

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. XXXV/XXXVI, 4

SECTIO B

1980/1981

Zakład Geografii Fizycznej Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie

Krystyna BAŁAGA, Jan BURACZYŃSKI,
Józef WOJTANOWICZ

**Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno
(Polesie Lubelskie)**

Геологическое строение и развитие торфяника Крове Bagno (Люблинское
Полесье)

Geological Structure and Development of the Krowie Bagno Peatland
(Polesie Lubelskie)

WSTĘP

Do opracowania stratygrafii Krowiego Bagna wykorzystano materiały zebrane w czasie wykonywania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (Buraczyński, Wojtanowicz 1981, 1982). Dla potrzeb zdjęcia geologicznego wykonaliśmy specjalne wiercenie przez serię organiczną torfowiska, którego analizę palinologiczną wykonała K. Bałaga.

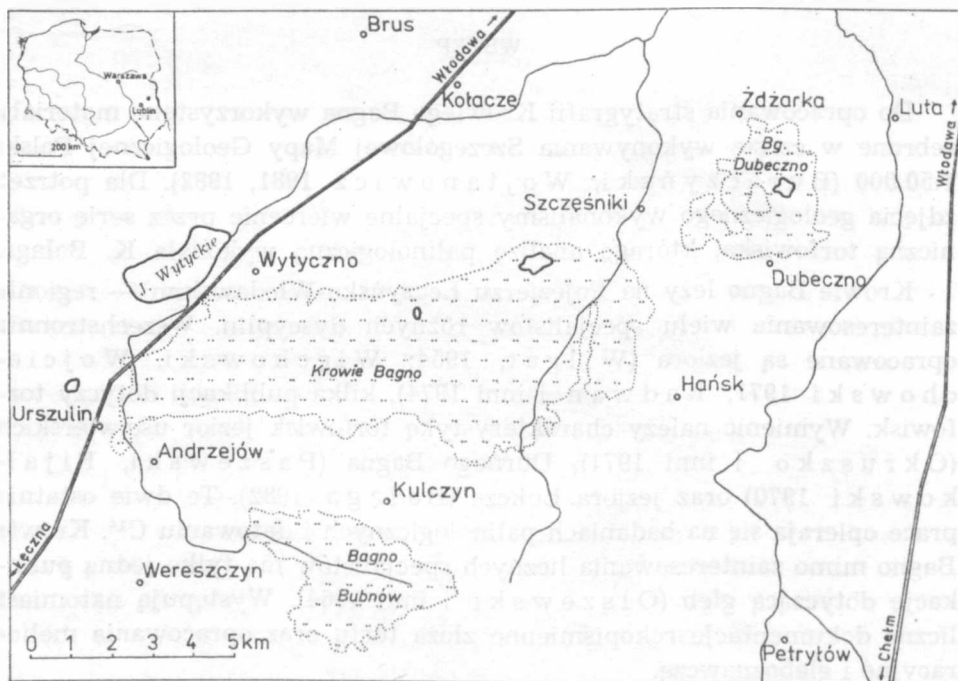
Krowie Bagno leży na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim — regionie zainteresowania wielu specjalistów różnych dyscyplin. Wszechstronnie opracowane są jeziora (Wilgat, 1954; Więckowski, Wojciechowski 1971; Radwan i inni 1974), kilka publikacji dotyczy torfowisk. Wymienić należy charakterystykę torfowisk jezior uściwierskich (Okruszko i inni 1971), Durnego Bagna (Paszewski, Fijałkowski 1970) oraz jeziora Łukcze (Bałaga 1982). Te dwie ostatnie prace opierają się na badaniach palinologicznych i datowaniu C^{14} . Krowie Bagno mimo zainteresowania licznych specjalistów ma tylko jedną publikację dotyczącą gleb (Olszewski i inni 1964). Występują natomiast liczne dokumentacje rękopiśmienne złoża torfu oraz opracowania melioracyjne i gleboznawcze.

POŁOŻENIE I RZEŻBA

Torfowisko Krowie Bagno wraz z subregionem Pojezierzem Łęczyńsko-Włodawskiego wchodzi w skład Polesia Lubelskiego, rozciągającego się bezpośrednio na północnym przedpolu Wyżyny Lubelskiej. Kraina ta charakteryzuje się występowaniem licznych jezior, torfowisk i bagien.

Krowie Bagno jest torfowiskiem niskim, największym (o powierzchni 36,4 km²) na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. Obszar Krowiego Bagna jest odwadniany przez Włodawkę, należącą do dorzecza Bugu. W jego sąsiedztwie od zachodu znajdują się torfowiska oraz Jezioro Wytyckie (2,7 km²), jedno z największych na pojezierzu. Od południa leży niskie torfowisko Bagno Bubnów (7,7 km²), a od NE torfowisko Dubeczno (5,2 km²) typu niskiego, przejściowego i wysokiego (ryc. 1). Torfowisko Krowie Bagno przylega od wschodu do granic projektowanego Zachodnio-Poleskiego Parku Krajobrazowego (F i j a ł k o w s k i 1976). Omawiany teren wchodzi w skład Lubelskiego Zagłębia Węglowego.

Krowie Bagno występuje w rozległym obniżeniu pomiędzy Garbem Włodawskim od północy i Wałem Uhruskim od południa. Są to równoleżnikowe garby podłoża czwartorzędu, utworzone w górnym trzeciorzędzie, które stanowiły barierę dla lądolodu. Przykryte są utworami



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny Krowiego Bagna
Localization sketch of the Krowie Bagno peatland

lodowcowymi z oscylacji czoła lądolodu maksymalnego stadiału zlodowacenia środkowopolskiego. Obniżenie występujące pomiędzy garbami, mające genezę erozyjno-denudacyjną, wypełnione jest osadami czwartorzędowymi.

Krowie Bagno tworzy wydłużoną równoleżnikowo (długości 13 km i szerokości 2—4 km) równinę torfową o wysokości 166—167 m n.p.m., ponad którą od północy wznosi się równina akumulacji jeziornej o wysokości 167,5—168,5 m n.p.m. Oz Wytyczna oddziela miśę Krowiego Bagna od torfowisk ciągnących się na zachód. Od południa ogranicza ją garb kredowy Andrzejów—Wincencin oraz pagóry kemowe, częściowo predysponowane elewacjami podłoża w okolicy Grani, Kulczyna i Ujazdowa (Buraczyński, Wojtanowicz 1982). Od wschodu miśę zamykają równiny denudacyjne (ryc. 2).

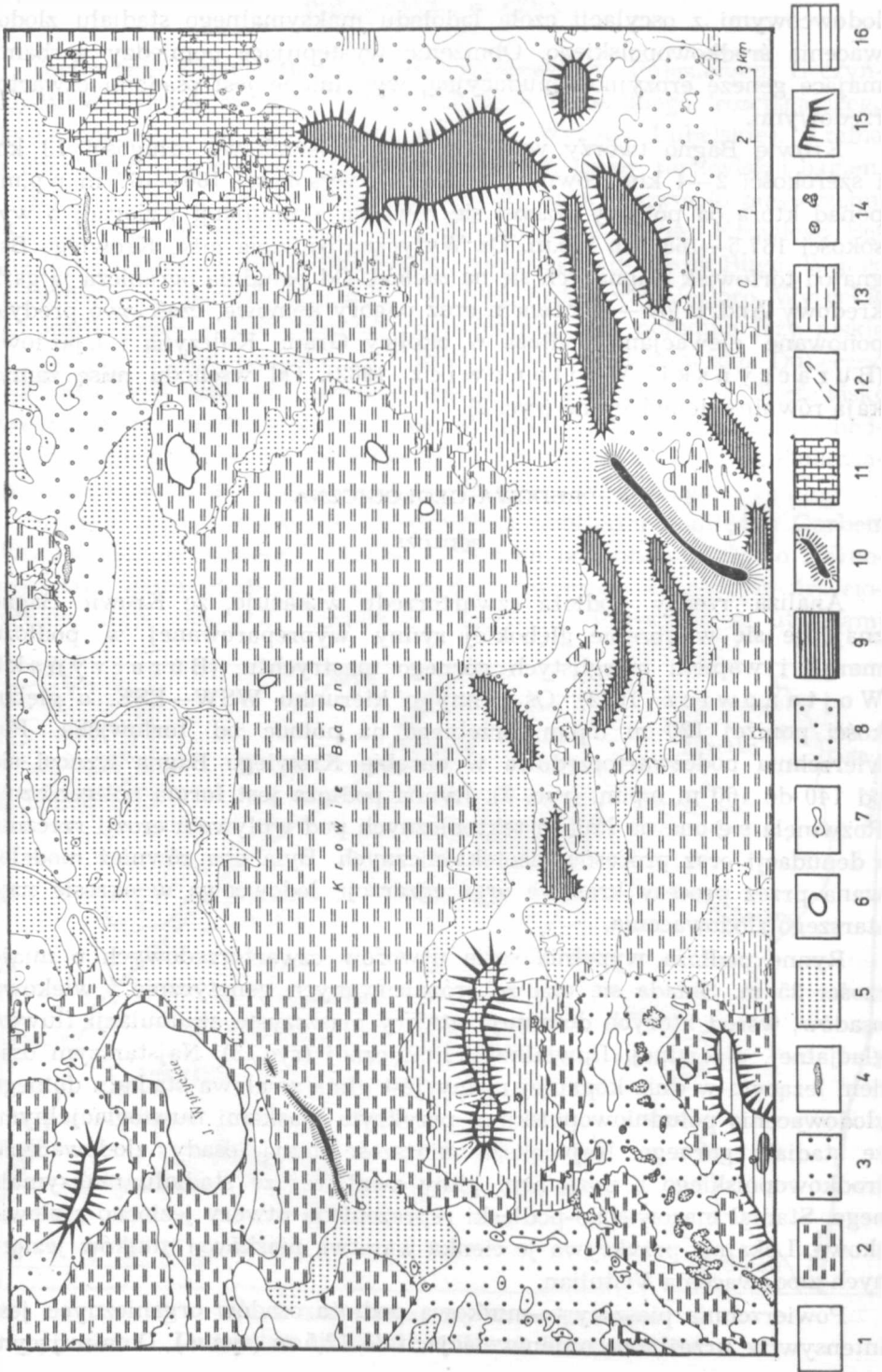
BUDOWA GEOLOGICZNA

PODŁOŻE

Analiza rzeźby podłoża czwartorzędu wskazuje, że Krowie Bagno znajduje się w obrębie głębokiej rynny wypreparowanej w podłożu margli i wapieni marglistych górnego mastrychtu (Buraczyński, Wojtanowicz 1982). Oś rynny o kierunku WSW—ESE, o głębokości poniżej 120 m n.p.m. przebiega na północ od torfowiska. Powierzchnia podczwartorzędowa w obrębie Krowiego Bagna wznosi się od 140 do 160 m n.p.m. (ryc. 3). Rynna podłoża jest formą poligeniczną. Rozwinęła się ona na liniach tektonicznych pod wpływem erozji rzecznej i denudacji oraz procesów neotektonicznych. Była ona również modelowana przez procesy krasowe oraz egzarację lodowcową w okresie najstarszego zlodowacenia.

Rynnę podłoża wypełnia seria utworów czwartorzędowych o miąższości 35 m. Składa się ona ze zróżnicowanych genetycznie i wiekowo osadów, wśród których dominują utwory piaszczyste akumulacji fluwio-glacialnej, glacialnej, fluwialnej i limnicznej (ryc. 3). Najstarszym osadem leżącym w dnie kopalnej rynny jest glina zwałowa stadiału dolnego zlodowacenia południowopolskiego przykryta piaskami fluwio-glacialnymi ze stadiału górnego. Największą miąższość mają osady zlodowacenia środkowopolskiego z poziomem gliny zwałowej ze stadiału maksymalnego. Stadiał mazowiecko-podlaski reprezentują utwory jeziorno-rozlewiskowe. Lokalnie przykrywa je cienka warstwa piasków i mułków jeziornych zlodowacenia Vistulian.

Powierzchnia piaszczysto-mułkowa podłoża osadów organicznych jest intensywnie urzeźbiona o deniwelacjach do 12,5 m (ryc. 4). Dominującym



elementem są owalne i koliste zagłębienia, przy czym przeważają formy o średnicy 400—500 m i głębokości 3—5 m (w ilości 111 form, dając gęstość około 3 form/km²). Przeważają zagłębienia owalne o równoleżnikowym przebiegu osi dłuższej, a więc zgodnie z wydłużeniem Krowiego Bagna. Część lejków wykazuje wyraźną asymetrię zboczy. Najwięcej jest form o stromych zboczach o ekspozycji południowej lub zachodniej. Oprócz zagłębień typu lejków położonych najniżej, występuje jeszcze 9 zagłębień większych o średnicy do 1200 m. Są to formy starsze, w obrębie których rozwinęła się dopiero druga generacja zagłębień lejkowych. W obrębie każdego większego zagłębienia występuje kilka mniejszych.

Zasadniczym problemem jest geneza rzeźby misy Krowiego Bagna. Nie jest to rzeźba krasowa, mimo sugestywnego obrazu hipsometrycznego (ryc. 4). Badania geologiczne prowadzone na tym terenie wykazały, że omawiane formy rozwinęły się w obrębie niekrasowiejących utworów, dużej miąższości serii piasków plejstocenijskich (Buraczyński, Wojtanowicz 1981, 1982). Autorzy znacznie wcześniej zakwestionowali koncepcję Wilgata (1954) dotyczącą również krasowego pochodzenia jezior łączynsko-włodawskich (Buraczyński, Wojtanowicz 1974).

Procesy krasowe nie są jedynymi, które tworzą rzeźbę o charakterze podobnym do obserwowanej w podłożu osadów organicznych Krowiego Bagna. Podobny rysunek hipsometryczny dają procesy egzaracyjno-wytopiskowe stwierdzone przez Więckowskiego (1966) w rzeźbie dna Jeziora Mikołajskiego. Również zjawiska termokrasowe dają formy o podobnym wyglądzie (Kaczurin 1961, Dylík 1970).

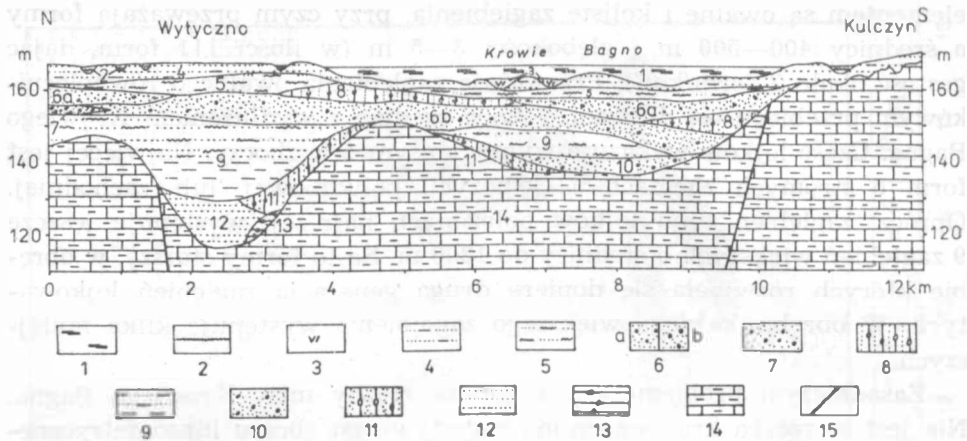
Rzeźba powierzchni podłoża osadów organicznych w Krowim Bagnie rozwinęła się pod wpływem procesów wytopiskowo-termokrasowych. Zło-

Ryc. 2. Rzeźba okolic Krowiego Bagna (według Buraczyński, Wojtanowicz 1981, 1982). Formy holocenijskie: 1 — terasa zalewowa, 2 — równiny torfowe. Formy zlodowacenia Vistulian: 3 — terasa nadzalewowa, 4 — wydmy, 5 — równiny jeziorne, 6 — misy jeziorne, 7 — zagłębienia bezodpływowe. Formy zlodowacenia środkowopolskiego: 8 — równiny stożków fluwioglacjalnych, 9 — pagórki kemowe, 10 — wały ozów, 11 — równiny moreny dennej. Formy plejstocenijskie: 12 — dolinki denudacyjne, 13 — równiny denudacyjne, 14 — lejki krasowe, 15 — stoki ostańców.

Formy pliocenijskie: 16 — poziom zrównania

Geomorphology of the Krowie Bagno environs (after Buraczyński, Wojtanowicz 1981, 1982). Holocene landforms: 1 — valley floor, 2 — peat plains, Vistulian landforms: 3 — river-built plain, 4 — dunes, 5 — lakes floor, 6 — lakes, 7 — depressions. Saalian glacio-fluvial and glacial landforms: 8 — glacio-fluvial fan plains, 9 — kame hills, 10 — esker ridges, 11 — flat ground moraine. Pleistocene denudational landforms: 12 — denudational troughs on slopes, 13 — flat surfaces of denudation, 14 — solution dolines, 15 — slopes of outlier. Pliocene landforms:

16 — destructional surface



Ryc. 3. Przekrój geologiczny Wytyczno—Kulczyn: 1 — torfy (holocen), 2 — namuły torfiaste (holocen), 3 — gytia (schylek plejstocenu, holocen), 4 — piaski i mułki jezioro-rozlewiskowe (złodowacenie środkowopolskie i północnopolskie), 5 — piaski i mułki rzeczno-peryglacjalne (stadiał mazowiecko-podlaski), 6 — piaski ze żwirami wodnolodowcowe górne (a) i dolne (b) (stadiał maksymalny), 7 — piaski i żwiry lodowcowe (stadiał maksymalny), 8 — gliny zwałowe (złodowacenie środkowopolskie), 9 — piaski, mułki i łył jeziorne (interglacjał wielki), 10 — piaski wodnolodowcowe (złodowacenie południowopolskie — stadiał górny), 11 — glina zwałowa (złodowacenie południowopolskie — stadiał dolny), 12 — piaski rzeczne (interglacjał kromerski), 13 — gliny ilaste (najstarsze złodowacenie), 14 — margle (mastrycht), 15 — uskoki

Geologic section Wytyczno—Kulczyn. 1 — peats (Holocene), 2 — peaty silts (Holocene), 3 — gyttjas (Late Vistulian), 4 — fluvio-lacustrine sands and silts (Middle-Polish Glaciation and Vistulian), 5 — fluvio-periglacial sands and silts (Mazowsze—Podlasie Stadial), 6 — fluvioglacial sands with gravels upper (a) and lower (b) (Maximum Stadial), 7 — glacial sands and gravels (Maximum Stadial), 8 — tills (Maximum Stadial), 9 — limnic sands, silts and clays (Great Interglacial), 10 — fluvioglacial sands (South-Polish Glaciation — upper stadial), 11 — tills (South-Polish Glaciation and Vistulian), 12 — river sands (Mazowsze—Podlasie Stadial), 13 — clay silts (Oldest Glaciation), 14 — marl (Maastrichtian), 15 — fault

żona geneza wynika z dwuetapowego rozwoju rzeźby. Starszy etap związany jest z wytapianiem brył martwego lodu w czasie deglacjacji w stadiale maksymalnym złodowacenia środkowopolskiego. Rola martwego lodu w deglacjacji badanego terenu była istotnym elementem rzeźbotwórczym. Wskazują na to liczne kemy oraz zagłębienia zajęte obecnie przez jeziora i bagna. Krowie Bagno jako obniżenie już istniejące zostało wypełnione bryłami martwego lodu, po wytopieniu których powstały zagłębienia. Częściowo zasypały je osady aluwialne i deluwialne w młodszych stadiach złodowacenia środkowopolskiego. Niemniej jednak w obrębie misy Krowiego Bagna zachowały się płytkie i duże zagłębienia. Identyfikacją genezę wytopiskową przyjmuje Krupiński i inni (1982) dla

kopalnego zagłębienia na sąsiedniej Wysoczyźnie Lubartowskiej, gdzie rozwinęło się jezioro eemskie.

Drugi etap rozwoju omawianej rzeźby przypada na zlodowacenie Vistulian, kiedy w niecce Krowiego Bagna istniały warunki hydrogeologiczne sprzyjające rozwojowi procesów termokrasowych. Proces termokrasu powodował wytopienie się lodów gruntowych wieloletniej lub sezonowej zmarzliny i tworzenie się zagłębień lejkowatych przypominających kształtem formy krasowe (Kaczurin 1961, Dylik 1970). Rozwój termokrasu przypada na etap zaniku zmarzliny. Opierając się na klasyfikacji Kaczurina (1961) należy stwierdzić, że formy termokrasowych zagłębień w Krowim Bagnie odpowiadają formom termokrasu typu ałasów, utworzonych z tajania żył lodowych poligonalnych (sieciowo-kratowych) i lodów segregacyjnych. Do tego typu należą jeziora i zagłębienia o głębokości 0,5—4 m, rzadziej do 20 m. Formy termokrasu o podobnych kształtach stwierdził Wójcik (1981) w Dołach Jasielsko-Sanockich.

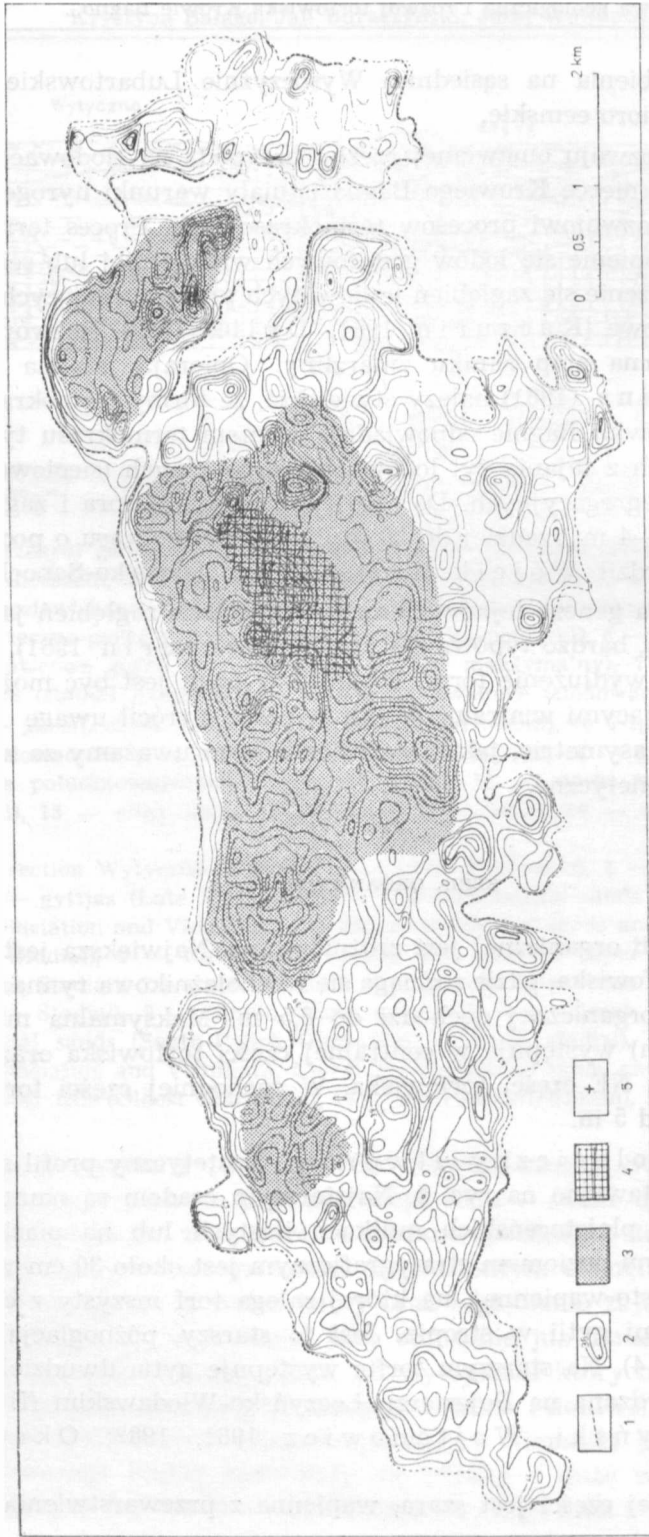
Termokrasowa geneza lejków tłumaczy asymetrię zagłębień jako asymetrię termiczną, bardzo typową dla ałasów (Kaczurin 1961), a także równoleżnikowe wydłużenie form. Wydłużenie form jest być może związane z przeważającymi wiatrami W lub E, na co zwrócił uwagę Dylik (1970). Zarówno asymetrię, jak i wydłużenie form uważamy za zjawisko pierwotne, syngenetyczne.

SERIA ORGANICZNA

Miąszość serii organicznej jest zróżnicowana. Największa jest w północnej części torfowiska, gdzie rozciąga się równoleżnikowa rynna. Ogólna miąszość serii organicznej dochodzi do 8,5 m. Maksymalna miąszość torfu (ponad 8 m) występuje w centralnej części torfowiska oraz w oddzielnej misie w NE części torfowiska. W zachodniej części torfowiska wynosi ona ponad 5 m.

Profil litologiczny utworów. Syntetyczny profil serii organicznej przedstawiono na ryc. 5. Najstarszym osadem są namuły torfiaste leżące na plejstocęńskich mulkach ilastych lub na piaskach ze żwirami. Kolejnym poziomem stratygraficznym jest około 30 cm warstwa starszej gytii ilasto-wapiennej, na której zalega torf mszysty z cienkimi przewarstwieniami gytii w stropie. Jest to starszy, późnoglacialny poziom torfu (ryc. 4). Na starszym torfie występuje gytia dwudzielna, powszechnie stwierdzana na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (Bałaga 1981; Buraczyński, Wojtanowicz 1981, 1982; Okruszko i inni 1982).

Gytia w dolnej części jest szara, wapienna z przewarstwieniami tor-

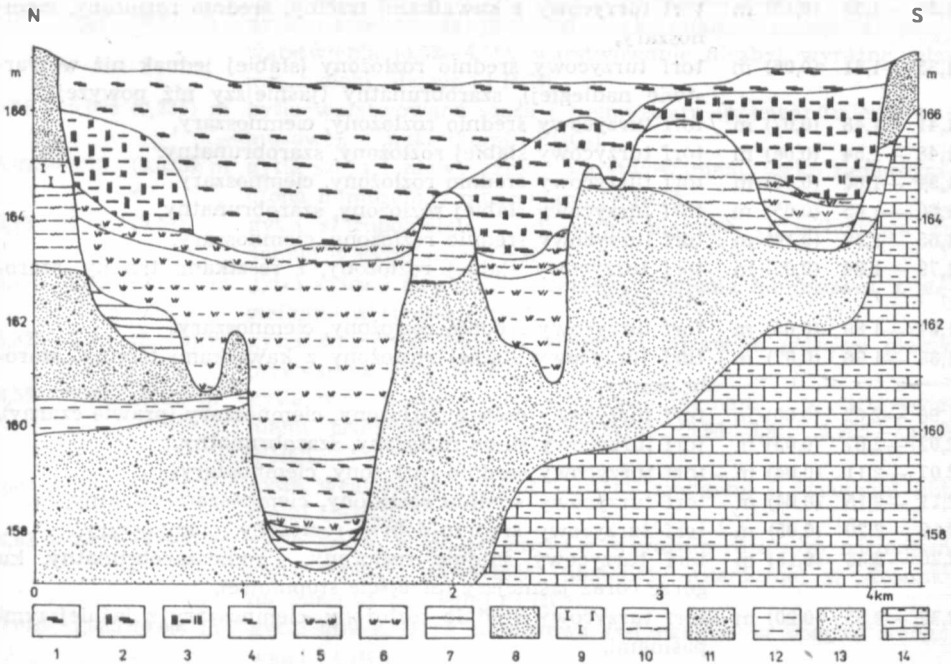


Ryc. 4. Rzeźba powierzchni podłoża osadów organicznych torfowiska Krowie Bagno (na podstawie dokumentacji archiwalnych): 1 — granice torfowiska, 2 — poziomic co 1 m (w układzie lokalnym), 3 — zasięg gytii o miąższości powyżej 0,5 m, 4 — torf pod gytją, 5 — lokalizacja profilu palinologicznego

Configuration of the surface of sub-organic formations of the Krowie Bagno peatland: 1 — peatland border, 2 — contour interval 1 m, 3 — gyttja deposits border above 0.5 m depth, 4 — peat under gyttja, 5 — palynology profile

fowymi i muszelkami w stropie. W górnej części pokładu gytia jest grubodetrytusowa, w stropie bezwęglanowa. Ogólna jej miąższość dochodzi do 4,5 m. Gytia w Krowim Bagnie występuje w trzech płatach, przy czym największy jest płat centralny, gdzie gytia osiąga największą miąższość (ryc. 4). Nad gytia zalega około 3-metrowy pokład torfu: trzcinowego, trzcinowo-turzycowego i turzycowego. Jedyne torf turzycowy tworzy ciągle pokład torfu powierzchniowego (ryc. 5).

W r. 1979 autorzy wykonali wiercenie świdrem Instorf przeznaczone do badań palinologicznych. Zlokalizowano je na podstawie analizy rzeźby podłoża w centralnej części torfowiska, w obrębie dużego płata gytii na obszarze dawnego jeziora (ryc. 4). Położenie otworu określają: wysokość $H=166,5$ m n.p.m. oraz współrzędne geograficzne: $51^{\circ}24'58''$ φ N, $23^{\circ}19'25''$ λ E.



Ryc. 5. Przekrój geologiczny torfowiska Krowie Bagno: 1 — torf turzycowy, 2 — torf trzcinowo-turzycowy, 3 — torf trzcinowy, 4 — torf mszysty, 5 — gytia detrytusowa, 6 — gytia wapienna, 7 — namuły torfiaste, 8 — piaski drobne jeziorne, 9 — kreda jeziorna, 10 — mułki ilaste, 11 — piaski ze żwirami, 12 — il marglisty, 13 — piaski różnoziarniste, 14 — margle maastrichty

Geologic section of the Krowie Bagno peatland: 1 — sedge peat, 2 — sedge-reed peat, 3 — reed peat, 4 — moss peat, 5 — detritus gyttja, 6 — calcareous gyttja, 7 — peat silt, 8 — limnic sands, 9 — lake marl, 10 — clay silts, 11 — sands and gravels, 12 — calcareous clay, 13 — various-grained sands, 14 — marl (Maastrichtian)

Profil litologiczny otworu przedstawia się następująco:

0,00 — 0,02	(0,02)	m	warstwa mchu z resztkami uschniętej trawy,
0,02 — 0,36	(0,34)	m	torf turzycowy słabo rozłożony, ciemnobrunatny, z resztkami trzciny,
0,36 — 0,55	(0,10)	m	torf turzycowy, nieco ciemniejszy i nieco mniej rozłożony niż warstwa nadległa,
0,55 — 0,65	(0,10)	m	torf turzycowy średnio rozłożony (bardziej rozłożony niż w warstwie nadległej), ciemnoszary z odcieniem brunatnym,
0,65 — 0,79	(0,14)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, ciemnobrunatny, stopniowo przechodzi w torf szarobrunatny,
0,79 — 0,97	(0,18)	m	torf turzycowy z pojedynczymi okazami mchów, słabo rozłożony, szarobrunatny; najslabiej rozłożony i najjaśniejszy w części środkowej w warstwie grubości około 8 cm; zarówno ku dołowi, jak i ku górze stopniowo wzrasta stopień rozkładu i równocześnie zmienia się barwa na ciemniejszą,
0,97 — 1,12	(0,15)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, ciemnoszary,
1,12 — 1,20	(0,08)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, szarobrunatny,
1,20 — 1,35	(0,15)	m	torf turzycowy z kawałkami trzciny, średnio rozłożony, ciemnoszary,
1,35 — 1,41	(0,06)	m	torf turzycowy średnio rozłożony (slabiej jednak niż w warstwie nadległej), szarobrunatny (jaśniejszy niż powyżej),
1,41 — 1,48	(0,07)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, ciemnoszary,
1,48 — 1,54	(0,06)	m	torf turzycowy slabiej rozłożony, szarobrunatny,
1,54 — 1,60	(0,06)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, ciemnoszary,
1,60 — 1,65	(0,05)	m	torf turzycowy slabiej rozłożony, szarobrunatny,
1,65 — 1,79	(0,14)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, ciemnoszary,
1,79 — 1,84	(0,05)	m	torf turzycowy slabiej rozłożony, z resztkami trzciny, szarobrunatny,
1,84 — 1,89	(0,05)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, ciemnoszary,
1,89 — 1,96	(0,07)	m	torf turzycowy slabiej rozłożony z kawałkami trzciny, szarobrunatny,
1,96 — 2,02	(0,06)	m	torf turzycowy dobrze rozłożony, ciemnoszary (prawie czarny),
2,02 — 2,07	(0,05)	m	torf turzycowy słabo rozłożony, szarobrunatny,
2,07 — 2,11	(0,04)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, ciemnoszary,
2,11 — 2,15	(0,04)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, ciemnoszarobrunatny,
2,15 — 2,20	(0,05)	m	torf turzycowy średnio-dobrze rozłożony, ciemnoszary,
2,20 — 2,35	(0,15)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, ciemnoszarobrunatny, ku górze coraz jaśniejszy (przejście stopniowe),
2,35 — 2,55	(0,20)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, ciemnoszary z jaśniejszymi pasmami,
2,55 — 2,66	(0,11)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, szarobrunatny z ciemniejszymi przewarstwieniami w środku,
2,66 — 2,71	(0,05)	m	torf turzycowy dobrze rozłożony, ciemnoszary z węgielkami w stropie,
2,71 — 2,77	(0,06)	m	torf turzycowy średnio rozłożony, ciemnoszary,
2,77 — 2,99	(0,12)	m	torf turzycowy dobrze rozłożony, ciemnoszary, coraz ciemniejszy ku dołowi (do barwy prawie czarnej),
2,99 — 3,11	(0,12)	m	torf turzycowy dobrze rozłożony (lepiej niż w warstwie nadległej), ciemnoszary, nieco jaśniejszy niż w warstwie nadległej,
3,11 — 3,25	(0,14)	m	gytia grubodetrytusowa, ciemnoszara (—HCl),

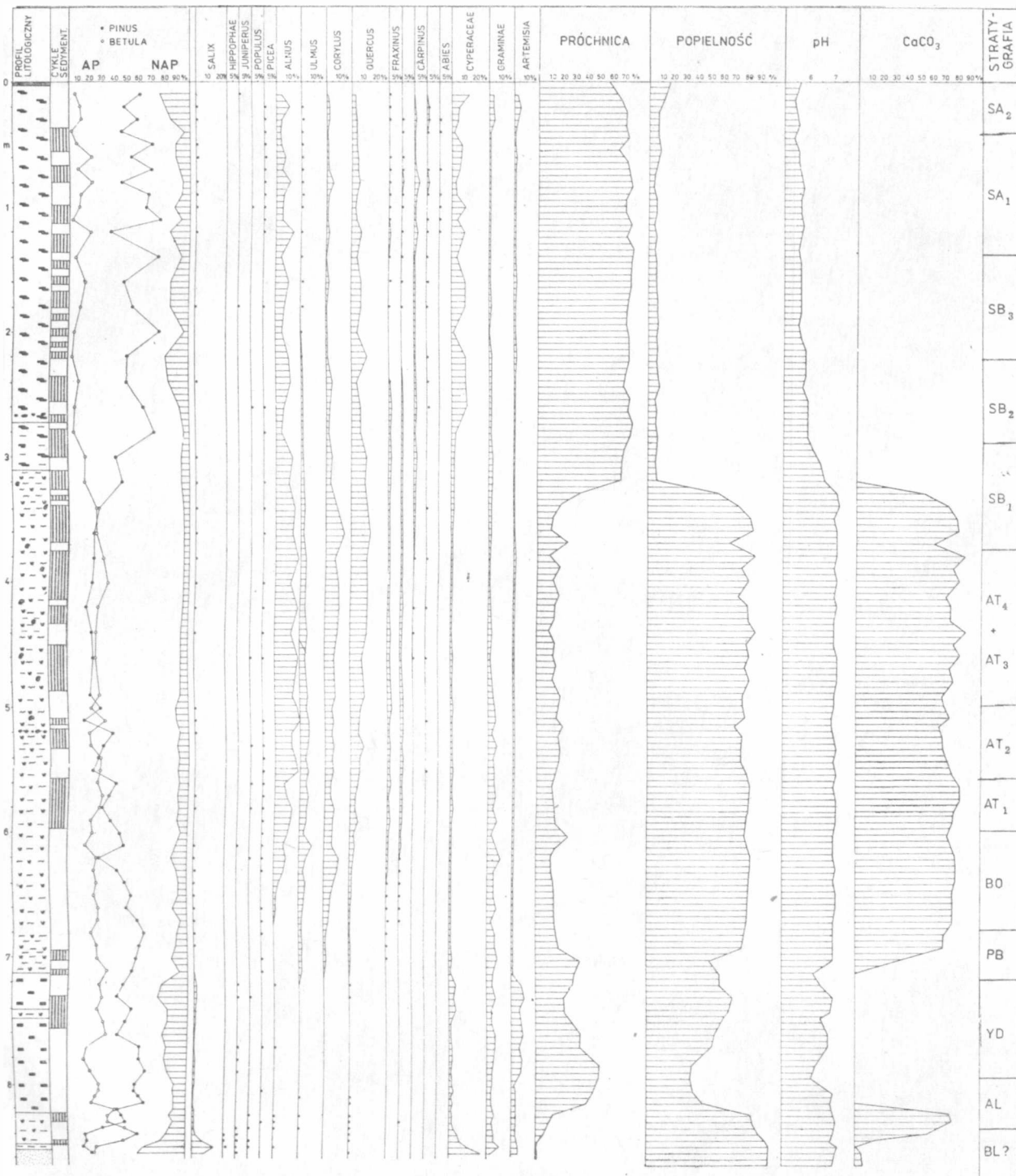
- 3,25 —3,295 (0,045) m gytia grubodetrytusowa, ciemnoszara z odcieniem brunatnym, z muszulkami (+HCl słabo),
- 3,295—3,33 (0,035) m gytia wapienna z detrytusem, szara z odcieniem brunatnym, z muszulkami (+HCl),
- 3,33 —3,365 (0,035) m gytia wapienna szara, jaśniejsza od warstwy nadległej, z muszulkami (+HCl),
- 3,365—3,68 (0,315) m gytia wapienna szara, z muszulkami, wyraźnie warstwowana z przewarstwieniami humusowymi (3,425—3,46; 3,50—3,525; 3,59—3,60), +HCl,
- 3,68 —3,73 (0,05) m gytia wapienna z humusem, szara z odcieniem brunatnym, z muszulkami, wyraźnie warstwowana (+HCl),
- 3,73 —4,13 (0,40) m gytia wapienna, szaropopielata, z muszulkami, warstwowana, z cienkimi smugami humusowymi (najwyraźniejsze na głębokości 3,84 m i 3,975 m), +HCl,
- 4,13 —4,17 (0,04) m gytia wapienna szarobrunatna z humusem, z muszulkami (+HCl),
- 4,17 —4,32 (0,15) m gytia szaropopielata z pojedynczymi muszulkami, z przewarstwieniami humusowymi (4,23; 4,28—4,295), +HCl,
- 4,49 —4,86 (0,37) m gytia wapienna szaropopielata z muszulkami, humusowe przewarstwienia (4,52—4,55), warstwowanie niezbyt wyraźne, plamy, zacieki rdzawe (+HCl),
- 4,86 —5,075 (0,235) m gytia warstwowana szara i ciemnoszara (przewarstwienia humusowe), z muszulkami (+HCl),
- 5,075—5,13 (0,055) m gytia szara z niewyraźnym warstwowaniem, lekko zanieczyszczona humusem, z muszulkami (+HCl),
- 5,13 —5,17 (0,04) m gytia szaropopielata z rdzawymi plamami, przechodząca ku dołowi w gytie szarą (+HCl),
- 5,17 —5,325 (0,155) m gytia szara i ciemnoszara (przewarstwienia humusowe), z węgielkami w stropie (+HCl),
- 5,325—5,55 (0,125) m gytia wapienna szara z odcieniem rdzawym (rdzawe plamy, przewarstwienia), +HCl,
- 5,55 —5,97 (0,42) m gytia węglanowa szara z rdzawymi plamami i przewarstwieniami jaśniejszymi — popielatymi (5,55—5,61; 5,805—5,865), +HCl,
- 5,97 —6,93 (0,96) m gytia węglanowa szara z jasnymi smugami i rdzawymi plamami (+HCl),
- 6,93 —7,025 (0,095) m gytia szara, w dolnej części z wyraźnym rdzawym odcieniem; nieco większa zawartość substancji organicznej w stosunku do warstwy nadległej (+HCl),
- 7,025—7,085 (0,05) m gytia ciemnoszara humusowa (szczególnie w spągu), smugowana (+HCl),
- 7,085—7,125 (0,14) m gytia szara z mniejszą zawartością humusu w warstwie nadległej (+HCl),
- 7,125—7,30 (0,175) m torf mszysty ciemnoszary, bardzo dobrze rozłożony (—HCl),
- 7,30 —7,575 (0,275) m torf zagytyony ciemnoszary z jasnymi przewarstwieniami gytii (+HCl, z wyjątkiem 3 cm warstwy stropowej i 4 cm warstwy spągowej); w strukturze warstwy widoczna sukcesja: (od dołu) torf—torf zagytyony—gytia zatorfiona—torf zagytyony—torf (bagno—jezioro—bagno),
- 7,575—8,24 (0,665) m torf ciemnoszary mszysty, dobrze rozłożony (—HCl),

8,24 —8,31	(0,07) m	gytia węglanowa szara, z dużą i wzrastającą ku stropowi zawartością substancji humusowej (+HCl),
8,31 —8,47	(0,16) m	gytia mineralna węglanowa, szarozółtawa, warstwowana (+HCl),
8,47 —8,505	(0,035) m	gytia mineralna węglanowa, szaropopielata (+HCl),
8,505—8,54	(0,035) m	muł ilasto-piaszczysty, jasnoszary (+HCl),
8,54 —8,70	(0,16) m	utwór mineralny, warstwowany: na przemian piasek, piasek zailony i il piaszczysty (+HCl słabo).

Profil ma miąższość 8,7 m, w tym 8,505 m serii organicznej. Utwory organiczne zalegają bezpośrednio na mułach ilasto-piaszczystych, przechodzących w warstwowane piaski — w stropie zailone. W obrębie serii organicznej opisano 57 jednostek sedymentacyjnych, których miąższość waha się od 0,020 do 0,665 m. Wydzielenia te przedstawione (ryc. 6) jako cykle sedymentacyjne mają znaczenie stratygraficzne. Największą częstotliwość i największą regularność cykli sedymentacyjnych stwierdzono w obrębie górnej (3,11 m) serii torfów, przykrywających gytie. W obrębie tej serii wydzielono 30 jednostek — cykli o miąższości 0,020—0,200 m.

Charakterystyka fizyczno-chemiczna. Oparta ona jest na badaniu profilu litologicznego, dla którego określono zawartość próchnicy, popielność, pH i CaCO₃ w 89 próbkach, a skład chemiczny w 10 próbkach (ryc. 6, tab. 1). Zawartość próchnicy i popielność określają krzywe, które prawie dokładnie uzupełniają się. W tej sytuacji popielność można uznać za wskaźnik zawartości części mineralnych.

Największą w całym profilu serii organicznej Krowiego Bagna zawartość próchnicy i równocześnie najmniejszą popielność mają torfy górne (nad gytia). Zawartość próchnicy w torfach jest wysoka (65,3—78,1%) i mało zróżnicowana. Jedynie w samym stropie, w warstwie 20-centymetrowej, wyraźnie spada i na powierzchni dochodzi do 58,7%. Równocześnie ponad dwukrotnie wzrasta wskaźnik zawartości części mineralnych; zresztą stopniowy wzrost tej wartości ku górze dał się zaobserwować już od głębokości 60 cm. Można to uznać za efekt wzmożonej akumulacji pyłu eolicznego. Akumulacja eoliczna zachodziła w ciągu całego holocenu, jednak jej efekty były prawdopodobnie zupełnie drugorzędne, na co wskazywałyby między innymi badania Iliczewa i Targuliana (1981). Miąższość holocenijskiej akumulacji eolicznej w obrębie torfowisk strefy leśnej Równiny Rosyjskiej ocenili oni na 5—7 mm, co jest wartością bardzo niewielką. W ostatnich 100—200 latach rola czynnika eolicznego wybitnie wzrosła w związku z wycinaniem lasów i intensyfikacją produkcji rolnej. Na badanym obszarze ma miejsce akumulacja pyłów zarówno z dalekiego transportu, szczególnie z terenów burz pyłowych w strefie stepów południowo-wschodniej Europy, jak i bliskiego transportu, z obszarów bezpośrednio otaczających torfowisko. Ta akumu-



Ryc. 6. Diagram pyłkowy torfowiska Krowie Bagno oraz zawartość próchnicy, popielność, pH i CaCO₃
 Pollen diagram of the Krowie Bagno peatland and the humus, ash, pH and carbonate content

Tab. 1. Skład chemiczny torfowiska Krowie Bagno w profilu palinologicznym
Chemical composition of the deposits in the Krowie Bagno profile

Nr	Utwór	Głębokość m	Straty- praze- nia %	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O
				%						
1.	torf	1,70—1,75	92,68	0,83	0,23	0,81	0,22	0,16	3,53	0,42
2.	gytia	3,15—3,20	77,92	1,33	0,61	1,36	0,29	0,38	3,59	0,52
3.	gytia	3,75—5,78	9,35	0,22	0,21	0,30	0,17	7,24	51,56	0,35
4.	gytia	4,95—4,98	23,91	4,69	0,89	0,02	0,29	9,13	40,31	0,30
5.	gytia	6,25—6,28	15,51	0,83	0,67	0,27	0,30	5,43	47,03	0,45
6.	gytia	7,40—7,43	33,48	37,60	7,15	8,34	0,27	1,26	6,37	1,80
7.	torf	7,85—7,90	59,51	24,34	4,56	4,79	0,21	0,63	3,59	1,37
8.	gytia	8,26—8,29	31,46	15,90	4,02	3,19	0,40	8,19	29,78	0,95
9.	gytia	8,41—8,44	7,44	9,65	1,11	1,92	0,11	9,76	45,62	0,80
10.	piasek	8,54—8,59	0,34	96,04	0,16	1,72	0,06	0,14	0,10	0,78

lacja znalazła odzwierciedlenie w badanym profilu. Na dużą rolę pyłu eolicznego w torfowiskach zwracają uwagę geochemicy Perelman (1971) i Łukasze w i inni (1971).

Starszy torf (pod głównym pokładem gytii, datowany na Alleröd i młodszy dryas) zawiera znacznie mniej próchnicy (23,5—52,7%) przy równocześnie wysokim wskaźniku zawartości części mineralnych (36,9—70,4%). Gytia holocenińska, występująca pomiędzy dwoma pokładami torfów na głębokości 3,11—7,125 m, charakteryzuje się wysoką popielnością (51,7—87,9%) i względnie wysoką zawartością próchnicy (10,2—31,5%). Gytia późnoplejstocenińska ma znacznie mniej próchnicy (1,3—14,2%) i bardzo wysoką popielność (84,3—98,2%).

Badania odczynu (*pH*) wskazują, że torfy górne reprezentują środowisko kwaśne o *pH* 5,4—6,5. Stosunkowo najmniej zakwaszona jest spągowa część torfów (poniżej głębokości 2,5 m) o *pH* 6,0—6,5, natomiast najbardziej zakwaszona jest partia stropowa (do głębokości 0,7 m) o *pH* 5,4—5,6. Ta wysoka kwasowość torfowiska Krowie Bagno kwalifikuje go według klasyfikacji krajobrazów geochemicznych Perelmana (1971) do podtypu krajobrazu poleskiego. W bagnach tego krajobrazu intensywnie migruje żelazo i substancje humusowe. W starszych od górnego torfu utworach Krowiego Bagna odczyn jest obojętny lub lekko zasadowy (*pH* = 6,6—7,3) i tylko w trzech warstwach starszego torfu wykazuje odczyn lekko kwaśny (*pH* = 6,2—6,4).

Gytia holocenińska jest wysokowęglanowa (od 66,9 do 87,9% CaCO₃). Niższy procent węglanów stwierdza się tylko w spągu i w stropie gytii, gdzie zresztą w warstwie kilkunastocentymetrowej jest odwapniona. Gytia późnoplejstocenińska ma niższą zawartość CaCO₃: od 15,8% w spągu do 76,5—78,6% w stropie.

Skład chemiczny serii organicznej torfowiska rozpatrywany w pro-

filu pionowym jest bardzo zróżnicowany (tab. 1). Seria ta spoczywa na oglejonych piaskach, bardzo ubogich pod względem mineralizacji (96% stanowi krzemionka). Małą mineralizacją odznacza się także torf górny (próba nr 1), co potwierdza wyniki badań w tym obszarze (Okruszko i inni 1971) i zgodne jest z ogólniejszą charakterystyką geochemiczną torfów niskich (Perelman 1971; Łukasze w i inni 1971).

Podstawowym składnikiem mineralnym torfu górnego jest CaO, którego udział (3,53%) jest typowy dla torfowisk niskich. W bezpośrednim sąsiedztwie, w rejonie jezior Uściwierskich, zawartość wapnia w torfach wynosi 2—5%; średnio 3% (Okruszko i inni 1971), a w torfowiskach niskich Polesia Białoruskiego średnią zawartość CaO określono na 4,15%, podczas gdy w torfowiskach wysokich i przejściowych wynosi ona 0,81% (Łukasze w i inni 1971). Również w torfie późnoplejstocenijskim (próba nr 8) zawartość CaO jest prawie identyczna (3,59%), co określa ten torf genetycznie jako torfowisko niskie. Zawartość CaO jest jedynym podobieństwem obu torfów. Wszystkie inne komponenty składu mineralnego wskazują na wielokrotnie większą mineralizację torfu późnoglacialnego. Wydaje się przy tym, że jest to mineralizacja pierwotna, syngenetyczna.

Wysoka zawartość SiO₂ (24,34%) wskazuje, że torf późnoglacialny jest zailony. Ta zwiększona zawartość materii mineralnej, która dostała się do torfu różnymi drogami, wpłynęła na wzbogacenie jego składu chemicznego. W torfie górnym stwierdza się natomiast bardzo małą zawartość SiO₂ (0,83%). Jeśli można mówić o mineralizacji wtórnej, nałożonej w torfie dolnym (późnoglacialnym), może to odnosić się tylko do żelaza, które jest, jak już podkreślano, komponentem bardzo mobilnym. Wiadomo także (Łukasze w i inni 1971), że między wapniem a żelazem istnieje określony antagonizm. Nie jest więc pierwotnym stanem wysoka zawartość Fe₂O₃ (4,79%) przy normalnej zawartości CaO.

W składzie chemicznym gytii, bardzo zróżnicowanym, dominuje CaO; udział jest bardzo zależny od stopnia zailenia i waha się od 6,37 do 51,56%. Przy zailonych gytiach (próba nr 6, 8) wybitnie wzrasta udział Fe₂O₃ (do 7,15%), Al₂O₃ (do 8,34%) i K₂O (do 1,80%). Charakterystyczny dla gytii jest wysoki udział MgO (1,26—9,76%). Najbardziej stałym składnikiem w całym profilu jest fosfor (P₂O₃), którego zawartość jest mała i wynosi od 0,11 do 0,40%.

ROZWÓJ SERII ORGANICZNEJ W ŚWIETLE BADAŃ PALINOLOGICZNYCH

Próby do analiz palinologicznych pobrano co 5 cm. Wstępnie wykonano część analiz, obejmując badaniami cały profil. Próby do analiz przygotowano metodą acetolizy Erdtmanna (Faegri, Iversen 1964). Przed acetolizą osady zawierające węglan wapnia traktowano 10% HCl.

W prezentowanym diagramie (ryc. 5) uwzględniono sumę drzew AP i roślin zielnych NAP, krzywe drzew i krzewów, a z roślin zielnych jedynie krzywe *Cyperaceae*, *Graminae* i *Artemisia*.

Na podstawie wstępnie przeprowadzonych badań wyróżniono następujące okresy:

Okres przed Allerödem (8,35—8,55 m). Osadem z tego okresu jest muł ilasto-piaszczysty i gytia mineralna węglanowa. Górną granicę wyznacza wzrost udziału pyłku *Pinus*, spadek sumy NAP i frekwencji pyłku *Betula*. Okres ten cechuje duży udział roślin zielnych; (36—60% sumy ogólnej). Wśród nich na pierwszy plan wysuwają się turzycy (do 20%), a następnie trawy i gatunki z rodzaju *Artemisia*. Wśród drzew najwyższe wartości osiąga *Betula* (do 60%). Pyłek *Pinus* pochodzi zapewne z transportu. W okresie tym występuje również najwyższy udział pyłku *Salix* (ok. 18%).

Z analizy krzywych wynika, że na badanym terenie panował w omawianym okresie krajobraz tundry parkowej z kępami brzoź. Miejsca wilgotniejsze opanowały zarośla wierzbowe z *Populus*. Natomiast środowiska suche, widne zajęły zbiorowiska zielne z gatunkami z rodzaju *Artemisia*, *Hippophae* i *Juniperus*.

Alleröd (8,35—7,95 m). Osadem tego okresu jest torf mszysty, a w dolnej części gytia węglanowa z dużą zawartością humusu. Górną granicę okresu wyznacza wyraźny wzrost frekwencji pyłku *Artemisia* (do 10%) zwiększający w głównej mierze sumę NAP. Krzywa pyłku *Betula* w starszej części okresu osiąga wartość do 40%, a krzywa *Pinus* 50%. W młodszej zaś części wartości pyłku *Pinus* znacznie wzrastają (do 65%), a krzywa pyłku brzozy spada do około 30%.

Na podstawie diagramu można sądzić, że szata roślinna badanych okolic miała charakter świetlistego lasu sosnowo-brzozowego, w którym w młodszej fazie udział brzozy malał na korzyść sosny. W miejscach suchych i piaszczystych, gdzie zwarcie lasu było mniejsze, rozwijały się zbiorowiska zielne z gatunkami z rodzaju *Artemisia*, trawami i turzycami. W miejscach podmokłych powstawały torfowiska mszyste. Sądząc z charakteru panującego lasu klimat Allerödu posiadał cechy klimatu chłodno-umiarkowanego o cechach kontynentalnych.

Młodszy dryas (7,95—7,15 m). Osadem z tego okresu jest torf mszysty, ciemnoszary, dobrze rozłożony. Górną granicę tego okresu wyznacza spadek NAP poniżej 10%, a zwłaszcza spadek wartości pyłku *Artemisia* i *Cyperaceae*. W starszej części tego okresu spada znacznie udział brzozy do około 20%; wzrosła frekwencja pyłku sosny do 48%. W młodszej fazie udział pyłku brzozy wzrasta do 30%, a krzywa pyłku sosny wykazuje tendencję spadkową.

W młodszym dryasie na badanym obszarze, tak jak i na innych terenach Polski (Mamakowa 1962; Wasylikowa 1964; Ralska-Jasiewiczowa 1966), lasy uległy rozluźnieniu. Świadczy o tym ogólny spadek sumy drzew oraz zwiększony udział heliofitów. Płaty lasu składały się głównie z sosny i brzozy. Przestrzenie otwarte opanowały zbiorowiska zielne, wśród których dominowały płaty roślinności stepowej, głównie z gatunkami z rodzaju *Artemisia*. Roślinność tego okresu tworzy tundrę parkową (Wasylikowa 1964; Ralska-Jasiewiczowa 1966; Środoń 1972).

Okres preborealny (7,15—6,75 m). Osadem z tego okresu jest gytia węglanowa szara z przewarstwieniami humusowymi. Granicę z okresem borealnym wyznaczono w miejscu podniesienia się krzywej *Corylus* powyżej 3%. W okresie tym występuje ciągła krzywa wiązu. Nieco później pojawiają się także ciągłe krzywe leszczyny i dębu (ta ostatnia nie przekracza wartości 1%). W diagramie dominuje krzywa pyłku sosny (54—64%). Brzoza osiąga wartości zbliżone do młodszej fazy poprzedniego okresu (20—30%). Na udział NAP składają się głównie *Graminae* o udziale 4—7%. Polepszenie się warunków klimatycznych w diagramie z Krowiego Bagna zaznacza się wzrostem sumy pyłku drzew o większych wymaganiach termicznych.

Na badanym obszarze panowały mało zwarte lasy sosnowe i brzozowe. Pojawia się w nich także domieszka drzew ciepłolubnych. Występowanie tych drzew potwierdzałoby pogląd, że na początku holocenu nastąpiły warunki rozprzestrzeniania się drzew liściastych, a ich słaby udział w lasach tłumaczyć należy powolnym tempem migracji. Najwcześniej na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim pojawił się wiąz (Bałaga 1982), podobnie jak i na terenie Kotliny Sandomierskiej (Mamakowa 1962).

Okres borealny (6,75—5,95 m). Profil w tym okresie buduje gytia węglanowa szara. Granicę między okresem borealnym a atlantyckim wyznacza podniesienie się krzywej pyłku *Quercus* (1—5%). Następuje spadek wartości krzywej *Pinus*. Krzywa pyłku *Betula* utrzymuje się przez ten okres prawie na jednakowym poziomie (w granicach 20—30%). Pojawia się stale wzrastająca krzywa *Alnus*. W dalszym ciągu wzrasta frekwencja pyłku *Ulmus* (do 10%) i *Corylus* (3—7%), aczkolwiek krzywa *Corylus* w części młodszej tego okresu wykazuje tendencję spadkową do 3%. Stopniowo wzrasta udział dębu. W młodszej fazie pojawiają się także ciągłe krzywe pyłku *Fraxinus* i *Tilia* w wartościach około 1%. Udział sumy NAP podobny jak w poprzednim okresie (5—10%).

W okresie borealnym na badanym terenie panowały lasy sosnowe z brzozą, dość świetliste. Siedliska urodzajniejsze i bardziej słoneczne zajmują zarośla leszczynowe. Rozprzestrzenianie się *Alnus* i *Ulmus* stanowi początek rozwoju lasów łęgowych i olsowych na terenach podm-

kłych, które w młodszej fazie mogły wzbogacać swój skład o jesion tworząc łągi wiązowo-jesionowe. W młodszej fazie okresu zmiany w szacie roślinnej poszły w kierunku ograniczenia siedlisk leszczynowych przez wkraczające drzewa liściaste, takie jak jesion, lipa, dąb. Dąb z sosną mogą w tym okresie tworzyć już zaczątki borów mieszanych *Pino-Quercetum*.

Okres atlantycki (5,95—3,70 m). Profil w tym okresie buduje gytia węglanowa z licznymi przewarstwieniami humusowymi. Górną granicę tego okresu przeprowadzono w miejscu spadku krzywej *Ulmus* (3—1%) i pojawienia się ciągłej krzywej *Carpinus* (1—2%). Krzywa pyłku *Pinus*, podobnie jak i w poprzednim okresie, wykazuje tendencję spadkową. Krzywa brzozy, która w młodszej fazie tego okresu dominuje nad krzywą sosny, osiąga wartości 20—30%. Największy udział wykazuje pyłek *Alnus* (7—19%), *Quercus* (4—13%), *Corylus* (15—19%) i *Ulmus* (ok. 10%). Zawartość pyłku *Fraxinus* i *Tilia* rysuje się w postaci ciągłych krzywych i nie przekracza 1%.

Na badanym terenie panują lasy sosnowo-brzozowe. Na glebach żyzniejszych optimum rozwoju osiągają lasy liściaste i bory mieszane z przewagą dębu, zwłaszcza w młodszej fazie. Na terenach podmokłych nadal rozwijają się lasy łąkowe z olszą, wiązem i jesionem.

Okres subborealny (3,70—1,35 m). Osadem z tego okresu jest gytia węglanowa, przechodząca w gytie detrytusową bezwęglanową, na której z kolei powstaje torf turzycowo-trzcinowy. Wyznaczenie górnej granicy tego okresu jest dość kłopotliwe ze względu na małą częstotliwość opróbowania (co 20 cm). Charakterystyczne warstwowanie torfu wyraźnie daje się zauważyć we frekwencji pyłków. Warstwy torfu jaśniejsze, słabiej rozłożone są mniej zasobne w materiał pyłkowy i w próbkach tych występuje najwięcej pyłku sosny. Krzywe tego okresu wykazują duże wahania. Skład zbiorowisk ulegał nie tylko zmianom pod wpływem klimatu, ale również działalności człowieka. Może dalsze szczegółowe badania pozwolą na dokładniejsze sprecyzowanie górnej granicy w tym diagramie. Obecnie przeprowadzono ją w miejscu pierwszego maksymalnego podniesienia się krzywej *Carpinus* (0,2—2,4%).

Początkowo w okresie subborealnym dominuje krzywa pyłku *Betula*, której wartość później wyraźnie spada do około 20%. Frekwencja pyłku sosny wzrasta do 70%. W starszej fazie duży udział ma pyłek *Alnus* (około 12%), *Quercus* (11—15%) i *Corylus* (14—4%). W młodszej fazie udział tych drzew wyraźnie spada; wzrasta udział NAP (4—14%), głównie *Cyperaceae* (4—15%), co jest skutkiem powstawania na badanym terenie torfowiska. Charakterystyczne dla tego okresu gatunki *Carpinus* i *Fagus* są słabo reprezentowane w osadzie pyłkowym. *Carpinus* występuje w postaci ciągłej, lecz niskoprocentowej krzywej, a *Fagus* w postaci pojedyn-

czych ziarn pyłku. Obecnie *Fagus* nie występuje na terenie Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (Fijałkowski 1960).

Panującymi zbiorowiskami leśnymi nadal były lasy sosnowe na najuboższych glebach. Na miejscach żyzniejszych rozwijają się lasy typu grądowego z grabem, tworząc zespół *Tilio-Carpinetum*. Klimat był zapewne chłodniejszy i wilgotniejszy, o czym świadczy spadek udziału drzew liściastych, a szczególnie *Ulmus*, *Fraxinus*, *Tilia* — nawet poniwołane również działalnością człowieka.

Okres subatlantycki (1,35—0,0 m). Osadem tego okresu jest torf turzycowo-trzciniowy. W diagramie nadal dominuje sosna osiągając wartość około 80%; brzoza osiąga frekwencję do około 20%. Spada udział drzew liściastych, a szczególnie *Ulmus*, *Fraxinus*, *Tilia* — nawet poniżej 1%. W dalszym ciągu pyłek *Fagus* występuje w postaci pojedynczych ziaren. Pojawiają się także pojedyncze ziarna pyłku *Abies*. Pyłek *Picea abies* w całym profilu występuje również tylko w postaci pojedynczych ziaren. Obecnie jodła i świerk, podobnie jak i buk, nie występują na terenie Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (Jedliński 1922). W okresie subatlantyckim naturalny układ szaty leśnej nie uległ zasadniczym zmianom. Dalsze ochłodzenie i zwilgotnienie, jak również ingerencja człowieka spowodowały ilościowe przesunięcia poszczególnych składników. Okres ten charakteryzuje zwiększające się ilości NAP, z równoczesną regresją wszystkich drzew z wyjątkiem sosny, która jest gatunkiem panującym na tym terenie

Profil Krowie Bagno wykazuje ciągłość sedymentacji, jest pełny od początku Allerödu przez cały młodszy dryas i cały holocen. Z tego chociażby względu jest profilem ważnym i perspektywicznym do dalszych badań.

Początek rozwoju akumulacji organicznej w Krowim Bagnie przypada na okres przed Allerödem. Ścisłe określenie momentu inicjalnego tego procesu nie jest w tej chwili możliwe. Można jednak powiedzieć, że wykształcenie najniższej części diagramu pyłkowego nawiązuje do Böllingu. Brak jest okresu starszego dryasu — luka sedymentacyjna w profilu? Podobną sytuację, to znaczy obecność Böllingu również występującego bezpośrednio pod Allerödem, stwierdziła Bałaga (1982) w najniższej części profilu Łukcze I i w nowych dla tego obiektu, nie publikowanych jeszcze diagramach. Jeśli datowanie powyższe potwierdzi się, to z Böllingiem należałoby wiązać początek powstania na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim współczesnych jezior i zabagnień. Wiazałoby się to ze złagodzeniem klimatu w Böllingu, co spowodowało zjawiska termokrasu, wytapianie wiecznej zmarzliny i duże zabagnienie terenu.

Wraz z początkiem holocenu zarówno w Krowim Bagnie, jak i w profilu Łukcze I (Bałaga 1982) w miejsce istniejących w młodszym dryasie

i częściowo w Allerödzie torfowisk powstają jeziora, odkłada się gytia. Zjawisko to, niezależne od warunków lokalnych, mające co najmniej zasięg regionalny potwierdza wysoką rangę granicy plejstocen—holocen. Nastąpiła wtedy istotna zmiana ogólnych warunków środowiska paleogeograficznego, wywołana czynnikiem klimatycznym, to znaczy ogólnym ociepleniem.

Występujące w profilu Krowie Bagno dwa poziomy węgielkowe: jeden w okresie atlantyckim (AT₂), drugi w subborealnym (SB₂) nie wykazują ścisłego związku z innymi elementami profilu, nie mają więc znaczenia stratygraficznego. Są prawdopodobnie śladem pożarów na torfowisku.

CYKLIČNOŚĆ ZMIAN WARUNKÓW PALEOGEOGRAFICZNYCH I TEMPO SEDYMENTACJI

W nawiązaniu do schematu podziału holocenu S t a r k l a (1977) w profilu Krowie Bagno, w jego holocenijskiej części wyróżnić można fazy w obrębie niektórych okresów. I tak, w obrębie okresu atlantyckiego (AT) wyodrębniają się trzy fazy (ryc. 5): AT₁ (5,95—5,55 m), AT₂ (5,55—4,92 m) i AT₃+AT₄ (4,92—3,70 m). W obrębie okresu subborealnego: SB₁ (3,70—2,87 m), SB₂ (2,87—2,20 m) i SB₃ (2,20—1,35 m), a w obrębie okresu subatlantyckiego: SA₁ (1,35—0,36 m) i SA₂ (0,36—0,00 m). Okres SB₁ ma charakter wybitnie przejściowy, wyraźnie jednak związany już z okresem subborealnym. Następuje w nim ochłodzenie klimatu. Od okresu SB₂ ciepłego i względnie suchego zaznaczają się wyraźnie ślady gospodarczej działalności człowieka.

Jednostki chronostratygraficzne wydzielone w oparciu o zróżnicowanie profilu litologicznego i diagramu pyłkowego są wyrazem cyklicznych zmian warunków paleogeograficznych, przede wszystkim klimatycznych o cyklu rzędu kilkuset — paru tysięcy lat. Wyodrębniają się następujące cykle: 650—700, 900—1100 i 1400—1500 lat. Szczegółowy zapis zróżnicowania litologiczno-stratygraficznego serii organicznej, szczególnie silnie zaznaczonego w neoholocenie, wyrażonego przez tak zwane cykle sedymentacyjne (ryc. 6), pozwolił uchwycić powtarzalność cyklu rzędu kilkadziesiątu do paruset lat. Czas trwania cyklu wyliczono na: 57 lat (podwójny cykl Brücknera?), 110 lat (potrójny cykl Brücknera) i ok. 215—233 lata.

Opierając się na chronologii S t a r k l a (1977) obliczono tempo akumulacji serii organicznej dla późnego glacjału i holocenu, poczynając od Allerödu (tab. 2). Wartości przyrostu rocznego wahają się od 0,42 do 1,23 mm/rok. Największe zróżnicowanie przyrostu występuje w późnym glacjału (AL+YD) i w neoholocenie (PB+BO). Natomiast w mezo- (AT)

i neoholocen (PB+BO) wahania tempa przyrostu osadów są mniejsze. Średnia wartość dla holocenu wynosi 0,70 mm/rok. Największe tempo akumulacji (1,23 mm/rok) występuje w okresie młodszego dryasu (YD) oraz w schyłkowej fazie okresu subborealnego (SB₃) — 1,06 mm/rok, a najmniejszy w okresie preborealnym (PB) — 0,42 mm/rok i w Allerödzie (AL) — 0,44 mm/rok.

Otrzymane liczby dotyczące tempa przyrostu akumulacji osadów organicznych są porównywalne ze znanymi z literatury odpowiednimi obliczeniami dla innych obszarów (Więckowski 1966; Stasiak 1971; Więckowski, Wojciechowski 1971; Iwanow 1972).

Tab. 2. Tempo akumulacji osadów organicznych w profilu Krowie Bagno
Rate of accumulation of the organic deposits in the Krowie Bagno profile

Stratygrafia		Miaższość osadu m	Długo- trwałość okresu (fazy) (wg Starkla 1977) tys. lat	Tempo akumu- lacji mm/rok	
Okres	Faza				
Holocen	SA	SA ₃	0,36	500	0,72
		SA ₁	1,00	1500	0,67
	SB	SB ₃	0,85	800	1,06
		SB ₂	0,67	1400	0,48
		SB ₁	0,83	900	0,92
	AT	AT ₃ +AT ₄	1,22	1500	0,81
		AT ₂	0,63	1100	0,57
	BO	AT ₁	0,40	700	0,57
		—	0,80	900	0,89
	PB	—	0,40	950	0,42
Plejstocen	YD	—	0,80	650	1,23
	AL	—	0,40	900	0,44

GENEZA ZAGŁĘBIENIA KROWIE BAGNO I ETAPY JEGO ROZWOJU

Krowie Bagno rozwinęło się na miąższej (do 35 m) serii osadów plejstoceniowych, wypełniających kopalną rynną, wypreparowaną w podłożu skał górnokredowych. Rynna ta uformowała się w długim okresie górnego trzeciorzędu i dolnego czwartorzędu. Najstarszym osadem wypełniającym rynną są osady glacialne ze starszej fazy zlodowacenia południowopolskiego. Geneza rynny jest złożona. Uczestniczyły w jej powstaniu procesy erozji rzecznej, egzaracji lodowcowej, procesy krasowe, a także neotektoniczne. Trudno jest też określić bardziej dokładnie udział poszczególnych procesów. Nie można też ustalić ścisłego czasowego następstwa w ich działaniu, często bowiem działały równocześnie lub przemiennie, powtarzająco.

W okresie interglacjału wielkiego istniało tu jezioro, którego śladem są piaski, mułki i ropy jeziorne. Obniżenie funkcjonowało w zlodowaczeniu środkowopolskim i spełniało różne zmienne funkcje. W czasie nassuwania się od północy lądolodu obniżenie, którego peryferyczną (południową) część stanowiło Krowie Bagno, pełniło funkcję rynny ekstraglacialnej, odprowadzającej wody rzeczne ku wschodowi, ku Prypeci. Następnie, w fazach transgresji i regresji lądolodu stadiału maksymalnego pełniło rolę rynny marginalnej, którą spływały, również w kierunku wschodnim, wody proglacialne. Według M o j s k i e g o (1972) zagłębienia Polesia Lubelskiego, w których rozwinęły się rozległe równiny torfowe (typu Krowiego Bagna), nie mają nic wspólnego z procesami krasowymi, a ukształtowały się w czasie spływu ku wschodowi wód proglacialnych lądolodu stadiału mazowiecko-podlaskiego zlodowaczenia środkowopolskiego. Autorzy niniejszego opracowania uważają, że w ukształtowaniu się niecki w podłożu osadów organicznych, która istotnie powstała podczas zlodowaczenia środkowopolskiego, dużą rolę odegrały procesy związane z etapem deglacjacji arealnej lądolodu. Chodzi tu przede wszystkim o procesy związane z wytapianiem brył martwego lodu, gromadzących się w już istniejącym obniżeniu.

Ostateczne ukształtowanie się rzeźby podłoża serii organicznej Krowiego Bagna nastąpiło u schyłku ostatniego zlodowaczenia w wyniku termokrasu. Powstała wówczas rzeźba (ryc. 4) bardzo sugestywnie przypominająca rzeźbę krasową i być może z tego powodu błędnie często kwalifikowana pod względem genetycznym. Wilgat (1954), a później i inni (M a r u s z c z a k 1966, N a k o n i e c z n y 1965) ugruntowali pogląd o krasowej genezie zagłębień jeziornych i bagiennych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. W odniesieniu do Krowiego Bagna procesy krasowe mogły odegrać pewną rolę we współkształtowaniu, wraz z innymi procesami, niecki w podłożu skał górnokredowych, wypreparowanej w górnym trzeciorzędzie i dolnym czwartorzędzie. Nie odegrały natomiast żadnej roli w ukształtowaniu misy współczesnego torfowiska.

Początek rozwoju współczesnego Krowiego Bagna przypada na późny glacjał, prawdopodobnie na Bölling. W zagłębieniach (ałasach) termokrasowych powstają najpierw płytkie i krótkotrwałe jeziora, zanikające w pierwszej połowie Allerödu. W końcowym odcinku okresu późnoglacialnego (Alleröd, młodszy dryas), w związku z ogólnym obniżeniem bazy erozyjnej po regresji lądolodu oraz suchym klimatem, jeziora zamieniają się w bagna. Już w drugiej połowie młodszego dryasu następuje wzrost wilgotności i podniesienie poziomu wód gruntowych, co przejawia się w zagytyeniu torfu i przewarstwieniu gytii.

Z początkiem holocenu datuje się ponowny rozwój jeziora, początkowo płytkiego i o powolnym tempie sedymentacji osadów jeziornych. Je-

zioro funkcjonuje aż do okresu subborealnego; kończy się w pierwszej fazie tego okresu w SB₁. Zasadniczy etap rozwoju przypada na okresy borealny i atlantycki. Do ponownego powstania jeziora z początkiem holocenu i jego rozwoju przyczyniły się warunki klimatyczne (ocieplenie i wzrost wilgotności) oraz obniżające ruchy neotektoniczne. W neoholocenie od okresu subborealnego, w wyniku zmian klimatycznych (ochłodzenie, wzrost suchości klimatu) i być może neotektonicznych (wygaszenie ruchów obniżających), następuje zabagnienie jeziora. Prawdopodobnie nie bez związku z tym faktem pozostają zauważalne od początku SB₂ wyraźne ślady gospodarczej działalności człowieka. Z gospodarczą działalnością człowieka w ostatnich 100—200 latach można wiązać wzrost zailenia stropowej partii torfu, spowodowanego bezpośrednim pyłem eolicznym.

LITERATURA

- Artjuszenko A. T., Tieslenko J. W. 1980, Fitocenozy i klimat rawninnoej czasti Ukrainy w gołocenie. Tiektonika i stratigrafija, 18, Kijew; 91—99.
- Bałaga K. 1982, Vegetational history of the lake Łukcze environment (Lublin Polesie, E. Poland) during the late glacial and holocene. Acta Paleobot., 22, 1; 7—22.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1974, Charakterystyka morfologiczno-hydrograficzna grupy jezior Uściwierz. Przewodnik XII Ogólnop. Zjazdu PTG, II, Lublin; 84—88.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981, Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Orzechów Nowy. Inst. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1982, Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Kołacze, Inst. Geol., Warszawa.
- Dylik J. 1970, Kras termiczny, jego istota i kierunki rozwoju. Łódzkie Tow. Nauk., Sprawozdania, 24, 7; 1—14.
- Faegri K., Iversen I. 1964, Textbook of pollen analysis. Munksgaard, Copenhagen.
- Fijałkowski D. 1960, Szata roślinna jezior Łęczyńsko-Włodawskich i przylegających do nich torfowisk (Uplant associations of lakes situated between Łęczna and Włodawa and peat-bogs adjacent to these lakes). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XIV; 131—206.
- Fijałkowski D. 1976, Projekt utworzenia Zachodnio-Poleskiego Parku Narodowego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym (A project for the establishment of the West Polesie National Park in the Lublin Coal Basin). Chrońmy Przyrodę Ojczyzną, 32, 6; 18—24.
- Iliczew B. A., Targulian W. O. 1981, Eołowyj prinos pyli w lesnoj zonie Russkoj rawniny w gołocenie. Dokłady AN SSSR, 256, 4; 925—926.
- Iwanow K. E. 1972, O torfonakoplenii i obrazowanii bołot kak w fizikogeoğraficzeskom processie. Wiestnik Leningr. Un-ta, 24, 4; 103—113.
- Jedliński W. 1922, O granicach naturalnego zasięgu buka, jodły, świerka i innych drzew na Wyżynie Małopolskiej i Lubelskiej oraz ich znaczenie dla gospodarstwa leśnego. Z. Pomarański i S-ka, Zamość.
- Kaczurin S. P. 1961, Tiermocarst na tierritorii SSSR. Izd. AN SSSR, Moskwa.

- Krupiński K. M., Rytel A., Saliński P. 1982, Stanowisko eemskich osadów jeziornych w Warczunku na Wysoczyźnie Lubartowskiej (The locality of eemian lacustrine deposits at Karczunek, Lubartów Upland). *Kwart. Geol.*, 26, 1; 147—158.
- Łukaszew K. I., Kowalew W. A., Żuchowicka A. L., Chomicz A. A., Gienierałowa W. A. 1971, Geochemija ozierno-bołotnogo litogienieza. Mińsk.
- Mamakowa K. 1962, Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie (The vegetation of the Basin of Sandomierz in the late-glacial and holocene). *Acta Paleobot.*, 3, 2; 1—57.
- Maruszczak H. 1966, Zagadnienia genezy i wieku jezior Łęczyńsko-Włodawskich (The problem of the genesis and age of the lakes between Łęczyń and Włodawa, Eastern Poland). *Folia Soc. Sci. Lubl., D, Geografia*, 5/6; 31—37.
- Mojski J. E. 1972, Polesie Lubelskie. *Geomorfologia Polski*, 2, PWN, Warszawa; 363—372.
- Nakonieczny S. 1965, Rzeźba krasowa podłoża torfowiska Dubeczno (The karst relief of Dubeczno peat substratum). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XVIII; 141—154.
- Okruszek H., Churski T., Karpińska J. 1971, Torfowiska i gytiewiska w rejonie jezior krasowych Uściwierz na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (Peat and gyttja bogs in the region of karst lake system of Uściwierz on Łęczyńsko-Włodawskie Lakeland). *Zeszyty Probl. Postępów Nauk Roln.*, 107; 121—165.
- Olszewski Z., Białousz S., Rusiecka D., Skłodowski O. 1964, Gleby torfowe wytworzone z torfów torfowiska „Krowie Bagno”. *Roczniki Nauk Roln.*, A, 89, 1.
- Paszewski A., Fijałkowski D. 1970, Badania botaniczne rezerwatu Durne Bagno koło Włodawy (Botanic investigations of the Durne Bagno reserve near Włodawa). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio C*, vol. XV; 171—196.
- Perelman A. I. 1971, *Geochemia krajobrazu*. PWN, Warszawa.
- Radwan S., Podgórski W., Kowalczyk C. 1974, Charakterystyka jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego na podstawie abiotycznych czynników środowiska (A characteristics of the lakes of the Łęczyńsko-Włodawskie Lake District based on abiotic environmental factors). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio C*, vol. XXIX; 231—246.
- Ralska-Jasiewiczowa M. 1966, Osady dennie jeziora Mikołajskiego na Pojezierzu Mazurskim w świetle badań paleobotanicznych (Bottom sediments of the Mikołajski lake (Masurian Lake District) in the light of paleobotanical investigations). *Acta Paleobot.*, 7, 2; 1—119.
- Starkel L. 1977, *Paleogeografia holocenu*. PWN, Warszawa.
- Stasiak J. 1971, Szybkość sedimentacji gytii wapiennej (Sedimentation rate of calcareous gyttja deposits). *Zeszyty Probl. Post. Nauk Roln.*, 107; 113—119.
- Srodon A. 1972, *Roślinność Polski w czwartorzędzie*. Szata roślinna Polski, I, PWN, Warszawa; 527—570.
- Wasylkowa K. 1964, Roślinność i klimat późnego glacialu w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy (Vegetation and climate of the late glacial in Central Poland based on investigations made at Witów near Łęczycza). *Biul. Perygl.*, 13; 261—417.
- Więckowski K. 1966, Osady dennie jeziora Mikołajskiego (Bottom deposits of lake Mikołajski). *Prace Geogr. IG PAN*, 57, Warszawa; 1—111.

- Więckowski K., Wojciechowski I. 1971, Zmiany charakteru limnologicznego jezior sosnowickich (Variations in the limnological character of lakes in the Sosnowica district). *Wiadom. Ekolog.*, 17, 3; 239—247.
- Wilgat T. 1954, Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie (Lakes between Łczna and Włodawa). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. VIII; 31—121.
- Wójcik A. 1981, Formy peryglacialne w rejonie Dołów Jasielsko-Sanockich. *Kwart. Geol.: Sprawozd. z posiedz. IG*, 25, 4; 814—815.
- Zdieniuk M. W., Proć-Krawczuk G. L. 1980, K istorii razwitija landszaf-tow Wołyńskiego Polesija. *Paleolandszafty, fauna i flora lednikowych i pieri-glacyalnych zon plejstocena (k VI Wsies. Sowieszcz. po krajewym obrazowanijam materikowych oledienienij)*. Kijew; 18—20.

РЕЗЮМЕ

Крове Багно — это самый большой комплекс низких болот в районе Люблинского Полесья. Он расположен в субрегионе (Ленчинско-Влодавском Поозерье) простирающемся непосредственно на северном предполью Люблинской возвышенности (рис. 1), в пределах среднепольского оледенения (рис. 2). Предлагаемая работа основана на геологических и палинологических исследованиях.

Крове Багно находится в глубокой жолобе выпариванном в верхнемеловом основании, выполненном мощной серией четвертичных отложений мощностью в 35 м (рис. 3). Этот жолоб образован на протяжении длительного времени конца третичного и начала четвертичного периодов. Самые древние образования залегающие дно жолоба это отложения ледниковые более древней фазы южнопольского (краковского) оледенения. Жолоб — это полигенетическая форма: в его образовании участвовали процессы водной эрозии, ледниковой эгзарации, карстовые процессы а также неотектоника. Выполняющая жолоб серия четвертичных отложений также дифференцирована генетически и по возрасту. Доминируют песчанистые отложения водноледниковой, ледниковой, речной и озерной аккумуляции. Самые мощные — это отложения среднепольского оледенения с горизонтом валунной глины максимального стадиала того оледенения.

Во время среднепольского оледенения, в пределах комплекса Крове Багно, существовало понижение, которое исполняло разные, меняющиеся функции. Во время наступления из севера ледника понижение исполняло роль экстрагляциальной ринны направлявшей речные воды на восток в бассейн Припяти. Затем, во время фазы трансгрессии и регрессии ледника максимального стадиала исполнял роль маргинальной ринны, по которой стекали тоже на восток прогляциальные воды. Во время дегляциации среднепольского оледенения сформировалась мульда, в которой позднее отлагались органические отложения. Образование мульды произошло в процессе таяния глыб мертвого льда. Образовался тогда тип значительных углублений диаметром до 1200 м, четко выраженный и ныне в рельефе основания. Окончательное оформление рельефа основания органогенной серии комплекса Крове Багно завершилось во время раннего этапа конца последнего оледенения, в процессе термокарста. Тогда образовался рельеф очень внушительно напоминающий карстовый рельеф, с которым он не имеет ничего общего (рис. 4). Его составляют овальные и круглые углубления большей густоты и размеров: диаметры 100—700 м с преобладанием 400—500 м, глубиной 0,5—7 м с преобладанием 2—5 м. Длинная ось овальных углублений указывает широтное направление. Часть углублений имеет асимметричные склоны; склоны более крутые экспонированы к югу или к западу.

Органическая серия комплекса Крове Багно, мощности до 8,5 м составлена двумя горизонтами гиттии и двумя горизонтами торфа (рис. 5). Эта серия отлагалась в конце последнего оледенения и в голоцене (рис. 6). В пределах органической серии описаны 57 седиментационных единиц мощностью 0,020—0,665 м. Такие выделения оказались имеют хроностратиграфическое значение. Основываясь на это, а также опираясь на палинологические диаграммы, удалось определить циклический характер условий палеогеографических изменений с амплитудой порядка несколько десятков лет до нескольких тысяч лет. Определены следующие циклы: 57 лет (двойной цикл Брюкнера?), 110 лет, 215—233 лет, 650—700 лет, 900—1100 лет и 1400—1500 лет. Подсчитано также темп аккумуляции органической серии. Он составляет от 0,42 до 1,23 мм/год. Самый большой темп отлагания намечается во время младшего дрыасса (УД), самый малый в пребореальное время (РВ)). Средний темп голоцена составляет 0,70 мм/год (табл. 1).

Начало развития современного (органического) комплекса Крове Багно датируется поздней фазой последнего оледенения, вероятно временем боллинг. В термокарстовых углублениях (аласах) в начале образуются мелкие, кратковременные озера, которые исчезают в первой половине аллерода. В конце отрезка времени окончания оледенения (аллерод, младший дрыасс), в связи с общим понижением базиса эрозии после регрессии ледника и с сухим климатом, озера становятся болотами. Уже во второй половине младшего дрыасса намечается рост влажности и поднятие уровня грунтовых вод, что проявляется в увеличении гиттии в торфе и в образовании слоя гиттии.

С началом голоцена датируется развитие озера, в начале мелкого и с медленным темпом седиментации озерных осадков. Озеро существует до суббореального времени; исчезает в первой фазе этого времени (SB₁). Основной этап этого развития датируется бореальным и атлантическим временами. Возникновению этого голоценового озера содействовали как климатические условия (потепление и рост влажности) так и неотектонические прогибания. В неоглоцене, от времени суббореала начиная, в итоге дальнейших климатических изменений (похолодание, рост сухости климата) а возможно также неотектонических (затухание прогибания) поступает заболочивание озера. Может быть не без влияния с тем остается намечающаяся с начала SB₂ четкая хозяйственная деятельность человека. Несомненно с этой деятельностью, но уже в современную эпоху, в последние 100—200 лет можно связывать рост наилка в кровле торфа вызванного непосредственно золовой пылью. Рост эффектов золовой деятельности вызван массовой рубкой лесов и массовой культурой корнеплодов.

SUMMARY

Krowie Bagno peatland is a kind of low bog, the greatest one (36,4 km²) on Polesie Lubelskie. It is placed in the subregion Łęczna-Włodawa Lakeland, extending directly on the northern foreland of Lublin Upland, inside of the Middle-Polish Glaciation boundaries. This elaboration is based on geologic and palynologic studies.

Krowie Bagno peatland is situated inside the deep depression formed on the Upper Cretaceous rocks and filled up with 35 m thick series of quaternary deposits (Fig. 3). This depression was formed during Upper Tertiary and Lower Quaternary periods. The glacial deposits from the older stage of South-Polish Glaciation are the oldest ones in this depression. The depression is polygenic, formed by the river erosion, glacial exaration, karst processes and neotectonic events. It is filled up

with quaternary deposits of different origin and age. There are predominant sand deposits from fluvio-glacial, glacial, fluvial and limnic accumulations. The deposits from the Middle-Polish Glaciation period have the greatest thickness.

During the Middle-Polish Glaciation there was a depression inside the Krowie Bagno peatland. During pushing the glacier from the North it functioned as an extraglacial valley, draining the water off to the East, towards Prypeć river. Afterwards, at the transgression and regressions stages of the glacier of the maximum stadial it was a marginal valley in which preglacial waters were flown down towards East.

During deglaciation of the Middle-Polish Glaciation the basin of the organic deposits was formed as a result of melting of dead-ice blocks. The great concaves of 1200 m diameter were created at that time. The final shape of Krowie Bagno basin was due to thermokarst processes at the end of the Last Glaciation. The relief similar to the karst forms occurred (Fig. 4). It is composed of oval and circular concaves with 400–500 m diameter and a depth of 2–5 m. The longer axle of the oval concaves has parallel direction. Some of them have more abrupt slopes with southern or western exposition.

The organic series of Krowie Bagno, 8.5 m thick, is composed of two gyttjas levels and two peat levels (Fig. 5). It was formed in the Late Glaciation and Holocene (Fig. 6). In this series there are 57 sedimentary units described, of 0.02–0.665 m of thickness. They appear to have a chronostratigraphic significance. On the base of these sedimentary units and pollen diagram, the cyclic character of paleogeographic conditions changes was found with the amplitude from few tens to few thousand years. The following cycles were separated: 57 yrs (double Brückner's cycle?), 110 yrs, 215–233 yrs, 650–700 yrs, 900–1100 yrs and 1400–1500 yrs. The accumulation rate of the organic series is 0.42–1.23 mm/year. The greatest accumulation rate was calculated for Younger Dryas (YD), the lowest one for Preboreal period (PB). An average rate for Holocene is 0.70 mm/year (Table 1).

The beginning of the Krowie Bagno peatland development took place in Late Glaciation, probably Bölling. In the thermokarstic basins "alas" flat and short-lasting lakes were formed first, which disappeared in the first half of Alleröd. At the end of the late glacial period (Alleröd, Younger Dryas) these lakes changed to the logs in the connection with the lowering of erosion base. In the second half of the Younger Dryas the increase of humidity occurred with the elevation of the ground water level. It was manifested by the gyttjation of the peat and gyttja's interlays. The next development of the lakes is dated at the beginning of the Holocene. First this lake is flat and has a low rate of sedimentation of lake deposits. This lake functions till Subboreal period (SB₁) and ends at the first phase of it. The fundamental phase of the lake development occurred in Boreal and Atlantic periods.

The climatic conditions (warming up and increase of a humidity) and lowering neotectonic movements contributed to the development of this Holocene lake. In Neoholocene, starting from Subboreal period, it became overgrowing among the lakes because of climatic conditions changes (cooling down, dry climate) as well extinguishing of lowering movements changes. It was affected also by obvious, from the beginning of SB₂, traces of economic activity of man. The increase of the mudding of the ceiling part of peat is connected with this activity during the last 100–200 years. The rise of effect of eolic activity was caused by intensive clearing of the forests and using of the root crops.