

## WARUNKI GEOLOGICZNE I GEOMORFOLOGICZNE POJEZIERZA MAZURSKIEGO I RÓWNIINY SĘPOPOLSKIEJ

*Henryk Piaścik*

Katedra Gleboznawstwa, ART w Olsztynie

### WSTĘP

Pojezierze Mazurskie jest swoistą jednostką geomorfologiczną i w regionalizacji fizycznogeograficznej Polski stanowi makroregion [11]. Południowa jego granica pokrywa się z zasięgiem ostatniego zlodowacenia i przebiega od Nidzicy przez Wielbark, Rozogi, Faryny, Jeże, Kumelsk, Grajewo i Rajgród. Granicę zachodnią stanowi środkowy bieg Pasłęki i sandr morąsko-ostródzki. Północna granica biegnie Równiną Ornecką, doliną Łyny poza Lidzbark Warmiński, na południe od Bartoszczyca i Korsza do okolic Kętrzyna, w kierunku północno-wschodnim do Srokowa i jez. Oświn, a stamtąd przechodzi poza granicę państwa. Na wschodzie granica przebiega przez Gołdap, Olecko, dalej ku dolinie Rospudy i Równinie Augustowskiej. W tych granicach Poj. Mazurskie zajmuje 1 318 400 ha [10, 11].

Predyspozycję do rozwoju Poj. Mazurskiego stworzyło ostatnie zlodowacenie epoki plejstoceny okresu czwartorzędowego. Dzisiejszy kształt pojezierza uzyskało dopiero w holocenie [6, 8, 9, 13, 14].

### STOSUNKI HIPSOMETRYCZNE

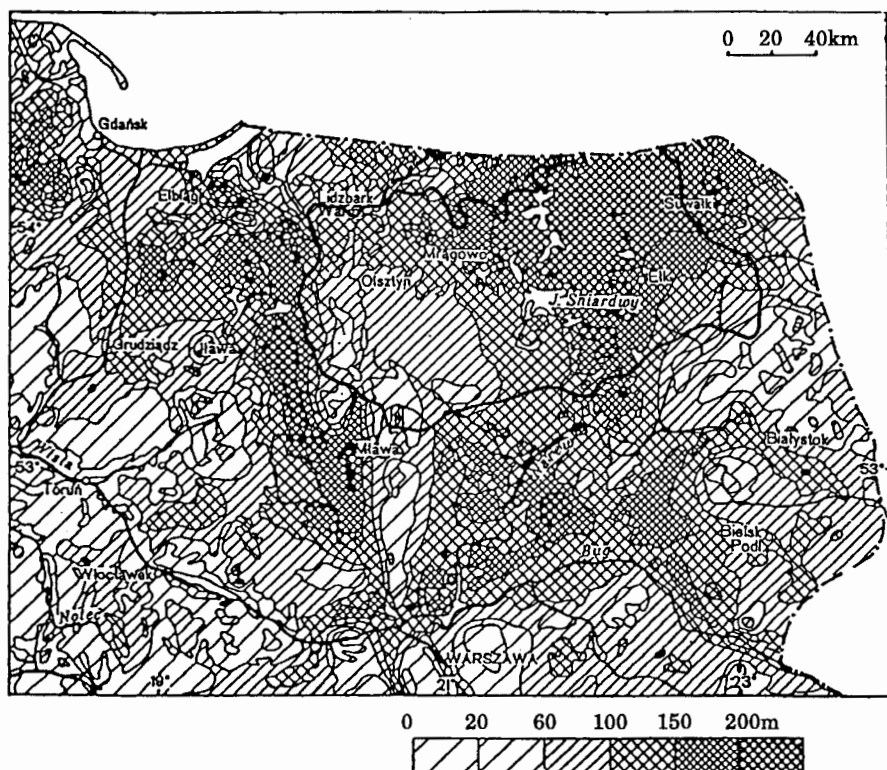
W hipsometrii Poj. Mazurskiego wyraźnie zaznaczają się dwie kulminacje – Wzgórze Dylewskie (312 m) na południowym zachodzie (znajdujące się poza pojezierzem) oraz Wzgórze Szeskie (309 m) na wschodzie. Obszar całego pojezierza obniża się w kierunku Wisły do 150 m. W partii środkowej pojezierza wyniesione jest od 140 do ponad 200 m. W Krainie Wielkich Jezior obniża się do 116 m, a dalej w kierunku wschodnim wznosi się do 200 m i powyżej (rys.1).

Pod względem hipsometrycznym Poj. Mazurskie stanowi wypukłość z dwoma obniżeniami. Jedne obniżenie wypełniają Wielkie Jeziora Mazurskie, a drugie wykorzystuje Łyna [7, 10].



W rejonie Wielkich Jezior Mazurskich w podłożu czwartorzędu istnieje obniżenie dolinne sięgające do 100 m poniżej poziomu morza, a w okolicach Orzysza, Giżycka i Kętrzyna dno tego obniżenia schodzi do 150 m. Płytse obniżenie występuje między Wielbarkiem i Piszem. Ku wschodowi powierzchnia podczwartorzędowa wznosi się do 50 m, a we wschodniej części Poj. Mazurskiego ponownie obniża się do poziomu poniżej morza. W zachodniej części pojezierza powierzchnia podłoża układa się powyżej poziomu morza, a w okolicach Nidzicy utwory trzeciorzędowe znajdują się na wys. 165 m npm. Deniwelacje w powierzchni podczwartorzędowej podłoża są więc większe od deniwelacji w rzeźbie współczesnej, a dna obniżen dolinnych znajdują się poniżej dzisiejszego poziomu morza [1, 5, 6, 7, 8, 10, 13].

Budowa geologiczna podłoża i jego ukształtowanie miały duży wpływ na działalność lodowca i miąższość jego utworów.



Rys. 2. Miąższość utworów czwartorzędowych na Pojezierzu Mazurskim  
Fig. 2. Thickness of Quaternary deposits of the Masurian Lake District

Miąższość utworów lodowcowych, wykształconych w postaci glin zwałowych, piasków i iłów jest mocno uzależniona od ukształtowania podłoża oraz przebiegu deglacjacji poszczególnych lądolodów. Na wyniosłościach (cokołach) jest ona

najmniejsza i reprezentowana przez utwory fluwioglacjalne, a w obniżeniach podłoża – największa i wypełniona przez gliny zwałowe [1, 5, 6, 7, 8, 9].

Grubość utworów lodowcowych jest najmniejsza w okolicach Nidzicy oraz na południowym wschodzie od Olsztyna i wynosi 20–40 m. W zachodniej części pojezierza dochodzi do 80 m, a w rejonie Piszki osiąga ok. 150 m. Największa jest we wschodniej części pojezierza, gdzie przekracza ponad 200 m (rys. 2).

## PRZEBIEG ZŁODOWACENIA BAŁTYCKIEGO

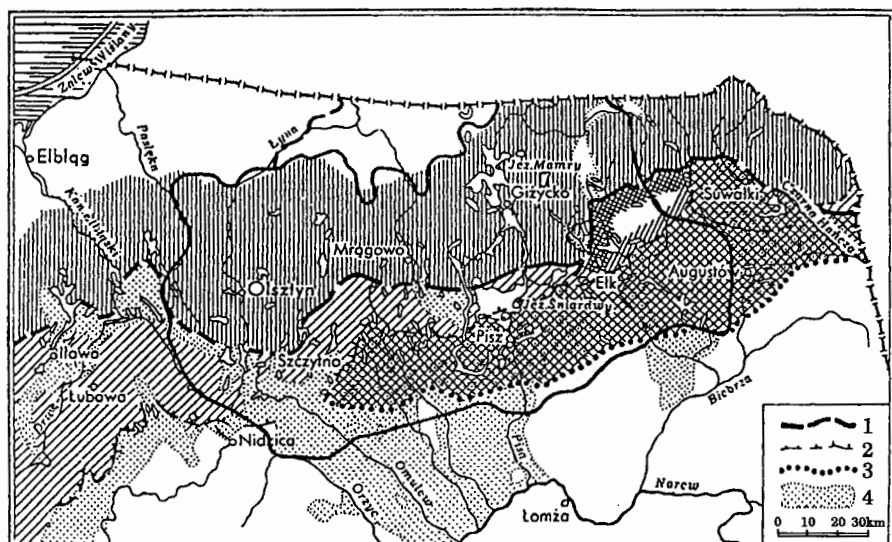
Na Poj. Mazurskim przebieg zlodowacenia bałtyckiego był ściśle związany z konfiguracją podłoża [1, 8, 9]. Makroregion ten jest zawężony do 50-70 km, a zasięgi poszczególnych faz zlodowacenia bałtyckiego (leszczyńskiej, poznańskiej i pomorskiej) zbliżają się do siebie, a częściowo nawet nakładają (rys. 3). Geneza Poj. Mazurskiego związana jest z płatem lodowca nazwanym lobem mazurskim, którego aktywność w poszczególnych fazach zlodowacenia była zróżnicowana. W fazie leszczyńskiej i poznańskiej lob ten zaznaczył się słabo. Wyraźnie zarysował się on w fazie pomorskiej, kiedy to podzielił się na mniejszy lob Łyny na zachodzie i właściwy lob mazurski na wschodzie [6, 8, 9].

Lodowiec fazy leszczyńskiej miał niewielką miąższość. Na skutek szybkiego cofania się pozostawił cienką warstwę gliny morenowej. Wody roztopowe tego lodowca miały dobre możliwości odpływu do pradoliny Biebrzy-Narwi. Formy morenowe fazy leszczyńskiej zostały rozmyte na szlakach przepływu wód roztopowych w późniejszych fazach zlodowacenia i przykryte materiałem młodszym, złożonym ze żwirów i piasków zalegających na starszej glinie morenowej względnie na łąkach zastoiskowych [1, 2, 8].

W fazie poznańskiej lodowiec dotarł do linii Szczytno, Babięta, Stare Kiełbonki, Zgon, Wojnowo, Ruciane i na południe od jez. Śniardwy. Moreny czołowe tej fazy zbudowane głównie z piasków, żwirów i głazów skalnych Kondracki [8, 9, 10] oznaczył cyfrą rzymską I (rys. 4). Wytapiany z czoła lodowca materiał przykrył osady z fazy leszczyńskiej i uformował sandr mazurski stanowiący mezoregion nazwany Równiną Mazurską [2, 9].

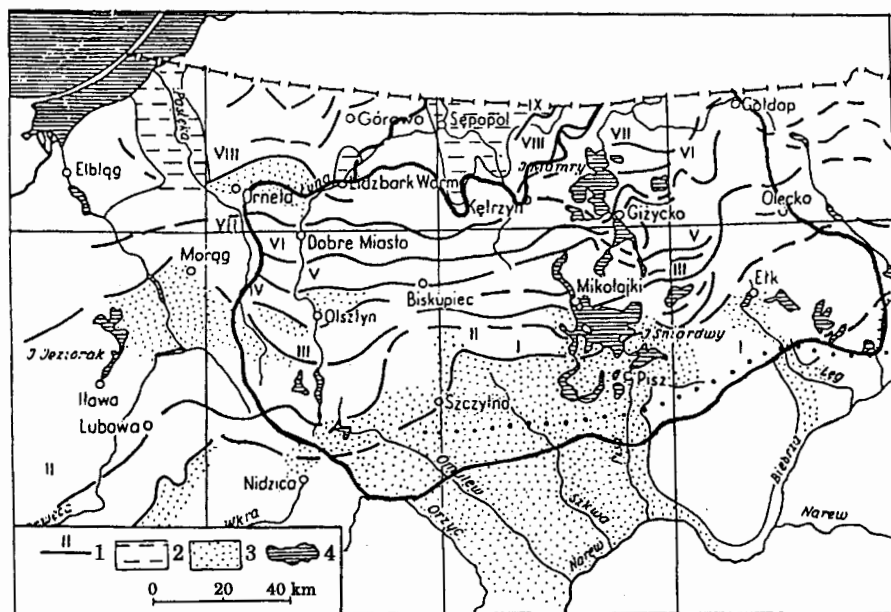
Maksymalny zasięg lodowca w fazie pomorskiej wyznaczają moreny przebiegające na południe od Olsztyna i Biskupca, dalej przez Grabowo, Krzywe Góry, Kosewo, Zelwagi, Mikołajki, na północ od jez. Śniardwy, skąd skracają na północny wschód do okolic Starych Juch i Olecka [1, 8, 9]. U Kondrackiego [8, 9] jest to III ciąg morenowy (rys. 4). Rozgranicza on obszary związane z fazą poznańską od obszarów fazy pomorskiej i stanowi ważną granicę litologiczną na Poj. Mazurskim. Na północ od tego ciągu morenowego dominują utwory zwięzłe (gliny i ropy), a na południe – utwory lekkie, piaszczyste [12].

Moreny fazy pomorskiej wykształcone są lepiej niż moreny fazy poznańskiej.



Rys. 3. Fazy zlodowacenia bałtyckiego na Pojezierzu Mazurskim: 1 - faza pomorska; 2 - faza poznańska, 3 - faza leszczyńska, 4 - Sundry

Fig. 3. Würm glaciation phases of the Masurian Lake District: 1 - Pomeranian phase, 2 - Poznań phase, 3 - Leszno phase, 4 - outwash plains



Rys. 4. Ciągi morenowe Pojezierza Mazurskiego: 1 - linie postoju czoła lodowca, 2 - zastoiska, 3 - sandry, 4 - większe jeziora

Fig. 4. Moraine ridges of the Masurian Lake District: 1 - lines of ice-front stoppage, 2 - ice-dammed lakes, 3 - outwash plains, 4 - major lakes

Budują je gliny, piaski oraz żwiry. Odstęp między nimi są rzędu 15-20 km [1, 6, 8, 9]. Rezultatem działalności lodowca fazy pomorskiej jest bogata, bardzo urozmaicona rzeźba pagórkowata i wzgórzowa o znacznych wysokościach względnych, z dużą ilością martwych lodów [1, 6, 9].

Na północ od moren czołowych fazy poznańskiej osady zlodowacenia bałtyckiego mają większą miąższość i wykazują duże zróżnicowanie w przekroju pionowym i rozmieszczeniu poziomym [1, 8, 9].

W północnej części Poj. Mazurskiego i na Równinie Sępolskiej dużą rolę odegrała deglacjacja zastoiskowa na skutek pochylenia w stronę depresji Bałtyku utworów morenowych złożonych na północnym skłonie pojezierza przez starsze łądolody. Przed czołem ustępującego lodowca bałtyckiego tworzyły się zastoiska, w których powstały utwory ilaste. Występują one w okolicach Reszła, Kętrzyna oraz na Równinie Sępolskiej [7, 8, 9].

Rzeźba Poj. Mazurskiego reprezentowana jest przez liczne wały morenowe oraz znaczną liczbę zagłębień po martwym lodzie wypełnionych wodami jezior lub przekształconych w mokradła. Płaskich i falistych równin morenowych jest niewiele [8, 9, 10].

Pojezierze Mazurskie pozbawione jest typowych form fluwialnych, nie przecina go większa dolina rzeczna ani pradolina, ale pomimo tego, po uformowaniu jezior, odpływ wód odbywa się poza granice regionu przez głębokie rynny [7, 9, 10].

Pokrywa lodowa na Poj. Mazurskim zanikła ok. 16 tys. lat temu [1, 14].

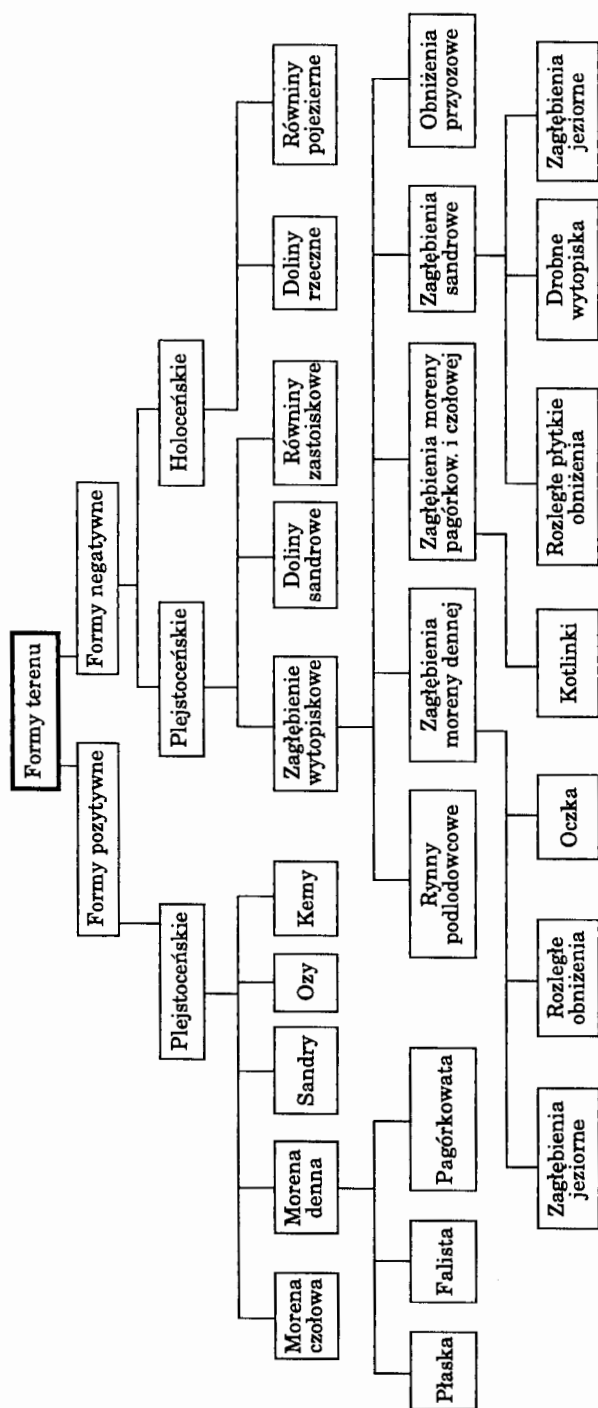
## FORMY TERENU

W rzeźbie Poj. Mazurskiego przeważa morena denna. Dużo jest także moren czołowych i bardzo licznych zagłębień po martwym lodzie. Ponadto występują kemy i ozy oraz równiny sandrowe [1, 8, 9, 10, 13, 15].

Moreny związane są z akumulacyjną działalnością lodowca, głównie w fazie poznańskiej i pomorskiej. Morena denna w zależności od ukształtowania dzieli się na płaską, falistą, pagórkowatą (schemat 1).

Faliste i płaskie obszary moreny dennej zajmują ok. 30% powierzchni Poj. Mazurskiego [12]. Koncentrują się w jego części północnej oraz w części południowej odpowiadającej zasięgowi fazy poznańskiej, a także na Równinie Sępolskiej. Charakteryzują się obecnością licznych łagodnych wypukłości i obniżen o deniwelacjach do 5 m i spadkach od 2° do 7° [3]. Zbudowane są z glin zwałowych o różnym stopniu spiaszczenia lub z piasków gliniastych, a na Równinie Sępolskiej także z utworów zwięźlejszych (glin, ilów). Na tak ukształtowanych obszarach moreny dennej występują zagłębienia bezodpływowe oraz jeziora.

Morena denna pagórkowata, często ze wzgórzami moren czołowych, jest najbardziej charakterystyczna dla Poj. Mazurskiego i zajmuje niemal 50% jego powierzchni [12]. Występuje głównie w środkowej jego części w zasięgu fazy



Schemat 1. Formy terenu

pomorskiej oraz poznańskiej. Cechuje ją duża liczba pagórków zróżnicowanych pod względem wielkości i kształtu o deniwelacjach 5–10 m, rozmieszczonych chaotycznie [3]. Zbudowane są one z gliny zwałowej oraz piasków i żwirów z domieszką głązów.

W strefie moreny czołowej pagórki i wzgórza morenowe tworzą ciągi o łukowatym zarysie i dochodzą do 100 m wysokości względnej. Najczęściej jednak osiągają 30–60 m wysokości względnej. Pomiedzy tymi pagórkami i wzgórzami występują liczne zagłębienia oraz jeziora, zwłaszcza rynnowe. Pod względem budowy geologicznej są to moreny blokowe, żwirowe oraz gliniaste [1, 3, 9, 10, 13]. Najczęstsze są moreny gliniaste. Koncentrują się one między innymi w rejonie Kętrzyna, Giżycka oraz Węgorzewa. Moreny blokowe występują w okolicach Wojnowa, w południowej części jeziora Śniardwy, a także w okolicach Doby i Fuledy [8, 9, 10].

Kondracki wydzielił na terenie Poj. Mazurskiego IX ciągów moren czołowych (rys. 4). I i II ciąg morenowy odpowiada fazie poznańskiej, a III do IX znajduje się w zasięgu fazy pomorskiej (rys. 3, 4). Zagęszczenie ciągów jest duże, występują one na przestrzeni 50–70 km [8, 9, 10].

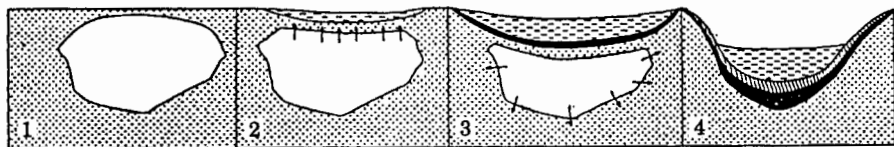
Ozy i kemy jako formy wypełnienia szczelin są charakterystyczne dla krajobrazów martwego lodu. Typowy zespół form szczelinowych martwego lodu występuje w okolicach Mrągowa [15].

Równina sandrowa występuje w południowej części pojezierza na przedpolu fazy poznańskiej zlodowacenia bałtyckiego. Piaski wodnolodowcowe zasypały utwory i formy związane z lodowcem fazy leszczyńskiej w okresie późniejszych faz zlodowacenia. Wśród osadów sandrowych miejscami wyłaniają się wzniesienia morenowe, a także zagłębienia wytopiskowe oraz jeziorne, których geneza wiąże się z martwymi lodami z okresu fazy leszczyńskiej [2, 8, 9].

Ustępujący lodowiec pozostawił na Poj. Mazurskim i Równinie Sępopolskiej liczne bryły martwego lodu przykryte utworami morenowymi lub sandrowymi. Wytapianie martwych lodów rozpoczęło się w czasie ocieplenia klimatu w Allerodzie. W późnym glacie i pierwszej połowie holocenu procesy wytopiskowe były bardzo powszechne na Poj. Mazurskim i stały się istotnym czynnikiem rzeźbotwórczym [14]. W wyniku tych procesów powstały jeziora. Początkowo były one płytkie, bardziej rozległe, a poziom wód jeziornych wyższy o 4 m od współczesnego ich zwierciadła [9, 14]. Powstawanie form wytopiskowych i jezior przedstawia rysunek 5.

Rezultatem procesów wytopiskowych są także bardzo liczne zagłębienia na wysoczyznach morenowych i równinie sandrowej. Są one wyraźnie zróżnicowane pod względem wielkości, głębokości i kształtu [3]. Wśród tych zagłębień najbardziej charakterystyczne są rynny – formy wąskie i długie o stromych zboczach przypominające doliny rzeczne, najbardziej rozpowszechnione na Poj. Mrągowskim. Zagłębienia bezodpływowe na wysoczyznach morenowych nie mają naturalnego drenażu powierzchniowego. Przeważa w nich pionowy ruch infiltracji wód





Rys. 5. Powstawanie form wytopiskowych: 1 – bryła lodu tkwi w piaskach sandrowych, 2 – wody z topniejącego lodu, wysiłekając ku górze tworzą jeziorko, 3 – po osadzeniu warstwy ilów, wytapiający się lód zasilą poziom wód gruntowych i powoduje pogłębienie formy wytopiskowej, 4 – zanik lodu przyczynił się do powstania formy wytopiskowej i jeziora

Fig. 5. The formation of meltwater basins: 1 - ice block sticks in sands, 2 - melting ice waters rising to surface form a small lake, 3 - upon clay layer sedimentation, melting ice feeds ground water level and deepens meltwater land form, 4 - disappearance of ice contributes to forming of thawed-out form and lake

opadowych, a dalszy ich transport odbywa się poziomami wgłębniymi [4]. Bardzo rozpowszechnione są oczka, które pod względem liczbowym przewyższają wszystkie formy wytopiskowe [3]. W środkowym pasie Poj. Mazurskiego zagłębienia wytopiskowe są mocno rozdrobnione, na południu oraz na północy i Równinie Sępolskiej przeważają formy większe.

Rodzaj i wielkość zagłębień wytopiskowych oraz budowa ich dna rzutuje na charakter mokradeł i typ ich hydrologicznego zasilania. Procesy wytopiskowe stworzyły korzystne warunki do powstawania mokradeł już na początku holocenu, ponieważ topniejące powoli martwe lody dostarczały wilgoci do rozwoju procesów torfotwórczych [14]. Brak utworów zwięzłych w zagłębieniach sprzyja wymianie wód i wzbogacaniu ich w sole mineralne. W takich warunkach siedliskowych rozwijają się mokradła reofilne. W zagłębieniach uszczelnionych przez utwory zwięzłe powstają mokradła ombrofilne.

Bogata i urozmaicona rzeźba wynikająca ze zbliżenia do siebie poszczególnych faz zlodowacenia bałtyckiego na obszarze Poj. Mazurskiego do 50–70 km sprzyja obecności dużej liczby zagłębień wytopiskowych i rozdrobnieniu mokradeł. Tereny otaczające mają duży wpływ na mokradła przez procesy deluwialne [12]. W słabo urzeźbionej północnej części pojezierza i niemal płaskiej Równinie Sępolskiej rozdrobnienie mokradeł jest znacznie mniejsze, a tereny otaczające nie mają tak dużego wpływu. Dotyczy to również południowej części Poj. Mazurskiego.

Zagłębienia terenowe i towarzyszące im mokradła odgrywają kluczową rolę w gospodarce materią organiczną. Spełniają rolę kumulatorów dla znacznej ilości nutrientów, a zwłaszcza azotu. Stanowią bariery ochronne dla wód przed ich eutrofizacją, są miejscem wylęgów dla entomofauny [4].

Zagłębienia wytopiskowe stwarzają dużą różnorodność dla środowisk bagiennych i decydują o mozaikowości siedliskowej Poj. Mazurskiego.

Układ zagłębień wytopiskowych na Poj. Mazurskim wykorzystywany jest przez rzeki płynące do Narwi i Pregoty [7, 9, 10]. Rzeki północnego skłonu Poj. Mazurskiego: Pastęka, Łyna, Dejna, Guber, Węgorapa mają wąskie i głęboko wcięte doliny w przeciwieństwie do dolin na sandrze. Na Równinie Sępolskiej

Łyna i Guber tworzą wąwozy, wcięte do 20 m. Nie oddziałują zatem przez zalanie na tereny przyległe.

Na Poj. Mazurskim formy terenu mają charakter heterogeniczny i cechuje je duża różnorodność ekologiczna. Stwarzają warunki do zróżnicowania siedliskowego i decydują o mozaikowości siedlisk. Zapewniają stabilność i równowagę istniejących ekosystemów.

Urozmaicona rzeźba Poj. Mazurskiego powoduje dużą różnorodność siedlisk wynikających z odmiennych układów stokowych związanych z wysokością i wystawą zboczy. Jest to szczególna cecha tego makroregionu i ma istotne znaczenie dla jego przyrody. Istnieje tu duże zróżnicowanie warunków glebowych na niewielkiej przestrzeni, rozdrobnienie jednostek systematyki gleb i zmienna zasobność utworów macierzystych. Im utwory macierzyste są młodsze, tym ich trofizm jest większy. Gleby wytworzone z utworów fazy pomorskiej będą cechowały się wyższym trofizmem i odpornością na degradację niż fazy poznańskiej. Najniższy stopień trofizmu i najmniejszą odporność na degradację będą wykazywały utwory fazy leszczyńskiej.

## MEZOREGIONY POJEZIERZA MAZURSKIEGO

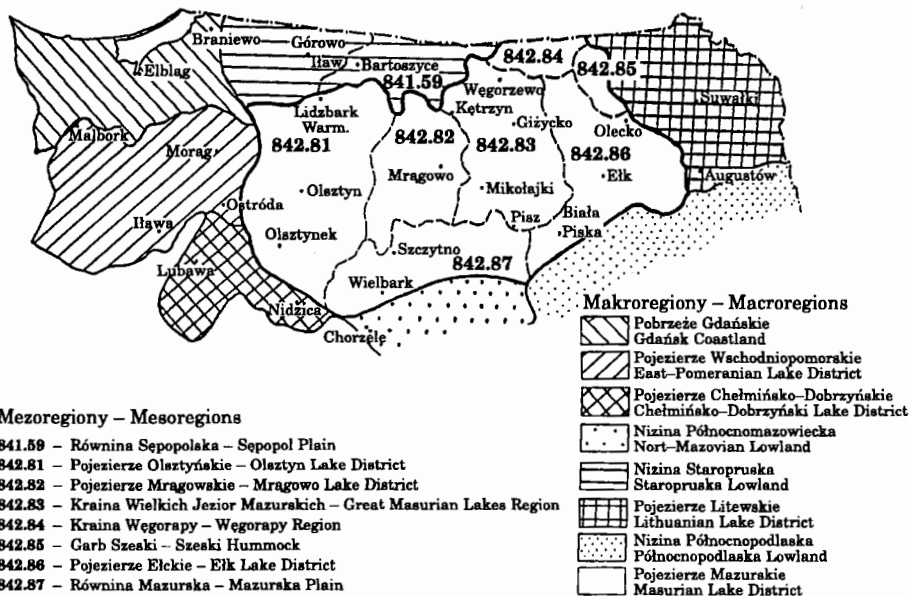
W skład makroregionu Poj. Mazurskiego wchodzi następujące mezoregiony: Poj. Olsztyńskie (381 700 ha), Poj. Mrągowskie (182 800 ha), Kraina Wielkich Jezior Mazurskich (173 200 ha), Kraina Węgorapy (69 000 ha), Garb Szeski (40 100 ha), Poj. Etckie (263 100 ha) i Równina Mazurska (208 500 ha) (rys. 6) [11].

Poj. Olsztyńskie, największy mezoregion Poj. Mazurskiego, został ukształtowany przez łob Łyny w fazie pomorskiej zlodowacenia bałtyckiego, a południowa jego część – w fazie poznańskiej. Ma charakter poprzecznego, południkowego obniżenia odwadnianego przez Łynę. Formy morenowe tworzą koncentryczne łuki o wysokościach przekraczających 200 m npm w partiach peryferyjnych, a w centralnej części regionu obniżają się one do 200 m npm. W partii środkowej wały te przecina Łyna, tworząc dobrze wykształcone przełomy [9, 10].

Pojezierze Mrągowskie obejmuje środkową część Poj. Mazurskiego. Obszar jego jest bardziej wyniesiony od Poj. Olsztyńskiego i Krainy Wielkich Jezior Mazurskich. W dawnej literaturze [5] mezoregion ten nazywany był „Grzbietem Żądzborskim”.

Cechą charakterystyczną Poj. Mrągowskiego jest „kratowy” układ rzeźby terenu. Rynny jeziorne i formy szczelinowe (ozy, kemy) mają przebieg południkowy, a wzgórza morenowe – równoleżnikowy. Moreny czołowe o wysokościach dochodzących do 221 m npm są przedłużeniem moren należących do tych samych faz zlodowacenia, które zaznaczyły się na Poj. Olsztyńskim [9, 10, 15].

Na Poj. Mrągowskim lodowiec zalegał dłużej i wycofywał się wolniej, a czoło



Rys. 6. Mezoregiony Pojezierza Mazurskiego

Rys. 6. Mesoregions of the Masurian Lake District

jego układało się równoleżnikowo [8]. Stąd wynika ten charakterystyczny układ form terenu.

Kraina Wielkich Jezior Mazurskich stanowi największe obniżenie poprzeczne w makroregionie Poj. Mazurskiego związane ze znacznym obniżeniem podłoża. Lodowiec wycofując się pozostawiał duże płyty martwego lodu oraz dodatkowe wały morenowe [8].

Mezoregion ten można podzielić na część południową w rejonie jez. Śniardwy, leżącą w dorzeczu Wisły oraz część północną w okolicach jez. Mamry, zaliczaną do dorzecza Pregoty .

Moreny przebiegające przez południową część jez. Śniardwy odpowiadają fazie poznańskiej, natomiast w części północnej – fazie pomorskiej. Ich układ jest dosyć zawiły. W strefie moren fazy pomorskiej występuje wiele zagłębień wytopiskowych, w których istnieją jeziora oraz duże mokradła (Bagna Nietlickie, Łąki Szymońskie, Łąki Staświńskie).

Wg Richlinga [13], omawiany mezoregion w 40 % reprezentowany jest przez morenę denną falistą, a w 27 % – morenę pagórkowatą. Poza tym, występują liczne wytopiska.

Kraina Wielkich Jezior Mazurskich odznacza się największym udziałem powierzchni wodnej na pojezierzu (15,5%). Zwierciadło wód jest wyrównane i znajduje się na wysokości 116 m npm, a kulminacje moren sięgają 160 – 180 m npm [8, 9, 10].

Kraina Węgorapy jest przedłużeniem w kierunku północnym Krainy Wielkich Jezior Mazurskich. Różni się od niej niższym położeniem, innym typem rzeźby oraz brakiem jezior, które spłynęły w wyniku erozji rzek. Ich śladem są ilaste lub zatorfione obniżenia. Ma wykształcony odpływ rzeczny przez Węgorapę i jej dopływ Gołdapę. Centralną część tego mezoregionu zajmuje płaska kotlina zwana Niecką Skalistą, która była wypełniona martwym lodem. W dnie tej niecki na wys. 95 m npm występują płaskie wały piaszczyste z zabagnionymi obniżeniami.

Krainę Węgorapy ze wszystkich stron otaczają wały morenowe fazy pomorskiej, osiągające na wschodzie 192 m npm, a na zachodzie – 164 m npm [9, 10].

Garb Szeski jest to najmniejszy mezoregion Poj. Mazurskiego, najwyżej wyniesiony (309 m npm) i pozbawiony jezior. Cokół Garbu Szeskiego (oddzielający w młodszych fazach zlodowacenia łob mazurski od łobu południowo-litewskiego) w całości wzniesiony jest ponad 200 m npm, natomiast otaczające go obniżenia oscylują od 148 do 180 m npm. Osobliwością tego terenu są ilaste wzgórza kemowe. Powstawanie utworów ilastych o małej miąższości mogło mieć miejsce na skutek powierzchniowej koncentracji koloidów w glinie zwałowej w warunkach zmarzliny [8, 9, 10].

Mezoregion Poj. Elckiego o urozmaiconej rzeźbie nazywany był dawniej „Mazurami Garbatymi” [5]. Składa się on z dwóch części: południowej niższej, która znajduje się w zasięgu fazy leszczyńskiej oraz północnej wyższej i silnie pagórkowatej, którego geneza związana jest z mazurskim łobem lodowcowym w fazie pomorskiej i poznańskiej. Kulminacje wzniesień morenowych przekraczają 200 m, a najwyższe wzniesienia w Puszczy Boreckiej dochodzą do 220 m npm.

Właściwe Poj. Elckie rozciąga się pomiędzy Wydminami, Oleckiem i Elkiem. W południowej części występuje Poj. Rajgrodzkie. Całe Poj. Elckie przecinają dwie strefy odpływu glacjafluwalnego, zdeformowane przez procesy wytopiskowe. Wody z tego terenu odprowadzane są przez dopływy Biebrzy [9, 10].

Równina Mazurska powstała na terenie wcześniej istniejącego obniżenia, na które nasunął się lodowiec fazy leszczyńskiej. Jego osady zalegają na starej glinie zwałowej oraz ilach zastoiskowych. Miąższość tych osadów w formie piasków i żwirów jest bardzo zmienna i wynosi od kilku do 30 m [2]. Osady te zostały zaakumulowane na bryłach martwego lodu fazy leszczyńskiej. Ich akumulacja odbywała się przez cały okres zlodowacenia bałtyckiego [2, 8]. Utwory z fazy leszczyńskiej występują w formie wysp morenowych pomiędzy Rozogami i Dąbrowami.

Dla Równiny Mazurskiej charakterystyczne są liczne zagłębienia wytopiskowe. Największe z nich zajęte są przez jeziora, a pozostałe przez mokradła.

Równina Mazurska położona jest w zasięgu fazy leszczyńskiej zlodowacenia bałtyckiego i wyniesiona od 140 do 150 m npm na linii moren fazy poznańskiej. W kierunku wschodnim obniża się i w okolicach Pisz zalega na wys. 128–130 m npm.

Materiał budujący ten obszar sandrowy wykazuje uziarnienie od grubych

zwirów w pobliżu fazy poznańskiej do drobnych piasków w części północno-wschodniej [2, 8].

## RÓWNINA SĘPOPOLSKA

Równina Sępopolska jest największym mezoregionem (115 500 ha) w makroregionie Niziny Staropruskiej [11].

Geneza Równiny Sępopolskiej związana jest z deglacją zastoiskową w fazie pomorskiej zlodowacenia bałtyckiego [7, 9, 10]. Pochylone w stronę depresji Bałtyku utwory morenowe dwóch ostatnich ciągów doprowadziły do powstania obszernego zastoiska przed czołem ustępującego lodowca. Zostały w nim osadzone utwory ilaste o małej miąższości (1–2 m), charakterystyczne dla niższych partii terenu Równiny Sępopolskiej. Miejscami akumulacja tych utworów zachodziła na martwych lodach. Świadczą o tym zagłębienia wytopiskowe zajęte przez mokradła.

Pod względem ukształtowania powierzchni Równina Sępopolska tworzy rozległą nieckę, która w partiach brzeżnych wyniesiona jest od 80 do 100 m npm, a ku środkowi obniża się do 40–50 m npm. W jej powierzchnię wcięte są głęboko (20–30 m) doliny dwóch rzek: Łyny i Guberu [9, 10]. Ze względu na ich erozyjny charakter nie sprzyjają one akumulacji mokradeł.

Równina Sępopolska wyraźnie różni się od Poj. Mazurskiego morfogenezą i litogenezą. Pozbawiona jest dobrze wykształconych form morenowych oraz jezior, ma znacznie mniejszą liczbę zagłębień wytopiskowych, które nie wykazują tak dużego rozdrobnienia jak na Poj. Mazurskim. Rzutuje to na charakter mokradeł i spływowy typ hydrologicznego ich zasilania. Oddziaływanie terenów przyległych na siedliska mokradłowe jest niewielkie. W stosunku do Poj. Mazurskiego Równina Sępopolska wyróżnia się systemem dobrze wykształconych dolin erozyjnych [9, 10].

## LITERATURA

1. Białousz S. (1978). Wpływ morfogenezy Pojezierza Mazurskiego na kształtowanie się gleb. *Rocz. Nauk Rol.*, D-166: 87–126.
2. Bogacki M. (1976). Współczesne sandry na przedpolu Skeidarjökull (Islandia) i plejstoceńskie sandry w Polsce północno-wschodniej. *Wyd. UW Warszawa*.
3. Churski T. (1964). Przegląd form plejstoceńskich i holocenijskich związanych z torfowiskami. *Wiad. IMUZ t. IV*, 2: 71–90.
4. Dąbrowska-Prot E., Hillbricht-Ilkowska A. (1992). Ekologiczne problemy krajobrazu pojeziornego (Polska północno-wschodnia). *Wybrane problemy ekologii krajobrazu. Materiały konferencyjne pod red. L. Ryszkowskiego i S. Bałazego. Poznań*.
5. Galon R. (1937). *Geologia i morfologia Prus Wschodnich. Słownik Geograficzny Państwa Polskiego t. I. Warszawa*, 30–42.
6. Instytut Geografii PAN. *Prace Geogr. 74. (1968). Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. PWN, Warszawa*.

7. Kondracki J. (1952). Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Z Badań Czwartorzędu w Polsce t. 1. Wyd. PIG, Warszawa, 513–597.
8. Kondracki J., Pietkiewicz S. (1967). Czwartorzęd Polski północno-wschodniej. (w:) Czwartorzęd Polski. Studium zbiorowe pod redakcją R. Galona i J. Dylaka. PWN, Warszawa.
9. Kondracki J. (1972) Pojezierze Mazurskie. w: Geomorfologia Polski. t. 2. Praca zbiorowa pod red. R. Galona. PWN, Warszawa.
10. Kondracki J. (1972). Polska Północno-Wschodnia. PWN, Warszawa.
11. Kondracki J. (1988). Geografia fizyczna Polski. Wyd. IV. PWN, Warszawa.
12. Piaścik H., Gotkiewicz J., Bieniek B. (1993). Znaczenie struktury pokrywy glebowej w kształtowaniu krajobrazu młodoglacjalnego Pojezierza Mazurskiego. Wyd. Oddziału Gdańskiego PAN cz. IV. Ossolineum
13. Richling A. (1972). Struktura krajobrazowa Krainy Wielkich Jezior Mazurskich. Prace i Studia Instytutu Geograficznego UW, z. 10. Geografia fizyczna, 4: 11–81.
14. Stasiak J. (1971). Holocen Polski północno-wschodniej. PWN, Warszawa.
15. Świerczyński K. (1967). Morfologia rynny mągowskiej. Prace i Studia Instytutu Geograficznego UW. Katedra Geografii Fizycznej, 1: 125–141.

#### STRESZCZENIE

Geneza Poj. Mazurskiego związana jest z fazą leszczyńską, poznańską i pomorską zlodowacenia bałtyckiego. Osady lodowcowe w postaci glin, piasków i żwirów o miąższości od 40 do ponad 200 m zalegają na trzeciorzędzie i kredzie. W rzeźbie pojezierza przeważa morena denną. Moreny czołowe występują w 9 ciągach. Dużo jest zagłębień po *martwych lodach* wypełnionych wodami jezior lub przekształconych w mokradła. Bogata i urozmaicona rzeźba sprzyja rozdrobnieniu mokradeł i oddziaływaniu na nie terenów otaczających. Na Poj. Mazurskim formy terenu mają charakter heterogeniczny i stwarzają warunki do mozaikowatości i zróżnicowania siedlisk. Równina Sępolska, wyraźnie różniąca się od Poj. Mazurskiego, powstała w wyniku deglacjacji zastoiskowej w fazie pomorskiej zlodowacenia bałtyckiego. Tworzy ona obszerną nieckę wypełnioną utworami ilastymi o małej miąższości. W jej powierzchnię wcięte są głęboko erozyjne doliny rzek Łyny i Guberu.

#### GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL CONDITIONS OF THE MASURIAN LAKE DISTRICT AND SĘPOPOL PLAIN

*Henryk Piaścik*

Chair of Soil Science Olsztyn University of Agriculture and Technology

#### S u m m a r y

The genesis of the Masurian Lake District is connected with three phases of the Würm glaciation, namely: Leszno phase, Poznań phase and Pomeranian phase. Glacial drifts in the form of clays, sands and gravels with the thickness from 40 to over 200 m cover Tertiary and Cretaceous deposits. Ground moraines prevail among surface features of the Masurian Lake District. Terminal moraines form 9 ridges. There are also numerous depressions of dead-ice origin, filled with lake waters or transformed into marshy grounds. Rich and differentiated surface features are conducive to the fragmentation of marshy grounds and the impact exerted on them by the surroundings. Landforms in the Masurian Lake District have a heterogenic character that reveals in variety and differentiation of habitats. The Sępopol

Plain, significantly different from the Masurian Lake District, came into being as a result of deglaciation of ice-dammed lake origin in the Pomeranian phase of the Würm glaciation. It forms a vast basin filled with clay deposits of small thickness. Erosional valleys of two rivers: Łyna and Guber reach deeply into its surface.

Prof. dr hab. Henryk Piaścik  
Akademia Rolniczo-Techniczna  
Katedra Gleboznawstwa  
10-957 Olsztyn