

Jan BURACZYŃSKI, Józef WOJTANOWICZ

**Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części  
Polesia Lubelskiego**

Влияние среднепольского оледенения на рельеф южной части Люблинского  
Полесья

The Effect of the Middle-Polish Glaciation on the Relief of Southern Part of Polesie  
Lubelskie

WSTĘP

Zlodowacenie środkowopolskie odegrało bardzo istotną, może nawet najważniejszą rolę w ukształtowaniu współczesnej rzeźby Polesia, w tym i Polesia Lubelskiego. Teza ta znajduje potwierdzenie w opracowaniach zarówno polskich, jak i ostatnio ukraińskich i białoruskich. Powołać się można szczególnie na badania K r y g o w s k i e g o (1947, 1959) z Polesia południowo-wschodniego oraz M a t w i e j e w a i innych (1982) z Polesia Białoruskiego. Na rzeźbę Polesia wpływ miały także i inne zdarzenia, spośród których do najważniejszych zaliczyć należy rozwój rzeźby w długim okresie od górnego trzeciorzędu do zlodowacenia środkowopolskiego oraz ruchy tektoniczne w czasie i po zlodowaceniu środkowopolskim.

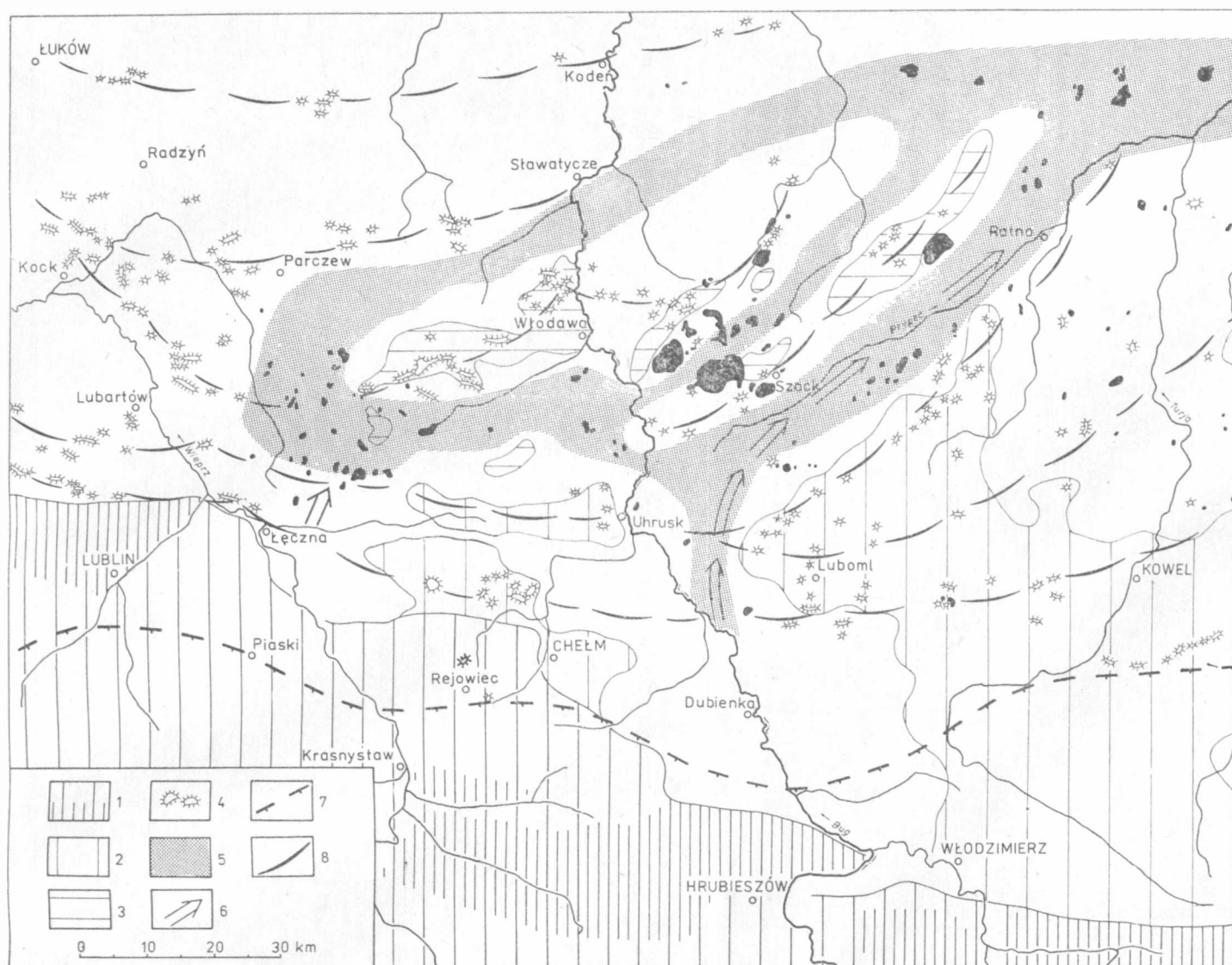
Polesie zlodowacone było dwukrotnie, w glacialach mindel i riss (K r y g o w s k i 1947, 1959; J a h n 1956). Zlodowacenie riss (środkowopolskie) w swym maksymalnym zasięgu wkroczyło na Wyżynę Lubelską, do linii biegnącej na południe od Lublina i Chełma, przez Piaski—Rejowiec (ryc. 1). Dokładne wyznaczenie zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego na międzyrzeczu Wisła—Bug jest sprawą otwartą, wymagającą specjalnych studiów i równocześnie trudną. Trudność ta wynika z wielu względów. Po pierwsze lądolód w strefie swego maksymalnego zasięgu nie pozostawił prawdopodobnie zbyt miększego płaszcza osadów. Można tak wnioskować ze względu na domniemaną bardzo już

niewielką miąższość łądolodu, a także ze względu na konieczność pokonania progu wyżyny i licznych poprzecznych garbów na przedpolu wyżyny i w jej strefie brzeżnej, co odnosi się właśnie do wschodniej części Wyżyny. Przeszkody te wymuszały akumulację, a prawdopodobnie powodowały także odklucia poziome w masie łądolodu; część spągowa pozostawała na miejscu i przymarzała, a część górna, mniej zasobna w materiał mineralny, odbywała dalszy niezbyt już odległy transport. Po drugie, pozostawiony na Wyżynie niewielkiej miąższości materiał lodowcowy uległ daleko już zaawansowanym procesom denudacji i erozji. Wreszcie, trudność w wyznaczeniu zasięgu łądolodu zlodowacenia środkowopolskiego sprawia, że na znacznych powierzchniach strefa ta zamaskowana jest przez pokrywę lessową z okresu zlodowacenia Vistulian.

Powyższe okoliczności są zapewne przyczyną tego faktu, że w miarę postępu badań linię maksymalnego zasięgu łądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na międzyrzeczu Wisła—Bug przesuwają się coraz bardziej na południe (Zaborski 1927; Jahn 1956 i inni). Jest wielce prawdopodobne, że łądolód sięgnął dalej na południe łobem Kotliny Dubienki (Jahn 1956), niż to proponujemy, być może pod Hrubieszów. Polesie Lubelskie znalazło się w całości w strefie stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego na południe od linii moren stadiału mazowiecko-podlaskiego.

Obszar południowej części Polesia Lubelskiego obejmuje wschodni fragment przedpola Wyżyny Lubelskiej, której granica, zgodnie z ujęciem Mojskiego (1972), biegnie od Łęcznej na Uhrusk, linią równoleżnikową, pozostawiając po stronie Wyżyny Obniżenie Dorohuskie, Pagóry Chełmskie i Kotlinę Dubienki. Od północy badany obszar zamyka mniej więcej równoleżnik Włodawy, od wschodu Bug, a od zachodu Tyśmienica. Obszar ten, zawarty w trójkącie Łęczna—Włodawa—Uhrusk, obejmuje w całości Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie — subregion Polesia, z jeziorami łęczyńsko-włodawskimi. Obejmuje także znaczną część Garbu Włodawskiego.

Praca oparta jest głównie na badaniach wykonanych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (Buraczyński, Wojtanowicz 1974a, 1974b, 1974c, 1980a, 1980b, 1981, 1982; Buraczyński i inni 1980; Bałaga, Buraczyński, Wojtanowicz 1983). Zestawiono także kartograficznie pewne wybrane materiały innych autorów szczegółowych map geologicznych (Trembaczowski 1968; Liszkowski 1979; Stochlak 1979; Harasimiuk, Henkiel 1980).



Ryc. 1. Etapy deglacjacji stadiau maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego (Saalian); 1 — zwarty obszar wyżynny, zbudowany z margli i wapieni lokalnie z płatami lessu — Wyżyna Lubelska i Wołyńska, 2 — silnie rozczłonkowany obszar wyżynny z pokrywami utworów trzeciorzędowych — Pagóry Chełmskie i Kowelskie, 3 — garby podłoża przedczwartorzędowego z pokrywą utworów plejstocénskich, 4 — pagóry akumulacji strefy moreny czołowej, 5 — pradoliny (strefy odpływu wód) z faz deglacjacji stadiau maksymalnego, 6 — kierunek Bugu w czasie zlodowacenia środkowopolskiego, 7 — zasięg stadiau maksymalnego, 8 — przebieg faz oscylacyjnych stadiau maksymalnego  
 Deglaciation phases during the Maximum Stadal of the Middle-Polish Glaciation; 1 — close uplands area, composed of marl and calcareus with localized sheets of loess — Lublin and Volynian Uplands, 2 — strongly dissected elevation area with the covers of Tertiary deposits — Chelm and Kowel Hills, 3 — humps of the prequaternary bedrock with the pleistocene deposits, 4 — accumulation hills of the end moraine zone, 5 — extraglacial valley (zones of flowing away water) from deglaciation phases of the Maximum Stadal, 6 — course of Bug river during the Middle-Polish Glaciation, 7 — ice sheet exten of the Maximum Stadal, 8 — zone of oscillation phases of the Maximum Stadal

## OSCYLACYJNY CHARAKTER DEGLACJACJI

Zestawienie materiałów czwartorzędowych strefy pogranicza pasa wyżyn i nizin po obu stronach Bugu pozwoliło wyznaczyć fazy deglacjacji zlodowacenia riss (środkowopolskiego, dniprzeńskiego) — ryc. 1. Fazy te znajdują wyraz morfologiczny w dwojakim znaczeniu. Po pierwsze, przebiegają one przez ciągi wzgórz, często predysponowanych przez wzniesienia podłoża podczwartorzędowego. Wzniesienia podłoża, występujące w postaci wydłużonych wałów (grzęd) lub pojedynczych garbów, są formami erozyjno-denudacyjnymi, z możliwymi uwarunkowaniami tektonicznymi, powstałymi jeszcze w plioceńskim i dolnoczwartorzędowym etapie rozwoju rzeźby. Formy te odegrały istotną rolę w przebiegu transgresji i deglacjacji zlodowacenia środkowopolskiego. Po drugie, stan zachowania form występujących w obrębie poszczególnych faz jest taki, że im bardziej na północ są one bardziej świeże, a więc młodsze.

Na podstawie kryterium morfologicznego można postawić wniosek o oscylacyjnym charakterze deglacjacji, związanej ze zróżnicowanymi wiekowo fazami zlodowacenia, której efektem są marginalne ciągi wzgórz z akumulacją glacialną. Ciągi te, zwane „fazami oscylacyjnymi”, układają się w charakterystyczny sposób. Niektóre z nich mają przebieg równoleżnikowy lub zbliżony do niego, inne zaś kierunek SW—NE. Taki układ, przecinający się pod różnymi kątami, jest charakterystyczny dla oscylacyjnego charakteru deglacjacji. Ciągi pagórków marginalnych wyznaczają zasięgi lobów.

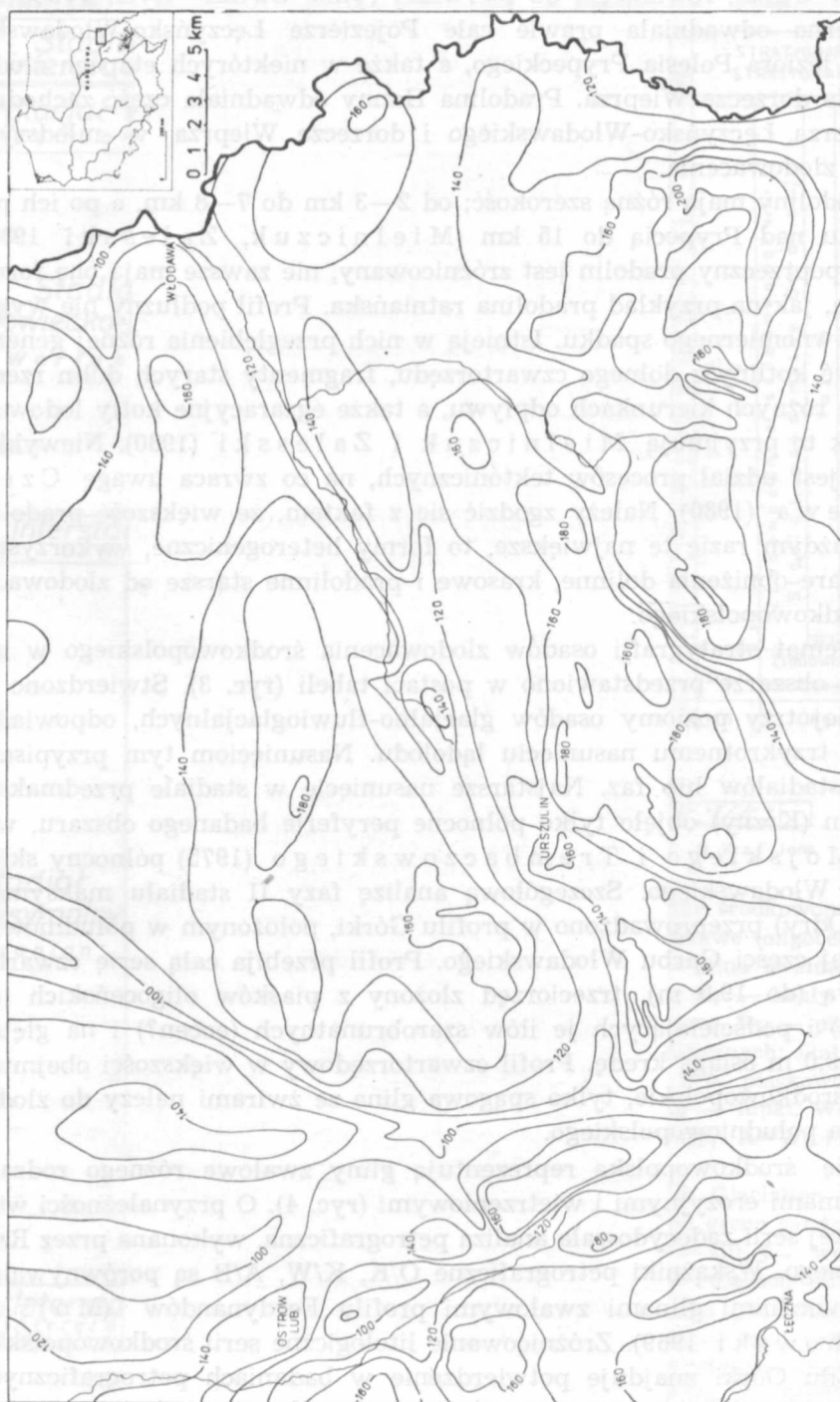
Na rozpatrywanym obszarze wyróżnić można następujące fazy oscylacyjne (idąc od południa od najstarszych): łączynsko-kowelska, lubomelska (wołyńska wg Grzymały 1978), uhruska, szacka (prypecka wg Zalesskiego 1978), włodawska, parczewska, łukowsko-kodeńska. Zalesski (1978), oprócz fazy prypeckiej związanej z lobem prypeckim, wydziela jeszcze trzy starsze fazy. Wszystkie te fazy wyznaczone są przez ciągi morenowe o kulisowym przebiegu. Cztery fazy deglacjacji wyznaczone także przez ciągi wzgórz glacialnych wydzielają na Polesiu Białoruskim Matwiejew i inni (1982).

W strefie maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w okolicy Chełma Jahn (1956) wyróżnia metodami stratygraficznymi dwie fazy zlodowacenia: młodszą i starszą. Obie fazy zaznaczyły się strukturami glacitektonicznymi. Podobne obserwacje, z obszaru Ukrainy znad dolnej Prypieci, także z brzeżnej strefy zlodowacenia dniprzeńskiego mają Gożik i Czugunnyj (1981). Młodszą fazę proponują nazwać fazą (stadiem?) prypecką. Struktury aktywnego lodu stwierdzili autorzy na Wale Uhruskim, w profilu Chutcze (Buraczynski, Wojtanowicz 1980a). Wał Uhruski jest elewacją kredową z nieciągłą po-

krywą trzeciorzędu, która pod wpływem nacisku lądolodu uległa silnemu zaburzeniu; obserwuje się zaburzenia fałdowe oraz silne zuskokowanie. Po północnej stronie wału istnieje pas pagórków morenowych (ryc. 6), które wiążą się z fazą transgresji lądolodu, a ich usytuowanie prawdopodobnie z odkłuciem i stagnacją spągowej partii lądolodu przed napotkaną przeszkodą. Opisane jako zaburzenia glacitektoniczne struktury w profilu Marianka na Garbie Włodawskim (Buraczyński, Wojtanowicz 1980b) mają prawdopodobnie inną genezę. Związane są one z procesami rozwoju kemów w fazie deglacjacji. Zachowały się tam także osady (mułki pylaste lessopodobne) kopalnego jeziora wytopiskowego.

Ciągi wzgórz wyznaczające fazy oscylacyjne zbudowane są z utworów glacialnych, moreny dennej i czołowej oraz kemów. Zdaniem Mojskiego i Trembaczowskiego (1975) najpowszechniejszymi na Polesiu osadami, które powstały podczas deglacjacji lądolodu środkowopolskiego mającej — zdaniem tych autorów — charakter fazowy i frontalny, są oprócz gliny zwałowej piaski, żwiry i glazy lodowcowe.

Lądolód środkowopolski spowodował olbrzymie zmiany w sieci hydrograficznej. Dotyczyły one przede wszystkim kierunków odpływu rzek. Z obszaru wschodniej części Wyżyny Lubelskiej i z Polesia wody rzeczne i lodowcowe odpływały w kierunku wschodnim. Dotyczy to zarówno Bugu, jak i Wieprza. Z fazami transgresji i regresji lądolodu wiążą się odpowiadające im pradoliny odpływu wód. W okolicach Chełma Jahn (1956) wydzielił kilka takich pradolin: Udału, rejowiecko-chełmska, Świnki—Uherki. Istniała prawdopodobnie jakaś łączność wymienionych pradolin lub tylko niektórych z nich z pradoliną południowopolską, wyróżnioną przez Krygowskiego (1947, 1959). Schemat odpływu wód ku wschodowi w czasie zlodowacenia środkowopolskiego dla Polesia i Podlasia przedstawił Zaboriski (1927). Wieprz, w schemacie tego autora, kierował swe wody ku wschodowi rynną okalającą od północy Garb Włodawski. Na podstawie własnych badań dotyczących rzeźby podłoża podczwartorzędowego (ryc. 2) i budowy czwartorzędu południowego Polesia, a także w oparciu o prace Lencewicza (1931), Rühlego (1948) oraz Mielniczuka, Zalesskiego (1980), rekonstruujemy główne pradoliny odpływu wód w czasie deglacjacji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego (ryc. 1). Wyróżniliśmy trzy takie pradoliny: bużańsko-prypecką (ratniańską wg Mielniczuka, Zalesskiego 1980), pojezierną (jezioro Uściwierz — jezioro Switaż) i rynną Hanny. Pierwszą, najstarszą odprowadzane były wody Bugu i jego odpływów. Druga pradolina jest szerokim obniżeniem równoleżnikowym na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, które w przedłużeniu na wschód rozdzielało się na linii Bugu na dwa ramiona. Południowe ramie miało łączność z rynną bużańsko-prypecką, a bardziej północne przecho-



Ryc. 2. Rzeźba powierzchni podzwartorzędowej  
Relief of the sub-quaternary surface

działo w wąską, równoległą do pierwszej rynnę Świtaż—Ryta. Pradolina pojezierna odwadniała prawie całe Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie i duże jeziora Polesia Prypeckiego, a także w niektórych etapach zlodowacenia dorzecze Wieprza. Pradolina Hanny odwadniała część zachodnią Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego i dorzecze Wieprza w młodszych fazach zlodowacenia.

Pradoliny mają różną szerokość; od 2—3 km do 7—8 km, a po ich połączeniu nad Prypecią do 15 km (Mielniczuk, Zalesski 1980). Profil poprzeczny pradolin jest zróżnicowany, nie zawsze mają one formę typową, jak na przykład pradolina ratniańska. Profil podłużny nie wykazuje równomiernego spadku. Istnieją w nich przegłębienia różnej genezy: krasowe kotliny z dolnego czwartorzędu, fragmenty starych dolin rzecznych o różnych kierunkach odpływu, a także egzaracyjne kotły lodowcowe, jak to przyjmują Mielniczuk i Zalesski (1980). Niewykluczony jest udział procesów tektonicznych, na co zwraca uwagę Czernyszewa (1980). Należy zgodzić się z faktem, że większość pradolin, a w każdym razie te największe, to formy heterogeniczne, wykorzystujące stare obniżenia dolinne, krasowe i pradolinne starsze od zlodowacenia środkowopolskiego.

Schemat stratygrafii osadów zlodowacenia środkowopolskiego w badanym obszarze przedstawiono w postaci tabeli (ryc. 3). Stwierdzono co najmniej trzy poziomy osadów glacialno-fluwioglacjalnych, odpowiadających trzykrotnemu nasunięciu lądolodu. Nasunięciom tym przypisano rangę stadiałów lub faz. Najstarsze nasunięcie w stadiale przedmaksymalnym (Krzny) objęło tylko północne peryferie badanego obszaru, według Mojskiego i Trembaczowskiego (1975) północny skłon Garbu Włodawskiego. Szczegółową analizę fazy II stadiału maksymalnego (Odry) przeprowadzono w profilu Górki, położonym w południowej, brzeżnej części Garbu Włodawskiego. Profil przebija całą serię czwartorzędową (do 19,0 m), trzeciorząd złożony z piasków oligoceńskich (do 23,0 m) i podścielających je iłów szarobrunatnych (eocen?) i na głębokości 29,0 m osiąga kredę. Profil czwartorzędowy w większości obejmuje osady środkowopolskie, tylko spągowa glina ze żwirami należy do zlodowacenia południowopolskiego.

Serię środkowopolską reprezentują gliny zwałowe różnego rodzaju z poziomami erozyjnymi i wietrzeniowymi (ryc. 4). O przynależności wiekowej tej serii zadecydowała analiza petrograficzna, wykonana przez Rzechowskiego. Wskaźniki petrograficzne O/K, K/W, A/B są porównywalne z odpowiednimi glinami zwałowymi profilu Ferdynandów (Mojski, Rzechowski 1969). Zróżnicowanie litologiczne serii środkowopolskiej w profilu Górki znajduje potwierdzenie w badaniach petrograficznych (ryc. 4), granulometryczno-mineralogicznych i chemicznych (ryc. 5). Po-

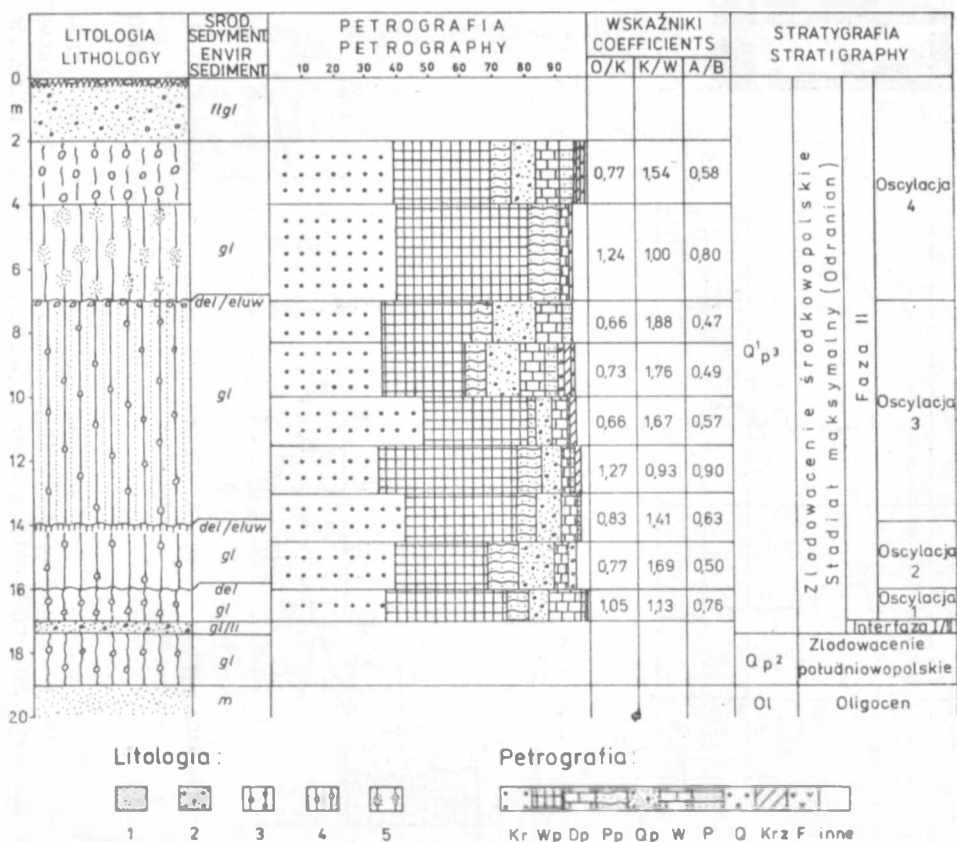
| Jednostki stratygraficzne                                 |                  | Profil<br>litologiczny | Typy<br>genetycz.<br>i litolog. | Schemat<br>stratygraficzny<br>wg E. Rühle (1970)           |                                                               |  |
|-----------------------------------------------------------|------------------|------------------------|---------------------------------|------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|--|
| Stadiów<br>interstadiów                                   | Symbole<br>wg IG |                        |                                 |                                                            |                                                               |  |
| Interglacjał eemski<br><i>Eemian</i>                      | $Q_{p3-4}$       |                        | li, fl<br>mp<br>col, ll<br>lm   | Stadiów<br>mazowiecko -<br>podlaski<br>(Warty, Moskiewski) |                                                               |  |
| Stadiów<br>mazowiecko-podlaski<br><i>Wartanian</i>        | $Q_{p3}^2$       |                        | fl/li<br>p/pm                   |                                                            |                                                               |  |
|                                                           |                  |                        | fl, prgl<br>pmi                 |                                                            |                                                               |  |
| Interstadiów<br><i>O/W</i>                                | $Q_{p3}^{1-2}$   |                        | del, rezid<br>pż                | Interst. Wyleziński<br>(Ohe, Pilicy, Odincowski)           |                                                               |  |
| Stadiów<br>maksymalny<br><i>Odranian</i>                  | Faza<br>II       | $Q_{p3}'$              | flg<br>pż                       | Faza<br>II<br>(Radomka)                                    | Stadiów<br>maksymalny<br>(Drenthe,<br>max. złodow.<br>Dniepr) |  |
|                                                           |                  |                        | gl<br>p                         |                                                            |                                                               |  |
|                                                           |                  |                        | gl<br>pż                        |                                                            |                                                               |  |
|                                                           |                  |                        | gl<br>g                         |                                                            |                                                               |  |
|                                                           |                  |                        | eluw<br>g                       |                                                            |                                                               |  |
|                                                           |                  |                        | zast<br>mi                      | Interfaza                                                  |                                                               |  |
|                                                           | Interfaza        |                        | fgl<br>pż                       |                                                            |                                                               |  |
|                                                           | Faza<br>I        |                        | gl<br>gp                        | Faza<br>I                                                  |                                                               |  |
| Interstadiów<br>(interglacjał?)<br><i>Kukovian</i>        | $Q_{p3}^{0-1}$   |                        | li, fl<br>tmp                   | Interstadiów Łukowski<br>(Maksiński - Biberowo)            |                                                               |  |
| Stadiów (glacjał?)<br>przedmaksymalny<br><i>Krznanian</i> | $Q_{p3}^0$       |                        | fgl/fl<br>pż/p                  | Stadiów Krzna<br>(Zehburski: I stadiów<br>złodow. Dniepr)  |                                                               |  |
| Interglacjał<br>mazowiecki<br><i>Mazovian</i>             | $Q_{p2-3}$       |                        | li, fl<br>tmp                   |                                                            |                                                               |  |

Ryc. 3. Schemat stratygraficzny złodowacenia środkowopolskiego (według Buraczyńskiego i innych 1980)

Stratigraphy diagram of the Middle-Polish Glaciation (after Buraczyński et al. 1980)

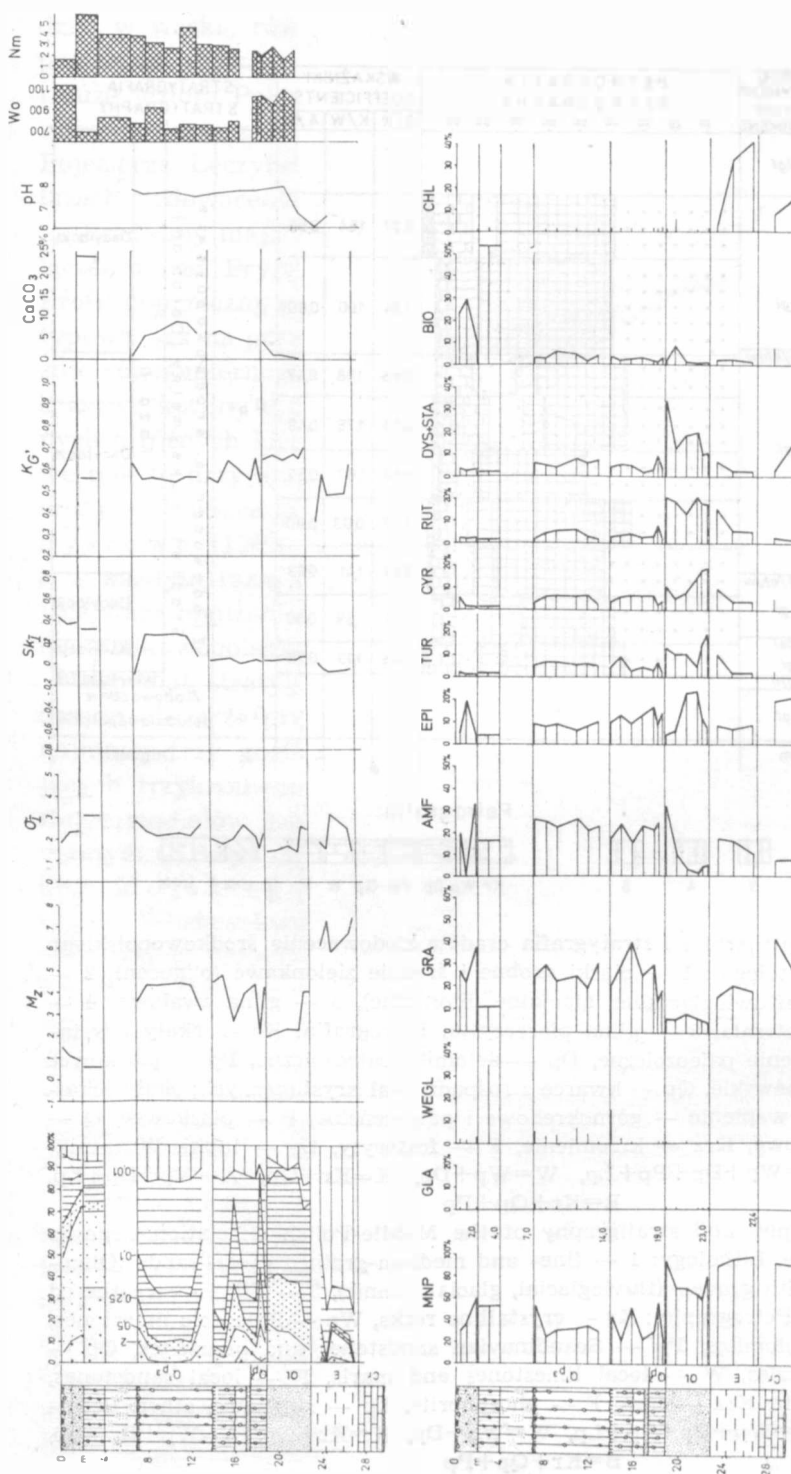


## GÓRKI



Ryc. 4. Litologia, petrografia i stratygrafia osadów zlodowacenia środkowopolskiego w profilu Górki. Litologia: 1 — piaski drobne i średnie zielonkawe (oligocen), 2 — piaski ze żwirami (fluwioglacjalne, glacialne, limniczne), 3 — glina zwałowa, 4 — glina zwałowa zwiertzała, 5 — glina piaszczysta. Petrografia: Kr — skały krystaliczne, Wp — wapienie paleozoiczne, Dp — dolomity paleozoiczne, Pp — piaskowce i kwarcyty skandynawskie, Qp — kwarc z rozpadu skał krystalicznych; skały lokalne: W — margle i wapienie — górnokredowe i paleoceńskie, P — piaskowce, Q — kwarc trzeciorzędowe, Krz — krzemienie, F — fosforyty, Łp — łupki. Wskaźniki petrograficzne:  $O = Wp + Dp + Pp + Łp$ ,  $W = Wp + Dp$ ,  $K = Kr + Qp$ ,  $A = Wp + Dp + Łp$ ,  $B = Kr + Qp + Pp$

Lithology, petrography and stratigraphy of the Middle-Polish Glaciation deposits in the Górki profile. Lithology: 1 — fine- and medium-grained green sands (Oligocene), 2 — sands with gravels (fluvioglacial, glacial, limnic), 3 — till, 4 — weathered till, 5 — sandy till. Petrography: Kr — crystalline rocks, Wp — Paleozoic limestones, Dp — Paleozoic dolomites, Pp — Scandinavian sandstones and quartzites, Qp — Scandinavian quartzites, W — local limestones and marls, P — local sandstones, Q — Tertiary quartz, Krz — flint, F — phosphorite, Łp — siltstones, other. Petrographic indices:  $O = Wp + Dp + Pp + Łp$ ,  $W = Wp + Dp$ ,  $K = Kr + Qp$ ,  $A = Wp + Dp + Łp$ ,  $B = Kr + Qp + Pp$



Ryc. 5. Charakterystyka granulometryczno-mineralogiczna profilu Górki: A. Uziarnienie (parametry uziarnienia:  $M_z$ ,  $\sigma_I$ ,  $Sk_I$ ,  $K_G$ ), węglany,  $pH$ , obróbka (wskaźniki  $Wo$  i  $Nm$  według Krygowskiego). B. Minerale ciężkie: MNP — minerały nieprzeźroczyste, glaukonit, węglany, granaty, amfibole, epidoty, turmalin, cyrkon, rutył, dysten+staurolit, biotyt, chloryt

Characteristics of the grain-size composition and heavy minerals in Górki profile: A. Content of size classes, grain size parameters ( $M_z$ ,  $\sigma_I$ ,  $Sk_I$ ,  $K_G$ ), carbonate content,  $pH$ , and rounding of quartz (indices  $Wo$  and  $Nm$  after Krygowski). B. Heavy minerals: MNP — opaque minerals, glauconite, carbonate, garnet, amphibole, epidote, tourmaline, zircon, rutile, disthene+staurolite, biotite, chlorite

zwoliło to na dokonanie szczegółowej stratygrafii. Wydzielono mianowicie cztery oscylacje w obrębie II fazy stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego.

#### ROLA ZLODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIEGO W RZEźBIE OBSZARU

Przedstawiona szczegółowa mapa geomorfologiczna Polesia Lubelskiego uwydatnia rolę środkowopolskich elementów glacialnych we współczesnej rzeźbie. Dotychczasowe mapy wykonane były w podziałkach przeglądowych (Wilgat 1957, 1963; Mojski 1972; Mojski, Trembaczowski 1975). Teraz wyróżniliśmy szereg nowych form, szczególnie w obniżeniu między Garbem Włodawskim a Wałem Uhruskim, między innymi zespół pagórków kemowych po południowej i wschodniej stronie torfowiska Krowie Bagno, koło Kulczyna i Hańska. Z analizy morfologicznej wynika, że niecka Krowiego Bagna, niewątpliwie starsza od zlodowacenia środkowopolskiego, odegrała ważną rolę w procesie deglacjacji, a z drugiej strony proces deglacjacji wpłynął na jej morfologię i rozwój. Kemy występują jeszcze koło Garbatówki i południkowym obniżeniu Tyśmienicy. Te ostatnie związane są wyraźnie z lobem, który je wypełniał.

Koło Jamnik, Woli Wereszczyńskiej i Wólki Wytyckiej wyróżniono pojedyncze ozy. Pomiędzy bagnami Bubnów i Staw Tarnawski występujące w ciągu na linii Kulczyn—Wojciechów—Karczunek—Chmieliska. Kilkunastometrowej wysokości ozy wypełniają rynną glacialną o głębokości kilkudziesięciu metrów. Na południowym przedpolu Garbu Włodawskiego występują sandry porozcinane na szereg oddzielnych płatów. Sandry w obniżeniu Tyśmienicy i koło Białki odpowiadają młodszym fazom oscylacyjnym, między innymi parczewskiej.

Stwierdzono wyraźne różnice w rzeźbie Wału Uhruskiego i Garbu Włodawskiego. Wał Uhruski tworzy dość zwarty garb podłoża, który stanowił przeszkodę na drodze lądolodu. Dlatego nastąpiła znaczna akumulacja glacialna tworząc u jego północnego podnóża ciąg pagórków morenowych. Garb Włodawski jest rozcięty na kilka części przez doliny rynnowe, co stwierdzili Mojski, Trembaczowski (1975). Wschodnią część Garbu Włodawskiego tworzy równina moreny dennej, a zachodnią wysoczyzna morenowa o zróżnicowanej rzeźbie, z pagórkami moreny czołowej i kemami koło Marianki.

Analiza rozmieszczenia form glacialnych na mapie wskazuje, że główne rysy rzeźby, garby i obniżenia, ukształtowały się ostatecznie w wyniku morfogenezy lodowcowej. Wcześniejszy rozwój rzeźby stworzył warunki paleogeograficzne przebiegu procesów zlodowacenia środkowopolskiego.

Ważnym zagadnieniem jest położenie jezior występujących na równi-

nach piaszczystych lub torfowych. Równiny jeziorne i torfowe zajmują znaczne powierzchnie o różnej genezie: rzecznej, fluwioglacjalnej, jeziornej, bagiennej i różnego wieku. Równiny leżą w obszernych obniżeniach: równoleżnikowym na linii Uściwierz—Wytyczno i południkowym Nadrybie—Orzechów oraz na linii Tyśmienicy, odpowiadającym głębokim rynnom w podłożu.

Terasa nadzalewowa Bugu i innych rzek jest terasą poligeniczną, zbudowaną z piasków rzecznych wieku środkowopolskiego, nadbudowanych o wiele cieńszą pokrywą drobniejszych piasków ze zlodowacenia Vistulian. Dolina Bugu koło Uhruska i Włodawy tworzy przełomy, które powstały w młodszych stadiach zlodowacenia środkowopolskiego.

Charakterystycznym elementem rzeźby są wydmy, dość licznie występujące na równinie terasowej i sandrowej w widłach Bugu i Włodawki, na zachód od Tyśmienicy oraz na stokach i wierzchołkach Garbu Włodawskiego. Powstały one w późnym glacie, na co wskazują formy, na których one występują. W skali regionalnej mogą być wskaźnikiem wieku form rzeźby. Brak wydym na równinach jeziornych sugeruje, że rozwijały się one jeszcze w starszym holocenie. Zgodnie z dotychczasowymi poglądami (Wilga 1957, 1963) równiny jeziorne w legendzie mapy umieszczono w grupie form Vistulianu.

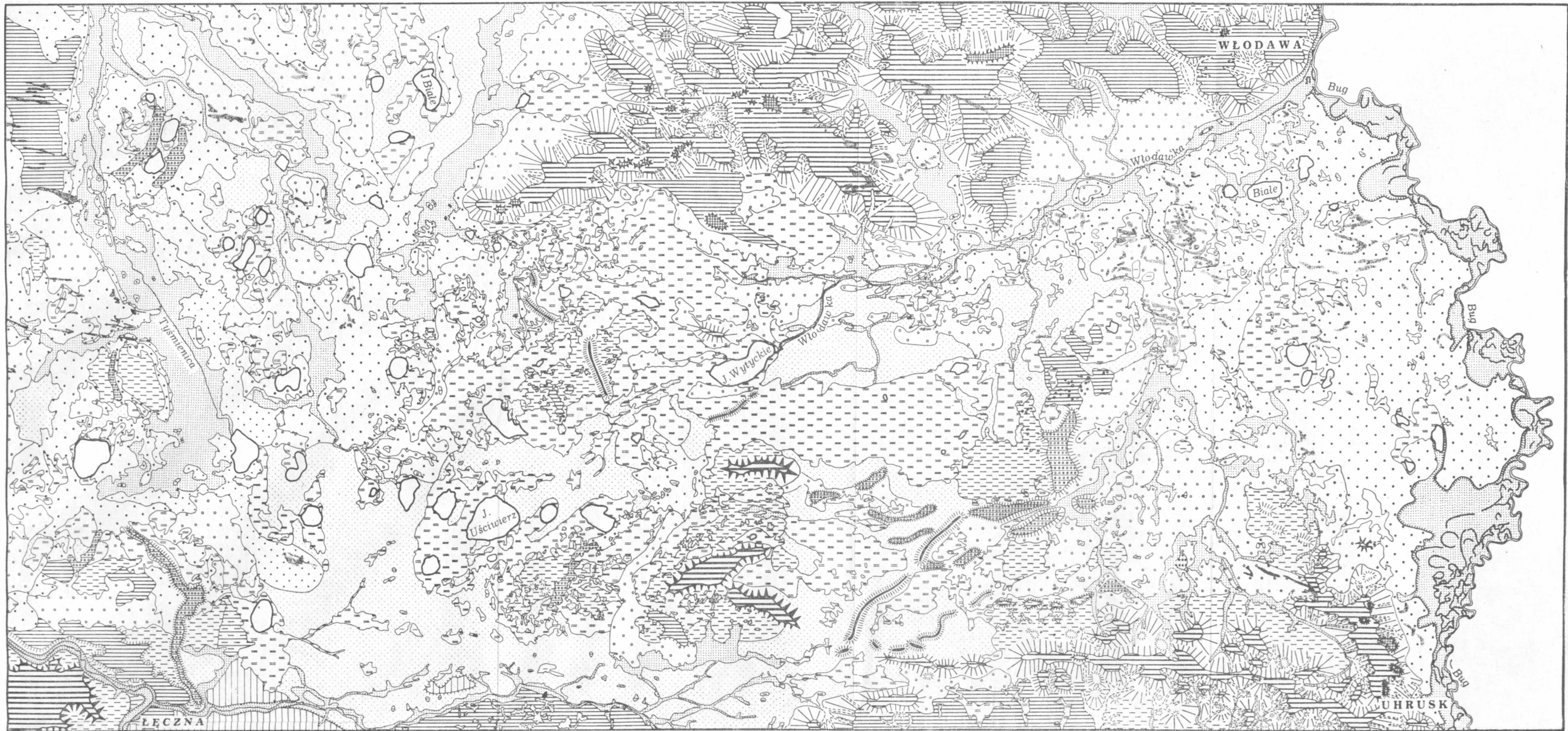
#### POGLĄD NA GENEZĘ I WIEK JEZIOR ŁĘCZYŃSKO-WŁODAWSKICH

Przyjmuje się, że jeziora Polesia są pochodzenia krasowego. Nie jest to koncepcja nowa, była referowana już w literaturze (Wilga 1954, Rühle 1961). Koncepcję krasowej genezy jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego w najbardziej zwarty i jednolity sposób przedstawił Wilga (1954). Stanowisko swoje zreferował on jednak w sposób zbyt radykalny zdaniem Maruszczyka (1966), również zwolennika krasowej genezy tych jezior. Jako wnikliwy obserwator i rzetelny badacz Wilga (1954) starał się przedstawić wszelkie minusy swojej teorii. Oto niektóre z nich.

1. Brak ściślejszego związku między podłożem kredowym a występowaniem jezior. I mimo, że „nigdzie kreda nie występuje na zboczach mis jeziornych i tylko w trzech przypadkach [...] w bezpośrednim sąsiedztwie jezior”, związek taki a priori autor zakładał: „istnieje bez wątpienia” (s. 102—104).

2. Jeśli przyjąć kras jako proces odpowiedzialny za powstanie jezior, to dlaczego istnieje taka odrębność w wyrazie morfologicznym tego zjawiska: na guzach kredowych występują formy wyłącznie drobne, a na równinach piaszczystych „formą najczęstszą są duże zagłębienia jeziorne,





Jan Buraczyński, Józef Wojtanowicz

**RZEŻBA POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI POLESIA LUBELSKIEGO**  
**RELIEF OF THE SOUTHERN PART OF THE POLESIE LUBELSKIE**

0 1 2 3 4 5 km

**FORMY HOLOCENSKIE**  
**HOLOCENE LANDFORMS**

-  Koryta rzek  
River beds
-  Starorzeczka  
Cut-offs
-  Krawędzie teras  
Edges of river terraces
-  Terasa zalewowa  
Valley floor
-  Równiny torfowe  
Peat plains

**FORMY ZŁODOWACENIA VISTULIAN**  
**VISTULIAN LANDFORMS**

-  Terasa nadzalewowa erozyjna  
River-cut plain
-  Terasa nadzalewowa  
River-built plain
-  Wydmy  
Dunes
-  Równina lessowa  
Loess plain
-  Równiny jeziorne  
Lake floor
-  Misy jeziorne  
Lake
-  Zagłębienia  
Depressions

**FORMY WODNOŁODOWCOWE I ŁODOWCOWE ZŁOD. ŚRODKOWOPOLSKIEGO**  
**SAALIAN GLACIO-FLUVIAL AND GLACIAL LANDFORMS**

-  Równiny stożków fluwioglacjalnych  
Glacio-fluvial fan plains
-  Pagórki kemowe
-  Wały ozów  
Esker ridges
-  Pagórki moreny martwego lodu  
Melt-out moraine hills
-  Misy wytopiskowe  
Thaw basins
-  Równina moreny dennej  
Flat ground moraine
-  Wysoczyzna morenowa niższa  
Low bosses within the end-moraine
-  Wysoczyzna morenowa wyższa  
High bosses within the end-moraine
-  Pagórki moreny ozolowej  
End-moraine ridges

**FORMY DENUDACYJNE PLEJSTOCENSKIE**  
**PLEISTOCENE DENUDATIONAL LANDFORMS**

-  Dolinki denudacyjne  
Denudational troughs on slopes
-  Równiny denudacyjne  
Flat surface of denudation
-  Ostańce denudacyjne  
Residual hills
-  Lejki krasowe  
Solution dolines
-  Stoki  
Slopes
-  Stoki ostańców  
Slopes of outlier

**FORMY PLEJOCENSKIE**  
**PLEISTOCENE LANDFORMS**

-  Poziom zrównania  
Destructional surface

drobne dolki natomiast występują rzadko, zaś małe jeziora są z reguły resztkami większych zbiorników" (s. 107).

3. „Dlaczego jeziora prawie wyłącznie występują na terenach piaszczystych, a niemal brak ich w części południowej, w okolicach Cycowa, gdzie margiel silnie krasowiejący zalega płytko pod powierzchnią" (s. 107).

Podane przez Wilgata (1954) wyjaśnienia nie są w pełni przekonujące. Niemniej jednak krasowa geneza jezior łączyńsko-włodawskich została zaakceptowana i przez prawie 20 lat, do początku lat siedemdziesiątych, przyjmowana bez zastrzeżeń. Należy też obiektywnie stwierdzić, że na etapie ówczesnego stanu wiedzy i geologicznego rozpoznania była to jedyna, logicznie uzasadniona koncepcja. Również dla jezior Polesia położonego na wschód od Bugu przyjmowano krasową genezę (Lencewicz 1931, Rühle 1961, Marinicz 1963, Czuklenkowa 1975 i inni). Lencewicz (1931), na którego powołują się wszyscy późniejsi limnokrasolodzy, widział jednakże inne jeziora, nie tylko krasowe. Mówi o jeziorach rzecznych (np. Jezioro Turskie), które powstawały po podniesieniu poziomu wód gruntowych nagromadzonych w aluviach. Jeziora te „leżą wśród bagien i egzystują tylko dzięki małym spadkom terenu i brakowi zdecydowanych odpływów". Dla wyjaśnienia powstania jeziora Świtaż przyjmował Lencewicz (1931) współdziałanie ruchów tektonicznych, obok procesów krasowych rozumianych w tym przypadku jako działanie wód artezyjskich wypływających z utworów kredowych. Rühle (1961), zwolennik czystej teorii limnokrasu poleskiego, widział w jeziorze Świtaż wyłącznie procesy krasowe. Według Lencewicza (1931) jeziora typowego krasu są małe (np. Jezioro Czarne pod Szackiem). Analiza przekrojów geologicznych zawartych w pracy tego autora (przekrój przez jeziora Pulmo, Świtaż i inne) budzić musi wątpliwość co do roli procesów krasowych. Jeziora tkwiące w osadach czwartorzędowych wykazują niewielki związek z podłożem kredowym. Leżą w obrębie dolin — rynien tektonicznego pochodzenia według Lencewicza (1931), wypełnionych osadami czwartorzędowymi do 30 m. Badania Krygowskiego (1947, 1959) wykazały na Polesiu południowo-wschodnim (na Zahoryniu), w oparciu o bogaty materiał wiertniczy, że bagna i jeziora tego obszaru występują na osadach czwartorzędowych, bez kontaktu z utworami kredowymi. O udziale krasu w powstawaniu niecek, torfowisk, bagien i jezior nie można tam w ogóle mówić.

Bogate materiały dotyczące geologii czwartorzędu Pojezierza Łączyńsko-Włodawskiego zgromadzono dopiero w latach siedemdziesiątych. Dało to podstawę do wszczęcia dyskusji na temat genezy jezior tego obszaru. Mojski (1972) jako pierwszy wysunął przypuszczenie, że zagłębienia, w których rozwinęły się bagna Polesia Lubelskiego, nie są związane z pro-

cesami krasowymi, a są wynikiem erozji i akumulacji wodnej. Autorzy niniejszego opracowania (Buraczyński, Wojtanowicz 1974a, 1974b, 1974c) wykazali, że centralny rejon jezior łęczyńsko-włodawskich — tak zwane jeziora uściwierskie leżą w głębokich rynnach dolinnych, w obrębie miększych pokryw czwartorzędowych. Na przykład wiercenia wykonane przy przeciwległych brzegach jeziora Piaseczno (38,8 m) do 30 i 40 m nie osiągnęły podłoża kredowego. Duża głębokość jezior była dla Wilgata (1954) ważnym argumentem przemawiającym za ich krasową genezą. Innym argumentem był regularny kształt jezior, mniej lub bardziej kolisty. Szczegółowsza analiza wykazała, że kształt ich nie jest pierwotny, a powstał w fazie aktywnego zarastania. Pierwotny kształt jezior był bardzo nieregularny. Autorzy wysunęli tezę powstania jezior w wyniku działalności erozyjnej wód subglacjalnych i wytopienia brył martwego lodu. Tymi procesami starano się wytłumaczyć urozmaiconą rzeźbę den mis jeziornych. Koncepcja ta miała słabą stronę, zakładała bowiem przetrwanie jezior od czasu zlodowacenia środkowopolskiego. Takie założenia uczyniło zresztą wielu innych autorów. Zaleski (1978) uważa na przykład, że jeziora okolic Szacka są związane ze strefą morenową zlodowacenia dniewrowskiego i są reliktem podpartych wód lodowcowych. Także Czulkonowa (1975) nie wyklucza prawdopodobieństwa przetrwania zbiorników lodowcowego pochodzenia w zachodniej części Polesia. Badania palinologiczne i datowania bezwzględne osadów współczesnych jezior nie potwierdzają jednak tych przypuszczeń, bowiem jeziora Polesia i przyległych obszarów zaczęły swój rozwój dopiero w późnym glacie.

W oparciu o szczegółową analizę rozwoju torfowiska Krowie Bagno oraz analizę rzeźby podłoża serii organicznej (Bałaga, Buraczyński, Wojtanowicz 1983) wysuwamy wytopiskowo-termokrasową koncepcję pochodzenia jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Przedstawia się ona w skrócie następująco. Podczas deglacjacji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w istniejących wówczas obniżeniach o różnej genezie (niektóre z nich mogły pochodzić jeszcze sprzed zlodowacenia środkowopolskiego) nastąpiła konserwacja brył martwego lodu. Po ich wytopieniu powstały jeziora, które w młodszych stadiach zlodowacenia uległy całkowitemu lub tylko częściowemu zasypaniu. Niektóre z nich mogły istnieć jeszcze w czasie interglacjału eemskiego. Dawne niecki wytopiskowe przetrwały w formie obniżen do ostatniego zlodowacenia. W obniżeniach tych sprzyjające warunki hydrogeologiczne doprowadziły do rozwoju lodów gruntowych w strefie rozwoju wieloletniej zmarzliny ostatniego glaciału. W czasie degradacji zmarzliny tworzyły się formy termokrasowe, bardzo podobne do form krasowych. W zagłębieniach termokrasowych typu ałasów, o głębokości do 20 i więcej metrów, począwszy od Böllingu



(Bałaga, Buraczyński, Wojtanowicz 1983) zaczęły powstawać pierwsze jeziora. W ich powstaniu decydującą rolę odegrał proces termokrasu. Następuje zmienny, późnoglacialny i holoceniński rozwój jezior, uwarunkowany czynnikami klimatycznymi i tektonicznymi.

Rzeczne jeziora jest dwuetapowy. Pierwszy etap, o charakterze wytopiskowym, przypada na schyłek fazy maksymalnej zlodowacenia środkowopolskiego. Jeziora tej fazy zanikły najpóźniej w interglacjale eemskim. W drugim etapie, w nieckach pojeziernych pod wpływem procesów termokrasowych u schyłku zlodowacenia Vistulian powstają współczesne jeziora. Jedne z nich mogły powstać w Böllingu, inne w Allerödie. Jeziora starsze, ze zlodowacenia środkowopolskiego lub interglacjalu eemskiego, nie przetrwały do naszych czasów. O tym, że na Polesiu istniały krajobrazy pojezierne w różnych okresach plejstocenu świadczą pospolicie występujące osady jeziorne różnej miąższości i facji (Mojski, Trembaczowski 1977).

Naszym zdaniem zdecydowana większość jezior Polesia, szczególnie jeziora głębokie, ma genezę wytopiskowo-termokrasową. Do jezior o innej genezie (krasowej) można zaliczyć tylko niewielkie i płytkie jeziora. Koncepcja wytopiskowo-termokrasowa usuwa niezgodności w koncepcji krasowej. Pozostaje w zgodzie z nowszymi wynikami badań geologicznych i paleogeomorfologicznych.

Podobną koncepcję genezy i wieku jezior Polesia wypowiedział Wozniaczuk (1973). Według niego prawie wszystkie jeziora Polesia Białoruskiego, szczególnie te najgłębsze, są pochodzenia termokrasowego, a nie krasowego. Wiek ich odnosi autor do schyłku ostatniego zlodowacenia (Bölling, Alleröd). Równocześnie jednak zakłada, że istnieją drobne jeziora reliktowe jeszcze z okresu zlodowacenia późnodyniewskiego (Riss).

#### LITERATURA

- Bałaga K., Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1983, Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno — Polesie Lubelskie (Geological structure and development of the Krowie peatland — Polesie Lubelskie). *Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, 35/36 (1980/1981).
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1974a, Geneza jezior uściwierskich (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie). *Materiały Krajowego Symp. Paleolimnologicznego*, Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1974b, Stosunki geomorfologiczne okolic Garbatówki na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. *Przewodnik XII Ogólnop. Zjazdu Pol. Tow. Geogr.*, 2, Lublin; 79—84.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1974c, Charakterystyka morfologiczno-hydrograficzna grupy jezior Uściwierz. *Przewodnik XII Ogólnop. Zjazdu Pol. Tow. Geogr.*, 2, Lublin; 84—88.



- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1980a, Sedymencja glacialna i fluwioglacialna zlodowacenia środkowopolskiego na elewacji podłoża przedczwartorzędowego w zachodniej części Wału Uhruskiego (Glacial and fluvioglacial sedimentation of the Saalian Glaciation on an elevation of the prequaternary bedrock within the western part of the Wał Uhruski). Przewodnik Semin. Teren. Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE, Lublin; 85—88.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1980b, Zaburzenia glacictektoniczne osadów zlodowacenia środkowopolskiego w zachodniej części Garbu Włodawskiego (Glacitectonic dislocation of the Saalian glacial deposits within the western part of the Garb Włodawski). Przewodnik Semin. Teren. Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE, Lublin; 89—91.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski; ark. Orzechów Nowy. Wyd. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1982, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski; ark. Kołacze. Wyd. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Harasimiuk M., Henkiel A., Wojtanowicz J. 1980, Stratygrafia osadów zlodowacenia środkowopolskiego na przedpolu Wyżyny Lubelskiej między Wieprzem i Bugiem (Stratigraphy of the deposits of the Saalian glaciation in the foreland of the Lublin Upland between Wieprz and Bug rivers). Przewodnik Semin. Teren. Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE, Lublin, 37—39.
- Czernyszewa Z. S. 1980, Morfostrukturalne osobliwości południowego Polesia i ich odzwierciedlenie w profilach rzek. Ziemiowiedzenie, 13 (53); 155—163.
- Czuklenkova I. N. 1975, Wzrost lednikowej morfoskulptury zachodnich i jugo-zachodnich rejonów Rosyjskiej równiny (opis morfometrycznej analizy). Biul. Kom. po izucz. czetw. pierioda, 43; 183—188.
- Gożik P. F., Czugunnyj J. G. 1981, O średnieplejstocenowych odlodzeniach na terytorii Ukrainy. Plejstocenowe odlodzenia Wschodnio-Europejskiej równiny, Moskwa; 86—91.
- Gruzman G. G. 1978, Lednikowa formacja Wołyni. Krajowe obrazy materikowych odlodzeni. Kijew; 73—81.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1980, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski; ark. Łęczna. Wyd. Geol., Warszawa.
- Jahn A. 1956, Wyżyna Lubelska — rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and quaternary history of Lublin Plateau). Prace Geogr. IG PAN, 7, Warszawa.
- Krygowski B. 1947, Zarys geologiczno-geomorfologiczny południowego Polesia (Geological and morphological study on southern Polesie). Pozn. Tow. Przyj. Nauk; Prace Kom. Mat.-Przyr., A, 5, 1; 1—139.
- Krygowski B. 1959, Rozwój geomorfologiczny południowego Polesia w czwartorzędzie. Zeszyty Nauk. UAM; Geografia, 2, Poznań; 3—64.
- Lencewicz S. 1931, Międzyrzecze Bugu i Prypeci (Les eaux courantes et les lacs entre le Bug et la haute Prypéc). Przegl. Geogr., 11; Warszawa; 1—72.
- Liszkowski J. 1979, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski; ark. Ostrów Lubelski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Marinicz A. M. 1963, Geomorfologia południowego Polesia. Kijew.

- Maruszczak H. 1966, Zagadnienie genezy i wieku jezior łączynsko-włodawskich (The problem of the genesis and age of the lakes between Łęczna and Włodawa, Eastern Poland). *Folia Soc. Sci. Lubl., D, Geografia*, 5/6; 31—37.
- Matwiejew A. W., Moisiejenko W. F., Ilkiewicz G. I., Lewicka R. I., Krutous E. A. 1982, Rielief Białoruskiego Polesia. Minsk.
- Mielniczuk I. W., Zalesski I. I. 1980, O niektórych woprosach paleogeomorfologii Wołyńskiego Polesia w swiazi s jego melioratiwnym oswojeniem (About some questions of the paleogeomorphology of Volynskoje Polessye in connection with its meliorative development). *Fizическая география i geomorfologija*, 24, Kijew; 91—97.
- Mojski J. E. 1972, Polesie Lubelskie. *Geomorfologia Polski*, 2; Warszawa; 363—372.
- Mojski J. E., Rzechowski J. 1969, Plejstocen Podgłębokiego na Polesiu Lubelskim (The pleistocene from the vicinity of Podgłębokie in the Lublin Polesie). *Biul. IG 220; Z badań czwart. w Polsce*, 12; 13—50.
- Mojski J. E., Trembaczowski J. 1975, Osady kenozoiczne Polesia Lubelskiego (Cenozoic sediments of Polesie Lubelskie). *Biul. IG 290; Z badań czwart. w Polsce*, 17; 97—139.
- Mojski J. E., Trembaczowski J. 1977, Plejstoceńskie osady jeziorne na Polesiu Lubelskim (Pleistocene lake sediments in Lublin Polesie Region). *Studia Geol. Pol.*, 52; Zagadnienia czwartorzędu, 315—323.
- Prószynski M. 1952, Spostrzeżenia geologiczne w dorzeczu Bugu (Notes sur la géologie du bassin de la rivière Bug). *Biul. PIG 65; Z badań czwart. w Polsce*, 1; 313—364.
- Rühle E. 1948, Kreda i trzeciorzęd zachodniego Polesia (Cretaceous and tertiary of western Polesie). *Biul. PIG 34*.
- Rühle E. 1961, Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie jeziora Świataż (Dynamic processes in lacustrine basins and character of their sediments illustrated by the Świataż lake). *Biul. IG 169; Z badań czwart. w Polsce*, 10; 255—302.
- Saczok G. I., Matwiejew A. W. 1982, Prostranstwiennaja sopriażonnost' niektórych charakteristik rieljefa i osobiennostiej antropogienowego pokrowa na terytorii Białorusi. *Geomorfologija*, 4; 83—85.
- Stochlak J. 1979, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski; ark. Parczew. Wyd. Geol., Warszawa.
- Trembaczowski J. 1968, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski; ark. Kaplonosy. Wyd. Geol., Warszawa.
- Wilgat T. 1954, Jeziora łączynsko-włodawskie (Lakes between Łęczna and Włodawa). *Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, 8 (1953); 37—121.
- Wilgat T. 1957, Stosunki geomorfologiczne i hydrograficzne w strefie kanału Wieprz—Krzna (Geomorphologic and hydrographic conditions in the Wieprz—Krzna canal zone). *Przegl. Geogr.*, 29, 2; 259—285.
- Wilgat T. 1963, Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego. *Polesie Lubelskie, PTG, Lublin*; 9—30.
- Wozniaczuk L. N. 1973, K stratigrafii neoplejstocena Białorusi i smieżnych terrytorij. *Problemy paleogeografii Białorusi*, Minsk; 45—75.
- Zaborski B. 1927, *Studia nad morfologią Podlasia i terenów sąsiednich (Étude*

sur la morphologie glaciaire de la Podlachie et des régions limitrophes). *Przegl. Geogr.*, 7; 1—52.

Zaleski I. I. 1978, Krajowyje lednikowyje obrazowanija siewierozapada Ukrainy w rajonie Luboml—Szack. Krajowyje obrazowanija matierikowych oledienienij. Kijew; 89—96.

## РЕЗЮМЕ

Полесье подвергалось двукратному оледенению: оледенению Миндели и Рисс. Оледенение Рисс (среднепольское, днепровское) достигало Люблинской возвышенности вдоль линии простирающейся к югу от г. Люблина к г. Хелм (рис. 1). Исследованный район находился в пределах максимальной стадии (одранья), к югу морены стадиала мазовецко-подлясского (Вартаня). Стратиграфические исследования показали, что во время среднепольского оледенения ледник трехкратно надвигался на южное Полесье (рис. 3). Наиболее древний стадиал (предмаксимальный — Кжнянян) достиг вероятно лишь Влодавского горба, самое молодое наступление (Радомка) оставило наиболее мощную серию отложений. Более четкий анализ проведенный на профиле Гурки (рис. 4, 5), охватывающий градиометрию, петрографию и минералогию, позволил выделить в пределах фаз более малые стратиграфические единицы названные осцилляциями.

Констатировано осцилляционный характер дегляциации района. Выделен ряд осцилляционных фаз выраженных цепями холмов ледниковой аккумуляции. Это следующие с юга к северу, осцилляционные формы: ленчинско-ковельская, любомельская (волинская), угруская, шатская („припятская”), влодавская, парчевская, луковско-коденская.

Анализ рельефа дочетвертичного основания (рис. 2) и анализ четвертичных серий позволили выделить большие прадолины, по которым стекали к востоку воды из бассейнов Буга и Вепша и из ледника во время разных этапов среднепольского оледенения. Это следующие прадолины: бугско-припятская, поозерная (Устивеж—Свитязь) и прадолина Ганны.

Точная геоморфологическая карта (рис. 6) вполне подтверждает постановленное в главе работы заключение о большом влиянии среднепольского оледенения на рельеф. Проведено идентификацию большого каталога гляциальных форм (морены донные и краевые, камы, озы), а также значительные площади зандров. Главные элементы рельефа района: продольные горбы (Угрусский и Влодавский) и широкие низинные углубления окончательно образовались во время среднепольского оледенения.

В конце работы предлагается новая концепция касающаяся генезиса Ленчинско-Влодавских озер. Это концепция деградиационного таяния глыб мертвого льда — термокарстовая. Этот сложный генезис связан с двумя этапами развития озер. Первый этап связан с окончанием максимальной фазы среднепольского оледенения и генетически имеет характер термокарстового вытаявания. Во время дегляциации, в процессе вытаявания глыб мертвого льда образовались углубления, в которых местами создались озера. Однако они не сохранились до голоцена. Второй этап, существенный, датируется концом Вистулиана, когда-то во время деградации вечной мерзлоты развивались процессы термокарста. В углублениях после вытаявания существовали особенно благополучные условия для гидрогеологического развития сперва грунтовых льдов, а позднее термокарстовых (типа аласов) более глубоких по сравнению с другими поверхностями. В этих

углублениях, начиная с боллинга или аллерода, образуются озера, которые после следующих изменчивых фаз развития, сохранились в своем первичном расположении до сегодняшнего времени.

## SUMMARY

Polesie Lubelskie underwent a glaciation twice, during the Mindel and Riss. The younger one, Riss (Middle-Polish Glaciation) extended to Lublin Upland, to the South from Lublin and Chelm (Fig. 1). The examined area was situated within the Maximum Stadial boundaries, on the outside, southern side of the moraines of Mazowsze-Podlasie Stadial (Wartanian). The stratigraphic studies proved that during the Middle-Polish Glaciation a glacier was pushing three times on the South Polesie area (Fig. 3). The oldest pushing, in the Premaximum Stadial (Krznanian) probably reached only the Włodawa Range. The youngest one (Radomka) left deposit series of the greatest thickness. The more detailed analysis of Górki profile (Fig. 4, 5) — granulometric, petrographic and mineralogic, accomplished the classification of smaller stratigraphic units called oscillations.

The oscillation character of deglaciation was confirmed. Several oscillation phases were distinguished, marked by the hills with glacial accumulation. There are following phases (from the South): Łęczna—Kowel, Luboml, Volynian, Uhrusk, Szack (Prypeć river), Włodawa, Parczew, Łuków—Kodeń.

The analysis of subquaternary relief (Fig. 2) and analysis of quaternary deposits let characterize big pradolinas (extraglacial valleys). During the different stages of the Middle-Polish Glaciation the river waters of Bug and Wieprz basins as well as glacial waters used them to flow away towards East. These pradolinas were: Bug—Prypeć, Lakeland (Uściwierz—Świtaż lakes) and Hanna.

The detailed geomorphological map (Fig. 6) fully confirms the conclusion about a great effect of the Middle-Polish Glaciation on the relief. Several glacial forms were identified (ground and end moraines, kame, esker) as well as big surfaces of sandr. The essential components of the relief are oblong ranges (Uhrusk and Włodawa) and wide lowland depressions formed during the Middle-Polish Glaciation.

The new idea concerning the origin of the Łęczna—Włodawa lakes is presented. It remarks the melt — thermokarst character of this origin. It is connected with two stages of lakes development. The first one is dated at the end of the Maximum Stadial of the Middle-Polish Glaciation and has a melt lake character. During deglaciation, in the process of meeting of the dead-ice blocks there were some depressions in which the lakes were formed. They did not last till Holocene, however. The second stage, the right one, is dated at the end of Vistulian with thermokarst processes occurring during deglaciation. In melt depressions there were peculiarly favorable hydrogeologic conditions of the thermokarst basins (*alas*) development. In these basins, deeper than somewhere else, the lakes were formed since Bölling or Alleröd. After late stages of development they last in their primary localization up to now.

