

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE - SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. XVIII, 7

SECTIO B

1963

Z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Stefan NAKONIECZNY

Rzeźba krasowa podłoża torfowiska Dubeczno

Карстовый рельеф основания торфяника „Дубечно”.

The Karst Relief of Dubeczno Peat Substratum

WSTĘP

W rozległym kompleksie torfowisk Polesia Lubelskiego torfowisko Dubeczno należy do jednego z największych. Pod względem zaś miąższości utworów organicznych zajmuje ono zdecydowanie pierwsze miejsce wśród torfowisk tego obszaru. Powierzchnia wynosi 518 ha, maksymalna głębokość 18,95 m. Wielkość torfowiska skłoniła zainteresowane czynniki do wykonania szczegółowej dokumentacji kategorii „B”.

Udostępnione mi przez Oddział Wodnych Melioracji PWRN w Lublinie materiały dokumentacyjne zawierają m. in. plan hipsometryczny dna misy torfowej (poziomice co 0,5 m) sporządzony na podstawie 685 punktów sondowań rozmieszczonych w sieci 100 × 100 m zaniwelowanych uprzednio i nawiązanych do sieci triangulacyjnej. Plan hipsometrii podłoża torfowiska Dubeczno w podziałce 1 : 5 000 przedstawia ciekawy obraz form wskazujący nie tylko na ich krasową genezę, lecz pozwalający na wydzielenie dwu zasadniczych typów form wytworzonych przez odmiennie ukierunkowane procesy krasowe. To zróżnicowanie form w obrębie jednej, większej, dawnej misy jeziornej, wypełnionej obecnie utworami organicznymi, wyraźnie kontrastuje na tle pojedynczych wielkich form krasowych „Jezior Łęczyńsko-Włodawskich” wg określenia T. Wilgata (9).

POŁOŻENIE TORFOWISKA DUBECZNO

Torfowisko Dubeczno znajduje się we wschodniej części Polesia Lubelskiego i na południo-wschodnim skraju Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Znaleźć je można pomiędzy miejscowościami Dubeczno na południu i Zdzerka na północy. W centralnej części torfowiska leży niewielkie (13,4 ha) szczątkowe Jezioro Dubeczyńskie, mylnie przedstawione na mapie jako Jez. Hańskie, na co już zwrócił uwagę T. Wilga t (9). Przez torfowisko i jezioro przepływa z SE na NW struga bez nazwy odwadniająca ten obszar do rzeki Włodawki, lewego dopływu Bugu. Teren torfowiska ma charakter wybitnie nizinny. Ruch wody płynącej jest bardzo słabo widoczny, źródła strug wodnych jak i działy wodne są trudne do ustalenia. Deniwelacje w otoczeniu torfowiska nie przekraczają na ogół 3—4 m. Teren jest płaski, urozmaicony tylko skupieniami przewianych piasków wydmyowych, zwłaszcza na E i na N od torfowiska. Całość otaczającego terenu ma, ogólnie biorąc, lekki spadek w kierunku północnym. Kulminacje terenu 4 km na S od torfowiska wynoszą 182,0 m, w rejonie torfowiska 168,0 m, na N od badanego obszaru schodzą do 165 m n.p.m.

Równinę Polesia Lubelskiego budują w omawianym obszarze głównie margle i iły margliste morza kredowego (senon), wychodzące na powierzchnię na S od tego obszaru w formie równoleżnikowo przebiegających garbów (Wał Uhruski) przykrytych płaszczem utworów glacialnych środkowo-polskiego zlodowacenia. Ku N powierzchnia kredowych utworów zachodzi łagodnie pod utwory tegoż zlodowacenia reprezentowane przez piaski, żwiry osadzone przez wody marginalne z okresu recesji tego zlodowacenia. Miąższość tych utworów w otoczeniu torfowiska waha się w granicach od 1,0 m do kilku metrów. Utwory te cechuje duża przepuszczalność wodna, w związku z czym wody opadowe łatwo dostają się do marglistego podłoża kredowego i wywołują procesy krasowe. W wyniku tych procesów, teren otaczający torfowisko usiany jest zagłębieniami bezodpływowymi o różnych wielkościach i kształtach.

UKSZTAŁTOWANIE POZIOME I PIONOWE MISY
TORFOWISKA DUBECZNO

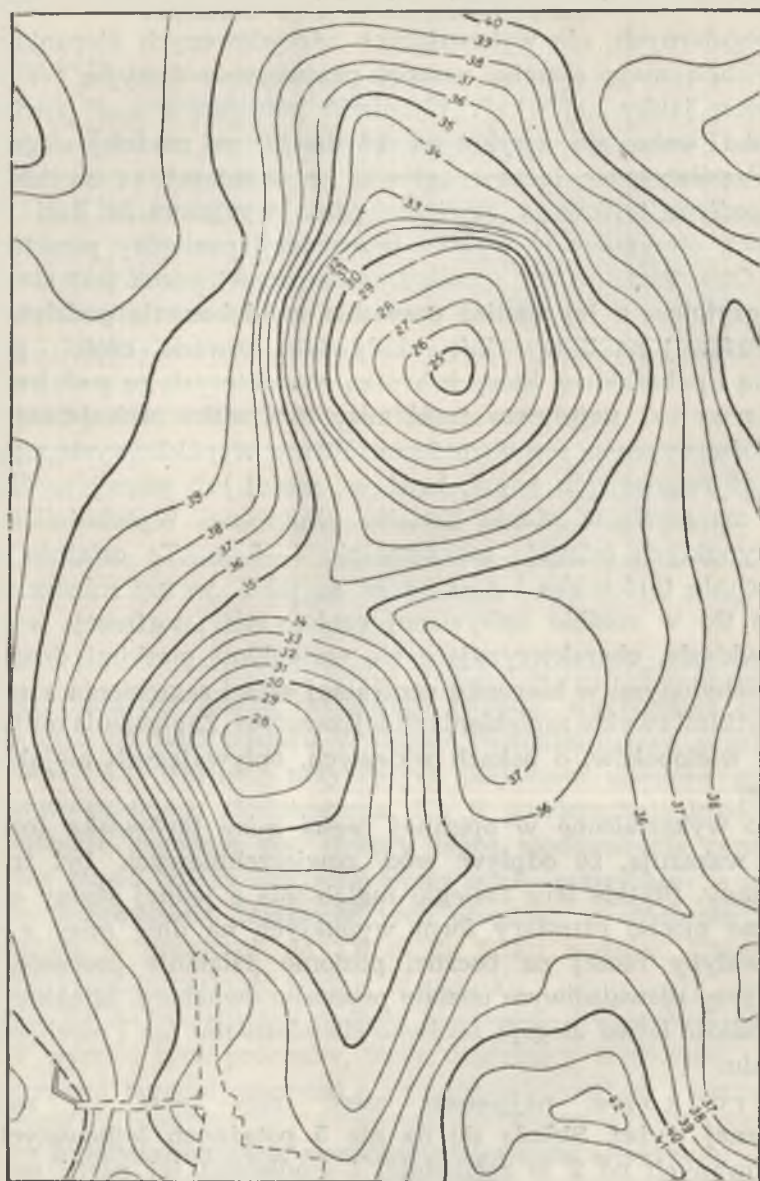
Kształt ogólny torfowiska w planie jest lekko owalny o osi dłuższej, zgodnej prawie z kierunkiem południkowym. W szczegółach jednak linia brzegowa dawnego jeziora, pokrywająca się z tzw. „granicą zerową”, tj. brzegiem torfowiska, jest bardzo zróżnicowana. Od północy i wschodu w misę złoża torfowego wciskają się długie półwyspy mineralne o rozciągłości zbliżonej do kierunku południkowego. Na południu

i południo-zachodzie występują również półwyspy, lecz o kształtach mniej regularnych, nie wykazujących zdecydowanych kierunków. Niektóre z nich mają szeroką nasadę, przewężenie („szyjkę”) i są tępo zakończone jakby „główką”. Wysokość półwyspów nad powierzchnię torfowiska waha się zwykle od 0,5 do 1,0 m rzadziej sięga 1,5 m. „Szyjki” półwyspów, łączące „główki” z nasadami, są zwykle niższe. Obraz podłoża torfowego uzyskano przez wyrysowanie linii równych głębokości, otrzymane w wyniku interpolacji pomiędzy punktami sondowań. Otrzymana w ten sposób treść hipsometryczna jest stosunkowo dobrze czytelna, a jej analiza pozwoliła na dokonanie podziału całości misy torfowej na 3 wyraźnie zindywidualizowane części: północną, środkową i południową, których krótką charakterystykę podajemy niżej.

Północna, najpłyszczą część misy torfowiska cechuje się najbardziej zróżnicowanym zespołem form. Formy wypukłe występują w postaci bądź regularnych kopuł, bądź też mniej lub więcej wydłużonych garbów mających w planie kształty eliptyczne. Wysokości względne form wypukłych osiągają maksymalnie 4—5 m. Te ostatnie osiągają powierzchnię torfowiska i zaznaczone są jako „wyspy mineralne”. Zasadnicze tło w rzeźbie opisywanej części misy torfowej wypełniają formy wklęsłe, charakteryzujące się rozległymi płaskimi dnami, bądź lekko nachylonymi w kierunku centralnej części zagłębienia a zakończonymi płytkimi zwykle zagłębieniami lejkowatym. Zagłębienia mają zwykle kształty wieloboków, o bokach wklęsłych, opływających niejako formy wypukłe.

Słabo wykształcone w opisywanej części misy torfowiska formy lejkowate wskazują, że odpływ wód powierzchniowych był tu mocno ograniczony. Płytkie lecz rozległe zagłębienia z jednej strony oraz zredukowane mocno rozmiary form wypukłych na dnie misy z drugiej, wskazywałyby raczej na boczne, poziome działanie procesów krasowienia, przy niewątpliwym udziale procesów denudacji. Miękkie bowiem skały podłoża łatwo ulegają zarówno chemicznemu jak i mechanicznemu niszczeniu.

2. Środkowa, najgłębsza część misy różni się zasadniczo od opisywanej wyżej. Składa się na nią 5 potężnych lejkowatych form, uszeregowanych po 2 w zachodniej i środkowej jej partii oraz pojedynczą we wschodniej partii. Największe głębokości (16 i 19 m) osiągają dwa zagłębienia środkowe, pozostałe trzy — 10 do 12 m. Zagłębienia bliźniacze stanowią w swych górnych partiach jedną formę, silnie wydłużoną w kierunku południkowym, ku dołowi zaś stopniowo rozdzielają się działową formą siodła na dwie samodzielne formy, przybierające w najgłębszych, ujściowych częściach idealnie koliste w zarysie kształty. (ryc. 1). Średnice wielkich zagłębień wahają się od 300 do 600 m. Podobne



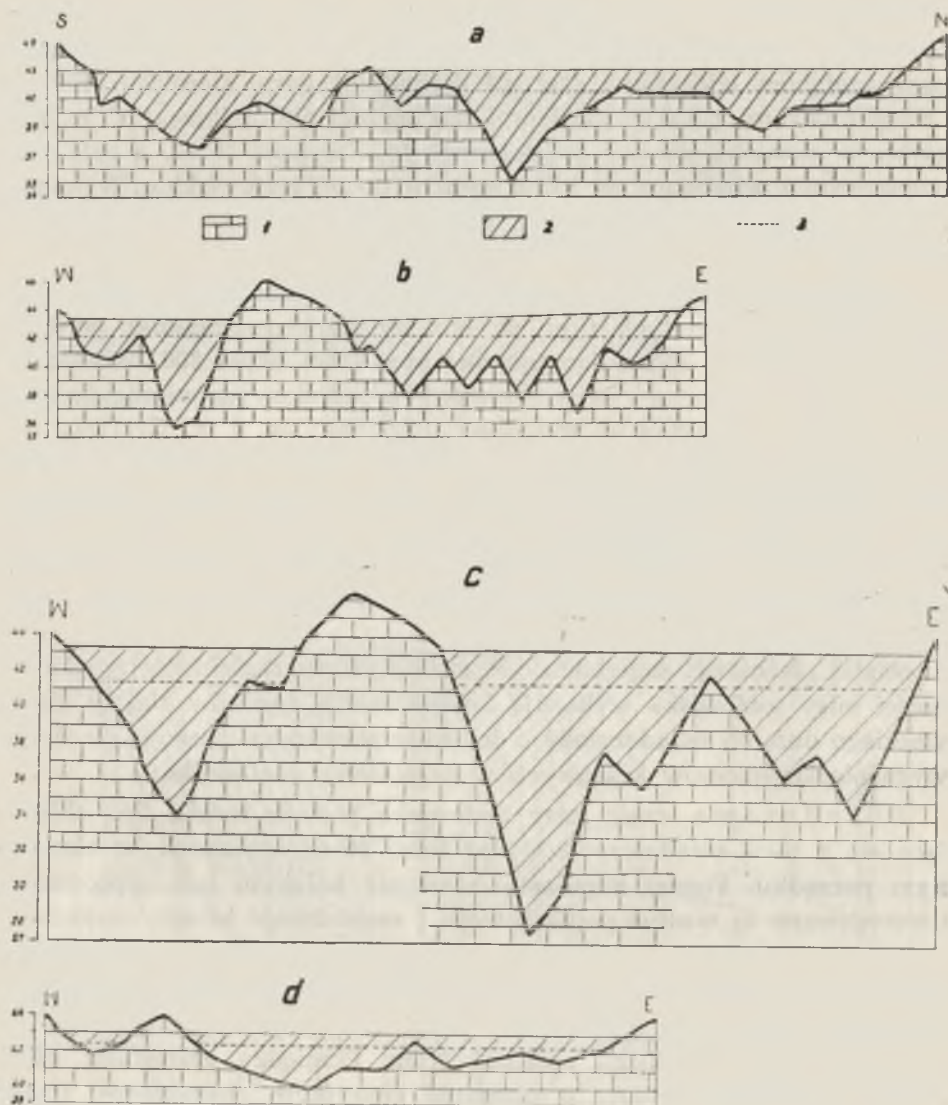
0 100 200 m

Ryc. 1. Obraz hipsometryczny centralnych lejów krasowych dna misy torfowej Dubeczno
 A hypsometric picture of the central karst funnels of the basin bottom of Dubeczno peat

wielkości podaje J. Rzechowski dla lejów krasowych występujących na powierzchni w okolicy Krępcza koło Lublina (6). Środkowa para zagłębień oddzielona jest od zachodniej pary szerokim (500 m) i długim (900 m), płaskim garbem o rozciągłości południkowej. Wysokość garbu w stosunku do dna najgłębszego leja wynosi 25 m, a cała jego powierzchnia wznosząca się kilka metrów ponad torfowiskiem wykazuje rzeźbę podobną do rzeźby dna północnej części misy krasowej opisanej wyżej.

Zagłębienie położone we wschodniej partii środkowej części misy różni się od pozostałych tym, że nie wykazuje rozciągłości południkowej, ma płaskie, akumulacyjne dno szerokości około 200 m. Oddzielone jest od centralnej pary zagłębień południkowym szeregiem wąskich długich grzbietów o wysokości względnej do 6 m. Grzbiety oddzielone są od siebie głębokimi rynnami, których kierunki i spadki den wskazują, że odprowadzały one wodę z zagłębienia wschodniego ku bliźniaczym zagłębieniom centralnym. Powstanie rynien należy prawdopodobnie wiązać z zahamowaniem rozwoju wgłębnego wschodniego zagłębienia, na którego dnie zaczął się odkładać muł ilasty z piaskiem. Miąższości osadu niestety nie znamy, a zatem nie znamy i rzeczywistej głębokości zagłębienia. Pozostałe cztery zagłębienia środkowej części misy torfowiska wykazują konsekwencję spadków zboczy aż do wąskiego dna, co świadczyłoby o ich nieprzerwanym rozwoju do chwili wygaśnięcia procesów krasowych w zagłębieniu torfowiska.

Południowa część misy torfowiska posiada rzeźbę dna składającą się z dwu zasadniczych typów form rozmieszczonych w określonym porządku. Formy kopulaste o zarysie kolistym lub elipsowatym uszeregowane są wzdłuż południowego i zachodniego brzegu omawianej części misy torfowej i oddzielone są od niego wąskimi, równoległymi zagłębieniami. Wysokość tych form nie przekracza na ogół paru metrów. Pozostały obszar dna południowej części misy zajmują długie, równoległe grzbiety o kierunku południkowym. Pomiędzy grzbietami, równoległe przebiegają rynny o wyraźnie erozyjnym charakterze. Układ grzbietów i rynien jest bardzo regularny. W profilu poprzecznym podobny jest do tępych zębów piły (oczywiście przy przewiększonej podziałce pionowej—(patrz ryc. 2b). Powierzchnie grzbietów i dna rynien erozyjnych wykazują konsekwentne spadki ku północy tj. w kierunku najgłębszej, środkowej części misy torfowiska. Spadki dna rynien wahają się od 0,5 do 1,0 m na 100 m odcinku i wzrastają przeważnie w kierunku północnym. Należy dodać, że wyloty rynien na granicy południowej i środkowej części misy torfowiska posiadają zwykle niewielkie (4 do 5 m głębokie) lejki krasowe.



Ryc. 2. Profile morfologiczne (schematyczne) dna misy krasowej torfowiska Dubeczno; a — profil podłużny S—N, b — profil poprzeczny W—E przez część południową, c — profil poprzeczny W—E przez część środkową, d — profil poprzeczny W—E przez część północną; 1 — utwory kredowe, 2 — torf, 3 — przypuszczalne położenie dna misy krasowej w pierwszym etapie jej rozwoju

Morphological profiles of the karst basin of Dubeczno peat; a — longitudinal profile S—N, b — transverse profile W—E through the southern part, c — transverse profile W—E through the central part, d — transverse profile W—E through the northern part; 1 — chalk deposits, 2 — peat, 3 — supposed situation of the karst basin bottom in the first stage of its development

Przedstawiony w grubych zarysach obraz zróżnicowania rzeźby dna misy krasowej torfowiska Dubeczno daje podstawę do przyjęcia dwu etapów w rozwoju całości tego zagłębienia.

Etap pierwszy wiąże się z rozwojem w tym terenie zjawisk krasowych. Rzeźba krasowa w otoczeniu torfowiska jest dominującym elementem na płaskich wododziałach tej części Polesia Lubelskiego. Do form krasowych otoczenia torfowiska wyraźnie nawiązuje nierówna linia brzegowa złoża torfu wypełniającego misę. Są to formy podobne do opisanych już wyżej form występujących na dnie najpłytszej, północnej części misy torfowiska. Całość zatem zagłębienia powstała prawdopodobnie z połączenia pojedynczych zagłębień drogą degradacji powierzchni działowych w miarę ich rozwoju w kierunku poziomym, co przy małej odporności wapiennego podłoża mogło nastąpić stosunkowo szybko.

Rozwój wgłębny form krasowych został zahamowany mniej więcej na głębokości 3 metrów poniżej dzisiejszej powierzchni torfowiska (patrz ryc. 2 a, b, c, d). Świadczą o tym rozległe powierzchnie dna północnej części misy oraz nawiązujące do nich powierzchnie szczytowe grzbietów w pozostałych, głębszych częściach zagłębienia torfowego. W stosunku do wierzchowiny otaczającej torfowisko poziom ten znajduje się o 8—9 m niżej.

Trudno z całą pewnością stwierdzić co było przyczyną zahamowania rozwoju krasu w głąb. Najbardziej prawdopodobnym wydaje się tu podniesienie poziomu wód gruntowych. Zalewanie (choćby tylko okresowe) zagłębień krasowych wydaje się bowiem warunkować ich rozwój wszczep przez denudację zboczy form wypukłych, podobnie jak objaśnia kształtowanie polja Cviijić, mianowicie od fazy pojedynczych wertebrów poprzez łączenie ich w popławy (uwale), które są formą przejściową do polji (3).

Reasumując, można by powyższe rozważania wyrazić wnioskiem, że pierwszy etap rozwoju misy krasowej torfowiska Dubeczno zakończony został wykształceniem się formy, którą można uważać ze względu na dość wyrównane szerokie dno, za pewną formę polja.

Etap drugi zaznaczył się dalszym rozwojem misy krasowej torfowiska Dubeczno i znacznym pogłębieniem jej dna, zwłaszcza w środkowej części. Formy zagłębień oraz ich głębokość (dochodząca do 16 m w stosunku do wyrównanego dna z pierwszego etapu rozwoju misy) świadczą o tym, iż poziom wód gruntowych obniżył się w owym czasie co najmniej o podaną wielkość. Obniżenie poziomu wód gruntowych wywarło bezpośredni istotny wpływ jedynie na rozwój wgłębny form krasowych środkowej części misy torfowiska. Fakt ten należy prawdopodobnie tłumaczyć istnieniem w tej części dna wyjątkowo wielkich

(względnie dużego zagęszczenia) szczelin. W innych częściach dna misy obniżenie poziomu wód gruntowych albo nie spowodowało istotnych zmian, jak w przypadku północnej części misy, albo zmiany w rzeźbie dna (jakie się dokonały w czasie drugiego etapu w południowej części misy) są efektem pośrednim, o czym będzie niżej.

Jak już wspomniano na początku, powierzchnia omawianego terenu wykazuje niewielki spadek ku północy. Taki sam konsekwentny (w sensie morfologicznym) spadek ma powierzchnia dna wytworzonego w pierwszym etapie rozwoju misy krasowej. Pogłębiające się w drugim etapie zagłębienia krasowe środkowej części misy przechwyciły wody powierzchniowe z większości obszaru alimentacyjnego. Nachylona ku północy powierzchnia dna północnej części misy zasilana była, praktycznie biorąc, wyłącznie przez wody atmosferyczne, które w słabo uszczelinionym podłożu nie mogły wywołać istotnych zmian w rzeźbie dna misy torfowiska.

Zgoda odmiennie musiały się kształtować stosunki hydrograficzne w południowej części misy torfowiska. Pogłębianie części środkowej odbywało się nie tylko przez wody opadowe, lecz i powierzchniowe, zarówno ze słabo uszczelinionej południowej części misy, jak również z południowego otoczenia, zgodnie ze spadkiem powierzchni topograficznej. Świadczą o tym dolinki wyżłobione w wapiennej powierzchni, uchodzące do misy krasowej. Południowa zatem część misy torfowiska stała się w drugim etapie rozwoju obszarem w pewnym sensie tranzytowym dla wód powierzchniowych spoza misy krasowej. Wyrazem tego są długie, równoległe rynny wyerodowane w dnie tej części misy, nadające jego rzeźbie cechy wybitnie erozyjne. Przewaga procesów erozji nad procesami krasowymi w tej części dna była najprawdopodobniej wynikiem współdziałania dwu wzajemnie uwarunkowanych procesów rozwoju w głąb zagłębień centralnych i wzrastającego spływu powierzchniowego. Obniżenie podstawy erozyjnej, następujące wraz z pogłębianiem form części środkowej, musiało bowiem pociągać za sobą wcinanie się rynien erozyjnych w dno części południowej misy i zwiększanie ich spadku. Zwiększenie zaś spadku powodowało zwiększenie spływu powierzchniowego kosztem infiltracji wody w słabo uszczelinione podłoże, a zwiększony i przyspieszony spływ przyczyniał się do energiczniejszego rozwoju zagłębień środkowych i pogłębiania rynien w obszarze tranzytowym dna misy.

Drugi etap rozwoju rzeźby dna krasowej misy torfowiska Dubeczno został przerwany prawdopodobnie na skutek podniesienia się poziomu wód gruntowych. Wypełnianie zagłębień gytą glonową przy jednoczesnym braku osadu detrytycznego w ich ujściach wydaje się wskazywać, iż podnoszenie się poziomu wód i wypełnianie nimi misy krasowej

odbywało się stosunkowo szybko. Wyjątek stanowi tu zagłębienie wschodnie z płaskim akumulacyjnym dnem. Wypełnienie jego ujściowej części materiałem detrytycznym dokonało się jednak znacznie wcześniej, jeszcze przy głębokim zaleganiu poziomu wody gruntowej. Świadczą o tym rynny erozyjne, odprowadzające powierzchniowo wodę z tego zagłębienia do lejów centralnych, po przerwaniu rozwoju wgłębnej tej formy.

Gytia glonowa wypełnia opisaną misę krasową w jej najgłębszych partiach. Proces zarastania zbiornika roślinnością torfotwórczą na powierzchni odbywał się od brzegów zbiornika i postępował w kierunku części centralnej. Proces ten nie został zakończony, o czym świadczy niewielkie jezioro reliktowe w środkowej części obszaru torfowiska. Z analizy stopnia rozkładu torfu wynika, że wahania poziomu wody w zarastającym zbiorniku były nieznaczne. Za najbardziej istotne należy uznać zmiany wywołane sztucznie przez człowieka. Odwodnienie wierzchnich warstw złoża torfu w celu wydobycia surowca opałowego dla miejscowej huty szkła spowodowało znaczne obniżenie poziomu wody gruntowej. Efektem tego zabiegu jest sukcesja na torfowisko wysokopiennego lasu, zajmującego coraz większe obszary. Las ten, ze względu na duże ilości wody, którą pobiera z podłoża oraz obciążeniowe działanie jego dużej masy roślinnej działa różnicująco na pierwotnie niewątpliwie równą powierzchnię torfowiska. Mikrorelief, jaki się w związku z tym rozwija, wymaga specjalnego badania. Zagadnienie to, zresztą wykracza poza ramy niniejszego opracowania.

Wypełnienie misy krasowej torfowiska Dubeczno osadami organogenicznymi niewątpliwie przyczyniło się do konserwacji rzeźby jej dna. Być może tym należy tłumaczyć wyjątkowość opisywanej formy na tle tych licznych jezior Łęczyńsko-Włodawskiego Pojezierza, których krasowe pochodzenie wydaje się nie budzić wątpliwości. Żadne z objętych katalogiem (9) jezior, zarówno małych jak i wielkich, nie wykazuje tak wyraźnego zróżnicowania rzeźby dna.

Z drugiej zaś strony można by postawić pytanie, czy sieć sondowań, na podstawie której wykonano zdjęcie wysokościowe misy torfowiska Dubeczno, jest wystarczająco gęsta, aby mogła oddać rzeczywistą konfigurację krasowego podłoża. Innymi słowy: czy sieć sondowań 100×100 m nie pomija małych form rzeźby. Pytanie takie jest w pełni uzasadnione. Sądząc jednak po formach występujących na powierzchni w podobnych, marglistych utworach, opisywanych przez T. Wilgata (8) i ostatnio przez J. Rzechowskiego (6), należy stwierdzić, że formy lejów o średnicy 600 i więcej metrów wykazują konsekwencję spadku nachyleń zboczy. Nie ma zatem podstawy sądzić, by było inaczej w naszym przypadku. Zresztą istnienie niewykrytych,

nawet drobnych załamów w powierzchni podłoża, nie zmieniłoby w sposób istotny zasadniczego obrazu rzeźby dna omawianej tu misy krasowej.

Poza tym charakter facjalny margli, brak zróżnicowania w strukturze i teksturze tej skały nie sprzyja zróżnicowaniu form. Jeśli takie różnice istnieją, to są one wynikiem różnic w energii i przebiegu procesów raczej zewnętrznych, a nie wynikiem różnic strukturalnych samej skały. Na zastrzeżenie, że formy małe powierzchni margli mogą być maskowane przez warstwę nadległych piasków stanowiących bezpośrednie podłoże torfu, można by również przytoczyć przykład analogicznych form reprodukowanych w utworach czwartorzędowych opisywanych przez J. Rzechowskiego (6). Stwierdził on, że utwory wyścielające formy krasowe w okolicach Krępca mają niewielką miąższość (maksimum do 2,0 m), a ich powierzchnia dość wiernie odtwarza powierzchnię form krasowych.

WIEK KRASOWEJ MISY TORFOWEJ

Formy krasowe w obszarach Polesia Lubelskiego i terenów sąsiednich opisywane były przez szereg autorów (1, 5, 6, 8, 9). Z publikacji tych wynika, że procesy krasowe zachodziły na przestrzeni plejstocenu i w holocenie. A. Jahn (1) datuje powstanie najstarszych form krasowych w okolicy Siemienia na wielki interglacjał. Wg E. Rühlego (5) procesy krasowe związane z wodami wgłębnyymi w dnie jeziora Świtaż (20 km na ENE od torfowiska Dubeczno — tereny ZSRR) miały miejsce w ciągu całego plejstocenu. J. Rzechowski (6) opisując formy krasowe okolic Krępca, przypuszcza, że niektóre z nich wytworzone zostały w starszym czwartorzędzie. Opisywane przez T. Wilgata (8, 9) formy należą zarówno do współczesnych jak i starszych.

Żaden z wymienionych autorów nie wyklucza istnienia na badanym przez siebie terenie przedplejstocieńskich form krasowych, z tym, że formy takie, jeśli istniały, zostały przemodelowane w plejstocenie.

Podjmując próbę określenia wieku powstania opisanych przez nas form oparliśmy się na założeniu, że nie mogą one być starsze od ostatniego na tym terenie zlodowacenia (środkowopolskiego). Wiele bowiem faktów obserwowanych na tym terenie wskazuje na egzaracyjną działalność lodowca w podścielającym podłożu. Ponadto omawiany teren podlegał modelowaniu przez wody cofającego się lodowca, o czym świadczą piaski fluwialne (fluwioglacjalne) pokrywające cienkim płaszczem powierzchnię kredowych wapieni marglistych. Jest bardzo mało prawdopodobne, aby w takich warunkach mogły przetrwać formy krasowe w dodatku w miękkich utworach. Zatem dolną, możliwą do przyjęcia

granicę rozwoju misy krasowej torfowiska Dubeczno należałoby umieścić w ostatnim interglacjale.

Rozwojowi misy krasowej torfowiska Dubeczno położyła kres akumulacja w niej torfu. Z analizy torfów, a zwłaszcza ze stopnia jego rozkładu, wynika, że proces narastania złoża odbywał się ciągle w warunkach silnego uwodnienia. Wniosek jaki można z tego faktu wyciągnąć to ten, że w okresie narastania całej miąższości złoża nie zachodziły istotne zmiany klimatyczne w badanym obszarze. Z drugiej zaś strony znaczna miąższość gytii i torfu świadczy o tym, że proces ich narastania był dostatecznie długotrwały. Trudno jest w tym przypadku określić na podstawie miąższości utworu czas jego tworzenia się. Nie wiadomo bowiem w jakim stopniu akumulacja obu utworów odbywała się równocześnie. Biorąc pod uwagę tylko sam torf o miąższości 6,0 m i przyjmując jego średni roczny przyrost na 1,0 mm otrzymamy okres 6 000 lat. Należy tu dodać, że wierzchnie warstwy torfu uległy pod wpływem osuszenia i pod naciskiem lasu pewnej kompaktacji, której nie bierzemy w rachubę, gdyż nie jesteśmy w stanie określić ściśle jej wielkości. Jeśli dodamy do tego, że pewna część gytii osadziła się w okresie zanim jeszcze powierzchnia jeziora pokryła się cienką warstwą torfu, to otrzymamy w sumie okres odpowiadający w przybliżeniu okresowi holocenu w szerokim sensie tego słowa. Pogląd taki znajduje potwierdzenie w badaniach W. Tymrakiewicza (7) nad stratygrafią złóż torfu wypełniających dawne jeziora krasowe po wschodniej stronie Bugu. Autor ten stwierdza, że proces torfotwórczy rozpoczął się tam w młodszym dryasie i trwa nieprzerwanie do chwili obecnej. Badany przez Tymrakiewicza teren odległy jest od naszego o około 25 km, a charakter krasowego podłoża torfu oraz warunki morfologiczne, hydrograficzne i wysokościowe podobne są do opisanych przez nas. Miąższości torfu podane przez Tymrakiewicza wynoszą 5 i 7 m. Podobne miąższości stwierdzono w złożu Dubeczno nie licząc gytii.

Powyższe dane pozwalają przypuszczać, że mamy tu do czynienia z równowiekowymi osadami torfu i równoczesnym (spowodowanym tymi samymi przyczynami), ostatecznym zahamowaniem rozwoju jednych i drugich form krasowych, w których osadziły się torfy.

W świetle tych rozważań okres rozwoju opisanych form krasowych zawierałby się w przedziale czasowym pomiędzy ostatnim na tym terenie zlodowaceniem (środkowopolskim) i holocenem. Jeśli od tego odejmiemy okres trwania ostatniego na terenie Polski glacjału (bałtyckiego), jako niesprzyjającego rozwojowi procesów krasowych ze względu na istnienie w badanym terenie strefy peryglacjalnej i związanej z nią wiecznej zmarzliny, to okres odpowiadający cyklowi roz-

wojowemu form krasowych zacieśni się do czasu trwania ostatniego interglacjału i, być może, interstadiału (oryniackiego?).

Ostatni interglacjał cechuje brak osadów akumulacji wodnej na Lubelszczyźnie. Na tej podstawie przyjmuje się, że w okresie tym dominowały tu procesy erozji. A. Jahn w swojej pracy „Wyżyna Lubelska”... (2) wyraża pogląd, że procesy erozji były w ostatnim interglacjale zjawiskiem generalnym i powszechnym. Autor ten szacuje głębokość wcięcia dolin rzecznych w badanym przez nas terenie na 40 m w stosunku do akumulacyjnych powierzchni z okresu zlodowacenia środkowopolskiego. Tak głębokie rozcięcie terenu powodowało obniżanie poziomu wód gruntowych, co sprzyjało rozwojowi form krasowych na działach wodnych. Datowanie zatem form krasowych misy torfowiska Dubeczno na ostatni interglacjał znajduje uzasadnienie w spostrzeżeniach geologiczno-morfologicznych. Dotyczy to głównie drugiego (wglębnego) etapu rozwoju misy. Pierwszy etap rozwoju płytkiej, rozległej formy dokonywał się, jak już wspomniano, przy udziale wód powierzchniowych w zbiorniku. Mogło się to dokonać przed okresem erozji interglacjalnej, nie wiemy natomiast czy już w okresie interglacjalnym, czy też jeszcze w okresie schyłkowym środkowopolskiego zlodowacenia.

Brak osadów interglacjalnych w badanych formach krasowych wskazuje, że ich rozwój trwał co najmniej do końca interglacjału, co zgodne jest ze spostrzeżeniami geologicznymi, przedstawionymi wyżej.

Pozostaje jeszcze do wyjaśnienia sprawa zachowania form krasowych w ostatnim (bałtyckim) glacjale. Przypisuje się bowiem dużą rolę w modelowaniu rzeźby czynnikom peryglacjalnym. Nie negując słuszności takiego poglądu należy mieć na uwadze, że nie wszędzie istnieją warunki działania tych czynników. Na nizinnej równinie Polesia Lubelskiego zagłębienia krasowe zapełniły się prawdopodobnie lodem względnie zlodowaciałym śniegiem, zanim zdążyły się rozwinąć na szeroką skalę procesy peryglacjalne. Należy przypuszczać, że w warunkach istnienia wiecznej zmarzliny woda w tych zagłębieniach utrzymywała się (obojętne w jakiej postaci) nawet w okresach dłuższych ociepleń. Uważamy zatem, że okres glacjalny w naszym konkretnym przypadku przyczynił się raczej do konserwacji form wklęsłych, nie tylko zresztą krasowych. Wytapianie się lodu wypełniającego te formy, postępujące w miarę ocieplania się klimatu, stwarzało od razu niejako dogodne środowisko do rozwoju roślinności bagiennej, wkraczającej od brzegów na tworzący się w ten sposób zbiornik wodny. Ciągłość narastania masy roślinnej w tym zbiorniku świadczy, że procesy krasowe nie były w holocenie wznawiane.

Na zakończenie należy podkreślić, że opisana rzeźba podłoża torfowiska Dubeczno jest zjawiskiem wyjątkowym wśród tego rodzaju form

krasowych, dla których zostały wykonane zdjęcia wysokościowe, te zaś były robione dla jezior niezarośniętych torfem, ze względu na łatwość sondażu. Dla zarośniętych zbiorników szczegółowe zdjęcie wykonane było tylko w przypadku sporządzania dokumentacji geologicznych złóż torfu w kategorii „B”. Przypadków takich, o ile nam wiadomo, było w obszarze Polesia Lubelskiego niewiele, a w dodatku większość z nich dotyczyła torfowisk w dolinach rzek. Nie wiadomo zatem, czy wśród dość licznych zagłębień krasowych, zarośniętych torfem istnieją formy podobne opisanym, czy też mamy do czynienia z wyjątkiem.

L I T E R A T U R A

1. Jahn A.: Teren krasowy Siemienia w pow. radzyńskim (The Karst Area of the Village Siemień in the Radzyń District). *Czasopismo Geograficzne*, t. XVII, 1939—1946.
2. Jahn A.: *Wyżyna Lubelska*. PWN, Warszawa 1956.
3. Malicki A.: Rozwój i stan badań nad terenami krasowymi (Die Entwicklung und jetziger Stand der Forschungen über Karstgebieten). *Czasopismo Geograficzne*, t. XV, 1937.
4. Prószyński M.: Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu (Notes sur la géologie du bassin de la rivière Bug). *Państw. Inst. Geol., Biul.* 65, Warszawa 1952.
5. Rühle E.: Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie jez. Świątaż (Dynamic Processes in Lacustrine Basins and the Character of their Sediments Illustrated by the Świątaż Lake). *Państw. Inst. Geol., Biul.* 169, Warszawa 1961.
6. Rzechowski J.: Kras okolicy Krępcza k/Lublina (Karst aux environs de Krępiec près Lublin). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XVII, 7, Lublin 1962.
7. Tymrakiewicz W.: Stratygrafia torfowisk krasowych południowego Polesia i północnego Wołynia. *Kosmos, Ser. A*, t. IX, 1935.
8. Wilgat T.: Kras okolic Cycowa (Karst in the Surroundings of Cyców). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. IV, 9, Lublin 1950.
9. Wilgat T.: Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie (Lakes between Łęczna and Włodawa). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. VIII, 3, Lublin 1953.

Р Е З Ю М Е

В работе приводятся результаты анализа рельефа дна бывшего озера карстового происхождения, ныне почти полностью заросшего торфом. Анализ проводился на основании высотной съемки минерального дна торфяника, полученной в результате густой сети бурений в занивелированных точках поверхности торфяника.

Проведенный анализ позволил выделить два этапа в развитии карстовой котловины. Первый этап привел к образованию обширной формы типа поля глубиной в несколько метров. Эта форма развивалась в ширину в основном за счет поверхностного размыва и соединения мелких карстовых углублений.

На втором этапе намечается резкое различие в развитии отдельных частей описанной формы. Средняя часть котловины развивалась вниз. В результате этого образовалось 5 больших воронкообразных углублений до 16 м глубины (счет ведется от первичного дна котловины). Развитие вниз средней части котловины было, вероятно, вызвано значительным понижением уровня грунтовых вод, а энергия карстового процесса обусловлена степенью трещиноватости известняка. Остальные части дна котловины (южная и северная), из-за слабой трещиноватости не отличались столь сильным развитием карстовых процессов. Следует отметить, что первичное дно котловины имело легкий наклон к северу, согласно общему наклону поверхности района и слагающих его верхнемеловых известняков. Вследствие этого северная часть котловины после углубления средней части лишена была доплива поверхностной воды, кроме той, которая выпадала на ее поверхность в виде осадков. Ввиду того северная часть дна котловины не претерпела на втором этапе существенных изменений.

Южная часть котловины, собиравшая поверхностные воды также извне котловины согласно общему наклону поверхности к северу, становилась, по мере углубления средней части, транзитной поверхностью для этих вод, подвергалась их эрозионному воздействию. В результате действия линейной эрозии, рассматриваемая часть дна котловины приобрела черты эрозионного рельефа. Создался ряд параллельных рытвин, направленных с юга на север (к глубокой средней части) и разделяющих их хребтов.

Возраст образования карстово-эрозионной котловины определяется временем последнего межледниковия. Предположительно можно сказать, что климатические условия последнего оледенения содействовали консервации отрицательных форм на низменной равнине Полесья. Заполненная льдом котловина, по мере потепления в конце плейстоцена, превращалась в озеро, зарастающее болотной растительностью.

SUMMARY

In this paper an analysis of the bottom relief of the karst basin of a former lake covered at present almost thoroughly with peat and gyttja, was carried out. The analysis was possible thanks to the topographic picture of the area, of the mineral substratum, which was performed by a relatively dense sounding in points completely covered with peat. The lines of equal altitudes drawn by means of interpolation between the sounding points give a fairly distinct configuration of the underlying karst rock.

From the relief analysis it appears that the development of the karst basin was completed in two stages. In the first stage the karst depression was developing horizontally through the junction of single funnel-shaped hollows. As a result of the processes there appeared a form of polja of a shallow and wide type.

During the second stage the development of the karst process within the depression examined underwent a differentiation. The central part of this depression was developing vertically, which resulted in the formation of five large karst funnels reaching the depth of 16 m measured from the average depth of the depression bottom formed in the first stage of development. A considerable deepening of the central part of the depression was followed by deep erosion caused by surface waters of the southern part of the former polja bottom. It should be added that both the field and the original bottom of the basin are sloping northwards in accord with a slight decline of the Lublin basin. As a result of the deep erosion the slightly broken southern part of the basin bottom was cut by a number of broad parallel gutters separated by regular ridges. The equally slightly broken northern part of the karst basin was cut off from the southern alimentation area due to a strong deep development of the central part. Due to this phenomenon its development was stopped at the bottom depth of the first stage.

As a result of the differentiated influence of relief forming processes in various parts of the depression bottom, there developed a peculiar relief type for each of those parts. The northern part of the depression preserved the features of flat-bottomed, karst-denudation forms from the first developmental stage. The central part bears a distinct mark of the karst process directed vertically down (funnel-shaped forms). In the southern part typical erosive forms were formed (deep erosion).

The development of the forms described was completed during the last interglacial time. Some scientists are of the opinion that the climatic conditions (periglacial) of the last glaciation (Baltic) favoured

the conservation of the depressive forms in the lowland of Polesie. In the declining phase of the last glaciation thaw water gathered in those depressions forming swamps — generating suitable conditions for the development of peat-forming vegetation. The covering process continues to exist to the present day.