

MICHAŁ GŁOWACKI

GENEZA ZBIORNIKÓW AKUMULACJI BIOGENICZNEJ KOŁO BRODÓW NA WYSOCZYŹNIE LUBSKIEJ W ŚWIETLE BADAŃ MORFOLOGICZNYCH I LITOLOGICZNYCH

ZARYS TREŚCI

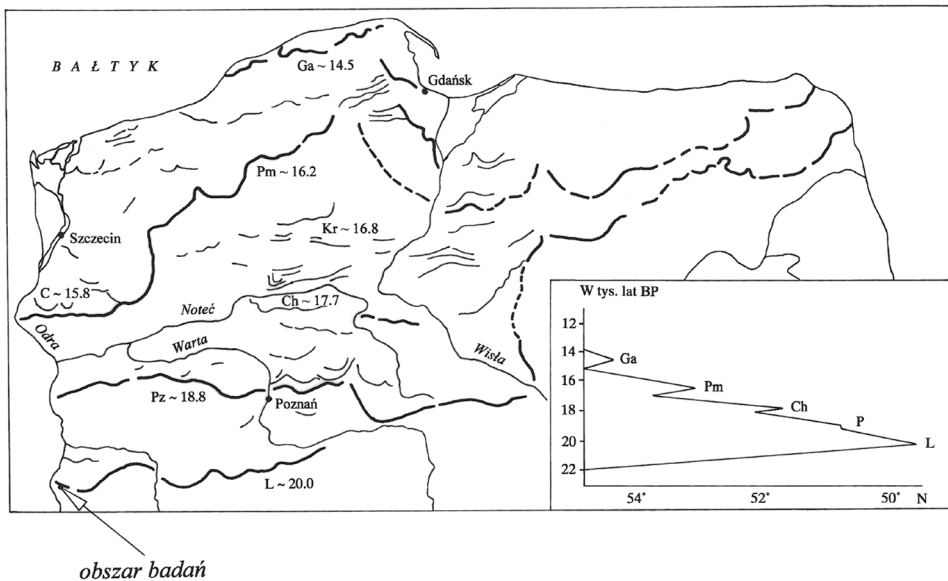
Celem niniejszego opracowania jest przedstawienie charakterystyki morfologicznej i litologicznej zbiorników akumulacji biogenicznej koło Brodów w południowo-zachodniej Wielkopolsce. W tym celu wykonano szereg wierceń geologicznych, a także pobrano rdzeń osadów do analiz fizykochemicznych. Wyniki badań ujęto w tekście. W dalszej części podjęto próbę ustalenia wieku i tempa sedymentacji osadów biogenicznych oraz omówiono zagadnienie genezy analizowanych zbiorników.

WPROWADZENIE

Do badań geomorfologicznych wybrano obszar położony na północny zachód od Brodów na Wysoczyźnie Lubskiej. Występują na nim między innymi równiny akumulacji biogenicznej, a w ich obrębie niewielkie jeziora. Powyższe równiny położone są w strefie marginalnej zlodowacenia bałtyckiego (rys. 1). Pojawia się problem genezy zbiorników akumulacji biogenicznej.

W Polsce, w tym i w południowo-zachodniej części Niziny Wielkopolskiej, pierwszy zasięg lądolodu bałtyckiego oparty na występowaniu jezior rynnowych wyznaczył MAJDANOWSKI (1948, 1950). Uważał, iż południowa granica zasięgu rynien jeziornych pokrywa się z granicą najmłodszego zlodowacenia. Zatem na obszarze między Bobrem a Nysą Łużycką granicę tę poprowadził wzdłuż Wału Brody-Drewitz, dalej na północny wschód po okolice wsi Dąbrowa i Chocicza, a następnie w kierunku Zielonej Góry.

W opracowaniach BARTKOWSKIEGO (1961, 1963, 1967) obszar zawarty między Bobrem a Nysą Łużycką opisywany jest jako teren erozyjno-akumulacyjny ukształtowany w wyniku szeregu procesów następujących w trakcie arealnego wytapiania się lądolodu. Jego zdaniem lądolód bałtycki dotarł do Wału Brody-Drewitz, a następnie usypał na jego powierzchni kilka stożków sandrowych. Zdaniem BARTKOWSKIEGO (1963), po północnej stronie Wału Brody-Drewitz występuje rynna glacialna. Jej genezę tłumaczy egzaracyjną działalnością czoła lądolodu lub jego lobu. W wyniku tego procesu wyciśnięte i spiętrzone osady podłoża utworzyły podstawę wspomnianego wału. BARTKOWSKI (1963, 1967) uważał, że podczas arealnego zaniku lądolód rozpadł się na wiele mniejszych lub większych brył martwego lodu, które zalegały na obecnej Równinie Lubuszy i zakonserwowały uprzednio wyoraną rynnę. W trakcie wytapiania się brył martwego lodu w jego szczelinach i zagłębieniach sukcesywnie przebiegała



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle głównych linii postojowych ostatniego lądolodu, krzywa ostatniego zlodowacenia (wg KOZARSKIEGO 1995)

Fig. 1. Location of the area of study against the main stop lines of the last continental glacier; the curve of the last glaciation (after KOZARSKI 1995)

akumulacja materiału wodnolodowcowego, która doprowadziła do powstania pagórków kemowych i wałów ozowych. Do takich form BARTKOWSKI (1963, 1967) zaliczył oz węgliniecki i pagórki kemowe koło Datynia, Brodów i Biecza.

Natomiast MILEWICZ (1992), wyróżnione przez BARTKOWSKIEGO (1963, 1967) formy ozowe i kemowe leżące w obrębie Równiny Lubszy znaczy na mapie geologicznej Polski w skali 1:200 000 jako moreny czołowe fazy leszczyńskiej. Przesunął tym samym granicę zasięgu lądolodu bałtyckiego na północ od Wału Brody-Drewitz i zagłębienia uważanego przez BARTKOWSKIEGO (1963) za rynną glacialną.

CEL I METODY BADAŃ

Wobec przedstawionej różnicy poglądów, podjęto próbę wyjaśnienia genezy i etapów powstawania wspomnianego

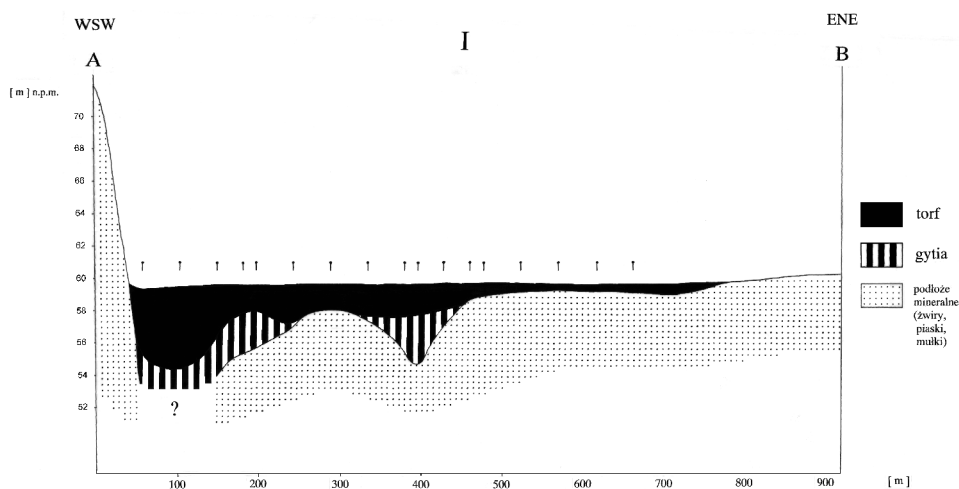
zagłębienia wypełnionego obecnie przez osady biogeniczne. Należy postawić pytanie, czy jest to wypełniona osadami biogenicznymi rynna glacialna powstała na drodze egzaracji, czy też forma powstała w wyniku erozyjnej działalności wód proglacialnych. Badania miały na celu poznanie morfologii zbiornika sedymentacyjnego, litologii osadów w nim zalegających oraz ich właściwości fizykochemicznych. Nie mniej istotny problem stanowi próba określenia wieku oraz charakterystyki i tempa sedymentacji osadów nagromadzonych w obrębie omawianej formy. Rozwiązanie zagadnienia genezy tej równiny da podstawę do weryfikacji diskutowanego zasięgu lądolodu fazy leszczyńskiej na obszarze między Bobrem a Nysą Łużycką.

Orientacyjny zasięg występowania osadów biogenicznych wyznaczono na podstawie mapy topograficznej w skali

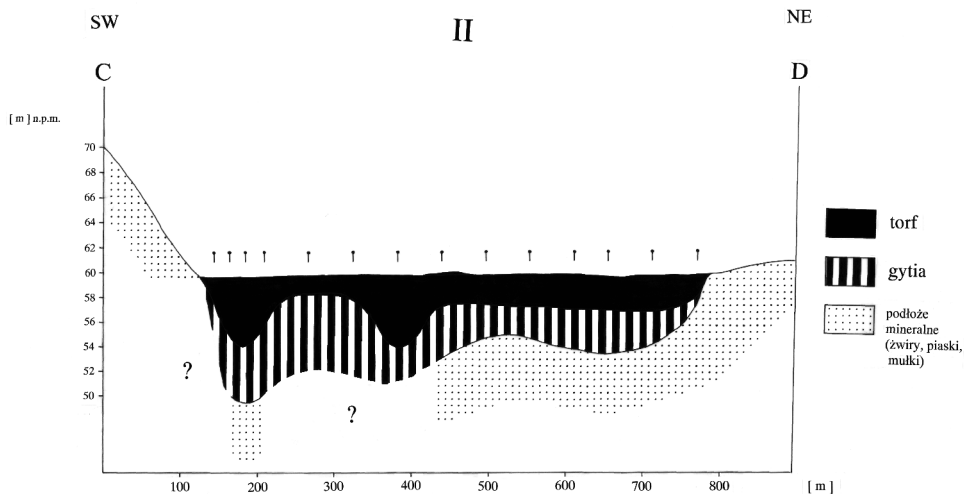
1:10 000 oraz mapy podstawowej utworów powierzchniowych w skali 1:50 000 do mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000 (MILEWICZ 1992). Następnie w celu rozpoznania litologii tych osadów, a także ukształtowania dna mineralnego wykonano wiercenia wzdłuż wcześniej wyznaczonych linii profilowych prostopadłych do osi morfologicznej formy. Ogółem wykonano 72 wiercenia w siedmiu transektach. Z powodu ograniczeń technicznych nie wiercono z powierzchni jezior. Na ich podstawie wykreślono przekroje geologiczne (rys. 2, 3) oraz mapę miąższości osadów biogenicznych (rys. 4). Do badań laboratoryjnych pobrano świdrem Instorf rdzeń osadów, o długości 10,5 m. Przygotowany odpowiednio materiał poddano analizie na zawartość procentową węglanu wapnia metodą Scheiblera oraz części organicznych przez prażenie w temperaturze 550°C.

OBSZAR BADAŃ

Obszar objęty badaniami położony jest na obszarze Równiny Jasienickiej wchodzącej w skład Ostańców Gubińskich subregionu Południowowielkopolskiego Pasa Wysoczyznowego (KRYGOWSKI 1961). Natomiast wg regionalizacji BARTKOWSKIEGO (1967) leży on w południowej części Równiny Lubszy w marginalnej strefie zlodowacenia bałtyckiego fazy leszczyńskiej (rys. 1). Przedmiotem badań jest wycinek równiny, na której występują osady biogeniczne. Jest on położony na wysokości 58–61 m n.p.m., a jego powierzchnia nieznacznie podnosi się z południa na północ. Obszar równiny jest ograniczony od południa i zachodu Walem Brody-Drewitz, a od północy i wschodu równiną akumulacji fluwio-glacialnej (rys. 5). W otaczającej rzeźbie wyraźnie zaznaczają się pojedyncze pagórki o wysokości względnej dochodzącej do 20 m, a także wspomniany Wał



Rys. 2. Przekrój geologiczny przez basen zachodni
Fig. 2. Geological section trough the western basin



Rys. 3. Przekrój geologiczny przez basen wschodni

Fig. 3. Geological section trough the eastern basin

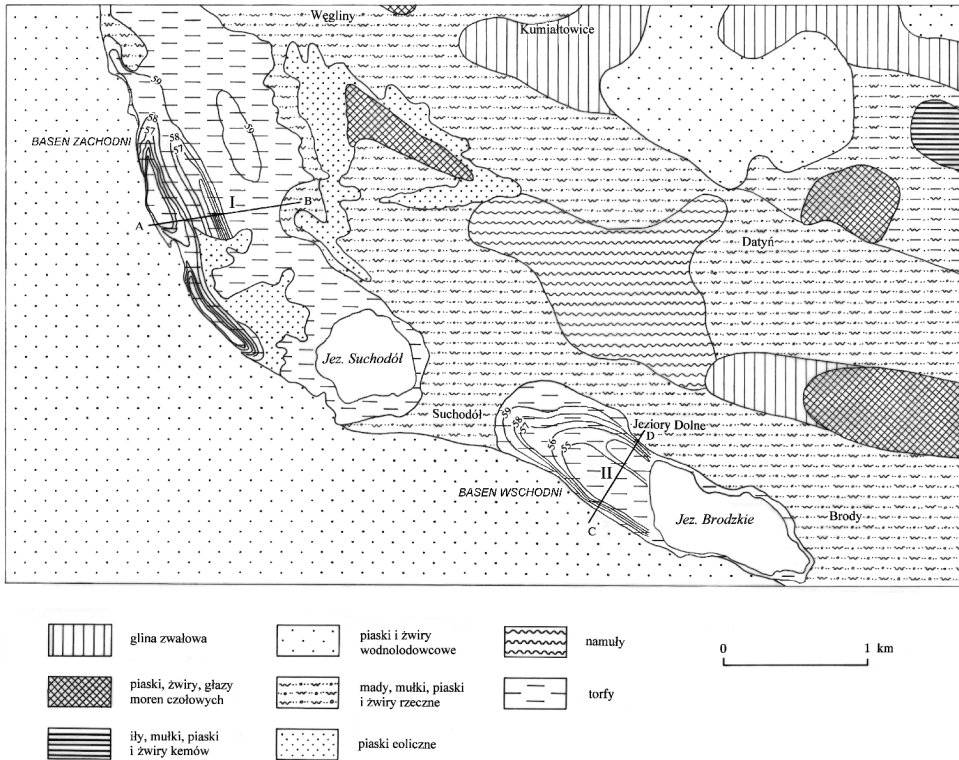
Brody-Drewitz wznoszący się w niektórych miejscach 30 m ponad średnią rzędną terenu. Zbudowane są one z materiałów piaszczysto-żwirowych z przewarstwieniami mułków i ilów. Na północo-wschodzie występuje wał, który BARTKOWSKI (1963, 1967) nazywa ozem węglinieckim.

Analiza map topograficznej i geologicznej tego obszaru oraz przeprowadzone badania i obserwacje terenowe pozwalają wydzielić dwa zbiorniki sedimentacji biogenicznej, położone bezpośrednio na północ od Wału Brody-Drewitz. Dla odróżnienia, jeden został nazwany basenem wschodnim, a drugi zachodnim (rys. 4). Większy, basen zachodni, ma około 3,5 km długości i 1 km szerokości w najszerszym miejscu. W jego południowo-wschodniej części znajduje się jezioro Suchodół o powierzchni 31,7 ha i maksymalnej głębokości 1,7 m (CHOIŃSKI 1992), natomiast w części środkowej na powierzchni występują eoliczne piaski pokrywowe. Basen wschodni, mniejszy, o długości 2,5 km i szerokości

maksymalnej 600 m, zajmuje powierzchnię około 1,5 km². W jego obrębie występują Jezioro Brodzkie (Parkowe) o powierzchni 50,6 ha i maksymalnej głębokości 1,2 m (CHOIŃSKI 1992) oraz antropogeniczne stawy po eksploatacji osadów biogenicznych w Suchodole. Oba baseny oddziela obszar zbudowany z piasków różnoziarnistych, na których położona jest wieś Suchodół.

MORFOLOGIA ZBIORNIKÓW I LITOLOGIA WYPEŁNIAJĄCYCH JE OSADÓW

Na podstawie wierceń rozpoznano morfologię dna mineralnego wydzielonych zbiorników akumulacji biogenicznej oraz litologię osadów w nich zalegających. Sondowanie wykazało, iż ukształtowanie podłoża, na którym zalegają te osady, różni się od spotykanego w rynnach glacialnych. Najgłębsze miejsca nie występują w centralnej części obniżenia, lecz w skrajnej, u podnóża Wału Brody-Drewitz, co najlepiej widać na rycinie.



Rys. 4. Ukształtowanie dna mineralnego na tle utworów powierzchniowych

A-B, C-D – linie przekrojów geologicznych

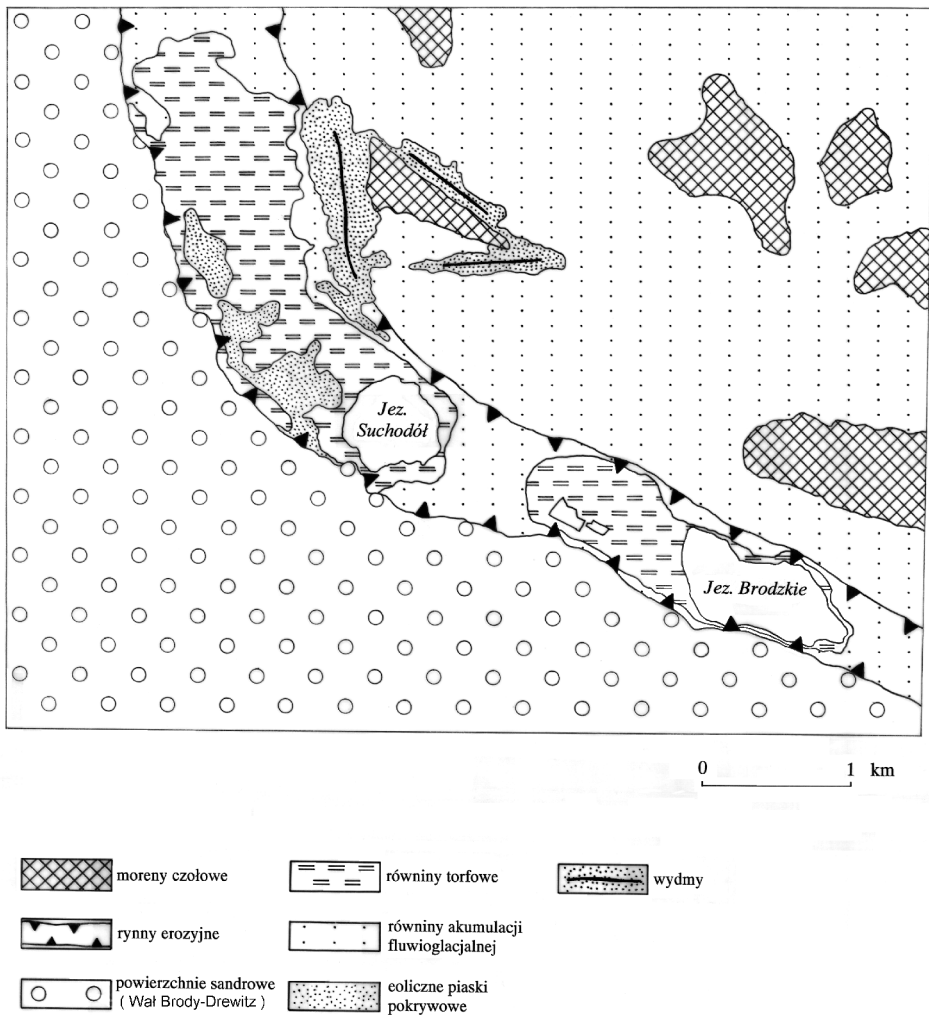
Fig. 4. Configuration of the mineral bottom against surface formations

A-B, C-D – lines of geological sections

Zbocza formy są asymetryczne (rys. 2, 3). Na przeważającym obszarze dno mineralne zalega na głębokości do 2 m. Jednak w części południowo-zachodniej występuje ono na głębokości 6 m, a w niektórych miejscach 10 m pod powierzchnią terenu. Oś morfologiczna obydwu basenów sedimentacyjnych przebiega w przybliżeniu z NW na SE i jest zgodna z osiami morfologicznymi Wału Brody-Drewitz oraz ozu węglinieckiego.

Badany obszar wypełniają torfy oraz gytie. W obu basenach sedimentacyjnych litofacja torfu pokrywa całą ich powierzchnię, wyłączając akwenty jezior Brodzkiego i Suchodołu. W północnej

części basenu zachodniego miąższość torfu jest stosunkowo niewielka i nie przekracza 1 m. Torf ten jest bardzo przesuszony i spiaszczony w warstwie stropowej, co należy wiązać z zabiegami melioracyjnymi. W części środkowej basenu zachodniego miąższość torfu wzrasta generalnie ze wschodu na zachód i kształtuje się w granicach od kilkunastu centymetrów do półtora metra. Jest to przeważnie torf drzewny, barwy ciemnobrązowej z dobrze zachowanymi fragmentami drewna. Wyjątek stanowi część zachodnia, w której zalega on do głębokości 400 cm. Na tym obszarze przeważa torf trzcinowy o strukturze



Rys. 5. Mapa geomorfologiczna

Fig. 5. Geomorphological map

włóknistej z widocznymi kawałkami łądy oraz torf drzewny, również z dobrze zakonserwowanymi makroszczątkami. W litofacji torfu powszechne są przewarstwienia piaszczyste, a w jednym z wierceń, na głębokości 70–130 cm, natrafiono w warstwie piasku na ziarna żwiru. Ponadto w niektórych miejscach w spągu torfu widoczna jest obecność ciemnych mułków.

Osady biogeniczne typu gytii zalegają najczęściej bezpośrednio pod torfami. W basenie zachodnim zasięg występowania gytii jest stosunkowo niewielki. Występują w nim trzy odrębne zbiorniki tych osadów, a ich osie morfologiczne są tej samej orientacji co basenów sedymentacyjnych, z NNW na SSE. Najprawdopodobniej istnieje czwarty zbiornik pod dnem jeziora Suchodół, jednakże

ograniczenia techniczne nie pozwoliły na potwierdzenie tego przypuszczenia.

Depozycja gytii następowała w trzech podłużnych nieckach stanowiących najgłębsze partie obniżenia. Najmniejszy zbiornik znajduje się w północnej części basenu zachodniego. Ma on około 500 m długości i do 100 m szerokości. Miąższość gytii, która zalega pod metrową warstwą torfu jest niewielka i wynosi 40 cm.

Drugi zbiornik, położony na południowy zachód od pierwszego, osiąga 800 m długości i 150 m szerokości. Miąższość gytii jest tu znacznie większa i dochodzi do 415 cm. Jest to przeważnie oliwkowa i ciemnoszara gytia detrytusowa z dobrze zachowanymi szczątkami malakofauny.

Największy rozpoznany pokład gytii na tym obszarze występuje w trzecim zbiorniku. Na długości około 1800 m i szerokości maksymalnej 250 m stwierdzono występowanie tych osadów do znacznej głębokości. Podczas pobierania rdzenia spąg osiągnięto na głębokości 1010 cm, co jest maksymalną poznaną głębokością zalegania osadów limnicznych na obszarze całej badanej równiny.

Na obu wydzielonych obszarach miąższość osadów jeziornych jest ściśle uwarunkowana ukształtowaniem podłoża mineralnego. W basenie wschodnim osady te występują na większym obszarze i bardziej równomiernie niż w zachodnim. Największa miąższość gytii występuje w centralnej części (maksymalnie 4 m). Morfologia i litologia tego basenu została poznana połowicznie, gdyż ograniczenia techniczne nie pozwoliły na sondowania z powierzchni Jeziora Brodzkiego.

Miąższość zdeponowanych osadów jeziornych na badanym obszarze nie jest znaczna. Na przykład w rynnie jezior raduńskich na Pomorzu Gdańskim zostały przewiercone ponad 10-metrowe

sekwencje gytii (GOŁĘBIEWSKI 1976), a maksymalna miąższość kredy jeziornej na obszarze rynny glacialnej między Pomorskiem a Kijami koło Sulechowa stwierdzona przez NOWACZYKA (1979) przekracza 14,5 m. Zbliżoną wartość zaobserwował WOJCIECHOWSKI (2000) w rynnie kórnicko-zaniemskiej.

Nieco inną sytuację litologiczną przedstawiają śródwysoczyznowe baseny sedymentacyjne. Wyniki badań BORÓWKI (1992) z Warblewa koło Słupska dowodzą, że maksymalna miąższość gytii nie przekracza 4 m, a w Osiecznej koło Leszna jest mniejsza od 2 m. Można założyć, że w większości przypadków w tego typu formach litofacie osadów jeziornych nie prezentują okazałych miąższości.

Badania geologiczne jeziora Gardno wykonane przez WOJCIECHOWSKIEGO (1990) wykazały, że maksymalna miąższość osadów limnicznych zdeponowana na obszarze tego jeziora nie przekracza 3 m. Zatem powierzchnia zbiornika nie zawsze jednoznacznie świadczy o miąższości zdeponowanych na jego dnie osadów. Z kolei tempo sedymentacji materii biogenicznej na dnie jeziora jest uzależnione od wielu czynników. Niekiedy zjawisko to nie występuje wcale (WIĘCKOWSKI 1966, SZOSTAK 1967). Wartości czterech czy pięciu metrów nie są wielkościami znacznymi. Dno jeziora Śniardwy w niektórych miejscach wypełniają dwukrotnie bardziej miąższe osady jeziorne, a w jeziorze Somino w Rosji przewiercono aż 40 m gytii (STARKEL 1977).

ZAWARTOŚĆ WĘGLANU WAPNIA I MATERII ORGANICZNEJ

Do szczegółowych analiz wybrano osady z profilu I usytuowanego w środkowo-zachodniej części równiny akumulacji biogenicznej (rys. 4).

Stwierdzono w nim następującą sekwencję osadów: na piaskach różnoziarnistych z niewielką domieszką substancji organicznej, których strop zalega na głębokości 1010 cm, leży gytia sięgająca do głębokości 368 cm. Jest to osad barwy oliwkowej z przebarwieniami żelazystymi na głębokości 550–700 cm. W spągu gytia ta jest delikatnie laminowana, w pozostałej części laminacji nie zaobserwowano. W górnej części limnicznego cyklu sedymentacyjnego, na głębokości 490–550 cm zachowały się szczątki malakofauny. Na głębokości 400–413 cm wykształcona jest warstwa torfu. Ponad gytia (od głębokości 368 cm) występuje już tylko brunatny torf z fragmentami drewna w partii spągowej.

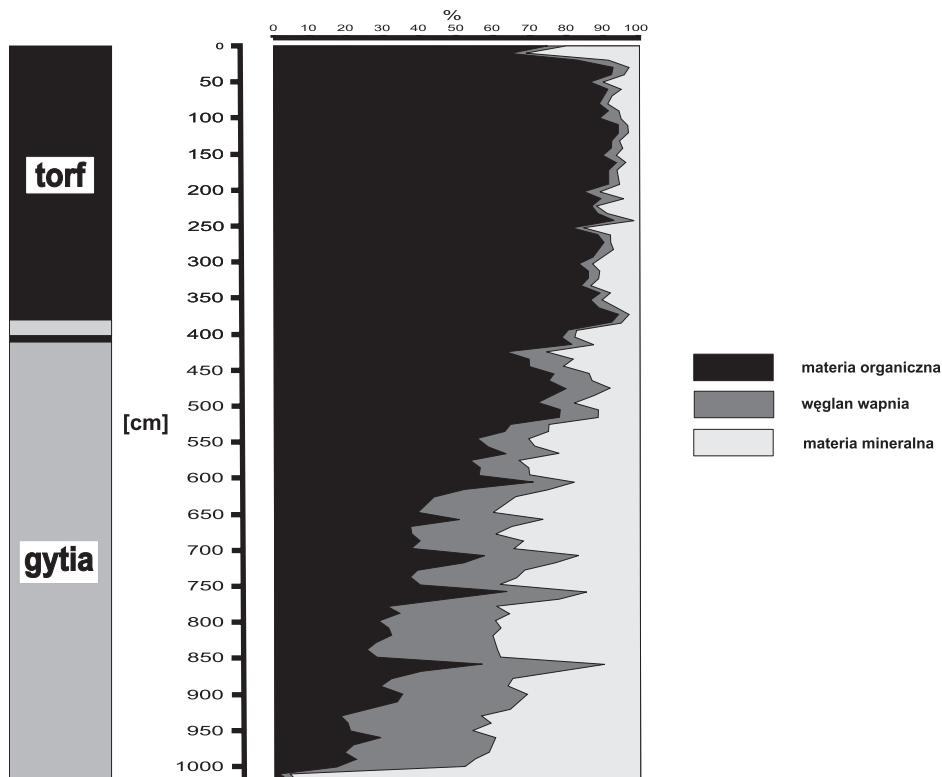
Średnia zawartość CaCO_3 w badanych osadach biogenicznych wynosi 15,5%. Między dwoma analizowanymi litofacjami występuje znaczna różnica tej wartości (rys. 6): torf zawiera średnio 3,2%, natomiast gytia – 23% tego związku. Największa zawartość CaCO_3 cechuje gytie na głębokości 970–980 cm. Jego udział wynosi tam 39,4%.

W osadach zalegających w innych częściach Polski zawartość węglanu wapnia jest z reguły większa. W Wielkopolsce, w Jeziorach Bnińskim i Kórnickim, wartość ta przekracza 50% (WOJCIECHOWSKI 2000). W rynnice jeziora Ośno w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej na SW od Wolsztyna, NOWACZYK i TOBOLSKI (1980) stwierdzili w allerozdskich osadach limnicznych zawartość CaCO_3 w granicach 56,2–82,6%, a w części pochodzącej z młodszego dryasu wartość ta przekracza 90%. Na obszarze między Pomorskiem a Kijami, NOWACZYK (1979) stwierdził występowanie niemalże czystej kredy jeziornej o zawartości CaCO_3 99% w niektórych częściach analizowanych profili. Na Mazurach w Jeziorze Mikołajskim zawiera się w przedziale 35–75%, a w jeziorze Tały od 20%

w stropie do 50% w spągu (WIĘCKOWSKI 1966), w strefie brzegowej jeziora Śniardwy oscyluje wokół 75–77% i maleje wraz z głębokością (SZOSTAK 1967). W osadach dennych jeziora Kruklin na Mazurach średni udział węglanu wapnia to wartość 82% (STASIAK 1963).

Zawartość materii organicznej określono przez spoielenie kilku gramów wysuszonego i rozdrobnionego osadu w piecu muflowym w temperaturze 550°C. Średnia zawartość części organicznych w osadach z analizowanego rdzenia wynosi 63,4%, przy czym różna jest ona w torfie i gytii (rys. 6). Dla torfu wielkość ta kształtuje się na poziomie 88,3%, natomiast dla gytii jest dużo mniejsza i wynosi 48,7%. Zawartość materii organicznej jest odwrotnie proporcjonalna do zawartości węglanu wapnia, co bardzo dobrze widać na rys. 6. W górnej warstwie – począwszy od stropu do około 400–420 cm – jej udział jest największy i na głębokości 120–130 cm wynosi ponad 94%. Nie ma w tym nic dziwnego, gdyż torfy składają się przede wszystkim z komponentów organicznych (SKRZYPCZAK 1979; TOBOLSKI 2000; ILNICKI 2002). Niemniej badania przeprowadzone przez CHURSKIEGO i OKRUSZKĘ (1961) w dorzeczu górnej Noteci dowodzą, że torfy mogą zawierać nawet 40–50% materii mineralnej, a zawartość tych dwóch składników jest ściśle uwarunkowana genezą torfów. Więcej materiału mineralnego jest w torfowiskach powstających w zbiornikach przepływowych o większej dynamice.

W miarę wzrostu głębokości następuje spadek udziału części pochodzenia organicznego. W dolnej części rdzenia ta tendencja nadal się utrzymuje, ponadto bardzo wyraźne są regularne wahnięcia w równych odstępach. Zawartość tego składnika osiąga wartość minimalną 1,1% na poziomie 1010 cm w piaskach stanowiących podłoże osadów biogenicznych.



Rys. 6. Udział trzech głównych składników w pobranych osadach

Fig. 6. The proportion of main components in the deposits

W literaturze (WOJCIECHOWSKI 2000; IŁNICKI 2002) napotkać można dwojakiemu rodzaju hipotezy: o odwrotnej zależności między wzrostem głębokości zbiornika wodnego a udziałem węglanu wapnia w osadach deponowanych na jego dnie, a także o korelacji dodatniej. Między CaCO_3 a substancją organiczną obserwuje się korelację ujemną, ponieważ wapiń ma zdolność do rozkładania substancji organicznej. Inną korelację stwierdzili STANGENBERG i ŽEMOYTEL (1952) analizując skład chemiczny osadów jeziora Charzykowskiego. Autorzy ci doszli do wniosku, że w większości przypadków występuje ujemna zależność między występowaniem związków organicznych a części nierozpuszczalnych.

PRÓBA REKONSTRUKCJI ZDARZEŃ

Geneza opisywanej formy wklęsłej mogła być dwojakiemu rodzaju. Według pierwszej wersji, transgredujący lądolód mógł wyegzarować osady z podłoża i „przylepić” je do wcześniej wykształconego Wału Brody-Drewitz, a powstałe w ten sposób obniżenie zakonserwować martwym lodem (BARTKOWSKI 1963, 1967). W drugim sposobie wyjaśnienia genezy przyjmuję, że czynnikiem sprawczym powstania formy mogły być wody proglaćjalne stagnującego lub będącego w fazie recesji lądolodu, którego czoło znajdowało się na linii pagórków w okolicy Biecza, Datynia i Węglin (MILEWICZ 1992). Rozci- nały one obszar położony w bezpośred-

nim sąsiedztwie północno-wschodniego skłonu uprzędnio wykształconego Wału Brody-Drewitz i wyerodowały u jego stóp obniżenie w kształcie rynny. Niewykluczone, iż pojawienie się zbiorników wodnych było wynikiem wytopienia się brył martwego, czy też pogrzebanego lodu w uprzędnio powstałym obniżeniu.

Wytapianie się brył pogrzebanego lodu w Wielkopolsce wg KOZARSKIEGO (1963), ALEXANDROWICZA i NOWACZYKA (1982) przypadało na *allerød*, a wg WOJCIECHOWSKIEGO (2000) mogło rozpocząć się już w *bøllingu*.

Ze względu na brak datowań można przypuszczać, że jeziora występujące na obszarze dzisiejszej Równiny Lubszy w okolicy Brodów powstały najprawdopodobniej w okresie *bølling-allerød*. Wraz z początkiem ich powstania rozpoczęła się sedymentacja głównie gytii ilasto-wapiennej i detrytusowo-wapiennej na piaszczystym podłożu. Pierwotnie, obszar wód powierzchniowych zapewne był znacznie większy, jednak wyznaczenie linii brzegowych w świetle obecnego stanu badań byłoby wysoce nieprecyzyjne. Niewielki udział części mineralnych w pobranych osadach, świadczy o znikomym przepływie, jaki miał miejsce podczas funkcjonowania paleoakwenu. Na ten problem zwrócili uwagę m.in. CHURSKI i OKRUSZKO (1961), badając torfowiska w dorzeczu Noteci. Wody gruntowe do nowo powstałego jeziora dostarczały początkowo stosunkowo dużo węgla wapnia. W opinii KENTZERA i ŻYTKOWICZA (1993) to właśnie wody gruntowe są głównym dostawcą związków wapnia, warunkujących powstawanie osadu. Na podstawie rozpoznania miąższości osadów biogenicznych sądzę, że ówczesny zbiornik wodny był dość głęboki. WOJCIECHOWSKI (2000), badając jeziora rynny kórnicko-zaniemyskiej, utwierdził się w przekonaniu, że im wyższy poziom wody, tym

wyższa zawartość węgla wapnia w osadach dennych. Spotkałem się też z zupełnie innym stanowiskiem reprezentowanym przez ILNICKIEGO (2002). Badacz ten pojmując tę zależność odwrotnie. Uważa, że w strefie litoralnej proces fotosyntezy prowadzi do przesylenia wody węglanem wapnia, a w efekcie do wytrąceń w postaci inkrustacji. W głębszych partiach, jego zdaniem, zachodziła sedymentacja obumarłych szczątków planktonu, a w konsekwencji prowadziło to do tworzenia się gytii organicznej.

Systematyczny ubytek CaCO_3 w kierunku stropu, jaki występuje w pobranych na NW od Suchodołu osadach, świadczy o stabilności głównych mas wód. Znikoma ich dynamika, zwłaszcza przydennych warstw, oraz niedobór tlenu to podstawowy warunek do powstawania osadów laminowanych (WIĘCKOWSKI 1993). Ponieważ w pobranych osadach słabo widoczna laminacja występuje jedynie w spągu gytii, wywnioskować można, że wody profundalu w całej objętości były dość dobrze natlenione. Roczne warstwowanie znacznie ułatwiłoby odtworzenie zdarzeń, co więcej, pozwoliłoby na dokładne ustalenie wieku poszczególnych serii osadowych, tak jak uczynili to GOSLAR (1993), RALSKA-JASIEWICZOWA i in. (1998) dla jeziora Gościąż.

Jeśliby przyjąć podane przez WIĘCKOWSKIEGO (1993) tempo przyrostu osadów jeziornych średnio 0,7 mm/rok, to jezioro, którego pozostałością w badanym profilu jest 632 cm gytii, istniało przez mniej więcej 9000 lat. Należy jednak zwrócić uwagę na zmienne tempo sedymentacji w różnych okresach późnego glacjału i holocenu. WOJCIECHOWSKI (2000) wykazał na przykładzie osadów jezior kórnicko-zaniemyskich, że w późnym glacjału i starszym holocenie było ono najwolniejsze, wynosząc ok. 0,5 mm/rok. Najszybciej natomiast depozycja osadów zachodziła

w subboreale i na początku subatlantyku, osiągając wartość 2,25 mm/rok. Zatem bez wykonania datowań bezwzględnych określenie czasu sedymentacji osadów jeziornych w okolicy Brodów jest niemożliwe.

W dalszym etapie formowania się osadów biogenicznych omawiane zbiorniki wodne w okolicy Brodów przekształcały się stopniowo w środowisko telmatyczne, czyli ziemnowodne (TOBOLSKI 2000). Mając na uwadze dużą wilgotność klimatu w okresie atlantyckim oraz fakt podnoszenia się poziomu wód, na co zwrócił uwagę STARKEL (1977), mogło to nastąpić w późnym subboreale. GOŁĘBIEWSKI (1976) uważa, że takie zmiany następują etapowo. Jego zdaniem w niektórych częściach może istnieć jeszcze jezioro, a w innych równocześnie może formować się już torf. Przewarstwienia piaszczyste występujące w torfie świadczą o dużej dynamice strefy litoralnej i oscylacji linii brzegowej. Zdaniem GOŁĘBIEWSKIEGO (1976) istotne znaczenie w takim przypadku mogą mieć falowanie oraz prądy. Autor ten uważa, że mogą występować takie okresy, w których gwałtowne podniesienie poziomu wody nie zahamuje rozwoju torfowiska. Torf wtedy utrzymuje się na powierzchni, a między nim a osadami jeziornymi wykształca się soczewka wody.

Proces formowania się osadów biogenicznych w pewnych częściach rynny brodzkiej trwa nadal. W dnach jezior Brodzkiego i Suchodołu nadal zachodzą procesy sedymentacji i diagenety osadów limnicznych, a w ich strefach brzegowych sedymentacji torfu. Prognoza dalszego ich rozwoju jest dość trudna, ze względu na znaczne przekształcenia antropogeniczne zlewni, takie jak kanały i rowy melioracyjne, które zaburzają naturalną dostawę materii do misy jeziornej.

PODSUMOWANIE

Przedstawione w tym opracowaniu badania geologiczne i geomorfologiczne oraz ilościowa i jakościowa charakterystyka osadów zalegających w zagłębieniach na zachód od Brodów pozwala na wyciągnięcie następujących wniosków:

- problem maksymalnego zasięgu lądolodu bałtyckiego fazy leszczyńskiej pozostaje zagadnieniem otwartym i wymaga dalszych szczegółowych badań geomorfologicznych,

- obecny stan badań pozwala stwierdzić, że obniżenie terenu wypełnione przez osady biogeniczne powstało na drodze erozyjnego oddziaływania wód proglacialnych na podłoże u podnóża Wału Brody-Drewitz,

- osady biogeniczne środowiska jeziornego i bagiennego zalegają w dwóch zbiornikach utworzonych w podłożu zbudowanym z piasków różnoziarnistych,
- w skład osadów biogenicznych wchodzi torfy i gytie,

- wśród osadów bagiennych wyróżniono torfy mszyste, trzcinowe i drzewne, natomiast wśród jeziornych dominują gytie grubodetrytusowe i detrytusowo-wapienne,

- przestrzenne zróżnicowanie miąższości tych osadów jest ściśle uwarunkowane morfologią podłoża mineralnego,

- największą miąższość osadów biogenicznych stwierdzono w podłużnych nieckach o orientacji NW-SE, położonych w bezpośrednim sąsiedztwie Wału Brody-Drewitz,

- największa zawartość materii organicznej występuje w litofacji torfu na głębokości 110–120 cm i wynosi 94,4%. Z kolei największa zawartość węgla wapnia cechuje gytie na głębokości 970–980 cm i wynosi 39,4%,

- stosunkowo niewielki udział procentowy CaCO_3 w badanych osadach

jest determinowany dopływem wód gruntowych z obszaru zbudowanego w znacznej części z piasków fluwiogłacialnych cechujących się małą zawartością tego związku,

– wykazano ujemną zależność między zawartością węgla wapnia a materią organiczną,

– na obszarze rynny brodzkiej proces sedymentacji rozpoczął się najprawdopodobniej w okresie *bølling-allerød* i trwa do dziś.

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S. NOWACZYK B., 1982: Late glacial and holocene lake sediments at Pomorsko near Sulechów, *Quaestiones Geographicae* 8, s. 5–17.
- BARTKOWSKI T., 1961: O granicy zlodowacenia bałtyckiego w okolicy Lubka (północna krawędź Wysoczyzny Żarskiej). Sprawozdania PTPN za I i II kwartał 1961, 63, 1, s. 102–107.
- BARTKOWSKI T., 1963: O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.* 11, s. 7–50.
- BARTKOWSKI T., 1967: O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. PTPN, *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej* 7, 1, s. 3–260.
- BORÓWKA R.K., 1992: Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczynowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego wistulianu i holocenu. *Wyd. Nauk. UAM, Seria Geografia* 54, s. 1–177.
- CHOIŃSKI A., 1992: Katalog jezior Polski, część trzecia: Pojezierze Wielkopolskie. *Wyd. Nauk. UAM, Poznań.*
- CHURSKI Z., OKRUSZKO H., 1961: Torfowiska w dorzeczu górnej Noteci. *Przegl. Geogr.* 33 (3), s. 477–498.
- GOŁĘBIEWSKI R., 1976: Osady denne Jeziora Rańskich. *Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk*, s. 89.
- GOSLAR T., 1993: Chronologia warwowa osadu laminowanego jeziora Gościąż. [W:] M. RALSKA-JASIEWICZOWA (red.), *Jezioro Gościąż – Stan badań nad osadami dennymi i środowiskiem współczesnym. Materiały spotkania roboczego w Gliwicach 30.03–02.04.1992, Polish Botanical Studies Guidebook Series 8, Polska Akademia Nauk, Kraków*, s. 105–119.
- ILNICKI P., 2002: Torfowiska i torf. *Wyd. Akad. Roln. w Poznaniu*, s. 606.
- KENTZER A., ŻYTKOWICZ R., 1993: Warunki formowania współczesnych osadów dennych Jeziora Gościąż. [W:] M. RALSKA-JASIEWICZOWA (red.), *Jezioro Gościąż – Stan badań nad osadami dennymi i środowiskiem współczesnym. Materiały spotkania roboczego w Gliwicach 30.03–02.04.1992, Polish Botanical Studies Guidebook Series 8, PAN, Kraków*, s. 39–48.
- KOZARSKI S., 1963: O późnoglacialnym zanku martwego lodu w Wielkopolsce zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.* 11, s. 51–60.
- KOZARSKI S., 1995: Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~ 20 ka – 10 ka BP). *Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN Dokumentacja Geograficzna* 1, s. 82.
- KRYGOWSKI B., 1961: *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej cz. 1 Geomorfologia. PTPN, Komitet Fizjograficzny*, s. 203.
- MAJJDANOWSKI S., 1948: Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim. *Przegl. Geogr.* 21, s. 37–69.
- MAJJDANOWSKI S., 1950: Zagadnienie rynien jeziornych na Niżu Europejskim. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.* 2, 1, s. 35–122.
- MILEWICZ J., 1992: Mapa podstawowa utworów powierzchniowych w skali 1:50 000 do mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000. *Państw. In. Geol.*
- NOWACZYK B., 1979: Perspektywy powiększenia zasobów kredy jeziornej i gytii wapiennej na obszarze między Pomorskiem a Kijami. [W:] *Kreda jeziorna i gytie. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Lubniewice-Gorzów Wlkp., listopad 1979*, s. 86–92.
- NOWACZYK B., TOBOLSKI K., 1980: W sprawie późnoglacialnych osadów wapiennych akumulowanych w środowisku wodnym. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.* 33, *Seria A – Geografia Fizyczna*, s. 65–78.

- RALSKA-JASIEWICZOWA M., i in. 1998: Lake Gościąg, Central Poland, A Monographic Study, Part I, s. 340.
- SKRZYPCZAK J., 1979: Problemy budowy stawów rybnych na gytiowiskach i torfowiskach. [W:] Kreda jeziorna i gytie. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Lubniewice-Gorzów Wlkp., listopad 1979, s. 123-129.
- STANGENBERG M., ŽEMOYTEL K., 1952: Skład chemiczny osadów Jeziora Charzykowskiego. [W:] Z badań czwartorzędu w Polsce 4, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 68, s. 139-167.
- STARKEŁ L., 1977: Paleogeografia holocenu. PWN, Warszawa, s. 362.
- STASIAK J., 1963: Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej, Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk, Prace Geograficzne 42, s. 94.
- SZOSTAK M., 1967: Pochodzenie jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. Instytut Geografii PAN, Prace Geograficzne, s. 58.
- TOBOLSKI K., 2000: Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. Vademecum Geobotanicum. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa 2000, s. 508.
- WIĘCKOWSKI K., 1966: Osady denne Jeziora Miłkołajskiego. Instytut Geografii PAN, Prace Geograficzne 57, s. 112.
- WIĘCKOWSKI K., 1993: Dotychczasowy stan rozpoznania osadów dennych jezior „Na Jazach” – cechy makroskopowe. [W:] M. RALSKA-JASIEWICZOWA (red.), Jezioro Gościąg – Stan badań nad osadami dennymi i środowiskiem współczesnym. Materiały spotkania roboczego w Gliwicach 30.03–02.04.1992, Polish Botanical Studies Guidebook Series 8, PAN, Kraków, s. 77-92.
- WOJCIECHOWSKI A., 1990: Analiza litofacyjna osadów jeziora Gardno. Wyd. Nauk. UAM, Seria Geografia 49, s. 118.
- WOJCIECHOWSKI A., 2000: Zmiany paleohydrologiczne w środkowej Wielkopolsce w ciągu ostatnich 12 000 lat w świetle badań osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej. Wyd. Nauk. UAM, Seria Geografia 63, s. 236.

Recenzent: prof. dr hab. Bolesław Nowaczyk

Zakład Geomorfologii
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

GENESIS OF BIOGENIC ACCUMULATION RESERVOIRS NEAR BRODY IN THE LUBSKA HIGHLAND IN LIGHT OF MORPHOLOGICAL AND LITHOLOGICAL INVESTIGATIONS

Summary

Geomorphological investigations were carried out in biogenic accumulation plain near Brody in Lubka Highland, south-west Wielkopolska. The plain is located in the marginal zone of late polish glaciation. There is no agreement in the literature regarding the extent of this continental glacier. For this reason research work was started in the microregion of the glaciation with the basic aim to study the genesis of the biogenic accumulation depression and plain.

The area covered by the study is located between the Brody-Drewitz Ridge and the area of fluvio-glacial accumulation, north of the ridge. It is a 58-61 m above sea level, near clearly visible hillocks with a relative height of over 20 m and near the said ridge.

On the basis of cartographic materials and field observations and indicator extent of biogenic deposits has been identified. In order to examine the litology of these deposits and the configuration of the bottom of the biogenic deposits reservoir the number of borings were made in the profiles, transverse to the morphological axis of the form.

The investigations helped to identify two reservoirs of biogenic sedimentation, both in the direct vicinity of the Brody-Drewitz Ridge, on its northern side. The biogenic deposits feature peats and gytia. Borings have revealed that the configuration of reservoir where these deposits are found have asymmetric slopes on the south-western side, at the foot of the ridge, are

steep; they form deep synclines. On most of the area the slopes are easy, and the thickness of the deposits is small.

A core north-west of the village of Suchodół was taken in order to examine some physical and chemical features of the biogenic deposits. Analyses were made to establish to content of calcium carbonate and organic matter. An average CaCO content in the deposits sampled is 15,5% and that in the organic part – 63,4%.

The information helped us to attempt reconstruction of the events in the form studied. It is not easy, based on the available material, to

present the genesis of the depression filled with biogenic deposits. It could have been formed in two ways: 1. the continental glacier could have accumulated the deposits from the base and the depression formed in this way could have been preserved with dead ice; 2. the proglacial waters running alongside the head of the continental glacier in line with the runoff path of these waters could have eroded.

The problem of extent of the Baltic continental glacier of the Leszno phase remains unsolved and requires further investigations.