 750 m długości, zaś szerokość jego zmienia się od 50 do 130 m. Płaski drobnoziarniste i mułki budujące wał włożone są w obniżenie wycięte subglacjalnie w glinie zwałowej. Osady te przykryte są materiałem zwałowym w postaci gliny zwałowej lub piasków różnoziarnistych.

(W kokoszczyńskim odcinku rynny występuje jeszcze jedna wydłużona forma ozo-kemowa (fig. 1—II; fig. 2, przekrój III), mająca ok. 1 km długości oraz 60 m szerokości. Grzbiet tego wału wykazuje charakterystyczną falistość, zaś jego wysokość waha się od 5 do 8 m; na całej długości towarzyszy mu szereg zagłębień bezodpływowych z jeziorkami. Wał zbudowany jest w niższej części z osadów gruboziarnistych z glazkami, warstwowanych przekątnie, a w wyższej — z osadów drobnoziarnistych warstwowanych równolegle.

Dałej w kierunku wschodnim następuje rozwidlenie rynny na dwa ramiona: południowe i północne. Ramię południowe jest silnie przekształcone przez najmłodszy przepływ sandrowy (fig. 1 oraz fig. 2, przekrój IV), chociaż posiada ono pewne cechy świadczące o założeniach rynnowych, jak gwałtowne skręty oraz progi w dnach obniżenia. Natomiast ramię północne nie było później wykorzystywane przez przepływy sandrowe, zachowało więc swój pierwotny wygląd i jest zawieszane w stosunku do doliny Skrwy. Prawie na całej jego długości ciągnie się wspomniany wyżej wał ozo-kemowy.

We wschodnim fragmencie kokoszczyńskiego odcinka rynny wykonany został przekrój (V na fig. 2), który przecina oba ramiona rynny, a między nimi — starsze koryto rynny całkowicie wypełnione osadami wód subglacjalnych.

Kokoszczyński odcinek rynny obcięty jest zachodnią krawędzią doliny Skrwy. Na przeciwnym brzegu rzeki znajduje się dalszy odcinek rynny, zwany bledzewskim. Ten ostatni, poprzez kociołek eworsyjny, który jest jeszcze do dziś dobrze widoczny w dnach doliny Skrwy, łączy się z północnym ramieniem rynny kokoszczyńskiej. Natomiast dalszy przebieg południowego ramienia rynny kokoszczyńskiej nie jest czytelny; łączyło się ono być może na obszarze dzisiejszej doliny Skrwy z ramieniem północnym. (Możliwym jest też, że kontynuacji południowego ramienia rynny szukać należy w jednym z rozcięć na lewym brzegu Skrwy.

Na odcinku bledzewskim rynny, w pobliżu doliny Skrwy, występuje niewielki pagórek przyklejony do zbocza rynny (fig. 1—III; fig. 2, przekrój VI). Pagórek ten w całości zbudowany jest z piasków gruboziarnistych, silnie żelazistych, z wkładkami gliny zwałowej.

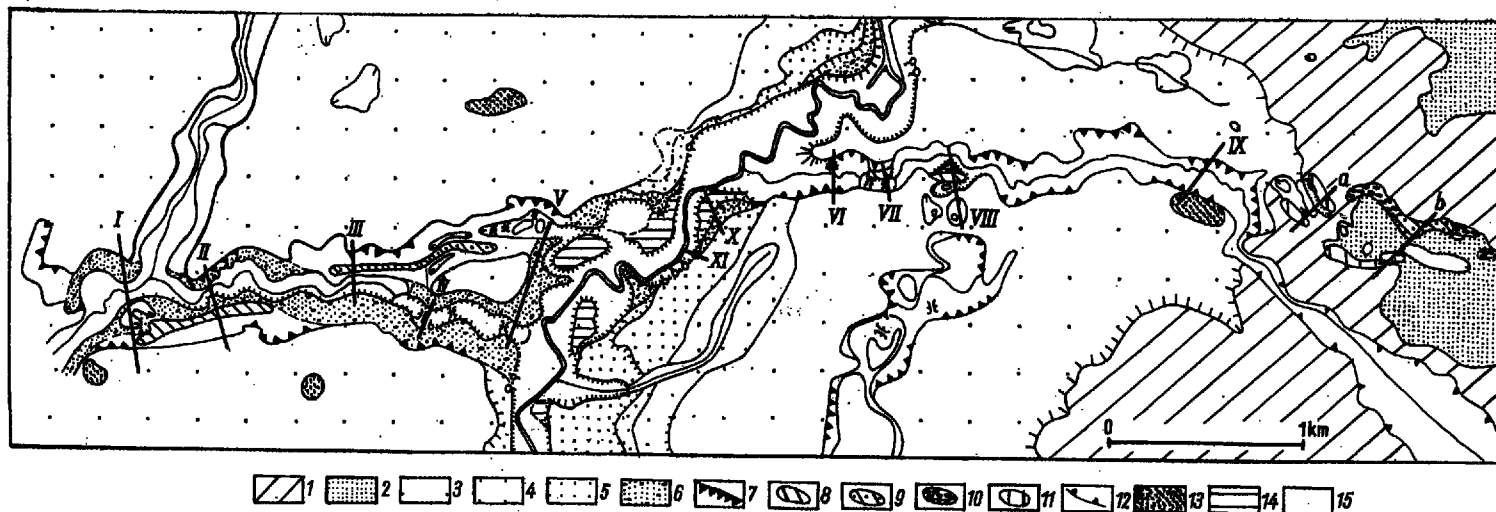


Fig. 1

Szkic morfologiczny rynny kokoszczyńsko-bledziewskiej

1 wysoczyzna polodowcowa, 2 sandr, 3 — I poziom sandrowy, 4 — II poziom sandrowy, 5 — III poziom sandrowy, 6 — IV poziom sandrowy, 7 rynna eworsyjna, 8 forma kemowa, 9 forma ozo-kemowa, 10 osady żwirowe, 11 forma akumulacji szczelinowej, 12 dolina wód roztopowych, 13 piaski akumulacji eolicznej, 14 taras nadzalewowy, 15 taras zalewowy

Morphologic sketch of the Kokoszczyń-Bledziew furrow

1 glacial highland, 2 outwash plain, 3 — 1st outwash horizon, 4 — 2nd outwash horizon, 5 — 3rd outwash horizon, 6 — 4th outwash horizon, 7 evorsion trough, 8 kame form, 9 esker-kame form, 10 gravel deposits, 11 crevasse deposition form, 12 meltwater valley, 13 sands of eolian deposition, 14 higher terrace, 15 floodplain

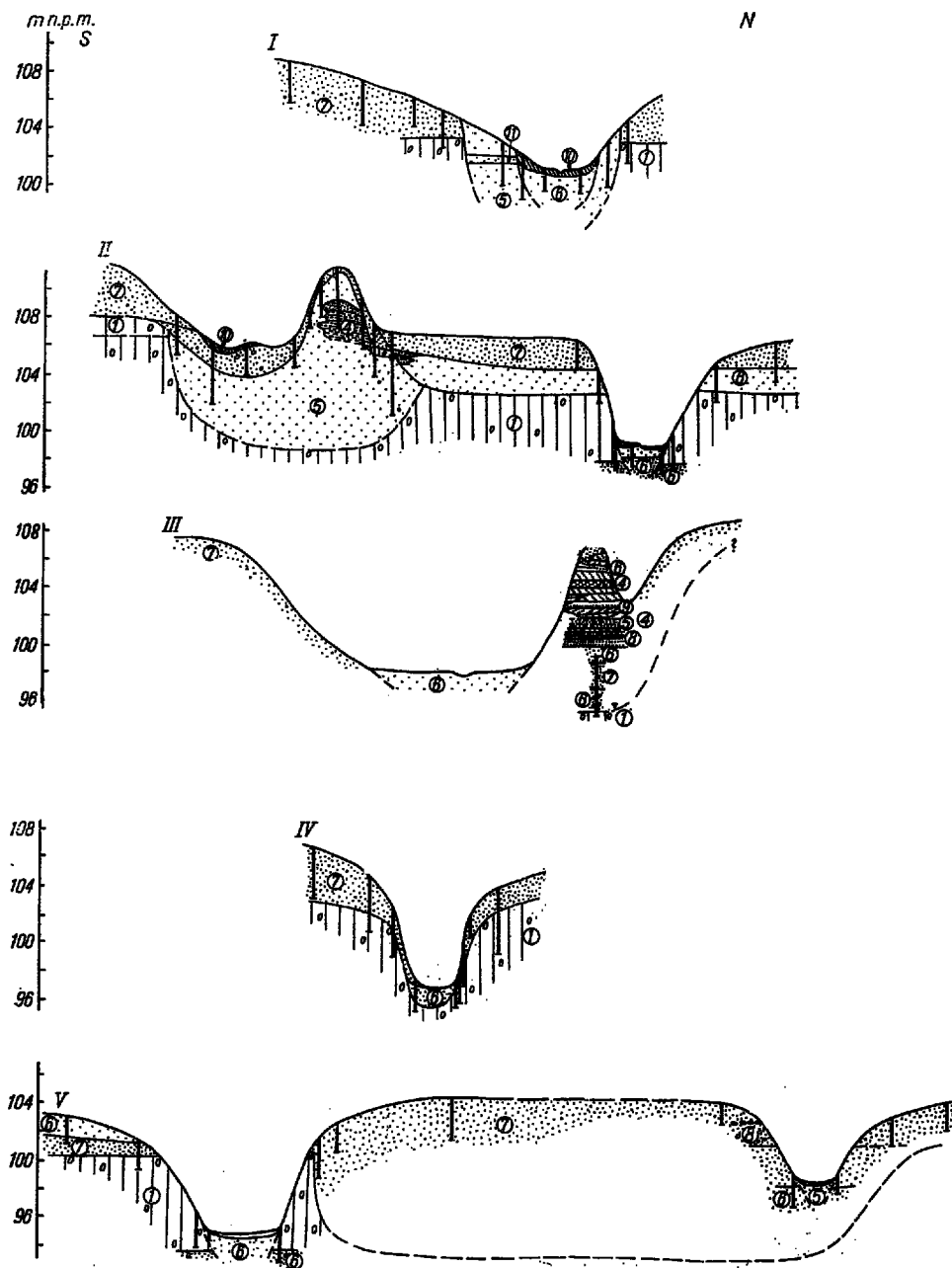
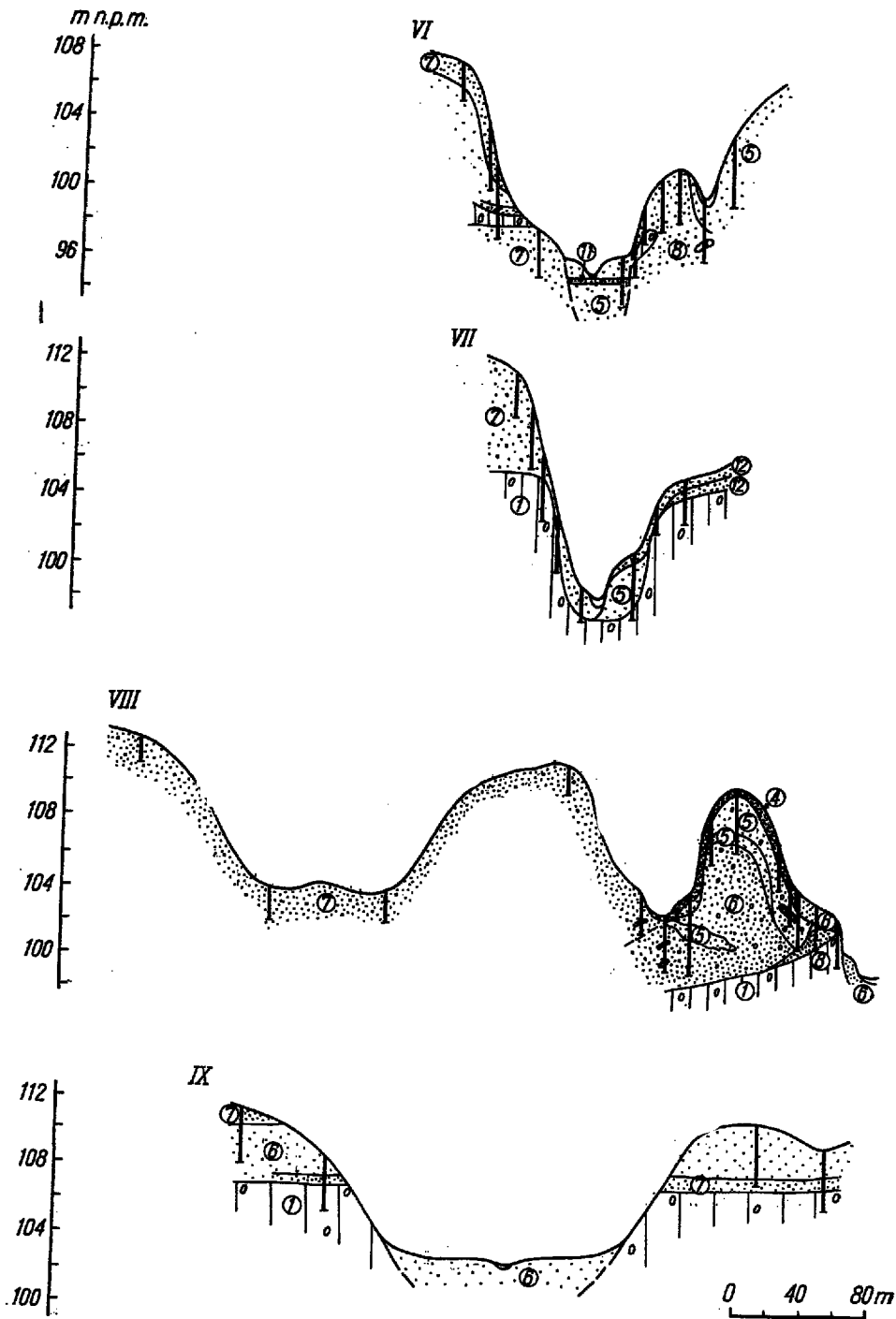


Fig. 2

Przekroje geologiczne przez rynnę kokoszczyńsko-biedzewską

1 glina zwalowa, 2 piaszczysta glina zwalowa, 3 piaski gliniaste, 4 mułki, 5 piaski drobnoziarniste, 6 piaski drobnoziarniste z pojedynczymi głazkami, 7 piaski różnoziarniste z głazkami, 8 żwirtek, 9 żwir z piaskiem, 10 piasek z torfem, 11 piaski żelaziste, 12 deluwia



Dalej ku wschodowi widoczny jest fragment tarasu kemowego zbudowanego z piasków bardzo drobnoziarnistych (fig. 1—IV; fig. 2, przekrój VII).

Ostatnią zachowaną formą rynnową jest wał kemowy (fig. 1—IV; fig. 2, przekrój VIII) o długości około 200 m i szerokości 70—80 m. Wał ten zbudowany jest w spagu ze żwirów z gładzikami, zaś wyżej występują piaski różnoziarniste z gładzikami i niewielkimi wkładkami gliny zwalowej, następnie piaski drobnoziarniste i wapienste mułki.

Tuż przed Bledzewem rynną wykonuje gwałtowny skręt na południowy wschód, a następnie zanika przechodząc w dolinę wód roztopowych. Na przedłużeniu równoleżnikowego kierunku rynny bledzewskiej znajduje się duży kociołek eworsyjny, mający ok. 10 m głębokości, a za nim występuje szereg równoległych form akumulacyjno-wytopiskowych, powstałych w szczelinach subaeralnych i inglacjalnych przy współdziałaniu wód lodowcowych, a wyznaczających morfologiczne zakończenie rynny. W szczelinach tych powstawały pagórki i wały (fig. 3), pomiędzy którymi znajdują się zagłębienia wytopiskowe. Formy te zbudowane są z piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych z pojedynczymi gładzikami. Skośne nachylenie warstw tych osadów pozwala przypuszczać, że sedymentacja odbywała się z zachodu na wschód i niewątpliwie związana była z przepływem wód płynących rynną. W budowie form szczelinowych znaczny udział posiada poza tym glina zwalowa, często pochodzenia spływowego oraz piaski gruboziarniste i żwiry zwią-

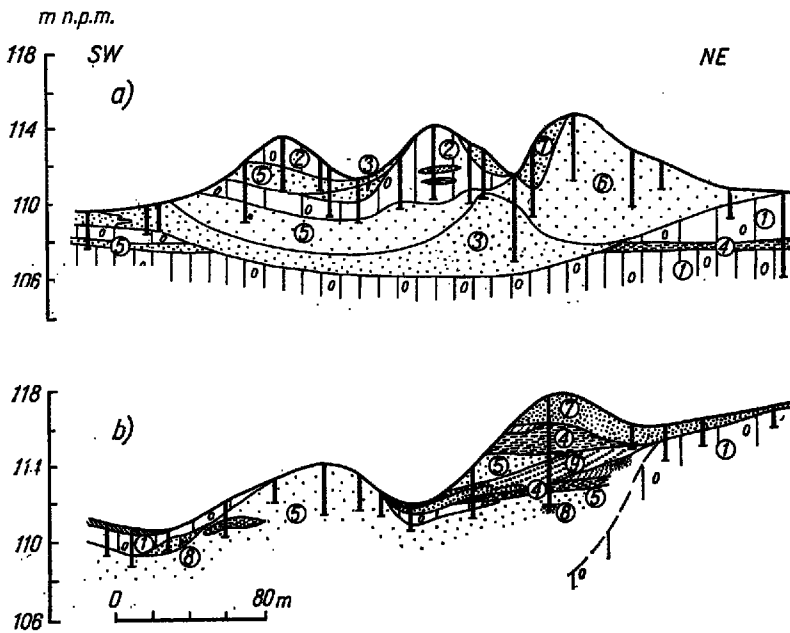


Fig. 3

Przekroje geologiczne (a, b) przez formy akumulacji szczelinowej (objaśnienia jak na fig. 2)

Geologic cross-sections (a, b) through crevasse-filling forms (explanations as in Fig. 2)

zane z okresem intensywnego dopływu materiału z krawędzi lodowej. Niektóre rozważane formy szczelinowe zostały później, w okresie sedymentacji między bryłami martwych lodów, nadbudowane drobnziarnistymi piaskami i mułkami.

MORFOGENEZA RYNNY

Szczegółowe zbadanie geomorfologii i budowy geologicznej rynny kokoszczyńsko-bledzewskiej oraz form w niej występujących na tle budowy najbliższych okolic (por. Kotarbiński 1966) pozwala na odtworzenie warunków prowadzących do powstania i rozwoju tej formy.

Rozważana rynna powstała w strefie marginalnej lodolodu fazy leszczyńskiej zlodowacenia bałtyckiego. Wody lodowcowe, płynące subaeralnie lub inglacjalnie, gwałtownie obniżały w okolicy Kokoszczyzna swój poziom i do Bledzewa płynęły w tunelu subglacjalnym, przechodząc następnie w system szczelin subaeralnych, inglacjalnych i subglacjalnych. Tuż za Bledzewem obniżenie traci cechy rynnowe, przechodząc stopniowo w dolinę wód roztopowych, a dalej — w sandr (por. fig. 1), co wskazuje, że przepływ wód tworzących rynnę odbywał się z zachodu na wschód.

Wody w tunelu subglacjalnym, znajdując się pod ciśnieniem, wytworzyły głębokie wcięcie erozyjno-eworsyjne w glinie zwałowej zlodowacenia bałtyckiego i środkowopolskiego.

W początkowym okresie tworzenia się rynny przeważała erozja. Nie była ona jednak procesem zachodzącym jednocześnie wzdłuż całej rynny. Niektóre fragmenty wcześniej wyciętego łóżyska ulegały bowiem szybkiemu zapełnianiu (por. fig. 2, przekrój V), co zmuszało wody roztopowe do szukania nowych dróg odpływu i doprowadziło do rozwidlenia się i ponownego złączenia pewnych odcinków rynny.

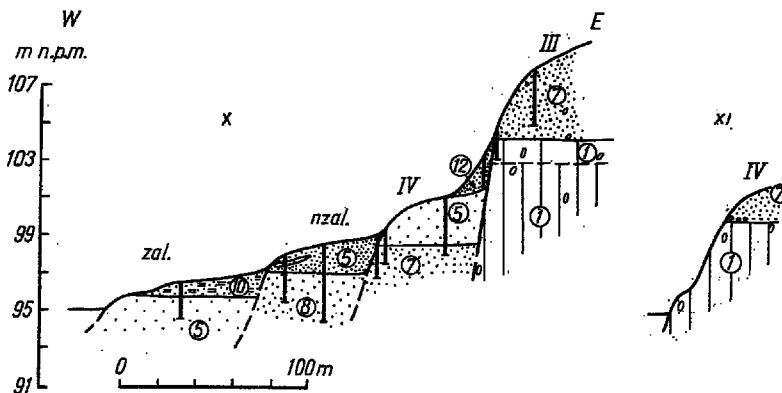


Fig. 4

Przekroje geologiczne (X, XI) przez poziomy sandrowe (objaśnienia jak na fig. 2)
Geologic cross-sections (X, XI) through outwash horizons (explanations as in Fig. 2)

Powstanie niektórych spągowych partii wśród osadów form rynnowych (por. fig. 2, przekroje III oraz VIII) związane było z intensywnym przepływem wód pod lodem, o czym świadczą kilkunastocentymetrowa grubość frakcji i charakter warstwowania.

U wschodniego krańca rynny bledzewskiej, na obszarze występowania form szczelinowych, w miejscach odciętych od głównego nurtu wód roztopowych następowała sedymentacja materiału w znacznej części gruboziarnistego i zwirowego. Nachylenie warstw widoczne w materiale gruboziarnistym jednej z form wskazuje, że był on akumulowany z północy, a nie wzdłuż szczeliny z zachodu na wschód (fig. 3b). Wydaje się, że wody lodowcowe transportowały tutaj do subaeralnej szczeliny materiał gruboziarnisty z wysokiej krawędzi lodowej ograniczającej szczelinę od północy. Materiał drobnoziarnisty był natomiast osadzany przez wody płynące wzdłuż szczeliny, a więc od zachodu.

Postępująca deglacjacja doprowadziła następnie do zniszczenia tunelu lodowego. Od tej pory obszar sedymentacji ograniczał się do szczelin między bryłami martwych lodów, wypełnianych piaskami drobnoziarnistymi i mułkami kończącymi akumulację w rynnicy.

W tym czasie czoło lądolodu przesuwało się ku północy, zatrzymując się dłużej na linii moren dobrzyńskich. Z postojem tym najczęściej wiązany jest sandr dolinny Skrwy. Wody sandrowe tworząc kolejne stopnie erozyjno-akumulacyjne, każdy z nich położony poprzecznie w stosunku do rynny, spowodowały zniszczenie górnych partii rynny. Sądząc z przekrojów przecinających najstarszy (I) poziom sandrowy i wyższą polodowcową, wielkość erozji wód sandrowych w przybliżeniu określić można na 5 m. Pierwotna głębokość wcięcia rynnowego przekraczała zatem 20 m. Ponieważ powierzchnia erozyjna utworzona przez wody sandrowe położona jest niżej niż górne partie osadów niektórych form rynnowych, należy sądzić, iż w czasie tworzenia poziomów sandrowych rynna była wypełniona przez martwe i zimowe lody, które konserwowały formy akumulacyjne utworzone wewnątrz tej rynny.

Podczas tworzenia się młodszych (II oraz III) poziomów sandrowych lody osłaniające i konserwujące rynnę wytapiały się coraz intensywniej. Przekrój wykonany w strefie przecięcia rynny kokoszczyńsko-bledzewskiej z doliną Skrwy (fig. 4a, przekrój X) pokazuje istnienie wyłącznie akumulacyjnego, najmłodszego (IV) poziomu sandrowego. Nieco dalej poza obrębem rynny, w samej dolinie Skrwy, ten sam poziom ma wykształcenie typowo erozyjno-akumulacyjne (fig. 4b, przekrój XI). Można zatem przypuszczać, że pewne partie lodów rynnowych były już wówczas wtopione, wskutek czego uwolnione zostały fragmenty rynny, które w okresie sedymentacji rozważanego IV poziomu sandrowego uległy zasypaniu osadami. W tym też czasie na linii rynny kokoszczyńsko-bledzewskiej zaznaczało się już wyraźne obniżenie, gdyż wzdłuż kokoszczyńskiego odcinka rynny występuje powierzchnia erozyjno-akumulacyjna, która prze-

chodzi w IV poziom sandrowy Skrwy. Na odcinku bledzewskim przepływ wówczas nie zaznaczał się.

Ostatni etap przekształcania rynny nastąpił w holocenie. Po nieznacznej erozji nastąpiła akumulacja tarasu zalewowego cieku kokoszczyńskiego i bledzewskiego.

*Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w maju 1971 r.*

LITERATURA CYTOWANA.

- KOTARBINSKI J. 1966. Budowa i wiek moren czołowych w okolicy Gozdowa na Wyżynie Płockiej (Structure and age of terminal moraines in Gozdowo region on Płock plateau). — *Przegląd Geogr. (Pol. Geogr. Rev.)*, t. 37, z. 1. Warszawa.
- LAMPAŃSKI Z. 1964. Zarys stratygrafii czwartorzędu i morfologia dorzecza dolnej Skrwy (Précis de la stratigraphie du Quaternaire et morphologie de la basse Skrwa, Mazowie — Pologne septentrionale). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 14, no. 3. Warszawa.
- SKOMPSKI S. & SŁOWAŃSKI W. 1964. Poligenetyczna dolina Wierzbicy koło Płocka (La vallée polygénétique de Wierzbica près de Płock). — *Ibidem*.

SUMMARY

ABSTRACT: The present paper concerns geologic and geomorphologic analyses of the Kokoszczyń-Bledzew furrow and the reconstruction of its development.

The Kokoszczyń-Bledzew furrow was formed in the marginal zone of the Baltic ice-sheet of the Leszno phase by subglacial waters flowing from W to E. The furrow is c. 7 km long and 40 to 360 m wide (Fig. 1); its original depth was presumably as great as 20 m. During the flow of meltwater in the active ice, erosion predominated on the area in which the furrow was being formed; the erosion was however not uniform along the whole furrow. Hence, some parts of the furrow were eroded earlier and subsequently underwent infilling, which forced the meltwaters to seek other outflow routes (V in Fig. 2). In places, deposition of sands and gravels occurred in bottom parts of the furrow (III and VIII in Fig. 2). Progressive deglaciation caused destruction of ice tunnel and stopped the flow. Hence, deposition was limited to crevasses between dead-ice blocks where sand-muddy sediments were accumulated (II, III, VII and VIII in Fig. 2). A few crevasse-filling forms, caused by the contribution of furrow waters (Fig. 3) occur also on the prolongation of the furrow.

Later, when the ice-sheet stayed further to the north of the line of Dobrzyń moraines, waters, which presumably formed the outwash plain of the Skrwa river, flowed from its front. Outwash waters flowed over the furrow. Since they formed

a few successive erosional-depositional steps transversal to the furrow, undoubtedly they destroyed the top parts of the furrow margins. Moreover, the western section of the furrow was changed during the last stage of outwash flow. The original outlines of the furrow were in large part obliterated; some features underwent erosional undercutting (II in Fig. 2). During deposition of the youngest outwash horizon, at least a part of the ice supporting the furrow had already melted, and free fragments of the furrow were buried with outwash deposits up to the height of the IVth outwash horizon (X in Fig. 4). In the Skarwa valley, this horizon has an erosional-depositional equivalent (XI in Fig. 4).

The last stage of the furrow modification took place during the Holocene, when recent streams using the furrow and flowing out to the Skarwa valley cut in the furrow, and laid down floodplain deposits.

*Institute of Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warsaw, May 1971*
