

JÓZEF SYLWESTRZAK¹

Z ZAGADNIENI CZWARTORZĘDU KOŚCIERZYNY

(3 fig.)

*On the Quaternary of the Kościerzyna region
 (Northern Poland)*

(3 Figs.)

Treść: W osadach plejstocenijskich okolic Kościerzyny (do głębokości 144,6 m) stwierdzono jedną warstwę gliny morenowej zlodowacenia środkowopolskiego i 1—4 poziomów gliny morenowej zlodowacenia bałtyckiego. Silnie są rozwinięte moreny czołowe fazy kaszubsko-warمیńskiej i głównej fazy marginalnej stadium pomorskiego. Na ich przedpolu wykształcone są w sześciu poziomach sandry powstałe w obu tych fazach oraz rynny utworzone w stadium pomorskim i fazie krajeńskiej (?) a także wytopiska. Zespół form rzeźby dowodzi, że miała tu miejsce zarówno deglacjacja frontalna, ak i arealna.

WSTĘP

W okolicach Kościerzyny obserwujemy silnie rozwinięte i zróżnicowane w sensie morfometrycznym, litologicznym oraz strukturalnym moreny czołowe fazy kaszubsko-warمیńskiej (szczecińskiej) i głównej fazy marginalnej stadium pomorskiego zlodowacenia bałtyckiego. Na przedpolu głównych (skrajnych) moren pomorskich rozwinięty jest sandr Wdy i Wierzycy. Ponadto w sąsiedztwie Kościerzyny występują liczne i różnie zorientowane rynny powstałe w stadium pomorskim i fazie krajeńskiej (?). Są one najczęściej przekształcane obecnie przez niewielkie rzeki, np. Czarną Wodę, Rakownicę, Kanię, Trzebiochę i Wierzycę. Bogactwo form (fig. 1) wyraźnie wiąże się tu ze zróżnicowaniem litologicznym, które obserwuje się zarówno w rozprzestrzenieniu poziomym, jak również w profilu pionowym.

Artykuł ukazuje budowę geologiczną utworów przypowierzchniowych oraz przebieg recesji lądolodu i rozwój rzeźby na jego przedpolu.

¹ Instytut Geografii Uniwersytetu Gdańskiego, Zakład Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Gdynia, ul. Czołgistów 46.

BUDOWA GEOLOGICZNA UTWORÓW PRZYPOWIERZCHNIOWYCH

Na obszarze objętym mapą geomorfologiczną okolic Kościerzyny wykonano ponad 60 wierceń geologicznych. Niestety są to na ogół otwory płytkie, najczęściej osiągające głębokość 30—40 m, sporadycznie tylko przekraczają 100 m. Z tego też względu informują one wyłącznie o budowie geologicznej utworów przypowierzchniowych. Wykonane w 1957 roku przez PGWPN „Północ” wiercenie (Kartuzy Geo 1) w Ostrzycach położonych około 10 km na północ od ramki mapy (fig. 1) osiągnęło głębokość 805,5 m, przebijając między innymi czwartorzęd (252,6 m), miocen (13,8 m), oligocen (13,4 m), kredę dolną (170,9 m) i jurę (do 26,5 m).

Utwory czwartorzędowe w okolicach Kościerzyny wypełniają dolinę glacialną Kościerzyna — Starogard Gdański, której dno obniża się od 20 m p.p.m. na południe od Lęborka do 67 m p.p.m. w Starogardzie Gdańskim (J. Sylwestrzak, 1972). Forma ta jest wycięta w osadach miocenijskich (na północ od Kościerzyny) i oligocenijskich (okolice Starogardu Gdańskiego). Dno doliny glacialnej Kościerzyna — Starogard Gdański jest położone o ponad 160 m niżej w stosunku do wyniesienia kartuskiego wzdłuż linii Kartuzy—Ostrzyce i około 100 m w stosunku do wyniesienia bytowskiego w sąsiedztwie Ugoszcza i Bytowa (J. Sylwestrzak, 1972).

Z analizy głębszych wierceń wykonanych w Kościerzynie (144,6 m), Wielkim Klińcu (119 m), Niedamowie (100 m) i Szponie (114 m) wynika, że w osadach plejstocenijskich (do głębokości 144,6 m) występują tutaj 2—5 warstw gliny morenowej, przedzielonych piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi oraz mułkami i iłami zastoiskowymi (fig. 2 i 3). Najstarszym utworem morenowym zaobserwowanym w wierceniu w Kościerzynie i Wielkim Klińcu (fig. 2) jest szara glina morenowa, prawdopodobnie zlodowacenia środkowopolskiego. Jej miąższość w Kościerzynie wynosi 0,8 m a w Wielkim Klińcu 1,2 m, gdy nad dolną Wisłą w Tychnowych osiąga wartość 125 m (R. Gallon, 1967). W Wielkim Klińcu zalega na niej 46,2 m seria iłów przemieszanych w spągu z piaskiem różnoziarnistym, w oddalonym zaś o 7 km otworze w Kościerzynie szarą glinę morenową zlodowacenia środkowopolskiego przykrywa piasek różnoziarnisty (8,7 m). Możliwe, że nawiercony w Niedamowie piasek mułkowy (20 m) powstał w tym samym zbiorniku sedymentacyjnym co osady zastoiskowe zaobserwowane w Wielkim Klińcu, a podścielająca ten utwór glina stanowi szarą glinę zlodowacenia środkowopolskiego. Brak niestety dokładnego i pełnego wiercenia w Niedamowie, a przede wszystkim pominięcie w nim składu petrograficznego glin zwałowych sprawia, że problem ten nadal pozostaje otwarty.

W serii odpowiadającej zlodowaceniowi bałtyckiemu na opracowanym obszarze obserwuje się 1—4 poziomy gliny morenowej o zmiennej lokalnie miąższości, przedzielone przeważnie piaskami drobnych frakcji, rzadziej żwirami. Pod względem miąższości na uwagę zasługują głównie dwie warstwy gliny morenowej, środkowa zalegająca na osadach zastoiskowych w Kościerzy-

nie, Wielkim Klińcu i Niedamowie (fig. 2) należąca prawdopodobnie do stadium leszczyńskiego, oraz górna glina morenowa stadium pomorskiego stwierdzona w Kościerzynie, Nowym Klińcu, Sobączu (fig. 2), Grabowie, Sikorzynie, Skorzewie i Szponie (fig. 3).

Miąszość gliny środkowej wynosi od 38,8 m w Wielkim Klińcu do około 100 m w Kościerzynie, gdzie przedzielona jest 4 cienkimi (0,6—1,2 m) warstwami piasków różnych granulacji. Obserwowana powszechnie górna glina morenowa stadium pomorskiego również osiąga duże miąższości, np. w Sikorzynie (63,7 m), Szponie (51,1 m) i Sobączu (24 m). Oba te poziomy przedziela lokalnie warstwa utworów piaszczysto-żwirowych. W Kościerzynie, Nowym Klińcu, Wielkim Klińcu (fig. 2) i Sikorzynie (fig. 3) istnieją jeszcze 1 lub 2 poziomy gliny morenowej o miąższości nie przekraczającej kilku metrów. Odpowiadają one wczesnym postojom lądolodu w jego generalnej recesji na północ z linii maksymalnego zasięgu stadium pomorskiego lub transgresywnej fazy kaszubsko-warمیńskiej (szczecińskiej), np. w Nowym Klińcu.

Zróznicowane na powierzchni utwory geologiczne wykazują w rozprzestrzenieniu wyraźny porządek, związany z występowaniem moreny dennej (głina), stref marginalnych (głina, głązy i utwory piaszczyste), sandrów (piaski i żwiry) oraz rynien subglacialnych i wytopisk (torfy). W całości przeważają osady bezpośredniej działalności akumulacyjnej lądolodu pokrywające środkową i wschodnią część obszaru objętego mapą geomorfologiczną (fig. 1). Utwory fluwioglacialne natomiast występują w zachodniej oraz południowej części terenu opracowania, gdzie pokrywają się z sandrem Wdy i Wierzycy w okolicach Kościerzyny.

PRZEBIEG DEGLACJACJI I CHARAKTERYSTYKA FORM MARGINALNYCH

Recesja lądolodu z linii maksymalnego zasięgu stadium pomorskiego oraz fazy kaszubsko-warمیńskiej zlodowacenia bałtyckiego w obrębie interesującego nas terenu była przerywana postojami recesyjnymi i oscylacyjnymi. Poza przypuszczalną linią maksymalnego zasięgu stadium pomorskiego w okolicach Kościerzyny L. Roszko (1968) prowadzi dwie wyraźne i biegnące równoległe do siebie linie fazy kaszubsko-warمیńskiej, a na południe od nich dwa postoje recesyjne. Przebieg recesji lądolodu w okolicach Kościerzyny daje się zrekonstruować w oparciu o dobrze rozwinięte tutaj moreny czołowe, a także inne formy marginalne, jak doliny wód roztopowych, moreny kemowe oraz początki sandrów.

Z analizy mapy geomorfologicznej wynika, że miała tutaj miejsce zarówno deglacjacja frontalna, głównie we wschodniej i północnej części, jak też arealna — w części zachodniej i południowej. Na terenach deglacjacji arealnej, na południe i zachód od Kościerzyny można wydzielić wyraźne strefy deglacjacji strefowej marginalnych partii lądolodu. Szerokość tych stref w kierunku południkowym wynosi najczęściej 2—3 km, a ich zasięg wyznaczają równoleżnikowo zorientowane rynny marginalne zajęte obecnie przez jeziora, jak

np. jezioro Sudomie, Wierzysko, Długie, Zakrzewie, Schodno, Białe, Strupino, oraz niewielkie rzeki.

Zasadniczy poziom morfologiczny tego obszaru stanowi morena denna falista o wysokościach bezwzględnych 180—210 m. Na poziom ten nasadzone są formy marginalne, a wśród nich najliczniejsze moreny czołowe i sandry. W poziomie tym wycięte są powierzchnie erozyjne i rynny. Wiadomości na temat moren czołowych okolic Kościerzyny znajdują się w pracach W. Okołowicza (1956), D. Piaseckiego (1962), B. Augustowskiego (1969), B. Augustowskiego i J. Sylwestrzaka (1973). Te moreny czołowe różnią się układem, kierunkami przebiegu osi morfologicznych, cechami morfometrycznymi, odrębnością petrograficzną i typem. Położone w północnej części badanego terenu moreny czołowe fazy kaszubsko-warمیńskiej to masywne wzgórza, pagóry lub wały o wysokościach bezwzględnych często przekraczających 220 m, np. moreny grabowskie (Sterza Góra 251 m n.p.m., Hrabaska Góra 228,3 m n.p.m.) i kaliskie (229,9 m n.p.m.). Na ogół są to moreny spiętrzone o zmiennym lokalnie przebiegu osi morfologicznych. W ich budowie dominuje glina morenowa.

Na południe od linii maksymalnego zasięgu fazy kaszubsko-warمیńskiej (szczecińskiej) przeważają moreny drobne o wysokościach bezwzględnych od 169,0 do 206,3 m. Bardziej masywne są tylko moreny czołowe głównej fazy marginalnej stadium pomorskiego usytuowane w okolicach Kościerzyny, Skorzewa oraz pojedyncze formy moren czołowych znajdujące się w sąsiedztwie Nowego Klińcza (205,2 m n.p.m.), Zielenina (203,8 m n.p.m.), Nowej Karczmy (206,3 m n.p.m.) i Wielkiego Podlesia (169,0 m n.p.m.). Dominują w nich struktury spiętrzone powstałe w wyniku nacisku lodu aktywnego. W budowie geologicznej tych moren obok gliny morenowej duży udział mają utwory fluwioglacjalne. Stwierdzone natomiast w okolicach Dobrogoszcza, Starego Barkoczyna i Liniewa (na południowy wschód od Wielkiego Klińcza) zaburzenia warstw w formach marginalnych nastąpiły na skutek osiadania materiału po wytopieniu martwych lodów w schyłkowym okresie plejstocenu i w holocenie. Zaburzenia te to przeważnie drobne uskoki i wygięcia warstw.

Znajdująca się na północ od Wielkiego Podlesia odkrywka ukazuje ciekawą budowę moreny czołowej z kotą 169 m. W północnej ścianie tej odkrywki, idąc od stropu, można wyróżnić 2,5—3 metrową warstwę gliny morenowej z gładzami wykazującą w części zachodniej wyraźne smugowanie poziome przechodzące dalej w „zawinięcia” struktur inwolucyjnych podobne do fałdu. W zachodnim stoku tej formy smugi gliny biegną w różnych kierunkach i pod różnym kątem nachylenia, podobnie jak tkwiące w glinie soczewki żwirów i piasków. Niżej zalegają piaski i żwiry fluwioglacjalne z pojedynczymi gładzami do 30 cm średnicy, przedzielone cienką warstwą gliny spiaszczonej. W południowej ścianie odkrywki wśród utworów fluwioglacjalnych przeważają grube żwiry z otoczkami.

Drobne moreny czołowe, moreny martwego lodu i kemy z towarzyszącymi wytopiskami, występują w większych ilościach na południe od Nowej Karczmy,

w okolicach Lubieszynka (197,8 m, 186,4 m n.p.m.) i Liniewa już poza zasięgiem mapy geomorfologicznej. Obserwuje się tu kilka równoległych do siebie stref marginalnych przedzielonych wąskimi płatami moreny dennej oraz włożonymi w nie niewielkimi sandrami dolinnymi. Ku wschodowi sandry te przechodzą w wyższą terasę sandrową doliny Więcisy. Położone w okolicach Nowej Karczmy, Lubieszynka i Liniewa moreny czołowe to zarówno moreny akumulacyjne, jak również moreny spiętrzone pod wpływem nacisku aktywnego lodu. Część zaburzeń powstała również w wyniku wytapiania się zagrzebanych brył martwego lodu podpierających stoki.

Liczne rynny i wytopiska podkreślają urozmaicenie i świeżość rzeźby okolic Kościerzyny zarówno na obszarach wysoczyzny morenowej, jak też poziomów sandrowych i powierzchni erozyjnych wód roztopowych. Te wytopiska, zwykle zatorfione lub zajęte przez niewielkie jeziorka, występują powszechnie w obrębie stref marginalnych lub po ich wewnętrznej stronie, np. na północ od moren kaliskich i kościerskich. Podobnie jak w okolicach Szemudu, Pomieczyna, Łebna (na południe od Wejherowa) i na Wysoczyźnie Staniszewskiej (J. Sylwestrzak 1971) wskazują one na deglacjację arealną tego obszaru.

UKŁAD RYNIEN I ANALIZA POZIOMÓW SANDROWYCH

Rynny obok moren i sandrów są dominującym zespołem form w okolicach Kościerzyny, podobnie jak w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego. Ich wiek jest różny. W obrębie głównej strefy marginalnej stadium pomorskiego, którą w przybliżeniu wyznaczają moreny czołowe i inne formy marginalne w okolicach Skorzeza, Fingerowej Huty, Kościerzyny, Nowego Klińcza i Wielkiego Podlesia, oraz po jej wewnętrznej stronie, rynny powstały w większości podczas transgresji lądolodu na linię maksymalnego zasięgu stadium pomorskiego.

Część z nich, zwłaszcza położonych na dalszym zapleczu moren czołowych głównej fazy marginalnej stadium pomorskiego (np. w okolicach Grabowa i Kalisk) powstało zapewne w trakcie nasunięcia się lądolodu fazy kaszubsko-warمیńskiej. Najstarsze są rynny towarzyszące obszarom sandrowym. Możliwe, że należy je wiązać z fazą krajeńską zlodowacenia bałtyckiego.

Bezsporny jest fakt, że w czasie tworzenia się istniejących tu poziomów sandrowych rynny były konserwowane lodem martwym (lub zimowym), który lokalnie wyznaczał drugorzędne kierunki odpływu wód roztopowych.

Na obszarze objętym mapą geomorfologiczną (fig. 1) rynny zorientowane są w dwóch wyraźnych kierunkach, południkowym z odchyleniem za zachód i wschód oraz równoleżnikowym. Przewagę rynien radialnych w sensie ich ilości, długości oraz powierzchni obserwujemy w części północnej, środkowej i wschodniej. Rynny marginalne natomiast wyraźnie dominują w części południowej i zachodniej, gdzie miała miejsce deglacjacja arealna. Rynny radialne powstały w lodzie aktywnym podczas transgresji lądolodu lub w czasie jego

postoju, sporadycznie tylko w lodzie stabilnym. Stanowiły one drogi dowozu materiału dla formujących się u ich wylotów powierzchni sandrowych. Rynny marginalne są młodsze od rynien radialnych. Ich rozwój przypada na okres zamierania lodu martwego. Miejscami określają one szerokość stref ablacji (deglacja strefowa) marginalnych partii lądolodu (J. Sylwestrzak, 1972).

Silnie rozwinięte układy rynnowe oraz wykształcone w sześciu poziomach sandry świadczą o dużym udziale wód roztopowych w rozwoju rzeźby interesującego nas obszaru. Układy rynnowe i sandry są niewątpliwie związane z rozwojem przylegających od północy analogicznych form centralnej części Pojezierza Kaszubskiego i głównymi szlakami odpływu wód roztopowych, gowidlińskim i raduńskim, zbiegającymi się w okolicach Gostomia. Na północny zachód od Kościerzyny tworzą one razem jeden wspólny system odpływu sandrowego, poprzedzonego i w dużej mierze wyznaczonego przez wody płynące subglacialnie. W istniejącej literaturze przyjmuje się istnienie 2—4 poziomów sandrowych w sąsiedztwie Kościerzyny, Rynny Raduńskiej i Rynny Lubowisko-Ostrzyckiej (W. Okołowicz, 1956; J. Sylwestrzak, 1961; Z. Churska, 1961; J. Szupryczyński, 1967): I. 220—210 m n.p.m., II. 195 m, III. 185 m, i IV. 175 m n.p.m.

Przeprowadzone ostatnio przez B. Augustowskiego i autora niniejszego artykułu (B. Augustowski, J. Sylwestrzak, 1973) badania terenowe w hydrograficznym węźle odpływu subglacialnego i sandrowego w okolicach Gostomia wskazują na istnienie 5 poziomów sandrowych: I. 220—210 m n.p.m., II. 205—200 m n.p.m., III. 190—185 m n.p.m., IV. 180—175 m n.p.m. i V. około 170 m n.p.m. Trzy najwyższe poziomy (I, II, III) zdaniem autora należy prawdopodobnie wiązać z główną fazą marginalną stadium pomorskiego. Wskazują na to między innymi moreny czołowe zlokalizowane w północno-wschodniej części i lokalnie na południu Wzgórz Szymbarskich. Są one tu „nasadzone” na zaburzone utwory fluwioglacjalne budujące wymienione poziomy. Wyraźne powiązanie dwóch niższych (IV i V) poziomów sandrowych z morenami czołowymi Wzgórz Szymbarskich pozwala stratygraficznie wiązać je z fazą kaszubsko-warمیńska (szczecińska) stadium pomorskiego zlodowacenia bałtyckiego. Poziomy III—V a także trzy niższe poziomy (VI. 165—160 m n.p.m., VII. 155—150 m n.p.m., VIII. około 145 m n.p.m.) występują też na zachód i południe od Kościerzyny. Niższe poziomy (VI. 165—160 m n.p.m., VII. 155—150 m n.p.m. i VIII. około 145 m n.p.m.) zostały uformowane podczas recesji krawędzi lądolodu z linii maksymalnego zasięgu fazy kaszubsko-warمیńska (szczecińska) i odpowiadają jej młodszym postojom recesyjnym. Ponadto lokalnie w części wschodniej i południowo-wschodniej obszaru objętego mapą (fig. 1) oraz na terenie bezpośrednio przyległym znajdują się także drobne sandry dolinne związane z odpływem wód roztopowych doliną Kaminki, Kacinki i Wierzycy w okolicach Grabowa, Rekownicy, Barkoczyna, Nowej Kiszewy i Bukowca.

Najczęściej spotykana miąższość utworów sandrowych wynosi 8—10 m. Wyższe poziomy (III i IV) miejscami reprezentują erozyjne powierzchnie

wód roztopowych zbudowane z rozmytych utworów morenowych, pod którymi występują żwiry i gruboziarniste piaski z otoczkami, np. w sąsiedztwie wsi Korne (B. Rosa, 1961). Między jeziorami Sudomie i Osuszyno, a także na północny wschód od Łubiany w powierzchni IV poziomu sandrowego występuje 15—25 cm warstwa rezydualnego bruku morenowego, pod którym zalegają płasko i krzyżowo warstwowane piaski różnoziarniste z soczewkami żwirów i pojedynczymi otoczkami. W sandrach „wychodzących” z bram międzymorenowych, np. w pobliżu Skorzeza i Wielkiego Klińcza, a także w okolicach Gostomia, gdzie łączyły się dwa główne systemy odpływu sandrowego, gowidliński i raduński, obserwuje się większe zróżnicowanie we frakcji materiału oraz duży udział materiału grubego. Świadczy o tym, np. założone w Gostomiu na rzędnej 189,59 m n.p.m., wykonane przez PGBW „Hydrogeo” w Gdańsku w 1971 roku wiercenie, którego pełny profil przedstawia się następująco:

0,0— 0,5 m piaski różnoziarniste z domieszką gleby i części organicznych

0,5— 1,0 m piaski drobnoziarniste, ciemnożółte

1,0— 2,6 m żwir różnoziarnisty z domieszką piasku, otoczek i głązików, szary

2,6— 3,0 m piasek różnoziarnisty z pojedynczymi ziarnami żwiru, jasnoszary

3,0— 6,3 m żwir różnoziarnisty z domieszką piasku, otoczek i pojedynczych głązów, szary

6,3— 9,2 m piasek średnioziarnisty z pojedynczymi ziarnami żwiru, jasnoszary

9,2—11,5 m żwir różnoziarnisty z domieszką piasku i pojedynczymi otoczkami, szary

11,5—11,9 m piaski drobnoziarniste, szare

11,9—12,5 m skupisko otoczek z niewielką domieszką głązów, żwiru i piasku barwy szarej

12,5—13,1 m piaski szare z pojedynczymi otoczkami

13,1—13,9 m żwir drobnoziarnisty z domieszką otoczek i piasku, szary

13,9—14,1 m otoczki z głązami i żwirkiem

14,1—15,0 m żwir różnoziarnisty z domieszką otoczek i piasku, szary

15,0—15,5 m otoczki z głązami i niewielką zawartością żwiru.

Poziom VIII (około 145 m n.p.m.) występuje lokalnie, zwykle w postaci wąskich i wydłużonych pasów towarzyszących rynnom i dolinom wód roztopowych.

Odpływ wód roztopowych formujących wyróżnione w okolicach Kościerzyny poziomy sandrowe i powierzchnie erozyjne odbywał się w dwóch zasadniczych kierunkach, na południe i na wschód. Na południe, szlakiem sandrowym Wdy, związanym z rozwojem Pradoliny Noteci—Warty, wody roztopowe płynęły wyłącznie w poziomach wysokich teras (II—V) oraz częściowo na

wysokości terasy VI. Ku wschodowi wzdłuż doliny Wierzycy (poza zasięgiem mapy geomorfologicznej, fig. 1) odpływ wód rozpoczął się w czasie formowania terasy VI (165—160 m n.p.m.) i trwał do momentu utworzenia VIII (około 145 m n.p.m.) poziomu sandrowego. Oba główne kierunki odpływu sandrowego zachowują też współcześnie płynące wody powierzchniowe. Dodać należy, że na obszarach o przewadze deglacjacji arealnej bardzo często odpływ wód roztopowych odbywał się między bryłami lodu martwego. Świadczy o tym nachylenie warstw „urywające” się w stokach wytopisk i rynien. Między Kościerzyną i jeziorem Wdzydze wody roztopowe przecinały konserwowane lodem martwym (lub zimowym) rynny marginalne często położone prostopadle do kierunku ich płynięcia.

Instytut Geografii Uniwersytetu Gdańskiego
Zakład Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu
Gdynia

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Augustowski B. (1969), Środowisko geograficzne województwa gdańskiego w zarysie (skrypt). *WSP w Gdańsku*, Gdańsk.
- Augustowski B., Sylwestrzak J. (1973), Z morfogenezy centralnej części Pojezierza Kaszubskiego. *Przeg. geogr.*, 45, z. 1, Warszawa.
- Churska Z. (1961), The so-called Porta Cassubica (Kashubian Gate, beginnings of the outwash the Pommeranian stage. in: *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, part I*, North Poland VI Intern. Congr. on Quatern., Warsaw 1961, Łódź.
- Galon R. (1967), Czwartorzęd Polski Północnej. w: *Czwartorzęd Polski*, Warszawa.
- Okołowicz W. (1956), Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego (The Morphogenesis of the eastern part of the Pommeranian Lake District). W: *Z badań czwartorzędu w Polsce*, 7, Warszawa.
- Piasecki D. (1962), Fizjografia dorzecza Raduni i morfogeneza jej doliny (The Physiography of the Radunia Basin and the Morphogenesis of its Valley). *Z. geogr. WSP w Gdańsku*, R. IV, Gdańsk.
- Rosa B. (1961), Structure of the outwash plain the Pommeranian stage near Korne. W: *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, part I*, North Poland VI Intern. Congr. on Quatern., Warsaw 1961, Łódź.
- Roszek L. (1968), Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. (Recession of Last Inland Ice Poland's Territory) W: *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*. Warszawa.
- Sylwestrzak J. (1961), Morfologia Rynny Raduńskiej (The Geomorphology of the Radunia Gully). *Z. geogr. WSP w Gdańsku*, R. III, Gdańsk.
- Sylwestrzak J. (1971), Zagadnienia geomorfologiczne Wysoczyzny Staniszewskiej (Pojezierze Kaszubskie) (The Geomorphology of the Morainic Plateau of Staniszewo) (Cassubian Lakeland). *Z. nauk. Wydz. Biol. i Nauk o Ziemi Uniw. Gdańskiego, Geografia* 1, Gdańsk.
- Sylwestrzak J. (1972), Paleomorfologia powierzchni podczwartorzędowej północno-wschodniej części Pomorza (Palaeomorphology of the Sub-Quaternary of the North-Eastern Pommerania). *Rozpr. Wydz. III GTN*, z. 9, Gdańsk.
- Sylwestrzak J. (1973), Stosunki geomorfologiczne Wysoczyzny Kamienicko-Sierakowickiej (Geomorphological Relations of the Kamienica-Sierakowice Morainic Plateau). *Rozpr. Wydz. III GTN*, z. 9, Gdańsk.
- Szupryczyński J. (1967), Die Entwicklung kleiner recenter Erosionstäler an den Stufen des Wda Sanders (Polen). L'Evolution des Versants. Université Liège.

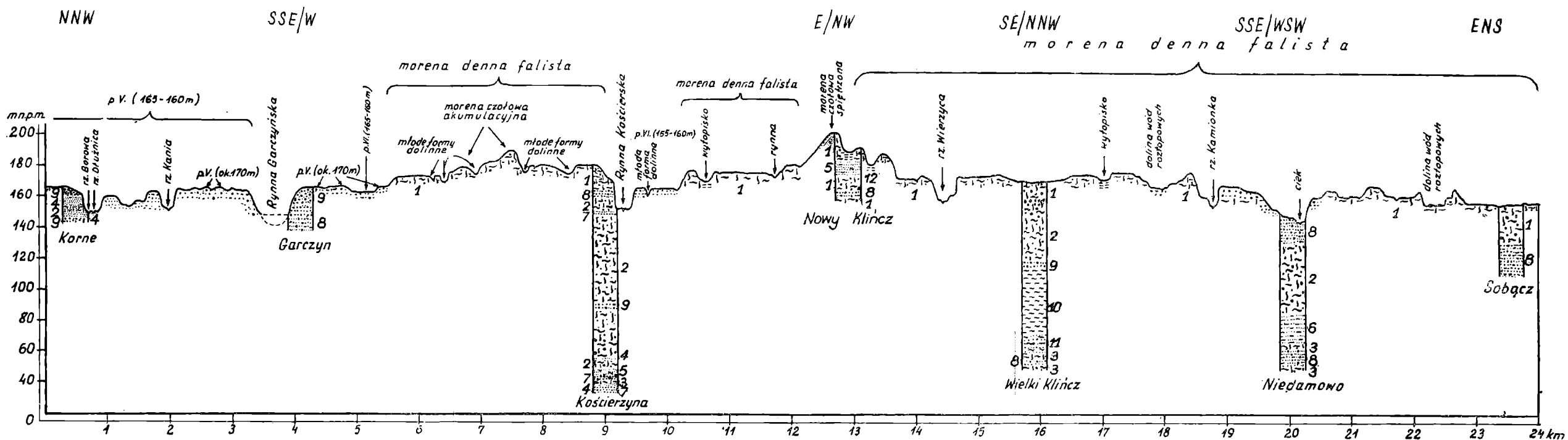


Fig. 2. Profil geologiczno-geomorfologiczny przez Pojezierze Kaszubskie w okolicach Kościerzyny (częściowo poza zasięgiem mapy na fig. 1). 1 — glina morenowa stadium pomorskiego zlodowacenia bałtyckiego; 2 — glina morenowa stadium leszczyńskiego (?) zlodowacenia bałtyckiego; 3 — szara glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego, interglacialne i interstadialne utwory międzymorenowe; 4—9 — piaski; 10 — il; 11 — il z piaskiem; 12 — torfy holoceneskie, p. V i p. VI — poziomy sandrowe fazy kaszubsko-warmińskiej

Fig. 2. Cross-section A—A' — of the Kościerzyna region. 1 — upper boulder clay, Pomeranian Stage of Baltic Glaciation, lower boulder clay, Baltic Glaciation; 3 — boulder clay of the Middle Polish Glaciation, interstadial deposits; 4—9 — sands; 10 — clay; 11 — sandy clay; 12 — peat, Holocene; p. V and p. VI — outwash plains

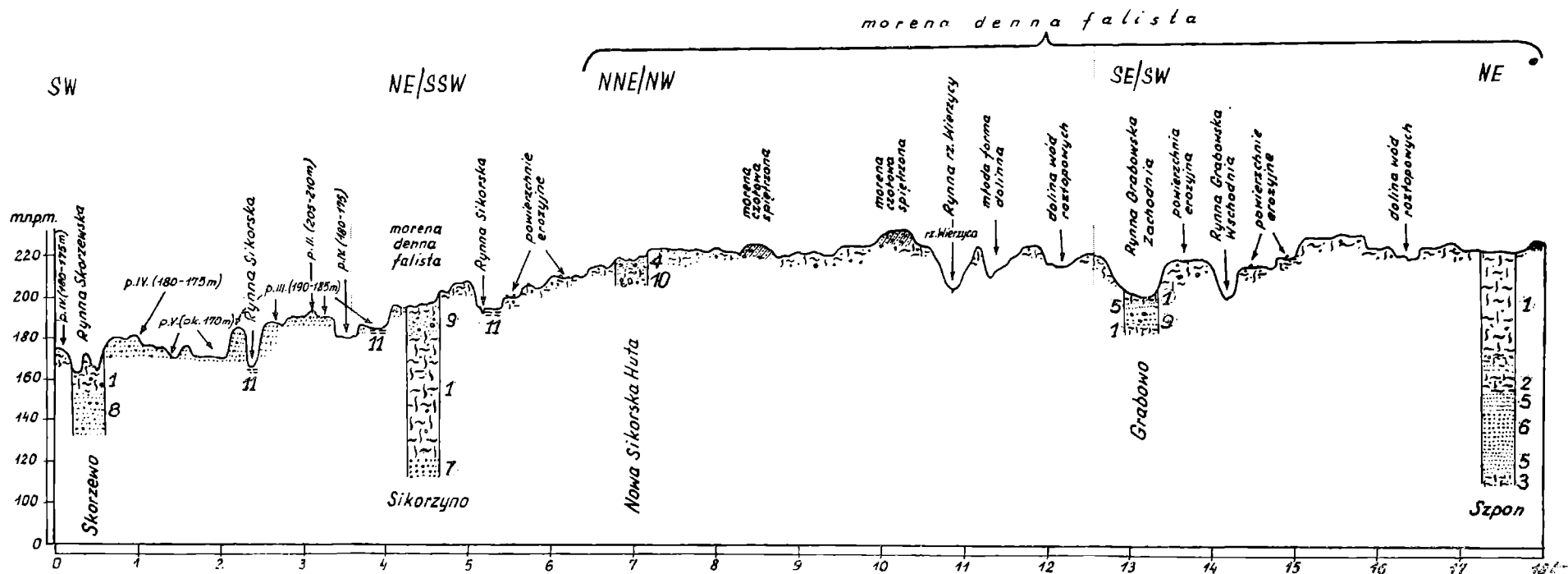


Fig. 3. Profil geologiczno-geomorfologiczny B—B' przez Pojezierze Kaszubskie w okolicach Kościerzyny (na północ i wschód od mapy geomorfologicznej, fig. 1). 1 — glina morenowa stadium pomorskiego zlodowacenia bałtyckiego; 2 — glina morenowa stadium leszczyńskiego (?) zlodowacenia bałtyckiego; 3 — szara glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego; interglacialne i interstadialne utwory międzymorenowe; 4 — piasek z głazami, 5—8 — piasek drobno-, średnio- i gruboziarnisty; 9 — piasek ze żwirami; 10 — żwir z głazami; 11 — torfy holoceneskie; p. III — poziom sandrowy głównej fazy marginalnej stadium pomorskiego; p. IV i p. V. — poziomy sandrowe fazy kaszubsko-warmińskiej

Fig. 3. Cross-section B—B' of the Kościerzyna region. 1 — upper boulder clay, Baltic Glaciation; 2 — lower boulder clay, Baltic Glaciation; 3 — boulder clay of the Middle Polish Glaciation, interstadial deposits; 4 — sands with boulders; 5—8 — sands; 9 — sands with pebbles; 10 — gravel with boulders, peats; 11 — Holocene; p. III, p. IV and p. V. — outwash plains

SUMMARY

This paper deals with stratigraphy of the Quaternary deposits of the region of Kościerzyna (Northern Poland). It also discusses the origin and characteristics of morphological features that make up the present topography of the region. These features were essentially formed during the Baltic (Würm) glaciation and deglaciation.

The glacial deposits in the region discussed rest upon uneven preglacial relief, and are comprised of glacial, fluvioglacial and glacio-lacustrine sediments. Their total thickness exceeds 200 m.

The oldest glacial deposits recognized in the region of Kościerzyna are boulder clays assigned by the author to the Middle Polish (Riss) Glaciation. The last, i. e. Baltic (Würm) Glaciation is represented by 1—4 layers of boulder clay intercalated with fluvioglacial and glacier-lake deposits.

An assemblage of morphological features in the north-eastern part of the region investigated originated during the deglaciation. These features include deposited and upsetted frontal moraines, dead-ice moraines, subglacial and melt-water valleys and abundant depressions formed during deglaciation. To the south-west from the above morphological features there are outwash plains. They occur in 5 horizons and represent the dominant features of the landscape. The outwash plains reveal the presence of channels which were presumably occupied by winter or dead ice and therefore could not have been filled with fluvioglacial material.

*University of Gdańsk, Laboratory of Geomorphology and Quaternary Geology
Institute of Geography*