

Maria Danuta DOMOSŁAWSKA-BARANIECKA, Sylwester SKOMPSKI

Deglacjacja lobu Widawki

WSTĘP

Materiały terenowe do niniejszego artykułu zebrane zostały podczas prac Zakładu Zdjęć Geologicznych Niżu i Badań Czwartorzędu w latach 1964—1966, przy okazji naszego uczestnictwa w kompleksowym opracowaniu geologicznym wykonywanym przez Instytut Geologiczny na większym obszarze, położonym w południowej części województwa łódzkiego. Przez obszar ten przebiega strefa marginalna maksymalnego zasięgu lodolodu stadiału mazowiecko-podlaskiego, czyli Warty. Osady i formy marginalne tego stadiału stanowią główny przedmiot niniejszego artykułu. Obszar marginalny znajduje się obecnie w dorzeczu Widawki (część środkowa i północna) i Warty (część południowo-zachodnia). Wschodnie krańce obszaru odwadniane są ponadto przez Luciążę — dopływ Pilicy.

Artykuł niniejszy oparto w głównej mierze na zdjęciu geologicznym, przy czym M. D. Domośławska-Baraniecka dostarczyła danych z obszaru między Kamięńskiem, Krzywanicami, Kaszewicami i Górą Borowską, a S. Skompski — z obszaru na S od linii Krzywanice — Pajęczno. Ponadto wykorzystano materiały zdjęciowe Z. Sarnackiej z obszaru na N od linii Krzywanice — Pajęczno, J. Nowak — z okolicy Czubatej Góry, S. Gądomskiej — z okolic Kaszewic i Grocholic i S. Maksiaka — z okolic Białej. Uwzględniono też niektóre dane S. Biernata — z okolic na NW od Radomska, a także obserwacje I. Wylezińskiej — z obszaru na E od Radomska i M. Franczyk — z terenu na NE od Kamięńska¹. Analiza budowy geologicznej zarówno samych form i osadów marginalnych, jak i w ogólności osadów czwartorzędowych, starszych od stadiału mazowiecko-podlaskiego oparta była ponadto na licznych profilach otworów wiertniczych, wykonanych dla Wrocławskiego Przedsiębiorstwa Poszukiwań Węgla Brunatnego i Przedsiębiorstwa Hydrogeologicznego w Krakowie oraz kilku profilach opracowanych przez Z. Siliwończuka w Zakładzie Zdjęć Geologicznych Niżu i Badań Czwartorzędu w Instytucie Geologicznym.

¹ Mapa geologiczna w skali 1:50 000 opracowana przez zespół: M. D. Baraniecka, S. Biernat, M. Franczyk, Z. Sarnacka, S. Skompski, I. Wylezińska.

Lobem Widawki nazwano silnie wysunięty ku południowi lob łądolu stadiału mazowiecko-podlaskiego, ograniczony linią przebiegającą od Łodzi ku S na Radomsko, dalej ku W na Działoszyn, a stąd ku NW w kierunku Kalisza. Lob ten obejmuje w centralnej części całe prawie dorzecze Widawki.

SYTUACJA GEOLOGICZNA

Obszar lobu Widawki położony jest w południowej części synklinorium łódzkiego i na pograniczu elewacji radomskowskiej i monokliny przedsudeckiej (W. Pożaryski, 1963). Skały mezozoiczne na całym prawie obszarze przykryte są osadami trzeciorzędowymi i czwartorzędowymi. Jedynie w południowej i zachodniej części (fig. 1) znajdują się wychodnie jury i kredy leżące na wysokościach 239÷270 m n.p.m. w części południowo-wschodniej i około 230 m n.p.m. w okolicy Pajęczna.

Strop osadów mezozoicznych nosi ślady działania procesów erozyjnych, denudacyjnych, tektonicznych i krasowych. Osady trzeciorzędowe — przeważnie mioceny — wypełniają większość zagłębień w stropie skał mezozoicznych niwelując wczesnotreciorzędową rzeźbę.

Najwybitniejszym elementem rzeźby mezozoicznej omawianego regionu jest rów tektoniczny przebiegający równoleżnikowo w okolicy Ruszczyzna — Kleszczowa.

W plejstocenie omawianego obszaru wyróżnia się osady zlodowacenia południowopolskiego wraz z niżej leżącą serią piaszczystą, być może, interglacjalną, osady rzeczno-jeziorne interglacjału mazowieckiego (wielkiego), osady lodowcowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe stadiału maksymalnego i stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) zlodowacenia środkowopolskiego, następnie osady jeziorne interglacjału eemskiego i osady rzeczne zlodowacenia północnopolskiego. Należy podkreślić, że nazwa młodszego stadiału zlodowacenia środkowopolskiego — Warty — zaczerpnięta została (P. Woldstedt, 1935) z obszaru dorzecza Warty, gdzie moreny czołowe stadiału układają się szerokim rozległym łukiem, najdalej wysuwając się ku południowi koło Działoszyna i Radomska. Dwudzielność zlodowacenia środkowopolskiego określana była początkowo na podstawach morfologicznych. Następnie w zasięgu łądolu stadiału mazowiecko-podlaskiego wielokrotnie stwierdzano dwa poziomy glin zwałowych zlodowacenia środkowopolskiego i obecność osadów dzielących poziomy glacialne (E. Rühle, 1957; Z. Sarnacka, 1961, 1966; J. Nowak, 1964; H. Ruszczyńska-Szenajch, 1966). Dokumentację paleobotaniczną dwudzielności zlodowacenia (niestety, poza zasięgiem stadiału mazowiecko-podlaskiego) daje, dyskutowane zresztą, stanowisko w Brzozowicy koło Będzina, skąd nazwa interstadiału będzińskiego (W. Szafer, 1957; S. Gilewska, L. Stuchlik, 1958) oraz stanowisko w zasięgu stadiału mazowiecko-podlaskiego — Warszawa Wola (E. Rühle, 1954). Ostatnio S. Z. Różycki (1961, 1965) podkreśla odrębność stadiału Warty w podobnym obszarze marginalnym nad dolną i środkową Pilicą określając poprzedzający okres jako interstadiał Pilicy.

Powyższe poglądy potwierdzone zostały naszymi badaniami w obrębie lobu Widawki. Osady marginalne (moren czołowych, ozów i kemów)

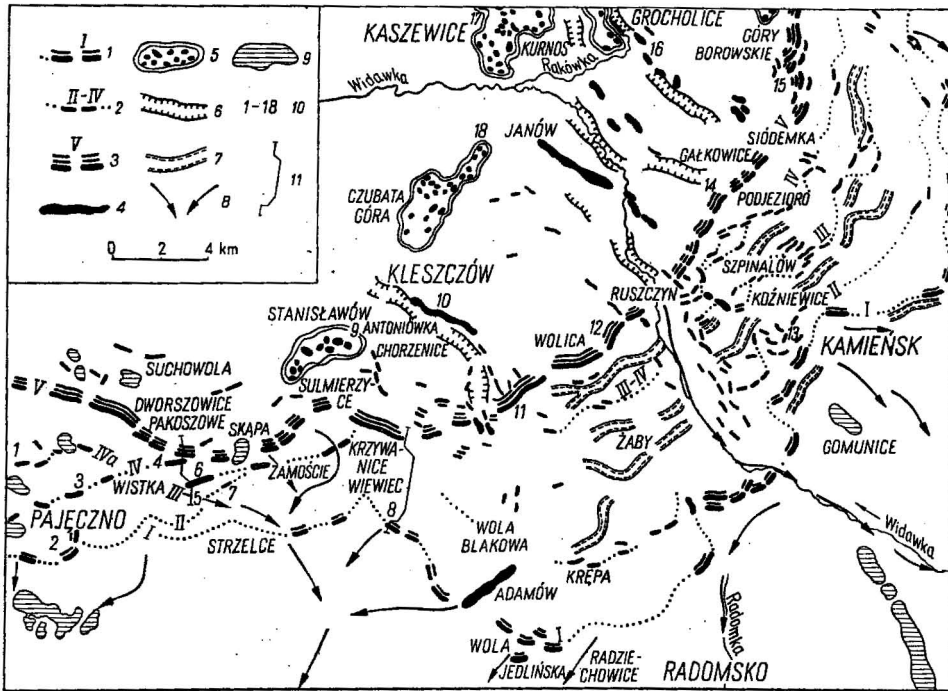


Fig. 1. Formy marginalne stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty)
Marginal forms of the Masovian-Podlasie Stage (Warta Stage)

- 1 — moreny czołowe maksymalnego zasięgu; 2 — ciągi moren czołowych recesyjnych; 3 — moreny czołowe głównego etapu postojowego; 4 — ozy i formy szczelinowe; 5 — kompleksy kermowe; 6 — doliny rynnowe; 7 — doliny marginalne; 8 — doliny odpływowe; 9 — wychodnie mezozoiku; 10 — numery odsłoneń cytowanych w tekście; 11 — linie przekrojów geologicznych
- 1 — end moraines of maximal extent; 2 — lines of recession end moraines; 3 — end moraines of the main strationary period; 4 — ozes and crevasse-like forms; 5 — kame complexes; 6 — channel valleys; 7 — marginal valleys; 8 — drainage valleys; 9 — Mesozoic outcrops; 10 — numbers of exposures cited in the text; 11 — lines of geological cross sections

kontaktują z gliną zwałową stadiału mazowiecko-podlaskiego oraz są podesełane lub przykryte osadami zastoiskowymi lub wodnolodowcowymi tegoż stadiału.

Zasięg stadiału mazowiecko-podlaskiego, a więc i położenie obszaru marginalnego wykazuje pewną, miejscami wyraźną zależność od ukształtowania powierzchni osadów mezozoicznych. Według ogólnie przyjętych poglądów granica lądolodu przebiegała od Łodzi przez Tuszyn na Kamięnsk, Radomsko, Pajęczno, Działoszyn (P. Woldstedt, 1935, 1958; W. Szafer, 1955; S. Z. Różycki, 1961, 1965; E. Rühle, 1965). Najbardziej szczegółowym dotychczas ujęciem kartograficznym osadów marginalnych dla omawianego obszaru są opracowania I. Jurkiewiczowej (1952, 1961).

Szczegółowe materiały geologiczno-zdjęciowe zebrane w ostatnich latach pozwalają na scharakteryzowanie obszaru marginalnego i jego podział na strefy z właściwymi dla nich osadami i formami rzeźby. Wyniki

badani w okolicach Radomska porównano z innymi obszarami marginalnymi w zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego (K. Balińska-Wuttke, 1960; M. D. Domosławska-Baraniecka, 1961; K. Kopczyńska-Zandarska, 1961; K. Klimek, 1962; Z. Klajnert, 1965; J. E. Mojski, w przygotowaniu do druku; K. Rywocka-Kenig, 1966). W zakresie genezy niektórych form poczyniono porównania z obszarem zlodowacenia północnopolskiego (R. Galon, 1952; S. Skompski, 1963; W. Niewiarowski, 1963 *a,b*, 1965; D. Domosławska-Baraniecka, 1965; A. Ber, S. Maksiak, 1966). W interpretacji procesów związanych z topnieniem lądolodu oparto się na wnioskach z eksperymentów geomorfologicznych (S. Z. Różycki, 1958) oraz na doświadczeniach i obserwacjach poczynionych w obszarach marginalnych współczesnych lodowców polarnych (S. Z. Różycki, 1957; M. Klimaszewski, 1960; Z. Michalska, 1961; J. Szupryczyński, 1962), skąd zaczerpnięto ideę podziału na strefy równoległe do czoła lądolodu i zależnie od siły i intensywności nacisku lądolodu.

BUDOWA GEOLOGICZNA I FORMY RZEŻBY

Na obszarze marginalnym lobu Widawki stwierdzono zróżnicowanie strefowe form i procesów deglacjacji, w związku z czym wyróżniono trzy strefy (fig. 1):

1. Strefa recesji frontalnej lądolodu ciągnie się pasem 6÷12 km szerokości. W obrębie tej strefy wyróżniono 5 ciągów moren czołowych recesyjnych, przeważnie rozdzielonych dolinami marginalnymi. Ogólnie obraz ciągów jest bardziej skomplikowany w części północno-wschodniej na N od Kamieńska, a nieco prostszy w części zachodniej — na W od Krzywanic. Między Kamieńskiem a Krzywanicami ilość ciągów jest prawdopodobnie zredukowana. Od wewnątrz strefę tę kończą moreny głównego etapu postojowego. Niektóre z moren czołowych strefy recesji frontalnej wykazują ślady udziału martwego lodu w ich tworzeniu.

2. Strefa szczelinowego spękania lądolodu ma około 5÷10 km szerokości. Ze strefą tą związane jest występowanie znacznej części ozów i form szczelinowych, a także obecność odpływowych dolin rynnowych często towarzyszących ozom. Strefa ta jest lepiej rozwinięta w części wschodniej.

3. Strefa bryłowego rozpadu lądolodu, około 5÷8 km szerokości, wyróżnia się obecnością kompleksów form o charakterze kemów fluwioglacjalnych. Ponadto występują tu zagłębienia wytopiskowe. Doliny układają się w różnych kierunkach.

STREFA RECESJI FRONTALNEJ

WSCHODNIA CZĘŚĆ OBSZARU MARGINALNEGO

W okolicy Kamieńska i na północny wschód od tej miejscowości wyróżniono 5 ciągów moren recesyjnych: I — ciąg Kamieńska, II — ciąg Koźniewic, III — ciąg Szpinalowa, IV — ciąg Podjeziora i V — ciąg Gałkovic (fig. 1, 2).

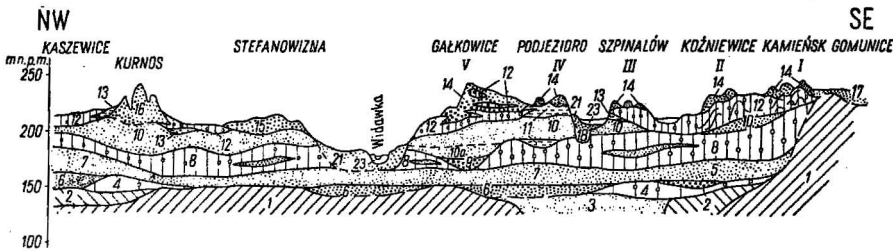


Fig. 2. Syntetyczny przekrój geologiczny przez osady marginalne stadiu mazowiecko-podlaskiego (Warty)

Synthetical geological cross section through the marginal deposits of the Masovian-Podlasie Stage (Warta Stage)

1 — mezozoik; 2 — trzeciorzęd; zlodowacenie południowopolskie; 3 — piaski wodnolodowcowe, 4 — glina zwałowa, 5 — rezydwa gliny zwałowej, interglacja wielki; 6 — piaski rzeczne z domieszką żwirów; zlodowacenie środkowopolskie — stadiu maksymalny; 7 — piaski wodnolodowcowe, 8 — glina zwałowa, stadiu mazowiecko-podlaski; 9 — rezydwa gliny zwałowej, 10 — piaski wodnolodowcowe, częściowo rzeczne, interstadialne (10a), 11 — mułki zastoiiskowe, 12 — glina zwałowa, 13 — mułki zastoiiskowe częściowo subglacialne, 14 — piaski ze żwirami moren czołowych z wkładkami gliny zwałowej (14a) oraz mułków i piasków pylastych (14b), 15 — piaski ze żwirami ozów, 16 — piaski ze żwirami kamów, 17 — piaski wodnolodowcowe, interglacja eemski; 18 — osady jeziorne; zlodowacenie północnopolskie; 19 — utwory eluwialne, 20 — utwory deluwialne, 21 — piaski rzeczne, 22 — mułki jeziorne; holocen: 23 — torfy i piaski z humusem; I — V numery ciągów moren czołowych

1 — Mesozoic; 2 — Tertiary; South Polish Glaciation: 3 — fluvioglacial sands, 4 — boulder clay, 5 — residua of boulder clay, Great Interglacial: 6 — river sands with gravel admixture; Middle Polish Glaciation — Maximum Stage: 7 — fluvioglacial sands, 8 — boulder clay, Masovian-Podlasie Stage: 9 — residua of boulder clay, 10 — fluvioglacial sands, partly river, interstadial sands (10a), 11 — ice-marginal lake silts, 12 — boulder clay, 13 — ice-marginal lake silts, partly subglacial, 14 — sands with end moraine gravels with intercalations of boulder clay (14a) and of silts and silt sands (14b), 15 — sands with gravels of eskers; 16 — sands with gravels of kames; 17 — fluvioglacial sands; Eemian Interglacial: 18 — lacustrine deposits; North Polish Glaciation: 19 — eluvial deposits, 20 — talus deposits, 21 — river sands, 22 — lacustrine silts; Holocene: 23 — peats and sands with humus; I — V — numbers of end moraine lines

Ciąg I (Kamieńska) odpowiada maksymalnemu zasięgowi lądolodu. Od Kamieńska biegnie on w kierunku wschodnim, a dalej zakręca ku północy. Ku zachodowi dużym łukiem rozciąga się pod Radomsko, a dalej na W w kierunku Radziechowic. Wysokości moren czołowych sięgają w tym ciągu kilku metrów wysokości względnej i 230–235 m n.p.m. Znaczna część wzgórz moren czołowych tego ciągu, w związku z ekstremalnym położeniem, jest silnie rozmyta, szczególnie w miejscach, gdzie bezpośrednio od południa przylegają doliny marginalne, jak np. na SW od Kamieńska. Niektóre pagórki straciły tu już swą pierwotną formę, a osad czołowomorenowy rozwleczonej jest po stoku schodzącym ku dolinie. W ciągu tym (koło Kamieńska) charakterystyczny jest wysoko położony grzbiet, zbudowany z gliny zwałowej. Prawdopodobnie jest to fragment moreny czołowej gliniastej (podobnie jak „krawędź” opinogórska — Z. Michalska, 1959), następnie jeszcze spiętrzonej glacictektonicznie.

Poza osadami maksymalnego zasięgu do ciągu tego zaliczono kulminacje żwirowo-piaszczyste nasypane na gliniastym grzbiecie moreny spiętrzonej. W osadach wzgórz omawianego ciągu, ogólnie piaszczysto-żwirowych, daje się zauważyć stosunkowo dużą ilość materiału grubego, głazów 20–30 cm średnicy, a nawet większych. Podobnie w obrębie

zdenudowanych zboczy gliniastej moreny spiętrzonyj występuje bardzo dużo rozsianych głazów i bloków narzutowych o średnicy 50÷80 cm i większych.

Ciąg II (Kozńewic) jest stosunkowo mało wyraźny, choć wysokości wzgórz sięgają koło Kozńewic do 5÷10 m wysokości względnej, co odpowiada 225÷230 m n.p.m. Ku NE ciąg ten przebiega równolegle do ciągu I, a ku zachodowi został prawdopodobnie całkowicie rozmyty w obszarze licznie występujących dolin o założeniach marginalnych (w okolicy wsi Żaby). Dalej ciągnie się w kierunku Krępej.

Do charakterystycznych zjawisk w tym ciągu zaliczyć należy zaburzenia glacictektoniczne znane z Kozńewic. W odsłonięciu 13 w zachodniej części wsi widoczne jest pionowe ustawienie warstwowanych osadów czołowomorenowych, na które składają się nie segregowane żwirry z domieszką części ilastych i różnoziarniste piaski w naprzemianległych warstwach. Ogólny kierunek nacisku lądolodu skierowany był ku SE. Lokalnie jednak w Kozńewicach, jak wskazuje łukowaty układ wzgórz z zaburzeniami, nacisk rozkładał się wachlarzowato w kierunkach SE, SW i NE. Ten ostatni kierunek widoczny jest doskonale w odsłonięciu w Kozńewicach. Lądolód spiętrzał też częściowo nieco wcześniej osadzoną glinę zwałową. Prawdopodobnie w spągu spiętrzona jest również glina zwałowa stadiału maksymalnego. Dodać warto, że zjawiska te zlokalizowane są w Gomunicach — na przedłużeniu ku NW wychodni mezozoiku. Wychodnia ta mogła stanowić zatem masę oporową na przedpolu nasuwającego się lądolodu. Inne wzgórza w ciągu II wykazują charakter moreny akumulacyjnej. W osadach piaszczysto-żwirowych materiał gruby (głazy średnicy 20÷50 cm) nie występuje tak licznie jak w ciągu Kamieńska. Mięszkość osadów moreny czołowej stwierdzona w otworze wiertniczym w Kozńewicach wynosi 6,0 m. Są to więc czapy „nasadzone” na glinie zwałowej lub w innych przypadkach „zakorzenione” tak, że kontaktują z osadami zastoiskowymi, leżącymi pod gliną zwałową.

Ciąg III (Szpinalowa) wykształcony jest nieco inaczej niż poprzednie. Pagórki nie osiągają tu większych wysokości; najwyższy ma 230 m n.p.m. Koło Szpinalowa ciąg rozdziela się na szereg drobnych pagórków, między którymi widoczny jest też stosunkowo wysoko wzniesiony (222,9 m n.p.m.) obszar gliny zwałowej. Być może, jest to również glina zwałowa spiętrzona wskutek nacisku lądolodu, podobnie jak w ciągu Kozńewic. W ciągu tym występuje materiał drobniejszy niż w okolicach Kamieńska i Kozńewic. Bloki i duże głazy są rzadkością. W nielicznych odsłonięciach widoczne są naprzemianległe warstwy piasków i piasków ze żwirami. Ciąg Szpinalowa ma charakterystyczne położenie ze względu na otoczenie fragmentami dolin marginalnych i zagłębieniami po martwym lodzie. W okolicach Szpinalowa i Danielowa powstał w ten sposób izolowany płat wysoczyzny otoczony ze wszystkich stron obniżeniami, obecnie przeważnie zatorfionymi. W obrębie tego płata między poszczególnymi pagórkami znajduje się zagłębienie z zarastającym jeziorem, które założenia swoje zawdzięcza rzeźbie polodowcowej stadiału mazowiecko-podlaskiego. Zagłębienie to przetrwało przez okres interglacjalu eemskiego i zlodowacenia północnopolskiego jako zagłębienie jeziorne (fig. 2). W ciągu tym obserwuje się więc nie tylko ślady recesji fronta-

nej, lecz także formy wytopiskowe. Być może, część pagórków jest morenami martwego lodu.

Ciąg IV (Podjeziora) wyraźnie wykształcony jest w NE części obszaru, natomiast ku zachodowi od Podjeziora zbliża się on bardzo i łączy z ciągiem V. Po zachodniej stronie Widawki przedłużenia ciągu należałoby szukać w okolicy Żab, na wspomnianym wyżej silnie rozmytym obszarze, gdzie prawdopodobnie połączone są razem ciągi III i IV. Dalej ciąg ten znany jest dopiero koło Pajęczna. Charakterystyczną jego cechą jest występowanie konsekwentnego szeregu wydłużonych pagórków o kilkumetrowych wysokościach względnych, sięgających jednak 232,4 m n.p.m. Pagórki zbudowane są z osadów piaszczysto-żwirowych; miejscami w osadzie występują pojedyncze głazy 10÷20 cm średnicy. Ciąg ten położony jest na północnym brzegu odcinka doliny marginalnej, przy czym stok poniżej moren czołowych ma charakter erozyjny.

Na zapleczu tego ciągu, aż do ciągu Gałkowic (V), znajduje się dość wyrównany, wysoko położony (225,0 m n.p.m.), płaski obszar zbudowany z osadów przejściowych między facją czołowomorenową a wodnolodowcową.

Ciąg V (Gałkowic) odpowiada głównemu etapowi postojowemu lądolodu mazowiecko-podlaskiego. Moreny czołowe tego ciągu są dobrze wykształcone na całym omawianym obszarze. W części wschodniej ciągu najwyższe wzniesienia sięgają 278,5 m n.p.m. koło Gór Borowskich, ponad 230,0 m w Gałkowicach, oraz 244,0 i 248,0 m koło Wolicy.

W Gałkowicach budowa geologiczna znana jest z odsłonięcia 14 oraz z otworu wiertniczego o głębokości 13 m. Odsłonięcie usytuowane jest w wewnętrznej partii ciągu gałkowickiego na wysokości około 225 m, a otwór wiertniczy w sąsiedztwie na wysokości 227,0 m n.p.m. (fig. 3). Zarówno otwór, jak i odsłonięcie, a szczególnie porównanie obu profilów wskazują na bardzo dużą zmienność omawianych osadów. W odsłonięciu występuje na ogół grubszy materiał niż w otworze. Tłumaczyć to należy usytuowaniem odsłonięcia w „gnieździe” o zwiększonej zawartości żwirów. Gniazdo to odpowiada w obecnie istniejącej rzeźbie drobnej kulminacji, odpreparowanej na stoku w postaci ostrogi wysuwającej się ze zbocza ku północy — ku dolnie marginalnej. Zaznaczyć należy, że omawiane odsłonięcie znajduje się w jednej z mniejszych kulminacji w okolicy Gałkowic, najwyższe bowiem sięgają 235 m. „Gniazda” żwirów mogą zazębiać się z osadami drobniejszymi, należącymi do tego samego ciągu, ale o charakterze wodnolodowcowym, a nawet zastoiskowym (wkładki piasków pylastych na głębokości 4—5 m). W ciągu gałkowickim występują również przewarstwienia gliny zwałowej, znane zarówno z odsłonięcia, gdzie stanowią wkładkę o miąższości 0,5÷1,5 m w najwyższej części profilu, jak i z otworu wiertniczego, w którym występują co najmniej dwie wkładki gliny zwałowej o miąższościach 2,9 i 0,4 m; obie w dolnej części profilu. Opisana budowa geologiczna wykazuje, że moreny czołowe ciągu Gałkowic utworzone zostały przy wybitnym udziale transportu i akumulacji wód pochodzących z topnienia lodu oraz w obecności martwego lodu. Cechy te należy uważać za pewną typowość dla wewnętrznych ciągów morenowych, podobnie jak to stwierdzono w morenach czołowych faz recesyjnych stadiała mazowiecko-podlaskiego

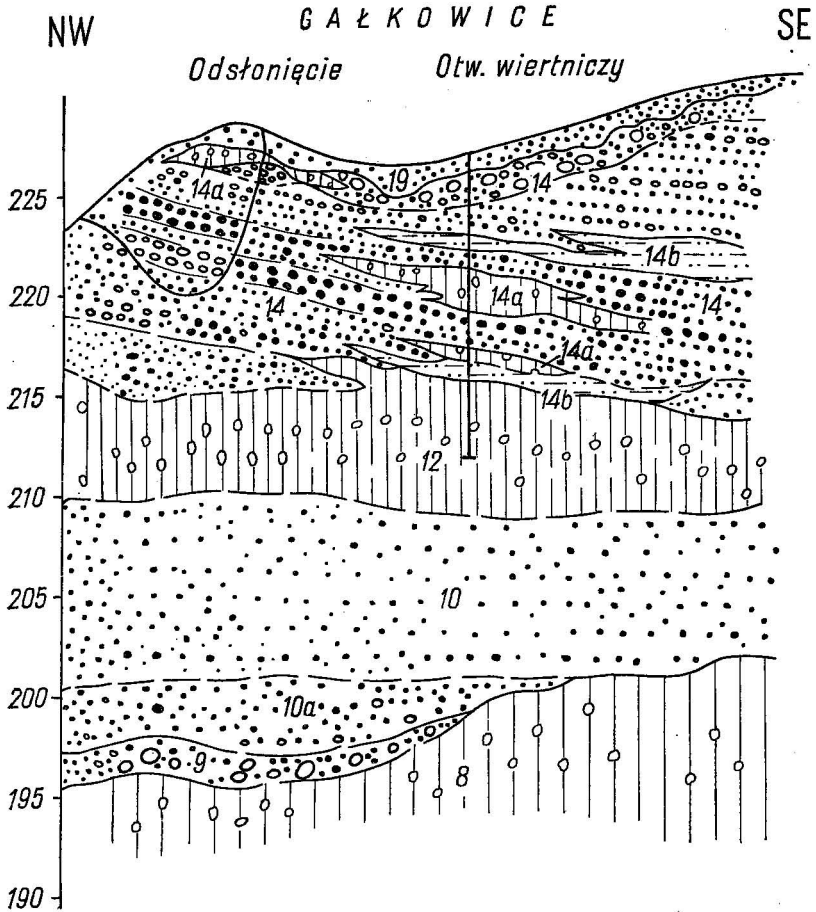


Fig. 3. Schematyczny przekrój geologiczny przez osady moren czołowych ciągu V

Schematical geological cross section through the end moraine deposits of the line V

Objaśnienia jak na fig. 2
Explanations as in Fig. 2

w okolicy Jarochówka (M. D. Domosławska-Baraniecka, 1961) i Puznówki (S. Gadomska, 1959).

W głównym etapie postojowym (ciąg V) mamy także przykłady typowej sedimentacji frontальной lądolodu o charakterze transgresywnym. Koło Wolicy (odśtonięcie 11) moreny czołowe ciągną się wąskim i jednolitym wałem, zbudowanym z materiału znacznie grubszego niż w Gałkowicach. W kulminacjach występują żwiry i glazy, obserwuje się również bloki do 1÷2 m średnicy, częsty jest materiał zupełnie nie warstwowany, zwałowy. W odśtonięciu w Dębowej Górze (12) widoczne są spiętrzone przez lądolód osady czołowomorenowe. Jeszcze dalej na zachód, koło Krzywanic, ciąg V przypomina ciągi Kamieńska i Koźniewic ze

spiętrzonymi gliny zwałowej. W Krzywanicach na linii ciągu V zmniejsza się ilość osadów piaszczystych i żwirowych moren czołowych. Znajdują się one jedynie na ograniczonych, niewielkich kulminacjach. W zamian pojawia się wyżej położony (do 235 m n.p.m.) obszar zbudowany z gliny zwałowej. Z braku odsłoneń nie można ostatecznie rozstrzygnąć, czy jest to akumulacja frontalna gliny zwałowej, jak np. w krawędzi opinogórskiej (Z. Michalska, 1959), czy też poza tym mamy do czynienia ze spiętrzeniem gliny zwałowej, podobnie jak między Kamińskiem a Koźniewicami. W każdym razie w okolicach Wolicy i Krzywanic łądolód w okresie powstawania ciągu V miał charakter bardziej aktywny niż koło Gałkovic.

W ciągu V — w okolicy Borowskich Gór — w kilku odsłonięciach, a szczególnie koło Pawłowa (odsłonięcie 15), wśród żwirów moren czołowych występują obfite domieszki kredowych skał miejscowych. Obecność ich związana jest z obszarem między Grocholicami a Borowskimi Górami.

ZACHODNIA CZĘŚĆ OBSZARU MARGINALNEGO

W zachodniej części omawianego obszaru wyróżnić można również 5 ciągów moren czołowych (fig. 1), zaznaczonych wyraźnie w formie wałów i wzgórz piaszczysto-żwirowych, których wierzchołki leżą z reguły powyżej 220 m n.p.m. Maksymalna wysokość moren wynosi 253 m n.p.m. (Jasia Góra na SE od Sulmierzyc).

Powiązanie poszczególnych wałów i pagórków w ciągu oznaczające kolejne etapy zasięgu czoła łądolodu przeprowadzono w oparciu o przebieg osi morfologicznej wałów i leżących na ich przedłużeniu obszarów akumulacji piaszczystej lub piaszczysto-żwirowej.

Ciąg I posiada najmniej wyraźne formy morenowe o wysokości około 5 m. Ciąg ten wyznacza maksymalny zasięg łądolodu stadiała mazowiecko-podlaskiego zlodowacenia środkowopolskiego, lecz właśnie dzięki mało urozmaiconej rzeźbie daje się prześledzić bezpośredni kontakt osadów akumulacji czołowo-lodowcowej i denno-lodowcowej, co przedstawiono na fig. 4. Widoczna w odsłonięciu 8 warstwa gliny zwałowej zwiększa swą miąższość w sondach wykonanych na E od odsłonięcia, a już 600 m na NE od niego miąższość omawianej warstwy dochodzi do 8,5 m.

Moreny ciągu I są morenami akumulacyjnymi, piaszczysto-żwirowymi (klasyfikacja R. Weisse'a, 1965), o strukturze warstwowej. Pochylenie warstw na proksymalnej stronie moreny w kierunku łądolodu wykazuje, że wody roztopowe spływały z wierzchołka moreny nie tylko na przedpole łądolodu, ale również w jego kierunku. Upad warstw lub smug w stronę łądolodu wielokrotnie opisywano w literaturze, ale nie zawsze był on związany z akumulacją, lecz często powodował go nacisk oscylującego łądolodu (S. Kozarski, 1962; M. D. Domosławska-Baraniecka, 1961). Miejscami w morenach tego ciągu występują zaburzenia struktury, widoczne np. w odsłonięciu 2 w Podmurowańcu (około 4 km na SE od Pajęczna). Pod warstwą żwirów o miąższości 2,0 m leżą tu spiętrzone piaski pylaste z wkładkami mułków, pyłów i piasku średnioziarnistego o łącznej miąższości ponad 3 m, co świadczy o ruchach czoła łądolodu

w czasie akumulacji. Być może, żwiry przykrywające zaburzone piaski związane są wiekowo z postojem lądolodu na linii II ciągu moren, jako że obydwa ciągi pokrywają się tu w swym przebiegu (fig. 1).

Podobnie II i III ciąg pokrywają się na pewnych odcinkach, np. między Wistką i Dębowcem (na S od Sulmierzyc).

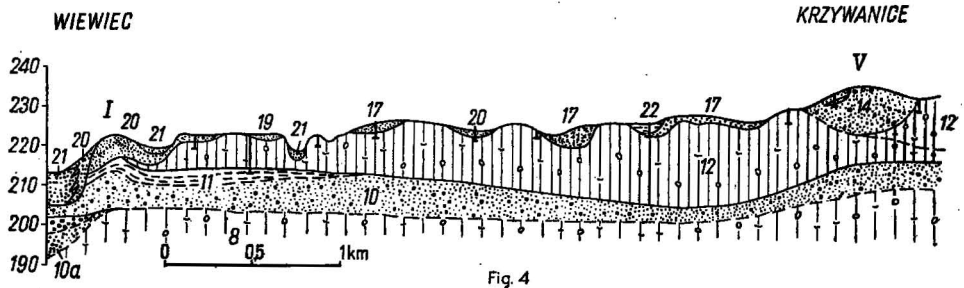


Fig. 4

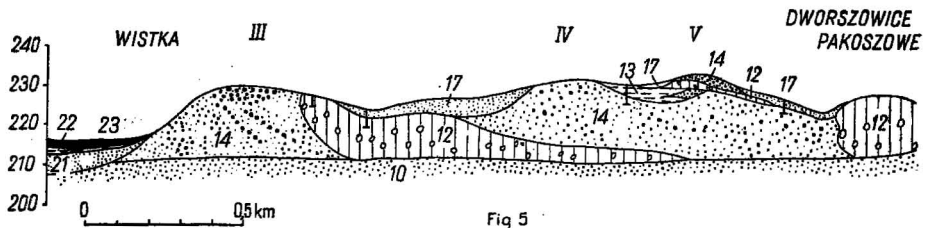


Fig. 5

Fig. 4. Przekrój geologiczny przez osady moren czołowych ciągów I i V
Geological cross section through the end moraine deposits of the lines I and V
Objaśnienia jak na fig. 2
Explanations as in Fig. 2

Fig. 5. Przekrój geologiczny przez osady moren czołowych ciągów III — V
Geological cross section through the end moraine deposits of the lines III — V
Objaśnienia jak na fig. 2
Explanations as in Fig. 2

Ciąg II nie posiada wyraźnych form, a w budowie przeważnie biorą udział piaski, co widoczne jest np. w piaskowni na W od Strzelc Wielkich, gdzie do głębokości 7,5 m występują piaski grubo- i średnioziarniste, a jedynie w samym stropie — na głębokości 0÷0,5 m — znajdują się żwiry, gładziki i bryły gliny zwałowej (odsłonięcie 7).

Ciąg III wyrażony jest potężnymi wałami piaszczystych moren czołowych o wysokości względnej do 12 m (do 234 m n.p.m.). Kulminacje moren zbudowane są ze żwirów i gładzików (warstwa 0÷0,8 m miąższości), wśród których znaczną domieszkę stanowią wapienie i krzemienie malmu. Niżej występują piaski grubo- i średnioziarniste (do głębokości 3,5 m — odsłonięcie 6), a miejscami piaski różnoziarniste.

Część dystalna moren zbudowana jest z materiału drobniejszego, np. na W od Strzelc (Kolonja Wistka) odsłaniają się do 3,0 m bardzo zagęszczone piaski drobnoziarniste (odsłonięcie 5).

Moreny IV ciągu w zachodniej części opracowanego obszaru najlepiej wykształcone są na NW od Strzelc i na SE od Pajęczna, gdzie ich wierzchołki osiągają wysokość 240 m n.p.m.

Głębsze partie tych moren są piaszczyste (na NW od Strzelc na głą-

bokości 4,0÷4,5 m są to nawet piaski mułkowate) — odsłonięcie 4, natomiast przypowierzchniowe partie obfitują w żwiry i głaziki, wśród których licznie reprezentowane są górnourajskie wapienie i krzemienie. Miejscami na powierzchni moren występują niewielkie płyty gliny zwalowej oraz głaziki i głazy o średnicy do 0,4 m. Warstwa żwirowo-głazowa rzadko przekracza 2-metrową miąższość. W profilu geologicznym moren znajdują się czasem także wkładki mułków (Łężce — około 2,5 km na E od Pajęczna, odsłonięcie 3). Jediną moreną, która obfituje w materiał grubookruchowy do znacznej głębokości, jest morena czołowa położona na N od Pajęczna (ciąg IVa, odsłonięcie 1). Rozcięta ona jest do głębokości około 9,0 m poprzecznym wyrobiskiem — od grzbietu aż do sandru. Występują tu piaski gruboziarniste z warstwami żwirów, głazików i głazów o średnicy do 0,4 m, wśród których 80% materiału² stanowią źle obtoczone wapienie górnourajskie. Warstwy są zgodnie, monoklinalnie pochylone pod kątem 34° na SE. Na niewielkim odcinku następuje duża zmiana w uziarnieniu osadu. Po południowej stronie wyrobiska, a więc około 70 m od grzbietu moreny, występują już piaski grubo- i średnioziarniste, a dopiero od głębokości 6,0 m żwiry z dużą ilością krzemieni i czertów, ale pozbawione wapieni. Jest to już sandr, mimo że granica morfologiczna między moreną a sandrem w rzeźbie powierzchni nie jest widoczna.

Wysoki procent wapieni w opisanej wyżej morenie czołowej — na N od Pajęczna — wyróżnia ją spośród licznych moren czołowych zachodniej części badanego obszaru, wśród których jedynie na kulminacjach występują niewielkie skupiska głazików skał lokalnych. W związku z tym nasuwa się wniosek o stosunkowo słabej egzaracji lodolodu w strefie marginalnej. Potwierdzałoby to wcześniejszy pogląd M. Klimaszewskiego (1960). Do podobnego wniosku doszedł ostatnio również K. Klimek (1963).

Przebieg ciągu V wzgórz morenowych, znanych już od dawna (J. Premik, 1925, 1930, 1932), jest najwyraźniejszy w rzeźbie z dotychczas omówionych. Wysokość ich wierzchołków osiąga 25 m (253 m n.p.m.). Ciąg ten różni się ponadto od wyżej opisanych ciągów kierunkiem przebiegu moren czołowych. Począwszy od wychodni kredy górnej w Skąpej ciąg V ma kierunek północno-zachodni, podczas, gdy moreny ciągów I—IVa ułożone są w kierunku południowo-zachodnim. W tej zmianie frontu akumulacji ciągu V widoczna jest zależność przebiegu moren czołowych od podłoża. Regredujący lodolód szybciej topniał na wychodniach, natomiast po „wycofaniu się” na północ od Pajęczna (ciąg V), gdzie podłoże kenozoiku znajduje się na większej głębokości³, czoło zamierającego lodolodu ustabilizowało się przyjmując kierunek zbliżony do struktury podłoża mezozoicznego.

W budowie moren ciągu V biorą udział przede wszystkim piaski gruboziarniste, ze zmienną, na ogół nie dużą domieszką żwirów i wkładka-

² Podobną dużą zawartość materiału lokalnego (do 70%) obserwował również Z. Lamparski (1961) w morenach czołowych maksymalnego stadiała zlodowacenia środkowopolskiego, położonych w analogicznej sytuacji, tj. na wychodniach mezozoiku lub w ich sąsiedztwie.

³ W Pajęcznie strop małmu osiąga wysokość 230 m n.p.m., a w Białej (około 2,5 km na NNE od Pajęczna) obniża się do 176 m n.p.m.).

mi pyłów. Miejscami na kulminacjach występują skupienia głazików, wśród których duży procent stanowią graniaki, np. na W od Skąpej.

Na powierzchni lub blisko niej po stronie dystalnej moren występują niekiedy wkładki gliny zwałowej do 1 m miąższości, po stronie proksymalnej natomiast glina zwałowa osiąga znaczne miąższości, nawet do 14 m, jak np. w Dworszowicach Pakoszowych. Wzajemny stosunek w ułożeniu glin zwałowych po proksymalnej i dystalnej stronie moren zobrazowano na przekroju geologicznym Strzelce — Dworszowice Pakoszowe (fig. 5).

Cienkie płyty glin zwałowych na zewnętrznej stronie moren czołowych lub na ich kulminacjach, a czasem i na stronie wewnętrznej, można wyjaśnić obrywaniem się brył lodu z pionowych ścian lądolodu wznoszącego się nad powierzchnią moren czołowych. Powstawanie pokryw moreny dennej na powierzchni moren czołowych wyjaśnił już w 1943 r. K. Gripp, natomiast wzajemne położenie gliny zwałowej na osadach moreny czołowej i osadów moreny czołowej na glinie zwałowej, czyli piętrową (ewentualnie „łuskową”) budowę osadów glacialnych, jako jedno z podstawowych zagadnień czwartorzędu, szerzej omówił A. Jentzsch (1912) na XI Sesji Międzynarodowego Kongresu Geologicznego. Ostatnio poświęca się sporo uwagi tej sprawie w literaturze niemieckiej (K. v. Bülow, 1955; W. Schulz, 1965; R. Köster, 1957). Problem ten zarysował się także przy badaniach moren czołowych Sławęcina (M. D. Domosławska-Baraniecka, 1961).

FORMY AKUMULACJI SZCZELINOWEJ W STREFIE RECESJI FRONTALNEJ

W strefie recesji frontalnej oprócz moren czołowych wyróżniono szereg drobnych podłużnych pagórków akumulacji szczelinowej (R. F. Flint, 1928), przeważnie o parometrowej wysokości względnej. Dwa szeregi tego rodzaju pagórków występują w pobliżu doliny Widawki, gdzie w czasie recesji lądolodu stadiau mazowiecko-podlaskiego wytworzyło się prawdopodobnie kilka równoległych szczelin. Ponadto nieliczne podłużne pagórki szczelinowe występują w okolicy Siódemki. Większe wzgórze powstałe w wyniku akumulacji szczelinowej znajduje się koło Adamowa. Ma ono długość prawie 3 km, a szerokość u podstawy dochodzi do 0,5 km. Formy akumulacji szczelinowej w strefie recesji frontalnej są raczej wyjątkowe. Obecność ich jest typowa dla następnej strefy.

STREFA SZCZELINOWEGO SPEKANIA ŁADOLODU

W okolicach Radomska strefa szczelinowego spekania lądolodu rozwinęta jest głównie we wschodniej części obszaru. Jest ona wyraźnie odgraniczona od strefy recesji frontalnej. Przypuszczać jednak można, że powstawanie szczelin, ozów i innych form akumulacji szczelinowej rozpoczęło się już w okresie kolejnych postojów czoła lądolodu na liniach ciągów morenowych I—V, a więc w lodzie żywym, w ruchu i o dużej miąższości. K. Orviku (1963) stwierdził również, że ozy w północnej Estonii powstały w lodzie aktywnym w otwartych szczelinach.

Formami akumulacji szczelinowej zajmował się też specjalnie W. Nie-wiarowski (1961, 1963 a,b) zaliczając je dawniej do wałów kemowych.

W 1965 r. tenże autor uznaje je za formy przejściowe między ozami a kemami. Poza tym zagadnienia klasyfikacji i terminologii były wielokrotnie rozpatrywane w literaturze (W. E. Boerman, 1950; G. Keller, 1952; K. Rotnicki, 1960; W. K. Gudelis, 1963). Nie wnikając w sprawy podziałów klasyfikacyjnych omówione formy określono w niniejszym artykule według terminologii R. F. Flinta (1928, 1957) ogólnie jako formy akumulacji szczelinowej. Szczeliny w lodzie i ich pozostałości w formie dolin rynnowych, ozów i pagórków akumulacji szczelinowej wykazują kierunek analogiczny do kierunku ruchu lądolodu. W wielu obszarach marginalnych w Polsce, w obrębie zlodowacenia północnopolskiego, stwierdzono ścisły związek między występowaniem ozów i innych form szczelinowych a obecnością dolin rynnowych (L. Roszkówna, 1951; K. Rotnicki, 1960; S. Skompski, 1963; S. Skompski, W. Słowański, 1964).

Omawiany obszar w okolicach Radomska ma oba charakterystyczne elementy rzeźby. Wyróżniono tu dwie zasadnicze linie szczelin. Główna linia wytworzyła się w miejscu przebiegu dzisiejszej doliny Widawki, między Ruszczynem a Janowem, co uwarunkowało powstanie współczesnej doliny. Linia ta poprzez strefę recesji frontalnej przebiega w kierunku wychodni wysoko położonych skał mezozoicznych koło Gomunic, co prawdopodobnie przyczyniło się do pierwotnego pęknięcia lądolodu lobu Widawki w tym miejscu. Na linii tej powstał duży oz ciągnący się od Janowa do Ruszczyna. Południowe zakończenie ozu odcięte jest doliną Widawki. Łączna długość ozu wynosi około 6 km, szerokość do 1 km.

Druga wyraźna szczelina w lądolodzie wytworzyła się koło Antoniówki. Nie przebiega ona tak prostolinijnie jak poprzednia i składa się z paru odcinków o różnych kierunkach. Na S od Chorzenic kierunek jest zbliżony do południkowego, a na północ i zachód od Chorzenic skręca stopniowo na równoleżnikowy. W tej części koło Antoniówki, w sąsiedztwie obniżenia o charakterze rynnowym, znajduje się duży oz o długości około 4 km i szerokości 0,5–1 km. Jak wynika z odsłonięcia 10 i wierceń, miąższość osadów ozu wynosi 10–20 m. W czterech spośród 14 otworów wiertniczych — na wysokości około 200 m n.p.m. — nawiercono osady mezozoiczne lub ich zwietrzelinę. W stosunku do otaczającego terenu podłoże znajduje się tu o około 30–40 m wyżej. Powstanie szczeliny jest więc związane ze strukturalnym grzbietem mezozoiku.

Kierunki lamin piaszczystych w osadach ozu wskazują na przepływ wód pozostawiających osady ku ESE, zgodnie z osią morfologiczną ozu, ponadto bardzo licznie reprezentowane są kierunki ku północnemu wschodowi, a nawet ku północy. Sprawia to wrażenie jakby wody topnieniowe odpływały ze szczeliny nie tylko zgodnie z jej przebiegiem, lecz również pod ciśnieniem wydostawały się na północny jej brzeg, porzucając tam obficie materiał, z którego zbudowany jest obecnie omówiony oz. Charakterystyczne jest zakończenie doliny rynnowej ku południowi. W południowej części omawianej rynny — koło Krzywanic — znajduje się wysoko wznoszący się stok gliny zwałowej. Wody przepływające szczeliną ku SE nie były w stanie rozmyć olbrzymich mas lodu przepelnionego materiałem skalnym i wyrównać w jednym poziomie dna rynny. Na S od Chorzenic w szczelinach lodu wytwarzać się musiało ciśnienie powodujące przepływ wody i rozchodzenie się jej kilkoma

kanalami ułożonymi wachlarzowato. Śladem tych kanałów są podłużne pagórki o osiach skierowanych ku S, SE i SW i podnoszących się w tych kierunkach. Zakręt ozu i rynny na południe nawiązuje też poprzez kilka podłużnych form szczelinowych, znajdujących się koło Woli Blakowej (S. Biernat zalicza te wzgórza do moren czołowych), do kierunku formy szczelinowej pod Adamowem, opisanej przy strefie akumulacji frontalnej.

Mniejsze podłużne pagórki akumulacji szczelinowej występują w okolicy między Grocholicami a Ruszczynem. Morfologiczne osie pagórków wykazują kierunki analogiczne do ozów i dolin rynnowych.

Podobne podłużne pagórki akumulacji szczelinowej stwierdziła K. Balińska-Wuttke (1960) w marginalnym obszarze stadiału mazowiecko-podlaskiego koło Rawy Mazowieckiej. Autorka zalicza je jednak do kemów (np. kemy między Żłotą a Głuchowem).

Na odrębne omówienie zasługuje jeden z pagórków związanych ze szczeliną na S od Grocholic w Bugaju (odślonięcie 16). Osady mają nieco odmienne wykształcenie w stosunku do innych utworów, z których zbudowane są formy szczelinowe. Materiał jest stosunkowo najslabiej segregowany a poza tym bardzo różnorodny: od głazów — raczej nietypowych dla strefy szczelinowego spękania łądolodu — poprzez żwiry, piaski, mułki, aż do brył gliny zwałowej tkwiących w osadach piaszczysto-żwirowych. Akumulację tę porównać można by do osadów typu *ice-contact*, wyróżnionych przez Z. Klajnerta (1955) we wzgórzach domaniewickich⁴. W Bugaju wśród żwirów, a szczególnie drobniejszych a nawet większych głazów, bardzo liczne są lokalne wapienie kredowe. Wraz z wymienionymi wyżej odślonięciami z okolic Borowskich Gór, a także odślonięciami na północ od Grocholic (informacje o odślonięciach uzyskaliśmy od dra S. Biernata) w Dziewulinach, Boryszewie i Gatkach rysuje się pewien zwarty obszar zasięgu obfitego transportu skał lokalnych przez łądolód. Zważywszy, że w okolicy Wadlewa występują wychodnie kredy, a domieszka materiału lokalnego (nadmierzająco obfita w Dziewulinach) zmniejsza się stopniowo ku SE, można pokusić się o wyznaczenie kierunku transportu materiału skalnego w okresie stadiału mazowiecko-podlaskiego z NW na SE.

W zachodniej części omawianego obszaru strefa szczelinowego spękania łądolodu bardzo się zwęża. Jeszcze koło Sulmierzyc, jak wynika z badań Z. Sarnackiej⁵, obserwuje się krótki odcinek doliny rynnowej z podłużnymi pagórkami akumulacji szczelinowej. Dolina ta zakończona jest ku południowi podobnie jak rynna koło Chorzenic. Dalej ku zachodowi form szczelinowych brak. Koło Suchowoli natomiast występuje jeszcze kilka wzgórz o przebiegu równoleżnikowym, określonych przez S. Maksiaaka jako moreny czołowe. Być może, recesja łądolodu przebiegała w tym obszarze frontalnie, podczas gdy na wschodzie miała charakter bardziej arealny (R. F. Flint, 1957; M. Klimaszewski, 1960; J. Szpryczyński, 1962).

⁴ Z. Klajnert (1965) — Geneza wzgórz domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego. Referat wygłoszony 11. 12. 1965 r. w Inst. Geogr. PAN.

⁵ Mapa geologiczna opracowana przez zespół: M. D. Baraniecka, S. Biernat, M. Franczyk, Z. Sarnacka, S. Skompski, I. Wylezińska.

STREFA BRYŁOWEGO ROZPADU ŁĄDOŁODU

Na zapleczu strefy szczelinowego spękania łądolodu brak już wyraźnej kierunkowości form, zarówno podłużnych, jak i poprzecznych, w stosunku do czoła łądolodu. Pojawiają się natomiast grupy nieregularnie rozrzuconych pagórków typu kemów glacyfluwialnych.

Do kemów zaliczane są najczęściej pagórki o genezie limnoglacialnej, zbudowane z piasków droбноziarnistych i mułków (K. Kopczyńska-Zandarska, 1961; J. E. Mojski, A. J. Nowicki, 1961; W. Niewiarowski, 1959, 1963 a,b; K. Rywocka-Kenig, 1966). Znane są również liczne przykłady kemów akumulowanych w obszarach marginalnych przy udziale szybko płynących wód, pochodzących z topienia łądolodu (K. K. Markow, 1931; E. W. Ruchina, 1939; J. E. Mojski, w przygotowaniu do druku; A. Ber, S. Maksiak, 1966).

W niniejszym opracowaniu wyróżniono trzy kompleksy kemowe w okolicy Kurnosa, Czubatej Góry (badania terenowe J. Nowak) i Stanisławowa (badania terenowe Z. Sarnackiej) oraz kilka drobniejszych pagórków kemowych w innych miejscach. Są to zgrupowania pagórków kemowych, otoczonych osadami wodnolodowcowymi. Kompleksy te położone są o około 20÷40 m wyżej w stosunku do otaczającego obszaru, na który składają się równiny gliny zwałowej powstałe po stopieniu łądolodu oraz misy wytopiskowe po bryłach lodu. W stosunku do dolin pierwotnie rynnowych, a obecnie rzecznych, kemy mają 60÷80 m wysokości względnej. Wysokości poszczególnych pagórków w stosunku do poziomu zasypania wodnolodowcowego wynoszą około 5 m, dochodząc maksymalnie do 10÷15 m. Najwyższe wzniesienia w kompleksie kemowym koło Kurnosa sięgają ponad 230 m n.p.m., koło Czubatej Góry 225÷228 m n.p.m., a w okolicy Stanisławowa dochodzą do 248 m n.p.m.

Budowa geologiczna kemów w poszczególnych kompleksach wskazuje na akumulację przez wody dopływające z łądolodu do obszarów powstawania kemów. Materiał piaszczysty i piaszczysto-żwirowy jest z reguły warstwowany i dość dobrze segregowany, np. koło Czubatej Góry (odsłonięcie 18). Nie obserwuje się w tej strefie dużych głazów a tylko wyjątkowo spotyka się grubsze żwiry. Żwiry występują zazwyczaj jako domieszka w piaskach, większe skupienia znajdują się jedynie w pojedynczych kulminacjach kemów. Koło Kurnosa niektóre pagórki zbudowane są prawie wyłącznie z piasków. W okolicy Stanisławowa Z. Sarnacka stwierdziła również obecność pagórków zbudowanych z mułków i piasków pylastych (odsłonięcie 9), a więc kemów limnoglacialnych.

Układ pagórków w obrębie kompleksów kemowych nie wykazuje regularności. Osie dłuższe, jeśli czasem można je wyznaczyć, przebiegają w różnych kierunkach. Kemy powstawały wśród zwartej pokrywy lodu stagnującego, na małych ograniczonych lodem obszarach przetań i przy podparciu przez łądolód, o czym świadczy wysoki poziom zasypania wodnolodowcowego wokół pagórków kemowych. Kulminacje piaszczysto-żwirowe położone na brzegach kompleksu są mniejsze i leżą niżej, co wskazuje na stopniowe powiększenie się obszaru przetań w lodzie (a więc i przysłonego kompleksu kemowego) z równoczesnym, stopnio-

wym zmniejszaniem miąższości pokrywy lodowej. Dalsze topnienie lodu na obrzeżeniu obszarów kemowych i rozszerzanie się szczelin doprowadza (przy braku dopływu nowych mas lodu) do rozpadu łądolodu na bryły, a więc powstania martwego lodu. Wraz z rozpadem lodu przerywa się akumulacja kompleksów kemowych. Wynikiem dalszego tajania lodu są równinne płyty glin zwałowych z drobnymi wkładkami mułków warwowych na obrzeżeniu, nieregularne obszary pokrywy wodnolodowcowych oraz misy wytopiskowe po bryłach, które zachowały się najdłużej.

Niektóre cechy wyróżnionych kompleksów kemowych zbliżają te formy do moren martwego lodu. Przede wszystkim wymienić tu należy przykrycie osadów kemowych gliną zwałową w brzegowych partiach niektórych pagórków (np. koło Kurnosa — odsłonięcie 17 i koło Czubatej Góry — odsłonięcie 18), co wskazywałoby na częściowo subglacjalny ich charakter. Jednakże i ta cecha notowana jest w badaniach kemów glaci-fluwialnych z innych obszarów (J. E. Mojski, w przygotowaniu do druku; A. Ber, S. Maksiak, 1966). Ponadto najwyższe wzgórza kompleksu kemowego Czubatej Góry oraz ogólna rozciągłość kompleksów kemowych z SW ku NE wykazują zbieżność kierunku z ciągami moren czołowych recesji frontalnej. Przypuszczalnie na tej podstawie omawiane wzgórza zaliczono w wyniku badań przeglądowych (J. Jurkiewiczowa, 1961) do moren czołowych. Nie potwierdza tego jednak nieregularne rozmieszczenie pagórków w kompleksach kemowych i różnokierunkowa orientacja osi morfologicznych, jeżeli w ogóle można je wyznaczyć.

W świetle badań na obszarze marginalnym lobu Widawki przypuszczać można, że podobne kompleksy kemowe występują również w sąsiednim lobie łądolodu stadiału mazowiecko-podlaskiego — w okolicy Rawy Mazowieckiej — w formie nieregularnych zgrupowań pagórków o budowie fluwioglacjalnej. K. Balińska-Wuttke określa je wraz z morenami czołowymi jako „wzgórza strefy postojowej lodowca” (1960) lub osady ich jako żwiry i piaski akumulacji martwego lodu (1965).

Odwodnienie prawie całego obszaru marginalnego skierowane jest do wewnątrz łuku morenowego i w tym kierunku rozwijała się najbardziej erozja u schyłku zlodowacenia środkowopolskiego i w interglacjale eemskim, oraz zasypanie dolinne w okresie zlodowacenia północnopolskiego. Strefa recesji frontalnej została mało zniszczona przez erozję, strefa spękań szczelinowych znacznie więcej, a szczególnie intensywny rozwój szeregu przeważnie drobnych dolin charakterystyczny jest dla strefy bryłowego rozpadu łądolodu oraz obszaru położonego dalej na północ i zachód.

WNIOSKI

Szczegółowe zdjęcia geologiczne oraz wykonane równocześnie obserwacje strukturalne, petrograficzne i morfologiczne w obrębie omawianych form marginalnych umożliwiły zrozumienie rozwoju procesów deglacjacji lobu Widawki i nasunęły następujące ogólne wnioski:

1. Kierunki transgresji łądolodu. Zebrane materiały dostarczają kilku argumentów dla wyznaczenia kierunku transgresji łą-

dolodu, który ogólnie odczytać można jako prostopadły do łuku moren czołowych lobu Widawki.

Pierwszym wskaźnikiem jest kierunek rynien, ozów i drobniejszych form szczelinowych, związanych ze spękaniem łańdolodu równoległymi do kierunku ruchu mas lodowych. Na zbieżność szczelinowych form rzeźby terenu z kierunkiem ruchu łańdolodu wskazywali już S. Majdanowski (1950) i W. Niewiarowski (1963a).

Rynny, ozy i pagórki akumulacji szczelinowej wskazują na kierunek ruchu lodu ku SE w części wschodniej i ku S w części środkowej omawianego obszaru. Kierunek transgresji łańdolodu można określić ponadto jako prostopadły do rozciągłości zaburzeń glacitektonicznych w spiętrzonych osadach warstwowych oraz również prostopadły do osi morfologicznych form spiętrzenia glacitektonicznego (grzbietów zbudowanych z glin zwałowych). W okolicy Kamieńska — Gałkowic transgresja następowała ku SE, w okolicy Krzywanic raczej wprost na S.

Dowodu na kierunek transgresji, podobny do wyżej wymienionych, dostarcza rozrzut lokalnych skał mezozoicznych, stwierdzonych w osadach akumulacji obszaru marginalnego w okolicy Grocholic i Borowskich Gór. Miejsce pobrania skał lokalnych przez łańdolód znajdowało się zapewne koło Wadlewa (również współcześnie są tam wychodnie kredy). Transport i kierunek ruchu lodu skierowany był więc z NNW ku SSE. Dodać jeszcze należy, że obfite występowanie materiału lokalnego wskazuje na niewielkie odległości transportu — rzędu 20 km. Na fakt bliskiego przenoszenia materiału lokalnego przez łańdolód zwrócił już uwagę Z. Lamparski (1961) na podstawie badań w sąsiednich obszarach.

2. Strefowość deglacjacji. Dla obszarów zlodowaconych charakterystyczna jest strefowość rzeźby związana z kolejnymi zasięgami zlodowaceń, stadiałów i faz. Strefowość rzeźby i procesów rozpatrywana jest również na przedpolu współczesnych lodowców polarnych. Powstawanie węższych lub szerszych pasów krajobrazowych o charakterystycznej rzeźbie i budowie geologicznej związane jest z równomierną transgresją lub równomiernym, na pewnym obszarze, cofaniem się czoła żywego łańdolodu wskutek zmian klimatycznych. Drugorzędne przyczyny komplikują regularność obrazu, dając w efektach olbrzymie zróżnicowanie form rzeźby i budowy geologicznej. Na przykładzie omawianych w artykule okolic Radomska widoczna jest strefowość rzeźby na obszarze objętym lobem Widawki. Wyróżnić można 3 strefy zależnie od intensywności topnienia łańdolodu w kolejnych okresach czasu.

Rzeźba strefy recesji frontalnej łańdolodu kształtowała się w wyniku intensywnego topnienia czoła łańdolodu, do którego dopływały z obszaru alimentacji coraz nowsze masy lodu, nierzadko transgredujące i zaburzające osadzone już materiały. Kolejne ciągi moren czołowych, będące wynikiem okresowej równowagi dopływu mas lodowych i topnienia, są elementami stopniowo coraz młodszymi. Najmłodszy ciąg moren czołowych (V) reprezentuje najdłuższy okres względnej równowagi topnienia i dopływu mas lodu.

Rzeźba następnej strefy — szczelinowego spękania łańdolodu nie ma związku ze stopniowym ustępowaniem czoła łańdolodu. Zasadnicze rysy rzeźby strefy spękania szczelinowego przesądzone zostały, być może, już

w czasie maksymalnej transgresji lądolodu, a napewno w okresie recesji frontalnej, czego dowodzi liniowa ciągłość form akumulacji szczelinowej w obu strefach. Formy rynien, ozów i pagórków akumulacji szczelinowej przygotowane zostały jakby w ukryciu, w szczelinach, a częściowo, być może, pod lodem. Dopiero znacznie późniejsze, ostateczne wytopienie się lądolodu odkryło te główne rysy rzeźby i ukształtowało resztę elementów rzeźby omawianej strefy.

Rzeźba strefy trzeciej — bryłowego rozpadu lądolodu — zarysowała się zapewne również o wiele wcześniej niż stała się rzeźbą powierzchni terenu wolnego od lodu. Oprócz szczelin o głównych rysach ukształtowania powierzchni zadecydowało położenie przetain związanych, być może, z wyższymi fragmentami podłoża lub miejscami skrzyżowań drugorzędnych szczelin. Wydaje się, że kompleksy kemowe tworzyły się w stagnującym, ale nie zamierającym jeszcze lądolodzie w czasie, gdy miał on jeszcze znaczną miąższość. Dowodzą tego deniwelacje rzędu 80÷100 m między przypuszczalnym poziomem odpływu wód w tym okresie (w spągu lądolodu — około 160÷170 m n.p.m.) a pierwotnymi kulminacjami kemów (około 240÷250 m n.p.m.). Lądolód sięgać musiał znacznie wyżej, by osady z powierzchni lodu mogły być masowo splukiwane do obszaru przetainy. Miąższość lądolodu w początkowym okresie bryłowego rozpadu lądolodu ocenić więc można na co najmniej 100÷120 m.

3. Wodnolodowcowy charakter sedymentacji moren czołowych. Sedymentacja moren czołowych lobu Widawki zachodziła przy dużym udziale wód roztopowych⁶, o czym świadczy materiał morenowy. Jest on na ogół warstwowany i wysegregowany (z wyjątkiem moren ciągu I). W składzie granulometrycznym przeważają piaski grubo- i średnioziarniste, ale czasem duży udział mają piaski drobnoziarniste (szczególnie w głębszych partiach moren czołowych) lub żwiry i głaziki (na kulminacjach moren czołowych), a nawet skupienia głazów (Wolica — odsłonięcie 11).

Cienkie pokrywy gliny zwałowej na powierzchni moren pochodzą z bloków obrywających się ze stromego czoła lądolodu. W strukturze wewnętrznej moren czołowych rzadko występują zaburzenia (I ciąg), a pochylenie warstw i smug w kierunku lądolodu może mieć swą przyczynę w sedymentacji, a niekoniecznie w nacisku lądolodu.

4. Zależność zasięgu lądolodu i rozmieszczenia form marginalnych od podłoża mezozoicznego. Zasięg lądolodu oraz rozmieszczenia moren czołowych i form szczelinowych uzależnione są w dużym stopniu od ukształtowania powierzchni mezozoiku. Podobną zależność w analogicznych obszarach, tj. w obszarach płytko występującego podłoża, znajdują badacze ozów Estonii (K. Orviku, 1963) i Karelii (T. S. Biske, 1955). J. Szupryczyński (1962) wyróżnia nawet podtyp deglacjacji arealnej charakterystyczny dla obszarów płytko występującego podłoża, którego wpływ objawia się powstawaniem szczelin. Potwierdzeniem takich poglądów jest fakt występowania podłoża na głębokości zaledwie 19 m pod ozem związanym ze szczeliną w Antoniów-

⁶ Stwierdza to szereg badaczy plejstocenu, np. H. Ruszczyńska-Szenajch (1966); M. D. Domosiławska-Baraniecka (1961); S. Kozarski (1962) i in.

ce oraz usytuowanie szczelin na przedłużeniu wychodni mezozoiku w SE części omawianego obszaru (Dmenin i Gomunice).

Ukształtowanie podłoża warunkowało nie tylko powstawanie szczelin podłużnych (zgodnych z ruchem lądolodu), ale również poprzecznych, co zaznaczyło się rozmieszczeniem moren czołowych, przeważnie między garbami podłoża w okolicy Pajęczna.

Opierając się na zależności szczelin od podłoża można wysnuć wniosek, że w okolicach Grocholic i Łękawy, gdzie gromadzą się rynny będące odbiciem szczelin w lądolodzie, podłoże musi posiadać urozmaiconą rzeźbę powierzchni.

Wychodnie mezozoiku stanowiły miejscami masy oporowe dla lądolodu, jak np. wzniesienie zbudowane z margli i opoki górnokredowej w Skąpej (237 m n.p.m.), w którego sąsiedztwie istnieje zgrupowanie moren czołowych czterech ciągów.

Zasięg lądolodu lobu Widawki jest prawdopodobnie także uzależniony od ukształtowania podłoża mezozoicznego, jako że od południa ograniczają go wychodnie mezozoiku, a część wewnętrzna lobu znajduje się w depresji, której centrum związane jest z rowem tektonicznym leżącym na linii Kleszczów-Ruszczyń.

Zakład Zdjęć Geologicznych Niżu
i Badań Czwartorzędu Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 14 października 1966 r.

PIŚMIENNICTWO

- BALIŃSKA-WUTTKIE K. (1960) — Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. Pr. geogr., Inst. Geogr. PAN, 23. Warszawa.
- BALIŃSKA-WUTTKIE K. (1965) — Stratygrafia czwartorzędu okolic Rawy Mazowieckiej i Skierniewic. Biul. Inst. Geol., 187, p. 293—327. Warszawa.
- BIER A., MAKSIĄK S. (1966) — Formy marginalne i formy martwego lodu w zagłębieniu Szeszupy na Pojezierzu Suwalskim. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- BOERMAN W. E. (1950) — Eskers and kames. Prz. geogr., 22, p. 49—58. Warszawa.
- BÜLOW K. V. (1955) — Stapelmoränen und Untergrund im Norddeutschen Jungdiluvium. Geologie, 4, p. 3—14. Berlin.
- DOMOSŁAWSKA-BARANIECKA M. D. (1961) — Przebieg sedymentacji i kształtowania kutnowskich moren czołowych w okolicy Sławęcina. W: Prace o plejstocenie Polski środkowej, p. 59—77. Komitet Geologiczny PAN. Warszawa.
- DOMOSŁAWSKA-BARANIECKA M. D. (1965) — Stratygrafia czwartorzędu okolic Chodcza na Kujawach. Biul. Inst. Geol., 187, p. 85—105. Warszawa.
- FLINT R. F. (1928) — Eskers and crevasse fillings. Amer. Jour. Sci., 15, ser. 5, p. 410—416.
- FLINT R. F. (1957) — Glacial and Pleistocene geology. New York.
- GADOMSKA S. (1959) — Osady czwartorzędowe w rejonie Garwolina. Prz. geol., 7, p. 555—556, nr 12. Warszawa.
- GALON R. (1952) — Formy polodowcowe okolic Więcborka. Studia Soc. Sci. Torunensis, 1, nr 5. Toruń.

- GILEWSKA S., STUCHLIK L. (1958) — Przedwarciański interstadiał z Brzozowicy koło Będzina. *Monographiae Botanicae*, 7, p. 69—93. Warszawa.
- GRIPP K. (1943) — Die Entstehung von Grundmoränendecken auf Endmoränen. *Forsch. u. Forsch.*, 19, p. 9—10. Berlin.
- JENTZSCH A. (1912) — Über den Schuppenbau der Glazialbildungen. *Compt. Rend. de la XI Session du Congres Geologique international*, 2, p. 1073—1077. Stockholm.
- JURKIEWICZOWA I. (1952) — Interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich w świetle nowych danych geologicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 67, p. 183—230. Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I. (1961) — Czwartorzęd dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 169, p. 175—201. Warszawa.
- KELLER G. (1952) — Beitrag zur Frage Oser und Kames. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 2, p. 127—132. Öhringen.
- KLIMASZEWSKI M. (1960) — Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitzbergenu między Kongs-fjordem a Eidem-bukta. *Z. nauk. U. J.*, nr 32, p. 1—166, *Pr. Inst. Geogr. U. J.*, z. 23. Kraków.
- KLIMEK K. (1962) — W sprawie genezy moren czołowych położonych na południe od Częstochowy. *Folia Quaternaria*, 11. Kraków.
- KLIMEK K. (1963) — The Problem of Transgression of the Middle Polish Inland Ice into the Subsequent Depression of the Upper Warta River (Silesian Upland). *Bull. Akad. Pol. Sci., ser. geol. et geogr.*, 9, nr 3. Warszawa.
- KOPCZYŃSKA-ŻANDARSKA K. (1961) — Rozwój rzeźby okolic Radziškowa w czasie recesji zlodowacenia środkowopolskiego. *Biul. Geol. U. W.*, 1, cz. I, p. 3—16. Warszawa.
- KOZARSKI S. (1962) — Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci-Warty. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk., wydz. Mat.-Przyr.* — *Pr. Kom. Geogr. — Geol.*, 2, z. 3. Poznań.
- KÖSTER R. (1957) — Experimente zur glazialen Schuppung. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 11, p. 510—517. Stuttgart.
- LAMPARSKI K. (1961) — Udział materiału lokalnego w zespole glazowym form akumulacji czołowomorenowej w końcowej strefie zlodowacenia środkowopolskiego. W: *Prace o plejstocenie Polski środkowej*, p. 133—140. Komitet Geologiczny PAN. Warszawa.
- MAJDANOWSKI S. (1950) — Zagadnienia rynien jeziernych na Niżu Europejskim. *Badania fizjogr. nad Polską zach.*, 2, p. 35—122, nr 1. Poznań.
- MICHAŁSKA Z. (1959) — Zagadnienie genezy krawędzi Opinogórskiej. *Acta geol. pol.*, 9, p. 393—418. Warszawa.
- MICHAŁSKA Z. (1961) — Wyniki badań geomorfologicznych i geologicznych w strefie czołowej lodowca Pencka na południowych wybrzeżach Fiordu Van Keulen. *Biul. Wydz. Geol. U.W.*, 1, p. 78—86. Warszawa.
- MOJSKI J. E. (w przygotowaniu do druku) — Warunki deglacjacji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w okolicach Białegostoku.
- MOJSKI J. E., NOWICKI A. J. (1961) — Kemy okolic Bielska Podlaskiego. *Kwart. geol.*, 5, p. 950—951, nr 4. Warszawa.
- NIEWIAROWSKI W. (1959) — Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *Studia Soc. Sci. Torunensis*, [C], 4, nr 1. Toruń.

- NIEWIAROWSKI W. (1961) — Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi. *Prz. geogr.*, **33**, p. 443—467. Warszawa.
- NIEWIAROWSKI W. (1963a) — Formy polodowcowe wschodniego krańca Wysozczyzny Gnieźnieńskiej ze szczególnym uwzględnieniem lodu stagnującego. *Z. nauk. Uniw. M. Kopernika, Geografia*, **2**, p. 3—14. Toruń.
- NIEWIAROWSKI W. (1963b) — Types of kames occurring within the area of the Last Glaciation in Poland as compared with kames known from others regions. Report of the VII-th International Congress on Quaternary, Warsaw 1961, p. 475—485. Łódź.
- NIEWIAROWSKI W. (1965) — Conditions of occurrence and distribution of kame landscapes in the Peribalticum within the area of the Last Glaciation. *Geographia Polonica*, **6**, p. 7—18. Warszawa.
- NOWAK J. (1964) — Stratigraphie du Quaternaire de la partie Nord du Bassin de Varsovie. Report of the VI-th International Congress on Quaternary, Warsaw 1961, p. 181—189. Łódź.
- ORVIKU K. (1963) — Über die Eisrandbildungen und die Lithologie der Moränen der letzten Vereisung in Estland. Report of the VI-th International Congress on Quaternary, Warsaw 1961, p. 487—490. Łódź.
- POŻARYSKI W. (1963) — Jednostki geologiczne Polski. *Prz. geol.*, **11**, p. 4—9, nr 1. Warszawa.
- PREMIK J. (1925) — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1924 w powiecie Wieluńskim oraz nad górną i środkową Widawką. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 10, p. 8—11. Warszawa.
- PREMIK J. (1930) — O utworach preglacjalnych, glacialnych i interglacjalnych w dorzeczu środkowej Warty, Widawki i Prozny. W: *Badania nad dyluwium województwa łódzkiego*. I. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **6**, p. 382—392. Warszawa.
- PREMIK J. (1932) — Über die Ausbildung und Gliederung des Diluviums im süd-westlichen Teil Mittelpolens. W: *Zur Kenntnis des Diluviums im süd-westlichen Mittelpolen*. I. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **8**, z. 2, p. 1—50. Warszawa.
- ROSZKÓWNA L. (1951) — Oz chełmżyński. *Studia Soc. Sci. Torunensis, [C]*, **1**, nr 1, p. 1—14. Toruń.
- ROTNICKI K. (1960) — Oz bukowsko-mosiński. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk Wydz. Mat.-Przyr.* — *Pr. Kom. Geogr.-Geol.*, **2**, z. 2. Poznań.
- RÓŻYCKI S. Z. (1957) — Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacjalne na Ziemi Torella. *Biul. perygl.*, nr 5, p. 51—87. Łódź.
- RÓŻYCKI S. Z. (1958) — Próba odtworzenia procesu formowania się rzeźby polodowcowej. *Acta geol. pol.*, **8**, p. 1—95. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. (1961) — Middle Poland. Guide-book of Excursion From the Baltic to the Tatras — cz. II. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. (1965) — Die stratigraphische Stellung des Warthe-Stadiums in Polen. *Eiszeit. u. Gegen.*, **16**, p. 189—201. Öhringen.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJOCH H. (1966) — Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia rejonu dolnej Pilicy. *Studia geol. pol.*, **22**. Warszawa.
- RÜHLE E. (1954) — Utwory interglacjalne Żoliborza i Woli w Warszawie. *Biul. Inst. Geol.*, **69**, p. 93—99. Warszawa.
- RÜHLE E. (1957) — Mapa utworów czwartorzędowych w skali 1:2 000 000. *Biul. Inst. Geol.*, **118**, p. 489—523. Warszawa.

- RÜHLE E. (1965) — Najważniejsze kierunki badań czwartorzędu Polski. Biul. Inst. Geol., 187, p. 5—20. Warszawa.
- RYWOCKA-KENIG K. (1966) — Kemy okolic Bończy nad Pilicą na tle budowy geologicznej tego obszaru. Acta geol. pol., 16, p. 325—337, nr 3. Warszawa.
- SARNACKA Z. (1961) — Sytuacja geologiczna osadów interglacjału eemskiego z Góry Kalwarii. Biul. Inst. Geol., 169, p. 57—68. Warszawa.
- SARNACKA Z. (1966) — Profile geologiczne osadów czwartorzędowych w okolicach Góry Kalwarii. Prz. geol., 14, p. 280—281, nr 6. Warszawa.
- SCHULZ W. (1965) — Die Stauchendmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Meklenburg und ihre Beziehung zum Helpter Berg. Geologie, 14, nr 5/6, p. 564—584. Berlin.
- SKOMPSKI S. (1963) — Ozy Kotliny Płockiej. Prz. geogr., 25, z. 3, p. 363—386. Warszawa.
- SKOMPSKI S., SŁOWIAŃSKI W. (1964) — Poligenetyczna dolina Wierzbicy koło Płocka. Acta geol. pol., 14, p. 437—464, nr 3. Warszawa.
- SZAFER W. (1955) — Rzut oka na postęp badań flor czwartorzędowych w Polsce. Biul. Inst. Geol., 70, p. 55—62. Warszawa.
- SZAFER W. (1957) — Zweiteilung des Risseiszeit in Polen. Veröffentlichungen des Geobotanischen Instituts Rübel in Zürich, 34, p. 126—131. Zürich.
- SZUPRYCZYŃSKI J. (1962) — Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców na południowym Spitsbergenie. Pr. geogr., Inst. Geogr. PAN, 39. Warszawa.
- WEISSE R. (1965) — Entwurf einer Systematik der wichtigsten Endmoränentypen Norddeutschlands. Geologie, 14, nr 5/6, p. 610—621. Berlin.
- WOLDSTEDT P. (1935) — Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. Jb. Preuss. Geol. L.-A. Berlin.
- WOLDSTEDT P. (1958) — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, 2. Stuttgart.
- БИСКЭ Т. С. (1955) — Озы Карелии. Изд. Ак. Наук СССР. Москва.
- ГУДЕЛИС В. К. (1963) — К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образованиях материкового оледенения. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. АН СССР, 21, стр. 84.—91. Москва.
- МАРКОВ К. К. (1931) — Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. главн. геолог-разв. управления. ВСНХ СССР, вып. 117, стр. 1—256. Москва—Ленинград.
- РУХИНА Е. В. (1939) — Материалы к изучению Шапки—Кирсинских камов. Ученые записки Ленингр. гос. Унив. № 25, вып. 1, стр. 72—95. Ленинград.

Мария Данута ДОМОСЛАВСКА-БАРАНЕЦКА, СЫЛВЕСТЕР СКОМПСКИ

ОТСТУПАНИЕ МАТЕРИКОВОГО ЛЕДНИКА В БАССЕЙНЕ РЕКИ ВИДАВКИ

Резюме

В статье рассматривается отступление ледника мазовецко-подляской стадии Среднепольского оледенения. В бассейне реки Видавки материковый ледник простирался обширным языком — называемым в настоящей работе языком Видавки — далеко к югу от Лодзи, вплоть до окрестностей г. Радомско. Выделяются три зоны отступления ледника.

Зона фронтального отступления, охватывающая 5 гряд конечных морен, холмы трещинной аккумуляции, а также краевые и сточные долины. Конечные морены, в основном, стадийные, однако в грядах II и V встречаются следы наступления ледника.

Зона трещин материкового ледника, характеризующаяся развитием ледниковых ложбин, озов и многочисленных холмов трещинной аккумуляции. В результате площадной деградации образовались также равнины сложенные валунной глиной.

Зона глыбовой дезинтеграции материкового ледника, охватывающая 3 комплекса нерегулярно расположенных холмов, отнесенных к флювиогляциальным камам. Эти камы сложены песками с примесью гравия. В этой зоне развиты тоже формы связанные с площадным отступанием ледника: равнины сложенные валунной глиной и ледниковые углубления, находящиеся в местах тающих ледяных глыб.

На основании морфологических осей некоторых форм рельефа, простираения гляциотектонических структур и распределения местных мезозойских пород определяется направление наступания и перемещения материкового ледника с северо-запада на юго-восток, а в западной части с севера на юг.

На выработку главных черт рельефа выделенных зон решающее влияние оказали разнородность процессов, происходящих раньше, еще в живом материковом леднике.

В краевой области языка Видавки почти повсеместно отмечается водноледниковый характер аккумуляции конечных морен, особенно во внутренних грядах.

Граница распространения языка Видавки и вообще мазовецко-подляского стадиала проявляет зависимость от крупных форм рельефа мезозойского основания. Мелкие же формы оказывали влияние на образование и расположение ледниковых ложбин и озов.

Maria Danuta DOMOSŁAWSKA-BARANIECKA, Sylwester SKOMPSKI

DEGLACIATION OF THE INLAND ICE OF THE WIDAWKA LOBE

Summary

The paper deals with the deglaciation of the inland ice of the Masovian-Podlasie Stage (Middle Polish Glaciation). Within the Widawka River basin, the continental glacier extended, with its vast lobe (called in this paper the Widawka lobe), far south of Łódź, reaching the area of Radomsko.

Here, three zones of deglaciation have been distinguished:

— zone of frontal recession comprising 5 end moraine lines, hills of crevasse accumulation, and marginal and drainage valleys. For the most part, the end moraines are of recession character, however, traces of inland ice transgression are known to occur in the moraine lines II and V;

— zone of crevasse cracking of the inland ice, characterized by the occurrence of channel valleys, eskers and numerous hills of crevasse accumulation. As a result of areal deglaciation, plains of boulder clay have been formed;

— zone of block desintegration of the continental glacier, comprising 3 complexes of irregularly distributed hills referred to fluvioglacial kames. The kames are built up of sands with gravel admixture. The limno-glacial kames consist, too, of silt and of fine-grained sand. In this zone also forms of areal deglaciation occur, i.e. plains of boulder clays and melting bowls left behind by ice blocks.

On the basis of morphological axes of certain relief forms, on extension of glactectonic structures, and on spread of local Mesozoic rocks, directions of both transgression and transportation of the continental glacier have been ascertained to run from NW to SE, and in the western part, from N to S.

The main features of the relief in the zone distinguished were conditioned by a differentiation of the processes that took place before, still in the living glacier.

An almost common fluvioglacial character of the accumulation of end moraines has been ascertained to occur in the marginal area of the Widawka lobe, particularly in the internal moraine lines.

The extent of the inland ice of the Widawka lobe, generally, however, that of the Masovion-Podlasie Stage, stresses the influence of large structural elements of the Mesozoic substratum. Small structural elements have influenced, in turn, the formation and the position of channel valleys and eskers.