

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 53

KAZIMIERZ KLIMEK

DEGLACJACJA PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI
WYŻYNY ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEJ
W OKRESIE ZŁODOWACENIA
ŚRODKOWOPOLSKIEGO

WARSZAWA 1966
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

*

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 53

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 53

Казимеж Клиmek

ДЕГЛЯЦИАЦИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СЛЁНСКО-КРАКОВСКОЙ
ВОЗВЫШЕННОСТИ В ПЕРИОД СРЕДНЕПОЛЬСКОГО
ОЛЕДЕНЕНИЯ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 53

Kazimierz Klimek

DEGLACIATION OF NORTHERN PART
OF SILESIA-CRACOW UPLAND
DURING THE MIDDLE-POLISH GLACIATION

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 53

KAZIMIERZ KLIMEK

DEGLACJACJA PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI
WYŻYNY ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEJ
W OKRESIE ZŁODOWACENIA
ŚRODKOWOPOLSKIEGO

WARSZAWA 1966
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

Komitet Redakcyjny

Redaktor naczelny: MARIA KIEŁCZEWSKA-ZALESKA
Zastępca redaktora naczelnego — KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI
Członkowie — RAJMUND GALON, LESZEK STARKEL
Sekretarz — JADWIGA WŁODEK-SANOJCA

Rada Wydawnicza (Redakcyjna)

KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI, RAJMUND GALON, JERZY GRZESZCZAK,
ŁUCJA GÓRECKA (sekretarz rady), MARIA KIEŁCZEWSKA-ZALESKA (przewodnicząca rady),
MIECZYŚLAW KLIMASZEWSKI, JADWIGA KOBENDZINA, JERZY KOSTROWICKI,
STANISŁAW LESZCZYCKI

Redaktor tomu:
M. KLIMASZEWSKI

Redaktor techniczny:
Z. KASZYŃSKI

Korektor:
H. GRZYBOWSKA

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — WARSZAWA 1966

Wyd. I. Nakład 650 + 137 egz. Ark. wyd. 10,75. Ark. druk. 8,5. Papier druk. sat. kl. III. 80 g B. Oddano do składania 27. IX. 1965 r. Podpisano do druku 2. VI. 1966 r. Druk ukończono w czerwcu 1966 r. Krakowskie Zakłady Graficzne Nr 6, Kraków, ul. Orzeszkowej 7
Zam. 367/65 T-010 Cena zł 32.—

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
Problem deglacji i jej typy	7
Dotychczasowe poglądy na genezę form i utworów polodowcowych w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej	9
Cel pracy	13
Metoda pracy	14
Charakterystyka terenu	16
Budowa geologiczna	17
Stratygrafia	18
Tektonika	18
Ukształtowanie terenu	19
Rzeźba przedczwartorzędowa	19
Ukształtowanie północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej przed transgresją lądolodu środkowopolskiego	21
Transgresja lądolodu środkowopolskiego, właściwości mas lodu	22
Jednostki geomorfologiczne północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej	24
Material obserwacyjny	26
Obniżenie górnej Warty i garby rękuszowickie	26
Sytuacja geomorfologiczna	27
Ukształtowanie podłoża i stratygrafia utworów czwartorzędu	28
Przebieg transgresji lądolodu środkowopolskiego	33
Formy i utwory z okresu deglacji	34
Terasy kemowe oraz poziomy piaszczyste na obrzeżeniu obniżenia Stoliwa i pagóry kemowe	34
Zdegradowane równiny moreny dennej	44
Równiny stożków sandrowych	53
Równiny stożków sandrowych	54
Zestawienie wyników	56
Obniżenie Pankówki	58
Sytuacja geomorfologiczna	58
Ukształtowanie podłoża i stratygrafia utworów czwartorzędowych	59
Przebieg transgresji lądolodu środkowopolskiego	61
Formy i utwory z okresu deglacji	62
Stoliwo kemowe	62
Terasy kemowe	64
Zdegradowane równiny moreny dennej	70
Terasa sandrowa	71
Terasa limniglacjalna (zastoiskowa)	72
Zestawienie wyników	73
Pagóry Kłobuckie	74
Sytuacja geomorfologiczna	74

Ukształtowanie podłoża i stratygrafia utworów czwartorzędowych	75
Transgresja lądolodu środkowopolskiego	79
Formy i utwory z okresu deglacjacji	79
Ostaniec stoliwa kemowego	80
Terasy kemowe	80
Zdegradowana równina moreny dennej	89
Zestawienie wyników	89
Przebieg deglacjacji	90
Procesy zachodzące w obszarze glacialnym i formy utworzone w wyniku ich działania	90
Formy powstałe w wyniku akumulacyjnej działalności lodu	91
Wały i pagórki czołowomorenowe	91
Stoki kontaktu lodowego	91
Równiny morenowe	92
Formy powstałe w wyniku erozyjnej i akumulacyjnej działalności wód glacialnych	92
Wały i pagóry kemowe	93
Stoliwa kemowe	95
Procesy zachodzące na obszarze periglacialnym i formy utworzone w wyniku ich działania	96
Formy utworzone w wyniku erozyjnej i akumulacyjnej działalności wód proglacialnych i ekstraglacialnych	97
Rywny spływu wód proglacialnych i ekstraglacialnych	97
Formy utworzone wskutek akumulacyjnej działalności wód proglacialnych i ekstraglacialnych	98
Terasy kemowe	98
Równiny sandrowe	101
Formy utworzone w wyniku wytapiania się zagrzebanych brył martwego lodu	101
Sposób i etapy zanikania lodu	101
Formy i utwory jako wskaźnik zmian klimatu i tempa deglacjacji	103
Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na tle deglacjacji na obszarach sąsiednich	105
Wnioski	108
Literatura	109
Резюме	118
Summary	126

WSTĘP

W północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, między doliną Liswarty na zachodzie a doliną górnej Warty na wschodzie, leży obszar o rzeźbie urozmaiconej. W tej części wyżyny krajobraz typu krawędziowego przechodzi stopniowo w nizinny, w którym dominują rozległe równiny piaszczyste z wychodzącymi gdzieniegdzie na powierzchnię utworami starszego podłoża. Obszar ten był dwukrotnie pokryty lądolodem skandynawskim, a mianowicie w okresie zlodowacenia krakowskiego (Mindel, Elstery, lichwińskie) i środkowopolskiego (Riss, Saali, dniewprowskie). Zlodowacenie środkowopolskie, ostatnie na tym obszarze, pozostawiło utwory o zmiennej miąższości i różnym wykształceniu. Badania nad utworami czwartorzędowymi i morfologią tego obszaru prowadzono już 70 lat temu. Jednak do tej pory wielu problemów nie rozwiązano, m. in. procesu zanikania lądolodu na tym obszarze.

PROBLEM DEGLACJACJI I JEJ TYPY

Termin *d e g l a c j a c j a* oznacza zanikanie pokrywy lodowej na jakimś obszarze. Tak jest on rozumiany przez wielu badaczy zagadnień plejstocenu [34, 59, 66, 179]. Od czasu odkrycia śladów zlodowaceń plejstocenijskich w Alpach przez L. Agassiza w latach trzydziestych ubiegłego stulecia, następnie w Ameryce Północnej (L. Agassiz) oraz w strefie Bałtyku (O. Torell) wyłonił się problem przebiegu deglacjacji tych niegdys zlodowaconych obszarów.

Deglacjacja jest bardzo ważnym okresem w formowaniu rzeźby obszarów zlodowaconych. Powstaje wówczas zespół form, który przez długi czas stanowi główne rysy morfologiczne tych obszarów oraz wywiera wpływ na kierunek i tempo dalszego rozwoju rzeźby. Toteż znajomość przebiegu deglacjacji i związanego z tym typowego wykształcenia form pozwala na właściwą interpretację faktów w dalszych badaniach geomorfologicznych.

Początkowo badania zagadnienia deglacjacji, prowadzone zarówno w Ameryce Północnej, jak i w Europie, szły w kierunku wyznaczania

linii postępu krawędzi kurczących się czasz lodowych lub jeziorów lodowcowych w obszarach górskich. Stosunkowo wcześniej stwierdzono, że „cofanie się” czoła lądolodów było wynikiem przewagi procesu ablacji w strefie marginalnej nad możliwością alimentacji na obszarach firnowych. Równowadze między tymi dwoma procesami odpowiadał pozorny postój czoła lądolodu na pewnej linii, zaznaczonej przeważnie wałami czołowomorenowymi. Obserwacje te prowadziły do wniosku, że zanikanie plejstocęńskich czasz lodowych polegało na etapowym przesuwaniu się ich krawędzi w kierunku centrów zlodowaceń. Dalszy rozwój badań wykazał jednak, że nie wszystkie formy powstające w strefie marginalnej lądolodu są morenami czołowymi, a te z kolei nie zawsze mają charakter moren akumulacyjnych, mogą bowiem powstawać również pod wpływem nacisku oscylującej krawędzi lądolodu [46, 179]. Zwrócono również uwagę na fakt, że nie wszystkie typy krajobrazów polodowcowych można tłumaczyć frontalnym „cofaniem” się krawędzi lądolodów. Już w 1882 r. K. J. Steenstrup (wg Charlswortha) wprowadził pojęcie martwego lodu. Pod tym terminem rozumie się obecnie [6, 10, 31, 38, 51, 65, 66 88, 121, 122] masy lodu luźno związane z lodem aktywnym lub oddzielone od niego, a więc nie podlegające już jego wpływom.

Masy martwego lodu, leżące długi czas na przedpolu lodu aktywnego, wpływały na powstawanie innego typu rzeźby polodowcowej niż przy frontalnym „cofaniu się” krawędzi lądolodu. Na początku XX w. wielu badaczy przyjmowało istnienie martwych lodów [15, 21, 98, 178] dla wytłumaczenia rzeźby polodowcowej północnej Europy. Znacznie później [14, 31] pojawiły się próby wyjaśnienia przyczyn zamierania pewnych partii lądolodu na stosunkowo dużych obszarach.

K. Bülow [14] na podstawie analizy form polodowcowych Niziny Północnoeuropejskiej doszedł do wniosku, że przyczyną powstawania martwych lodów były warunki termiczne panujące w okresie deglacjacji. W wyniku ogólnego i szybkiego wzrostu temperatury na dużym obszarze brzeżnej partii czaszy lądolodu nastąpiło wzmożenie ablacji. Topnienie mas lodu postępowało jednak szybciej tam, gdzie jego powierzchnia nie była pokryta zbyt grubym „płaszczem” moreny ablacyjnej, a więc w pewnej odległości od jego czoła. Wskutek tego od krawędzi aktywnego lodu odtapiały się strefy martwego lodu, których szerokość zdaniem K. Bülowa wynosiła 50—100 km.

R. F. Flint [30, 31] na podstawie badań form i utworów polodowcowych występujących w dorzeczu rzeki Connecticut doszedł do wniosku, że przyczyną zamierania wielkich mas lodu czaszy laurentyjskiej była urozmaicona rzeźba podłoża. Przyjął on, że w okresie deglacjacji,

obok ablacji frontalnej obejmującej strefę krawędzi lądolodu, zachodziło intensywne obniżanie jego powierzchni wskutek ablacji powierzchniowej obejmującej bardzo szeroką strefę. Jeżeli podłoże lądolodu było urozmaicone, to w miarę obniżania powierzchni lodu najwcześniej wyłaniały się spod jego pokrywy najwyższe wyniosłości podłoża. W wyniku tego masy lodu leżące w obniżeniach straciły kontakt z lodem aktywnym i stały się martwe. Przy takim typie deglacjacji powstaje charakterystyczny zespół takich form, jak: kemy, terasy kemowe, ozy, natomiast brak dobrze rozwiniętych stożków sandrowych.

Ten typ deglacjacji, nazwany przez M. Klimaszewskiego [64] *arealnym*, został rozpoznany na wielu obszarach Ameryki Północnej [28, 30, 31], Wysp Brytyjskich [32, 164, 165], w strefie perybałtyckiej [102, 103], we wschodniej Europie [166] oraz na przedpolu współczesnych lodowców Spitsbergenu [64, 168]. W Polsce badania nad przebiegiem i formami deglacjacji są prowadzone głównie na obszarach leżących w zasięgu najmłodszego zlodowacenia [4—10, 36—39, 73, 80, 88, 109, 120—124, 148, 169]. Na tym obszarze, charakteryzującym się bardzo młodą rzeźbą polodowcową, w wielu przypadkach już sam kształt form wskazuje na ich genezę. Natomiast w południowej Polsce, na obszarach leżących w zasięgu starszych zlodowaceń formy polodowcowe zostały przeważnie silnie przeobrażone lub zniszczone. Toteż przez długi czas badania na tym obszarze koncentrowały się głównie nad wyznaczeniem granicy poszczególnych zlodowaceń i ich faz recesyjnych lub nad stratygrafią utworów czwartorzędowych. W pasie wyżyn południowopolskich wiele uwagi poświęcono problemowi zasięgu lądolodu środkowopolskiego, którego granice wyznaczano na podstawie form [20, 50, 51, 56—58, 61, 94, 150, 151, 153, 157, 159, 176] lub utworów [20, 61, 67, 99—101, 141, 145, 151, 158, 177]. Natomiast mniejszą uwagę zwracano na przebieg i formy deglacjacji na tych obszarach. Tylko nieliczne prace z obszaru Sudetów i ich przedpola [35, 51, 53, 120, 130, 175, 176], z Kotliny Raciborskiej [58], Wyżyny Śląsko-Krakowskiej [2, 41, 58, 65, 69, 71], Gór Świętokrzyskich [20] i Wyżyny Lubelskiej [50] poruszają to zagadnienie.

DOTYCHCZASOWE POGŁĄDY NA GENEZĘ FORM I UTWORÓW POLODOWCOWYCH W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI WYŻYNY ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEJ

Literatura dotycząca czwartorzędu i rzeźby polodowcowej północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej jest skromna i w wielu przypadkach ma znaczenie historyczne. W rozdziale tym ograniczam się do przedstawienia najważniejszych poglądów i ogólnych stwierdzeń dotyczących tych zagadnień.

Jedną z pierwszych wiadomości o utworach czwartorzędowych tego regionu podaje J. Siemiradzki [162] wyróżniając:

plejstocen górny	}	aluwia
		żwiry
		górną glinę (zwałową?)
plejstocen dolny	}	piaski warstwowane
		dolną glinę (zwałową?)
		ił siwy

Na załączonej mapie geologicznej zakrytej, w skali 1 : 300 000, znaczy on rozmieszczenie wyróżnionych utworów. W kolejnej swej pracy monograficznej [163] J. Siemiradzki przyjmuje dwukrotne zlodowacenie terenu Polski. Jego zdaniem w okresie pierwszego zlodowacenia północna część Wyżyny Śląsko-Krakowskiej była całkowicie pokryta lodem, natomiast moreny czołowe odpowiadające maksymalnemu zasięgowi drugiego zlodowacenia przebiegają na linii Kalisz — Wieluń — Radomsko, a zatem na północ od omawianego obszaru. Już Siemiradzki zauważył związek między rzeźbą przedczwartorzędową a wykształceniem i miąższością czwartorzędu, twierdząc, że w południowej Polsce „warstwa dyluwialna jest znacznie cieńsza i nieciągła a jej wzniesienie nad poziom morza zależy od wzniesienia skał starszych” (Siemiradzki [163], str. 43).

Dużym krokiem naprzód w poznaniu rzeźby polodowcowej tego obszaru były prace P. Koroniewicza [75] oraz P. Koroniewicza i B. Rehbindera [76]. P. Koroniewicz [75] na podstawie szczegółowych badań prowadzonych w okolicy Częstochowy przedstawił pogląd na genezę form i wykształcenie utworów czwartorzędowych tego obszaru. Ten bardzo nowoczesny jak na owe czasy pogląd wywarł duży wpływ na prace późniejszych badaczy czwartorzędu tego obszaru. P. Koroniewicz przyjmował, że na północ od Częstochowy, na linii Rudniki — Grabówka — Wręczyca Wielka ciągnie się wyraźna strefa wzniesień czołowomorenowych. Przed czołem stagnującego tu lądolodu istniało wielkie zastoisko „przyrowsko-konieczpolskie”, którego spiętrzone wody przelewały się do dorzecza Małej Panwi. To twierdzenie Koroniewicza, słuszne co do samego faktu istnienia zastoiska, było mocno przesadzone, jeżeli chodzi o jego wielkość. Koroniewicz nie określał bowiem, do jakiej wysokości musiałyby się spiętrzyć wody tego zastoiska, aby mogły pokonać wysoki wododział między dorzecziami Warty i Małej Panwi. W następnej swej pracy P. Koroniewicz i B. Rehbindera [76], na podstawie bogatego materiału obserwacyjnego, zebranego wzdłuż linii kolejowej Herby — Częstochowa, przedstawili pogląd na stratygrafię utworów czwartorzędowych tego regionu. Ze względu na miejsca występowania wyróżnili: a) dyluwium wysoczyznowe i b) dyluwium dolinne. Ze względu

na wiek utworów czwartorzędowych wyróżnili: a) dyluwium dolne, do którego zaliczali szarą glinę zwałową z materiałem gwałowym skał lokalnych i północnych nie ukazujących się nigdzie na powierzchni oraz b) dyluwium górne wykształcone jako utwory tworzące wzniesienia czołowomorenowe występujące na północ od Częstochowy oraz strefę sandrową, na południe od nich.

Ludomir Sawicki [159] zaliczył wyróżniony przez Koroniewicza ciąg moren czołowych do moreny środkowopolskiej paralelizując ją ze zlodowaczeniem Riss w Alpach. Zauważył on bardzo trafnie różnice morfologiczne między morenami nadbałtyckimi a moreną środkowopolską wskazując, że formy te (środkowopolskie) „mają już rzeźbę dojrzałą w swoim rozwoju morfologicznym, czym różnią się od moren nadbałtyckich” (Sawicki [159] str. 29).

J. Samsonowicz [156] opisując zastoiska przed czołem lądolodu środkowopolskiego ujmuje kartograficznie twierdzenie P. Koroniewicza i znaczy na południe od Częstochowy rozległy obszar zastoiskowy.

Przez długi okres w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej prowadził badania J. Premik podając w swych publikacjach dużo danych dotyczących wykształcenia utworów czwartorzędowych [131—138, 140—144]. W 1934 r. w pracy o przeszłości geologicznej okolic Częstochowy [141] dużo miejsca poświęcił paleogeografii czwartorzędu tego regionu. Przyjmował on trzykrotne zlodowaczenie okolic Częstochowy — Jaroslavien, Cracovien, Varsovien I, czego dowodem miały być trzy poziomy moreny dennej. Argumenty J. Premika, dokumentujące ten pogląd, są jednak mało przekonujące. J. Premik stwierdził [137], że na obszarze położonym na południe od Częstochowy występują takie same wzniesienia piaszczyste jak i na północ, wobec tego zasięg lądolodu środkowopolskiego musiał być znacznie większy, niż to przyjmował P. Koroniewicz i L. Sawicki. W późniejszej pracy [145] J. Premik przyjmuje już tylko dwukrotne zlodowaczenie okolic Częstochowy.

J. Gołąb [43] rozpoznał prawidłowo budowę wzniesień występujących na południe od Częstochowy, które charakteryzują poziomo leżące warstwy mułkowo-piaszczyste. Zdaniem J. Gołąba nie są to wzniesienia czołowomorenowe, jak przyjmuje J. Premik, lecz ostańce erozyjno-denudacyjne jednej, pierwotnej powierzchni akumulacyjnej.

V. Milthers i K. Milthers [107] na podstawie występowania brunatnego porfiru bałtyckiego w utworach morenowych wyznaczyli granicę zlodowaczenia środkowopolskiego w tym regionie. Przebiega ona na północ od Częstochowy, znacznie dalej niż to przyjmowali P. Koroniewicz i L. Sawicki.

S. Lenczewicz [94] znaczy maksymalny zasięg drugiego (środko-

wopolskiego) zlodowacenia w tym regionie podobnie jak L. Sawicki, tzn. na północ od Częstochowy.

M. Klimaszewski [61] w syntetycznej pracy poświęconej czwartorzędowi południowej Polski stwierdził, że na tym obszarze predyspozycja morfologiczna warunkowała przebieg, kierunki i zasięg zlodowaceń, dlatego zagadnienia czwartorzędowe należy tu rozpatrywać odmiennie niż w Polsce Niżowej. Na podstawie kryteriów morfologicznych i geologicznych wyznaczył on granicę zlodowacenia śródkowopolskiego stwierdzając, że jego zasięg ujawnia wyraźny związek z ukształtowaniem terenu. W północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej ta granica przebiega, zdaniem M. Klimaszewskiego, od Zawiercia w kierunku Częstochowy, a w okolicy Olsztyna skręca ku wschodowi. W innej swej pracy M. Klimaszewski [67] przedstawił dotychczasowe poglądy na wykształcenie i stratygrafię utworów czwartorzędowych Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Na ich podstawie stwierdził, że przebieg sedymentacji czwartorzędowej był bardziej swobodny i kompletny w obniżeniach, natomiast na garbach i płatach wyżynnych był niepełny. Interglacja wielki zdaniem Klimaszewskiego był w tym regionie okresem wyprątania, jednak nie tak intensywnego jak w południowej części Wyżyny Krakowskiej.

Bardzo dużo materiału obserwacyjnego i wiele ciekawych wniosków zawierają prace Z. Mossoczego [110—113, 116]. Na podstawie bogatego materiału wiertniczego stwierdził on występowanie preglacjalnej rynny górnej Warty oraz scharakteryzował wypełniające ją utwory [112, 113]; ta rynna o szerokości 1—1,5 km i głębokości 30—40 m zaczyna się w okolicy Masłońskiego i biegnie w kierunku Częstochowy mniej więcej równolegle do czoła progu górnojurajskiego. Na południe od Częstochowy skręca na zachód i przebiega pod dolinami Stradomki, Pankówki, przecina w poprzek dolinę Liswarty w okolicy Krzepic i kieruje się do doliny górnej Proсны. W dnie tej rynny występują, zdaniem Z. Mossoczego, żwiry preglacjalne. W spągu utworów czwartorzędowych stwierdza on „najstarszą morenę denną” przechodzącą niekiedy w bruk gładzowy. Z okresem zlodowacenia krakowskiego wiąże dwa pokłady gliny zwałowej, przedzielone utworami zastoiskowymi. W interglacjale wielkim te utwory morenowe zostały całkowicie wyprątnięte z północno-zachodniego odcinka tej rynny, a uchowały się jedynie w odcinku południowo-wschodnim (górnym). Erozja interglacjalna, zdaniem Z. Mossoczego, sięgnęła gdzieś poniżej dna doliny preglacjalnej. Z okresem tego interglacjalu Z. Mossoczy wiąże również gytie i torfy, które stwierdził w profilach kilku wierceń. Zlodowacenie śródkowopolskie pozostawiło kompleks gliny zwałowej spoczywający na utworach zastoiskowych. Rezultatem jednej z faz recesyjnych tego zlodowacenia jest,

zdaniem autora, wał czołowomorenowy Kawie Góry — Szarlejka — Wręczyca — Truskolasy. Ostatnim przejawem działalności tego łądolodu było spiętrzenie utworów czwartorzędowych na linii Kalej—Truskolasy.

Jakkolwiek można kwestionować przedstawiony przez Z. Mossoczego schemat stratygraficzny oraz właściwe określenie genetyczne pewnych wyróżnionych przez niego form, to wartość jego prac polega na przedstawieniu bogatego materiału obserwacyjnego w postaci mapy geologicznej zakrytej oraz map miąższości czwartorzędu i ukształtowania podłoża czwartorzędu.

Kolejny pogląd o charakterze syntetycznym na czwartorzęd i morfologię tego obszaru przedstawił S. Z. Różycki [151]. Stwierdził on, na podstawie występowania skał lokalnych w utworach morenowych okolic Częstochowy, że łądolód środkowopolski transgredował w tym regionie od północo-zachodu i dotarł po linię Częstochowa — Kamienica Polska, nie osiągając progu górnojurajskiego. Śladem postoju krawędzi łądolodu są tu wzniesienia czołowomorenowe leżące koło wspomnianych miejscowości. Wyróżniony przez Koroniewicza wał czołowomorenowy Rudniki — Grabówka — Wręczyca Wielka S. Z. Różycki wiąże z jedną z głównych faz recesyjnych tego zlodowacenia. Przed czołem transgredującego łądolodu środkowopolskiego przyjmuje istnienie rozległego zastoiska, którego osady sięgają do wysokości 250—255 m n.p.m. W innej swej pracy S. Z. Różycki [153] przedstawił pogląd na zagadnienie recesji łądolodu środkowopolskiego z całego obszaru Wyżyny Małopolskiej. W okresie „cofania się” z linii maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia (stadium Radomki) na linię maksymalnego zasięgu stadium Warty autor przyjmuje dwie zimne glacyfazy (Wieniawy i Odrzywołu) przedzielone ciepłymi interfazami (Wolanowa, Przytyku i interstadią Pilicy). Na załączonej mapce łączy ciąg moren występujących na północ od Częstochowy z glacyfazą Wieniawy.

W 1962 r. na podstawie badań geomorfologicznych w okolicy Częstochowy stwierdziłem [69], że występujące na południe od niej wzniesienia zbudowane z utworów czwartorzędowych nie są wałami czołowomorenowymi, jak przyjmował J. Premik, ani ostańcami erozyjno-denudacyjnymi, jak sądził J. Gołąb, lecz przeobrażonymi pagórami kemowymi.

CEL PRACY

Jak widać z powyższego przedstawienia poglądów, problem deglacjacji północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej był poruszany jedynie marginesowo przez badaczy czwartorzędu. Znany jest ogólnie maksymalny zasięg łądolodu środkowopolskiego oraz pewne formy związane z jego pobytem, jakkolwiek geneza wielu z nich jest sprawą dyskusyjną

[43, 69, 137, 151]. Mało uwagi poświęcono dotychczas analizie procesów zachodzących w okresie deglacjacji oraz sposobom zanikania mas lodu na tym obszarze [69, 71, 112, 151]. Przyczyny małego zainteresowania tymi problemami były następujące: 1) kryteria morfologiczne, pozwalające na szybką i stosunkowo pewną klasyfikację genetyczną form w obszarach o młodej rzeźbie polodowcowej, w tym regionie okazały się zawodne lub wręcz niemożliwe do zastosowania, 2) w dotychczasowych badaniach tego regionu większą uwagę zwracano na klasyfikację utworów i pewnych form w sensie stratygraficznym, natomiast mniej uwagi poświęcono na określenie ich genezy i prześledzenie wzajemnego stosunku na dużych obszarach, co pozwoliłoby na rekonstrukcję warunków ich powstawania, 3) dotychczasowe badania w wielu przypadkach miały charakter przeglądowy lub koncentrowały się nad wybraną grupą form, co uniemożliwiło poznanie wzajemnego stosunku wszystkich form i utworów występujących na jakimś obszarze, a tym samym na wyciągnięcie szerszych wniosków.

Niniejsze opracowanie jest podsumowaniem badań nad problemem deglacjacji północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, które prowadziłem w latach 1960—1963. Część materiałów dotyczących tego zagadnienia została już opublikowana w formie drobnych notatek [68—71]. Celem pracy jest przedstawienie przebiegu deglacjacji na tym obszarze o zróżnicowanej rzeźbie krawędziowej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. Szczególną uwagę zwrócono na: 1) rekonstrukcję procesów morfologicznych zachodzących w okresie deglacjacji oraz na rekonstrukcję form będących wynikiem działania tych procesów, 2) na ogólne określenie charakteru deglacjacji tego obszaru oraz jego zróżnicowania lokalnego w zależności od ukształtowania podłoża lądolodu i etapu deglacjacji, 3) możliwość rekonstrukcji warunków klimatycznych panujących w okresie deglacjacji i wiążącego się z tym zagadnienia tempa deglacjacji.

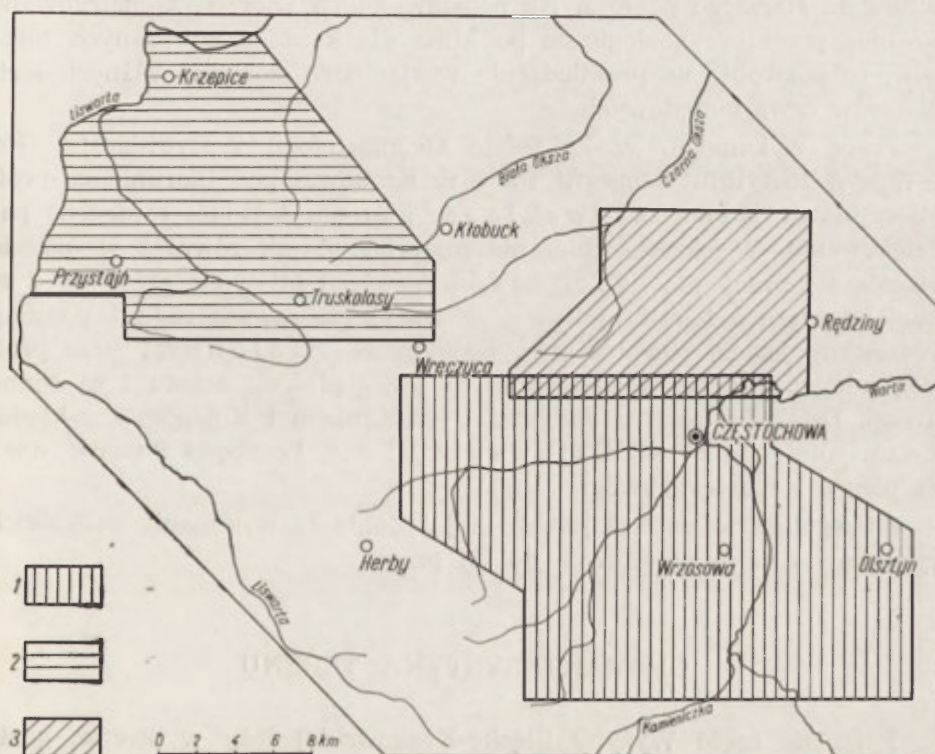
METODA PRACY

Cel pracy oraz charakter badanego terenu zmusiły mnie do przyjęcia takiej metody pracy, która pozwalałaby na szczegółową, a jednocześnie obejmującą duży obszar analizę form i utworów powstałych w okresie deglacjacji.

Określenie przebiegu deglacjacji jest możliwe na podstawie dokładnego poznania genezy form polodowcowych i określenia ich wzajemnego stosunku na stosunkowo dużym obszarze. Formy polodowcowe występujące w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej przeszły długi okres przeobrażeń przez procesy działające z różnym natężeniem, w różnych warunkach klimatycznych. Były to zimne okresy stadium Odry

i Warty zlodowacenia środkowopolskiego, zlodowacenia bałtyckiego oraz ciepłe okresy interglacjału eemskiego i holocenu. Obecnie wiele z nich ma charakter form erozyjno-denudacyjnych [26], co utrudnia lub uniemożliwia poznanie ich genezy i pierwotnego kształtu.

W badaniach terenowych główny nacisk położono na poznanie genezy, pierwotnego zasięgu i kształtu form polodowcowych. W wielu przypadkach było to możliwe jedynie na podstawie analizy struktury tworzących je utworów oraz na podstawie określenia wzajemnego stosunku różnych form i ich stosunku do starszego podłoża. W tym celu, obok przeglądowego zaznajamiania się z rzeźbą północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, przeprowadzono szczegółowe badania w obrębie trzech wybranych terenów o łącznej powierzchni 760 km² (ryc. 1). Jako kryterium wyboru tych terenów brano pod uwagę: 1) zróżnicowaną budowę geologiczną podłoża czwartorzędu (iły, wapień, piaski), 2) różny typ ukształtowania tego podłoża (obniżenia, garby, pagóry), 3) odległość



Ryc. 1. Tereny szczegółowych badań w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej

1 — obniżenie górnej Warty, 2 — obniżenie Pankówki, 3 — pagóry kłobuckie

badanych terenów od maksymalnej granicy zasięgu lądolodu, a zatem i różne cechy występujących na tych obszarach mas lodu, 4) możliwość wykorzystania istniejących odsłoneń lub profilów wierceń.

W obrębie każdego z wybranych obszarów przeprowadzono:

1. Szczegółowe badania struktury osadów tworzących różne formy. Badania przeprowadzone w ponad stu większych odsłoneciach pozwoliły na rekonstrukcję procesów morfologicznych zachodzących w okresie powstawania form, a zatem umożliwiły w wielu przypadkach określić ich genezę.

2. Szczegółowe zdjęcie geomorfologiczne, częściowo i geologiczne, ze szczególnym uwzględnieniem form i utworów glacialnych, fluwioglacialnych i limniglacialnych. Pozwoliły one na poznanie rozmieszczenia tych form oraz na określenie ich wzajemnego stosunku.

3. Analizę profilów dostępnych mi wierceń, co umożliwiło poznanie głębszych poziomów utworów czwartorzędowych oraz określenie ich stosunku do starszego podłoża. Na podstawie tych wierceń skonstruowano również przekroje geologiczne po kilka dla każdego z badanych terenów, co pozwoliło na prześledzenie wzajemnego stosunku różnych serii utworów czwartorzędowych.

Pracę wykonałem w Zakładzie Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii PAN w Krakowie pod kierunkiem prof. Mieczysława Klimaszewskiego, któremu składam serdeczne podziękowania. W okresie zbierania materiałów, jak również w okresie pisania tej pracy prof. Klimaszewski poświęcił mi wiele czasu na dyskusje dotyczące tematu pracy oraz służył mi zawsze radą i pomocą. Wdzięczny jestem również prof. Rajmundowi Galonowi oraz prof. Bogumiłowi Krygowskiemu za przegłądnięcie tekstu i za cenne uwagi. Dziękuję również wszystkim Koleżankom i Kolegom z zakładu, a szczególnie dr Sylwii Gilewskiej i doc. Leszkowi Starkłowi za pomoc i życzliwe uwagi.

Szczególnie wdzięczny jestem mojej Żonie za wykonanie wszystkich rysunków i map załączonych do tej pracy.

CHARAKTERYSTYKA TERENU

Północna część Wyżyny Śląsko-Krakowskiej leży w strefie, gdzie skały mezozoiczne tworzące płaskowyże i garby wyżynne zanurzają się w kierunku północnym i północno-zachodnim pod utwory czwartorzędowe. Ta zmiana stosunków geologicznych wpływa na zmianę ukształtowania terenu. W południowej części badanego regionu, nad górnym

biegiem Warty i Liswarty, rzeźba wyżynna charakteryzuje się występowaniem wyniosłych płaskowyżów, garbów lub grzbietów, rozczłonkowanych stosunkowo wąskimi obniżeniami, których dna są wyścielone utworami czwartorzędowymi. W kierunku północnym i północno-zachodnim następuje stopniowa zmiana krajobrazu, a mianowicie występują większe powierzchnie równin piaszczystych, które dominują już nad środkowym i dolnym biegiem Liswarty. Ponad rozległymi równinami piaszczystymi wznoszą się gdzieniegdzie pagóry i garby zbudowane ze skał starszych.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Północna część Wyżyny Śląsko-Krakowskiej leży w obrębie monokliny śląsko-krakowskiej zbudowanej z osadowych skał mezozoicznych (ryc. 2).



Ryc. 2. Szkic geologiczny północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (na podstawie materiałów Ś. Gerocha, J. Gołąba, Z. Mossoczego, J. Premika, S. Z. Różyckiego)

Jm — wapień malmu, *Jdm* — wapień piaszczyste keloweju, *Jdi* — ilły wezulu — batonu, *Jdp* — piaski i piaskowce aalenu — bajosu, *Jl* — piaski i zlepieńce liasu, *u* — uskoki

Stratygrafia

Obszar leżący na północo-wschód od doliny górnej Liswarty jest zbudowany ze skał jurajskich, przykrytych w wielu miejscach utworami czwartorzędowymi o zmiennej miąższości. Posuwając się w kierunku północno-wschodnim od górnego biegu Liswarty spotyka się coraz to młodsze ogniwa jury: lias, dogger, malm. Utwory te, zróżnicowane pod względem litologicznym, mają różną miąższość.

Lias [115, 117, 118] jest wykształcony głównie w postaci piasków i zlepieńców (warstwy połomskie, esteriove, łysieckie). Tylko gdzieś w utworach liasu środkowego i górnego pojawiają się wkładki mało odpornych piaskowców. Miąższość utworów liasowych wynosi około 200 m.

Dogger [23, 115, 118] jest wykształcony w postaci ilów, piasków, mułowców i łupków ilastych. W utworach dolnego doggeru (aalenu — bajosu) pojawia się stosunkowo odporna seria piasków i piaskowców kościeliskich o miąższości 25—30 m. Mimo nieznacznej grubości tej serii, jej wychodnie zaznaczają się bardzo wyraźnie w terenie. Również w utworach górnego doggeru (keloweju) pojawia się stosunkowo odporna seria wapieni piaszczystych. Jej miąższość jest niewielka i rzadko osiąga 20 m. Ogólna miąższość utworów doggeru na wspomnianym obszarze wynosi 200—280 m.

Malm [149, 151] reprezentują wapienie białe, skaliste, wapienie rafowe, często z biohermami oraz wapienie płytowe typu litograficznego.

Na utworach mezozoicznych leżą utwory czwartorzędowe o bardzo zmiennej miąższości. Są to utwory o różnej genezie (glacjalne, fluwioglacjalne, fluwialne, limniczne, eoliczne i organogeniczne) i różnym wykształceniu (iły, mułki, piaski, żwiry, gliny, torfy). Pochodzą przeważnie ze zlodowacenia środkowopolskiego. Jedynie niewielką ich część stanowią utwory staroplejstoczeńskie, nie ukazujące się prawie nigdzie na powierzchni, oraz utwory młodsze od zlodowacenia środkowopolskiego, występujące przeważnie w dolinach rzecznych. Miąższość utworów czwartorzędowych wynosi od kilku do kilkudziesięciu, wyjątkowo do 70 m. Największą miąższość mają utwory wypełniające obniżenia i stare doliny, natomiast na wzniesieniach i garbach wyżynnych są one zredukowane do kilku metrów lub w ogóle nie występują.

Tektonika

Utwory jurajskie zostały wynurzone na powierzchnię i prawdopodobnie lekko pochylone ku północo-wschodowi w czasie orogenezy młodokimeryjskiej [92]. Po nowej transgresji morza kredowego na silnie urzeźbiony obszar [150] nastąpiło ostateczne wynurzenie w czasie orogenezy laramijskiej. Wskutek tych ruchów osady tworzące północną

część Wyżyny Śląsko-Krakowskiej zostały ustawione skośnie, w formie monokliny, o upadach warstw 1—3° ku NW. Jednak lokalnie obserwuje się większe nachylenia dochodzące do 20° [43, 141, 149]. W wyniku takiego ułożenia skał wychodnie poszczególnych serii mają bieg z NW na SE. W okresie późniejszym, w czasie ruchów młodoolpejskich, skały jurajskie zostały pocięte uskokami grawitacyjnymi powstałymi w okresie fałdowania Karpat [27, 63, 151, 182]. Linie zaburzeń uskokowych mają głównie kierunek północo-wschód — południo-zachód, są zatem prostopadłe do biegu warstw. Amplituda tych dyslokacji wynosi przeważnie kilkanaście metrów [19, 23, 112, 149], ale zdarzają się również uskoki większe, rzędu kilkudziesięciu metrów [182]. Zrzucone są zarówno skrzydła północno-wschodnie, jak i południowo-zachodnie, co spowodowało powstanie w pewnych partiach płytkich rowów tektonicznych oddzielonych niewysokimi zrębami. Z większych dyslokacji stwierdzonych na tym obszarze można wydzielić: 1) uskok Wilkowiecko — Złochowice [112] o zrzuconym skrzydle północno-zachodnim i amplitudzie zrzutu 30 m, 2) równoległy do niego uskok Kłobuck — Piła o podobnej amplitudzie zrzutu, 3) uskok Siedlec — Romanów — Skrajnica — Olsztyn [43, 141] o amplitudzie kilkudziesięciu metrów. Ta duża dyslokacja zaznacza się wyraźnie w morfologii.

UKSZTAŁTOWANIE TERENU

Po ustąpieniu morza górnokredowego rzeźba tego obszaru rozwijała się subaeralnie. W jej formowaniu brały udział siły zewnętrzne zmierzające do zrównania wyniesionego obszaru oraz okresowo działające siły wewnętrzne, powodujące zaburzenia tej zrównywanej powierzchni. Procesy niszczące i budujące działały w różnych warunkach klimatycznych z różnym natężeniem zależnym od odporności skał i ich ułożenia. Wynikiem tego jest współczesna rzeźba północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, charakteryzująca się występowaniem progów strukturalnych na wychodniach skał bardziej odpornych oraz obniżen subsekwentnych wypreparowanych w utworach o mniejszej odporności. Te progi i obniżenia zakryte są częściowo utworami czwartorzędowymi.

Rzeźba przedczwartorzędowa

Na podstawie zachowanych form i utworów niewiele można powiedzieć o rozwoju rzeźby tego regionu w starszym trzeciorzędzie. Prawdopodobnie z tego okresu pochodzą fragmenty powierzchni destrukcyjnej stwierdzonej w obrębie progu górnourajskiego na wysokości 270—290 m n.p.m., w części północno-zachodniej, oraz 360—400 m n.p.m. w części południowo-wschodniej. Są to prawdopodobnie fragmenty pa-

leogeńskiej powierzchni zrównania, której występowanie stwierdzono również w południowej części wyżyny [42, 63, 95]. Tu fragmenty tej powierzchni występują w dwu poziomach w bezpośrednim sąsiedztwie, co należy tłumaczyć późniejszym jej zaburzeniem przez wspomniane dyslokacje młodoalpejskie.

Warunki klimatyczne panujące w młodszym trzeciorzędzie szczególnie sprzyjały rozwojowi rzeźby krawędziowej [63, 173]. Na wychodniach skał bardziej odpornych (piaskowce dolnego doggeru, wapienie malmu) utworzyły się progi strukturalne, natomiast w warstwach mało odpornych wypreparowane zostały rozległe obniżenia subsekwentne. Cofanie progów związane było ściśle ze zróżnicowaną lokalnie odpornością skał oraz z istniejącymi liniami tektonicznymi. Dlatego czoła tych progów cofały się nierównomiernie, powstało w nich szereg zagłębień „zatokowych” pooddzielanych wybrzuszonymi „półwyspami”. Na przedpolu progów występują góry świadki, niejednokrotnie dużych rozmiarów (Wrzosowa, Jasna Góra), świadczące o dawnym, zwartym zasięgu skał tworzących progi. Wysokości względne czoła progów są różne (10—150 m) i zależą od miąższości i upadu warstwy odpornej.

Obniżenia subsekwentne wypreparowane w warstwach mało odpornych (piaski i zlepieńce liasu, ily doggeru) wskutek dużej miąższości i niewielkiego upadu osiągają szerokość 10—15 km. Ich dna podczwartorzędowe leżą na wysokości 240—280 m n.p.m. i mają niewielki i wyrównany spadek w kierunku północno-zachodnim, wynoszący 0,5—0,6‰. Dowiazywały one prawdopodobnie do poziomu słodkowodnego zbiornika plioceńskiego, którego brzeg znajdował się w okolicy Praszki — Byczyny [155], w odległości około 20 km od północno-zachodniego skraju opracowywanego terenu. Prawdopodobnie stałość bazy akumulacyjnej, jaką stanowił brzeg tego zbiornika w stosunku do północnego skraju Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, nie sprzyjała pogłębianiu tych obniżeń, lecz wpływała na wyrównywanie i poszerzanie ich dna. Dlatego obniżenia te mają tak niewielki spadek. Badania Z. Mossoczego ujawniły [112], że dno obniżenia subsekwentnego leżącego przed progiem górnojurajskim zostało rozcięte przedczwartorzędową doliną pra-Warty o głębokości 30—40 m. Odmłodzenie rzeźby wiąże się prawdopodobnie z ruchami tektonicznymi zachodzącymi w okresie fazy rodańskiej lub wołoskiej (orogeneza młodoalpejska). W tym czasie obszar monokliny śląsko-krakowskiej został podniesiony w stosunku do północnego obrzeżenia [63, 92]. To górnopliocenijskie odmłodzenie rzeźby stwierdzono również w południowej części Wyżyny Śląskiej [41, 95], na północnym przedpolu Gór Świętokrzyskich [146] oraz na Wyżynie Lubelskiej [50].

Procesy działające w trzeciorzędzie doprowadziły do powstania ty-

powej rzeźby krawędziowej. Przed czwartorzędem na obszarze tym rysowały się bardzo wyraźnie następujące jednostki geomorfologiczne:

1. Obniżenie subsekwentne górnej Liswarty, wypreparowane w piaszczysto-ilastych utworach liasu. Szerokie dno tego obniżenia leżało w części południowo-wschodniej na wysokości 280—300 m i obniżało się w kierunku północno-zachodnim do 240 m n.p.m.

2. Próg środkowojurajski założony na wychodniach piaskowców kościeliskich. J. Szaflarski [167] nazywa go garbem herbским, a dopiero S. Z. Różycki [151] właściwie określa jego genezę. Czoło tego progu położone na wysokości 230—250 m n.p.m. wznosiło się 40—50 m ponad obniżenie Liswarty.

3. Obniżenie warciańsko-prośnieńskie, o szerokości 12—15 km, wypreparowane w ilastej serii środkowego doggeru. Ponad wyrównane dno tego obniżenia leżące na wysokości 245—265 m n.p.m. wznosiły się fragmenty poziomego wyższego, występujące przeważnie na obrzeżeniu obniżenia. Ośią tego obniżenia przebiegała rynną pra-Warty, której dno leżało na wysokości od 220 n.p.m. w części południowo-wschodniej do 180 m n.p.m. w części północno-zachodniej w okolicy Krzepic.

4. Próg górnojurajski założony na wychodniach odpornych wapieni malmu. Czoło progu o wysokości względnej 100—150 m w części południowo-wschodniej i 40—60 m w części północno-zachodniej miało przebieg urozmaicony, charakteryzujący się występowaniem szeregu zatok i półwyspów. Na jego przedpolu wznosiły się góry świadki. Zrównana powierzchnia progu leżała na wysokości 360—400 m n.p.m. w okolicy Olsztyna, 280—300 m w okolicy Mstowa, 270 m koło Kłobucka i 240 m n.p.m. koło Iwanowic Dużych.

Ukształtowanie północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej przed transgresją lądolodu środkowopolskiego

Tu ograniczam się do przedstawienia ogólnych wyników badań i dotychczasowych poglądów na ukształtowanie podłoża lądolodu środkowopolskiego.

Z dotychczasowych badań wiadomo, że w okresie zlodowacenia krakowskiego cały ten obszar był pokryty lądolodem, którego czoło dotarło do Karpat. Wydaje się jednak, że masy tego lądolodu nie spowodowały większego przeobrażenia rzeźby podłoża, na co wskazuje stan zachowania form i utworów przedczwartorzędowych. W żadnym ze wzniesień tej części wyżyny nie można się doszukać śladów mutonizacji. Natomiast stwierdza się liczne formy i utwory, którym przypisuje się wiek przedczwartorzędowy [63, 77, 78, 114, 151]. Ustępujący lądolód zlodowacenia krakowskiego pozostawił prawdopodobnie osady o dużej miąż-

szości, z których do dziś zachowały się jedynie niewielkie płyty występujące pod przykryciem osadów młodszego zlodowacenia [43, 112, 151]. Stąd wnosić można o daleko posuniętym odpreparowaniu starszej rzeźby spod pokrywy osadów zlodowacenia krakowskiego.

Z badań Z. Mossoczego wynika [112], że to odpreparowanie polegało również na wyprzątaniu staroplejstoczeńskich utworów z dolin preglacjalnych. Na tej podstawie można sądzić, że przed transgresją lądolodu środkowopolskiego rzeźba tego obszaru była zbliżona do rzeźby preglacjalnej. Mniejsze były tylko różnice wysokości względnych wskutek obniżenia wyniosłości progów i częściowo zasypania pewnych partii obniżeń przez osady staroplejstoczeńskie.

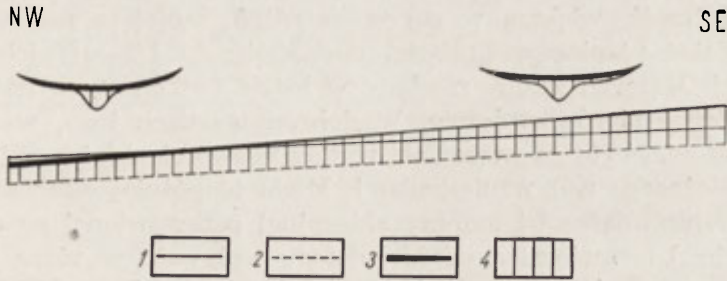
Transgresja lądolodu środkowopolskiego, właściwości mas lodu

Sposób transgresji lądolodu oraz związane z tym właściwości mas lodu pokrywających ten obszar miały duży wpływ na przebieg i formy deglacjacji.

P. Koroniewicz [75, 76] i J. Premik [141] przyjmowali, na podstawie równoleżnikowo przebiegających wzniesień czołowomorenowych, że lądolód środkowopolski transgredował na ten obszar od północy. Dopiero S. Z. Różycki [151] na podstawie analizy rozmieszczenia materiału skał lokalnych, wyerodowanych z podłoża przez lądolód, a występujących w utworach polodowcowych okolic Częstochowy, stwierdził, że lądolód środkowopolski transgredował w tym regionie od zachodu lub północo-zachodu. K. Klimek [70] na podstawie stosunku anaglacjalnych utworów zastoiskowych do gliny zwałowej przyjmuje, że sposób transgresji lądolodu środkowopolskiego w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej polegał na wnikaniu lodu w obniżenia subsekwentne w pierwszej kolejności, a następnie, w miarę przyrostu masy lodu, na pokrywaniu wyniosłości. Jest to zgodne z poglądem S. Z. Różyckiego, gdyż występujące tu obniżenia subsekwentne mają przebieg z północo-zachodu na południo-wschód, a ruch transgredującego w ten sposób lądolodu był do nich równoległy. Przed czołem transgredującego lądolodu powstawały zbiorniki zastoiskowe [43, 70, 112, 113, 151], w których osadzał się przeważnie materiał mułkowy (ryc. 3).

Maksymalny zasięg lądolodu środkowopolskiego w tej części wyżyny jest ogólnie znany, jednak w szczegółach jest on przedmiotem dyskusji [61, 151]. M. Klimaszewski [61] na podstawie danych geologicznych i geomorfologicznych oraz na podstawie badań poprzedników przyjmuje, że granica maksymalnego zasięgu tego lądolodu przebiegała między Zawierciem a Częstochową, wzdłuż czoła progów górnojurajskiego, a w oko-

licy Częstochowy skręcała ku wschodowi, przechodząc na południe od przełomowego odcinka doliny Warty. Natomiast S. Z. Różycki [151] twierdzi, że na obszarze położonym na południe od Częstochowy łądolód środkowopolski nie dotarł do czoła progu, lecz zatrzymał się na linii Częstochowa — Wrzosowa — Nowa Wieś — Kamienica Polska. Zebrane przeze mnie materiały obserwacyjne potwierdzają pogląd M. Klima-



Ryc. 3. Stosunek podmorenowych utworów zastoiskowych do moreny dennej w obniżeniu warciańsko-prosznińskim

1 — poziom podczwartorzędowego dna obniżenia warciańsko-prosznińskiego, 2 — poziom dna preglacjalnej rynny Warty, 3 — poziom moreny dennej, 4 — podmorenowe utwory zastoiskowe

szewskiego. W wielu bowiem miejscach leżących na wschód od wyznaczonej przez S. Z. Różyckiego linii, tuż u stóp progu górnojurajskiego w okolicy Dębowca i Choronia, stwierdzono glinę zwałową zlodowacenia środkowopolskiego. Odślonięcia tej gliny znajdują się również w cegielniach „Korwinów” i „Michalina”, leżących po wschodniej stronie gór świadków znajdujących się na przedpolu progu górnojurajskiego. Można zatem przypuszczać, że na obszarze leżącym na południe od Częstochowy transgredujący od zachodu łądolód środkowopolski osiągnął czoło progu górnojurajskiego, sięgając do wysokości co najmniej 310—320 m n.p.m. Taką bowiem wysokość osiągają utwory fluwioglacjalne osadzone w szczelinach tego lodu [66]. Należy jednak sądzić, że masy łądolodu środkowopolskiego wspięły się przy progu górnojurajskim do wysokości 350 m n.p.m.

Brak form czołowomorenowych na wyniosłościach progu, a nawet brak nagromadzenia materiału blokowego mogącego pochodzić z ich ewentualnego rozmycia wynikać może z dużej wysokości względnej czoła progu w tym miejscu, a tym samym z możliwości szybkiego i dosyć kompletnego ich usunięcia. Wydaje się jednak bardziej prawdopodobne, że formy czołowomorenowe w ogóle nie powstawały u krawędzi stagnującego tu łądolodu. Po wypełnieniu obniżenia subsekwentnego górne partie lodu, wznoszące się na wysokość czoła progu, były już w małym

stopniu obciążone materiałem morenowym. Toteż w okresie topnienia u czoła lodu była gromadzona tylko niewielka ilość materiału i to przeważnie drobnego. Możliwość braku form czołowomorenowych u krawędzi lodu posuwającego się w kierunku przeciwnym niż spadek terenu przyjmował już S. Lencewicz [93].

Taki sposób glacji północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej wpływał na silne zróżnicowanie występujących tu mas lodu, które miały różną miąższość, większą w obrębie obniżzeń, mniejszą nad wyniosłościami. Toteż różnice w grubości dochodziły do $1/2$ — $1/3$ ich ogólnej miąższości. Materiał skalny niesiony w lodzie (morena wewnętrzna) był rozmieszczony nierównomiernie. W dolnych partiach lodu, wypełniających obniżenia, było go więcej niż w stosunkowo cienkiej warstwie lodu górnego, leżącego nad wzniesieniami. Miało to później duży wpływ na zróżnicowanie miąższości moreny ablacyjnej pozostawionej po zanikającym lodzie. Urozmaicone podłoże lądolodu wpływało na różną szybkość płynięcia poszczególnych partii transgredującego lądolodu. Mogło to być przyczyną powstawania licznych szczelin.

JEDNOSTKI GEOMORFOLOGICZNE PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI WYŻYNY ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEJ

W trzeciorzędzie w wyniku działania różnych procesów erozyjnych i denudacyjnych zostały wykształcone główne rysy rzeźby północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Wyraźnie zaznaczały się tu scharakteryzowane uprzednio: obniżenie górnej Liswarty, próg środkowojurajski, obniżenie warciańsko-prośnieńskie oraz próg górnójurajski. Współczesna rzeźba tego regionu w wielu miejscach znacznie odbiega od charakteru rzeźby przedczwartorzędowej. Przyczyną tego jest zmienna i stosunkowo duża miąższość utworów czwartorzędowych. Te osady, pochodzące przeważnie z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, tworząc różne formy zmieniły w wielu miejscach uprzedni układ stosunków orograficznych. Wskutek zasypania czwartorzędowego uległa zmianie również pierwotna sieć rzeczna.

W wyniku tych zmian w każdej z wyróżnionych poprzednio jednostek nastąpiło pewne zróżnicowanie rzeźby, pozwalające na wyróżnienie mniejszych podjednostek (ryc. 4). W obrębie progu środkowojurajskiego w jego odcinku zawartym między doliną Warty na wschodzie a Liswarty na zachodzie wyróżniono:

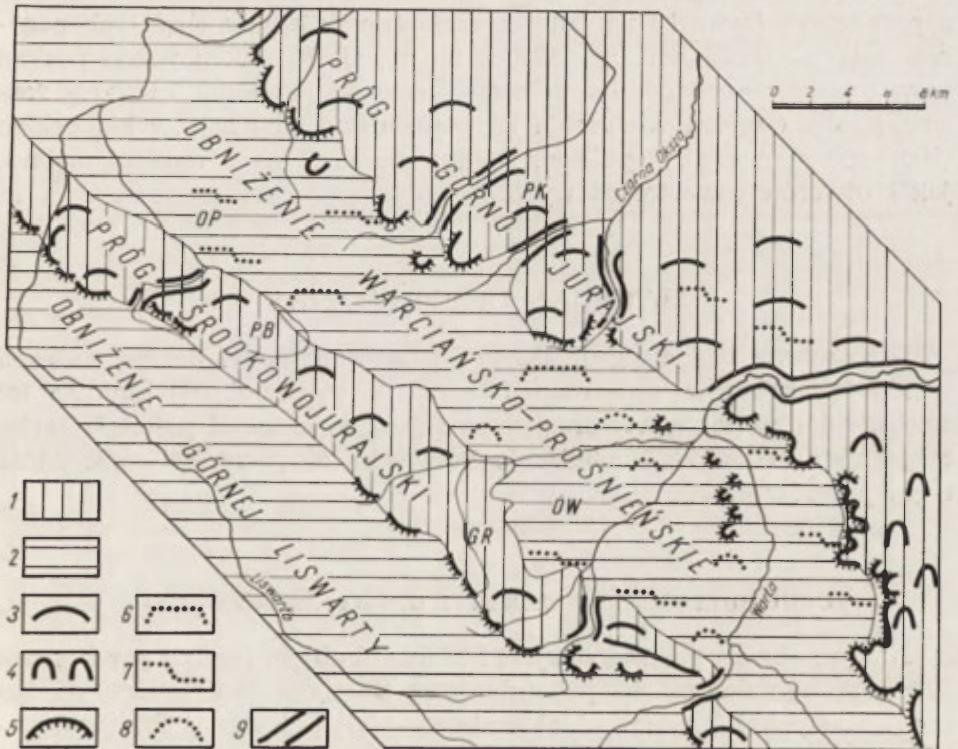
1. Garby rękuszowickie tworzące strefę, o szerokości 3—5 km, ciągnącą się między Gężynem na wschodzie a Herbami na zachodzie. Są to wydłużone, często zaokrąglone garby lub grzbiety, o wierzchołkach leżących na wysokości 300—330 m n.p.m., zbudowane z piaskowców

i piasków kościeliskich. Przelamują się przez nie wąskie i stosunkowo głębokie doliny (265—285 m) Kamieniczki, Rększowiczki, Konopki.

2. Pagóry brzezińskie stanowiące wąską strefę (1—3 km) wzniesień, ciągnących się między Herbami na wschodzie a Podlężem Szlacheckim nad Liswartą. Te izolowane pagóry, o wysokości 260—280 m n.p.m., wznoszą się 10—30 m ponad poziom zasypania piaszczystego.

W obrębie wschodniej części subsekwentnego obniżenia warciańsko-prośnieńskiego wyróżniono:

1. Obniżenie górnej Warty o zarysie elipsy skierowanej osią dłuższą z północo-zachodu na południo-wschód. Od wschodu i północo-wschodu ograniczają je wzniesienia progów górnójurajskiego (Wyżyna Wieluńska i Częstochowska), od południa i południo-zachodu wspomniane garby rększowickie, od zachodu wzniesienia zbudowane z utworów czwarto-



Ryc. 4. Szkic geomorfologiczny północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej

1 — powierzchnie progów strukturalnych, 2 — dna obniżień subsekwentnych, 3 — garby i pagóry o łagodnych stokach, 4 — pagóry i turnie skaliste, 5 — wysokie czoła progów, 6 — stożki kemowe, 7 — zgrupowania teras kemowych, 8 — pagóry i wały kemowe, 9 — przetomy rzeczne

rzędowych, sięgające do wysokości 300 m. n.p.m. Nieckowate dno tego obniżenia ma najniższe położenie w okolicy Częstochowy (245 m n.p.m.), gdzie zbiegają się dośrodkowo płynące tu rzeki.

2. Obniżenie Pankówki o zarysie nieregularnego trójkąta, którego północno-wschodni bok stanowią wzniesienia zasypanego na tym odcinku progu górnojurajskiego (Wyżyna Wieluńska), bok południowy — pagóry brzezińskie, a bok północno-zachodni — dolina Liswarty (206—220 m n.p.m.) przecinająca w tym miejscu w poprzek obniżenie warciańsko-prośnieńskie. Dno obniżenia Pankówki osiąga najwyższą wysokość w okolicy Truskolasów (290—300 m n.p.m.), skąd opada stopniowo ku północo-zachodowi do doliny Liswarty (220 m n.p.m.).

W obrębie północno-zachodniej części progu górnojurajskiego, noszącego w tym miejscu nazwę Wyżyny Wieluńskiej, wyróżniono: pagóry kłobuckie stanowiące strefę kopiających lub stożkowatych wzniesień wapiennych, pomiędzy przełomem Warty na południo-wschodzie a przełomem Liswarty na północo-zachodzie. Wierzchowiny tych pagórów leżą na wysokości 260—290 m n.p.m., tj. 20—30 m ponad poziom zasypania piaszczystego. Na północo-zachód od przełomu Liswarty rozciągają się: wzgórza wieluńskie znacznie niższe od pagórów kłobuckich (200—260 m n.p.m.), kopulaste, zbudowane zarówno z wapieni malmu, jak i utworów czwartorzędowych.

MATERIAŁ OBSERWACYJNY

Szczegółowe badania geologiczne i geomorfologiczne przeprowadzono w trzech wybranych obszarach o łącznej powierzchni 760 km². Są to: 1) obniżenie górnej Warty oraz przylegające do niego od południa garby rękuszowickie (ryc. 1), 2) obniżenie Pankówki, 3) południowo-wschodnia część pagórów kłobuckich.

OBNIŻENIE GÓRNEJ WARTY I GARBY RĘKSZOWICKIE

Na tym obszarze szczegółowymi badaniami objęto teren o powierzchni 375 km², ograniczony od południa linią Choroń — Rększowice, od zachodu linią Rększowice — Aleksandria — Malice i szosą Trzepizury — Wręczyca, od północy linią Kalej — Grabówka — Wyczerpy, od wschodu linią Wyczerpy — Olsztyn — Choroń. Na obszarze o tak zarysowanych granicach mieszczą się następujące jednostki geomorfologiczne: 1) garby rękuszowickie, 2) rozległe obniżenie górnej Warty oraz 3) ograniczające je od wschodu czoło progu górnojurajskiego na odcinku między Cho-

roniem a przełomem Warty. Każda z tych jednostek charakteryzuje się innym typem rzeźby, co niewątpliwie miało wpływ na lokalne zróżnicowanie ich deglacji.

Sytuacja geomorfologiczna

Garby rękuszowickie stanowią ciągnącą się z południo-wschodu na północo-zachód strefę wzniesień o łącznej szerokości 4—5 km. Pod względem genetycznym są one częścią silnie rozczłonkowanego progu strukturalnego założonego na wychodniach piaskowców kościeliskich. Czoło progu, o wysokościach osiągających na badanym odcinku 300—320 m n.p.m., wznosi się 15—25 m ponad przylegające od południa obniżenie Liswarty. Jest ono silnie rozczłonkowane na szereg wysuniętych ku południowi wzniesień półwyspowych, oddzielonych zatokowymi obniżeniami. Powierzchnię progu, opadającą łagodnie ku północy do 275—280 m n.p.m., tworzy szereg wydłużonych garbów i płaskowyżów. Doliny rozcinające te garby mają 25—35 m głębokości, ich dna leżą na wysokości 265—285 m n.p.m. Są to m. in. przełomowe odcinki Kamieniczki, Rękuszówki i Konopki.

Obniżenie górnej Warty stanowi w tym miejscu strefę o szerokości 8—12 km, ciągnącą się z północo-zachodu na południo-wschód. Obniżenie to, wypreparowane w ilastej serii wezulu — batonu, ma rzeźbę urozmaiconą. W sąsiedztwie progu górnojurajskiego występują góry świadki, zbudowane z wapieni malmu lub piaszczystych wapieni kelo-weju, spoczywających na cokołach zbudowanych z ilów doggeru. Największe z nich to: wzniesienie Wrzosowej o wysokości 305 m n.p.m., Jasnej Góry 300 m n.p.m., Błeszna 300 m n.p.m. Oprócz gór świadków występują tu również wysokie izolowane pagóry zbudowane z utworów czwartorzędowych. Największy z nich leży na południe od miejscowości Wrzosowa. Dno obniżenia stanowi falista powierzchnia, w obrębie której wyróżnić można dwa poziomy: 1) wyższy (265—280 m n.p.m.) zbudowany z utworów piaszczystych, spod których w wielu miejscach wychodzą ily doggeru, 2) niższy (245—255 m n.p.m.) stanowiący podmokłe dna dolin (Warty, Konopki, Stradomki).

Czoło progu górnojurajskiego, ograniczające od wschodu obniżenie górnej Warty, stanowi w tym miejscu strefę wzniesień wapiennych. Wysokość bezwzględna progu okolicy Olsztyna (Sokole Góry) dochodzi do 400 m n.p.m., tj. 120—130 m ponad dno doliny Warty, i obniża się stopniowo ku północy, osiągając w okolicy Częstochowy 270—290 m n.p.m. czyli 60 m ponad dno doliny Warty. Czoło progu ma przebieg zatokowy. W jego obrębie zaznaczają się obniżenia: Skrobaczowizny, Okręcia i Kusię, oddzielone bastionowymi wzniesieniami: Choronia (359 m n.p.m.),

Skrajnicy (325 m n.p.m.) i Zielonej Góry (297 m n.p.m.). Obniżenia zatokowe, wnikające 2—3 km w czoło progu, wypełnione są przeważnie utworami piaszczystymi, natomiast oddzielające je wzniesienia bastionowe są wolne od pokrywy piaszczystej.

Ukształtowanie podłoża i stratygrafia utworów czwartorzędowych

Ukształtowanie podłoża czwartorzędu tego obszaru określono na podstawie profilów wierceń oraz materiałów kartograficznych zawartych w pracach Z. Mossoczego [112, 113].

W obrębie garbów rękuszowickich, z powodu małej miąższości utworów czwartorzędowych, starsze podłoże przeważnie jest odsłonięte. Na wierzchołkach tych garbów nie ma pokrywy czwartorzędowej. Na wielu odcinkach dna dolin przelomowych wycięte są bezpośrednio w piaskowcach kościeliskich. Jedynie podnóża stoków lub dna suchych obniżeń są pokryte piaszczystymi utworami czwartorzędowymi o miąższości 3—5 m.

Rzeźbę podłoża czwartorzędowego w obrębie obniżenia górnej Warty poznano stosunkowo dobrze. Ponad poziom zasypania czwartorzędowego starsze podłoże wznosi się jedynie w formie opisanych poprzednio gór świadków. Pod utworami czwartorzędowymi wyściełającymi dno obniżenia powierzchnia łąk doggeru leży w dwu wyraźnych poziomach. Poziom znajdujący się na wysokości 270—280 m n.p.m. jest wykształcony w postaci dosyć rozległych, izolowanych spłaszczeń, z których pewne partie wychodzą na powierzchnię, tworząc zdenudowane równiny. Poniżej tego poziomu, oddzielony od niego często wyraźną krawędzią, występuje poziom (245—260 m n.p.m.) zajmujący znacznie większy obszar niż poprzedni. Występuje on głównie w osiowej części obniżenia. Oba te poziomy są rozcięte siecią głębokich rynien, z których największa jest preglacjalna dolina górnej Warty. Preglacjalna dolina górnej Warty, stwierdzona i opisana przez Z. Mossoczego [112], biegnie w obrębie badanego obszaru od Poraja w kierunku Częstochowy równoległe do dzisiejszej doliny Warty lecz bardziej na wschód od jej osi, tuż u progu górnojurajskiego. Szerokość tej rynny wynosi 1,5—2 km, dno jej leży na wysokości 210—220 m n.p.m., tj. 40—60 m poniżej dna współczesnego. Między Stradomiem a Blachownią rynna ta biegnie pod dzisiejszą doliną Stradomki ale w kierunku przeciwnym. Tu jej szerokość dochodzi do 1 km, a dno leży na wysokości 200—210 m n.p.m., czyli 40—50 m poniżej współczesnego dna Stradomki. Do tej rynny dowiązują mniejsze doliny konsekwentne, uchodzące z południa i południo-zachodu oraz obsekwentne, z północy i północo-wschodu. Są to przeważnie doliny krótkie o biegu prostolinijnym.

W obrębie czoła progu górnourajskiego ukształtowanie podłoża czwartorzędu jest znane tylko fragmentarycznie. Wcinające się w próg zatokowe obniżenia są wypełnione utworami piaszczystymi, których miąższość dochodzi do 30 m. Na podstawie tych danych sądzić można o głębokich kopalnych dolinach obsekwentnych, rozcinających czoło progu.

Utwory czwartorzędowe leżące w obniżeniu górnej Warty osiągają największą miąższość (do 70 m) w obrębie głębokich rynien podczwartorzędowych i tu należy spodziewać się ich najkompletniejszego profilu.

Pierwszą próbę ustalenia stratygrafii utworów czwartorzędowych występujących w tym regionie dali P. Koroniewicz i K. Rehbinder [76].

J. Premik, stojąc na stanowisku trzykrotnego zlodowacenia tego obszaru, wydzielił w występujących tu utworach czwartorzędowych następujące poziomy: za najstarszy uważał brekcję żwirową zlodowacenia Jaroslavien, złożoną z okruchów piaskowców kościeliskich i kongrecji krzemienistych z domieszką skał północnych. Na brekcji, zdaniem J. Premika, leżały utwory międzylodowcowe Sandomirien, wykształcone w postaci piasków warstwowych odsłaniających się w północnych dzielnicach Częstochowy. Na nich spoczywa dolna morena denna zlodowacenia Cracovien, którą autor stwierdził w wierceniach i odsłonięciach. Do utworów międzylodowcowych Masovien I J. Premik zaliczył piaski fluwioglacjalne, na których leży górna morena denna zlodowacenia Varsovien I, występująca już tylko w strzępach na południe od Częstochowy. Ten schemat podziału czwartorzędu regionu częstochowskiego, oparty na obserwacji utworów odsłaniających się w wielu profilach, budzi poważne wątpliwości. Dotyczy to m. in. brekcji zlodowacenia Jaroslavien.

J. G o ł ą b [43] wyróżnia na badanym terenie: utwory preglacjalne, do których zalicza żwiry (krzemienie, kwarcy i wapienie z domieszką skał krystalicznych) oraz piaski i mułki. Plejstocen zdaniem autora jest tu wyraźnie dwudzielny. Utwory starszego zlodowacenia (krakowskiego) są wykształcone w postaci szarej gliny zwałowej, stwierdzonej m. in. w Kamienicy Polskiej, Stradomiu i Brzezinach. Nad tą szarą, reliktową moreną denną leżą mułki w stropie piaszczyste, przykryte brunatną gliną zwałową. Nad moreną brunatną występują żółte piaski i żwiry. Utwory holocenijskie występują przeważnie w dolinach rzecznych, w postaci torfów lub aluwiów.

Z. Mossoczy [112, 113] w oparciu o bogaty materiał wiertniczy dał bardzo szczegółowy przegląd utworów czwartorzędowych wypełniających preglacjalną rynnę Warty. Do preglacjalu zalicza on niektóre utwory piaszczysto-żwirowe występujące w dnach najgłębszych rynien. Na tych utworach stwierdza najstarszą glinę zwałową lub jej bruk, który jest skłonny wiązać ze zlodowaceniem szczecińskim. Pogląd ten przedstawiony jest jednak jedynie w formie przypuszczenia. Częściej w spągu

utworów czwartorzędowych występuje dopiero szarobrunatna glina zwałowa starszego zlodowacenia, rozdzielona niekiedy wkładkami piaszczystymi na kilka poziomów o łącznej miąższości 25 m. Glina ta nie pojawia się nigdzie na powierzchni i jeśli nie została zniszczona, przykryta jest utworami młodszego zlodowacenia (środkowopolskiego). Po recesji starszego lądolodu autor przyjmuje fazę erozji, która w wielu miejscach doprowadziła do całkowitego wyerodowania osadów staroplejstocieńskich. Z okresem interglacjału wielkiego autor wiąże również powstanie torfów i gytii torfiastych. Zlodowacenie młodzie (środkowopolskie) pozostawiło, prawie na całym obszarze, glinę zwałową o miąższości 4—8 m. Z okresem interglacjału eemskiego autor wiąże występujące gdzieś torfy. W okresie zlodowacenia bałtyckiego Z. Mossoczy przyjmuje istnienie fazy erozji oraz następującą po niej fazę akumulacji.

S. Z. Różycki [151] opisał szczegółowo utwory czwartorzędowe wypełniające preglacjalną rynną Warty w okolicy Gnaszyna (na zachód od Częstochowy). W dnie tej rynny stwierdza strzępy piasków ze żwirami, które wiąże z okresem nasuwania się lądolodu najstarszego zlodowacenia. Jednocześnie na zboczach tej formy rozwijały się zsuwy, które przyspieszały jej zasypanie. Po drugiej fazie zsuwów nastąpiła sedymentacja piasków rzecznych, która doprowadziła do całkowitego zasypania doliny. Na tak wyrównaną powierzchnię wkroczył lądolód zlodowacenia krakowskiego, pozostawiając glinę zwałową. Erozja interglacjalna spowodowała odpreparowanie starej doliny, pogłębiając ją o kilkanaście metrów. Z nasuwaniem się lądolodu środkowopolskiego autor wiąże powstanie zbiornika zastoisowego, w którym osadziły się mułki sięgające do wysokości 250—255 m n.p.m. To zlodowacenie pozostawiło na południe od linii Kalej — Grabówka — Częstochowa bardzo mało osadów. W okresie interglacjału eemskiego autor przyjmuje intensywną erozję, która spowodowała pogłębienie doliny o 20 m. Głęboka dolina została następnie zasypana w okresie zlodowacenia bałtyckiego.

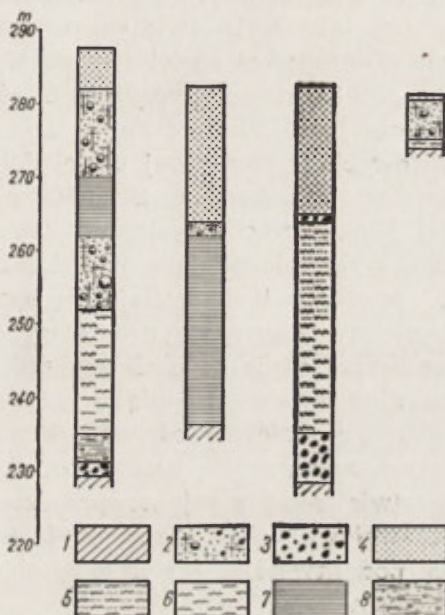
Jak widać, poglądy na stratygrafię utworów czwartorzędowych występujących w obniżeniu górnej Warty są dosyć różne. Opierają się one głównie na analizie utworów wypełniających preglacjalną rynną Warty. Jest to całkowicie zrozumiałe, gdyż przebieg sedymentacji w tej rynnie był najkompletniejszy. Jednak z drugiej strony rynna ta była miejscem silnej erozyjnej działalności wód przepływających w pewnych okresach, co mogło doprowadzić do całkowitego lub częściowego usunięcia pewnych serii osadowych. Strome zbocza tej doliny ułatwiały rozwój ruchów masowych, zaburzających pierwotne położenie różnych serii. Dlatego wnioski oparte jedynie na analizie materiału wiertniczego są zawsze w pewnym stopniu problematyczne. Ponieważ nie dysponuję tak bogatym materiałem wiertniczym jak moi poprzednicy [112, 151], a ustalenie stratygra-

fii czwartorzędu tego obszaru nie jest głównym celem tej pracy, ograniczam się do przedstawienia kilku spostrzeżeń, które częściowo uzupełniają badania poprzedników. Korzystałem z najnowszych materiałów wiertniczych, które nie mogły być znane Z. Mossoczemu.

W okolicy Dębowca, równoległe do podnóża czoła progu górnojurajskiego, przebiega odcinek rynny pra-Warty znany już Z. Mossoczemu [113]. Wykonane w tym regionie wiercenia wskazują na następujące wykształcenie utworów czwartorzędowych (ryc. 5). W dnie rynny, leżącym tu na wysokości 225—230 m n.p.m. występuje bruk złożony ze żwirów i otoczków kwarcowych, krzemiennych i piaskowców kwarcy-

Ryc. 5. Charakterystyczne profile utworów czwartorzędowych, wypełniających rynnę pra-Warty na południe od Częstochowy

1 — podłoże czwartorzędu (iły doggeru), 2 — glina zwałowa, 3 — bruk gławowy, 4 — piaski, 5 — mułki piaszczyste, 6 — mułki ilaste, 7 — iły warwowe, 8 — szczątki organiczne



towych (erratycznych?) oraz zlepieńców i wapieni o miąższości do 5 m. W innych miejscach w dnie rynny występują piaski lub żwiry z wkładkami węgla brunatnych lub lignitów o łącznej miąższości 3—5 m. Na tych utworach, lub w miejscach gdzie ich brak, bezpośrednio na łożach doggeru spoczywa seria wiśniowych łąw warwowych lub mułków ilastych, szarych, często w stropie piaszczystych, o miąższości ponad 25 m. Strop tych utworów leży tu na wysokości 261—264 m n.p.m. Na tych utworach leży glina zwałowa z krzemieniami o miąższości do 10 m. W wielu miejscach jest ona zredukowana do warstwy bruku gławowego. W profilach wierceń wykonanych w bezpośrednim sąsiedztwie czoła progu glina ta jest przedzielona warstwą mułków lub szarych łąw warwowych na dwa poziomy. Łączna miąższość tak rozdzielonego poziomu

wynosi 20—25 m. Na stoku czoła progu glina zwałowa leży bezpośrednio na starszym podłożu lub jest podścielona cienką warstwą mułków zastoiskowych, których strop wznosi się maksymalnie do 280—285 m n.p.m. Na glinie zwałowej znajdują się piaski jasnożółte o miąższości 5—18 m, przeważnie drobnoziarniste z domieszką drobnego żwirku.

Koło miejscowości Wielki Bór, położonej na zachód od Częstochowy, stwierdzono kopalną dolinę wyciętą w utworach doggeru, a wypełnioną utworami czwartorzędowymi [70]. Ta dolina o szerokości 0,8—1 km i maksymalnej głębokości do 70 m biegnie z północy na południe, łącząc się z preglacjalną doliną górnej Warty. Wypełnia ją kilka różnych serii osadowych. W dnie doliny, prawdopodobnie na starszych utworach zastoiskowych, leży seria żwirowo-piaszczysta o miąższości dochodzącej do 50 m. W stropowej części żwirów występuje duża ilość skał północnych. Strop tej serii jest erozyjnie nierównomiernie obniżony od 260 m n.p.m. w części północnej do 220 m n.p.m. w południowej. Na tych utworach żwirowych w środkowej części doliny stwierdzono leżącą poziomo soczewkę torfów o średnicy 200—300 m i miąższości do 2 m. Na serii żwirowej i na torfach występuje szeroko rozprzestrzeniona seria zastoiskowa, wykształcona jako mułki piaszczyste lub piaski drobnoziarniste. W utworach tych trafiają się sporadycznie pakiety gliny zwałowej lub żwirów albo pojedyncze głązy. Na serii zastoiskowej w osi doliny oraz bezpośrednio na łąkach doggeru, poza jej obrębem, leży ciemno-brunatna glina zwałowa o miąższości 3—5 m.

W obu tych miejscowościach, mimo znacznej odległości od siebie (ok. 18 km), zaznacza się bardzo podobne następstwo utworów. Występują tu dwie serie glacialne przedzielone serią zastoiskową. Są to: 1) glina zwałowa występująca w stropie utworów zastoiskowych oraz 2) leżąca pod utworami zastoiskowymi seria żwirowa z erratykami lub bruk głazowy.

Górny poziom gliny zwałowej (w pewnych partiach dwudzielny) ma szerokie rozprzestrzenienie poza obrębem opisywanych miejscowości. Tworzy on płyty o powierzchni kilku km², wychodzące na powierzchnię lub znajdujące się pod przykryciem utworów piaszczystych. Ponad gliną zwałową występują już tylko utwory fluwioglacjalne lub limniglacjalne. Zatem jest to poziom gliny zwałowej związany z pobytem ostatniego na tym obszarze lądolodu — środkowopolskiego. Ta glina zwałowa spoczywa na serii mułków lub iłów zastoiskowych, które pochodzą z okresu transgresji lądolodu środkowopolskiego. Utwory zastoiskowe spoczywające pod gliną zwałową znane są z wielu miejscowości w obrębie obniżenia górnej Warty [43, 69, 112, 151]. Strop tych utworów utrzymuje się na wysokości 250—255 m n.p.m. w centralnej części obniżenia, a na jego obrzeżeniu podnosi się do 285 m n.p.m. [70].

Seria zastoiskowa spoczywa na bruku gwałowo-żwirowym w osi rynny pra-Warty (Dębowiec) lub na rozciętych utworach żwirowych w dolinach drugorzędnych (Wielki Bór). Wskazuje to na wyraźną fazę erozji istniejącej przed osadzeniem serii mułkowej. Ta erozja musiała być bardzo intensywna, gdyż w wielu miejscach utwory zastoiskowe spoczywają bezpośrednio na starszym podłożu (iłach doggeru). Był to okres stosunkowo ciepły, na co wskazuje seria organogeniczna stwierdzona w Wielkim Borze, a dzieląca serię żwirową od zastoiskowej. Torfy te powstały po osadzeniu serii żwirowej, a przed akumulacją mułków zastoiskowych. Ich sytuacja geologiczna nie pozwala jednak na jednoznaczne określenie stosunku chronologicznego do fazy erozji, której wynikiem jest rozcięcie stropu serii żwirowej. Nieznany jest również skład flory torfiastej. Wydaje się jednak, że są to torfy interglacjału mazowieckiego. Zatem bruk gwałowy stwierdzony w rynnach pra-Warty i odpowiadająca mu seria żwirowa w dolinach bocznych są przemytymi utworami glacialnymi zlodowacenia krakowskiego.

Występujące gdzieś w osi rynny pra-Warty utwory piaszczysto-żwirowe z wkładkami lignitów mogą być wieku preglacialnego. W preglacjale, a więc przed akumulacją utworów czwartorzędowych, panowały sprzyjające warunki do rozcinania utworów górnego liasu (warstwy blanowickie), w których występują soczewki węgla brunatnych i lignitów.

Przebieg transgresji lądolodu środkowopolskiego

Transgredujący od północo-zachodu lądolód spowodował podparcie spływających w jego kierunku wód i utworzenie na tym obszarze zbiornika zastoiskowego. W początkowej fazie transgresji wody tego zbiornika zalały głębokie rynny oraz niższy poziom (240—265 m) w dnie obniżenia, natomiast fragmenty wyższego poziomu wznosiły się ponad poziom zalewu. W tym zbiorniku osadzały się utwory mułkowo-piaszczyste, których strop sięga w centralnej części obniżenia do wysokości 250—255 m n.p.m. W osi obniżenia sedymentacja tych utworów została przerwana przez wkroczenie lądolodu, o czym świadczy występująca w ich stropie glina zwałowa. Natomiast na jego obrzeżeniu oraz wokół wyższych poziomów w jego dnie istniały jeszcze przez długi okres niewielkie zbiorniki zastoiskowe, w których osadzały się utwory piaszczysto-mułkowe. Strop tych utworów sięga w wielu miejscach do 280 m n.p.m. (ryc. 5), np. w okolicy Dębowca, Wrzosowej, Wielkiego Boru. Wskazuje to na późniejsze, niż w dnie obniżenia, pokrycie masami lodu tych wyniesionych obszarów. W wielu przypadkach nasuwający się lądolód transgredował bezpośrednio na starsze podłoża. Zatem w obniżeniu gór-

nej Warty transgredujący łądolód środkowopolski najpierw wypełnił rozległe obniżenia, a następnie, w miarę przyrostu masy lodu, pokrył wyniosłości. Wskazuje to na niewielką siłę naporu lodu, a więc na duże dostosowanie się do podłoża. O małej sile naporu transgredującego łądolodu można również wnosić na podstawie stosunku stropu utworów zastoiskowych do spągu gliny zwałowej. W wielu odsłonięciach (Bugaj, Gnaszyn) stwierdzono, że glina zwałowa leży na niezaburzonych lub bardzo słabo zaburzonych utworach zastoiskowych. Te zaburzenia sięgają niewiele ponad 50 cm w głąb i mają przeważnie charakter płytkich fałdów, co wskazuje, że powstały one przy stosunkowo słabym nacisku na plastyczne, silnie nawilgocone podłoże [90]. Potwierdza to pogląd M. Klimaszewskiego o małej sile niszczącej lodowców skandynawskich w brzeżnej ich części [64].

Utwory zastoiskowe są dobrze wysortowane. Z analizy profilów wierceń wynika, że na pewnych obszarach, np. w okolicy Dębowca, seria zastoiskowa jest wykształcona w postaci łąłłów warwowych. Wskazuje to na limniczne warunki sedymentacji, panujące przed czołem transgredującego łądolodu. Stąd można wnosić o bardzo powolnym przebiegu glacji oraz o surowych warunkach klimatycznych, wykluczających intensywną ablację, która uniemożliwiałaby dostawę większej ilości grubszego materiału.

W obrębie obniżenia górnej Warty masy lodu musiały się wznosić co najmniej do 320—350 m n.p.m., a wysokość ta wzrastała stopniowo w kierunku północno-zachodnim. W takim przypadku miąższość lodu nad obniżeniami wynosiła do 100 m, natomiast nad wzniesieniami — zależnie od ich wysokości — 20—60 m. Ta zmienna miąższość łądolodu, wynikająca z dużych deniwelacji podłoża oraz ze sposobu jego transgresji, wpływała na nierównomierny ruch lodu [69—71]. W obrębie obniżeń masy lodu posuwały się znacznie szybciej niż nad wzniesieniami. Wpływało to prawdopodobnie na silne spękanie lodu.

Formy i utwory z okresu deglacjacji

Utwory czwartorzędowe występujące w obniżeniu górnej Warty pochodzą głównie z okresu deglacjacji. Te osady o różnym wykształceniu tworzą różne formy.

Terasy kemowe oraz poziomy piaszczyste na obrzeżeniu obniżenia

W 1962 r. [69] stwierdziłem występowanie terasy kemowej przy czołe progu górnojurajskiego koło Skrajnicy. Dalsze badania, prowadzone zarówno w tej strefie, jak również w obrębie garbów rękuszowickich, ujawniły występowanie innych poziomów terasowych leżących na

różnej wysokości. Ogólnie, na obrzeżeniu obniżenia górnej Warty w obrębie progu górnourajskiego i garbów rękuszowickich wyróżniono następujące poziomy terasowe:

Poziomy Wysokość
m n. p. m.

I	290—305	tj. 40—55 m nad dnem obniżenia
II	278—285	tj. 28—35 m nad dnem obniżenia
III	270—276	w strefie garbów rękuszowickich
	265—275	przy czole progu górnourajskiego
IV	252—256	występujący jedynie w przełomowym odcinku doliny Warty

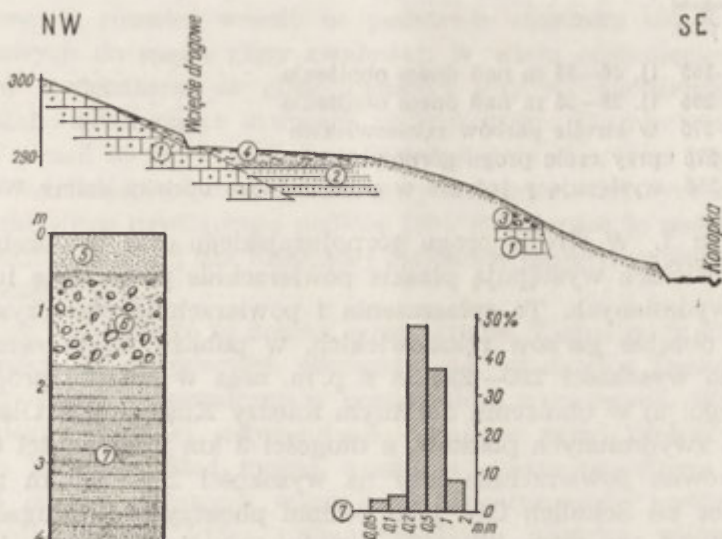
Poziom I. W strefie progu górnourajskiego oraz w obrębie garbów rękuszowickich występują płaskie powierzchnie piaszczyste lub pola piasków zwydmionych. Te spłaszczenia i powierzchnie piaszczyste występują w obrębie garbów rękuszowickich, w pobliżu miejscowości Rękuszowice na wysokości 290—295 m n. p. m. oraz w obrębie progu górnourajskiego: a) w obniżeniu dolinnym między Kusiętami a Olsztynem jako strefa zwydmionych piasków, o długości 3 km i szerokości 0,7 km, której nierówna powierzchnia leży na wysokości 290—305 m n. p. m., b) na północ od Sokolich Gór jako poziom piaszczysty o długości 1,50 i szerokości 0,5 km (290—300 m n. p. m.), c) w obniżeniu między Dębowcem-Kolonią a Olsztynem jako obszar piasków o długości 1,5 i szerokości 1 km (300—305 m n. p. m.). Poziomy piaszczyste są wyraźnie zawieszane nad dnem obniżenia górnej Warty.

W Rękuszowicach, około 0,5 km na północ od centrum wsi, leży wspomniane spłaszczenie na wysokości 290—295 m n. p. m. W przekopie widać, że tworzące je osady piaszczyste są „dosypane” do jednego z garbów zbudowanego z warstw kościeliskich. W istniejącej tu piaskowni pogłębionej wkopem odsłonięto profil przedstawiony na rycinie 6. W obrębie poszczególnych warstewek można wyróżnić delikatną laminację poziomą.

Spłaszczenie, na którym znajduje się opisana piaskownia, opada w kierunku południowym i wschodnim do doliny Rękuszowiczki (273—277 m n. p. m.). Na południowym stoku, w niewielkiej żwirowni na wysokości 285 m n. p. m., odsłania się seria żwirowa leżąca na podłożu piasków doggeru. Są to żwiry skał lokalnych (piaskowce, krzemienie, wapienie) oraz skandynawskich (granity, piaskowce kwarcytowe) o średnicy 5—15 cm. Materiał żwirowy w pewnych partiach jest ułożony bezładnie, w innych wykazuje ślady smugowania.

Piaski drobnoziarniste odsłaniające się we wkopie na spłaszczeniu są utworem osadzonym w zbiorniku wodnym o stałych warunkach hydrodynamicznych, w wodzie wolno płynącej. Wskazuje na to zarówno ich struktura warwowa, jak również dobre wysortowanie w obrębie poszcze-

gólnych warstw. Występujące na przemian warstwy drobno- i gruboziarniste wskazują na wyraźny rytm sedimentacji, związany ze zmieniającą się ilością dostarczanego do tego zbiornika materiału. Zbiornik



Rys. 6. Rększowice. Przekrój przez terasę kemową oraz profil tworzących ją utworów

1 — piaski i piaszczowce doggeru, 2 — piaski warstwowane poziomo, 3 — żwiry skał lokalnych i skandynawskich, 4 — utwory soliflukcyjno-proluwialne, 5 — piaski bezstrukturalne, 6 — piaski bezstrukturalne z okruchami piaszczowca, 7 — piaski drobnoziarniste warstwowane warwowo

wodny na tej wysokości (295 m n. p. m.) mógł istnieć tu jedynie wtedy, gdy znajdujące się na południu i północy obniżenia wypełnione były lodem. Występujące w stropie tych piasków utwory soliflukcyjno-proluwialne prawdopodobnie zostały osadzone znacznie później. Brak na tym spłaszczeniu gliny zwałowej lub nawet większych głazów, mogą-

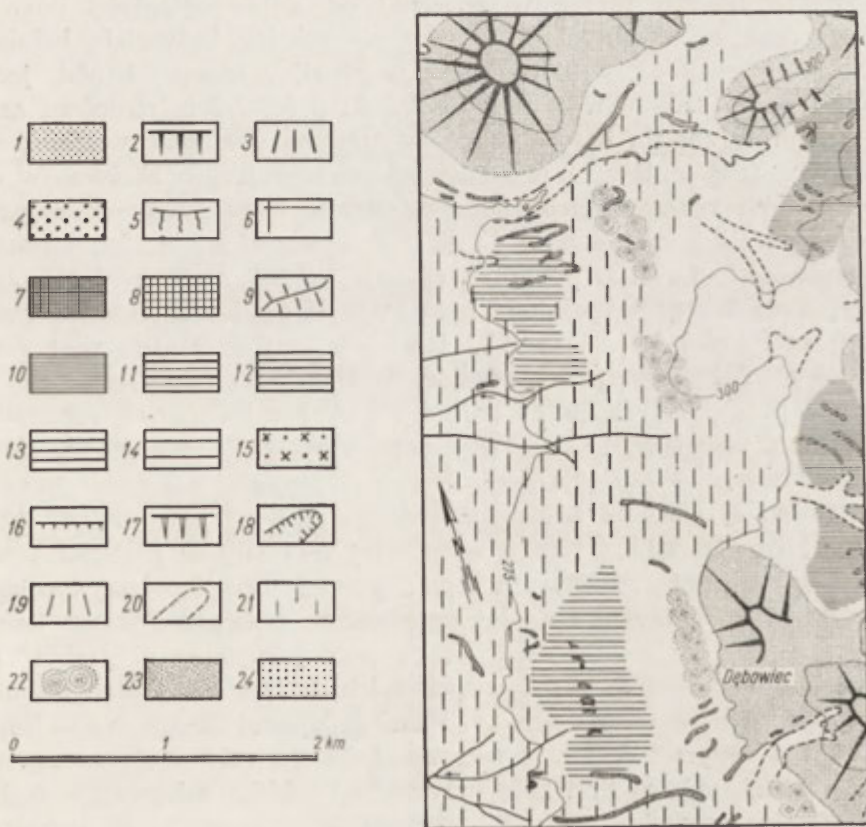
Ryc. 7. Mapa geomorfologiczna strefy czoła progów górnojurajskiego w okolicy Dębowa

Formy przedczwartorzędowe: 1 — zasięg wychodni starszego podłoża, 2 — czoła progów strukturalnych, 3 — stoki pagórów. Formy utworzone w okresie zlodowacenia środkowopolskiego: 4 — wały moren czołowych akumulacyjnych, 5 — stoki kontaktu lodowego, 6 — zdegradowane równiny moreny dennej, 7 — płaskie wierzchołki stoliw kemowych, 8 — wierzchołki wałów kemowych, 9 — ostańce pagórów i stoliw kemowych, 10–14 — równiny teras kemowych, 15 — równiny sandrowe, 16 — erozyjno denudacyjne krawędzie teras kemowych, 17 — zbocza rynien spływu wód proglaćjalnych, 18 — zagłębienia pochodzenia wytopiskowego. Formy utworzone po okresie zlodowacenia środkowopolskiego: 19 — stoki denudacyjne, 20 — suche dolinki nieckowate, 21 — równiny erozyjno-denudacyjne, 22 — powierzchnie zwymłone, 23 — większe wały wydmore, 24 — akumulacyjne dna dolin

U w a g a: Objasnienia dotyczą wszystkich map geomorfologicznych

cych pochodzić z jej przemycia, jak również niezaburzona struktura utworów piaszczystych wskazują, że po osadzeniu nie były one już pokryte lodem. Osadzone zostały zatem w okresie deglacjacji w czasie, gdy spod pokrywy lodowej wyłoniły się najwyższe wyniosłości garbów rękuszowickich. Między stokami tych wzniesień a krawędzią topniejącego lądolodu istniały sprzyjające warunki do powstawania niewielkich zbiorników wodnych, w których osadzany był materiał dostarczany z krawędzi topniejącego lądolodu. Występujące tu spłaszczenie jest zatem fragmentem terasy kemowej. Takie równiny piaszczyste tworzyły się prawdopodobnie również przy innych garbach w okresie, gdy krawędź lodu znajdowała się w ich sąsiedztwie.

Materiał zwirowy występujący na stoku poniżej spłaszczenia jest osadem lodowo-kontaktowym. Brak wyraźnego warstwowania oraz struktura fluidalna zaznaczająca się w pewnych partiach tego materiału wskazują, że był on składany u czoła lądolodu wskutek zsuwania się po nim materiału moreny ablacyjnej. Taki proces obserwuje się współcześnie u czoła lodowców w krajach polarnych [64, 167]. Ten materiał



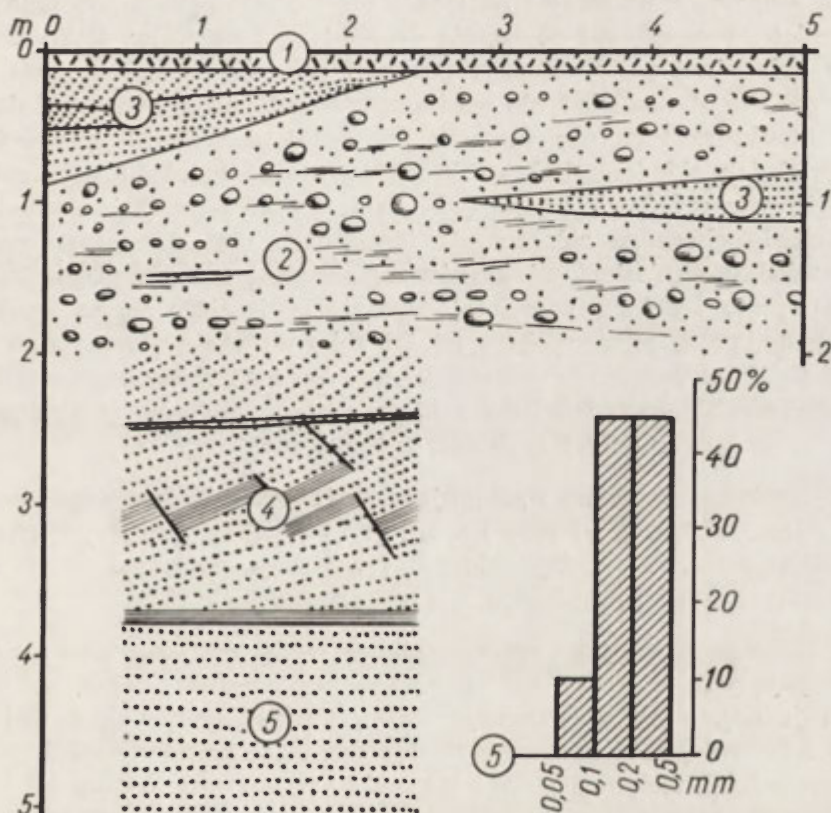
złożony na krawędzi terasy, w okresie gdy czoło lodu znajdowało się w bezpośrednim jej sąsiedztwie, miał pierwotnie prawdopodobnie większe rozprzestrzenienie i tworzył zwarty płaszcz, który został później zniszczony. Obecna krawędź terasy kemowej jest zatem silnie przeobrażonym stokiem kontaktu lodowego.

W podobnej sytuacji morfologicznej, tzn. między stokami wolnych od lodu wzniesień a krawędzią lodu, osadzone zostały piaski wypełniające obniżenia w obrębie czoła progu górnojurajskiego (ryc. 7). Te piaski tworzące w wielu miejscach wyraźne płaskie powierzchnie „zawieszono” nad przylegającym do nich od zachodu obniżeniem mają dużą miąższość dochodzącą do 30 m. Jednak brak większych odsłonień na tym poziomie nie pozwala na rozpoznanie struktury tych osadów. Jedynie z profili wierceń wiadomo, że są to piaski drobnoziarniste, które spoczywają bezpośrednio na wapieniach malmu lub na rumoszu tego wapienia. Te piaski zostały wyspane w obniżenia rozcinające czoło progu przez wody proglacjalne płynące od czoła lądolodu, który wypełniał rozciągające się na zachodzie obniżenia. Podobna wysokość tych utworów występujących nieraz w znacznej od siebie odległości pozwala przypuszczać, że w okresie ich osadzania między krawędzią lądolodu a czołem rozciętego dolinami progu górnojurajskiego istniał jeden wspólny basen sedymentacyjny. W okresie późniejszym stropowa część tych utworów została bardzo silnie zwydmiona. Podobna wysokość zachowanych fragmentów teras kemowych występujących zarówno w obrębie garbów rękuszowickich, jak i w strefie czoła progu górnojurajskiego pozwala przypuszczać, że są one równowiekowe. Ich stosunek do wyniosłości starszego podłoża wskazuje, że już wtedy rozległe obniżenie górnej Warty wypełnione było masą stagnującego lub martwego lodu o szerokości 18—20 km. W takiej sytuacji morfologicznej wody roztopowe miały utrudniony odpływ. Można jedynie przypuszczać, że część ich przelewała się przez próg środkowojurajski (garby rękuszowickie) do obniżenia górnej Liswarty, a część przez niskie wododziały progu górnojurajskiego — do dorzecza Wiercicy. Znaczna ich masa musiała z powrotem spływać w silnie uszczelinione masy martwiejącego lodu.

Poziom II. Około 15—20 m poniżej fragmentów poziomu I występują spłaszczenia terasowe lub pola piaszczyste leżące na wysokości 278—285 m n. p. m. Podobnie jak spłaszczenia poziomu I terasy kemowej, występują w strefie czoła progu górnojurajskiego i garbów rękuszowickich. W obrębie garbów rękuszowickich fragmenty tego poziomu występują: a) w lasach na północ od linii kolejowej Trzepizury — Herby fragment o długości 300 m i szerokości 250 m (285—286 m n. p. m.), b) na południe od tej linii koło przysiółka Parkitka spłaszczenie o długości 800 m i szerokości 500 m (283—285 m n. p. m.), c) na południo-

-wschód od Konopisk spłaszczenie o długości 400 m i szerokości 300 m (284—285 m n. p. m.), d) na zachód od miejscowości Łaziec spłaszczenie o długości 500 m i szerokości 300 m (278 m n. p. m.), e) między Hutą Starą a Poczesną niewielkie spłaszczenie na wysokości 283 m n. p. m. U czoła progu górnourajskiego fragmenty spłaszczeń terasowych poziomu II są znacznie większe, lecz bez wyraźnie zaznaczających się granic. Jedno o długości 1 km i szerokości 0,3 km na zachód od wzniesienia Skrajnicy (278—280 m n. p. m.), drugie o długości 2 km i szerokości 0,7 km w lasach między Dębowcem a Skrajnicą (278—285 m n. p. m.). Na południe od wspomnianych miejsc, równoległe do czoła progu górnourajskiego, ciągnie się na przestrzeni 5 km strefa zwydmionych piasków leżących na wysokości 278—285 m n. p. m.

Budowę tych poziomów piaszczystych poznano w kilku odsłonięciach.



Ryc. 8. Profil odsłonięcia koło Konopisk

1 — gleba piaszczysta, 2 — żwiry skal lokalnych i skandynawskich o średnicy 2—8 cm z zaznaczającą się na pewnych poziomach strukturą fluidalną, 3 — soczewki piasków warstwowych wydymowo, 4 — piaski drobno- i średnioziarniste pocięte licznymi uskokami o amplitudzie kilku cm, 5 — piaski drobno- i średnioziarniste, warstwowane poziomo

W Konopiskach, około 0,7 km od centrum wsi w kierunku Rększowic, po północnej stronie drogi znajduje się niewielka żwirownia leżąca tuż przy wschodnim krańcu spłaszczenia (284—285 m n. p. m.). Dno tej żwirowni pogłębiono wkopem. Otrzymany profil przedstawia rycina 8.

Piaski odsłaniające się w dolnej części wkopu są utworem osadzonym w środowisku limnicznym. Świadczy o tym ich dobre wysortowanie w obrębie poszczególnych warstw jak również rytmiczne warstwowanie poziome. Wskazuje ono na rytmiczną dostawę materiału na przemian grubszego i drobniejszego. Seria żwirowa spoczywająca w stropie tych utworów jest niewątpliwie materiałem zwałowym osadzonym przy krawędzi lądolodu. Widoczna w pewnych partiach fluidalna struktura tego utworu powstała prawdopodobnie wskutek zsuwania się pakietów materiału ablacyjnego z czoła lodu. Nierównomiernie osadzający się materiał ablacyjny, naciskając na leżące niżej piaski prawdopodobnie przemarznięte, spowodował powstanie drobnej sieci uskoków. Pokrywa moreny ablacyjnej nie występuje na całej powierzchni spłaszczenia terasowego, lecz stanowi jedynie wąską strefę otulającą jego wschodnie zbocze. Struktura tego utworu oraz jego ułożenie pozwalają wnosić, że materiał ten składany był w okresie zanikania lądolodu w momencie, gdy krawędź lodowa przebiegała mniej więcej wzdłuż wschodniego obrzeżenia obecnego spłaszczenia terasowego. Zatem w tym miejscu, tzn. między wzniesieniami garbów rększowickich a krawędzią zanikającego płatu lądolodu wypełniającego rozpościerające się na wschodzie obniżenie, przez pewien okres istniał zbiornik wodny, w którym składany był materiał piaszczysto-mułkowy. Do tego zbiornika zsuwały się z czoła zanikającego lądolodu pakiety moreny ablacyjnej, występujące obecnie przy wschodniej krawędzi spłaszczenia.

Spłaszczenie terasowe występujące w Konopiskach jest więc fragmentem silnie zniszczonej terasy kemowej. Zachowany przy jej wschodniej krawędzi materiał moreny ablacyjnej wskazuje, że forma ta nie miała większego niż obecnie zasięgu w kierunku wschodnim.

Podobna budowa jak również podobna wysokość (280—286 m n. p. m.) występujących tu spłaszczeń pozwalają przypuszczać, że są one resztkami jednej, silnie zniszczonej równiny terasy kemowej, której większe lub mniejsze fragmenty występowały pierwotnie wzdłuż północno-wschodnich stoków garbów rększowickich, w strefie o długości 16 km. Fragmenty tego poziomu leżą na wysokości od 284—286 m n. p. m. w części północno-zachodniej i obniżają się stopniowo do 278 m n. p. m. w okolicy Łażca i Nierady. Tworzyły je zatem wody płynące z północno-zachodu, równoległe do przebiegającej u podnóża garbów rększowickich krawędzi lodu.

W strefie czoła progu górnourajskiego poziom II jest zbudowany z piasków drobno- lub średnioziarnistych. Utwory piaszczyste o dobrym wysortowaniu stwierdzono na zachód od Skrajnicy [66], gdzie stanowią one stropową część spłaszczenia terasowego, leżącego tu na wysokości 278—288 m n. p. m., budując fragment terasy kemowej o silnie przeobrażonym stoku kontaktu lodowego.

W odległości 2,5 km na północ od Skrajnicy w utworach piaszczystych wypełniających starą dolinę obsekwentną, wzdłuż której biegnie droga z Częstochowy do Olsztyna, znajduje się duża piaskownia, której strop leży na wysokości 280 m n. p. m., odsłaniają się następujące utwory:

- 0,0—2,0 m piaski jasnoszare (zwydmione) przegrodzone kilkoma poziomami gleb kopalnych
- 2,0—8,0 m piaski jasnoszare, warstwowane poziomo lub wydmowo*, występują na przemian warstwy piasku jasnoszarego, gruboziarnistego z nieznaczną domieszką drobnego żwirku, przegrodzonego 10—30-centymetrowymi warstwami piasku drobnoziarnistego o przewodzie ziarn o średnicy 0,2—0,5 mm, stanowiącego 70% składu.

Struktura tych piasków wskazuje na zmienne warunki sedymentacji (limniglacialne, fluwioglacialne). Upady lamin w obrębie piasków warstwowanych wydmowo wskazują na dostawę materiału zarówno z zachodu, od krawędzi lodu, jak również ze wschodu. Nie są to więc piaski wynoszone z wyniosłości wyżyny i składane w formie stożków napływowych po zlodowaceniu środkowopolskim, jak to przyjmuje S. Z. Różycki [151], lecz piaski osadzone w tych obniżeniach w okresie gdy masy topniejącego lądolodu leżały w obniżeniu górnej Warty, a ich krawędź przebiegała wzdłuż czoła progu górnourajskiego.

W okolicy Dębowca stwierdzono następujące wykształcenie utworów czwartorzędowych, z których zbudowane jest spłaszczenie II poziomu. Na glinie zwałowej, której strop leży tu na wysokości 278—282 m n. p. m., lub bezpośrednio na utworach zastoiskowych z okresu transgresji lądolodu środkowopolskiego, spoczywają piaski żółte, drobnoziarniste z soczewkami żwiru o miąższości 5—7 m. Seria piaszczysta jest mało zróżnicowana i ciągnie się z małymi przerwami wzdłuż czoła progu górnourajskiego pasem o długości 5 km i szerokości do 1 km.

Na podstawie tych danych można stwierdzić, że występująca u stóp czoła progu górnourajskiego strefa piasków (278—285 m n. p. m.), tworzących niekiedy wyraźne spłaszczenia, jest silnie zniszczoną terasą kemową.

* Termin rozpowszechniony przez A. Dylikową.

Odływ wód proglacjalnych z tej strefy był bardzo utrudniony. Część z nich przelewała się prawdopodobnie w kierunku wschodnim przez niewysokie (275 m n. p. m.) wododziały do dorzecza Wiercicy. Taki stary przepływ wód proglacjalnych istniał na linii dzisiejszego przełomowego odcinka doliny Warty. Pozostała masa wód wnikać mogła w silnie uszczelinioną masę lodu.

P o z i o m III. Poniżej fragmentów terasy kemowej poziomu II występują wyraźne spłaszczenia terasowe na wysokości 270—275 m n. p. m., w obrębie garbów rękuszowickich i w centralnej części obniżenia oraz na wysokości 265—275 m n. p. m. w strefie czoła progu górnojurajskiego. W obrębie garbów rękuszowickich fragmenty spłaszczeń poziomu III występują: między Blachownią a Trzepizurami jako spłaszczenie o długości 1 km i szerokości 0,7 km (271—273 m n. p. m.), na północo-zachód od miejscowości Łaziec spłaszczenie o długości 500 m i szerokości 500 m (272—273 m n. p. m.), na północ od Konopisk spłaszczenie o długości 800 m i szerokości 300 m (272 m n. p. m.), koło Sobuczyny niewielkie spłaszczenie na wysokości 270 m n. p. m. Na tej wysokości leży również spłaszczenie między górami świadkami Wrzosowej i Błeszna.

U podnóża progu górnojurajskiego, bezpośrednio poniżej fragmentów terasy kemowej poziomu II, ciągnie się na przestrzeni prawie 15 km zwydmiona strefa piaszczysta o szerokości do 1,5 km. Występuje ona na wysokości od 275 m n. p. m. w części południowej do 265 m n. p. m. w części północnej. W niektórych miejscach piaski te tworzą wyraźnie płaskie powierzchnie, np. między Madowsową a Zieloną Górą na wysokości 265 m n. p. m. oraz w otoczeniu góry Kamyk na wysokości 265—267 m n. p. m. Wiercenie w Kręciwilku wykazało, że są to piaski drobno- i średnioziarniste z soczewkami żwiru.

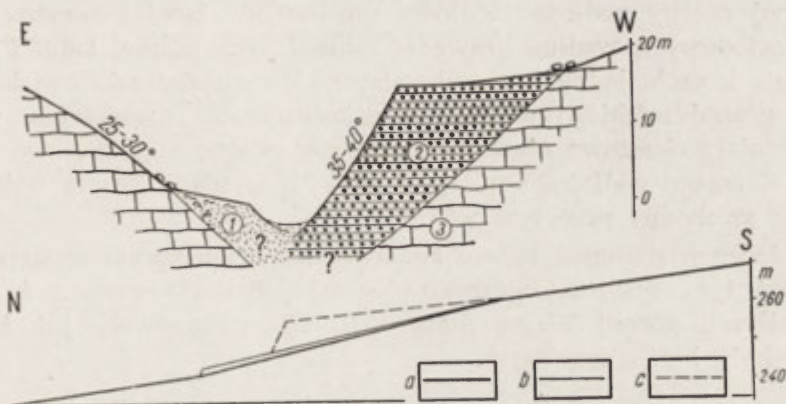
Ta strefa piasków pochodzi prawdopodobnie ze zniszczenia kolejnej niższej terasy kemowej, której równina mogła się utworzyć między niewielkim już płatem lodu wypełniającym dolinę Warty a krawędzią wyższej terasy kemowej.

Rozmieszczenie fragmentów poziomu III zarówno na obrzeżeniu obniżenia, jak również w jego części centralnej wskazuje, że w okresie jego powstawania masy lodu rozpadły się już na szereg mniejszych izolowanych płatów. Takie płaty lodu leżały m. in. w dolinie Warty między czołem progu a górami świadkami na jego przedpolu oraz w kotlinie Brzezin.

P o z i o m IV. W przełomowym odcinku doliny Warty przez próg górnojurajski, między Częstochową a Kłobukowicami, występują fragmenty terasy 14—20 m ponad dno doliny, tj. 252—256 m n. p. m. Te spłaszczenia terasowe spotykamy: w Mirowie po północnej stronie drogi z Częstochowy, na wysokości 253—256 m n. p. m. (14—16 m nad koryto

Warty), na południe od Mstowa na wysokości 254 m n. p. m. (20 m nad koryto Warty). Budowa tej terasy widoczna jest w wielu odsłonięciach. Najlepsze z nich znajduje się na południe od Mstowa u wylotu suchej bocznej dolinki, której dnem biegnie droga do Małus. Na zboczu występującego tu fragmentu terasy wykonano szurf; otrzymany profil przedstawia rycina 9.

Struktura utworów tego poziomu wskazuje na sedymentację w zbiorniku osadów składanych przez wody bardzo wolno płynące. Wyraźnie zaznacza się warwowy rytm sedymentacji związany z wstępowaniem



Ryc. 9. Przekrój poprzeczny i profil podłużny doliny uchodzącej do przełomowego odcinka Warty

1 — piaski bezstrukturalne z rumoszem wapiennym, 2 — piaski warstwowane warwowo, dobrze wysortowane (kemowe), 3 — wapień malmu: a — współczesne dno doliny, b — dno doliny z okresu zlodowacenia bałtyckiego, c — poziom terasy kemowej

na przemian okresów ochłodzenia i ocieplenia. Te utwory osadzone zostały w wąskim obniżeniu rozcinającym próg górnojurajski, a nawiązującym do przebiegu starych, trzeciorzędowych obniżen dolinnych [68]. Prawdopodobnie już w początkowym okresie deglacjacji linia obecnego przełomu Warty stanowiła obniżenie, którym przelewały się w kierunku wschodnim do dorzecza Pilicy wody roztopowe z topniejących lodów leżących w obniżeniu górnej Warty. Te wody były również zasilane proglacialnymi wodami górnej Warty.

Przepływ wód był regulowany przez szybkość topnienia lodów występujących zarówno po wschodniej, jak i po zachodniej stronie progu górnojurajskiego. W okresach wzmożonej ablacji i szybkiego obniżania bazy akumulacyjnej następowało rozcinanie wapiennego podłoża, natomiast w okresach ustabilizowania się bazy akumulacyjnej wycięte uprzednio obniżenie było miejscem akumulacji piasków warstwowanych warwowo. Poziom IV terasy kemowej jest najmłodszym poziomem aku-

mulacyjnym występującym w przełomowym odcinku doliny Warty, pochodzącym z okresu deglacjacji tego obszaru. Starsze poziomy akumulacyjne występujące w przełomowym odcinku doliny Warty, z uwagi na swoje położenie, zostały prawdopodobnie zniszczone.

Terasy kemowe występujące w obniżeniu górnej Warty są zbudowane głównie z piasków drobno- i średnioziarnistych, dobrze wysortowanych. Charakteryzują się one wyraźnym warstwowaniem warwowym niezależnie od poziomu, który tworzą. Wskazuje to na limniglacjalne warunki ich powstawania. Takie warunki sedymentacji wynikały z urozmaiconej rzeźby podłoża lądolodu, uniemożliwiającej swobodny spływ wód roztopowych wzdłuż krawędzi zanikających płytów lodu. Prawdopodobnie u czoła lądolodu przylegającego do garbów rękuszowickich lub progu górnojurajskiego występowały kotlinowate rozszerzenia, w których istniały okresowo niewielkie zbiorniki wodne oraz ryglowe wyniosłości starszego podłoża, wnikaające głęboko w masę lodu a uniemożliwiające swobodny przepływ wód.

W żadnym poziomie terasy kemowej nie stwierdzono występowania zaburzeń typu glacitektonicznego. Na tej podstawie wnoszę, że leżące w obniżeniu górnej Warty masy lodu nie wykazywały już żadnego ruchu, były lodem martwym.

Stoliwa i pagóry kemowe

W 1962 r. stwierdziłem na południe od Częstochowy istnienie wzniesień typu kemowego [69]. W obrębie obniżenia górnej Warty zaobserwowałem szereg innych pagórów o podobnej genezie. Największe z nich znajdują się na obszarze położonym między Wrzosową a Blachownią.

Kem koło Wrzosowej. Na południe od Wrzosowej znajduje się wydłużony wał o osi dłuższej skierowanej z NW na SE, o azymucie 300° . Długość tego wału wynosi 2,5 km, szerokość 0,3—0,8 km, maksymalna wysokość 305 m n.p.m., tj. około 45 m nad przylegającą od wschodu dolinę Warty i 25—35 m ponad zdegradowaną równinę moreny dennej, otaczającą go od południo-wschodu, południa i zachodu (ryc. 10). W centralnej części wału występuje płaska wierzchowina na wysokości 301—304 m n.p.m. Niewielkie spłaszczenia występują również na południowym stoku wału na wysokości 290—295 m n.p.m.

Budowę tej formy poznano na podstawie licznych wierceń oraz odślonień. Przebieg osi dłuższej wału pokrywa się z przebiegiem występującej w tym miejscu wyraźnej krawędzi w podłożu czwartorzędu (iłach doggeru). Pod południową częścią wału podłoże to leży na wysokości 274—278 m i obniża się do 260 m n.p.m. pod jego północną częścią. Mułki zastoiskowe związane z okresem transgresji lądolodu

środkowopolskiego pokrywają jedynie niższy poziom ilów doggeru. Strop tych mułków leży na wysokości 260—265 m n.p.m. Na utworach zastoisowych leżą niewielkie płyty gliny zwałowej o miąższości do 3 m. Na tych utworach w części północnej i bezpośrednio na starszym podłożu w części południowej spoczywa kompleks piaszczysto-mułkowo-żwirowy, tworzący właściwą wyniosłość wału. Wiercenia wykonane w obrębie tej formy informują dosyć szczegółowo o jej budowie. Część centralna i zachodnia są zbudowane z mułków przegradzanych soczewkami piasków przechodzących ku stropowi w piaski drobnoziarniste z soczewkami żwiru. Ogólna miąższość tej serii wynosi 30 m. Natomiast wschodnia (niższa) część wzniesienia oraz jego partia północna i południowa są zbudowane z piasków zawierających soczewki drobnego żwiru. W wyniku prac prowadzonych przy poszerzaniu drogi Częstochowa — Będzin w latach 1962—1963, we wschodniej stronie wału wykonano przekop o długości 400 m i głębokości 3 m. Strop tego przekopu leżał na wysokości 290—292 m n.p.m., tj. 15 m poniżej kulminacji wału. Odślaniał się tu kompleks piasków warstwowanych poziomo z niewielkimi zaburzeniami mrozowymi w części stropowej. Te utwory piaszczyste charakteryzowały się wyraźnym warwowym rytmem polegającym na występowaniu na przemian 10—40-centymetrowych warstw jasnych piasków, gruboziarnistych z domieszką drobnego żwirku, przewarstwionych 5—10-centymetrowymi warstwami piasków rdzawobrazowych z dużą zawartością części ilastych. Warstwy piasku leżały poziomo, a na przecięciu ze zboczami wychodziły na powierzchnię. Na zboczach wału w utworach tych stwierdzono sieć drobnych uskoków o amplitudzie 0,1—1 m i o przebiegu przeważnie równoległym do płaszczyzny stoku.



Ryc. 10. Mapa geomorfologiczna środkowej części obniżenia górnej Warty w okolicy Wrzosowej. Patrz rycina 7

W przekroju drogi Częstochowa — Będzin w wyniku eksploatacji piasków odsłonięty został strop utworów mułkowych centralnej i zachodniej części wału. Na podstawie wierceń stwierdzono, że seria mułkowo-piaszczysta, o miąższości do 20 m, zajmująca centralną część wału, ciągnie się aż do jego zachodniej krawędzi, tj. na przestrzeni prawie 1,8 km. We wschodniej części pagóra seria ta jest wykształcona jako piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków. Natomiast w kierunku zachodnim miąższość soczewek mułkowych wzrasta kosztem zanikania warstw piaszczystych, tak że w części zachodniej jest to seria wyłącznie mułkowa. Stąd można wnosić, że seria ta była osadzana w zbiorniku wodnym, do którego materiał dostarczany był od wschodu. Bliżej wlotu osadzała się frakcja piaszczysta, natomiast dalej — materiał drobny, mułkowy. Ta monotonna seria wskazuje, że w okresie jej sedymentacji warunki hydrodynamiczne nie ulegały większym zmianom. Dopiero występujące w stropie piaski z soczewkami żwiru świadczą o zwiększeniu szybkości prądu przepływającej wody, która mogła transportować tak gruby materiał. Piaski o warstwowaniu warwowym odsłaniające się w przekopie szosy oraz w opisywanym wyżej odsłonięciu wskazują na zmianę warunków sedymentacji oraz rytmiczny jej przebieg. Przewaga ziarna grubego i gorszy niż w poprzedniej serii stopień wysortowania wskazują, że zostały one osadzone przez wody o większej sile prądu niż seria w centralnej części wału. Wyraźna rytmika sedymentacji związana jest z okresowo zwiększającym lub zmniejszającym się tempem ablacji i związaną z tym większą lub mniejszą dostawą materiału do zbiornika. Te piaski ostro kontaktują z materiałem mułkowo-piaszczystym budującym centralną część wału.

Jaka jest zatem geneza wału we Wrzosowej? Prawdopodobnie masy martwego lodu leżące w obniżeniu górnej Warty były silnie spękane. Jedna z takich szczelin, predysponowana istnieniem wyraźnej krawędzi w podłożu lądolodu, przebiegała na linii obecnego wału. W początkowej fazie deglacji ta prawdopodobnie wąska i sięgająca do podłoża szczelina wypełniona została materiałem mułkowo-piaszczystym, transportowanym od strony wschodniej. W końcowej fazie wypełniania, prawdopodobnie w wyniku wzmożenia ablacji, wzrosła siła przepływających szczeliną wód tak, że osadziły one materiał piaszczysty niekiedy z soczewkami żwiru. To wzmożenie ablacji wpłynęło jednocześnie na poszerzenie ścian szczeliny oraz na jej spłylenie w wyniku ogólnego zmniejszenia się miąższości lodu. Następstwem tego było ogólne obniżenie poziomu wód przepływających szczeliną tak, że materiał transportowany przez nie osadzany był już między usypanym poprzednio wałem mułkowo-piaszczystym a ścianami lodu. Charakter tych utworów wskazuje na rytmiczny przebieg ablacji związany z występowaniem na przemian okre-

sów zimnych i ciepłych. Rozmieszczenie utworów piaszczystych na północnej i południowej stronie wału oraz w jego przedłużeniu w kierunku wschodnim wskazuje na kierunek poszerzania szczeliny lodowej. Drobne uskoki występujące w tych piaskach przy zboczach wału świadczą, że w okresie sedimentacji zachodziło intensywne osiadanie materiału wzdłuż północnego (i prawdopodobnie południowego) stoku wału. W późniejszym okresie stoki i wierzchowina tego wału zostały silnie przeobrażone. Wskazują na to rozcinające je suche doliny nieckowate jak również dosyć miększe pokrywy proluwialne występujące u ich podnóża. Jedynie zachodni stok kemu otulony 0,5—2-metrową warstwą materiału zwałowego (żwiru, piaski) jest przeobrażonym stokiem kontaktu lodowego.

Przedstawione fakty nie potwierdzają zatem poglądu J. Premika [137, 141] o czołowomorenowym pochodzeniu tego wzniesienia. Również pogląd J. Gołąba [43] o erozyjno-denudacyjnym pochodzeniu pagórów występujących w rejonie Wrzosowej—Zawisnej, prawdopodobnie słuszny dla wytłumaczenia genezy innych wzniesień występujących w tym rejonie, nie może być brany pod uwagę przy rozpatrywaniu genezy wału koło Wrzosowej. Jest to bowiem pagór kemowy powstały przez wypełnienie szczeliny lodowej sięgającej do podłoża lodu.

K e m k o ł o K a w o d r z y G ó r n e j. Ten wydłużony pagór występuje około 4 km na północo-zachód od kemu we Wrzosowej. Oś morfologiczna tej formy o biegu 330° odchyła się jedynie o 30° od osi morfologicznej kemu we Wrzosowej. Długość tego pagóra wynosi 1,7 km, szerokość od 1,2 km w części północnej maleje do 0,7 km w części południowej, jego spłaszczona wierzchowina leży na wysokości 270—274 m n. p. m., tj. 12—22 m ponad otaczającą go falistą równiną zbudowaną z ilów doggeru przykrytych płatami gliny zwałowej (250—265 m n. p. m.). Zbocza pagórów mają profil wypukło-wklęsły o nachyleniu od $10\text{--}12^\circ$ w części górnej do $2\text{--}4^\circ$ w dolnej.

Budowę wewnętrzną tej formy poznano na podstawie profilów 25 wierceń wykonanych w jej obrębie. Jednak brak większych naturalnych odsłoneń uniemożliwia poznanie struktury budujących ją utworów. Iły doggeru, stanowiące podłoże czwartorzędu, leżą pod północno-zachodnią częścią wzniesienia na wysokości 250—260 m n.p.m. i opadają dosyć jednostajnie do 230 m n. p. m. pod jego południowo-wschodnim skrajem. Na łąkach leżą mułki zastoiskowe, związane z okresem transgresji lądolodu środkowopolskiego, których wyrównany strop leży na wysokości 250—252 m n. p. m. W stropie tych utworów w kilku miejscach stwierdzono płytkie zagłębienia, prawdopodobnie pochodzenia erozyjnego. Na mułkach zastoiskowych leżą niewielkie płaty gliny zwałowej, która na obrzeżeniu pagóra tworzy pokład kilkumetrowej miąż-

szości. Na tych utworach spoczywa kompleks piaszczysto-mułkowo-żwirowy, o miąższości 15—25 m, budujący ten pagór. Jak wynika z profilów wierceń, osady te tworzą przeważnie poziome ławice lub rozległe soczewki. Położenie tej formy wśród zdenudowanej równiny moreny dennej nasuwa przypuszczenie, że jest to pagór kemowy, powstały w podobnych warunkach jak kem we Wrzosowej, tzn. przez wypełnienie zagłębienia w lodzie.

Pagóry kemowe między Liszką a Szarlejką. W północnej części badanego obszaru, między Parkitką na wschodzie a Szarlejką na zachodzie, występuje strefa piaszczysto-żwirowych wzniesień określonych już przez P. Koroniewicza [75, 76] jako wzniesienia czołowomorenowe. Ponad wyrównaną powierzchnią zasypiania sandrowego, leżącą na wysokości 285—290 m n. p. m. wznoszą się izolowane pagóry sięgające do 300 m n. p. m., tj. 5—10 m ponad najbliższe otoczenie. Stoki ich mają nachylenie 4—8°, a wierzchowiny są kopiaiste. Na południe od Szarlejki występuje pagór, o długości 1 km i szerokości 300 m, z kulminacjami 297 m, 298 m, 299 m n. p. m., na północ od Liszki Górnej wzniesienie o długości 600 m i szerokości 200 m (296 m n. p. m.), w okolicy Parkitki (dzielnica Częstochowy) pagórek o długości 300 m i szerokości 200 m (293 m n. p. m.).

Budowę tych form poznano na podstawie licznych wierceń wykonanych w ich obrębie oraz na podstawie odsłonień. Podłoże czwartorzędu (iły doggeru) leży w tym miejscu na wysokości 267—278 m n. p. m. tworząc równoleżnikowo przebiegający wał między Częstochową a Szarlejką, wznoszący się wyraźnie ponad czwartorzędowe dno kotliny Grabówki przylegające do niego od północy (210 m n. p. m.) oraz dno rynny pra-Warty biegnące równolegle do niego od południa (200 m n. p. m.). Wał ten rozczłonkowany jest na kilka segmentów poprzecznymi obniżeniami, z których najgłębsze (210 m n. p. m.) znajduje się w okolicy Wielkiego Boru. Leżąca na łożach doggeru glina zwałowa, o miąższości 3—7 m, nie tworzy ciągłej warstwy. Na glinie zwałowej leży seria piasków z soczewkami żwiru o łącznej miąższości 10—22 m.

Wgląd w strukturę tych utworów dają odsłonięcia w piaskowni Parkitka, położonej na północno-zachodnim krańcu Częstochowy. W zachodniej ścianie tej piaskowni, której strop leży na wysokości 291 m n. p. m. odsłaniają się następujące utwory (ryc. 11).

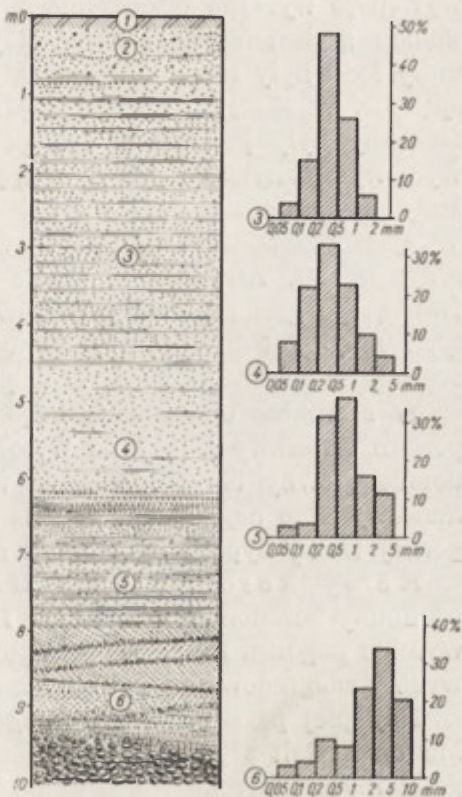
Piaski występujące w dolnej części odkrywki (warstwa 6) zostały osadzone przez wody o stosunkowo dużej sile transportowej. Duża zmienność charakteru warstwowania w obrębie poszczególnych warstw oraz zmienne wartości i kierunki ich upadów wskazują na niestałość stosunków hydrodynamicznych i na zmienne kierunki przepływu wód. Wyżej znajdujący się kompleks piasków wskazuje na zmianę warunków

sedymentacji. Leżące poziomo warstwy piasków dobrze wysortowanych są osadem typu limnicznego. W utworach tych zaznacza się wyraźny rytm sedymentacji związany ze zmienną dostawą materiału piaszczystego do zbiornika. Ten rytm wyrażony jest najlepiej w warstwie 10.

Inne odsłonięcia znajdują się na północo-zachód od cmentarza w Liszce Górnej około 3,5 km na zachód od piaskowni w Parkitce. W dolnej części stoku pagóra, na wysokości 293 m n. p. m., znajduje się niewielka piaskownia, w której odsłaniają się piaski gruboziarniste (osad fluwioglacjalny). Na tej serii spoczywają piaski o bardzo wyraźnym rytmie warwowym.

Odsłaniające się w tej odkrywce utwory są bardzo podobne do utworów piaskowni Parkitka. W obu przypadkach na serii fluwioglacjalnej spoczywa seria limniglacjalna.

Jaka jest geneza tych form? Ich wygląd współczesny odbiega prawdopodobnie daleko od stanu pierwotnego, i dlatego nie może być podstawą do wysuwania szerszych wniosków. Z profilów wierceń wykonanych w ich obrębie oraz z naturalnych odsłonień wynika, że pagóry te mają bardzo podobną budowę mimo znacznej od siebie odległości. Na glinie zwałowej lub bezpośrednio na iłach doggeru leżą gruboziarniste osady fluwioglacjalne, a na nich kilkumetrowa seria poziomo warstwowanych osadów limniglacjalnych. Nie są to zatem wzniesienia czołowomorenowe, jak przyjmował Koroniewicz [75] a za nim inni badacze [116, 141 150—152], jakkolwiek ich wygląd i sytuacja morfologiczna na pierwszy rzut oka skłaniają do takich wniosków. Przeczy temu poziome warstwowanie utworów tworzących te formy. Nie mogą to być również ostańce ero-



Ryc. 11. Profil odsłonięcia w Parkitce koło Częstochowy

1 — gleba, 2 — piaski bezstrukturalne, 3 — piaski drobnoziarniste warstwowane warwowo, 4 — piaski drobnoziarniste i średnioziarniste warstwowane poziomo, 5 — piaski drobnoziarniste i mulki warstwowane warwowo, 6 — piaski gruboziarniste i żwiry warstwowane wydmowo

zyjno-denuacyjny jakiejś pierwotnej równiny zasypania piaszczystego, gdyż na tym obszarze brak dowodów na tak olbrzymie odprowadzenie materiału, aby z niego pozostały jedynie izolowane pagóry na wododziałach. Przeczą temu również opisane uprzednio terasy kemowe na obrzeżeniu obniżenia górnej Warty i pagóry kemowe występujące w jego części centralnej. Formy te mogły powstać tylko w przypadku występowania na niżej położonych obszarach wielkich mas martwych lodów, chroniąc je przed zasypaniem.

Sprzyjające warunki do powstawania tego typu osadów limniglacjalnych istniały jedynie w okresie, gdy cały ten obszar pokryty był lodem. Jak już wspomniano, w podłożu czwartorzędu, na linii tych pagórów występuje wyraźne wzniesienie ilów doggeru. W okresie transgresji lądolodu garb ten został najpóźniej pokryty lodem, a leżące nad nim masy lodu były stosunkowo cienkie (65—70 m) i prawdopodobnie silnie spękane. W okresie deglacjacji, przy ogólnym wzroście temperatury, te szczeliny były poszerzane i wypełniane materiałem piaszczysto-żwirowym wytapianym z lodu. W miarę topnienia ścian lodu szczeliny wznosiły się a łącząc się doprowadziły do powstania większych przetain.** W tych przetainach, gdzie panowały już bardziej spokojne warunki sedymentacji, nastąpiło osadzenie materiału warstwowanego poziomo, tworzącego górne partie pagórków. Zatem ciąg wzniesień pagórkowatych między Szarlejką na zachodzie a Parkitką na wschodzie jest resztką zniszczonego jakiegoś większego stoliwa kemowego.

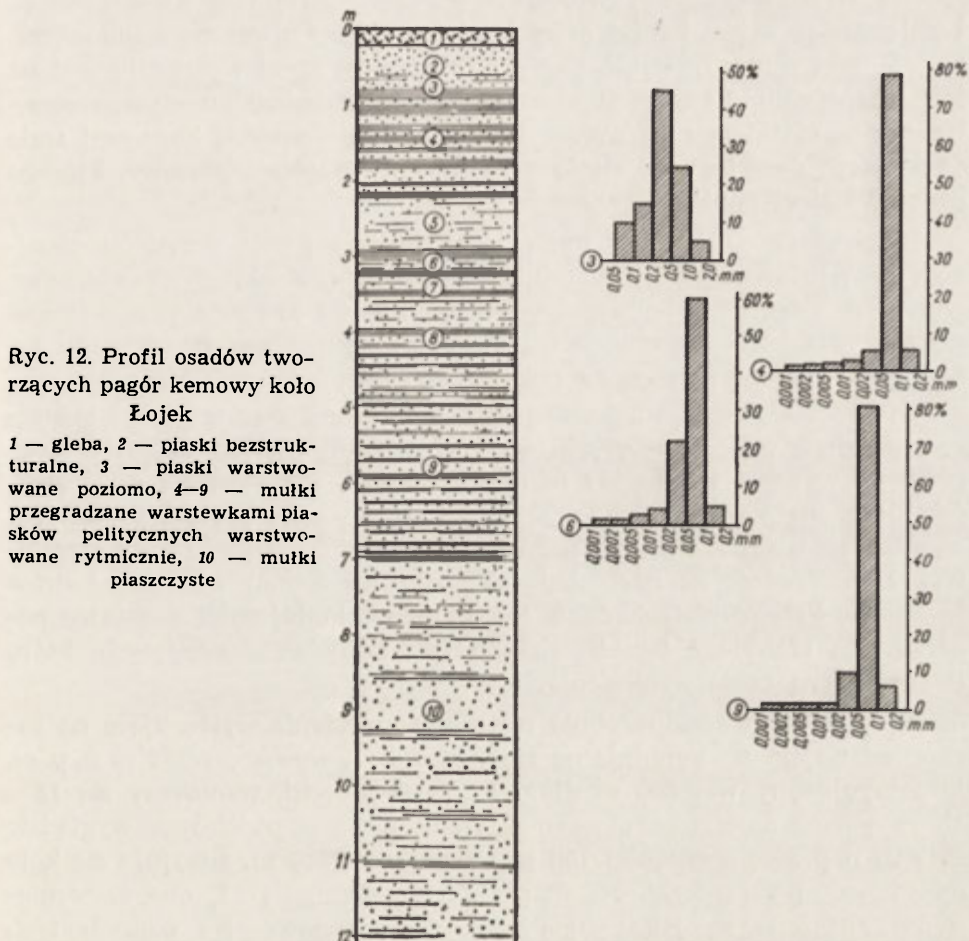
W szerokich obniżeniach między tymi pagórami jest wykształcony poziom sandrowy leżący na wysokości 285—290 m n. p. m. Prawdopodobnie główny okres niszczenia tego stoliwa kemowego przypada na końcowy etap deglacjacji, gdy na prawie wolne już od lodu obniżenia górnej Warty sypane były stożki sandrowe.

Kemy koło Łojek i Gnaszyna Dolnego. Na północ od doliny Stradomki koło Łojek i Gnaszyna Dolnego wznoszą się niewysokie pagórki, na pograniczu południowych krańców stożków sandrowych i zdegradowanej równiny moreny dennej.

Najlepiej poznano budowę pagórka położonego na północ od Łojek. Ma on kształt wydłużonego z zachodu na wschód wzniesienia o długości 750 m, szerokości 400 m (272 m n. p. m., tj. 10—12 m ponad najbliższe otoczenie). Stoki pagórka mają nachylenie 6—8°. Z profilów wierceń wykonanych w jego sąsiedztwie wynika, że podłożę czwartorzędu tworzy w tym miejscu wyraźny garb wznoszący się do 260 m n. p. m., a opadający wyraźną krawędzią ku południowi do preglacjalnej rynny pra-Warty i do podobnej dolinki ku północy, których dna

** Termin rosyjski wprowadzony do języka polskiego przez W. Niewiarowski.

leżą na wysokości 210 m n. p. m. Pagórek ten wznosi się ponad północną krawędź wspomnianego garbu. Od północy przylega do niego bezpośrednio równina moreny dennej, zbudowana z gliny zwałowej o miąższości 1—2 m, która spoczywa na utworach wypełniających preglacialną dolinę. Od południa, w bezpośrednim sąsiedztwie pagórka, na powierzchnię wychodzą ły doggeru stanowiące kulminację wspomnianego garbu. W południowej części pagórka znajduje się glinianka, rozcinająca go



prawie do połowy. W zachodniej ścianie glinianki (270 m n. p. m.) wykonano szurf pogłębiony 3-metrowym wkopem, uzyskując 12-metrowy profil (ryc. 12). Odsłania się tu kompleks warstwowanych mułków, przewarstwiony w kilku miejscach cienkimi wkładkami piasków pelitycznych. Według informacji robotników eksploatujących tę gliniankę poniżej serii mułkowej występują piaski gruboziarniste.

Utwory mułkowe budujące ten pagórek zostały osadzone w zbiorniku wodnym o bardzo stałych warunkach hydrodynamicznych. Taki zbiornik istniał prawdopodobnie w zagłębieniu topniejącego lodu. Poziome zaleganie utworów mułkowych wskazuje, że po osadzeniu nie ulegały one już większym deformacjom. Osadzone zostały zatem bezpośrednio na starszym podłożu. Wiercenie w dolnej części południowego stoku przebiło piaski o miąższości kilku metrów leżące na żwirach. Spąg utworów piaszczystych leży mniej więcej w poziomie do jakiego sięgał wkop. Występuje tu zatem bardzo ostry kontakt między utworami mułkowymi, budującymi centralną część pagórka, a piaszczystymi występującymi na jego obrzeżeniu. Utwory piaszczyste są więc młodsze i związane genetycznie ze stożkiem sandrowym, który został usypany w końcowej fazie deglacji. Jest to więc silnie przeobrażony pagórek kemowy, którego podstawa tkwi poniżej powierzchni terenu.

Wzniesienie o podobnej budowie znajduje się koło przysiółka Znajdek, na północ od dużej cegielni w Gnaszynie. Zaokrąglona wierzchowina tego pagórka, znajdująca się na wysokości 275 m n. p. m., wznosi się zaledwie kilka metrów ponad otaczającą go ze wszystkich stron fałistą powierzchnią piaszczystą (269—270 m n. p. m.). Profile wierceń wykazały, że budowa wewnętrzna pagórka wyraźnie odcina się od otoczenia. Bowiem w jego otoczeniu na wyrównanej powierzchni łąk doggeru, na wysokości 263—267 m n. p. m., leży glina zwałowa o miąższości kilku metrów, przykryta 2—5-metrową warstwą piasków sandrowych. Natomiast w obrębie pagórka brak jest w podłożu gliny zwałowej. Bezpośrednio na łąkach doggeru spoczywa 3-metrowa seria żwirów kwarcowo-krzemienistych do 9 cm średnicy, budujących podstawę pagórka. Na nich leży 5-metrowa warstwa mułków piaszczystych, które tworzą górną część wzniesienia.

Kemami są prawdopodobnie również wzniesienia występujące na zachód od Łojek. Na południe od Konradowa na wysokości 282 m n. p. m. leży wydłużony wał 800 m długi i 300 m szeroki, wznoszący się 12—15 m ponad najbliższe otoczenie. Wzniesienie o podobnym wyglądzie (277 m n. p. m.), o długości 750 m i szerokości 300 m, znajduje się koło miejscowości Błaszczuki. Na mapie Z. Mossoczego [112] oba te wzniesienia znaczone są jako pagóry czołowomorenowe. Na stokach tych wzniesień brak jednak głazów czy żwirów, które wskazywałyby na ich czołowomorenowe pochodzenie.

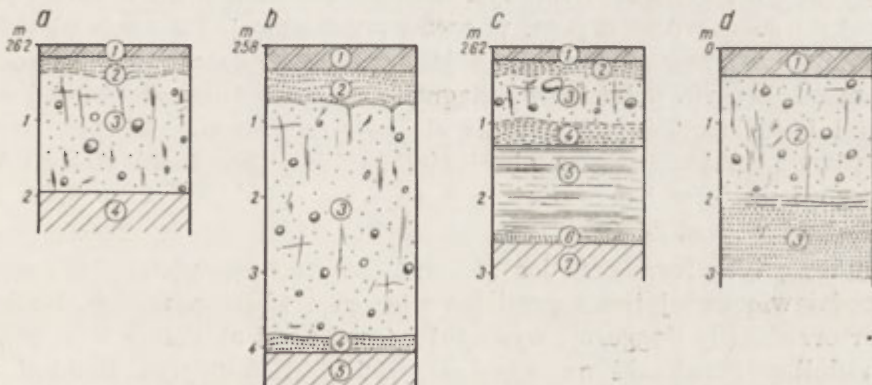
Pagóry i wały kemowe występujące w obniżeniu górnej Warty powstały co najmniej w dwojaki sposób. Na dnie obrzeżenia wydłużone pagóry powstały przez wypełnienie materiałem piaszczysto-mułkowym szczelin lodowych. Natomiast na wyższych i dostatecznie rozległych wyniosłościach starszego podłoża, szybko poszerzające się szczeliny dopro-

wadziły do powstania dużych przetań, w których był osadzony materiał budujący rozległe stoliwa kemowe. Na dalszym etapie deglacjacji te stoliwa zostały znacznie rozmyte przez wody proglaclalne tak, że pozostały po nich jedynie niewysokie pagóry.

Zdegradowane równiny moreny dennej

W najniższej położonych partiach obniżenia górnej Warty występują płaskie obszary zbudowane z gliny zwałowej. Większe płyty tych glin występują: 1) po wschodniej stronie gór świadków koło Korwinowa, Wrzosowej i Bugaja na wysokości 265—270 m n. p. m., 2) w kotlinie Brzezin płyt o długości 1 km i szerokości 1 km (255—260 m n. p. m.), 3) niewielki fragment koło Zacisza (po lewej stronie Stradomki) na wysokości 251 m n. p. m., 4) koło Kawodrzy Dolnej płyt o długości 2 km i szerokości 1,5 km między doliną Stradomki a miejscowością Liszka, 5) między Gnaszynem a Blachownią kilka płytów na wysokości 260—265 m n. p. m., 6) na południe od Kawodrzy Górnej na wysokości 265 m n. p. m.

Glina zwałowa o miąższości do 5 m, tworząca te równiny, spoczywa na piaszczysto-mułkowych utworach zastoiskowych, które wypełniają zagłębienia w ilach doggeru (np. w okolicy Brzezin) lub leży bezpośrednio na starszym podłożu. Gliniaste równiny są płaskie lub lekko fałdyste; mają charakter równin denudacyjnych. Gdziekolwiek na ich powierzchni występują pojedyncze głązy erratyczne o średnicy 20—40 m.



Ryc. 13. Profile glin zwałowych w obniżeniu górnej Warty

a — Korwinów: 1 — gleba piaszczysta, 2 — glina piaszczysta, 3 — glina zwałowa z rzadkimi erratykami do 20 cm średnicy, 4 — ilły doggeru. b — Bugaj: 1 — gleba, 2 — piaski bezstrukturalne, 3 — glina zwałowa z erratykami do 20 cm średnicy, 4 — piaski słabo zaburzone, 5 — ilły doggeru. c — Bugaj: 1 — gleba, 2 — piaski gliniaste bezstrukturalne, 3 — glina zwałowa z erratykami do 20 cm średnicy, 4 — piaski jasnoszare, w stropie zaburzone glaciektogenicznie, 5 — piaski pelityczne i mułki warstwowane poziomo, 6 — rumosz wapienny typu pokrywy soliflukcyjnej, 7 — ilły doggeru. d — Gnaszyn: 1 — gleba piaszczysta, 2 — glina zwałowa piaszczysta, 3 — piaski gruboziarniste

Dobre odsłonięcia tej gliny znajdują się w Kawodrzy Górnej, Gnaszynie, Łojkach, Bugaju, Korwinowie (ryc. 13).

Jak widać z przedstawionych przykładów, glina zwałowa tworząca płaskie powierzchnie w obniżeniu górnej Warty na ogół ma nieznaczną miąższość dochodzącą do 5 m. Jest ona nieco mniejsza od miąższości glin zwałowych występujących na tym obszarze pod przykryciem utworów piaszczystych, co wskazuje na denudacyjne obniżenie jej powierzchni. Bardzo ciekawy jest stosunek płatów moreny dennej do innych form występujących na tym obszarze. Jak wspomniano, zajmują one z reguły najniższe położone kotlinowate obniżenia otoczone ze wszystkich stron wzniesieniami piaszczystymi (terasami kemowymi, pagórami kemowymi). Taka sytuacja morfologiczna wskazuje, że w obniżeniach tych przez długi okres leżały płyty martwego lodu, chroniąc je przed zasypaniem. Po całkowitym stopieniu się lodu nastąpiła przeto inwersja krajobrazu.

Poniżej poziomu równin morenowych są wcięte jedynie doliny większych rzek (Warty, Stradomki, Konopki).

Równiny stożków sandrowych

Na północ od równoleżnikowo biegnącej doliny Stradomki, między Częstochową na wschodzie a granicą opracowywanego terenu na zachodzie, rozpościera się strefa piasków tworzących powierzchnię pochyloną ku południowi, która leży na wysokości od 290 m n. p. m. w części północnej do 265—270 m n. p. m. w części południowej. Ta strefa piasków, określona już przez Koroniewicza jako równina sandrowa [76] stanowi w tym miejscu równoleżnikowo ciągnący się pas o długości 12 km i szerokości 5—6 km. Tworzy ją kilka stożków sandrowych, których partie początkowe znajdują się w obniżeniach między resztkami stoliwa kemowego koło Liszki — Szarlejki. Nachylenie powierzchni stożków ku południowi wynosi 3—6‰.

Budowę tych form oraz ich stosunek do starszego podłoża określono na podstawie dużej ilości profilów wierceń i kilku odsłonieć. Podłożo czwartorzędu (iły doggeru), występujące pod tymi stożkami, leży w pobliżu doliny Stradomki na wysokości 255—260 m n. p. m. Podnosi się ono stopniowo ku północy do 270 m n. p. m. tworząc garb równoleżnikowy Częstochowa — Szarlejka. Na utworach zastoiskowych pokrywających niższe partie tego poziomu oraz bezpośrednio na łożach doggeru, w obrębie wyżej położonych obszarów, leży glina zwałowa o miąższości 2—4 m, wyjątkowo do 9 m. Po prawej stronie doliny Stradomki glina ta wychodzi na powierzchnię tworząc płyty równiny moreny dennej. Na glinie zwałowej występują utwory piaszczyste tworzące powierzchnię

stożków sandrowych. Miąższość tych piasków wynosi średnio 2—5 m, ale w kilku miejscach wzrasta do 15—20 m, co wskazuje, że stożek sandrowy ścina jakieś starsze utwory piaszczyste. Być może są to zniszczone resztki stoliwa kemowego lub innych form, pochodzące z wcześniejszego okresu deglacji. Obserwacje wielu płytkich odsłoneń wskazują, że stropową część tych stożków sandrowych budują przeważnie piaski gruboziarniste, często z domieszką żwiru, warstwowane wydnowo lub antywydnowo. Upady warstw są zmienne; kierunki upadów grupują się w sektorze 90—270°.

Partie korzeniowe stożków sandrowych wychodzące z „bram” między resztkami utworzonego tu uprzednio stoliwa kemowego (290 m) są od strony proksymalnej wyraźnie zawieszane nad obniżeniem górnej Kacyнки (kotlina Grabówki), którego dno leży na wysokości 250—260 m n.p.m. W dolinie Stradomki powierzchnie tych stożków leżą na poziomie 265—270 m n.p.m. W okolicy Blachowni — Ostrowów — Trzepizur poziom sandrowy dowiązuje do poziomu III terasy kemowej, co wskazuje, że jest on równowiekowy lub młodszy od niej.

W dużej piaskowni w Wyrazowie, która była już opisywana przez P. Koroniewicza [76], a następnie przez S. Gerocha [40], widoczny jest stosunek utworów stożka sandrowego do utworów starszych. W południowej ścianie tej piaskowni, której strop leży na wysokości 267—368 m n.p.m., odsłaniają się dwie główne serie piaszczyste. Dolna, wykształcona jako piaski drobnoziarniste typu limniglacjalnego oraz ścinająca je seria żwirków i piasków gruboziarnistych, widoczna w całej zachodniej ścianie odkrywki, stanowiąca część stożka sandrowego sypanego od północo-zachodu. Zatem seria fluwioglacjalna została osadzona w okresie, gdy masy zanikającego lodu leżały już poniżej poziomu III terasy kemowej.

W obrębie jednostajnie nachylonej ku południowi powierzchni stożków sandrowych występują rozległe zagłębienia często bezodpływowe, których istnienie trudno wytłumaczyć działalnością późniejszych procesów erozyjno-denudacyjnych. Przeważnie są to zagłębienia nie związane ze współczesną siecią hydrograficzną lub odwadniane przez nikle strugi. Takie bezodpływowe zagłębienia występują na obszarach leśnych między Blachownią a Wręcycą oraz koło miejscowości Gorzelnia Stara i Konradów. Można przypuszczać, że są to silnie przeobrażone zagłębienia wytopiskowe. Wydaje się bowiem niemożliwe, aby w tej sytuacji morfologicznej mogły one powstać w inny sposób, np. wskutek deflacji. To przypuszczenie potwierdzają osady torfiaste o miąższości do 4 m stwierdzone przypadkowo w dnach kilku zagłębień, pod przykryciem piasków lub mułków.

Na tym obszarze stwierdzono już torfy leżące pod gliną zwałową,

pochodzące ze schyłku interglacjału wielkiego [70, 112]. Te płytkie zagłębienia wypełnione są prawdopodobnie torfami młodszymi, osadzonymi po wytopieniu się brył martwego lodu.

Stożki sandrowe sypane były zatem w okresie po utworzeniu III terasy kemowej, gdyż ścinają utwory limniglacialne leżące na tej wysokości, ale przed wytopieniem się resztek brył martwego lodu. W okresie sypania stożków sandrowych zostały prawdopodobnie zniszczone lub zaspane mniejsze formy kemowe, występujące na ich przedpolu.

Z e s t a w i e n i e w y n i k ó w

W okresie deglacjacji wskutek ogólnego wzrostu temperatury nastąpiło intensywne topnienie mas lodu. Dlatego obok frontalnego cofania się krawędzi lądolodu, postępowało jednocześnie obniżanie jego powierzchni (ablacja powierzchniowa). Wskutek tego procesu spod pokrywy lodowej wyłoniły się najpierw najwyższe wyniosłości podłoża lądolodu. Były to najwyższe wzniesienia garbów rękuszowickich. Stosunkowo wcześniej doszło również do powstania dużej przetainy w okolicy Liszki — Szarlejki. W wyniku tego, już w początkowej fazie deglacjacji, w obniżeniu górnej Warty znajdowała się wielka masa martwego lodu mająca nieznaczne połączenia z lodem aktywnym.

Na obrzeżeniu tej masy lodu (dług. 24—26 km i szer. 12—18 km) gromadziły się wody proglacialne, które mając utrudniony odpływ, dzięki urozmaiconej rzeźbie podłoża, tworzyły okresowe jeziorzyska. W okresach zahamowania ablacji i związanego z tym postojem krawędzi lodu na jednej linii, w zbiornikach tych osadzany był materiał piaszczysto-mułkowy, tworzący obecne poziomy teras kemowych. Okresom wzmocnienia ablacji odpowiadało szybkie cofanie się krawędzi lodu.

W masie lodu wypełniającej dno obniżenia istniały liczne szczeliny, powstałe jeszcze w okresie transgresji lądolodu na urozmaicone podłożu. Były one w pewnych okresach liniami przepływu wód roztopowych, które niosąc duże ilości materiału piaszczysto-mułkowego zapełniały nim szczeliny. Stwierdzono, że większe szczeliny wypełniane były etapowo w miarę ich poszerzania. Materiał wypełniający szczeliny osadzany był bezpośrednio na podłożu lodu. Po całkowitym stopieniu się lodu, w miejscu poprzedniego występowania szczelin powstały pagóry i wały kemowe.

W końcowym etapie deglacjacji zwarta pierwotnie masa lądolodu rozpadła się na szereg izolowanych płatów martwego lodu, leżących przeważnie w najniższej położonych obszarach. Powierzchnia płatów lodu wynosiła nieraz kilka km². W tym okresie wody proglacialne, spływające od krawędzi lądolodu występującego na północy, usypały niewiel-

kie stożki sandrowe. W partii początkowej stożki te są włożone w rozcięte stoliwo kemowe (koło Liszki — Szarlejki), natomiast w strefie doliny Stradomki piaski sandrowe pokrywają częściowo lub całkowicie pagóry kemowe. Stożki sandrowe były sypane w okresie, gdy na ich przedpolu leżały jeszcze duże bryły martwego lodu. Po całkowitym wytopieniu się zagrzebanych brył lodu powstały liczne zagłębienia wytopiskowe, z których część jest jeszcze obecnie widoczna. Tam gdzie były większe płyty martwego lodu, wody proglacjalne pochodzące z ich topienia, w połączeniu z wodami ekstraglacialnymi, tworzyły na ich obrzeżeniu równiny akumulacyjne. Po całkowitym stopieniu się lodu nastąpiła inwersja morfologiczna. Równiny akumulacyjne leżą obecnie wyżej niż dna zagłębień kotlinowatych, zajętych przeważnie przez równiny moreny dennej.

Deglacjacja tego obszaru miała zatem charakter arealny. Zanikanie leżących tu mas lodu przebiegało etapami w zależności od zmieniających się warunków klimatycznych.

Ten sposób deglacjacji wpłynął na zmianę sieci rzecznej w stosunku do sieci przedlodowcowej. Wody proglacjalne w połączeniu z ekstraglacialnymi, nie mogąc odpływać wypełnioną masami lodu rynną prą-Warty, przelewały się przez niskie wododziały do sąsiednich dorzeczy. Takim utrwalonym przepływem jest przełom Warty przez próg górnourajski.

Formy powstałe w okresie deglacjacji zostały silnie przeobrażone lub zupełnie zniszczone w okresach późniejszych tak, że o ich istnieniu można wnosić jedynie na podstawie osadów. Duże przeobrażenia zachodziły w okresie deglacjacji. Wtedy uległo częściowemu rozmyciu rozległe stoliwo kemowe oraz zostały częściowo lub całkowicie zasypane mniejsze formy kemowe.

W okresach późniejszych, prawdopodobnie w peryglacialnym klimacie stadium Warty oraz w okresie zlodowacenia bałtyckiego, silnemu przeobrażeniu uległa większość form występujących na tym obszarze. W niżej położonych obszarach wykształcone zostały rozległe równiny denudacyjne, ścinające różne formy i różne utwory. O rozmiarach tych przeobrażeń świadczy najlepiej wielkość powierzchni tych równin w porównaniu z wielkością innych form. Wyżej położone piaszczyste równiny teras kemowych zostały silnie zwydmione. Wydmy wędrujące, szczególnie licznie występujące wzdłuż progu górnourajskiego, spowodowały zatarcie granic między poszczególnymi poziomami teras kemowych oraz zniszczenie ich płaskiej pierwotnie powierzchni. Procesy deflacji zachodzą i współcześnie w tej strefie tam, gdzie usunięta została pokrywa leśna.

W okresie interglacjału eemskiego zostały pogłębione dna większych dolin, erozja sięgnęła poniżej spągu gliny zwałowej.

OBNIŻENIE PANKÓWKI

To obniżenie, stanowiące część obniżenia warciańsko-prośnieńskiego, leży na północo-zachód od obniżenia górnej Warty. Szczegółowymi badaniami objęto obszar, o powierzchni 240 km² (ryc. 1), ograniczony od zachodu doliną Liswarty, od północo-wschodu linią Iwanowice Duże — Kłobuck, od wschodu linią Kłobusk — Wręczyca Wielka i od południa linią Wręczyca Wielka — Wilcza Góra — Kuźnica.

Sytuacja geomorfologiczna

Szerokie obniżenie Pankówki ograniczone jest od południo-zachodu wyniosłością progu środkowojurajskiego (pagóry brzezińskie) a od północo-wschodu progami górnojurajskim (pagóry kłobuckie).

Pagóry brzezińskie na danym terenie stanowią pas wzniesień piaszkowcowych o szerokości 2—3 km, ciągnący się między Piłą Jesionowską i Kulejami na WSE a Podłężem Szlacheckim nad Liswartą. Mają one największą wysokość w części południowo-wschodniej (Brzęczkowa Góra 281 m n. p. m.) i obniżają się stopniowo w kierunku północo-zachodnim (Syligowa Góra 272 m n. p. m., Cybatowa Góra 278 m n. p. m.) do 260 m n. p. m. nad Liswartą. Szczyty pagórów wznoszą się średnio 12—20 m ponad przylegające od południa i północy obniżenia.

Obniżenie Pankówki, wypreparowane w ilach wezulu i batonu, tworzy strefę o szerokości 10—14 km, rozciągającą się z północo-zachodu na południo-wschód. Dno obniżenia zasłane jest utworami czwartorzędowymi o znacznej miąższości. Tylko w zachodniej części tego obniżenia, nad doliną Liswarty, na powierzchnię wychodzą utwory doggeru. Rzeźba obniżenia jest urozmaicona, we wschodniej jego części występują stoliwa piaszczyste na wysokości 290 m n. p. m., opadające stopniowo ku północy i zachodowi do 220 m n. p. m. Nad Liswartą na podobnej wysokości występują rozległe równiny denudacyjne, ścinające zarówno wychodzące na powierzchnię utwory doggeru, jak również utwory czwartorzędowe. Płaskie i podmokłe dna dolin leżą na wysokości od 250 m n. p. m. w części wschodniej do 206 m n. p. m. nad Liswartą.

Czoło progu górnojurajskiego (pagóry kłobuckie) zaznacza się ciągiem izolowanych wzgórz wapiennych wznoszących się 6—12 m ponad powierzchnię zasypania piaszczystego. Te wzniesienia osiągają 270—275 m n.p.m. w okolicy Kłobucka—Walenczowa i obniżają się stopniowo ku północo-zachodowi do 260—265 m n.p.m. w okolicy Opatowa i 240 m n.p.m. w Iwanowicach Dużych nad Liswartą.

Ukształtowanie podłoża i stratygrafia utworów czwartorzędowych

Stosunkowo gęsta sieć wierceń wykonanych w tym regionie pozwoliła na bliższe rozpoznanie ukształtowania podłoża utworów czwartorzędowych. W obrębie pagórów brzezińskich skały starszego podłoża wychodzą w wielu miejscach na powierzchnię. Jedynie w dolnych partiach stoków tych wzniesień oraz w obrębie den dolinnych występują piaski czwartorzędowe o miąższości kilku metrów.

W obrębie rozległego obniżenia Pankówki, pod utworami czwartorzędowymi można wyróżnić poziom wyższy (270—280 m) rozwinięty szczególnie dobrze między Truskolasami a Wręcycą Wielką. Tworzy on płaskowyż o średnicy kilku kilometrów. W środkowej części obniżenia poziom ten kończy się wyraźną prostolinijną krawędzią o wysokości do 30 m. W kierunku zachodnim od krawędzi rozwinięty jest poziom niższy, leżący na wysokości 240 m, u podnóża tej krawędzi i opadający stopniowo do 210 m n. p. m. nad Liswartą. Oba poziomy rozcięte są głęboką rynną pra-Warty biegnącą z południo-wschodu na północo-zachód. Rynna ta w części południowo-wschodniej przebiega pod obecną doliną Pankówki do Panek, a dalej biegnie równolegle do potoku Zwierzynieckiego przez Paciepniki — Aleksandrię — Dankowice, przecina w poprzek dolinę Liswarty koło Nowokrzepic i kieruje się do doliny Proсны. Jej dno leży na wysokości około 210 m n. p. m. na południe od Wręcycy i obniża się stopniowo ku północo-zachodowi do 180 m n. p. m. w przecięciu z doliną Liswarty. Średnio leży ono 40—60 m poniżej współczesnej powierzchni terenu.

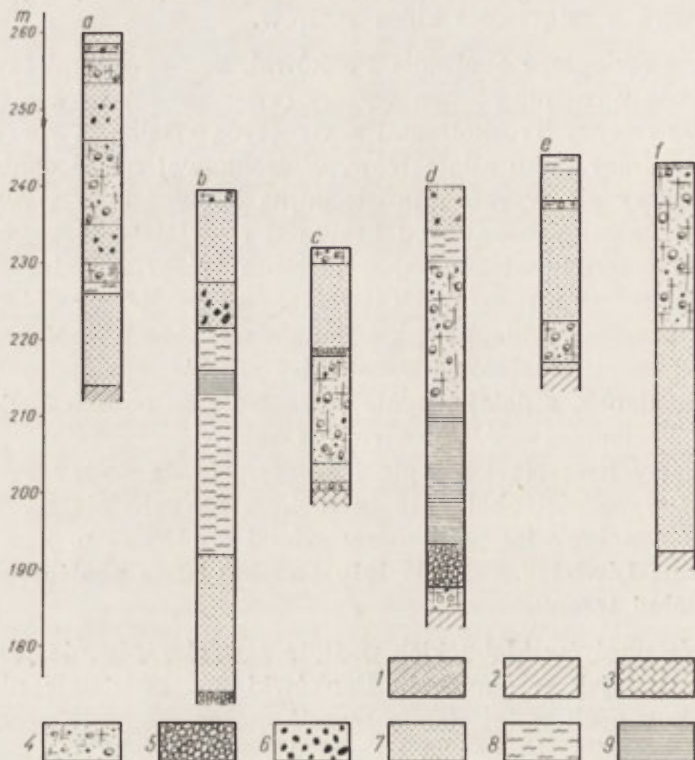
W obrębie pagórów kłobuckich podłoże czwartorzędu nie jest tak dobrze rozpoznane jak w obniżeniu Pankówki. Na podstawie nielicznych wierceń wykonanych w tej strefie wnosić można, że czoło progu górno-jurajskiego wznosiło się 12—20 m ponad bezpośrednio przylegające do niego dno obniżenia Pankówki. Miąższość utworów czwartorzędowych występujących w obniżeniu Pankówki jest duża; nad wyrównanymi poziomami dna wynosi ona do 20 m, natomiast w obrębie głębokich rynien preglacjalnych dochodzi do 40—60 m, wyjątkowo do 70 m.

Mimo długiej historii badań czwartorzędu tego obszaru, rozpoczętych już w XIX w. problem stratygrafii utworów czwartorzędowych nie został do tej pory definitywnie rozwiązany.

Pierwsze dokładniejsze wiadomości o utworach czwartorzędowych tego regionu podaje J. Siemiradzki [162]. Na załączonej do pracy mapie geologicznej zakrytej w podziałce 1 : 300 000 zaznacza on „górną glinę” (zwałową) pokrywającą obszar między Krzepicami, Walenczowem i Złochowicami.

J. Premik [134] na podstawie badań prowadzonych w okolicy Krzepic stwierdził, że cały ten obszar pokryty jest „starszą moreną denną” L₃. Premik [135] stwierdził również, że miąższość utworów czwartorzędowych występujących na tym obszarze jest duża, koło Wręcycy Wielkiej osiąga ją one 50 m.

J. Gołąb [44] do sprawozdania z badań geologicznych prowadzonych



Ryc. 14. Profile utworów czwartorzędowych wypełniających obniżenie Pankówki

1 — piaski i piaszczowce doggeru, 2 — ropy doggeru, 3 — wapienie malmu, 4 — glina zwałowa, 5 — bruk głazowy, 6 — żwir, 7 — piasek, 8 — mułki, 9 — ropy

w rejonie Krzepic załącza dwa przekroje poprzeczne przez dolinę Pankówki oraz przekrój przez prawe zbocze doliny Liswarty koło Wrotnego. Na tych przekrojach zaznacza glinę zwałową leżącą nisko w obrębie den dolinnych.

R. Krajewski [82], opisując otwór wiertniczy w Iwanowicach Dużych, podaje m. in. wykształcenie nawierconych utworów czwartorzędowych. To wiercenie, usytuowane w obniżeniu między dwoma pa-

górkami wapiennymi na wysokości 226 m n.p.m., przebiło 23 m piasku, którego 85% stanowią ziarna o średnicy 0,65—0,15 mm. Nawiercona seria piasków o tak dobrym wysortowaniu jest niewątpliwie utworem typu limnicznego.

Z. Mossoczy [112] przyjmował silną erozję w interglacjale wielkim, która doprowadziła do prawie całkowitego wyprzątnięcia gliny zwałowej zlodowacenia krakowskiego z preglacjalnej rynny górnej Warty. Do tej pracy Z. Mossoczy dołączył m. in. mapę geologiczną zakrytą w podziałce 1 : 100 000 obejmującą prawie cały obszar obniżenia Pankówki. Na podstawie tej mapy można wnosić, że autor na tym terenie wyróżnił szereg form czołowomorenowych, niekiedy bardzo dużych rozmiarów.

W obniżeniu Pankówki występują zaledwie trzy większe odsłonięcia utworów czwartorzędowych i to najmłodszych, dlatego ich wykształcenie i wzajemny stosunek poznano głównie na podstawie profilów wierceń (ryc. 14). Poziomem przewodnim jest pokład gliny zwałowej tworzący prawie ciągły poziom w obrębie dna obniżenia Pankówki. Miąższość tej gliny zwałowej jest znaczna i w wielu miejscach przekracza 20 m. Tam gdzie glina wychodzi na powierzchnię, jej miąższość jest przeważnie zredukowana do kilku metrów. Jest to głównie glina rdzawobrazowa, rzadziej wiśniowa lub zielonawooliwkowa. Tkwią w niej dosyć liczne głazy erratyczne, nierzadko osiągając średnicę 2 m. Ten pokład gliny jest na pewnych obszarach dwudzielny. Glina zwałowa leży bezpośrednio na iłach doggeru (w obrębie niższych poziomów dna obniżenia) lub na utworach piaszczysto-mułkowych (w strefie głębokich dolin podczwartorzędowych). Ponad gliną zwałową występują tylko utwory piaszczysto-mułkowo-żwirowe, nieraz o dużej miąższości. Zatem pokład gliny jest pozostałością pobytu ostatniego na tym terenie lądolodu środkowopolskiego. Nie jest wykluczone, że dolne partie gliny zwałowej leżące bezpośrednio na iłach doggeru pochodzić mogą z okresu starszego zlodowacenia.

W obrębie pagórów kłobuckich i sporadycznie w dnach głębokich rynien podczwartorzędowych, pod utworami piaszczystymi, z okresu transgresji lądolodu, stwierdzono poziomy otoczków (bruk głazowy ?) w jednym wypadku spoczywających na 2-metrowym pokładzie gliny zwałowej (ryc. 14 d). Prawdopodobnie są to resztki silnie rozmytej starszej gliny zwałowej zlodowacenia krakowskiego.

Przebieg transgresji lądolodu środkowopolskiego

W obniżeniu Pankówki nie stwierdzono żadnych form lub struktur, które wskazywałyby na kierunek przesuwania się mas transgredującego lądolodu środkowopolskiego. Jedyłą przesłanką, na podstawie której

można wnosić o sposobie transgresji tego lądolodu, jest stosunek gliny zwałowej do utworów podmorenowych.

W zachodniej części obniżenia, przed czołem transgredującego lądolodu, osadzany był materiał piaszczysto-żwirowy a wyjątkowo mułkowy. Miąższość tej serii piaszczystej w obrębie dolin dochodzi do 25 m, natomiast ponad położonymi poziomami dna obniżenia jest ona zredukowana do kilku metrów lub w ogóle nie występuje. Strop utworów piaszczystych leży w zachodniej części terenu (w dolinie Liswarty) na wysokości 205—210 m n. p. m. i podnosi się stopniowo w kierunku południowo-wschodnim do 220—230 m n. p. m.

We wschodniej części obniżenia, w obrębie wyższego (270—280 m n. p. m.) poziomu, utwory podmorenowe wykształcone są jako ily i mułki, rzadziej piaski. Strop tych utworów leży przeważnie na wysokości 240—250 m n. p. m., a w obrębie rozległego płaskowyżu koło Truskolasów wznosi się od 270 a n. p. m. na jego obrzeżeniu do 280 m w części centralnej. Przewaga ilasto-mułkowej frakcji w tych utworach podmorenowych wskazuje na istnienie zastoisk przed czołem nasuwającego się lądolodu. W obrębie płaskowyżu koło Truskolasów taki zbiornik zastoiskowy mógł istnieć jedynie w wypadku, gdy na jego obrzeżeniu znajdowała się masa lodu, której krawędź wznosiła się ponad powierzchnię płaskowyżu.

Stosunkowo duża miąższość utworów zastoiskowych pokrywających płaskowyż koło Truskolasów, dochodzących do 20 m w jego części centralnej, wskazuje na powolne rozprzestrzenianie się transgredującego lądolodu. W stropie utworów zastoiskowych występują płyty gliny zwałowej kilkumetrowej miąższości, której spąg leży na wysokości 270—275 m n. p. m. na obrzeżeniu płaskowyżu i wznosi się do 280 m n. p. m. w jego części centralnej. Tu tylko w kilku profilach wierceń stwierdzono utwory opisane jak „głina” lub „głina z głazami” o miąższości do 1,5 m. Wydaje się jednak, że transgredujący lądolód pokrył całkowicie tę wyniosłość. Przemawia za tym fakt, że w okolicy Częstochowy masy lądolodu wznosiły się co najmniej do 310 m n. p. m., a zatem w obniżeniu Pankówki, położonej bliżej centrum zlodowacenia, zasięg pionowy mas lodu powinien być większy lub podobny.

Formy i utwory z okresu deglacji

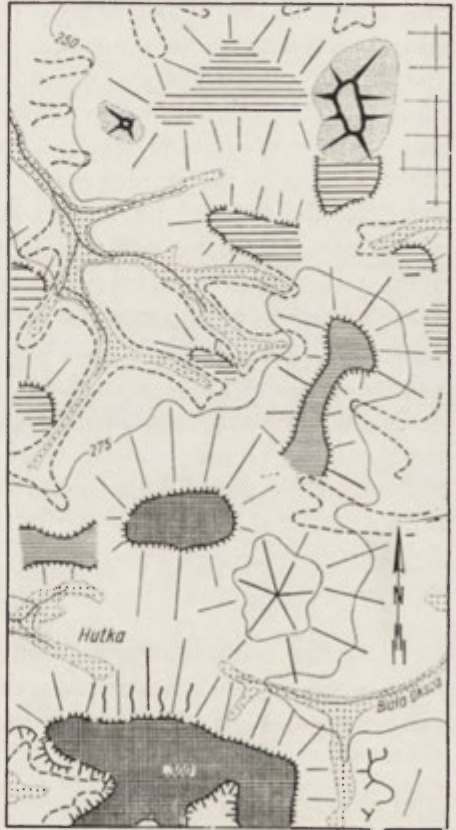
Prawie cały obszar obniżenia Pankówki zajmują formy i utwory z okresu deglacji (ryc. 15).

Stoliwo kemowe

Po prawej stronie doliny Pankówki między Golcami II i Truskolasami na południu, Kałmukami na zachodzie i Rybnem na wschodzie, wystę-

pują równiny piaszczyste tworzące rozległe stoliwo o powierzchni 10—12 km². Płaska wierzchowina tego stoliwa leży na wysokości 290—300 m n. p. m., tj. około 50 m ponad dnem doliny Pankówki, obrzeżające go od południa, oraz 35—45 m ponad przylegające od zachodu, północy i wschodu równiny piaszczyste. Stoki stoliwa mają duże nachylenia dochodzące do 20°. Rozcinają je głębokie doliny nieckowate, rozszerzające się kotlinowato w górnych odcinkach.

Budowę tej wielkiej formy poznano ogólnie dosyć dobrze na podstawie profilów kilkudziesięciu wierceń wykonanych w części południowej (Truskolasy, Golce) i środkowej (Hutka). Na łąkach doggeru, tworzących wyższy poziom czwartorzędowego dna obniżenia, leży seria zastoiskowa wykształcona jako mułki i mułki piaszczyste, o miąższości do 20 m. Na tej serii zastoiskowej występują płyty gliny zwałowej o miąższości od 4 m na obrzeżeniu do 1,5 m w części centralnej. Na glinie zwałowej lub bezpośrednio na utworach zastoiskowych spoczywa seria piasków drobno- i gruboziarnistych przewarstwionych żwirami, o łącznej miąższości do 20 m. Odślonięcie tych utworów piaszczystych znajduje się na południowym stoku stoliwa w Truskolasach oraz w piaskowni leżącej po północnej strome szosy Panki—Wręczyca. W ścianie tej piaskowni, której strop leży na wysokości 285 m n. p. m. odsłania się 12-metrowy profil piasków warstwowych poziomo. Wyraźnie zaznaczają się tu 10—40-centymetrowe warstwy piasków gruboziarnistych z domieszką żwiru skał lokalnych i skandynawskich do 5 a sporadycznie do 15 cm średnicy, przegrodzone podobnej grubości warstwami piasków średnio- lub drobnoziarnistych. Gdzieś tam w piaskach tych tkwią pojedyncze głazy erratyczne dochodzące do 80 m średnicy. Kilka dużych głazów znajduje się również na wyrobisku piaskowni. Piaski i żwiry o takim typie warstwowania



Ryc. 15. Mapa geomorfologiczna środkowej części obniżenia Pankówki. Patrz ryc. 7

są osadem wód fluwioglacjalnych płynących okresowo z dużą siłą. Z profilów wierceń wykonanych w obrębie stoliwa wynika, że seria piaszczysta odsłaniająca się w Truskolasach buduje również jego część środkową i zachodnią. Wynika stąd, że stoliwo jest zbudowane z utworów warstwowych poziomo. Nie może to być zatem morena czołowo akumulacyjna ani morena spiętrzona jak przypuszczał Mossoczy [112, 116].

Na południowych i północnych stokach stoliwa występują w pewnych miejscach duże i dosyć liczne głązy erratyczne z resztkami gliny zwałowej, na co zwrócił już uwagę Mossoczy [112]. Podobny materiał występuje również na zboczach wielkich zagłębieni nieckowatych rozcinających stoki stoliwa. W takiej sytuacji morfologicznej mogły być one osadzone tylko w bezpośrednim kontakcie z lodem. Zatem stoki stoliwa są silnie przeobrażonymi stokami kontaktu lodowego a rozcinające go nieregularnie zagłębienia nieckowate są prawdopodobnie przeobrażonymi zagłębieniami wytopiskowymi. Osady piaszczysto-żwirowe, z których jest zbudowana część stropowa stoliwa, zostały osadzone w zagłębieniu otoczonym ze wszystkich stron masami lodu. Powstanie takiego zagłębienia było uwarunkowane morfologią podłoża lądolodu. Jak wiadomo pod tym stoliwem występuje wyraźna wyniosłość starszego podłoża, która wpłynęła na zmniejszenie miąższości leżących nad nią mas lodu. Ponadto lód ten był prawdopodobnie silnie popękany.

W okresie deglacjacji pod wpływem wzrostu temperatury poszerzonymi szczelinami krążyły wody roztopowe. Proces poszerzania szczelin doprowadził prawdopodobnie w krótkim czasie do powstania rozległej przetajny ograniczonej ze wszystkich stron lodem. Jest to zatem stoliwo kemowe, powstałe w wyniku wypełnienia przetajny w lodzie.

Na wschodnim i południowo-wschodnim obrzeżeniu stoliwa zaznacza się dosyć wyraźnie poziom niższy (189—296 m n. p. m.) obniżający się stopniowo ku południo-wschodowi, gdzie przechodzi w piaszczystą równinę sandrową łączącą się z równiną sandrową w okolicy Blachowni.

Terasy kemowe

Na obrzeżeniu stoliwa kemowego od zachodu, północy i wschodu, między jego wierzchołką a poziomem najniżej leżących równin moreny dennej (225—230 m n. p. m.) występują cztery poziomy spłaszczeń terasowych:

Poziomy	Wysokość m n. p. m.	Wysokość
		ponad równinę moreny dennej m
I	284—287	59—62
II	267—272	42—47
III	260—265	35—40
IV	250—257	25—32

Poziom I. Na obrzeżeniu stoliwa kemowego występują spłaszczenia terasowe na wysokości 284—287 m n. p. m. Na tej samej wysokości leżą wierzchowiny płaskich wałów, które jako półwyspy tkwią nasadą przy stokach stoliwa. Spłaszczenia te występują: na zachód od Truskolasów, gdzie budują wierzchowinę płaskiego wału o długości 300 m i szerokości 300 m (286—287 m n. p. m.), na północnym obrzeżeniu stoliwa tworząc płaską wierzchowinę półwyspowego wału o długości 1,5 km i szerokości 0,2 km (285—286 m n. p. m.). Od północy wał ten opada stokami, o nachyleniu 10—14°, do leżącej 20 m niżej równiny moreny dennej.

Budowę tych płaskich wierzchovin poznano na podstawie płytkich odsłonień oraz profilów wierceń wykonanych w ich obrębie. Są one zbudowane z piasków spoczywających przeważnie na glinie zwałowej. W przekopie szosy Panki — Wręczyca Wielka, przecinającej jeden z takich spłaszczonych wałów, odsłaniają się piaski średnio- i gruboziarniste poziomo warstwowane.

Wiercenie wykonane na płaskiej wierzchowinie wału, na wysokości 283 m, przylegającego od północy do stoliwa kemowego, przebiło 4-metrową serię fluwioglacjalną spoczywającą na 2-metrowym pokładzie gliny zwałowej, a ta z kolei leży na utworach zastoiskowych. Ta seria zastoiskowa wchodzi ku południowi pod stoliwo kemowe, gdzie strop jej podnosi się nieznacznie.

Równiny moreny dennej występujące na obrzeżeniu tego wału (u jego podnóży) pozwalają wnosić, że materiał budujący wierzchowinową partię wału osadzony był między stokami stoliwa kemowego, przylegającymi od północy a dwiema masami lodu wykazującymi tendencje do podziału na dwa loby. Jest to zatem fragment terasy kemowej, która prawdopodobnie nie miała pierwotnie większego rozprzestrzenienia.

Na podstawie kierunków obniżenia się fragmentów I poziomu terasy kemowej wnosić można o kierunkach odpływu wód proglacjalnych płynących na tym poziomie, amianowicie wody te kierowały się od stoliwa kemowego w kierunku południowym, natomiast część z nich wykorzystując wododziały między pagórami brzezińskimi, przelewała się nimi do obrzeżenia Liswarty.

Poziom II. Poniżej fragmentów I poziomu terasy kemowej występują fragmenty spłaszczeń terasowych na wysokości 267—272 m n. p. m. Występują one: 1) na południe od stoliwa kemowego, między Truskolasami a Klepaczką, trzy spłaszczenia o długości 500 m i szerokości 300 m, na wysokości od 271 m n.p.m. w części północnej do 267 m n. p. m. w części południowej, 2) po lewej (południowo-zachodniej) stronie doliny Pankówki spłaszczenie o długości 1,7 km i szerokości 0,4 km (267 m n. p. m.), 3) na obszarach leśnych na wschód od miejscowości

Golce II spłaszczenia o łącznej długości 2 km i szerokości do 500 m, leżące na wysokości 267—270 m n. p. m., tj. 17—25 m ponad zdegradowaną równinę moreny dennej, przylegającą do nich od wschodu, 4) na obrzeżeniu kotlinowatego obniżenia koło Złochowic kilka fragmentów spłaszczeń o długości 300 m i szerokości 200 m, znajdujące się na wysokości 268—270 m n. p. m., tj. 18—25 m ponad dno tego obniżenia zbudowanego z gliny zwałowej. Na wschód od Złochowic poziom ten tworzy dna obniżen przełęczowych łączących obniżenie kotliny Złochowic z kotliną Walenczowa.

W okolicy Klepaczki osady czwartorzędowe, tworzące spłaszczenia poziomu II, wykształcone są następująco: na łąkach doggeru leży mułkowo-piaszczysta seria zastoiskowa, której strop leży na wysokości 265 m n. p. m. i podnosi się stopniowo ku północo-wschodowi chowając się pod stoliwo kemowe. Na utworach zastoiskowych spoczywa glina zwałowa o miąższości 5—10 m. W miejscu występowania spłaszczeń poziomu II glina ta jest wyraźnie rozcięta, a miąższość jej zredukowana jest do 1 m. W rozcięty poziom gliny zwałowej włożona jest kilkumetrowa seria piasków ze żwirami. Rozcięcie gliny zwałowej wskazuje na silną erozję wód roztopowych, zachodzącą po jej osadzeniu. Te wody osadziły następnie serię piasków, z których zbudowany jest poziom II. Sytuacja geologiczna w okolicy Klepaczki pozwala stwierdzić, że pokrywa piaszczysta poziomu II jest wyraźnie włożona w rozcięta glinę zwałową. Podobnie zbudowane są terasy kemowe występujące na obrzeżeniu kotliny Złochowic.

P o z i o m III. Poniżej fragmentów II poziomu terasy kemowej występują na wysokości 260—265 m n. p. m. fragmenty spłaszczeń, leżące przeważnie na obrzeżeniu zagłębień kotlinowatych. Te spłaszczenia występują: 1) po północnej stronie garbów brzezińskich kilka fragmentów, z których największy o długości 1300 m i szerokości 700 m leży na południe od miejscowości Kawki—Praszczyki (260—263 m n. p. m.), a mniejsze spłaszczenie o długości 700 m i szerokości 400 m (260—265 m n. p. m.) na północ od Brzęczkowej Góry, 2) w obniżeniu Panówki, na północ od Kałmuków spłaszczenie o długości 1 km i szerokości 0,2 km (260—265 m n. p. m.), na wschód od Konieczek niewielkie spłaszczenie wododzielne (263—265 m n. p. m.), 3) na południowym obrzeżeniu kotliny Walenczowa listwa terasowa, o długości 1,5 km i szerokości 200—300 m, leży na wysokości 262—265 m n. p. m., tj. 10—12 m ponad dno tej kotliny.

Budowę fragmentów tego poziomu poznano jedynie na podstawie nielicznych profilów wierceń. Na południe od Przystani poziom ten zbudowany jest z piasków średnio- i gruboziarnistych z wkładkami żwiru, o łącznej miąższości 2—3 m spoczywających na 4-metrowym pokładzie

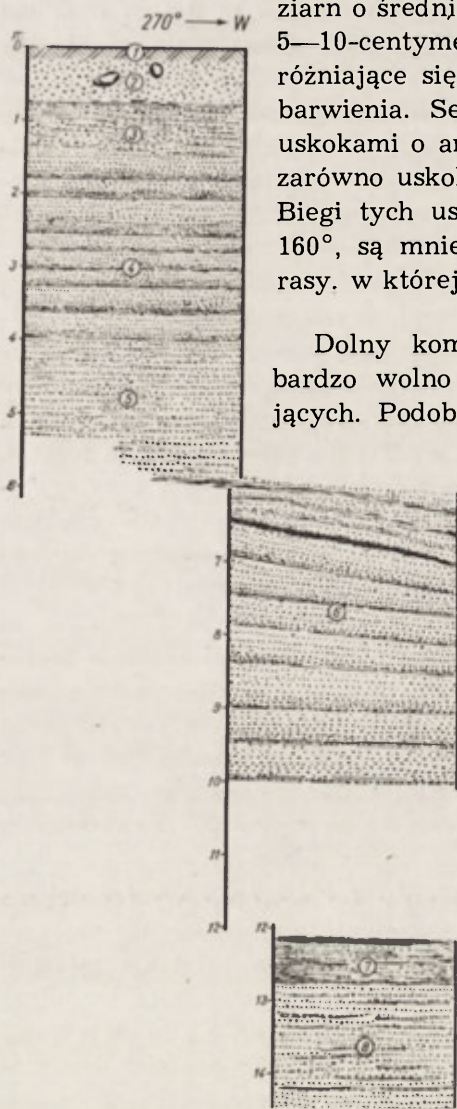
gliny zwałowej, której strop leży na wysokości 258 m n.p.m. Podobne następstwo utworów stwierdzono na krawędzi spłaszczenia w okolicy Kosek.

Analogiczne spłaszczenia terasowe występują po północnej stronie szerokiej w tym miejscu doliny Pankówki (w okolicy Konieczek i Kałmuków). Są to resztki szeroko kiedyś rozwiniętych teras kemowych występujących po obu stronach lobu lodowcowego o szerokości kilku kilometrów, jaki wypełniał w tym okresie deglacjacji dolinę Pankówki.

Poziom IV. W niższych partiach obniżenia Pankówki poniżej fragmentów III poziomu terasy kemowej, występują dobrze wykształcone spłaszczenia terasowe leżące na wysokości 250—257 m n. p. m. Występują one: 1) po prawej (północnej) stronie doliny Pankówki między Truskolasami a Pankami, cztery niewielkie fragmenty terasowe leżące na wysokości od 257 m n. p. m. w okolicy Truskolasów do 250 m n. p. m. koło Panek, gdzie opadają dosyć stromą krawędzią do dna przylegającego od zachodu obniżenia (245 m n. p. m.), 2) u stóp południowych stoków garbów brzezińskich lub około 10 m poniżej fragmentów terasy kemowej w postaci ciągu spłaszczeń. Między Truskolasami a Kawkami leży spłaszczenie o długości 200 m i szerokości 100 m (253—255 m n. p. m.), na zachód od Przystajni spłaszczenie o długości 700 m i szerokości 200 m (255 m n. p. m.), między Przystajnią a Podłężem Szlacheckim spłaszczenie o długości 1000 m i szerokości 800 m (251—255 m n. p. m.), niewielkie spłaszczenie w lesie koło przysiółka Mrówczak (253—255 m n. p. m.). W części zachodniej badanego obszaru (koło Podłęża Szlacheckiego) te spłaszczenia terasowe są wyraźnie „zawieszane”, około 30 m ponad współczesnym dnem doliny Liswarty.

Przy północnej krawędzi spłaszczenia terasowego, występującego koło Mrówczaka, znajduje się duża piaskownia o długości 400 m, szerokości 50—80 m i głębokości 15 m. W południowej ścianie tej piaskowni odsłania się następujący profil (ryc. 16): występujące w dolnej części profilu piaski o wyraźnym rytmie warwowym są osadem typu limniglacialnego. Natomiast leżący na nich kompleks piasków średnio- i gruboziarnistych jest osadem typu fluwioglacialnego.

W północnej ścianie piaskowni o biegu W—E, na długim odcinku widoczny jest następujący profil (ryc. 17): w górnej części profilu odsłania się kompleks warstwowanych mułków piaszczystych i piasków pelitycznych. Występują naprzemian kilkumilimetrowe warstewki mułków, przegrodzone podobnej grubości warstewkami piasków pelitycznych. Bardzo często warstwy mułkowe są zaburzone faliście (ryc. 17 b). Pewne partie tego kompleksu są pochylone 35—40° ku północy. Ponadto seria ta pocięta jest licznymi drobnymi uskokami o amplitudzie 2—5 cm. Niżej leży seria piasków pomarańczowoszarych o przewodzie



Ryc. 16. Profil utworów odsłaniających się w południowej ścianie piaskowni Mrówczak

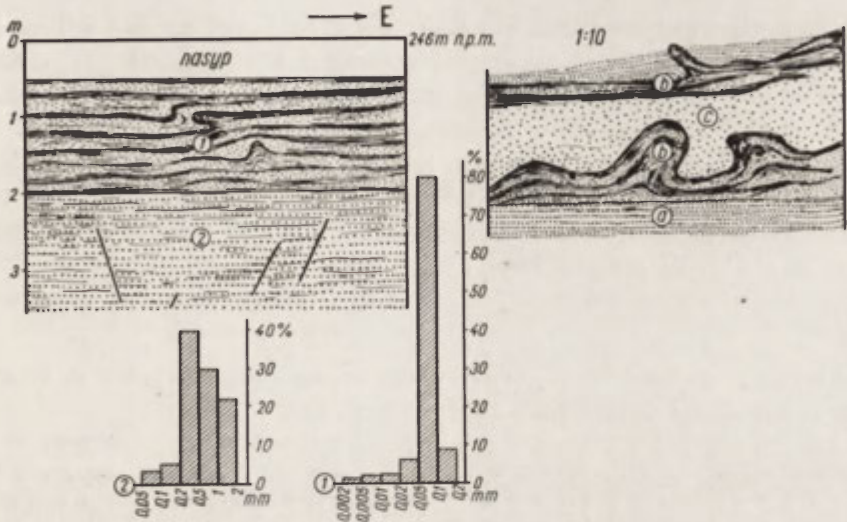
1 — gleba piaszczysta, 2 — piaski bezstrukturalne z rzadkimi głazikami, 3—4 — piaski gruboziarniste z domieszką żwirku, warstwowane poziomo, 5 — piaski gruboziarniste z soczewkami mułków piaszczystych, 6 — piaski z wtrąceniami żwirków, 7 — piaski drobnoziarniste przegradzane warstewkami mułków, 8 — piaski warstwowane warwowo

ziarn o średnicy 0,2—1 mm. Występują na przemian 5—10-centymetrowe warstwy leżące poziomo, odróżniające się od siebie jedynie intensywnością zabarwienia. Seria piaszczysta jest pocięta licznymi uskokami o amplitudzie od kilku cm do 1 m. Są to zarówno uskoki syngenetyczne, jak i epigenetyczne. Biegi tych uskoków grupują się w sektorze 118—160°, są mniej więcej równoległe do krawędzi terasy, w której znajduje się wspomniana piaskownia.

Dolny kompleks piaszczysty jest osadem wód bardzo wolno płynących lub nawet okresowo stojących. Podobne następstwo warstw w całym profilu wskazuje na stałe warunki hydrodynamiczne panujące w okresie sedymentacji. Seria ta jest odpowiednikiem dolnych piasków odsłaniających się w południowej ścianie piaskowni. Seria mułków przegradzanych warstewkami piasków pelitycznych jest osadem limnicznym o wyraźnie zaznaczonym rytmie warwowym. Sfałdowanie warstw mułkowych lub ich wyraźne ugięcia powstały w okresie sedymentacji wskutek nierównomiernego nacisku warstwy piaszczystej. W obrębie silnie pochylonych warstw są widoczne struktury spływowe, co wskazuje, że te nachylenia warstw nastąpiły już w okresie sedymentacji. Te struktury spływowe oraz sieć uskoków syngenetycznych wskazuje, że materiał ten osadzany był w sąsiedztwie jakiejś stale przesuwającej się podpory, którą w tym wypadku mogła być jedynie krawędź wolno topniejącego lodu.

Na podstawie tych faktów można wnosić, że po okresie powstania III terasy kemowej nastąpił ponowny okresowy zastój ablacji i zwią-

zane z tym wolniejsze cofanie się krawędzi zanikających płytów lub lobów lodowcowych. Między płytami lodu a krawędzią utworzonych uprzednio teras kemowych był osadzany materiał piaszczysto-mułkowy tworzący niższą równinę piaszczystą. W budowie tej równiny brały udział zarówno nikiłe już wody proglacjalne pochodzące z topnienia



Ryc. 17. Profil utworów odsłaniających się w północnej ścianie piaskowni Mrówczak
 1 — piaski i mułki, a — piaski warstwowane, b — mułki zaburzone faliście, c — piaski bezstrukturalne; 2 — piaski średnioziarniste

płatów lodu, jak również obfite wody ekstraglacialne górnej Pankówki i Liswarty. Wody te usypywały terasy fluwioglacialne, a tam, gdzie na ich drodze leżały płyty lodu, spiętrzały się, tworząc niewielkie zastoiska u ich krawędzi.

Rozmieszczenie fragmentów IV poziomu terasy kemowej wskazuje, że w okresie jej powstawania masy lodu leżące w obniżeniu Pankówki rozpadły się już na szereg płytów martwego lodu, który wypełniał najniższej położone obszary.

Terasy kemowe występujące w obniżeniu Pankówki są zbudowane głównie z utworów fluwioglacialnych, a tylko w kilku partiach z utworów typu limnioglacialnego. Taka sytuacja wynikała z ukształtowania podłoża lądolodu. Obniżenie Pankówki od południa obrzeżają stosunkowo niewysokie garby brzezińskie, toteż nadmiar wód roztopowych mógł się w początkowej fazie deglacjacji swobodnie przelewać ku południowi do obniżenia Liswarty, nie stwarzając tym samym warunków do powstawania większych zbiorników typu zastoiskowego.

Zdegradowane równiny moreny dennej

Poniżej poziomu najniższych teras kemowych (na danym obszarze) występują płaskie lub lekko faliste równiny leżące na wysokości od 225 m n.p.m. nad Liswartą do 260 m n.p.m. we wschodniej części badanego obszaru. Równiny te zbudowane są z gliny zwałowej, niekiedy przykrytej cienką pokrywą piasków bezstrukturalnych. Większe powierzchnie tych równin występują:

1. W kotlinowatym obniżeniu Zakrzowa, po lewej stronie doliny Białej Okszy płąt o długości 3 km i szerokości 1 km (240—250 m n. p. m.). W zachodniej części tej kotliny glina zwałowa jest częściowo przykryta 0,5—2 m płaszczem piasków bezstrukturalnych.

2. W obniżeniu kotlinowatym koło Walenczowa między Pagórami Kłobuckimi, występującymi na północy i zachodzie, a poziomem teras kemowych na południu, płąt o długości 1,5 km i szerokości 1 km (250—260 m n. p. m.). W południowej części tego obniżenia, w okolicy Zajeżdżin, glina zwałowa pokryta jest cienką warstwą piasków bezstrukturalnych.

3. Między Zwierzyńcem, Opatowem i Złochowicami płąt o długości 5 km i szerokości 2 km (235—255 m n. p. m.).

4. W rozległym obniżeniu między Aleksandrowem, Pankami i Koniczkami kilka płątów (225—230 m n. p. m.), z których największy leży między linią kolejową Herby Nowe — Wieluń a doliną Pankówki. Na podobnej wysokości leżą równiny denudacyjne w okolicy Podłęża Królewskiego i Kostrzyny, ścinające ily doggeru wychodzące na powierzchnię oraz glinę zwałową. W wielu miejscach po zniszczonej glinie zwałowej pozostały jedynie duże bloki erratyczne spoczywające na iłach doggeru.

Miąższość gliny zwałowej budującej te równiny wynosi od kilkunastu centymetrów nad Liswartą do 20 m w okolicy Zwierzyńca i Złochowic. W kilku płytkich odsłonięciach poznano strukturę stropowej części gliny zwałowej (do 2 m). Jest to glina brązowa z popielatoszarymi zaciekami i szczelinami pionowymi. Tkwią w niej głązy skał lokalnych i skandynawskich do 20 cm średnicy.

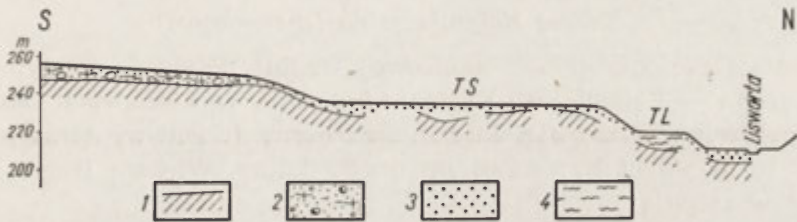
Położenie równin moreny dennej w obniżeniach na obrzeżeniu których występują przeważnie poziomy teras kemowych lub wychodnie starszego podłoża, wskazuje, że były one chronione przed zasypaniem przez leżące w nich płyty martwego lodu. W tym okresie płynące między płytami martwego lodu wody budowały równiny piaszczyste, które po całkowitym wytopieniu się lodu tworzą wyższe poziomy piaszczyste na obrzeżeniu tych kotlin.

Profile wierceń wykazują, że w dnach większych dolin brak jest

ciągłego poziomu gliny zwałowej, co wskazuje na dosyć dużą erozję wgłębną w okresie po zlodowaceniu środkowopolskim.

Terasa sandrowa

Po prawej stronie Liswarty, między Krzepicami i Iwanowicami Dużymi a szosą Kołuck — Krzepice na południu rozpościera się płaska równina piaszczysta o długości 6,5 km i szerokości 2 km, na wysokości 230—232 m n. p. m., tj. 20—27 m ponad współczesne dno doliny Liswarty. Na poziomie tej równiny leżą również wierzchołki płaskich wzniesień występujących na północ od Krzepic, w kolanie Liswarty. Wyższe z nich — Ptasia Góra ma 232 m n. p. m., niższe 230 m n. p. m. Równina piaszczysta w części wschodniej jest częściowo włożona w rozciągniętą równinę moreny dennej, a w części zachodniej (w okolicy Krzepic) leży na jej poziomie lub ją nadbudowuje (ryc. 18). Na podstawie profili wierceń wykonanych między Krzepicami a Iwanowicami



Ryc. 18. Przekrój przez prawe zbocze doliny Liswarty w okolicy Krzepic
1 — ility doggeru, 2 — glina zwałowa, 3 — piaski, 4 — mulki. TS — terasa sandrowa, TL — terasa limniglacialna

cami Dużymi stwierdzono, że równina ta zbudowana jest z piasków, o miąższości 2—5 m, spoczywających bezpośrednio na ility doggeru lub na zerodowanym stropie gliny zwałowej.

Te utwory piaszczyste zostały zatem osadzone już po zniknięciu resztek lodu, który mógł chronić występującą pod nim glinę zwałową przed zasypaniem i zerodowaniem. Wody tworząc ten poziom piaszczysty musiały również przejawiać żywą działalność erozyjną, gdyż jak wspomniano, we wschodniej części piaski są włożone w rozciągniętą glinę zwałową. Ta równina piaszczysta ma przedłużenie po lewej stronie Liswarty (już poza granicami szczegółowego opracowania), gdzie podnosi się stopniowo ku północy do 240 m n. p. m. koło Julianopola oraz 250 m n. p. m. koło Jaworza. Tu podchodzi stopniowo pod pagóry ciągu czołowo-morenowego Działoszyn — Rudnik [135].

Równina terasy sandrowej tworzyła się w okresie, gdy nad Lis-

wartą wytopiły się już ostatnie bryły martwego lodu. Brak bowiem w jej obrębie form, którym można by przypisać pochodzenie wytopiskowe.

Jak już wspomniano, na południe od Krzepic, w podłożu czwartorzędu występuje preglacjalna rynna biegnąca z południo-wschodu na północo-zachód, tj. w poprzek dzisiejszego biegu Liswarty. Dno tej rynny leży na wysokości 180 m n. p. m. [108], tj. około 35 m poniżej współczesnego dna doliny Liswarty. Wiercenia wykonane w dolinie Liswarty koło Krzepic wskazują, że pod dnem doliny podłoże czwartorzędu podnosi się w kierunku północnym, a zatem przeciwnie niż dno współczesne, które obniża się w tym kierunku. Ten fakt jak i ogólna sytuacja geomorfologiczna pozwalają wnosić, że przełomowy odcinek doliny Liswarty przez słabo zaznaczające się wzniesienia progu górnojurajskiego (pagóry kłobuckie) jest wieku czwartorzędowego. Prawdopodobnie nawiązuje on jednak do przebiegu jakiegoś starego obniżenia poprzecznego. Dokładny wiek tego przełomu i sposób jego powstania wyjaśnić mogą dopiero badania prowadzone wzdłuż całego odcinka przełomowego.

Terasa limniglacjalna (zastoiskowa)

Poniżej poziomu terasy sandrowej wzdłuż doliny Liswarty, między Krzepicami a Rębielicami Królewskimi oraz w ujściowych odcinkach jej dopływów, występują dobrze zaznaczone fragmenty terasy leżącej około 10 m ponad współczesnym dnem doliny. Większe fragmenty tej terasy występują:

1. Na północ od Krzepic na wysokości 218 m n. p. m., po lewej stronie drogi z Krzepic do Dankowa kilka fragmentów na wysokości 216—217 m n. p. m.
2. W ujściowym odcinku potoku Iwanowickiego fragmenty terasy (217—218 m n. p. m., tj. 5—8 m ponad dno tego potoku).
3. Między Iwanowicami Dużymi a Rębielicami Królewskimi, już poza obszarem szczegółowego opracowania, występuje szeroko rozwinięta terasa (216—218 m n. p. m.).

Wiercenia wykonane na tej terasie, między Krzepicami a Iwanowicami, pozwoliły na częściowe poznanie jej budowy. Na cokole ilów doggeru, na wysokości 203—205 m n. p. m., spoczywa 6-metrowa seria mułków z wkładkami piasku a na nich 1,5-metrowa warstwa piasków (ryc. 18). Mułkowy charakter osadów tej terasy wskazuje na limniczne lub zbliżone do nich warunki jej powstawania, które panowały (po okresie powstania terasy sandrowej) jedynie w stadium Warty zlodowacenia środkowopolskiego. W tym okresie wylot przełomowego odcinka Liswarty podparty był lobem lodowym, co niewątpliwie utrudniało swobodny odpływ wód górnej Liswarty. Jest to zatem terasa limniglacjalna.

Z e s t a w i e n i e w y n i k ó w

Formy i utwory polodowcowe, występujące w obniżeniu Pankówki, pozwalają stosunkowo dobrze prześledzić przebieg deglacjacji na tym obszarze. W pierwszym etapie deglacjacji, wskutek intensywnej ablacji powierzchniowej, w miejscu gdzie masy lodu były najcieńsze i silnie spękane, powstała duża przetaina o powierzchni kilku km². W przetainie, otoczonej ze wszystkich stron ścianami lodu, wody roztopowe osadzały materiał piaszczysto-żwirowy tworzący obecnie stoliwo kemowe. Powstanie tej formy było zatem związane ściśle z ukształtowaniem podłoża lądolodu. W dalszym etapie deglacjacji, w wyniku szybszego zanikania lodu na obszarach położonych na południe od obniżenia Pankówki (pagóry brzezińskie, obniżenie Liswarty) wody proglacjalne odpływały w kierunku południowym i południowo-wschodnim. Na taki kierunek odpływu wód proglacjalnych wskazuje nachylenie równiny sandrowej oraz równin I i częściowo II terasy kemowej. Natomiast powierzchnie niższych (III i IV) teras były już akumulowane przez wody spływające ku północy lub zachodowi. Rozmieszczenie fragmentów II poziomu terasy kemowej wskazuje, że w momencie jej tworzenia leżące masy lodu były już silnie rozczłonkowane na szereg odizolowanych lobów. Umożliwiało to swobodniejszy odpływ wód lodowcowych w stronę najniżej położonych obszarów, a więc w kierunku północno-zachodnim, zgodnie z kierunkiem obniżania się podłoża lądolodu.

W końcowym etapie deglacjacji prawdopodobnie odizolowane już płyty martwego lodu leżały jedynie w najniżej położonych obszarach, przeważnie w osiach obniżeń podczwartorzędowych niezupełnie zasypanych w okresie transgresji lądolodu. Uniemożliwiało to swobodny odpływ nikłych już wód proglacjalnych i coraz obfitszych wód ekstraglacialnych górnej Pankówki i Liswarty. Wokół tych płyt lodu powstawały niewielkie zbiorniki zastoiskowe, w których był osadzany materiał mułkowy. Dlatego pewne partie najniższego IV poziomu terasy kemowej są zbudowane z osadów limniglacialnych.

Po wytopieniu się ostatnich płyt martwego lodu, leżących na tym obszarze, wody proglacjalne spływające od czoła lądolodu znajdującego się na linii Rudniki — Jaworzno, w połączeniu z wodami ekstraglacialnymi górnej Liswarty, wytworzyły równinę terasy sandrowej.

W utworach tworzących stoliwo i terasy kemowe nie stwierdzono struktur glacictektonicznych. Prawdopodobnie już w okresie powstawania tych form leżące w obniżeniu Pankówki masy lodu nie wykazywały żadnych przejawów ruchu. W końcowym etapie deglacjacji były to płyty martwego lodu.

Formy polodowcowe występujące w obniżeniu Pankówki noszą ślady

dużych przeobrażeń, które zachodziły już w okresie deglacjacji i trwają do chwili obecnej. Jednak ich wielkość i tempo były i są zależne od zmieniających się warunków klimatycznych oraz od struktury tych form.

Największe przeobrażenia zachodziły bezpośrednio w okresie deglacjacji. Czynnikiem niszczącym i tworzącym były wtedy wody płynące.

W okresach późniejszych zarówno w ciepłym klimacie interglacjału eemskiego i holocenu, jak również w zimnych (peryglacialnych) klimatach stadium Warty i zlodowacenia bałtyckiego, wyższe poziomy teras kemowych oraz stoliwa kemowe zostały w małym stopniu przeobrażone w stosunku do długości trwania tych okresów.

Dużym przeobrażeniem podlegały natomiast niżej leżące formy a szczególnie równiny moreny dennej. Stwierdzono tu stosunkowo duże przejawy procesów soliflukcji i zrównywania jak również przejawy erozji wody płynącej.

PAGÓRY KŁOBUCKIE

Trzeci obszar, obejmujący około 140 km², w którym przeprowadzono szczegółowe badania nad przebiegiem deglacjacji, leży w obrębie pagórów kłobuckich, stanowiących południowo-wschodnią część Wyżyny Wieluńskiej (ryc. 1). Jest to nieregularny czworobok ograniczony od południa linią Wydra — Częstochowa — Mirów, od wschodu linią Komorniki — Rędziny — Kościelec, od północy linią Kościelec — Kuźnica Kie-drzyńska i od zachodu doliną Czarnej Okszy i linią Biała Dolna — Wydra.

Sytuacja geomorfologiczna

Południowa część Wyżyny Wieluńskiej jest częścią progu górnoju-rajskiego zaszypanego przez utwory czwartorzędowe. Powierzchnia progu (pagóry kłobuckie) ma rzeźbę urozmaiconą. Ponad poziom zaszypania piaszczystego, występujący na wysokości 280—290 m n. p. m. w części południowej i opadający do 225 m n. p. m. w części północnej, wznoszą się izolowane pagóry wapienne, tworzące strefę wzniesień o szerokości 4—8 km. Między pagórami występują równiny piaszczyste, leżące na różnych poziomach lub pagóry piaszczyste przeważnie o spłaszczonej wierzchołku (ryc. 19). W północnej części badanego obszaru występuje kotlinowate obniżenie Czarne Lasu, którego dno leży na wysokości 225—230 m n. p. m.

Opisywaną część pagórów kłobuckich przecina dolina Kacynki, która bierze początek w kotlinie Grabówki, leżącej jeszcze w obrębie obniżenia górnej Warty. Między Grabówką a Białą Dolną ma ona charakter przełomu. Dno doliny na odcinku przełomowym leży na wysokości 225—240 m n. p. m.

Ukształtowanie podłoża i stratygrafia utworów czwartorzędowych

W obrębie pagórów kłobuckich podłoże czwartorzędowe jest dotychczas poznane w bardzo małym stopniu. Brak tu bowiem dostatecznie gęstej sieci wierceń i większych odsłoneń. Z tego powodu mało znana jest miąższość i wykształcenie utworów czwartorzędowych.



Ryc. 19. Mapa geomorfologiczna części pagórów kłobuckich. Patrz rycina 7

Profile kilku wierceń wykonanych na tym obszarze pozwalają na bardzo ogólne wnioski dotyczące ukształtowania podłoża czwartorzędu oraz miąższości i wykształcenia utworów czwartorzędowych. Z dotychczasowych badań wiadomo [63], że obszar ten był modelowany subae-ralnie, już od starszego trzeciorzędu, przez różne procesy morfologiczne. Stwierdzono tam [11, 12, 63, 77, 78, 114, 151] liczne ślady procesów krasowych. Z najnowszych badań Z. Mossoczego wynika [112], że próg górnojurajski między przełomem Warty a Liswarty jest pocięty licznymi uskokami poprzecznymi (o biegu 40°).

Jak już wspomniano, skały starszego podłoża wychodzą na powierzchnię w postaci izolowanych pagórów, wznoszących się do 40 m ponad otoczenie. Wiercenie wykonane w sąsiedztwie jednego pagóra koło Antoniowa pozwoliło poznać kształt i wysokość dolnej (zasypanej) części pagóra, który wznosi się do 260 m n. p. m., tj. 13—20 m ponad otaczającą go równinę piaszczystą. Wiercenie wykonane około 150 m na południe od jego podnóża, na wysokości 240 m n. p. m., przebiło 40 m utworów piaszczystych spoczywających na rumoszu wapienia. Wiercenie to pozwala wnosić o dużej wysokości względnej zasypanego pagóra oraz o dużym nachyleniu jego stoków. Prawdopodobnie taki kształt ma większość zasypanych wzniesień.

Powierzchnia wapieni malmu zarówno przykrytych utworami czwartorzędowymi, jak i wychodzących na powierzchnię jest silnie skrasowiała. W kamieniołomach założonych na stokach pagórów można obserwować liczne leje i szczeliny pochodzenia krasowego, wypełnione przeważnie glinami wiśniowymi typu terra rossy. Jak wykazały badania prowadzone na sąsiednich obszarach jest to kras stary [77, 78], plioceński lub staroplejstoceniński.

Na podstawie tych skąpych danych można wnosić, że podczwartorzędowe podłoże tego obszaru jest bardzo urozmaicone. Prawdopodobnie ponad dna obniżen i zagłębień typu krasowego, leżących na wysokości 200—240 m n. p. m., wznosiły się izolowane pagóry sięgające do 260—290 m n. p. m., których tylko szczytowe partie są widoczne na powierzchni.

Na skałach wapiennych spoczywa dosyć gruby „płaszcz” utworów czwartorzędowych. Podobnie duża miąższość utworów czwartorzędowych występuje w dolinie Kacynki. Wiercenia wykonane w jej dnie w okolicy Żabiańca i Białej Górnej wykazały, że podczwartorzędowe dno tej doliny leży na wysokości 190—200 m n. p. m., tj. około 30 m poniżej dna współczesnego. W górnym biegu doliny Kacynki (kotlina Grabówki) miąższość utworów czwartorzędowych dochodzi do 60 m.

Badania nad stratygrafią i wykształceniem utworów czwartorzędowych na tym obszarze rozpoczął Koroniewicz [75, 76]. Wyróżnił on wał

czołowomorenowy rozciągający się między Rudnikami na wschodzie a Wręcycą Wielką na zachodzie, uważając go za odpowiednik maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego. Później badania na tym obszarze prowadził Premik [141, 144] podając szereg drobnych uwag na temat wykształcenia i rozmieszczenia utworów czwartorzędowych. W północnej części opracowywanego obszaru w okolicy Lubojny, Lubojenki J. Premik [144] stwierdzał występowanie dużych płytów moreny dennej zbudowanej z gliny zwałowej.

S. Z. Różycki [151, 152] przyjmuje, że wyróżniony przez Koroniewicza wał czołowomorenowy reprezentuje na tym obszarze jedną z głównych faz recesyjnych zlodowacenia środkowopolskiego. Wraz z Lamparskim [153] podał on szczegółową charakterystykę petrograficzną materiału skalnego występującego w różnych odsłonięciach tej wielkiej formy.

Podobną ocenę na temat genezy ciągu wzniesień Rudniki — Wręcycza Wielka daje Z. Mossoczy [112, 116].

Na podstawie obserwacji wykonanych w czasie kartowania oraz na podstawie dostępnych profilów wierceń poznano tylko w ogólnym zarysie stratygrafię występujących tu utworów czwartorzędowych.

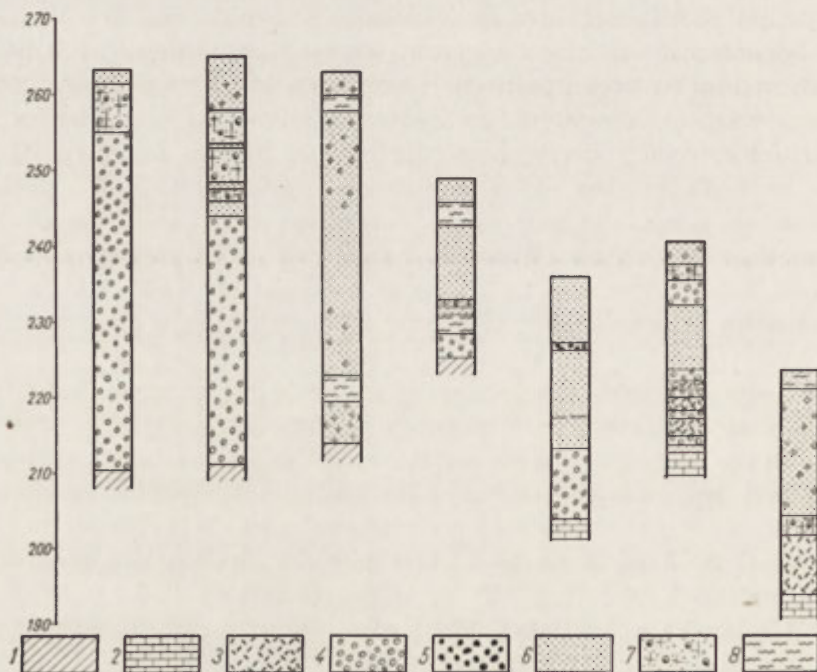
Najlepiej poznano te utwory w dolinie Kacyнки (ryc. 20). W osi tej doliny bezpośrednio na łłach doggeru (w części południowej) lub na wapieniach malmu (w części północnej) leży seria żwirowo-gruzowa. Skłłada się ona z wapieni, krzemieni, kwarców i piaskowców oraz żwirów granitu ortoklazowego i czerwonego porfiru, do 15 cm średnicy. W Żabieńcu seria ta zazębia się z rumoszem wapiennym, który pochodzi z pobliskiego zbocza wapiennego. Mięszczość serii żwirowo-gruzowej jest zmienna. W kotlinie Grabówki osiąga ona 40 m. Jej strop leży na wysokości 240—255 m n. p. m. na obrzeżeniu kotliny Grabówki, a w jej osi (pod doliną Kacyнки) jest wyraźnie rozcięty rynną o głębokości 20—25 m, której dno leży na wysokości 210—220 m n. p. m. Na tej wysokości w całym odcinku przełomowym znajduje się strop serii żwirowej obniżający się nieznacznie ku północy zgodnie z dzisiejszym spadkiem doliny. Można zatem przypuszczać, że żwiry te są resztką pokrywy rumowiskowej wypełniającej niegdyś do znacznej wysokości przełomowy odcinek doliny Kacyнки. Na serii gruzowo-żwirowej leżą miejscami mułki o mięszczości do 3 m, a na nich seria piasków drobnoziarnistych z domieszką żwirku kwarcowego. Ta seria osiąga mięszczość 20 m w dolinie między Grabówką a Szarlejką. W stropie utworów piaszczystych zaznacza się wyraźne zgrubienie materiału.

Na piaskach w dolinie Kacyнки lub bezpośrednio na wyższym poziomie serii żwirowo-gruzowej w kotlinie Grabówki leży glina zwałowa. Jest to glina zielonawożółta, piaszczysta, o mięszczości średnio 2—5 m,

a w miejscu gdzie jest przedzielona soczewkami piaszczystymi dochodzi do 12 m. W wielu miejscach jest ona zredukowana do warstwy bruku lub w ogóle nie występuje. Na glinie zwałowej lub na warstwie bruku leży seria żwirowo-piaszczysta o miąższości do 3 m. W północnym (dolnym) odcinku doliny na tej serii leży 2,5-metrowa warstwa mułków piaszczystych.

Seria żwirowo-gruzowa występująca w spągu utworów czwartorzędowych osadzona została prawdopodobnie w anaglacjalnej fazie zlodowacenia krakowskiego. Tylko wtedy na zboczach niewielkiej doliny Kacyнки znajdowała się dostatecznie gruba pokrywa silnie zwietrzałych jeszcze w trzeciorzędzie wapieni, które mogły przy zmianie warunków klimatycznych doprowadzić do tak dużego zasypania.

Utwory glacialne zlodowacenia krakowskiego zostały prawdopodobnie całkowicie usunięte, a pozostałością po nich są tylko erratyki występujące w stropie serii żwirowo-rumowiskowej. W tym okresie nastąpiło również rozcięcie serii żwirowej lub jej całkowite wyprzątnięcie z pewnych partii doliny. Ta żywa erozja zachodziła prawdopodobnie



Ryc. 20. Profile utworów czwartorzędowych wypełniających dolinę Kacyńki
 1 — ility doggeru, 2 — wapień malmu, 3 — rumosz wapienny, 4 — żwiry, 5 — bruk głazowy,
 6 — piaski, 7 — glina zwałowa, 8 — mulki

w interglacjale mazowieckim. Nowa faza akumulacji w dolinie Kacyнки, w wyniku której osadzona została seria piaszczysta, wiąże się prawdopodobnie z transgresją lądolodu środkowopolskiego, który pozostawił na całym obszarze glinę zwałową. Brak tej gliny w pewnych odcinkach doliny lub występowanie bruku głazowego wskazuje na nową fazę erozji, która spowodowała jej degradację.

Poza obrębem doliny Kacyнки utwory czwartorzędowe poznano na podstawie profilów kilku wierceń. Prawdopodobnie seria staroplejstoceńska jest tu silnie zredukowana; można do niej zaliczyć jedynie płyty gliny zwietrzelinowej i rumoszu wapiennego.

Zatem przed transgresją lądolodu środkowopolskiego obszar pagórów kłobuckich charakteryzował się urozmaiconą rzeźbą o znacznie większych deniwelacjach niż obecnie. Ta rzeźba wywierała niewątpliwie duży wpływ na sposób transgresji lądolodu środkowopolskiego oraz na przebieg jego zanikania.

Transgresja lądolodu środkowopolskiego

O przebiegu i sposobie transgresji lądolodu środkowopolskiego w strefie pagórów kłobuckich można wnosić jedynie pośrednio, na podstawie występujących tu utworów glacialnych. Pagóry wapienne tego obszaru noszą ślady morfogenezy trzeciorzędowej. Występujące w nich szczeliny i leje krasowe wypełnione są utworami przedczwartorzędowymi [77, 78, 114]. Nie można natomiast w tych formach stwierdzić śladów mutonizacji albo rys lodowcowych, które powinien był pozostawić przesuwany się po nich lądolód środkowopolski (a wcześniej i krakowski). Wskazuje to na nikłe rozmiary erozji lodowcowej, a zatem na duże dostosowanie się transgredującego lądolodu do ukształtowania podłoża.

Przyjmując, że nad sąsiednim obniżeniem górnej Warty czasza lodowa wznosiła się do 310—350 m n. p. m., to nad pagórami kłobuckimi nie wznosiła się ona chyba o wiele wyżej. W takim wypadku nad obniżeniami miąższość lodu wynosiła około 90—130 m, natomiast nad najwyższymi pagórami nie przekraczała chyba 30—60 m.

Formy i utwory z okresu deglacjacji

Formy polodowcowe, w obrębie pagórów kłobuckich, powstały przede wszystkim w okresie deglacjacji. Najwyższe z nich, a zarazem najstarsze, występują w południowej części badanego obszaru, tworząc pas wzniesień Szarlejka — Liszka — Kawie Góry — Rudniki. Młodsze formy występują na północ od tej linii, opadając schodkowato ku północy.

Ostańiec stoliwa kemowego

Na północo-wschód od ostańców stoliwa kemowego, między Kiedrzy-niem a Wyczerpami, leży duży pagór zwany Kawimi Górami. Pagór ten uważany za jedną z kulminacji wału czołowomorenowego Wręczyca Wielka — Rudniki, wznosi się 279 m n. p. m., tj. 10—15 m nad otocze-nie. Górna jego część zbudowana jest z piasków drobnoziarnistych, war-stwowanych warwowo. Piaski te były niewątpliwie osadzone przez wody bardzo wolno płynące. Zostały one prawdopodobnie osadzone w szcze-linie lub przetańcie lodowej. Kawie Góry nie są więc wzniesieniem czołowomorenowym, jak przyjmował Koroniewicz [75] i inni badacze [116, 140, 151], jakkolwiek forma ta utworzona była w bezpośrednim sąsiedztwie lodu. Jest to wzniesienie ostańcowe jakiejś formy kemowej.

Terasy kemowe

Na północ od linii wzniesień ostańców kemowych Szarlejka — Lisz-ka — Kawie Góry teren opada stopniowo szeregiem spłaszczeń teraso-wych ku północy do kotliny Czarnego Lasu, której dno zajmuje rów-nina moreny dennej. Spłaszczenia terasowe leżą mniej więcej 8—12 m jedne ponad drugimi. Ponad powierzchnię tych teras wznoszą się jedy-nie pagóry wapienne. Ogólnie w tej części pagórów kłobuckich wyróż-niono 5 poziomów terasowych:

Poziom	Wysokość m n. p. m.	Wysokość ponad dno obniżenia Czarnego Lasu m
I	280—287	50—57
II	270—280	40—50
III	260—267	30—37
IV	245—260	15—30
V	240—245	10—15

Poziom I. Poniżej szczytowych partii ostańców stoliwa kemo-wego występują fragmenty spłaszczeń terasowych, na wysokości 280—287 m n. p. m., które leżą między Szarlejką na zachodzie a Rędzinami na wschodzie, na przestrzeni około 16 km. Występują one:

1. Na południowych zboczach kotliny Grabówki w postaci kilku listew terasowych o szerokości 50 m i długości 100—150 m, na wyso-kości od 287 w części zachodniej do 283 m n. p. m. we wschodniej. Na wschód od kotliny Grabówki na poziomie spłaszczeń terasowych leży wierzchowina rozległego stoliwa, o długości 2 km i szerokości 1 km, tworzącego w tym miejscu garb wododzielny między zlewniami Ka-cynki na północnym zachodzie i górnej Warty na południu.

2. Na obrzeżeniu Kawich Gór spłaszczenie o długości 500 m i sze-

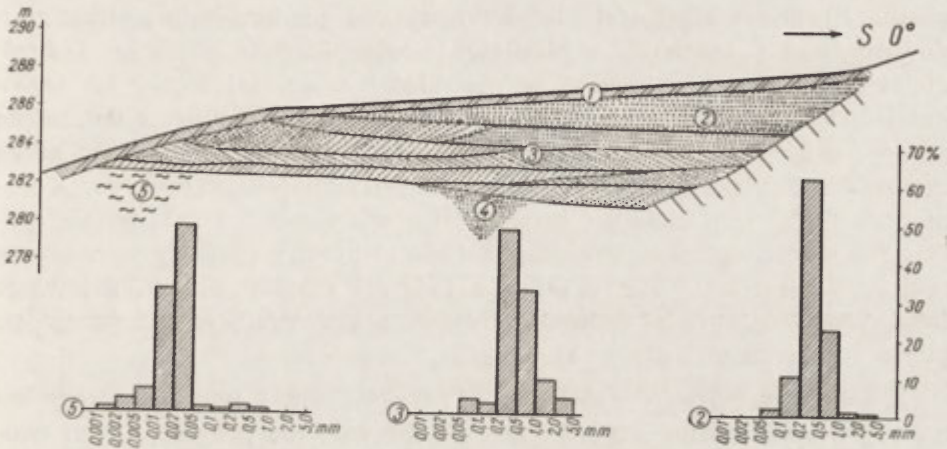
rokości 150 m po stronie wschodniej oraz dwa mniejsze po stronie północnej na wysokości 280—285 m n. p. m.

3. Na południe od Rędzin niewielkie spłaszczenie na wysokości 285 m n. p. m.

Budowę spłaszczeń poznano na podstawie kilku odsłonień oraz profilów wierceń.

Na południe od kościoła w Szarlejce, po prawej stronie drogi do Wydry, przecinającej jedno z takich spłaszczeń terasowych na wysokości 286—287 m n. p. m., odsłania się następujący profil (ryc. 21):

Mułki odsłaniające się w dolnej części odkrywki są prawdopodobnie utworem osadzonym w okresie transgresji lądolodu. Na erozyjnej po-



Ryc. 21. Przekrój przez terasę kemową koło Szarlejki

1 — gleba, 2 — piaski drobno- i średnioziarniste warstwowe warwowo, 3 — piaski różnoziarniste warstwowe wydumowo, 4 — piaski średnio- i gruboziarniste warstwowe poziomo, 5 — mułki laminowane faliście

wierzchni tych utworów leży kilkumetrowa pokrywa piasków tworzących I poziom terasowy. Przewaga kierunków upadu spągu warstw i lamin piaszczystych ku południo-wschodowi wskazuje, że materiał ten transportowany był od północo-zachodu i zachodu, tj. mniej więcej równoległe do współczesnej krawędzi terasy. Jest to również zgodne z kierunkiem obniżania się powierzchni morfologicznych tych form. Utwory występujące w stropie odkrywki, a tworzące już powierzchnię morfologiczną terasy są osadem wód wolniej płynących. Warwowy rytm sedymentacji oraz dobre wysortowanie materiału wskazuje na stabilizację warunków hydrodynamicznych.

Współczesne krawędzie fragmentów I terasy są przeobrażonymi stokami kontaktu lodowego, a równiny terasowe występujące na północnym

stoku kotliny Grabówki są fragmentami jednej pierwotnej równiny terasy kemowej. Fragmentem terasy kemowej jest również spłaszczenie położone na południe od Rędzin, na wysokości 285 m n.p.m. Piaski tworzące to spłaszczenie terasowe osadzone zostały pomiędzy stokiem pagóra wapiennego a krawędzią topniejącego lodu, wypełniającego obniżenie Ołowianki.

W miejscu, gdzie występuje wyraźne obniżenie ciągu spłaszczeń teras kemowych leży wspomniane stoliwo koło Kiedrzynia. Jego płaska wierzchowina, leżąca na wysokości 280—282 m n.p.m., opada stromymi stokami ku południowi kotliny Mirowa oraz ku północy do kotliny Czarnego Lasu. Od wschodu i zachodu występują obniżenia przełączowe, oddzielające wierzchowinę stoliwa od ciągu spłaszczeń terasowych I poziomu. Płytkie wkopy odsłonięć wskazują, że powierzchnia stoliwa zbudowana jest przeważnie z piasków warstwowych poziomo. Jedyne głębsze wiercenie, wykonane w zachodniej części tej formy na wysokości 282 m n.p.m., przebiło 40 m utworów piaszczystych z domieszką żwirów o średnicy 2—7 cm, spoczywających prawdopodobnie na glinie zwałowej. Gdyby to był wał czołowomorenowy, jak przyjmował Koroniewicz [75] i inni badacze, to w profilu wiercenia należało by się spodziewać dużych głazów. Prawdopodobnie te utwory piaszczyste osadzone zostały w szczelinie lub przetainie lodowej między płatem martwego lodu, występującym w kotlinie Mirowa, a krawędzią lodu leżącego po północnej stronie pagórów kłobuckich.

Z hipsometrycznego rozmieszczenia fragmentów I poziomu terasy kemowej wnosić można o kierunkach przepływu wód proglacjalnych tworzących jej powierzchnię. Wody te płynęły równolegle do czoła lądolodu, w zachodniej części obszaru wzdłuż północnych stoków ostańców kemowych, a w okolicy Kiedrzynia łączyły się z wodami płynącymi od wschodu. Stąd przelewały się ku południowi do kotliny Mirowa. Część tych wód mogła przelewać się bezpośrednio do doliny Stradomki, wykorzystując jedną z „bram” wyciętych wcześniej przez wody proglacjalne w ciągu ostańców stoliwa kemowego Szarlejka — Liszka.

Poziom II. Poniżej fragmentów I terasy kemowej występują spłaszczenia leżące na poziomie 273—280 m n.p.m. między Szarlejką na zachodzie a Rudnikami na wschodzie. Fragmenty tego poziomu występują:

1. W kotlinie Grabówki, tworząc na jej zboczu południowym, zachodnim i północnym terasy o szerokości do 200 m i długości do 400 m (275—277 m n.p.m.).

2. Na południo-wschód od Grabówki spłaszczenie 500—300 m (273—275 m n.p.m.) oraz dwa mniejsze spłaszczenia o długości 400 m i sze-

rokości 200 m, leżące między Częstochową (Kulami) a Kiedrzykiem na wysokości 275—277 m n. p. m.

3. Na północ od Kawich Gór spłaszczenie o długości 1 km i szerokości 0,4 km (277—280 m n. p. m.).

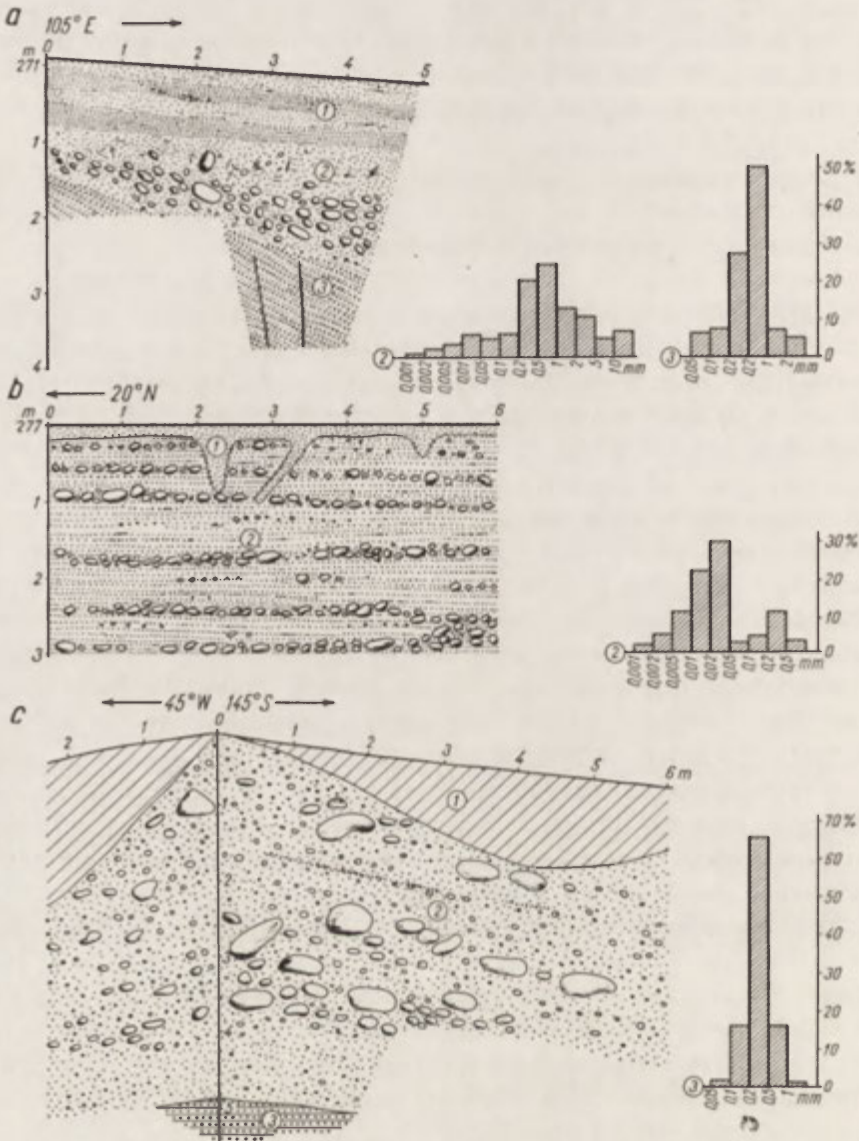
4. Na północ od Rędzin spłaszczenie o długości 600 m i szerokości 500 m (273—275 m n. p. m.).

W obrębie powierzchni tych spłaszczeń terasowych znajduje się kilka odsłoneń pozwalających na dobre poznanie budowy oraz na określenie ich stosunku do I poziomu terasy kemowej.

Spłaszczenie terasowe, leżące między Parkitką a Grabówką na wysokości 273—275 m n. p. m., ograniczone jest od północo-zachodu wałem morenowym o długości 700 m, szerokości 100—200 m i wysokości maksymalnej 282 m n. p. m., tj. 5—7 m ponad równinę przylegającej do niego terasy. W licznych żwirowniach na zboczach tego wału, z których jedna została opisana przez S. Z. Różyckiego [153], odsłania się żwirowo-głazowy materiał zwałowy (ryc. 22).

W odsłonięciach widoczna jest zasadniczo jedna seria osadowa (żwirowo-głazowa) spoczywająca na serii piaszczystej (w odsłonięciu c). Piaski leżące pod serią żwirowo-głazową charakteryzują się dobrym wy-sortowaniem i spokojnym warstwowaniem poziomym. Jest to utwór osadzony w zbiorniku, przez wody wolno płynące. Sieć drobnych uskoków powstała w nich pod naciskiem osadzonego materiału żwirowo-głazowego. Seria zwałowa żwirowo-głazowa, o miąższości 10—12 m, tworząca wał morenowy została osadzona w okresie, gdy lob topniejącego lodu wypełniał tylko środkową część kotliny Grabówki. Widoczne, w pewnych poziomach tego wału, wyraźne uporządkowanie materiału głazowo-żwirowego (odsłonięcie c) lub facjalne przechodzenie w piaski warstwowane (odsłonięcie b) wskazuje na proces przemywania materiału zwałowego bezpośrednio w okresie, gdy składany był on u krawędzi lodu. Jest to zatem wał typowej moreny akumulacyjnej. Brak w utworach zaburzeń glacitektonicznych wskazuje, że po ich osadzeniu czoło lądolodu nie wykazywało ruchu pozytywnego. Jedynie po wytopieniu się lodu materiał w części proksymalnej osiadał; wynikiem czego są stwierdzone, w pewnych partiach tego wału, przechylenia warstw lub pewnych pakietów ku zachodowi.

W przekroju poprzecznym wał morenowy jest wyraźnie asymetryczny. Od strony proksymalnej opada stromą i dosyć wysoką krawędzią do leżącej u jego stóp równiny (260—265 m n. p. m.), natomiast od strony dystalnej przechodzi bez wyraźnego załamania w równinę terasową (273—275 m n. p. m.). W odsłonięciu znajdującym się w obrębie tej równiny, a leżącym 800 m ku południo-wschodowi od kulminacji wału, widoczne są typowe piaski fluwioglacjalne warstwowane poziomo, krzy-



Ryc. 22. Odslonięcia (a, b, c) w wale morenowym koło Grabówki

Odslonięcie a: 1 — piaski i mułki piaszczyste warstwowane poziomo (utwór stokowy), 2 — piaski bezstrukturalne przechodzące w żwiry o przewadze ziarn o średnicy 3–8 cm, 3 — piaski gruboziarniste, warstwowane, pocięte uskokami. Odslonięcie b: 1 — gleba piaszczysta, 2 — piaski gruboziarniste przewarstwione żwirami o średnicy do 30 cm. Odslonięcie c: 1 — nasyp, 2 — tłok gładowo-żwirowy z przewagą materiału lokalnego o maksymalnej średnicy głazów do 1 m, 3 — piaski drobnoziarniste warstwowane poziomo, pocięte drobnymi uskokami

zowo lub wydmowo. Zatem materiał żwirowo-głazowy tworzący wał morenowy zazębia się z materiałem fluwioglacjalnym z którego jest zbudowana równina terasy kemowej. Są to formy równowiekowe.

Na południo-zachód od Grabówki znajduje się zespół odsłoneń pozwalających na określenie wzajemnego stosunku I i II terasy kemowej oraz na wyjaśnienie sposobu ich powstawania.

Rozmieszczenie fragmentów II poziomu terasy kemowej wskazuje, że w okresie jej tworzenia leżące na tym obszarze masy lodu rozdzieliły się na dwa wyraźne loby: lob zachodni, wnikający do najniższej części kotliny Grabówki, oraz lob wschodni, wypełniający obniżenie między Wierzchowiskiem a Rędzinami. Z lobu zachodniego wody proglacjalne odpływały ku południo-wschodowi do kotliny Mirowa „bramą” wyciętą we wzniesieniach I poziomu terasy kemowej, między wzniesieniami Kiedrzynia i Parkitki. Fragment dna tej „bramy” leży obecnie na poziomie 272—274 m n. p. m. Po południowej stronie „bramy”, tuż u jej wylotu, na poziomie jej dna leżą spłaszczenia terasowe, wiszące nad dnem kotliny Mirowa. Na krawędzi jednego z takich spłaszczeń (272 m n. p. m.), które przecina droga z Częstochowy do Kiedrzynia, znajduje się piaskownia. W południowej ścianie tej piaskowni, o biegu 150°, odsłaniają się utwory piaszczyste charakteryzujące się wyraźną warwową rytmiką sedymentacji. Brak przerw erozyjnych między poszczególnymi warstwami wskazuje na dosyć stałe warunki hydrodynamiczne. Sprzyjające warunki do powstawania tego typu osadów panowały w okresie, gdy kotlina Mirowa wypełniona była płatem martwego lodu, który utrudniał swobodny odpływ wód proglacjalnych ku południowi i wschodowi. Tu w warunkach typu limnicznego wody proglacjalne składały materiał piaszczysty.

Występujące regularnie pary warstw jasnej gruboziarnistej i ciemnobrązowej ilastej związane są prawdopodobnie z okresowymi wahaniami klimatu, powodującymi szybszą lub wolniejszą ablację. Ten rytm jest lepiej zaznaczony w górnej części odsłoneń.

Poziom III. Poniżej fragmentów teras kemowych II poziomu występują na wysokości 260—267 m n. p. m. spłaszczenia terasowe. Fragmenty tego poziomu zajmują bardzo dużą powierzchnię w porównaniu z fragmentami wyższych teras. Te spłaszczenia występują głównie w kotlinie Grabówki i na północ od niej oraz na obszarze między Rędzinami — Rząsawą a Kościelcem.

W kotlinie Grabówki fragmenty tego poziomu występują:

1. Po lewej stronie doliny Kacyнки kilka dużych ale słabo zaznaczających się w morfologii spłaszczeń, o szerokości 100—200 m i długości 1,2 km (265—267 m n. p. m.), leżących u podnóża pagórów wapiennych.

Te równiny piaszczyste wnikają w przełęczowate obniżenia między pagórami wapiennymi.

2. Po prawej stronie Kacyнки kilka spłaszczeń terasowych o szerokości 100—200 m i łącznej długości 1,6 km (260—265 m n. p. m.).

3. Na zachód od Grabówki spłaszczenie o długości i szerokości 1 km (260—265 m n. p. m.).

4. Na południo-wschód od Żabieńca spłaszczenie o długości i szerokości 600 m (261—266 m n. p. m.).

5. Na zachód od Kiedrzynia strefa spłaszczeń o szerokości 0,4—1 km i długości 2,7 km opadających ku południowi od 263—265 m w części północnej do 260—263 m n. p. m. w części południowej. Na tej wysokości (261—263 m n. p. m.) leży również dno „bramy” stanowiącej przełęczowate obniżenie między kotliną Czarnego Lasu a kotliną Mirowa. Dno tej „bramy” przechodzi po południowej stronie w poziom leżący na wysokości 250—255 m n. p. m. w obrębie Częstochowy.

We wschodniej części badanego obszaru w okolicy Rędzin, Rzązawy i Kościelca fragmenty spłaszczeń III poziomu występują:

1. Na północ od Marianki Rędzińskiej spłaszczenie o długości 2 km i szerokości 1 km (260 m n. p. m.), nachylone wyraźnie ku północo-wschodowi.

2. Na południo-wschód od Rząsaw dwa niewielkie spłaszczenia na wysokości 265—267 m n. p. m.

3. Na południe od Rząsaw na tym poziomie leży rozległe spłaszczenie, o szerokości 700—800 m i długości 1,5 km (260—263 m n. p. m.), pochylone już ku południowi. To spłaszczenie stanowi dno „bramy” leżącej między Kawimi Górą na zachodzie a wzniesieniami Rędzin na wschodzie. Prawdopodobnie do tego poziomu należy również niewielkie spłaszczenie występujące na obrzeżeniu kotliny Mirowa na wysokości 258 m n. p. m.

Na podstawie kilku odsłoneń oraz profilów wierceń wynika, że utwory piaszczyste, tworzące III równinę terasową, mają stosunkowo nieznaczną miąższość. Spoczywają one bezpośrednio na starszym podłożu lub na płatach gliny zwałowej. Wskazuje to na fazę erozji poprzedzającej okres akumulacji piasków. Wynikiem tej erozji było częściowe rozmycie gliny zwałowej. Upady warstw piaszczystych występujących w stropowej części tego spłaszczenia wskazują, że osadzały je wody płynące z sektora północno-zachodniego. Wody zbierające się na obrzeżeniu lobu lodowcowego przelewały się ku południowi do kotliny Mirowa wspomnianą „bramą” między Parkitką a Kiedrzyniem.

Rozmieszczenie fragmentów III terasy kemowej wskazuje, że w okresie jej tworzenia masy lodu leżące na północnych stokach pagórów kłobuckich rozdzielone były na dwa loby. Wody proglacjalne płynęły

wzdłuż krawędzi tych lobów jako rzeki marginalne w kierunku do wierzchołków lobów, a po połączeniu przelewały się w kierunku południowym do kotliny Mirowa przez dwie wspomniane „bramy”. W późniejszym okresie tworzenia się tej równiny część wód odpływała już w kierunku wschodnim, równoległe do północnych skłonów pagórów kłobuckich. Wskazuje na to wyraźne pochylenie w tym kierunku spłaszczenia leżącego na północ od Marianki Rzędzińskiej.

Wody proglacjalne odpływające ku południowi łączyły się z wodami ekstraglacialnymi górnej Warty, skąd po połączeniu przelewały się w kierunku wschodnim przez próg górnojurajski, na linii dzisiejszego przełomu Warty. Jak wspomniano przy opisie obniżenia górnej Warty na obrzeżeniu kotliny Mirowa oraz w przełomowym odcinku doliny Warty występują fragmenty terasy kemowej (250—252 m n. p. m.). Poziom III terasy kemowej wnikający w dna „bram” nawiązuje hipsometrycznie po stronie południowej do poziomu terasy kemowej występującej w przełomie Warty (na obszarze Częstochowy) lub jest nad nią nieznacznie zawieszony (koło Wyczerpów). Zatem III terasa kemowa w obrębie pagórów kłobuckich jest równowiekowa lub nieco starsza od terasy kemowej na przełomowym odcinku doliny Warty.

Poziom IV. Poniżej III terasy kemowej występują spłaszczenia terasowe leżące na wysokości 260 m n. p. m. w części zachodniej, obniżające się stopniowo do 245 m n. p. m. w części wschodniej. W odróżnieniu od spłaszczeń III terasy kemowej występują one jedynie po północnej stronie pagórów kłobuckich i nie mają przez „bramy” połączenia z obniżeniem górnej Warty. Fragmenty tych spłaszczeń występują:

1. Po lewej stronie doliny Kacynki na północno-zachodnim obrzeżeniu kotliny Grabówki, o szerokości 200—300 m i długości 800 m (253—255 m n. p. m.), leżące u podnóża pagórów wapiennych. Spłaszczenie to wnika w obniżenie o charakterze przełęczy między dwoma pagórami i opada w kierunku zachodnim do 250 m n. p. m.

2. Na wschód i południo-wschód od Żabieńca kilka niewielkich spłaszczeń leżących po prawej stronie doliny Kacynki, na wysokości 265—268 m n. p. m. Od strony zachodniej krawędzi jedno z tych spłaszczeń ograniczone jest niewielkim pagórkiem czołowomorenowym występującym na wysokości 264 m n. p. m.

3. Na południe od Antoniowa spłaszczenie o długości 1 km i szerokości 0,5 km (254—260 m n. p. m.) oraz mniejsze spłaszczenie, o długości 500 m i szerokości 250 m, leżące na południe od niego na wysokości 254 m n. p. m.

4. Na południe od Wierzchowiska na obrzeżeniu kotliny Czarnego Lasu fragmenty tego poziomu tworzą ciąg spłaszczeń o szerokości 400—600 m i łącznej długości ponad 7 km, leżących na wysokości od 260 m

n. p. m. w okolicy Wierzchowiska do 245 m n. p. m. na południe od Lubojenki. Są to fragmenty jednej terasy kemowej utworzonej między krawędzią lodu leżącego na północy a stokami wyższych poziomów teras kemowych lub stokami pagórów wapiennych na południu.

Pagórek morenowy położony na krawędzi tej terasy koło Żabieńca wznosi się 18—20 m ponad dno doliny Kacynki leżącej po stronie zachodniej, natomiast od strony wschodniej przechodzi łagodnie w równinę IV terasy kemowej. Pagórek morenowy podobnie jak wał morenowy koło kotliny Grabówki nadbudowuje krawędź terasy kemowej. Wyznacza on linię postoju krawędzi lodu w okresie tworzenia się równiny terasowej.

Jak wspomniano, fragmenty IV terasy kemowej występują jedynie po północnej stronie pagórów kłobuckich. Nachylenie tych teras ku wschodowi wskazuje na odpływ wód proglacialnych w tym kierunku w formie rzeki marginalnej. Wychodnie starszego podłoża w wielu miejscach hamowały swobodny odpływ wód, stąd częste zaburzenia w spadku tej równiny terasowej. Tylko niewielka ilość wód odpływała ku zachodowi.

Poziom V. Na południowym i wschodnim obrzeżeniu kotliny Czarnego Lasu, mniej więcej 10—15 m ponad jej dnem, występują niewielkie piaszczyste spłaszczenia terasowe na wysokości 240—245 m n. p. m. Fragmenty tych spłaszczeń występują:

1. Na wschód od Białej, tworząc dno rozległego obniżenia wznoszące się 240—245 m n. p. m., które leży między dwoma pagórami wapiennymi.

2. Na południe od Antoniowa spłaszczenie o długości 400 m i szerokości 200 m (243—245 m n.p.m.).

3. Na południe od Woli Kiedrzyńskiej spłaszczenie o długości 500 m i szerokości 300 m (243—245 m n. p. m.).

4. Na południe od Wierzchowiska listwa terasowa o szerokości 100 m i długości 200 m (244—245 m n. p. m.).

5. Na południe od Florkowa spłaszczenie o długości 1 km i szerokości 0,1 km (240—243 m n. p. m.), leżące między dwoma pagórkami wapiennymi.

6. Na południe od Lubojenki niewielkie spłaszczenie na wysokości 240 m n. p. m.

Spłaszczenia te są resztkami terasy kemowej, której równina utworzona była między krawędzią lodu, wypełniającego kotlinę Czarnego Lasu, a stokami wyższych teras kemowych lub pagórów wapiennych.

Terasy kemowe występujące w obrębie pagórów kłobuckich powstały w wyniku nierównomiernego wycofywania się krawędzi lodu z obszaru o urozmaiconej rzeźbie, pochylonego ogólnie w kierunku północnym

(I, II, III); mają one charakter teras kemowych włożonych. Oznacza to, że faza akumulacji, wynikiem której jest równina terasy kemowej, poprzedzona była fazą erozji.

Zdegradowana równina moreny dennej

W północnej części badanego obszaru, poniżej poziomów teras kemowych leży rozległe kotlinowate zagłębienie Czarnego Lasu. Stanowi ono równinę o długości 8 km i szerokości 4 km, leżącą na wysokości 230—235 m w części południowej i opadającą stopniowo do 225 m n. p. m. w części północnej. Równina ta ograniczona jest od południa i wschodu opisywanymi uprzednio poziomami teras kemowych i wznoszącymi się ponad nie pagórami wapiennymi. Poza opracowywanym terenem od północy i zachodu ograniczają ją podobne wzniesienia, których brak od północo-zachodu.

W obrębie tej równiny brak jest większych odsłoneń lub wierceń, które pozwoliłyby na poznanie jej budowy. Jedynie na podstawie wywiadów studziennych ustalono, że jest to równina zbudowana z gliny piaszczystej, często z kamieniami, która leży w części południowej pod cienkim „płaszczem” piasków. J. Premik [144] stwierdził w obrębie tej równiny, koło Nowej Wsi po lewej stronie Kacynki, gruby pokład gliny zwałowej, którą zalicza do zlodowacenia Varsovien I (środkowopolskiego). Zatem dno kotliny Czarnego Lasu zbudowane jest z gliny zwałowej o nieznannej strukturze i miąższości. Jest to prawdopodobnie zdegradowana równina moreny dennej powstała po wytopieniu się lodu.

Z sytuacji morfologicznej wynika, że od momentu utworzenia III terasy kemowej był to płat martwego lodu.

Z e s t a w i e n i e w y n i k ó w

W obrębie pagórów kłobuckich masy łądolodu środkowopolskiego spoczywały na podłożu pochylonym ogólnie ku północy, tzn. w kierunku centrum zlodowacenia. Przez długi okres miały one związek z lodem aktywnym leżącym w obszarze na północ od Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, toteż podlegały jej wpływowi. W końcowym etapie deglacjacji były to już masy martwego lodu nie mające związku z lodem aktywnym. Taki wielki płat martwego lodu leżał w kotlinie Czarnego Lasu.

Okresowe wahania klimatu powodowały zmienne natężenia ablacji, a tym samym szybsze lub wolniejsze topnienie krawędzi lodu i jego powierzchni. W następstwie tego po północnej stronie pagórów kłobuckich powstawały stopnie teras kemowych w kilku poziomach, odpowiadające okresowym postojom łądolodu. Wody proglacjalne, pochodzące z topnienia lodów, odpływały w początkowym okresie deglacjacji ku po-

ludniowi do obniżenia górnej Warty. Wykorzystywały one obniżenia między pagórami wapiennymi, wycinając w mniej odpornych utworach piaszczystych rynny spływu. Silnie przeobrażone rynny występują między ostańcami stoliwa kemowego oraz w okolicy Grabówki, Kiedrzyńia i Rzasaw. Dna tych rynien dowiązują w obrębie obniżenia górnej Warty do pewnych poziomów akumulacyjnych, co pozwala na korelację chronologiczną form występujących na tych dwu obszarach. Tak np. III terasa kemowa w obrębie pagórów kłobuckich była budowana w okresie, gdy w obniżeniu górnej Warty masy lodu rozbite były już na szereg płatów martwego lodu, które wypełniały kotlinowate zagłębienia (kotliną Mirowa).

W miarę topnienia lodów obniżała się lokalna baza akumulacyjna. Po utworzeniu III terasy kemowej wody proglacjalne nie mogły już odpływać ku południowi, do obniżenia górnej Warty. Kierowały się one ku wschodowi płynąc wzdłuż krawędzi lodu. Równiny terasowe tworzone przez wody płynące w tym kierunku mają bardziej wyrównany i większy spadek niż starsze poziomy terasowe.

Płat martwego lodu leżący w kotlinie Czarnego Lasu był mało spękany. Po całkowitym stopieniu się lodu pozostała prawdopodobnie płaska lub lekko falista równina morenowa.

Formy polodowcowe występujące w obrębie pagórów kłobuckich noszą ślady dużych przeobrażeń. Kierunek i wielkość tych przeobrażeń są podobne jak w obniżeniu Pankówki.

PRZEBIEG DEGLACJACJI

Materiał obserwacyjny zebrany w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej pozwala na ogólną charakterystykę procesów zachodzących w okresie deglacjacji oraz na systematykę form polodowcowych. Pozwala on również na wyciągnięcie wniosków dotyczących charakteru deglacjacji oraz na określenie zmian klimatu zachodzących w tym okresie.

PROCESY ZACHODZĄCE W OBSZARZE GLACJALNYM I FORMY UTWORZONE W WYNIKU ICH DZIAŁANIA

Przebieg procesów morfologicznych na badanym obszarze w okresie deglacjacji był związany z istnieniem dwu stref: 1) strefy glacialnej obejmującej obszary pokryte lodem, 2) strefy peryglacialnej obejmującej obszary wolne od lodu a podlegające jego klimatycznym i hydrodynamicznym wpływom.

W ciągle kurczącym się obszarze glacialnym zachodził proces ablacji oraz erozyjna i akumulacyjna działalność wód glacialnych. Ablacja obejmowała jednocześnie szeroką strefę; zachodziła ona zarówno na krawędziach lodu, jak i na jego powierzchni.

Formy powstałe w wyniku akumulacyjnej działalności lodu

W wyniku akumulacyjnej działalności lodu powstały: 1) wały i pagórki moren czołowych akumulacyjnych, 2) stoki kontaktu lodowego, 3) równiny moreny dennej.

Wały i pagórki czołowomorenowe

Wały i pagórki czołowomorenowe o wysokości 8—10 m występują jedynie w strefie pagórów kłobuckich w kotlinie Grabówki, towarzysząc krawędziom teras kemowych. Od strony dystalnej przechodzą łagodnym zboczem w równowiekową równinę terasy kemowej, natomiast od strony proksymalnej u ich podnóża występuje przeważnie niższa (młodsza) równina terasowa. Są to formy zbudowane z głazów i żwirów z domieszką piasku gruboziarnistego, w pewnych partiach wyraźnie uporządkowanych. Brak śladów zaburzeń glacictektonicznych w tych utworach wskazuje na spokojną akumulację materiału ablacyjnego przy krawędzi lodu i na okresowe przemywanie pewnych jego partii przez wody proglacialne. Są to zatem typowe wały moren czołowych akumulacyjnych [66] opisywanych również jako „moreny akumulacyjne właściwe” [148] lub „moreny akumulacyjne warstwowane” [128], a w literaturze niemieckiej jako „Aufschüttungsmoränen” według P. Woldstedta [179] lub „Satz-Endmoränen” według K. Grippa [46]. Struktura fluidalna charakterystyczna dla tych form podkreślana jest przez wielu badaczy [36, 64, 148, 167]. Formy te miały prawdopodobnie większe rozprzestrzenienie, lecz później w okresie tworzenia się niższej równiny terasowej, zostały zniszczone. Tego typu formy towarzyszące krawędziom teras kemowych stwierdził m. in. A. Jahn [53] w Sudetach oraz M. Klimaszewski na Spitsbergenie, na przedpolu lodowca Eidem [64].

Stoki kontaktu lodowego

Stoki kontaktu lodowego są to formy powstałe w wyniku osadzania materiału żwirowo-piaszczystego przy krawędzi lodu, który spełniał rolę biernej podpory. Towarzyszyły one pierwotnie wszystkim krawędziom powstającym na kontakcie z lodem (np. terasom kemowym), obecny brak tych form jest rezultatem późniejszych przeobrażeń.

Równiny morenowe

Równiny morenowe tworzą dna kotlin i obniżeń dolinnych. Są to płaskie lub lekko faliste równiny o deniwelacjach nie przekraczających 2 m. Zbudowane są one przeważnie z gliny zwałowej spoczywającej na anaglacjalnych utworach zastoiskowych lub bezpośrednio na skałach jurajskich.

Miąższość gliny zwałowej jest zmienna, mniejsza w południowo-wschodniej części badanego obszaru, gdzie wynosi średnio 2—5 m, większa w północno-wschodniej części obszaru nad Liswartą, gdzie dochodzi 15—20 m.

Glinę zwałową występującą w rejonie częstochowskim charakteryzuje mała zmienność w profilu pionowym, mała zawartość materiału głazowego, dobrze wykształcona łupliwość pionowa. Nigdzie natomiast nie stwierdzono dwudzielności moreny dennej, tzn. występowania na morenie dennej właściwej moreny ablacyjnej, stwierdzonej przez A. Jahna na Dolnym Śląsku [49]. Głazy tkwiące w glinie nie wykazują żadnej określonej orientacji typowej dla glin zwałowych, jak to przyjmuje Holms [48] lub Krumblein [91]. Przyczyną tego było: 1) mała miąższość lądolodu, który nie mógł wyrzucić na podłoże większego ciśnienia niż 10—12 kG/cm², 2) nieznaczne obciążenie lodu moreną wewnętrzną z powodu dużej odległości od obszaru alimentacji, 3) brak wyraźnie zaznaczonego kierunku ruchu lodu.

Współczesna powierzchnia morfologiczna tych równin morenowych jest rezultatem działania późniejszych procesów denudacyjnych.

Formy powstałe w wyniku erozyjnej i akumulacyjnej działalności wód glacialnych

W rozpadających się masach lodu krążyły obfite wody autochtoniczne z topnienia tych lodów oraz wody allochtoniczne z obszarów peryglacialnych wnikałające w spękane masy lodu. Taki system krążenia wód roztopowych wynikał z ukształtowania podłoża lądolodu pochylonego ogólnie ku północo-zachodowi.

Formy utworzone w wyniku erozji wód subglacialnych i wód krążących kanałami inglacialnymi występują jedynie w kilku miejscach w stanie kopalnym. Nieznaczne efekty wskazują na małą siłę erozyjną tych wód. Taka sytuacja hydrodynamiczna wynikała z niewielkiej miąższości lądolodu pokrywającego te obszary, co wykluczało istnienie większego ciśnienia wód w jego dolnych partiach.

Formy utworzone w wyniku akumulacji wód krążących kanałami inglacialnymi są stosunkowo liczne i osiągają znaczne rozmiary. Tworze-

niu i rozwojowi tych form sprzyjało ukształtowanie podłoża lądolodu wpływające na powstawanie (już w okresie glacjacji) licznych szczelin w lodzie oraz na nierównomierne jego zanikanie w okresie deglacjacji.

Wały i pagóry kemowe

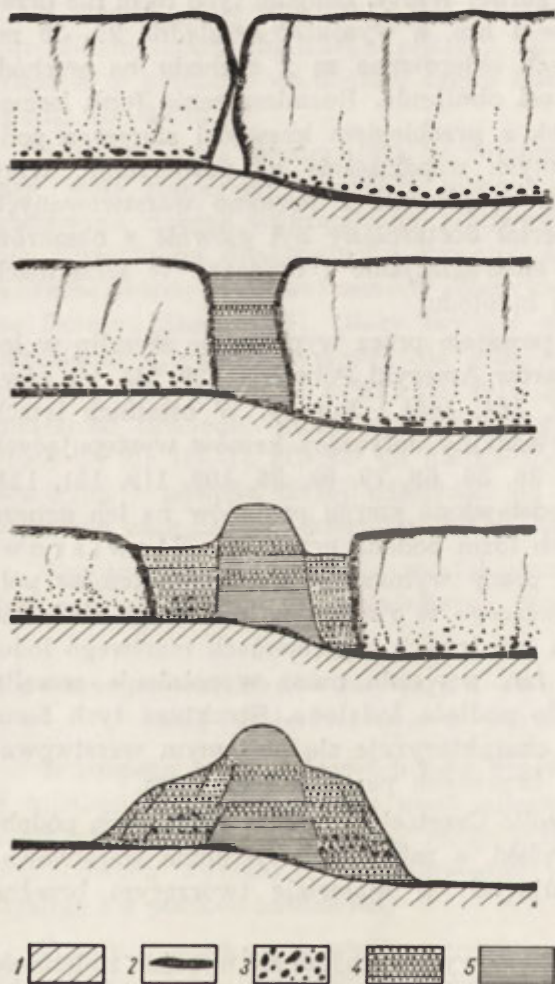
Wały i pagóry kemowe występują głównie na południe i zachód od Częstochowy, w osi obniżenia górnej Warty. Długość tych form nie przekracza 2,5 km, szerokość 0,5—1 km, a wysokość względna 25—30 m. Osie dłuższe wałów kemowych skierowane są z zachodu na wschód, mniej więcej równoległe do osi obniżenia. Rozmieszczenie form kemowych wykazuje ścisły związek z przebiegiem krawędzi starszego podłoża czwartorzędu, niewidocznych współcześnie na powierzchni. Wały i pagóry kemowe zbudowane są głównie z poziomo warstwowanych piasków i mułków. Ten materiał dostarczany był głównie z obszarów peryglacialnych przez wody ekstraglacialne i osadzany w szczelinach lodowych sięgających podłoża lądolodu.

Tego typu formy kemów powstałe przez wypełnienie szczelin w lodzie znane są zarówno z obszarów Ameryki Północnej [29, 31], jak również z Wysp Brytyjskich [32, 164, 165] i Europy. W ostatnich latach zebrano obfity materiał obserwacyjny dotyczący kemów występujących na terenie Polski [2, 4, 5, 6, 36, 39, 69, 79, 88, 96, 109, 119, 121, 123, 124, 126, 147, 168, 169]. Przedstawiono szereg poglądów na ich genezę wraz z próbą systematyki tych form podaną przez W. Niewiarskiego [123, 124]. Z jego pracy wynika, że większość kemów północnej Polski (tzn. obszaru leżącego w zasięgu najmłodszego zlodowacenia) powstała w szczelinach lub innych zagłębieniach martwego lodu. Są to kemy supraglacialne, tzn. powstałe przez wypełnienie szczelin i zagłębień nie sięgających do podłoża lądolodu. Struktura tych form jest ogólnie bardzo podobna, charakteryzuje się poziomym warstwowaniem i licznymi uskokami w brzeżnych partiach tych form.

Pagóry i wały kemowe okolic Częstochowy mają wiele cech podobnych do kemów północnej Polski, a mianowicie: poziome warstwowanie i sieć uskoków występujących w materiale tworzącym brzeżne partie tych form.

W obrębie większych form kemowych zaznacza się wyraźna zmienność facjalna osadów. Jest to wynik zmieniającej się siły transportowej wody, która wpływając do rozszerzonej szczeliny lodowej, tuż przy wlocie osadzała materiał grubszy (piaski) a nieco dalej drobniejszy (mułki). Ten fakt pozwala na pewnych obszarach (Wrzosowa) rekonstruować kierunki wód krążących w lodzie. Na tej podstawie można przyjąć, że materiał tworzący kemy w okolicy Częstochowy dostarczany był przez wody marginalne i ekstraglacialne, płynące z obszaru peryglacialnego.

cialnego i osadzające go w szczelinach intraglacjalnych. Istnieje zatem różnica w sposobie tworzenia wałów i pagórów kemowych na obszarach wyżynnych i w północnej Polsce, gdzie materiał transportowany był od lądolodu i osadzany w szczelinach martwego lodu leżącego na jego przedpolu [4, 6, 119].



Ryc. 23. Przypuszczalny sposób powstawania wałów kemowych w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej

1 — podłoże czwartorzędowe, 2 — morena denna, 3 — żwiry, 4 — piaski, 5 — mułki

Nigdzie nie stwierdzono sytuacji, która wskazywałaby na subglacjalne powstawanie kemów, jak to obserwował Jewtuchowicz na Spitsbergenie [55] lub K. Markow u czoła lodowców w Pamirze [104].

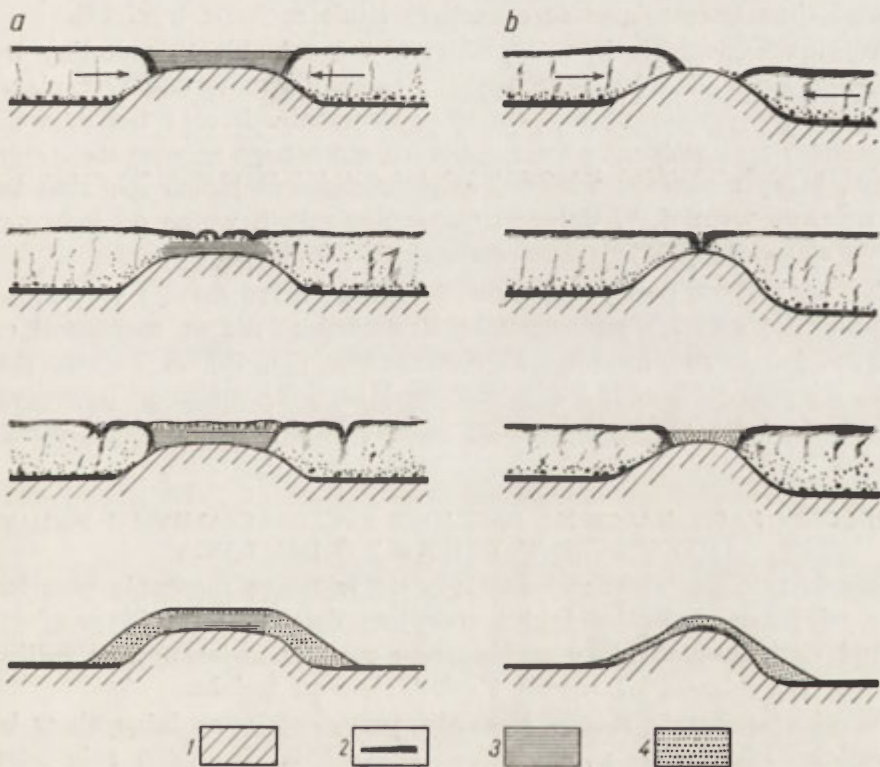
Materiał, z którego zbudowane są kemy oraz sposób jego ułożenia wskazują na długotrwały okres tworzenia się tych form oraz na eta-

powe wypełnianie szczelin. Prawdopodobnie tylko nieliczne szczeliny (mniejsze) wypełnione zostały w ciągu jednego okresu. W formach dużych prześledzić można kilka generacji osadów wskazujących na etapowe wypełnianie szczelin (ryc. 23).

Główną przyczyną powstawania pagórów i wałów kemowych w tym regionie było urozmaicone podłoże lądolodu, które wpłynęło na powstanie szczelin w lodzie i na sytem krążenia wód glacialnych.

Stoliwa kemowe

Należą one do najwyższych form polodowcowych występujących w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Są to rozległe płaskowyzę (Truskolasy) lub zespoły pagórów ostańcowych pochodzące z ich zniszczenia (Liszka — Szarlejka). Formy te zbudowane są z osadów fluwioglacialnych jak również limniglacialnych, warstwowanych poziomo. Osady te spoczywają na rozległych wyniosłościach starszego podłoża.



Ryc. 24. Przypuszczalny sposób powstawania różnych typów (a, b) stoliw kemowych w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej

1 — podłoże czwartorzędu, 2 — morena denną, 3 — utwory zastoiskowe, 4 — piaski

Istnieją dwa poglądy na genezę tych rozległych form, każdy prawdopodobnie słuszny dla określonych warunków lokalnych. Jedni badacze, m. in. J. W. Gregory [45], J. K. Charlesworth [16], H. Fairchild [28], S. Jakowlew [54], E. Ruchina [154], uważają, że formy te powstały jako delty przy krawędzi lądolodu (kemy marginalne), a inni, m.in. R. F. Flint [33], i K. Markow [103], że w przetainach lodowych powstających wskutek przetapiania się lodu na wyniosłościach podłoża. W ten sposób tłumaczy K. Markow powstanie wielkich obszarów kemowych w okolicach Leningradu, a D. Małachowski [102] płaskowyżów kemowych na Wyżynie Wałdańskiej.

Geneza stoliw kemowych występujących w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej jest bardziej złożona niż przyjmuje to K. Markow [103]. Warunkiem koniecznym do powstania tego typu form było występowanie w podłożu lądolodu płaskich i dosyć rozległych wyniosłości wznoszących się do kilkudziesięciu metrów ponad otoczenie.

Masy lodu pokrywające północną część Wyżyny Śląsko-Krakowskiej miały najmniejszą miąższość oraz były silnie spękane (ryc. 24).

W okresie deglacjacji, w wyniku wzmożonej ablacji, szczeliny były miejscem krążenia wód roztopowych i osadzania materiału wytapianego z lodu, co wpływało na szybkie ich poszerzanie. Proces ten prowadził do powstawania wolnego od lodu obszaru otoczonego ze wszystkich stron lodem, który z powodu większej miąższości i mniejszego spękania topił się znacznie wolniej. W dalszym etapie deglacjacji wolna od lodu przestrzeń stanowiła już jeden zbiornik akumulacyjny.

Zatem stoliwa (lub pagóry pochodzące z ich rozmycia) występujące w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej nie są morenami czołowymi, jak to przyjmowali: P. Koroniewicz [75, 76], J. Premik [141], S. Z. Różycki [151, 152] i Z. Mossoczy [112, 116], mimo że powstawały w bezpośrednim sąsiedztwie lodu, lecz są to formy powstałe intraglacjalnie.

PROCESY ZACHODZĄCE NA OBSZARZE PERYGLACJALNYM I FORMY UTWORZONE W WYNIKU ICH DZIAŁANIA

Strefa peryglacjalna, zwiększająca się w miarę zanikania mas lodu, była miejscem akumulacyjnej i erozyjnej działalności wód proglacjalnych i ekstraglacjalnych oraz obszarem ruchów związanych z soliflukcyjnym przemieszczeniem mas i osiadaniem materiału.

W ukształtowaniu rzeźby obszarów peryglacjalnych leżących w bezpośrednim sąsiedztwie zanikającego lądolodu bardzo dużą rolę odgrywały wody płynące. Były to wody proglacjalne pochodzące z topnienia lodu oraz wody ekstraglacjalne wpływające na ten obszar z terenów wolnych już od lodu, np. wody górnej Warty, górnej Liswarty. W miarę

zanikania lodu urozmaicone podłoże lądolodu wpływało na ciągłe obniżanie lokalnej bazy akumulacyjnej. Dlatego morfologiczna działalność tych wód obejmowała coraz niżej położone obszary (o ogólnej amplitudzie ponad 80 m). Takie zmiany sprzyjały zachowaniu form powstałych we wcześniejszych okresach deglacjacji.

Formy utworzone w wyniku erozyjnej i akumulacyjnej działalności wód proglacjalnych i ekstraglacialnych

W wyniku erozyjnej działalności wód proglacjalnych i ekstraglacialnych powstały:

- a) rynny spływu wód proglacjalnych, obecnie martwe,
- b) rynny spływu wód proglacjalnych i ekstraglacialnych, obecnie czynne.

Jako rezultat akumulacyjnej działalności wód proglacjalnych i ekstraglacialnych powstały:

- c) terasy kemowe,
- d) równiny sandrowe.

Rynny spływu wód proglacjalnych i ekstraglacialnych

Rynny spływu wód proglacjalnych występują w obrębie pagórów kłobuckich i obniżenia Pankówki oraz prawdopodobnie w obrębie progu górnojurajskiego (Wyżyna Częstochowsko-Krakowska). Są to obniżenia dolinne o szerokości ponad 1 km i długości do 2 km, rozcinające obszary wododzielne między poszczególnymi obniżeniami. Dna rynien są z jednej strony zawieszane nad równiną moreny dennej lub wychodzą na jeden z poziomów teras kemowych, na obrzeżeniu kotlinowatego obrzeżenia, z drugiej strony przechodzą w równiny sandrowe lub dołączają do poziomów akumulacyjnych na obrzeżeniu sąsiedniego obniżenia. Rynny te rozcinają przeważnie utwory czwartorzędowe, rzadziej ich podłoże. Powstały one tam, gdzie wody roztopowe nie mogły płynąć jako rzeki marginalne równoległe do krawędzi lodu (lub płatu martwego lodu) i przelewały się do sąsiednich obniżen. Formy te zamierały w momencie, gdy w wyniku topnienia lodów obniżała się baza akumulacyjna.

Wody proglacjalne i ekstraglacialne nie mogąc odpływać starymi obniżeniami dolinnymi wypełnionymi martwym lodem, przelewały się do sąsiednich dorzeczy. Wody te, mając dużą energię, w miarę obniżania się bazy akumulacyjnej szybko rozcinały nie tylko utwory czwartorzędowe, lecz również ich wapienne podłoże. Rynny te funkcjonują obecnie jako przełomowe odcinki doliny Warty poniżej Częstochowy, Liswarty poniżej Krzepic.

Zmiany sieci hydrograficznej wskutek barykadowania lodami dawnych rynien odpływu znane są zarówno z obszaru południowej Polski [42, 68, 174], jak również z Wysp Brytyjskich [164, 165] lub Ameryki Północnej [47]. Bardzo często po wytopieniu się lodu rzeki odpreparowują zasypane uprzednio obniżenia, a martwe doliny stają się suchymi pasażami.

Formy utworzone wskutek akumulacyjnej działalności wód proglacjalnych i ekstraglacialnych

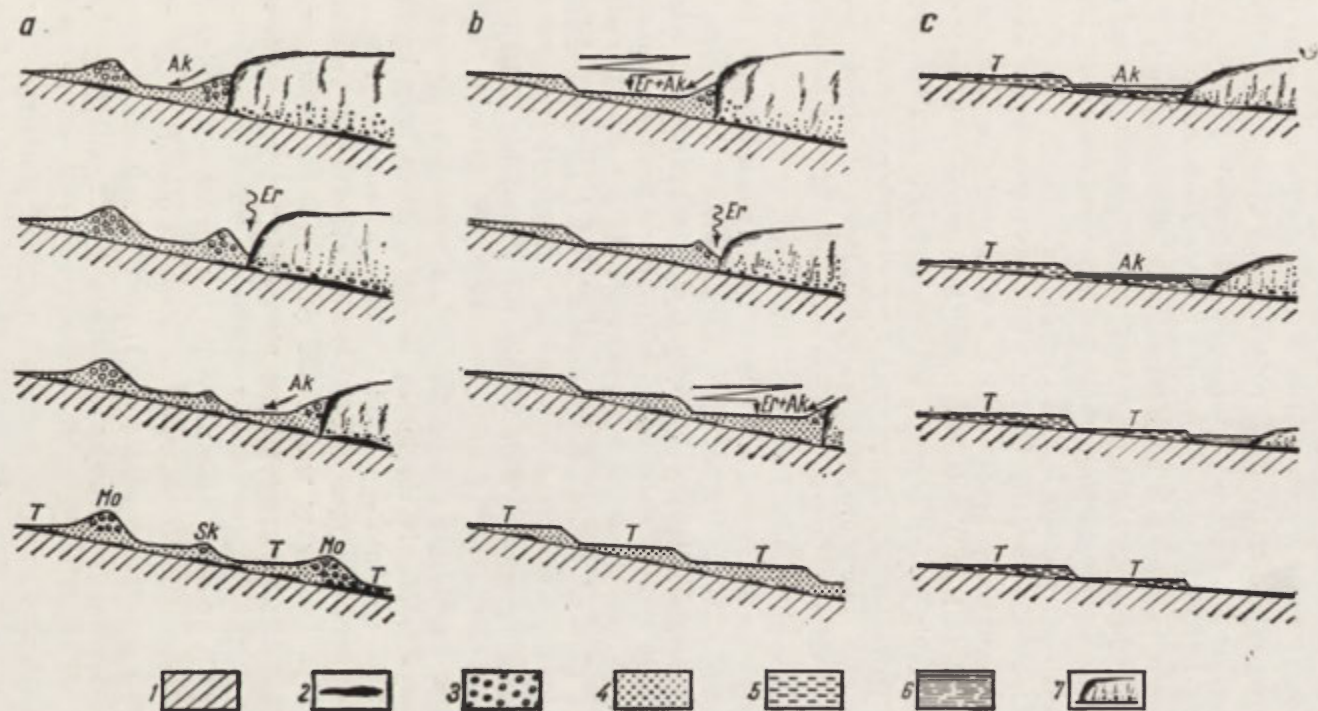
Do form tych należą: pokrywy teras kemowych lub odpowiadające im poziomy piaszczyste, które tworzą kilkukilometrowe ciągi spłaszczeń na stokach starszych wzniesień (progów strukturalnych).

Terasy kemowe

Terasy kemowe, o szerokości 0,2—2 km, stanowią przeważnie cztery lub pięć poziomów leżących na wysokości 10—60 m ponad dnami obniżen kotlinowatych, wysłanych moreną denną. Tam gdzie progi były silnie rozczłonkowane zaznacza się wyraźna dywergencja poszczególnych poziomów terasowych. Przy krawędziach teras występują w kilku miejscach niewysokie wały moren akumulacyjnych lub są one ograniczone stokiem kontaktu lodowego. Przeważnie krawędzie te mają charakter krawędzi erozyjno-denudacyjnych.

Terasy kemowe są formami poznanymi już stosunkowo dawno [17, 34, 66]. Występują na ogół tam, gdzie masy lodu leżały na urozmaiconym podłożu. Terasy kemowe znane są z obszarów Ameryki Północnej [30, 31], Wysp Brytyjskich [16, 164, 165], strefy Bałtyku, Spitsbergenu [64, 167]. W Polsce występują one zarówno na obszarze najmłodszego zlodowacenia [7, 169, 171], jak również są dobrze rozwinięte w zasięgu starszych zlodowaceń w Sudetach [25, 51—53, 175, 176] i na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej [42, 60]. Formy te powstają w okresie deglacjacji, ilość poziomów terasowych odpowiada okresom osłabienia i wzmożenia ablacji. Tak np. R. F. Flint w Connecticut Valley stwierdził 15 poziomów teras kemowych [30], M. Klimaszewski na przedpolu lodowca Eidem na Spitsbergenie — 4 poziomy [64]. W Sudetach A. Jahn [52, 53] stwierdza kilka poziomów teras kemowych dzieląc je na 3 grupy ze względu na miejsce występowania: terasy przełęczowe (*pass terraces*), terasy dolinne i kotlinowate (*valley and basin terraces*) i terasy występujące u krawędzi Sudetów (*board terraces*). Terasy kemowe mogą być ograniczone wałem czołowomorenowym [53, 64] lub stokiem kontaktu lodowego [17, 30, 69].

Dotychczas niewiele uwagi poświęcono sposobom powstawania tych form oraz ich wykształceniu w zależności od ukształtowania podłoża łą-



Ryc. 25. Schemat powstawania różnych typów (a, b, c) teras kemowych części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej

1 — podłoże lądolodu, 2 — morena denna, 3 — żwiry i głazy moreny czołowej, 4 — piaski, 5 — mułki, 6 — poziom zbiorników zastoiskowych, 7 — lądolód, Ak — akumulacja, Er — erozja, Mo — morena, T — terasa, SK — stok kontaktu lodowego

dolodu. Problem ten poruszyli w swoich pracach jedynie R. F. Flint [30] i A. Jahn [53].

W północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej stwierdzono trzy typy teras kemowych wykształconych różnie w zależności od warunków powstawania. Typ pierwszy (ryc. 25) to terasy zbudowane z utworów fluwioglacjalnych lub limniglacjalnych o krawędziach ograniczonych stokiem kontaktu lodowego lub wałem moreny akumulacyjnej. Tego typu terasy występują przeważnie na obrzeżeniu kotlin lub obniżień śródprogowych. W okresie deglacjacji obniżenia te wypełnione były drugorzędnymi lobami stagnującego lub martwego lodu. W wyniku ablacji przy krawędzi tego lodu usypany był niewielki wał morenowy, który okresowo był przemywany przez mało aktywne wody proglacjalne pochodzące z topnienia tego niewielkiego lobu lodowcowego. W okresie ocieplenia i wzmożenia ablacji obniżała się tak szybko baza akumulacyjna, że wody roztopowe zaczęły krążyć między proksymalną stroną usypanego poprzednio wału morenowego a krawędzią lodu. W okresie ponownego ochłodzenia wody te tworzyły niższą równinę, nie miały jednak zbyt dużej siły erozyjnej aby zniszczyć utworzony poprzednio wał morenowy czy stok kontaktu lodowego. Drugi typ teras kemowych powszechnie występujący w badanym obszarze to terasy zbudowane głównie z utworów fluwioglacjalnych, ciągnące się na przestrzeni wielu kilometrów wzdłuż stoków słabo rozczłonkowanych progów strukturalnych. Ich krawędzie mają charakter erozyjno-denudacyjny. Tu wzdłuż krawędzi lodu płynęły obfite wody proglacjalne i ekstraglacjalne, uniemożliwiające usypanie wału morenowego, a sprzyjające wytworzeniu szerokiej równiny piaszczystej. W okresie wzmożenia ablacji powodującej szybkie obniżanie się bazy akumulacyjnej te wody ześlizgiwały się w ślad za ustępującą krawędzią lodu, a utworzona poprzednio równina piaszczysta stawała się terasą kemową, która przy krawędzi nie miała już wału morenowego. Stok kontaktu lodowego był szybko niszczone przez wody tworzące niższą równinę piaszczystą. Trzecim typem teras kemowych są terasy zbudowane głównie z utworów limniglacjalnych osadzonych przy krawędzi już niewielkich płatów martwego lodu, które leżąc w dolinach utrudniały swobodny spływ wód ekstraglacjalnych, powodując powstawanie niewielkich zbiorników zastoiskowych.

Występowanie teras kemowych na pewnych obszarach, ich rozmiary, budowa i typ genetyczny zależą od: 1) podłoża lądolodu warunkującego reżim hydrodynamiczny panujący przy krawędzi topniejącego lodu, charakter procesów morfologicznych, w wyniku których budowane były pokrywy teras kemowych oraz szerokość i spadek podłużny teras, 2) warunków klimatycznych, od których zależą fazy zanikania lodu oraz długość trwania poszczególnych okresów ochłodzenia i ocieplenia.

Równiny sandrowe

Zostały utworzone przez wody proglacjalne płynące od krawędzi lodu. Najlepiej wykształcona jest równina sandrowa między Częstochową a Wręcycą Wielką, zbudowana przez wody wypływające z kilku „bram” wyciętych w płaskowyżu kemowym Parkitka — Kalej — Wręcycza Wielka, wytworzonym we wcześniejszym okresie deglacjacji. W części proksymalnej wody te rozcięły utworzone poprzednio stoliwo kemowe, pozostawiając niewielkie pagóry ostańcowe, natomiast w części dystalnej zasypały częściowo tylko niektóre formy (pagóry kemowe, terasy kemowe). Potwierdza to poglądy niektórych badaczy o dużej roli wód roztopowych w przeobrażeniu młodego krajobrazu glacialnego [88].

Równina sandrowa pozwala na korelację chronologiczną form utworzonych na dwu odległych od siebie obszarach. W okresie tworzenia tej równiny, tzn. gdy masy lodu leżące w obrębie pagórów kłobuckich były jeszcze zwarte, a ich krawędź przebiegała na linii Szarlejka — Parkitka, w obniżeniu górnej Warty masy lodu były już w stanie daleko posuniętego rozpadu, formowana była III terasa kemowa.

Formy utworzone w wyniku wytapiania się zagrzebanych brył martwego lodu

W okresie tworzenia się równiny sandrowej, na południe od linii Wręcycza Wielka — Szarlejka — Liszka leżały masy lodu, będące w zaawansowanym stanie rozpadu. Były to duże płyty lodu o powierzchni kilku km² oraz mniejsze bryły lodu o średnicy od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Te małe bryły lodu zostały całkowicie zasypane utworami fluwioglacjalnymi. Po wytopieniu się tych brył lodu w obrębie równiny sandrowej powstały wklęsłe formy wytopiskowe. Resztki tych silnie przeobrażonych form wytopiskowych występują w lasach między Herbami a Wręcycą Wielką.

SPOSÓB I ETAPY ZANIKANIA LODU

Formy i twory polodowcowe występujące w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej wskazują na zróżnicowany w czasie i w formie sposób zanikania lądolodu środkowopolskiego w tym obszarze.

Ogólną przyczyną topnienia pokrywy lodowej był wzrost średnich temperatur, co wpłynęło na wzmożoną ablację wskutek insolacji lub opadów deszczowych. Ta wzmożona ablacja objęła jednocześnie szeroką strefę, wykraczającą poza opracowywany teren.

Zebrany materiał obserwacyjny wskazuje, że badane obszary uwalniane były od lodu w różnym czasie. Najwcześniej zniknął lód w obniże-

niu górnej Warty, najdalej wysuniętym ku południowi; znacznie później uwolnione zostały od lodu obniżenie Pankówki i północna część badanego obszaru. Na taki nierównomierny przebieg deglacjacji wpływały: 1) zmienna miąższość lodu, 2) zmienne własności fizyczne lodu, 3) zróżnicowane podłoże lądolodu.

W strefie marginalnej (obniżenie górnej Warty) miąższość lodu była niewielka (od 100 m nad obniżeniami do 60 m nad wzniesieniami). Silne spękanie lodu sprzyjało jego szybkiemu zanikowi i rozpadaniu się na izolowane płyty. Na obszarze północnym (np. obniżenie Pankówki) miąższość lodu była znacznie większa (140—150 m), a wyrównane jego podłoże nie wpływało na powstawanie licznych szczelin. Toteż mimo podobnego tempa topnienia masy lodu leżały tu dłużej. W początkowym okresie deglacjacji najpierw stopiły się masy lodu pokrywające najwyższe wyniosłości starszego podłoża. Uwolnione od lodu obszary były miejscem akumulacji materiału piaszczysto-żwirowego tworzącego obecnie stoliwa kemowe i wysoko położone terasy kemowe. Stopienie się lodu na wyniosłościach podłoża spowodowało rozpad zwartej pierwotnie masy lodu na kilka odizolowanych płytów o powierzchni kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych.

W drugim okresie deglacjacji nastąpiło zróżnicowanie regionalne w sposobie zanikania tych płytów lodu. W odizolowanych obniżeniach o urozmaiconej rzeźbie podłoża masy lodu spękanego już w okresie transgresji rozpadały się na szereg mniejszych płytów (obniżenie górnej Warty).

W obniżeniach kotlinowatych, otwartych ku północy lub zachodowi tam, gdzie podłoże lądolodu było wyrównane, masy lodu nie były spękanne, toteż topiły się znacznie wolniej, a brak szczelin nie sprzyjał powstawaniu form kemowych.

W końcowym okresie deglacjacji w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej leżały jedynie niewielkie płyty martwego lodu o powierzchni nie przekraczającej kilku kilometrów kwadratowych. Te płyty lodu zajmowały najniżej położone obszary, uniemożliwiając tym samym swobodny odpływ wód. Dlatego na ich obrzeżeniu powstawały niewielkie zbiorniki wodne, w których osadzany był materiał tworzący najniższe poziomy teras kemowych.

Po całkowitym wytopieniu się płytów martwego lodu pozostawała płaska lub lekko falista równina moreny dennej, zajmująca obecnie najniżej położone obszary.

Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej miała zatem charakter arealny. Sposób zanikania lodu był jednak w szczegółach zróżnicowany w zależności od ukształtowania podłoża i własności fizycznych spoczywających na nim mas lodu.

FORMY I UTWORY JAKO WSKAŹNIK ZMIAN KLIMATU I TEMPA DEGLACJACJI

Proces ablacji i związane z nim zanikanie mas lodu miały różne na-tężenie w przebiegu deglacjacji. O tych zmianach można wnosić na pod-stawie wykształcenia i wzajemnego stosunku form, jak również struk-tury tworzących je osadów.

Powstawanie pewnych form lub zespołów form związane było ze stopniowym zanikaniem lodu, a więc z obniżaniem się jego powierzchni, poszerzaniem szczelin oraz „cofaniem” się krawędzi lodu wskutek ab-lacji frontalnej. Wskaźnikiem etapowości zanikania tych lodów są te-rasy kemowe, co zgodnie podkreśla wielu badaczy zagadnień plejsto-cenu [30, 33, 64]. Pokrywy teras kemowych powstawały w okresach ochłodzenia, gdy krawędzie lodu „cofały” się bardzo wolno lub przez dłuższy czas stały w miejscu.

Terasy kemowe pozwalają wnosić o występowaniu okresów ochło-dzenia i ocieplenia. Wiele poziomów teras kemowych występujących na badanym obszarze można prześledzić na przestrzeni kilkudziesięciu kilo-metrów, co świadczy o zmianach w położeniu krawędzi lodu zachodzą-cych jednocześnie na dużych obszarach. Jak już wspomniano, między poszczególnymi poziomami teras kemowych istnieje podobna różnica wysokości (8—12 m). Wskazuje to na pewien rytm w następstwie okre-sów ochłodzenia i ocieplenia.

Ten rytm zmian klimatycznych zaznacza się również w strukturze utworów, z których zbudowane są wały kemowe. Etapy wypełniania szczelin odpowiadają okresom ochłodzenia i związanej z tym stabilności ścian lodowych, natomiast w okresach wzmożenia ablacji następowało szybkie poszerzanie szczelin.

Zatem występowanie pewnych zespołów form (kemy, terasy kemowe) w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej wskazuje na ryt-miczne zmiany klimatu zachodzące w okresie de-glacjacji. Formy te nie pozwalają jednak na ocenę długości tych okresów.

Pewną podstawę, która pozwala na określenie długości okresów chłodnych, stanowią utwory tworzące niektóre z wymienionych form. Na obszarze tym nie stwierdzono typowych ilów warwowych, które pozwoliłyby na stosunkowo dokładne określenie czasu tworzenia się pewnych form. Występują jednak piaszczyste lub mułkowe utwory limniglacjalne o wyraźnie zaznaczonym warwowym charakterze war-stwowania, tworzące pewne partie kemów lub teras kemowych. Utwory warstwowane warwowo są dość zróżnicowane zarówno pod względem frakcji, jak i grubości poszczególnych par warstewek. Jednak w obrę-bie jednego profilu uderzające jest niekiedy bardzo regularne wykształ-

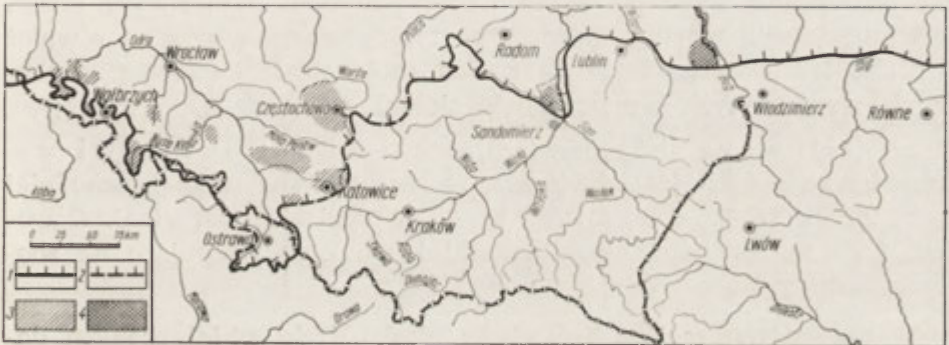
cenie tych warw oraz bardzo dobre wysortowanie osadów, z których są one zbudowane. Przeważnie są to warstwy piaszczyste o miąższości 20—30 cm; gdzieś tam miąższość ich może być większa lub mniejsza (10—50 cm). Każda taka para warw składa się z warstwy jasnej o większej miąższości, zbudowanej z piasków dobrze wysortowanych o grubszej frakcji (przewaga 0,2—0,5 mm ϕ) oraz z cieńszej warstwy rdzawej lub brązowej, zbudowanej z piasków gorzej wysortowanych, z dużą domieszką części ilastych. Utwory warstwowe warwowo są wskaźnikiem okresowych zmian w dostawie materiału piaszczystego lub mułkowego do zbiorników wodnych. Są to utwory akumulowane w dwu fazach: ciepłej (letniej) i zimnej (zimowej).

G. De Geer [22], i M. Sauramo [160] przyjmują, że jedna para typowych warw ilastych jest odpowiednikiem rocznego cyklu klimatycznego. Najpoważniejszym argumentem popierającym to twierdzenie, a przytaczanym przez M. Sauramo, jest zależność między frakcją ilastą, tworzącą typowe warwy, a czasem potrzebnym do jej strącenia. Zawiesina ilasta o średnicy 0,002 mm (taka frakcja bierze udział w budowie warstewek zimowych) opada przez 8 godz. w 10-centymetrowym słupie wody. Zatem nawet w zbiorniku wodnym o kilkumetrowej głębokości warwy nie mogą reprezentować jakiegoś krótszego cyklu (np. dobowego), może to być tylko cykl roczny. Trudno oczywiście to twierdzenie transponować na utwory piaszczyste o charakterze warwowym, które osadzone były w bardzo płytkich i niewielkich zbiornikach wodnych. W utworach tych uderza bardzo wyraźny rytm sedymentacyjny obserwowany w wielu profilach, co wskazuje na bardzo regularne zmiany klimatu, które mogą być jedynie odpowiednikiem wahań dobowych lub rocznych. Ogólna sytuacja morfologiczna i wzajemny stosunek form wskazują na małe prawdopodobieństwo dobowego cyklu sedymentacyjnego. W kilku miejscach występują pełne profile sedymentacyjne, pozwalające na określenie czasu tworzenia się pewnych form. W stropowej części odsłonięcia w Parkitce wyróżnić można około 25 warw, w stropowej części utworów budujących spłaszczenia II terasy kemowej koło Kiedrzynia występuje 30 warw, a w terasie kemowej w przełomowym odcinku doliny Warty koło Mstowa 28—32 warw. Zatem stropowa część tych form została utworzona mniej więcej w okresie odpowiadającym ilości występujących w niej warw rocznych. Jeżeli uwzględnić miąższość utworów, które mogły zostać zniszczone lub zaburzona została ich struktura, jak również utwory budujące dolną część (nieodsłoniętą) tych form, to można przyjąć, że pokrywa jednej terasy kemowej była utworzona w ciągu co najmniej kilkudziesięciu lat. Jest to okres odpowiadający długości postoju na pewnej linii krawędzi zanikającego łądolodu.

Niewiele natomiast można powiedzieć o długości trwania okresu ocieplenia, w którym wzmożona ablacja powodowała szybkie topnienie lodu, a związane z tym szybkie obniżanie się bazy akumulacyjnej nie sprzyjało powstawaniu osadów typu warwowego. Można jedynie przypuszczać, że czas trwania jednego okresu ochłodzenia i ocieplenia wynosił co najmniej 100—150 lat. Dla porównania podają, że M. Sauramo [160] przyjmuje występowanie wyraźnych wahań klimatycznych co 350—700 lat w końcowej fazie zanikania lądolodu skandynawskiego.

DEGLACJACJA PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI WYŻYNY ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEJ NA TLE DEGLACJACJI NA OBSZARACH SĄSIEDNICH

Północna część Wyżyny Śląsko-Krakowskiej leży w strefie, gdzie stykały się dwie masy lądolodu środkowopolskiego o zróżnicowanej dynamice. Na zachód od tego obszaru transgredujące masy lodu cechowały się dużą dynamiką ruchu. Sięgnęły one daleko ku południowi (ryc. 26) wypełniając Kotlinę Raciborską i wnikając w Bramę Moraw-



Ryc. 26. Występowanie obszarów o przewadze deglacjacji arealnej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego

1 — maksymalny zasięg lądolodu środkowopolskiego (prawdopodobny), 2 — przypuszczalny zasięg lądolodu, 3 — obszary o przewadze deglacjacji arealnej, 4 — przypuszczalne obszary występowania martwych lodów

ską. Tam gdzie na drodze mas lodu znajdowała się bariera górską, piętrzyły się one do znacznej wysokości (w Sudetach do 560—600 m n. p. m. [51, 176, 177]) wnikając niewielkimi lobami w głąb obniżen kotlinowatych oraz przechodząc przez niektóre przełęcze górskie. Toteż w kierunku zachodnim od Wyżyny Śląsko-Krakowskiej miąższość mas lodu była duża.

W kierunku wschodnim od badanego obszaru lądolód środkowopolski cechował się mniejszą dynamiką. Toteż dotarł on tylko do północnych

krawędzi Wyżyny Małopolskiej i Lubelskiej nie przekraczając wysokości 200—250 m n.p.m. [20, 50, 153, 156]. Jedyne tam, gdzie w pasie wyżyn środkowopolskich znajdowały się wyraźne obniżenia, sięgał on nieco dalej ku południowi, tworząc łob: Pilicy, Wisły i Bugu. Dopiero na wschód od Wyżyny Wołyńskiej masy lądolodu środkowopolskiego, posuwając się konsekwentnie po równym podłożu Niziny Naddnieprzańskiej, sięgnęły bardzo daleko ku południowi (największy południowy zasięg lądolodu skandynawskiego). Miąższość mas lodu, leżących na wschód od opracowywanego obszaru, była znacznie mniejsza niż na obszarach leżących na zachód od Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Toteż można przypuszczać, że deglacja tych dwu obszarów przebiegała w różny sposób w zależności od ukształtowania podłoża i własności fizycznych mas lodu.

W środkowej i południowej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej znany jest ogólny zasięg lądolodu wyznaczony na podstawie kryteriów zarówno geologicznych, jak i morfologicznych [56—58, 61, 99, 100, 101, 153]. Mniej natomiast było wiadomo o przebiegu deglacji tego obszaru.

W obrębie progu środkowotriasowego P. Assman [2] stwierdził pagóry kemowe uważając je za formy powstałe w martwym lodzie. O występowaniu martwych lodów na tym obszarze wspomina również A. Jahn [49] nie zgadzając się z Assmanem co do kemowego pochodzenia wyróżnionych przez niego wzniesień.

S. Gilewska [42] nawiązując do badań Doktorowicza-Hrebnickiego [24] stwierdza, że zróżnicowana rzeźba wschodniej części progu środkowotriasowego sprzyjała deglacji arealnej. Dowodem tego są zdaniem autorki „piaski kemowe” występujące na zboczach Kotliny Dąbrowskiej.

W pozostałych regionach Wyżyny Śląsko-Krakowskiej problem deglacji nie był dotychczas rozwiązywany. Należy jednak przypuszczać, że zróżnicowana rzeźba tego obszaru, charakteryzująca się występowaniem wzniesień w postaci progów strukturalnych lub tektonicznych, sprzyjała rozpadowi lądolodu środkowopolskiego na wielkie płyty martwego lodu, leżące w obniżeniach.

W obniżeniu między Wyżyną Małopolską a Sudetami znany jest dosyć dobrze ogólny zasięg lądolodu środkowopolskiego [58, 83, 84, 161]. Stwierdzono tu dalekie wnikanie lobu lodowcowego do Bramy Morawskiej [74, 161]. Natomiast mało znany jest przebieg deglacji tego obszaru. Co prawda stwierdzono ślady występowania płytów martwego lodu [58, 181], ale brak bliższej znajomości form i utworów polodowcowych, występujących na większym obszarze, nie pozwala na szersze wnioski dotyczące przebiegu deglacji. Deglacja tych obszarów

miała prawdopodobnie inne tempo i być może inny przebieg niż w obrębie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej.

Najlepiej poznany jest przebieg deglacjacji Sudetów [35, 51, 52, 53, 175, 176]. Urozmaicona rzeźba tego regionu spowodowała rozpad lodu wewnątrz Sudetów na szereg płatów martwego lub stagnującego lodu, wypełniającego izolowane kotliny lub doliny. Masy lodu zanikały etapowo; odpowiednikiem tego są liczne poziomy teras kemowych [53]. Zatem i w obrębie Sudetów stwierdzona została etapowość zanikania lodów, występująca również w północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej.

Urozmaicone podłoże przedgórza Sudetów wpływało na tworzenie się martwych lodów w końcowym etapie deglacjacji. Obszary o rzeźbie powstałej w wyniku wytapiania się martwych lodów stwierdził L. Per narowski [129] w obrębie północnej krawędzi Wzgórz Niemczańskich oraz H. Piasecki [130] na Pogórzu Kaczawskim.

W kierunku wschodnim od Wyżyny Śląsko-Krakowskiej przebieg granicy maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego znany jest dosyć dobrze. Natomiast bardzo mało uwagi poświęcono problemom deglacjacji tych obszarów. S. Z. Różycki [153] przedstawił pogląd na etapy zanikania lądolodu między doliną Wisły na wschodzie a południkiem Częstochowy na zachodzie. Między linią maksymalnego zasięgu lądolodu w stadium Odry (nazywanym przez S. Z. Różyckiego stadium Radomki) a maksymalnym zasięgiem lodów w stadium Warty, wyróżnił on chłodne glacyfazy Wieniawy i Odrzywołu, podzielone ciepłymi interfazami: Wolanowa, Przytyku oraz interstadią Pilicy. Zdaniem S. Z. Różyckiego w chłodnych glacyfazach czoło lądolodu posuwało się do przodu, przykrywając częściowo utwory poprzedniej interfazy. Glacyfazę Wieniawy paralelizuje z linią wzniesień Rudniki — Szarlejka, w okolicy Częstochowy.

Na obszarze tym występują jednak pewne utwory i formy, które mogą wskazywać na występowanie martwych lodów. Taką formą jest, stwierdzony przez Łuniewskiego [97] a szczegółowo opisany przez Samsonowicza [158], oz tarłowski. Wydaje się, że tego typu forma tworzona była w lodzie nie wykazującym już przejawów ruchu.

Na wschód od Wyżyny Lubelskiej znany jest dobrze maksymalny zasięg zlodowacenia środkowopolskiego [86, 87, 180]. Już dawno stwierdzono tu pewne zespoły form charakterystyczne dla obszarów występowania martwego lodu, jak: kemy i ozy [85, 172], co potwierdziły nowsze prace geomorfologów ukraińskich, a w szczególności prace A. M. Marynicza [105, 106]. Wydaje się, że masy lodu leżące na Nizinie Naddnieprzańskiej były zbyt cienkie i bardzo odległe od cen-

trów alimentacji, aby mogły ulegać wpływowi klimatycznym i wykazywać jakąś dynamikę w okresie deglacji. Prawdopodobnie były to masy martwego lodu.

WNIOSKI

Deglacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej miała przebieg zróżnicowany zarówno czasowo, jak i przestrzennie. W zależności od ukształtowania podłoża lądolodu oraz od zmieniających się warunków klimatycznych i własności fizycznych topniejących lodów pewne partie wyżyny były wcześniej uwalniane od lodu, inne później. W wyniku tego powstawały zespoły form polodowcowych o zróżnicowanym wykształceniu i budowie wewnętrznej oraz o różnym stosunku do podłoża. W ogólności deglacja tego obszaru miała charakter arealny. Występujące tu masy lodu w okresie deglacji nie wykazywały żadnego ruchu. W początkowym okresie deglacji były to masy stagnującego lodu, a w końcowym okresie — w tej części wyżyny leżały wielkie płyty martwego lodu, nie mające już związku z lodem aktywnym.

Analizując wykształcenie i budowę form polodowcowych oraz ich wzajemny stosunek do podłoża można stwierdzić, że deglacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej była funkcją ukształtowania podłoża lądolodu i warunków klimatycznych. To urozmaicone podłoże określało sposób rozpadu mas lodu, typy i przebieg procesów morfologicznych, zachodzących w okresie deglacji, oraz związane z tym wykształcenie form polodowcowych. Warunki klimatyczne, zmieniające się w czasie deglacji, określały charakter i tempo przebiegu procesów morfologicznych. Wahania klimatu wpływały również na okresowe powstawanie pewnych form (terasy kemowe) lub utworów (piaski warstwowe warwowe).

W wykształceniu i rozmieszczeniu form polodowcowych północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej zaznaczają się pewne prawidłowości, które wynikają ze stosunku topniejących lodów do ukształtowania podłoża:

1. Wyniosłości o dostatecznie płaskiej i rozległej wierzchołkowej w okresie deglacji były miejscem akumulacji utworów zwirowo-piaszczysto-mułkowych. Te osady tworzyły rozległe stoliwa kemowe, które w sprzyjających warunkach zachowały się do chwili obecnej (Truskolasy) lub zostały silnie zniszczone.

2. Stoki wzniesień podczwartorzędowych, wzdłuż których przebiegały krawędzie topniejących lodów, były miejscem tworzenia się

pokryw teras kemowych. Terasy, stanowiące przeważnie kilka poziomów jedno nad drugim, zbudowane są z różnych utworów (fluwioglacjalne, limnoglacjalne), różna jest też ich wielkość i spadek podłużny.

3. Obniżenia dolinne i zagłębienia kotlinowate przez długi czas wypełnione były masami martwego lodu, który chronił je przed zasypaniem. Tam gdzie dna obniżeń były urozmaicone, masy lodu już w okresie transgresji były silnie spękane, co sprzyjało powstawaniu form szczelinowych (wały kemowe). W obniżeniach o dnie wyrównanym masy lodu nie wykazywały tendencji do rozpadu i spękania.

4. Martwe lody leżące przez długi okres w obniżeniach nie pozwalały na powrót wód ekstraglacjalnych do starych dolin. Wody ekstraglacjalne często w połączeniu z wodami proglacjalnymi przelewały się przez niskie wododziały do sąsiednich dorzeczy. Wiele z tych przelewów zostało utrwalonych tworząc obecnie przełomowe odcinki dolin (Warty, Liswarty).

LITERATURA

- [1] Antevs E., Recession of the last ice-sheet in New England. Am. Geogr. Sec. Research Series No. 11, 1922.
- [2] Assman P., Kamesbildung in Oberschlesien. Jahrb. Preuss. Geol. L. A. 54, 1933.
- [3] Bartkowski T., O kemach i terasach kemowych. Czas. geogr., t. 25, 1954, s. 76—82.
- [4] Bartkowski T., O krajobrazie kemowym okolic Międzyrzecza. Spr. Pozn. Tow. P. N. 1955, nr 1 (44).
- [5] Bartkowski T., Z zagadnień geomorfologicznych okolic Międzyrzecza. Badania Fizjograf. nad Polską Zach., t. 3, 1956.
- [6] Bartkowski T., Z morfogenezy obszaru kemowego na wschód od Pszczywa. Zesz. Nauk. Uniw. A. M., Geogr. nr 2, 1959, s. 95—108.
- [7] Bartkowski T., Niektóre problemy geomorfologiczne, hydrograficzne i hydrogeologiczne dorzecza Złotej Łączy (Wysoczyzna Zielonogórska). Zesz. Nauk. Uniw. A. M., Geogr. nr 3, 1960, s. 17—73.
- [8] Bartkowski T., O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. Spr. Pozn. Tow. P. N., 68, 1, 1963, s. 91—96.
- [9] Bartkowski T., O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach stref marginalnych w Niece Płotowskiej. Spr. Pozn. Tow. P. N., 68, 1, 1963, s. 139—146.
- [10] Bartkowski T., Deglacjacja arealna — zasadniczy typ deglacjacji na obszarach niżowych. Spr. Pozn. Tow. P. N., 70, 3, 1963, s. 338—347.
- [11] Bażyński J., Geologiczno-inżynierska charakterystyka krasu okolic Częstochowy. Przegl. geol. nr 8, 1960.
- [12] Bażyński J., Pawlak I., Zagadnienia hydrogeologii i geologii inżynierskiej w rejonie Częstochowy. Przewodnik 33 Zjazdu PTG, 1960, s. 78—83.
- [13] Boerman W. G., Eskers and kames. Przegl. geogr., t. 22.
- [14] Bulow K. V., Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückung in Norddeutschland. Zeit. d. D. G. Gesel. B, 79, 8—10, 1927, s. 273—283.

- [15] Bülow K., Das pommersche Hinterland der grossen Baltischen Endmoränen. Zeit. d. D. G. Gesel. B, 78, 1926, s. 93—104.
- [16] Charlesworth J. K., The Glacial Retreat from Central and Southern England. Quart. Journ. Geol. London, Vol. 84, 1928, s. 293—344.
- [17] Charlesworth J. K., The Quaternary Era. London 1959.
- [18] Churska C., Stosunek sandru Brdy do wysp moreny dennej. Zesz. Nauk. Uniw. M. K. w Toruniu, z. 4, Geogr., 1958, s. 11—26.
- [19] Cieśla E., Sprawozdanie z poszukiwań rud żelaza w warstwach jury brunatnej na obszarze Częstochowskim między Olsztynem a Przybynowem w latach 1953—54, IG. Biul. 126, 1958, s. 377—409.
- [20] Czarnocki J., Dyluwium Gór Świętokrzyskich. Rocznik PTG, vol. 7, 1930—1931, s. 82—105.
- [21] Deecke W., Betrachtungen zum Problem des Inlandeises in Norddeutschland. Zeit. d. D. G. Gesel. 58, 1956.
- [22] De Geer G., Geology and Geochronology. Geogr. Ann., t. 16, 1934.
- [23] Deczkowski Z., Wyniki badań geologicznych utworów doggeru na obszarze pomiędzy Przybynowem a Ogradzieńcem. IG Biul. 126, 1958, s. 357—376.
- [24] Doktorowicz-Hrebnicki S., Arkusz Grodziec. Objąsnienia. FIG 1935.
- [25] Dumanowski B., The Bolków Upland and the Basin of Jelenia Góra. Guide-Book of Excursion B „The Sudetes”. Vith INQUA Congress, 1961, s. 19—24.
- [26] Dylík J., O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski. Acta Geogr. Lodz., vol. 4, 1953, s. 109.
- [27] Dźwiłyński S., Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta Geol. Polonica, vol. 3, 1953, s. 225—440.
- [28] Fairchild H., The Pincole Hills of the Rochester Kame-moraine. Proc. Rochest. Acad. Sci. 6, No 5, 1923.
- [29] Flint R. F., Eskers and crevasse fillings. Am. Jour. Sci. Ser. 5, Vol. 15, 1928, s. 410—416.
- [30] Flint R. F., Pleistocene terraces of the Lower Connecticut Valley. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 39, 1928, s. 955—984.
- [31] Flint R. F., The Stagnation and Dissipation of the Last Ice Sheet. The Geogr. Rev. 1929.
- [32] Flint R. F., The origin of the Irish "eskers". The Geogr. Rev. 1930, t. 22, s. 615—630.
- [33] Flint R. F., Stratified drift and deglaciation of eastern Washington. Geol. Soc. Am. Bull. V. 47, 1936, s. 1849—1884.
- [34] Flint R. F., Glacial and Pleistocene geology. N. York—London, 1957.
- [35] Frydrychowicz M., Powstanie i rozwój stożków rzek sudeckich w czasie deglacjacji zlodowacenia środkowopolskiego w Sudetach Wschodnich. Kwart. geol., t. 5, 1961, z. 4, s. 979—980.
- [36] Galon R., Formy polodowcowe okolic Więcborka. Studia Soc. Sci. Torun. vol. 1, nr 5, 1952, s. 29.
- [37] Galon R., Morfologia doliny i sandru Brdy. Studia Soc. Sci. Torun. vol. 1, nr 6, 1953, s. 176.
- [38] Galon R., General Quaternary Problems of North Poland. Guide-Book of Excursion, "From the Baltic to the Tatras". Part. 1, North Poland. 1961, s. 9—53.
- [39] Galon R., On the geomorphology of Northern Poland. Geographia Polonica 1, 1964, s. 23—39.

- [40] Geroch S., Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszach 1:100 000 Częstochowa i Woźniki w r. 1946. *PIG Biul.* 31, 1947, s. 32—40.
- [41] Gilewska S., Quaternary of the Silesian Upland. Guide-Book of Excursion "From the Baltic to the Tatras". Part III, 1961, s. 21—27.
- [42] Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina. *IG PAN Prace* nr 44, 1963, s. 135.
- [43] Gołąb J., Sprawozdanie z badań geologicznych w rejonie Częstochowy w latach 1945—1946. *PIG Biul.* 31, 1947, s. 8—31.
- [44] Gołąb J., Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Krzepice w r. 1947. *PIG Biul.* 54, 1949, s. 12—17.
- [45] Gregory J. W., The Scottish Kames and their Evidence on the Glaciation of Scotland. *Trans. Royal Soc. Edinburgh* 54, 2, 1926.
- [46] Gripp K., Endmoränen. *Comp. Rend. du Congr. Intern. de Geogr. Amsterdam* 1938, t. II, sect. 2, s. 215—228.
- [47] Hanefeld H., Die glaziale Umgestaltung der Schichtstufenlandschaft am Nordrand der Alleghenien. *Schr. d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel*, Bd 19, H. 1, 1960, s. 183.
- [48] Holms C. D., Till fabric. *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 52, 1941, s. 1299—1354.
- [49] Jahn A., Lodowce „typu Baffina” i problem moren ablacyjnych. *Czas. geogr.* t. 23—24, 1952—1953, s. 3—14.
- [50] Jahn A., Wyżyna Lubelska. *Prace IG PAN*, nr 7, 1956, s. 453.
- [51] Jahn A., Czwartorzęd Sudetów. *Regionalna Geol. Polski*, t. 3, z. 2, 1960, s. 358—414.
- [52] Jahn A., Intermount depression north of the basin of Jelenia Góra and the Iżera Upland. Guide-Book of Excursion B (The Sudetes). VIth INQUA Congress, 1961, s. 33—39.
- [53] Jahn A., Deglaciation of the Sudetes. Report VIth INQUA Congress, Vol. 3, 1963, s. 117—122.
- [54] Jakowlew S. A., Nanosy i relief g. Leningrada i jego okrestnostiej. *Leninograd* 1926.
- [55] Jewtuchowicz S., Studia z geomorfologii glacialnej w północnej części Sørkappu. *Acta Geogr. Lodz.*, nr 11, 1962, s. 79.
- [56] Karaś C., Starkel L., Boundary of the Middle Glaciation in Southern Silesian Upland. *Bull. Ac. Polon. Sci.* Vol. 5, No 10, 1957, s. 1005—1011.
- [57] Karaś C., Starkel L., Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego w południowej części Wyżyny Śląskiej. *Przegl. geogr.* t. 30, nr 2, 1958, s. 263—271.
- [58] Karaś-Brzozowska C., Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego w Kotlinie Raciborskiej. *Przegl. geogr.* t. 35, nr 3, 1963, s. 431—447.
- [59] Klebelsberg R. V., *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie.* Wien 1948—1949, Bd I, II, s. 1028.
- [60] Klimaszewski M., Podział morfologiczny południowej Polski. *Czas. geogr.* t. 17, 1939—1946.
- [61] Klimaszewski M., Zagadnienie Plejstocenu Południowej Polski. *PIG Biul.* 65, 1952, s. 137—268.
- [62] Klimaszewski M., Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej. *Przegl. geol.* t. 30, z. 3, 1958, s. 421—438.
- [63] Klimaszewski M., Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. *Przegl. geogr.* t. 30, z. 1, 1958, s. 3—43.
- [64] Klimaszewski M., Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spits-

- bergenu między Kongs-Fjordem a Eidem-bukta. Zesz. Nauk. Uniw. Jagiell. 32, Prace geogr. z. 1, 1960, s. 166.
- [65] Klimaszewski M., Quaternary problem in South Poland. Guide-Book of Excursion "From the Baltic to the Tatras" Part III (South Poland) 1961, s. 12—19.
- [66] Klimaszewski M., Geomorfologia ogólna. Warszawa 1961, s. 522.
- [67] Klimaszewski M., Czwartorzęd regionu śląsko-krakowskiego, (arch.), IG PAN w Krakowie.
- [68] Klimek K., Morfologia przełomu Warty przez próg górnojurajski kolo Częstochowy. Przegl. geogr. t. 33, z. 3, 1961, s. 421—442.
- [69] Klimek K., W sprawie genezy moren czołowych położonych na południe od Częstochowy. Folia Quaternaria nr 11, 1962, s. 21.
- [70] Klimek K., The Problem of Transgression of the Middle Polish Inland Ice into the Subsequent Depression of the Upper Warta River (Silesian Upland). Bull. Acad. Polon. Sci. Vol. 11, No 3, 1963, s. 163—167.
- [71] Klimek K., Influence du relief prequaternaire au cours de la glaciation et de la deglaciation de la partie nord du Plateau Silesio-Cracovien. Report Vth INQUA Congress, Vol. 3, 1963, s. 149—154.
- [72] Klimek K., Efficacy of inland-ice erosion in the Małopolska Upland during the middle polish (Riss) glaciation. Geogr. Pol. V. 2, 1964, s. 23—30.
- [73] Kondracki J., Pietkiewicz S., Guide-Book of Excursion D (North-East Poland). Vth INQUA Congress, 1961, s. 7—39.
- [74] Kneblová V., Interglacialni flora na Ostravsku. Vest. Ustred. ustavu geol. t. 33, z. 4, s. 293—296.
- [75] Koroniewicz P., Über die Glazialbildungen im Czenstochauer Juragebiete. Zeit. d. D. G. Gesel. B. 11, 1911.
- [76] Koroniewicz P., Rehbinder B., Geologiczeskije issledowanija wdol Gierby-Kieleckoj żelaznoj dorogi na uczastkie Gierby—Koniecpol w 1909—1911 g. Izw. Geol., Kom. 3, 1913.
- [77] Kowalski K., An early pleistocene fauna of small mammale from Kamyk (Poland). Folia Quaternaria 1, 1960, s. 24.
- [78] Kowalski K., Pliocene Insectiworms and Rodents from Rębielice Królewskie (Poland). Acta Zool., Cracow. 5, 1960, s. 155—194.
- [79] Kozarski S., Kem o strukturze warwowej koło Damasławska. Zesz. Nauk. Uniw. A. M. w Poznaniu, nr 27, z. 3, 1960, s. 123—132.
- [80] Kozarski S., Recesja ostatniego lądolodu w północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej i kształtowanie się pradoliny Noteci—Warty. Pozn. Tow. P. N. Prace Kom. Geogr.-Geolog. t. 2, z. 3, 1962, s. 153.
- [81] Krajewski R., Przekroje otworów wiertniczych w Jaworzniku i Choroni. PIG Biul. 31, 1947, s. 53—64.
- [82] Krajewski R., Przekrój otworu wiertniczego w Iwanowicach Wielkich koło Krzepic. PIG Biul. 54, 1949, s. 43—48.
- [83] Kroutilik V., Zpráva o vyzkumu glaciennich sedimentu mezi Opavcu a Krnovem. Prirod. Cas. Slezsky 21, 2, 1960.
- [84] Kroutilik V., Nové poznatky o kontinentalnim zaledneni Osoblažka. Prirod. Cas. Slezský 22, 4, 1961.
- [85] Krygowski B., Kamesartige Hügel im Südlichen Polesien. Comp. Rendu Congr. Intern. Geogr. Warszawa 1934.
- [86] Krygowski B., Zarys geologiczno-morfologiczny południowego Polesia.

- Prace Kom. Mat. Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Ser. A, t. 5, z. 1, 1947, s. 139.
- [87] Krygowski B., Rozwój geomorfologiczny południowego Polesia w czwartorzędzie. Zesz. Nauk. Uniw. A. M. w Poznaniu. Geogr. z. 2, 1959, s. 3—67.
- [88] Krygowski B., Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej: cz. 1. Geomorfologia. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 1961, s. 203.
- [89] Krygowski B., Guide-Book of Excursion A. The Great Poland Lowland. General Presentation, VIth INQUA Congress, 1961, s. 7—19.
- [90] Krygowski B., Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacictonicznych niżowej części Polski zachodniej. Badania Fizjograf. nad Polską Zachodnią, t. 9, 1962, s. 61—94.
- [91] Krumbein W. C., Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. Journ. Geol. V. 47, 1939, s. 673—706.
- [92] Książkiewicz M., Samsonowicz J. Zarys geologii Polski. Warszawa 1953.
- [93] Lencewicz S., Le problème des moraines terminales. Comp. Rend. Congr. Geogr. Intern. Amsterdam 1938, Rap. 2, s. 64—67.
- [94] Lencewicz S., Polska. Wielka Geografia Powszechna. Warszawa 1937.
- [95] Lewiński J., Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni podlodowcowej dorzecza Przemszy. Tow. Nauk. Warsz., Prace t. 7, 1914.
- [96] Liberacki M., Kame ridges near Ostrowite. Guide-Book of Excursion "From the Baltic to the Tatras", Part I, North Poland, VIth INQUA Congress 1961, s. 108—110.
- [97] Łuniewski A., Z geologii okolic Zawichostu. PIG Spr. nr 2, 1923.
- [98] Maas G., Das Thorn-Eberswalder Tal und seine Endmoränen. Ztschr. d. D. G. Gesel. 56, 1904.
- [99] Makowski A., Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszach Stary Bieruń i Lendziny. Pos. Nauk. PIG nr 8, 1924, s. 22—24.
- [100] Makowski A., Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Łędziny. Pos. Nauk. PIG nr 10, 1924, s. 11—14.
- [101] Makowski A., Uwagi o dyluwium górnośląskiem. Pos. Nauk. PIG, nr 27, 1930.
- [102] Małachowski D. B., Razwítje reliefa siewiernoj czasti Wałdajskoj Wozwyszennosti. Paleogeogr. Czetwiert. Pier. SSSR izd. MGU, 1961, s. 39—48.
- [103] Markow K. K., Razwítje reliefa siewierozapadnoj czasti Leningradskoj Obłasti. Trudy Gławn. Geologo-Razwied. Uprawl. SSSR, wyp. 117, 1931, s. 256.
- [104] Markow K. K., Geomorfologiczeskij ocerk Pamira. Trudy Inst. Geogr., wyp. 17, 1935.
- [105] Marynicz A. M., Osnownyje woprosy geomorfologii jużnogo Polesja. Report VIth INQUA Congress, Vol. 3, 1961, s. 205—214.
- [106] Marynicz A. M., Geomorfologia Jużnogo Polesja. Kijów 1963, s. 251.
- [107] Milthers V., Milthers K., Rozmieszczenie niektórych ważnych skandynawskich narzutniaków na niżu polskim. PIG Biul. 5, 1938, s. 1—27.
- [108] Mojski J. E., Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej. Kwart. geol. t. 4, z. 4, 1960, s. 1025—1038.
- [109] Mojski J. E., Nowicki A., Kemy okolic Bielska Podlaskiego. Kwart. geol. t. 5, z. 4, 1961, s. 950—951.
- [110] Mossoczy Z., Sprawozdanie z badań geologicznych na zachód od Częstochowy w r. 1946. PIG Biul. 31, 1947, s. 43—50.

- [111] Mossoczy Z., Sprawozdanie z badań geologicznych na zachód od Częstochowy w r. 1947. *PIG Biul.* 54, 1949, s. 20—22.
- [112] Mossoczy Z., Objaśnienia do mapy geologicznej: Obszar między Krzepicami a Wręczycą. *IG Biul.* 1955, s. 49—114.
- [113] Mossoczy Z., Preglacjalna dolina górnej Warty. *Przeł. geol.* 1955.
- [114] Mossoczy Z., Zagadnienie wieku jaskiń północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Speleologia* nr 4, 1959.
- [115] Mossoczy Z., Stratygrafia dolnej jury. *Przeł. geol.* nr 9, 1960.
- [116] Mossoczy Z., Jura i pokrywające ją utwory na północ od Częstochowy. *Przew.* 33 Zjazdu PTG. 1960, s. 85—88.
- [117] Mossoczy Z., Nowy podział stratygraficzny liasu w północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Kwart. geol.*, t. 5, z. 1, 1961, s. 81—100.
- [118] Mossoczy Z., Mapy geologiczne i strukturalne regionu częstochowskiego. *Kwart. geol.*, t. 5, z. 4, 1961, s. 972—973.
- [119] Murawski T., Kames in the neighbourhood of Śmiłowo near Więcbork. *Guide-Book of Excursion "From the Baltic to the Tatras". Part I, North Poland.* VIth INQUA Congress, 1961, s. 100—101.
- [120] Niewiarowski W., Morphological evidence of deglaciation by meltings-ways of continental glacier over large areas as illustrated by landforms in the region of Kowalewo, Golub and Wąbrzeźno. *Bull. Acad. Pol. Sci. C. III, V. 5, No 10, 1957.*
- [121] Niewiarowski W., Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *Studia Soc. Sci. Torun.*, vol. 4, No 1, 1959, s. 170.
- [122] Niewiarowski W., Some problems concerning deglaciation by stagnation and wastage of large partitions of the ice-sheet within the area of the last glaciation in Poland. *Report. VIth INQUA Congress Vol. 3, 1961, s. 243—256.*
- [123] Niewiarowski W., Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi. *Przeł. geogr.* t. 33, z. 3, 1961, s. 443—476.
- [124] Niewiarowski W., Kame hill at Owieczkowo. *Guide-Book of Excursion "From the Baltic to the Tatras". Part I, North Poland, VIth INQUA Congress, 1961, s. 110—112.*
- [125] Niewiarowski W., Types of kames occurring within area of the last glaciation in Poland as compared with kames known from other regions. *Report VIth INQUA Congress. Vol. 3, 1963, s. 475—485.*
- [126] Nowak J., Z badań nad rzeźbą i stratygrafią czwartorzędu okolic Ciechanowa. *Kwart. geol.* t. 5, z. 4, 1961, s. 949—950.
- [127] Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Willi. *PAN, Prace Geogr.* nr 6, s. 68.
- [128] Pawłowski S., Le problème des moraines terminales. *Compt. Rendu Congr. Intern. Geogr. Amsterdam 1938, t. 4, s. 230—250.*
- [129] Pernarowski L., Morfogenezę północnej krawędzi Wzgórz Niemczańskich. *Acta Univ. Vratislav.* 10, 1963, s. 146.
- [130] Piasecki H., *Rozwój morfologiczny Pogórza Kaczawskiego. Rękop., Wrocław 1963.*
- [131] Premik J., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w lecie roku 1921 na obszarze rudonośnym powiatu Wieluńskiego. *Pos. Nauk. PIG nr 2, 1922, s. 3—6.*
- [132] Premik J., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1925

- na obszarze Praszki, Rudnik, Komornik i Działoszyna. Pos. Nauk. PIG nr 13, 1925, s. 7—9.
- [133] Premik J. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1926 na arkuszu Wieluń oraz wzdłuż nowo wybudowanej kolei Podzamcze — Wieluń — Kalety. Pos. Nauk. PIG nr 16, 1927, s. 12—13.
- [134] Premik J., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1927 na obszarze arkuszy Krzepice i Częstochowa. Pos. Nauk. PIG nr 19—20, 1928, s. 8—9.
- [135] Premik J., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1929 na obszarze Kłobucka — Wręczy — Rudnik i nad środkową Widawką. Pos. Nauk. PIG nr 25, 1930, s. 26—32.
- [136] Premik J., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1930 na arkuszu Częstochowa w okolicy Szarlejki, Łojek, Gnaszyna oraz na arkuszu Koziegłowy w okolicy Kozichłówek i Aleksandrii. Pos. Nauk. PIG nr 28, 1931, s. 20—24.
- [137] Premik J., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 w najbliższej okolicy Częstochowy oraz na arkuszu Koziegłowy w okolicy Chotonia, Poraja, Gężyn i Siedlec. Pos. Nauk. PIG nr 31, 1931, s. 15—19.
- [138] Premik J., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w 1932 r. na arkuszu Woźniki, Częstochowa i Szczerców. Pos. Nauk. PIG nr 34, 1932, s. 13—16.
- [139] Premik J., Über die Ausbildung und Gliederung d. Diluvium im südwestlichen Teil Mittelpolens. Roczn. PTG t. 8, z. 2, 1932.
- [140] Premik J., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1933 na arkuszu Częstochowa oraz Woźniki. Pos. Nauk. PIG nr 37, 1933, s. 8—11.
- [141] Premik J., Budowa i dzieje geologiczne okolic Częstochowy. Ziemia Częstochowska, 1934.
- [142] Premik J., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1935 na arkuszu Częstochowa. Pos. Nauk. PIG nr 44, 1936, s. 12—13.
- [143] Premik J., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1936 na arkuszu Częstochowa oraz Woźniki. Pos. Nauk. PIG nr 57, 1937, s. 13—15.
- [144] Premik J., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1934 na arkuszu Koziegłowy oraz Częstochowa. Pos. Nauk. PIG nr 41, 1935, s. 16—17.
- [145] Premik J., Diluvial rocks in the area of Częstochowa, Koniecpol, Włoszczowa and Małogoszcz. Wykaz prac Działu Nauk Mat.-Przyr. wykonanych w latach 1939—1945, Kraków, 1947, s. 19—20.
- [146] Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. IG PAN, Prace nr 38, 1963, s. 178.
- [147] Rosa B., Late-glacial forms of kame-like accumulation at Szary Dwór (west of Karwia). Guide-Book of Excursion „From the Baltic to the Tatras”. Part I, North Poland, VIth INQUA Congress, 1961, s. 66—67.
- [148] Roszkówna L., Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego. Studia Soc. Sci. Toruniensis, vol. 2, nr 2, 1955, s. 111.
- [149] Różycki S. Z., Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Prace IG t. 17, 1953, s. 412.
- [150] Różycki S. Z., Jura górna i kreda oraz zjawiska krasowe w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Przewodnik 33 Zjazdu PTG, 1960, s. 28—50.

- [151] R ó ż y c k i S. Z., Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. Przegl. geol. nr 8, 1960.
- [152] R ó ż y c k i S. Z., Położenie i budowa geologiczna terenu Częstochowy. Przewodnik 33 Zjazdu PTG, 1961, s. 7—11.
- [153] R ó ż y c k i S. Z., Guide-Book of Excursion "From the Baltic to the Tatras". Part 2, Vol. 1, Middle Poland, 1961, s. 116.
- [154] R u c h i n a E. W., Materiały k izuczeniu Szapki-Kirsinskiich kamow w leńningradzkiej oblasti. Icz. Zapis. LGU, nr 25, wyp. 1, 1939.
- [155] R u h l e E., S o k o ł o w s k i S., T y s k a M., Mapa Geologiczna Polski. Atlas Geologiczny Polski, Instytut Geologiczny. Warszawa 1961.
- [156] S a m s o n o w i c z J., Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. Sprawozd. PIG, t. 1, 1920—1922, s. 373—403.
- [157] S a m s o n o w i c z J., O granicy zasięgu młodszego zlodowacenia między Iłżanką a Wisłą. Pos. Nauk. PIG 12, 1925, s. 9—10.
- [158] S a m s o n o w i c z J., Objasnienia arkusza Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski 1 : 1000 000, z. 1, 1934, s. 97.
- [159] S a w i c k i L. Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAN Ser. 3, t. 21, Dz. A, 1921, s. 1—42.
- [160] S a u r a m o M., Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland. Fennia 44, nr 1, 1924.
- [161] S i b r a v a V., Sediments of Continental Glaciation. IG Prace t. 34, 1961, s. 65—96.
- [162] S i e m i r a d z k i J., Sprawozdanie z badań geologicznych w guberni Piotrkowskiej i Kaliskiej w dorzeczu Warty i Proсны. Pamiętn. Fizjogr., t. 9, 1889, s. 3—12.
- [163] S i e m i r a d z k i J., Geologia ziem polskich. Vol. 2, Lwów 1909.
- [164] S i s s o n J. B., Deglaciation of part of East Lothian. Trans. and Papers. The Inst. of Brit. Geogr., 1958, s. 59—77.
- [165] S m a i l e s A. E., North England. London 1960, s. 324.
- [166] S p i r i d o n o w A. J., O niektórych osobiennostiach czwartorzędowego oljedienienia na Russkiej rawninie. Woprosy Geogr., šborn. 12, 1949.
- [167] S z a f l a r s k i J., Zarys rozwoju ukształtowania Wyżyny Śląskiej. Górny Śląsk, 1955, s. 65—122.
- [168] S z u p r y c z y Ń s k i J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu. Prace IG PAN, nr 39, 1963, s. 162.
- [169] S w i e r c z y Ń s k i K., Stosunki geomorfologiczne. Z badań środowiska geograficznego w powiecie mraǳowskim. PAN, Prace Geogr. nr 19, 1959, s. 11—35.
- [170] S w i e r c z y Ń s k i K., Mraǳowo-Kame-terraces and kame-ridge, eskers. Guide-Book of Excursion D (North-East Poland). VIth INQUA Congress 1961, s. 50—51.
- [171] T o m a s z e w s k i E., Terasa kemowa w rynnach jezior Źnińskich. Czas. geogr., t. 26, z. 4, s. 371—374.
- [172] T u t k o w s k i P., Koniecznyje moreny, wałunnyje połasy i ozy jużnego Poljesja. Zap. Kijew. Obszcz. 1952, 57, s. 353—460.
- [173] T y c z y Ń s k a M., Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym. Czas. geogr., t. 28, z. 2, 1957, s. 131—170.
- [174] W a l c z a k W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. Prace IG PAN, nr 2, 1954, s. 51.
- [175] W a l c z a k W., Geneza form polodowcowych na przełęczach Sudetów Kłodzkich. Czas. geogr. t. 28, 1957.

- [176] Walczak W., W sprawie transgresji łądolodu w Kotlinie Kłodzkiej. IG Biul. 108, 1957, s. 403—418.
- [177] Walczak W., Nowy interglacjał w Sudetach. Czas. geogr. t. 34, z. 1, 1963, s. 3—13.
- [178] Woldstedt P., Die „Äussere“ und die „Innere“ Baltische Endmoränen in der westlichen Umrandung der Ostsee. Zbl. Miner. Geol. Paleont. 1925 B, s. 34—39.
- [179] Woldstedt P., Das Eiszeitalter. Stuttgart, 1954, s. 374.
- [180] Zamorij P. K., Czwetwiertinni Widkłady Ukrainskoj RSR, Kiiw 1963.
- [181] Zeuner F., Ein Toteisgebiet der Risseiszeit in Oberschlesien. Gesell. Erdkunde Veröff., 1934.
- [182] Znosko J., Tektonika obszaru częstochowskiego. Przegl. geol. nr 8, 1960.

КАЗИМЕЖ КЛИМЕК

ДЕГЛЯЦИАЦИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СЛЁНСКО-КРАКОВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ПЕРИОД СРЕДНЕ-ПОЛЬСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Дегляциация является исключительно важным периодом образования рельефа территорий подвергшихся оледенению. В этот период формируется комплекс форм, которые в течение долгого времени определяют главные морфологические черты этих территорий. В Польше исследования процесса дегляциации и форм, являющихся ее результатом, ведутся главным образом на территориях расположенных в границах последнего оледенения. В южной Польше, расположенной в границах более древних оледенений, ледниковые формы, находившиеся неоднократно в разных морфоклиматических зонах, сильно изменены или даже уничтожены. Потому до настоящего времени исследования процесса дегляциации этих территорий велись только в нескольких местах.

Исследования ледниковых форм и отложений северной части Слёнско-Краковской возвышенности начались уже в XIX веке. В 1911 году П. Короневич и Б. Ребиндер на основании исследований, проведенных в окрестностях Ченстоховы, высказали прогрессивный по тем временам взгляд на генезис существующих там форм и отложений. Они установили, что на север от Ченстоховы тянется в широтном направлении вал конечной морены, обозначающий границу распространения второго оледенения. Этот взгляд, модифицируемый Л. Савицким, Я. Премиком, З. Моссоchim и С. З. Ружицким, остается в силе до настоящего времени.

Настоящая работа является результатом проведенных в 1960—63 годах исследований процесса дегляциации северной части Слёнско-Краковской возвышенности, территории обладающей расчлененным ступенчатым рельефом.

Особое внимание было обращено на: 1) реконструкцию морфологических процессов, протекавших в период дегляциации и реконструкцию форм, которые образовались в результате этого процесса; 2) определение общего характера дегляциации территории и ее местные особенности, обусловленные доледниковым рельефом; 3) возможность реконструкции климатических условий, господствующих во время дегляциации, и вытекающий отсюда вопрос темпа дегляциации.

Цель исследований с одной стороны и характер изучаемой территории с другой заставили выбрать такой метод работы, который дал бы возможность подробного анализа ледниковых форм и отложений. Подробные исследования были проведены на трех различных участках общей площадью в 760 кв км.

Северная часть Сленско-Краковской возвышенности расположена в границах слёнско-краковской моноклинали, построенной там юрскими породами. В условиях благоприятствующего климата в третичном периоде здесь образовался типичный ступенчатый рельеф с характерными структурными уступами, разделенными субсеквентными понижениями (Лисварты, Варты — Просны). Во время краковского ледниковья вся территория была покрыта скандинавским ледником, который оставил плащ своих отложений. В мазовецком межледниковье территория была вскрыта из под покрова четвертичных отложений так, что в среднепольском ледниковье ледник надвигался на поверхность, рельеф которой был близок к дочетвертичному.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССОВ И СИСТЕМАТИКА ФОРМ

Ход морфологических процессов во время дегляциации исследованной территории был обусловлен существованием двух морфологических зон: гляциальной — занимающей территории покрытые льдом, и перигляциальной — территории освобожденной от льда, но подверженной влиянию климата, обусловленного существованием ледника и связанных с ним гидродинамических явлений.

В гляциальной зоне происходила с переменной интенсивностью абляция, эрозионная и аккумулятивная деятельность вод циркулирующих во льду. В результате аккумулятивной деятельности льда образовались моренные валы и холмы, склоны ледникового контакта и равнины донной морены. Уступам каменных террас сопутствуют валы и холмы аккумулятивных морен высотой в 8—10 м. По всей вероятности в период дегляциации эти формы образовались также во многих других местах у края ледника; однако это были эфемерные формы, размываемые во время дегляциации. Равнины донной

морены небольших размеров занимают преимущественно днища котловин и долин.

В распадающихся массах льда циркулировали обильные автохтонные талые воды проникающие в трещиноватые массы льда с перигляциальных территорий.

Такая система циркуляции талых вод была результатом подледникового рельефа имеющего общий уклон к северо-западу. Результаты эрозионной деятельности этих вод невелики. Они были обусловлены небольшой мощностью ледника и потому небольшого гидростатического давления, не превышающего 10 кг/кв. см на контакте льда с основанием.

В результате аккумулятивной деятельности этих вод образовались многочисленные камовые холмы и плато. Камовые холмы и валы находятся главным образом в понижении верховьев Варты. Длина этих форм достигает 25—30 м. Они построены главным образом горизонтально слоистыми песками и суглинками. Материал составлялся главным образом с перигляциальных территорий экстрагляциальными водами и отлагался в трещинах ледника, достигающих его основания. Структура отложений некоторых камовых форм указывает на поэтапное заполнение трещин.

Камовые плато, площадь которых достигает 16 кв. км, принадлежат к наиболее высоким ледниковым формам исследуемой территории. Необходимым условием образования форм этого типа было существование в основании ледника плоских крупных возвышенностей поднимающихся на несколько десятков метров над окружающей территорией. Ледник, покрывающий эти возвышенности и вообще обладающий в этом районе небольшой мощностью, образовывал над этими возвышенностями тонкий и сильно трещиноватый покров. Потому во время дегляциации эти трещины в первую очередь использовались талыми водами, что было причиной их быстрого расширения и заполнения материалом вытаивающим из льда.

Ледниковые формы северной части Слэнско-Краковской возвышенности носят следы значительного изменения, произошедшего в перигляциальных условиях во время стадии Варты и балтийского ледниковья, а также в умеренном климате эмского межледниковья и голоцена.

ПРОЦЕСС ТАЯНИЯ ЛЬДА И ЕГО ЭТАПЫ

Ледниковые формы исследуемой территории указывают на различный во времени и в пространстве процесс таяния льда. Вобщем массы льда растаяли быстрее всего там, где их мощность была не-

велика, т. е. в южной части исследуемой территории, в понижении верховьев Варты. Дольше всего они залежали над Лисвартой. Итак, не смотря на вобщем одинаковый на всей территории темп дегляциации, в ее начале массы льда растаяли в самых высоких участках структурных уступов, что привело к распаду сомкнутого ледникового покрова на ряд глыб неподвижного или мертвого льда площадью в несколько десятков кв. км. На участках освобожденных от льда происходила аккумуляция песчанисто-гравелистого материала существующих в настоящее время камовых плато и более высоких камовых террас. В дальнейшем этапе дегляциация происходила неодинаково на разных участках. В изолированных понижениях с пересеченным рельефом массы льда, растрескавшиеся уже во время передвижения, быстро распались на ряд более мелких глыб мертвого льда. В ледниковых трещинах и между глыбами льда отлагался материал, из которого построены камовые валы и холмы и более низкие камовые террасы. В понижениях с ровным доледниковым рельефом, открытым к северу или западу, массы льда не растрескались так сильно. Потому долгое время здесь лежали сомкнутые, медленно тающие глыбы мертвого льда. В конечном этапе дегляциации существовали уже только небольшие глыбы мертвого льда площадью не превышающей нескольких квадратных километров. Эти глыбы, тающие очень медленно препятствовали свободному стоку убогих уже прогляциальных и обильных экстрагляциальных вод.

Итак, дегляциация исследуемой территории была ареальной, а ход таяния льда был неодинаков и зависел от доледникового рельефа.

ФОРМЫ И ОТЛОЖЕНИЯ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И БЫСТРОТЫ ДЕГЛЯЦИАЦИИ

Показателем поэтапного таяния льда являются камовые террасы, что согласно подчеркивается многими исследователями вопросов плейстоцена. Покровы этих террас образовались в периодах похолоданий, когда края глыб льда отступали очень медленно, а в периодах потепления в результате быстрого таяния льдов быстро снижалась база аккумуляции так, что образовавшиеся до этого равнины превращались в камовые террасы находящиеся уже вне границ морфологической деятельности талых вод. Камовые террасы дают возможность судить о том, что во время дегляциации фазы похолодания сменялись фазами потепления.

Почти одинаковая разница высот между отдельными уровнями террас (8—12 м), находящимися в разных орографических условиях, свидетельствует о существовании определенного ритма изменений

климата. Этот ритм наблюдается также в структуре отложений каменных холмов. О продолжительности периодов потепления и похолодания позволяют судить отложения с ясно выраженной ленточной слоистостью. Ленты разной мощности обладают в определенных разрезах большой регулярностью, являясь показателем седиментации, связанной с регулярно повторяющимися колебаниями климата. Судя по геоморфологическим данным это могли быть годовичные колебания. На этом основании установлено например, что покров одной каменной террасы образовался в течение по меньшей мере нескольких десятков лет. Это приблизительно соответствует отрезку времени стояния края глыбы льда более менее на одной и той же линии, т. е. продолжительности периода охлаждения.

Итак, ареальная дегляциация территории происходила циклически: периоды роста температуры и связанного с ним быстрого таяния ледников сменялись периодами похолодания и связанным с ними замедлением абляции.

ДЕГЛЯЦИАЦИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СЛЁНСКО-КРАКОВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ПО СРАВНЕНИЮ С ДЕГЛЯЦИАЦИЕЙ СОСЕДНИХ ТЕРРИТОРИЙ

Северная часть Слёнско-Краковской возвышенности расположена в зоне контакта двух ледниковых масс среднепольского ледника с различной динамикой. На запад от этой территории массы льда продвинулись далеко на юг (Моравские ворота) или нагромождались достигая значительной высоты (600 м н. у. м.) у Судетского уступа. На восток от исследуемой территории массы ледника обладали очевидно меньшей динамикой; они распространились до Малопольской возвышенности, опираясь о ее северные склоны и не достигая высоты 200—250 м н. у. м. Потому мощность масс льда на этих двух территориях была неодинакова, что в свою очередь повлияло на формы и ход дегляциации. Исследования Слёнской возвышенности, Рациборской котловины и предгорий Судет указывают, что на этих территориях дегляциация носила ареальный характер, по крайней мере в последней фазе. О залегании мертвых льдов на Слёнской возвышенности говорят П. Ассман, А. Ян, Ст. Докторович-Гребницки, С. Гилевска, в Рациборской котловине — Ц. Карась-Бжозовска, в предгорьях Судет — Л. Пернаровски и Г. Пясецки и Цейнер. Меньше внимания посвящается проблемам дегляциации территории, расположенной на восток от Слёнско-Краковской возвышенности. С. З. Ружицки в труде, резюмирующем состояние изученности территории, указывает, что таяние ледника было фронтальным. Он различает холодные гляцифазы сменяющиеся теплыми интерфазами.

ВЫВОДЫ

Дегляциация северной части Сленско-Краковской возвышенности была тесно связана с доледниковым рельефом и климатическими условиями. Доледниковый рельеф определял распадение ледника, тип и ход морфологических процессов и связанное с ними образование форм. Климатические условия, изменяющиеся во время дегляциации, определяли характер и темп хода процессов, колебания климата, и влияли на образование некоторых форм. В распространении и типе ледниковых форм наблюдается некоторая закономерность. На возвышенностях доледникового рельефа в достаточной мере ровных и обширных происходила аккумуляция отложений камовых плато. У склонов возвышенностей образовывались камовые террасы. В понижениях долго залегали массы мертвого льда препятствуя их заполнению.

ОБЪЯСНЕНИЯ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Подробно исследованные территории северной части Сленско-Краковской возвышенности

1 — понижение верховьев Варты, 2 — понижение Панкувки, 3 — Клобуцкие холмы

Рис. 2. Эскизная геологическая карта северной части Сленско-Краковской возвышенности (составленная на основании данных С. Героха, Ю. Голомба, З. Моссочи, Я. Премика, С. З. Ружицкого)

Jm — мальмские известняки, *Jdm* — песчанистые келловейские известняки, *Jdi* — глины везуль-бата, *Jdp* — пески и песчаники аален-байоса, *Jl* — пески и конгломераты лейаса, *u* — сбросы

Рис. 3. Условия залегания отложений застойного озера и донной морены в понижении Варты — Просны

1 — дочетвертичное дно понижения Варты — Просны, 2 — дно прегляциальной долины Варты, 3 — горизонт донной морены, 4 — отложения застойного озера, подстилающие морену

Рис. 4. Эскизная геоморфологическая карта северной части Сленско-Краковской возвышенности

1 — поверхность структурных уступов, 2 — днища субсеквентных понижений, 3 — гряды и холмы с пологими склонами, 4 — скалистые холмы и утесы, 5 — ясно выраженные структурные уступы, 6 — камовые плато, 7 — группы камовых террас, 8 — камовые холмы и валы, 9 — прорывы рек

Рис. 5. Характерные профили четвертичных отложений, заполняющих долины Пра-Варты на юг от Ченстоховы

1 — дочетвертичный рельеф (доггерские глины), 2 — валунная глина, 3 — валунник, 4 — пески, 5 — супеси, 6 — суглинки, 7 — ленточные глины, 8 — органогенные остатки

Рис. 6. Ренкшовеце. Разрез камовой террасы и профиль слагающих ее отложений

1 — пески и песчаники (доггер), 2 — пески с горизонтальной слоистостью, 3 — галька местных и скандинавских пород, 4 — солифлюкционно-пролювиальные отложения; 5 — безструктурные пески, 6 — безструктурные пески с обломками песчаника, 7 — мелкозернистые пески с ленточной слоистостью

Рис. 7. Геоморфологическая карта зоны верхнеюрского уступа в окрестностях Дембовца

Дочетвертичные формы: 1 — граница выходов коренных пород, 2 — ясно выраженные структурные уступы, 3 — склоны холмов. Формы образовавшиеся во время среднепольского ледниковья: 4 — валы аккумулятивных конечных морен, 5 — склоны ледникового контакта, 6 — деградированные равнины донной морены, 7 — плоские поверхности камовых плато, 8 — поверхности камовых валов, 9 — останцы камовых валов и плато, 10—14 — равнины камовых террас, 15 — задровые равнины, 16 — эрозионно-денудационные уступы камовых террас, 17 — склоны ложбин стока прогляциальных вод, 18 — понижения образовавшиеся в результате вытаивания глыб мертвого льда. Формы образовавшиеся после среднепольского ледниковья: 19 — денудационные склоны, 20 — сухие корытообразные долинки, 21 — эрозионно-денудационные равнины, 22 — поверхности разветвленных песков, 23 — крупные дюнные валы, 24 — аккумулятивные днища долин

Рис. 8. Разрез обнажения около Конописк

1 — песчаная почва, 2 — галька местных и скандинавских пород диаметром в 2—8 см, с флюидальной структурой в некоторых горизонтах, 3 — линзы песков с золотой слоистостью, 4 — мелко- и среднезернистые пески со сбросами с амплитудой в несколько см, 5 — мелко- и среднезернистые, горизонтально-слоистые пески

Рис. 9. Поперечный разрез и продольный профиль долины реки впадающей в Варту в ее прорыве

1 — безструктурные пески с обломками известняка, 2 — пески с ленточной слоистостью, хорошо сортированные (камовые), 3 — мальмские известняки: а — современное дно долины, б — дно долины времени балтийского ледниковья, с — уровень камовой террасы

Рис. 10. Геоморфологическая карта средней части понижения верховьев Варты в окрестностях Вжосовой. Объяснения как к рис. 7

Рис. 11. Разрез обнажения в Арктике возле Ченстоховы

1 — почва, 2 — безструктурные пески, 3 — мелкозернистые пески с ленточной слоистостью, 4 — мелко- и среднезернистые пески с горизонтальной слоистостью, 5 — мелкозернистые пески и суглинки с ленточной слоистостью, 6 — крупнозернистые пески и гравий с косой слоистостью

Рис. 12. Разрез отложений камового холма около Лойек

1 — почва, 2 — безструктурные пески, 3 — горизонтально слоистые пески, 4—9 — суглинки с прослойками пылеватых песков, с ритмичной слоистостью, 10 — супеси

Рис. 13. Разрезы валунных глин в понижении верховьев Варты

а — Корвинов: 1 — песчаная почва, 2 — песчаная глина, 3 — моренная глина с немногочисленными валунами диаметром до 20 см, 4 — доггерские глины. б — Бугай: 1 — почва, 2 — безструктурные пески, 3 — моренная глина с валунами диаметром до 20 см, 4 — пески со слабо нарушенным залеганием, 5 — доггерские глины. с — Бугай: 1 — почва, 2 — глинистые безструктурные пески, 3 — моренная глина с валунами диаметром до 20 см, 4 — светлосерые пески со следами гляциотектонических нарушений в кровле, 5 — пылеватые пески и суглинки горизонтально слоистые, 6 — обломки известняков типа солифлюкционного покрова, 7 — доггерские глины. д — Гнашин: 1 — песчаная почва, 2 — песчаная валунная глина, 3 — крупнозернистые пески

Рис. 14. Разрезы четвертичных отложений заполняющих понижение Панкувки

1 — доггерские пески и песчаники, 2 — доггерские глины, 3 — мальмские известняки, 4 — моренная глина, 5 — валунник, 6 — гравий, 7 — пески, 8 — суглинки, 9 — глины

Рис. 15. Геоморфологическая карта центральной части понижения Панкувки. Объяснения как к рис. 7

Рис. 16. Разрез отложений в южной стенке песчаного карьера Мрувчак

1 — песчаная почва, 2 — безструктурные пески с немногочисленными валунчиками, 3—4 — крупнозернистые пески с примесью гравия, горизонтально слоистые, 5 — крупнозернистые пески с линзами супесей, 6 — пески с прослойками гравия, 7 — мелкозернистые пески с прослойками суглинков, 8 — пески с ленточной слоистостью

- Рис. 17. Разрез отложений северной стенки песчаного карьера Мрувчак
1 — пески и алевриты, а — пески слоистые, б — алевриты волнисто смятые, с — безструктурные пески, 2 — среднезернистые пески
- Рис. 18. Разрез правого склона долины Лисварты в окрестностях Кшепиц
1 — догерские глины, 2 — моренная глина, 3 — пески, 4 — суглинки, TS — зандровая терраса, TL — лимногляциальная терраса
- Рис. 19. Геоморфологическая карта части Клобуцких холмов. Объяснения как на рис. 7
- Рис. 20. Разрезы четвертичных отложений заполняющих долину Кацинки
1 — догерские глины, 2 — мальмские известняки, 3 — известняковый обломочный материал, 4 — галька, 5 — валунник, 6 — пески, 7 — моренная глина, 8 — суглинки
- Рис. 21. Разрез камовой террасы около Шарлейки
1 — почва, 2 — мелко- и среднезернистые пески с ленточной слоистостью, 3 — разнородные пески с золотой слоистостью, 4 — средне- и крупнозернистые пески горизонтально слоистые, 5 — суглинки с волновой ламинацией
- Рис. 22. Обнажения (а, б, с) в вале конечной морены около Грабувки
Обнажения а: 1 — пески и супеси с горизонтальной слоистостью (склоновые отложения), 2 — безструктурные пески переходящие в гальку с преобладающей фракцией 3–8 см, 3 — крупнозернистые, слоистые пески со сбросами. Обнажения б: 1 — песчаная почва, 2 — крупнозернистые пески с прослоями валунов диаметром до 30 см. Обнажения с: 1 — осыпь, 2 — валунник с примесью гальки с преобладанием местного материала; диаметр валунов достигает максимально 1 м. В некоторых горизонтах этой серии ясно видно упорядочение материала, 3 — мелкозернистые пески, горизонтально слоистые с мелкими сбросами
- Рис. 23. Предполагаемый способ возникновения камовых валов в северной части Сленско-Краковской возвышенности
1 — доледниковый рельеф, 2 — донная морена, 3 — галька, 4 — пески, 5 — суглинки
- Рис. 24. Предполагаемый способ возникновения разных типов (а, б,) камовых плато в северной части Сленско-Краковской возвышенности
1 — доледниковый рельеф, 2 — донная морена, 3 — ленточные отложения, 4 — пески
- Рис. 25. Схема возникновения разных типов (а, б, с) камовых террас в северной части Сленско-Краковской возвышенности
1 — подледниковое основание, 2 — донная морена, 3 — галька и валуны конечной морены, 4 — пески, 5 — суглинки, 6 — уровень застойных озер, 7 — ледник, Ак — аккумуляция, Ер — эрозия, Мо — морена, Т — терраса, Sk — склон ледникового контакта
- Рис. 26. Территория с преобладанием ареальной дегляциации в период средне-польского ледниковья
1 — максимальное распространение средне-польского ледника (предполагаемое), 2 — предполагаемое распространение ледника, 3 — территория с преобладанием ареальной дегляциации, 4 — предполагаемые территории залегания мертвых льдов

KAZIMIERZ KLIMEK

DEGLACIATION OF NORTHERN PART OF SILESIA-CRACOW UPLAND DURING THE MIDDLE-POLISH GLACIATION

INTRODUCTION

Deglaciation is a period of great importance in shaping the relief of glaciated areas. At that period there develops a group of land forms which for a long time bear on the principal morphological features of such areas. In Poland, research on course and land forms of deglaciation is mainly done in areas covered by the Last Glaciation. In Southern Poland situated in the range of older glaciations, the postglacial forms which repeatedly have been embraced by ranges of different morphoclimatic zones, have suffered powerful transformations or, even, destruction. Hence, up to now investigations of the course of deglaciation in these areas have been undertaken at a few localities only.

In the northern part of the Silesia-Cracow Upland, research on postglacial land forms and deposits were initiated as early as the 19th century. On the basis of studies made in the Częstochowa region, P. Koroniewicz and B. Reh binder expressed in 1911 a — relatively speaking — very up-to-date opinion on the origin of the land forms and deposits occurring there. They determined, that north of Częstochowa there extends latitudinally an end morainic ridge indicating the limit of the Second Glaciation. This opinion, later modified by Ludomir Sawicki, J. Premik, Z. Mossoczy and S. Z. Rózycki, continues to be valid until today.

The present paper is the result of investigations made in 1960 and 1961 as to the course of deglaciation of the northern part of the Silesia-Cracow Upland, an area of a varied marginal relief. The author paid special attention to 1) the reconstruction of the morphological processes that occurred during deglaciation, and to the reconstruction of land forms evolved from these processes, 2) a general definition of

the character of deglaciation in this region, and of its local differentiation depending on the shape of the substratum of the inland ice, 3) the possibility of reconstructing climatic conditions as they existed during deglaciations, and, in consequence, the rate at which deglaciation must have proceeded.

The purpose the author had set himself in preparing the present paper on the one hand, and the character of the region examined on the other, made him adopt such a method of procedure as would allow a detailed yet, at the same time, comprehensive analysis of postglacial land forms and deposits found within an extensive area. Thus, he carried out detailed studies in three heterogeneous regions comprising a joint area of 760 sq. km.

The northern part of the Silesia-Cracow Upland lies within the area of the Silesia-Cracow monocline, built here of Jurassic rocks. Under the favourable climatic conditions of the Tertiary a typical scarpland has developed here, characterized by the occurrence of structural escarpments separated by subsequent depressions (Liswarta, Warta — Prosna). During the Cracovien Glaciation this area was completely covered by the Scandinavian inland ice which left a mantle of glacial deposits. Afterwards, during the Masovian Interglacial, this area was almost entirely exhumed from under its Quaternary mantle, so that the inland ice of the Middle-Polish Glaciation transgressed on an area with a relief resembling its pre-Quaternary contours.

CHARACTERISTICS OF PROCESSES AND SYSTEMATICS OF LAND FORMS

The course of morphological processes during deglaciation of this area was connected with the existence of two morphological zones: a glacial zone comprising regions covered by ice, and a periglacial zone embracing regions freed of ice but subject to its climatic and hydrodynamic influences.

In the glacial zone, ablation of fluctuating intensity went forth accompanied by the erosive and accumulative action of waters circulating within the ice. As the result of the accumulating action of the ice, ridges and hummocks of accumulation developed, as well as ice-contact slopes and ground morainic plains. These ridges and hummocks of accumulation moraines, 8—10 m. high, accompany the margins of kame terraces. It was probably during deglaciation, that similar land forms also developed at a score of other places next to the ice margin; even so, these were rather ephemeral forms, flushed away again during the deglaciation period. The plains of ground moraines, of minor dimensions, predominantly occupied the floors of valleys and smaller basins.

Within the decaying ice masses, abundant autochthonic waters derived from melting ice were circulating as well as allochthonic waters penetrating the fissured ice masses from periglacial regions. This system of meltwater circulation resulted from the shape of the substratum of the inland ice, on the whole slanting northwestwards. In general, the erosive results of these waters were rather insignificant; this was due to the limited thickness of the ice, thus to the low hydrostatic pressure acting at the contact between ice and substratum, nowhere exceeding 10 kg/sq. cm.

As the result of the accumulating action of these waters there developed numerous kame ridges and hummocks, as well as kame plains. Kame ridges and hummocks occur mainly in the Upper Warta Depression; they are land forms up to 2.5 km. long, up to 1 km. wide and, at the most, 25—30 m. high. These land forms consist principally of horizontally stratified sands and silts. This material has mostly been brought in from periglacial regions by extraglacial waters and laid down in glacier crevasses reaching to the bottom of the inland ice. The structure of the deposits shaping some of the kame forms indicates the crevasses to have been filled in several phases.

The kame plateaux covering areas of up to 16 sq. km. each, belong to the highest postglacial land forms that are found in the area examined. An essential presupposition for the shaping of this type of land forms was the occurrence — within the substratum of the inland ice — of flat and fairly extensive elevations raised to several score metres above the surrounding area. In view of its lesser thickness, on such elevations the ice cover was thin and heavily crevassed. Hence, during deglaciation these crevasses were the first to facilitate the circulation of meltwater streams which, in turn, caused these crevasses to widen, and to fill all ice-free spaces with material melted from the ice.

The postglacial land forms occurring in the northern part of the Silesia-Cracow Upland disclose traces of very great transformations, which took place under the periglacial conditions of the Warta Stage and the Baltic Glaciation, as well as in the moderate climate of the Permian Interglacial and the Holocene.

MANNER AND STAGES OF ICE DECAY

The postglacial land forms occurring in the area examined reveal a differentiation in time and manner of decay of the inland ice. In general, the ice masses melted earliest where they were thin, that is, in the southern part of the area examined, in the Upper Warta Depression. They remained longest along the Liswarta. Hence, while all over the

area the rate of deglaciation was much alike, during the initial phase of deglaciation the ice masses melted first on top of the highest elevations of the structural escarpments causing a breaking up of the compact ice cover into a number of patches of stagnant or dead ice, each several dozen square kilometres in area. The areas devoid of ice became places of accumulation of sandy-gravelly material of which today's flat kame plateaux and higher levels of kame terraces are built. In the further phase of deglaciation a sort of regional differentiation took place. In isolated depressions with a variegated substratum the ice masses already broken up during their transgression, were further split up into a number of minor dead ice masses. In ice crevasses and in the space between individual masses there was laid down the material, of which today's kame ridges and hillocks and lower kame terrace levels consist. In depressions with level floors, open north- and westward, the ice masses were less broken up; and for this reason here for a long time compact patches of dead ice survived, shrinking but slowly. In the final phase of deglaciation only minor patches of dead ice remained, covering areas of merely several square kilometres each. These ice patches, melting very slowly, blocked the escape of the then relatively limited proglacial waters and the abundant extraglacial streams.

This shows, that deglaciation of the area examined was of areal character. In its detailed phases the ice decay proceeded in diverse manner, depending on the relief of the substratum.

LAND FORMS AND DEPOSITS AS INDICATOR OF CHANGES IN CLIMATE AND OF RATE OF DEGLACIATION

An indicator of ice melting occurring in several phases are kame terraces, as has commonly been pointed out by numerous students of Pleistocene problems. The covers of these terraces developed during cooler periods, at times when the edges of the ice retreated very slowly; during warmer periods, due to more rapid ice decay, the base of accumulation was rapidly lowered so that the plains previously formed turned into kame terraces, situated beyond the range of the morphological action of meltwater streams. From the occurrence of kame terraces one can deduce phases of cooler and of warmer climates during the deglaciation period. The fairly equal vertical distance between successive terrace levels (8—12 m.), occurring under different orographical conditions, indicates a certain rhythm in these changes of climate; this rhythm in climatic conditions may also be observed in the structure of the deposits building the kame hillocks. Their base, indicating the dura-

tion of warmer and cooler periods, consists of deposits characterized by a distinctly marked varved stratification. These varves, different in thickness, disclose in the profiles shown a remarkable regularity, thus are an index of sedimentation depending on regularly repeated oscillations of the climate. Geomorphological data suggest that the varves may represent annual periods. Assuming this to be correct it has been determined, that the cover of one kame terrace must have developed during the period of at least several scores of years. This approximately is the period of stoppage of the ice margin along one line, thus the duration of one period of cooler climate.

This shows that in this area deglaciation proceeded cyclically: alternately occurred periods of increases in temperature connected with rapid ice-melt, separated by cold periods with ablation processes checked.

DEGLACIATION OF NORTHERN PART OF SILESIA-CRACOW UPLAND ON THE BACKGROUND OF DEGLACIATION OF NEIGHBOURING AREAS

The northern part of the Silesia-Cracow Upland lies in a zone in which two ice masses of the Middle-Polish Glaciation of differentiated dynamics were in mutual contact. West of the area discussed, the ice masses extended far to the south (to the Moravian Gate), or they were piled up to considerable heights (600 m. a. s. l.) at the base of the Sudetes. Eastward of the area, the ice masses were less vigorous dynamics. They were resting against the slopes of the Małopolska Upland whose altitude does not exceed 200—250 m. a. s. l. Hence there was a difference in ice thickness between the two areas discussed which, in turn, had its effect on land forms and character of deglaciation. Investigations made in the Silesian Upland, the Racibórz Basin and in the Sudetes foothills indicate, that in these regions deglaciation was of areal character, in its first phase at least. The occurrence of dead ice masses on the Silesian Upland was reported by P. Assman, A. Jahn, S. Doktorowicz-Hrebnicki, S. Gilewska, — in the Racibórz Basin by C. Karaś-Brzozowska, in the Sudetes foreland by L. Pernarowski and H. Piasecki, as well as by Zeuner. In the areas lying east of Silesia-Cracow Upland, less attention has been given to problems of deglaciation. In an essay constituting a survey of present-day knowledge of this area, S. Z. Różycki assumes a frontal retreat of the inland ice; he distinguishes cool glacial phases separated by warmer interphases.

Deglaciation of the northern part of Silesia-Cracow Upland has proceeded in close interdependence with the substratum and with climatic

conditions. The substratum bore on the way the ice decayed, on the type and course of morphological processes and, connected with this, the development of land forms. The climatic conditions, subject to changes during deglaciation, determined the character and the rate of processes; any changes in climate had their effect on the evolution of certain land forms. In the distribution and the structure of post-glacial land forms a certain regularity may be observed. Elevations of the substratum, of sufficient flatness and extent, were places of accumulation of deposits building kame plateaux. On the slopes of such elevations, kame terraces developed. In depressed areas, masses of dead ice survived for a long time, protecting these areas from being filled in.

EXPLANATIONS OF FIGURES

Fig. 1. Situation of areas subject to detailed investigation in the northern part of Silesia-Cracow Upland

1 — Upper Warta Depression, 2 — Pankówka Depression, 3 — Kłobuck Hills

Fig. 2. Geological map of the northern part of the Silesia-Cracow Upland (on the basis of material supplied by S. Geroch, J. Gołąb, Z. Mossoczy, J. Premik, S. Z. Różycki)

Jm — Malm limestones, *Jdm* — Callovian sandy limestones, *Jdi* — Vesulian—Bathonian clays, *Jdp* — Aalenian—Bajocian sands and sandstones, *Jl* — Lias sands and conglomerates *u* — faults

Fig. 3. Relation of sub-morainic ice-dammed deposits to ground moraines in Warta—Prosna Depression

1 — level of sub-Quaternary floor of Warta—Prosna Depression, 2 — level of preglacial floor of Warta valley, 3 — level of ground moraine, 4 — occurrence of submorainic ice-dammed deposits

Fig. 4. Geomorphological map of northern part of Silesia-Cracow Upland

1 — surfaces of structural steps, 2 — floors of subsequent depressions, 3 — mounds and hillocks with gentle slopes, 4 — hills and rocky crags, 5 — high faces of escarpments, 6 — kame plains, 7 — groups of kame terraces, 8 — kame hillocks and ridges, 9 — river gaps

Fig. 5. Characteristic profiles of Quaternary deposits filling the pre-Warta valley south of Częstochowa

1 — substratum of the Quaternary (Dogger clays), 2 — boulder clay, 3 — block pavement, 4 — sands, 5 — sandy silts, 6 — clayey silts, 7 — varved clays, 8 — organic remnants

Fig. 6. Rększowice. Section across kame terrace and profile of deposits building this kame

1 — Dogger sands and sandstones, 2 — sands horizontally stratified, 3 — gravels from local and Scandinavian rocks, 4 — solifluxional-proluvial deposits, 5 — structureless sands, 6 — structureless sands with sandstone fragments, 7 — finegrained sands with varved stratification

Fig. 7. Geomorphological map of zone of face of Upper Jurassic escarpment in region of Dębowiec

Pre-Quaternary land forms: 1 — range of outcrops of older substratum, 2 — faces of structural escarpments, 3 — hill slopes. Land forms developed during Middle-Polish Glaciation: 4 — ridges of accumulation end moraines, 5 — ice contact slopes, 6 — degraded plains of ground moraine, 7 — flat surfaces of kame plateaux, 8 — surfaces of kame ridges, 9 — remnants of kame hills and plateaux, 10—14 — plains of kame terraces, 15 — outwash plains, 16 — denudation edges

of kame terraces, 17 — edges of trough valleys of proglacial water flow, 18 — hollows of ice kettle origin. Land forms developed after Middle-Polish Glaciation: 19 — denudation escarpments, 20 — dell-type small valleys, dry, 21 — denudation plains, 22 — dune-covered surfaces, 23 — larger dune ridges, 24 — filled-in valley floors

Fig. 8. Profile of outcrop near Konopiska

1 — sandy soil, 2 — gravels from local and Scandinavian rocks, 3 — lenticles of sands with dune stratification, 4 — fine- and mediumgrained sands dissected by numerous small faults of several centimetres amplitude, 5 — fine- and mediumgrained sands, horizontally stratified

Fig. 9. Transversal profile and longitudinal profile of valley issuing into Warta gap sector

1 — structureless sands with limestone debris, 2 — sands with varved stratification, well sorted (kame), 3 — Malm limestones: a — present valley floor, b — valley floor from Baltic Glaciation, c — level of kame terrace

Fig. 10. Geomorphological map of central part of Upper Warta Depression near Wrzosowa. Explanations as for Figure 7

Fig. 11. Exposure at Parkitka near Częstochowa

1 — soil, 2 — structureless sands, 3 — fine sands varved stratified, 4 — fine and medium sands horizontally stratified, 5 — fine sands and silts varved stratified, 6 — coarse sands and gravels dune-like stratified

Fig. 12. Profile of deposits building kame hillock near Łojki

1 — soil, 2 — structureless sands, 3 — sands horizontally stratified, 4–9 — silts intercalated with laminae of pelitic sands, rhythmically stratified, 10 — sandy silts

Fig. 13. Profiles of boulder clays in Upper Warta Depression

a — Korwinów: 1 — sandy soil, 2 — sandy clay, 3 — boulder clay with sporadic erratics of up to 20 cm. dia., 4 — Dogger clays. b — Bugaj: 1 — soil, 2 — structureless sands, 3 — boulder clay with erratics of up to 20 cm. dia., 4 — sands slightly disturbed, 5 — Dogger clays. c — Bugaj: 1 — soil, 2 — clayey structureless sands, 3 — boulder clay with erratics of up to 20 cm. dia., 4 — light-grey sands, in top layer glaciectonically disturbed, 5 — pelitic sands and silts horizontally stratified, 6 — limestone debris of solifluxion-cover type, 7 — Dogger clays. d — Gnaszyn: 1 — sandy soil, 2 — sandy boulder clay, 3 — coarsegrained sands

Fig. 14. Profiles of Quaternary deposits filling Pankówka Depression

1 — Dogger sands and sandstones, 2 — Dogger clays, 3 — Malm limestones, 4 — boulder clay, 5 — block pavement, 6 — gravels, 7 — sands, 8 — silts, 9 — clays

Fig. 15. Geomorphological map of central part of Pankówka Depression. Explanation as for Figure 7

Fig. 16. Profile of deposits outcropping in southern wall of Mrówczak sand pit

1 — sandy soil, 2 — structureless sands with sporadic pebbles, 3–4 — coarsegrained sands with gravel admixture, horizontally stratified, 5 — coarsegrained sands with lenticles of sandy silts, 6 — sands with gravel intrusions, 7 — finegrained sands intercalated with silt laminae, 8 — sands with varved stratification

Fig. 17. Profile of deposits outcropping in northern wall of Mrówczak sand pit

1 — sands and slimes, a — bedded sands, b — slimes in waves disordered, c — structureless sands; 2 — middlegrained sands

Fig. 18. Section across right-bank scarp of Liswarta valley near Krzepice

1 — Dogger clays, 2 — boulder clay, 3 — sands, 4 — silts, TS — outwash terrace, TL — limniglacial terrace

Fig. 19. Geomorphological map of part of Kłobuck Hills. Explanations as for Figure 7

Fig. 20. Profiles of Quaternary deposits filling Kacynka valley

1 — Dogger clays, 2 — Malm limestones, 3 — limestone debris, 4 — gravels, 5 — block pavement, 6 — sands, 7 — boulder clay, 8 — silts

Fig. 21. Section across kame terrace near Szarlejki

1 — soil, 2 — fine- and mediumgrained sands with varved stratification, 3 — unequigranular sands with dune-type stratification, 4 — medium- and coarsegrained sands horizontally stratified, 5 — silts with undulate lamination

Fig. 22. Outcrops (a, b, c) in moraine ridge near Grabówka

Outcrops a: 1 — sands and sandy silts horizontally stratified (slope deposit), 2 — structureless sands passing into gravels, with 3–8 cm. dia. fraction predominating; in the gravels local material prevails, 3 — coarsegrained sands, stratified, dissected by faults. Outcrops b: 1 — sandy soil, 2 — coarsegrained sands intercalated with gravels of up to 30 cm. dia. Outcrops c: 1 — dump, 2 — boulder-gravel block with predominance of local material of up to 1 m. boulder size; in some horizons of this series the material appears to be distinctly sorted, 3 — finegrained sands horizontally stratified, dissected by tiny faults

Fig. 23. Probable manner of development of kame ridges in northern part of Silesia-Cracow Upland

1 — substratum of Quaternary, 2 — ground moraine, 3 — gravels, 4 — sands, 5 — silts

Fig. 24. Probable manner of development of various-type (a, b) kame plains in northern part of Silesia-Cracow Upland

1 — substratum of Quaternary, 2 — ground moraine, 3 — ice-dammed deposits, 4 — sands

Fig. 25. Diagram of origin of various-type (a, b, c) kame terraces in northern part of Silesia-Cracow Upland

1 — inland ice substratum, 2 — ground moraine, 3 — gravels and boulders of end moraine, 4 — sands, 5 — silts, 6 — level of ice-dammed basins, 7 — inland ice. AK — accumulation, Er — erosion, Mo — moraine, T — terrace, Sk — ice-contact slope

Fig. 26. Occurrence of areas with predominance of areal deglaciation during Middle Polish Glaciation

1 — (probable) maximum extent of Middle-Polish inland ice, 2 — probable extent of inland ice, 3 — areas of predominance of areal deglaciation, 4 — areas probably covered by dead ice

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstoceńskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50,—
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90, zł 16,50,—
5. Kiełczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażeniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, zł 31,45,—
6. Okołowicz W. Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
- ✓ 7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453 + 5 map, zł 52,40,—
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 40,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 90, zł 25,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + + 1 tabl., zł 40,—
- ✓ 15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950
Wełpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
- ✓ 19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mrągowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
- ✓ 20. Tobjasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—
- ✓ 21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstoczeńskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, zł 25,—
22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + + 9 map + 35 fot., zł 78,—
- ✓ 23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, zł 43,50,—
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—

25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów 15—18. IX. 1959). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.
26. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 77 + 2 tabl., zł 20,—
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, zł 32,—
30. Fleszar M., Geografia ekonomiczna w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, zł 43,50,—
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + wkładki, zł 28,—
- ✓ 33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, zł 28,—
- ✓ 34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyńniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
- ✓ 38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963
43. Mileska I., Regiony turystyczne Polski. 1963
- ✓ 44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963
- ✓ 46. Praca zbiorowa, Problems of Geomorphological Mapping. 1964
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966 (w druku)
48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965, s. 86, zł 21,—
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 143 + 16 ilustr., zł 30,—
- ✓ 50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. 1965, s. 160 + 16 fot. + 8 wkładek + 1 mapa, zł 48,—
51. Kostrowicki S. A., Regionalizacja zoogeograficzna palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (Macrolepidoptera). 1965, s. 100 + 21 ilustr., zł 30,—

52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki—Karpaty Zachodnie). 1966 (w druku)
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136, z1 32,—
54. Kosmowska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. 1966 (w druku)
55. Ziemońska Z., Obieg wody górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966 (w druku)
56. Ratajski L., Mapy przemysłu. 1966 (w druku)
57. Chilczuk M., Ciołkosz A., Zastosowanie fotointerpretacji w geografii. 1966 (w druku)
58. Więckowski K., Osady denne Jeziora Mikołajskiego. 1966 (w druku)
59. Szostak M., Jezioro Śniardwy, jego pochodzenie i zasoby wodne (w druku)
60. Cyż B., Rościszewski M., Siemek Z., Przemiany w rolnictwie Blińskiego Wschodu i Afryki Północnej (w druku)

VARIA

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, z1 100,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, z1 135,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, z1 72,—
- Centralny katalog zbiorów geograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, z1 28,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1801—1919. 1965, s. 343, z1 76,—

Amk 80,

Cena zł 32.—