

Poleski Park Narodowy (PPN) został utworzony w 1990 r. (powiększony w 1994 r.). Obecnie powierzchnia parku wynosi 9764,31 ha, natomiast jego otulina – 13 624,25 ha. Park powstał w celu ochrony przyrody, głównie ekosystemów torfowiskowych. Położony jest w województwie lubelskim. Od zachodu graniczy z Parkiem Krajobrazowym Pojezierze Łęczyńskie oraz w kilku miejscach z Poleskim Parkiem Krajobrazowym.

PPN wchodzi w skład Rezerwatu Biosfery Polesie Zachodnie (program UNESCO „Człowiek i Biosfera – MAB”). W obrębie Parku znajdują się tereny chronione w ramach Europejskiej Sieci Ekologicznej Natura 2000 (obszary specjalnej ochrony ptaków: Bagno Bubnów i Polesie oraz specjalne obszary ochrony siedlisk: Ostoja Poleska, Krowie Bagno i Jeziora Uściwierskie).

W 2002 r. PPN znalazł się na liście Konwencji Ramsarskiej (konwencji o obszarach wodno-błotnych mających znaczenie międzynarodowe, zwłaszcza jako środowisko życiowe ptactwa wodnego), która objęła swym zasięgiem 9762 ha jego obszaru. Na terenie PPN znajdują się trzy obszary ochrony ścisłej, a w najbliższej okolicy PPN – dwa rezerваты przyrody: Jezioro Świerszczów i Brzeziczno oraz użytek ekologiczny Uroczysko Ciesacín.

Klimat PPN jest zaliczany do klimatu Krainy Wielkich Dolin i posiada dużo cech kontynentalnych (długie lata i zimy, krótkie wiosny i jesienie). Średnia roczna suma opadów waha się od 400 do 850 mm). Okresem najuboższym w nie jest zima, przez co pokrywa śnieżna jest tu niewielka. Średnia roczna temperatura powietrza wynosi 7,3°C.

Ośrodek Dydaktyczno-Administracyjny z siedzibą **Dyrekcji Poleskiego Parku Narodowego** znajduje się w Urszulinie (ul. Lubelska 3a, 22-234 Urszulin); tel. (82) 571 30 71, (82) 571 30 72, fax (82) 571 30 03; e-mail: poleskipn@poleskipn.pl, www.poleskipn.pl. Czynny w dni robocze, w godzinach: 7.00–15.00.

Przy Ośrodku Dydaktyczno-Administracyjnym PPN urządzono niewielki ogród dydaktyczny, prezentujący bogaty świat roślin PPN.

Ośrodek Dydaktyczno-Muzealny PPN znajduje się w Załuczu Starym, tel. (82) 571 31 99. Czynny w okresie od 1 IV do 31 X codziennie (z wyjątkiem Świąt Wielkanocnych i Bożego Ciała), w godzinach: 8.00–16.00. W pozostałych miesiącach Ośrodek może być udostępniony po uzgodnieniu z Zespołem do spraw edukacji i udostępniania parku, tel. (82) 571 30 72.



Torfowiska wokół Jeziora Moszne (fot. A. Różycki)

WALORY PRZYRODNICZE

Szata roślinna jest ściśle uzależniona od stosunków wodnych, morfologii, a także osadów występujących na powierzchni terenu. To jeden z najcenniejszych walorów PPN. Przeważającą część powierzchni parku zajmują torfowiska i obszary podmokłe. Panują tu specyficzne warunki odpowiednie dla wielu gatunków roślin, będących rzadkością w innych obszarach Polski, a także gatunki będące relikktami polodowcowymi. Na obszarach wodno-torfowiskowych można podziwiać: brzozę niską, wierzbę lapońską i wierzbę borówkolistną, turzycę strunową i turzycę bagienną, rośliny owadożerne (rosiczka), storczyki oraz wiele innych objętych ochroną.

Świat zwierzęcy. W PPN znajdują się siedliska wielu gatunków zwierząt, m.in. bardzo rzadkich w Polsce, chronionych ze względu na zagrożenie wyginięciem, takich jak: żółw błotny, nocek łydkowski oraz wilk. Występuje tu 48 gatunków ssaków, najbardziej znanym i największym jest łos. Ochroną gatunkową są objęte



Żółw błotny (*Emys orbicularis*) (fot. M. Żarski)

ponadto: jeź wschodnioeuropejski, gronostaj, łasica, orzesznica, kilka innych gatunków nietoperzy, a także kret, wiewiórka pospolita i zając szarak.

PPN to obszar o wyjątkowo dużym zagęszczeniu ptaków. Z uwagi na tutejszy niemal naturalny krajobraz żeruje tu i gniazduje wiele ich gatunków (ponad 200). Na rozlewiskach gromadzą się migrujące ptaki wodno-błotne. Najbardziej znanym, bo widniejącym w herbie Poleskiego Parku Narodowego, jest żuraw – największy ptak w Polsce (ponad 1 m wysokości). W parku występują ptaki bardzo rzadkie, takie jak: czapla biała i czapla nadobna, derkacz, dubelt, kaczka podgorzałka, wodniczka, bielik oraz sowy (puchacz i puszczyk zwyczajny). Bardzo często spotykane tu są bocian biały i bocian czarny, a także bąk, którego zagęszczenie jest największe w Polsce. Pracownikom PPN udało się zasiedlić obszar parku cietrzewiami.

W PPN występuje 13 gatunków płazów (żaby i traszki) i siedem gatunków gadów (żmija zygzakowata, zaskroniec zwyczajny, gniewosz plamisty, jaszczurka zwinka, jaszczurka żyworodna, padalec zwyczajny i żółw błotny).

Najwięcej gatunków zwierząt, żyjących na terenie PPN, reprezentują bezkręgowce. Występuje tu wiele gatunków pajaków, motyli i chrząszczy. Spotkać tu można również trzy gatunki mrówek, które są relikktami okresu lodowcowego, a w wodach – pijawki lekarskie.

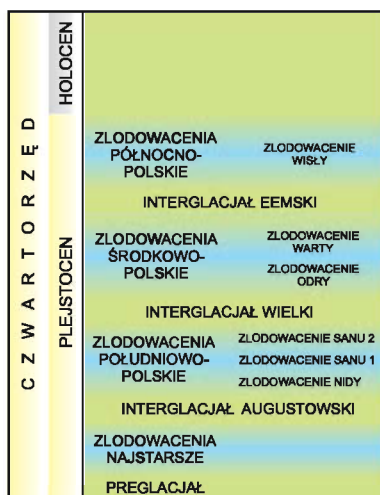
RZEŻBA TERENU

PPN jest położony w centralnej części Równiny Łęczyńsko-Włodawskiej (Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego), stanowiącej mezoregion Polesia Zachodniego (rys. 1).

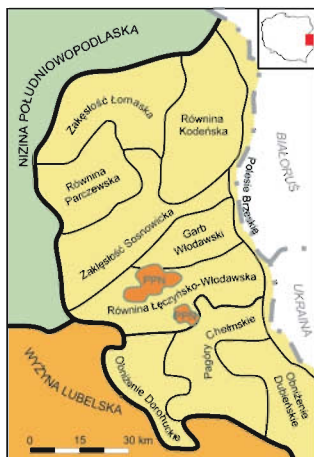
Rzeźba terenu dzisiejszego parku była kształtowana przez zróżnicowane procesy, trwające od schyłku zlodowacenia Odry (ok. 230 tys. lat temu) do chwili obecnej (rys. 2). Na morfologię obszaru duży wpływ wywarła obecność leżących płytko pod powierzchnią terenu skał wapiennych z okresu kredy, podatnych na procesy krasowe (rozpuszczanie węgla wapnia), a także młode ruchy tektoniczne (orogeneza alpejska) i procesy denudacyjne (niszczenie i obniżanie powierzchni terenu).

Występują tu liczne jeziora oraz niewielkiej głębokości obszernie zagłębienia, w których rozwinęły się torfowiska.

Przez obszar parku przepływają dwie rzeki: Piwonia i Włodawka. Między nimi przebiega dział wodny. Ciągnie się on wzdłuż niewielkich wzniesień zbudowanych ze skał kredowych (miejscami z przykryciem skał plejstoceńskich).



Rys. 2. Podział stratygraficzny czwartorzędu
(zestawiła M. Kucharska)



**Rys. 1. Podział fizycznogeograficzny
Polesia Zachodniego
(wg J. Kondrackiego, 2009)**



Jezioro Wytyckie (fot. W. Danel)

Miejsca, gdzie występują ostańce zbudowane ze starszych odporniejszych wapieni (pagóry skał kredowych), są wyróżniającymi się morfologicznie elementami otaczającego krajobrazu. Natomiast w obrębie występowania na powierzchni terenu (lub pod niewielkim przykryciem piasków) głównie kredy piszącej wytworzyły się niewielkie obniżenia, tzw. werteby (wynik działania procesów krasowych).

Podczas recesji ostatniego na tym obszarze lądolodu zlodowacenia – Odry utworzyły się różne formy polodowcowe. Są to, dominujące w terenie wysoczyzny polodowcowe i wzgórza moren czołowych, płaskie równiny sandrowe, zbudowane z piasków i żwirów wodnolodowcowych (akumulowanych przez rzeki wypływające z lądolodu) oraz podłużne wały ozów i pagórki kemów.

Wzgórza morenowe otaczają od północy oraz od południa nisko położony teren podmokłych łąk i bagien. Najwyżej usytuowane zatem miejsca na terenie najbliższego otoczenia PPN (ponad 200 m n.p.m.) to: Góra Pikołowa, która znajduje się w południowo-wschodniej części obszaru mapy oraz, zlokalizowane na północy, wzgórza moren czołowych we wsiach: Górki i Pieszowola. Na polach w okolicy Górek można znaleźć głązy narzutowe przytransportowane przez lądolód zlodowacenia Odry.

Najniższej położonym miejscem na terenie PPN (poniżej 165 m n.p.m.) jest dolina Włodawki, na północ od Krowiego Bagna, w okolicy miejscowości Kołaczce.

Powierzchnia terenu parku jest generalnie wyrównana. Z monotonną rzeźbą kontrastuje jednak urozmaicona budowa geologiczna.



Wzgórza morenowe w Tarnowie (fot. M. Kucharska)



Głąz narzutowy w okolicy Górek (fot. M. Kucharska)

BUDOWA GEOLOGICZNA

Najstarszymi udokumentowanymi w tym rejonie utworami są głównie wapień i dolomity dewonu (rys. 3). W czasie ery paleozoicznej na terenie dzisiejszego PPN osadził się kompleks skalny o miąższości ponad 1000 m. Osady powstawały w różnych środowiskach, głównie w morzu. W karbonie utworzyły się osady organiczne, które z czasem zmieniły się w pokłady węgla kamiennego (obecnie eksploatowanego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym, znajdującym się w niewielkiej odległości od parku). W okresie permu morze ustąpiło. Nastąpiło wówczas niszczenie (erozja) starszych skał i obniżenie terenu (denudacja), zachodzące również w triasie.

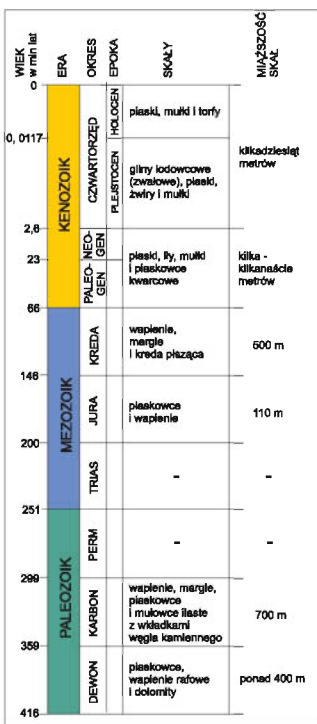
Z mezozoiku zachowały się osady jury i kredy. W jurze miała miejsce transgresja morska. W płytkim morzu osadziły się piaskowce i wapień o niewielkiej miąższości. Następnie ruchy tektoniczne spowodowały wycofanie się morza oraz powtórna erozję i denudację. W okresie kredy na teren ten morze wkroczyło ponownie, a z czasem nastąpiło jego pogłębienie. Powstały wówczas wapień, margle i kreda pisząca. Występują one bezpośrednio pod osadami czwartorzędu na prawie całym obszarze parku. Skały kredowe w kilku miejscach możemy znaleźć na powierzchni terenu lub pod nieznacznym przykryciem osadów czwartorzędowych. Rzeźba powierzchni po okresie kredy była falista, występowały tu łagodne zagłębienia i garby, a także szerokie doliny.

Skały, które powstały na tym terenie podczas paleogenu i neogenu, zostały w większości zerodowane. Zachowały się one tylko szczątkowo w obrębie pagórów kredowych.

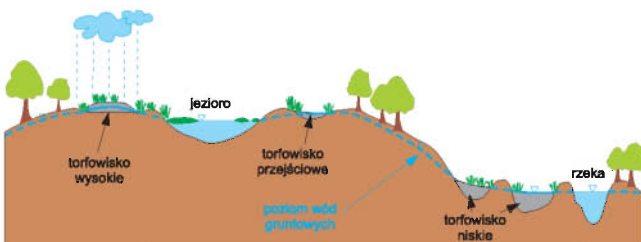
W plejstocenie miały miejsce duże zmiany warunków klimatycznych, związane z ochłodzeniami (zlodowacenia) oraz przedzielającymi je okresami ciepłymi o klimacie zbliżonym do współczesnego



Odstąpienie piasków rzeczno-peryglacjalnych z okresu zlodowacenia Wisły w nieczynnej piaskowni w Ostrówku Poleskim (fot. M. Kucharska)



Rys. 3. Schematyczny profil litostratigraficzny w rejonie PPN (zestawiła M. Kucharska)



Rys. 4. Rodzaje torfowisk (M. Kucharska)

(interglacjalny). Podczas zlodowaceń na obszar ten wielokrotnie wkraczał łądolód, zostawiając po sobie kompleks osadów kilkudziesięciometrowej miąższości.

W czasie ostatniego na tym terenie zlodowacenia – Odry (300–230 tys. lat temu) obszar dzisiejszego PPN pokrywał łądolód, który podczas zaniku (deglacjalacji) pozostawił pokrywę różnorodnych skał, głównie glin lodowcowych, piasków, żwirów oraz mułków. Osady te znajdują się w wielu miejscach na powierzchni terenu dzisiejszego PPN. Tworzą one m.in. wysoczyzny zbudowane z glin lodowcowych (zwałowych), na których w kilku miejscach powstały pagórki – tzw. moreny czołowe, utworzone ze żwirów, piasków i gładów. Materiał ten został przytransportowany z północy, w tym gładzy narzutowe.

W niedalekiej odległości od granicy PPN, na południe, znajduje się linia maksymalnego zasięgu zlodowacenia Odry, a występujące na północy terenu objętego mapą wzgórza morenowe są pozostałością postoju czoła łądolodu podczas tzw. fazy recesyjnej tego zlodowacenia.

Wody powstające z topniejącego łądolodu przyczyniły się do utworzenia wydłużonych pagórków, zbudowanych z piasków i żwirów (ozy) oraz drobnoziarnistych piasków i mułków (kemy), a także wyrównanych powierzchni, zbudowanych z piasków i żwirów (równiny sandrowe).

Na przedpolu wytapiającego się łądolodu (w miejscu obecnego parku) powstał wówczas zbiornik zastoisowy, w którym były akumulowane mułki i piaski.

Podczas następnych zlodowaceń, zlodowacenia Warty (180–130 tys. lat temu) i zlodowacenia Wisły (115–11,7 tys. lat temu), łądolody nie objęły terenu PPN. W panującym wówczas chłodnym klimacie (warunki peryglacjalne) następowało: niszczenie wcześniejszych powstałych form wskutek spłyzywania rozmarzającego gruntu (soliflukcja), wyrównywanie powierzchni (denudacja) i akumulacja piasków, żwirów i mułków w dolinach.

W okresach interglacjalnych zarastały jeziora, pozostałe po zlodowaceniu Odry. Pojawiły się one ponownie u schyłku ostatniego zlodowacenia (Wisły), około 12 tys. lat temu, jako skutek wytapiania lodów gruntowych oraz procesów krasowych. Powstawaniu jezior sprzyjał słaby odpływ wód z terenu o małych spadkach i brak erozji. W jeziorach były akumulowane początkowo mułki i piaski, a następnie osady pochodzenia organicznego (gytie).

W holocenie (od 11,7 tys. lat temu do dziś) istniejące jeziora były wypełniane przez osady organogeniczne, głównie gytie i krede jeziorną. Z czasem jeziora stopniowo zarastały, a na ich miejscu zaczęły rozwijać się torfowiska (rys. 4), które istnieją do dziś (m.in. Krowie Bagno i Durne Bagno). Jeziora PPN (Łukie, Długie, Moszne i Karaśne) znajdują się w różnym stadium zarastania.

Od czasu, gdy na tym terenie działalność człowieka zaczęła odgrywać znaczącą rolę (melioracja terenu, związana głównie z budową i funkcjonowaniem Kanału Wieprz-Krzna), nastąpiło osuszanie bagien oraz wypłykanie i powolne zanikanie zbiorników wodnych. Procesy te w dużej mierze udało się zahamować dzięki objęciu tego obszaru ochroną w granicach PPN. Niektóre zmiany są już jednak nie do odwrócenia. Przykładem jest sieć drobnych cieków, zamienionych w rowy melioracyjne.

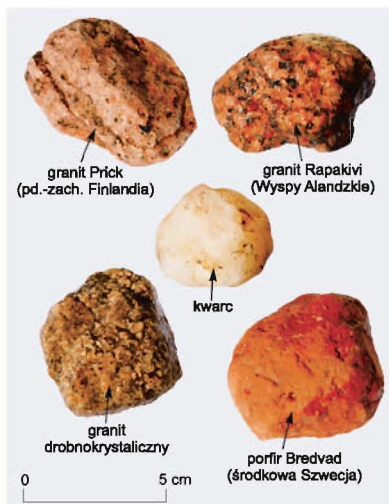
PUNKTY GEOLOGICZNE

1. Wzgórze morenowe w Pieszwoli

23°08'21,25"E; 51°29'54,55"N

W rejonie Pieszwoli i Wołoskowoli (przy północnej granicy parku) występują niewielkich rozmiarów wzgórza morenowe (moreny czołowe akumulacyjne) o wysokości do 10 m. Wyznaczają one północną granicę Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, górując 25–30 m ponad powierzchnią jezior i rozlewisk. Wzgórza powstały w fazie postojowej u czoła lądolodu zlodowacenia Odry (ok. 230 tys. lat temu) w wyniku wytapiania się materiału lodowcowego. Utworzone są z piasków, żwirów i głazów z pakietami glin lodowcowych.

Jednym z nich, wyraźnie zaznaczonym w morfologii terenu, stanowiącym doskonały punkt widokowy na całą centralną część Równiny Łęczyńsko-Włodawskiej, jest wzgórze morenowe położone ok. 500 m na zachód od Pieszwoli (204,1 m n.p.m.). Znalezione na wzgórzu niewielkie głazy pochodzą ze Skandynawii (z południowo-zachodniej Finlandii, środkowej Szwecji i Wysp Alandzkich, znajdujących się w rejonie Zatoki Botnickiej). Ich pochodzenie potwierdza kierunek ruchu lądolodu. Wzgórza morenowe są otoczone płaską wysoczyzną morenową zbudowaną z glin lodowcowych (zwałowych).



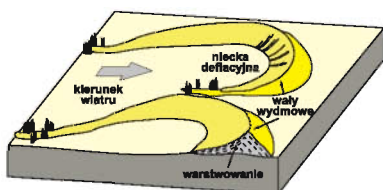
Głazy ze wzgórza morenowego w Pieszwoli (fot. M. Kucharska)

2. Wydmy w Starym Brusie 23°18'19,06"E; 51°29'52,73"N

Niewielki kompleks form eolicznych położonych ok. 1,5 km na północ od miejscowości Stary Brus, poza północną granicą parku, obejmuje zespół parabolicznych wydm śródlądowych oraz rozdzielających je niecek deflacyjnych (rys. 5). Część wydm połączonych jest ze sobą ramionami (ich długość dochodzi do 500 m). Ten typ wydm złożonych określany jest jako „kobra”. Wzgórza wydmore, wznoszące się ponad rozległą powierzchnię wysoczyzny morenowej, mają wysokość 6–10 m. Tworzące wydmy piaski eoliczne są dobrze wysortowane i na ogół dobrze obtoczone, a ich wiek jest określany na schyłek ostatniego zlodowacenia – Wisły (ok. 12 tys. lat temu). Kompleks wydmy jest porośnięty rzadkim lasem sosnowym.



Wydma w Starym Brusie, porośnięta lasem sosnowym (fot. W. Danel)



Rys. 5. Powstawanie wydm parabolicznych (T. Krzywicki, M. Krzeczynska)

3. Gytiewisko Lejno 23°02'09,01"E; 51°26'54,96"N

Gytiewisko Lejno jest położone w otulinie PPN, w obrębie Poleskiego Parku Krajobrazowego. W obniżeniu, w wyniku wytapiania wieloletniej zmarzliny w ciepłej fazie schyłku zlodowacenia Wisły i uaktywnienia procesów krasowych, powstał zbiornik wodny – Jezioro Wielkie. Po zdrenowaniu w 1861 r. jezioro przekształciło się w gytiewisko, na powierzchni którego powstały torfy. Powierzchnia dawnego jeziora, obliczona na podstawie zasięgu osadów jeziornych (gytii), wynosiła 186,38 ha. Byłby to więc trzeci pod względem wielkości zbiornik wśród współczesnych jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Według „Topograficznej Karty Królestwa Polskiego” z 1839 r. ówczesne Jezioro Wielkie (zwane także Lejno) miało powierzchnię 134,6 ha i głębokość ok. 1,5 m. Po spuszczeniu wody rzeką Piwonią, po jeziorze pozostał niewielki zbiornik wodny nazwany Kałużą. Jego powierzchnia, w odniesieniu do Jeziora Wielkiego z 1839 r., zmniejszyła się o 95%. Dalsza rozbudowa sieci melioracyjnej, a zwłaszcza Kanału Wieprz-Krzna oraz pozyskiwanie torfów jako surowca energetycznego od połowy lat 60 XX w., w istotny sposób wpłynęły na odwodnienie masywu bagiennego i stopniowy zanik tego zbiornika. Jeszcze w latach 1950–1960 jego obrzeża, a miejscami też powierzchnię wody, porastały płyty roślin strefy litoralnej (przybrzeżnej) z osoką aloesową (*Stratiotes aloides*). Jednak w wyniku postępującego osuszania jezioro zanikło, a wody powierzchniowe występują tu już jedynie w kompleksie torfianek (ok. 46 ha), znajdujących się w północnej części obiektu. Lejno wciąż zmienia swój charakter, przekształcając się w torfowisko. Jego powierzchnia nadal ulega znacznemu zmniejszaniu na skutek wkraczania lasów od strony wschodniej, południowo-wschodniej i zachodniej oraz sukcesji roślinności krzewiastej od południowego zachodu.



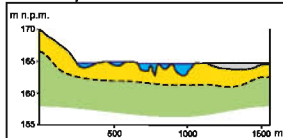
Widok na brzegi zarośniętego jeziora Lejno
(fot. M. Kucharska)

4. Kompleks jeziorno-torfowiskowy Moszne 23°07'20,77"E; 51°27'21,88"N

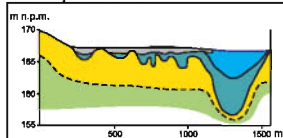
Kompleks jeziorno-torfowiskowy Moszne obejmuje jezioro o powierzchni 17,5 ha i maksymalnej głębokości 1 m oraz przylegające do niego torfowisko. Zajmuje obszar o powierzchni ok. 2 km². Dystroficzne jezioro (z dużą zawartością kwasów humusowych w wodzie) otoczone jest szerokim na 30–200 m pasem pla (potocznie splei) o charakterze torfowiska przejściowego. W zbiorowiskach leśnych, otaczających Jezioro Moszne, dominują olsy z klasy *Alnetea glutinosae* oraz grądy *Tilio-Carpinetum*. Lokalnie obecne są także płyty boru bagiennego *Vaccinio uliginosi-Pinetum*.

Misa jeziora została wypreparowana w obrębie występujących tu skał kredowych (tzw. guza Woli Wereszczyńskiej). Od północy ogranicza ją równina zbudowana z piasków i żwirów wodnolodowcowych (sandrowych), pochodzących ze zlodowacenia Odry. Od zachodu, w miejscowościach Jamniki i Łomnica, przylega ona do rozległego wydłużonego południkowo ozu, zaś od strony wschodniej misę ograniczają drobne garby podłoża kredowego, nadbudowane osadami piaszczystymi, wznoszące się do 1 m nad powierzchnię torfowiska. Misę jeziora wypełniają gytie i torfy, akumulowane u schyłku zlodowacenia Wisły i w holocenie. W podłożu osadów biogenicznych, wypełniających misę jeziora, występują plejstoceńskie mułki, piaski i żwiry oraz zwietrzelina węglanowych skał górnokredowych (rys. 6). W obrębie przyjeziornego torfowiska (część zachodnia kompleksu) miąższość osadów biogenicznych sięga 4–6 m. Są to gytie, nadbudowane warstwą zróżnicowanych typologicznie torfów.

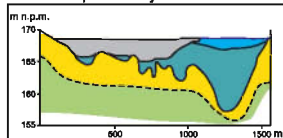
Ok. 12 tys. lat temu



Ok. 4 tys. lat temu



Okres współczesny



Rys. 6. Etapy rozwoju Jeziora Moszne (M. Kucharska, W. Danel wg K. Bałagi, 2003, uproszczone)

Powstawanie jezior jest związane z degradacją wieloletniej zmarzliny (wytapianiem) w ciepłej fazie schyłku zlodowacenia Wisły i na początku holocenu. Procesy degradacyjne skutkowały zmianą warunków krążenia wody, uaktywnieniem procesów krasowych i, w konsekwencji, zapadaniem się podłoża i pogłębianiem mis jeziornych. W obrębie współczesnego jeziora początek akumulacji biogenicznej przypadł dopiero na ciepłą interfazę zlodowacenia Wisły (ok. 12 tys. lat temu). Wyznacza ją nieciągła warstwa słabo rozłożonych torfów mszystych. Misa współczesnego jeziora, wypełniona przez gytie (głównie glonowo-detrytusowe, miejscami także wapienne), mimo owalnego kształtu, jest niejednorodna.

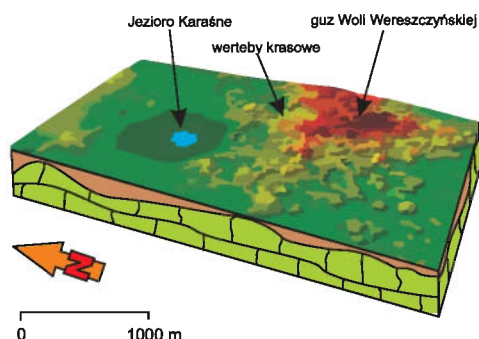


Ścieżka wśród torfowiska nad Jeziorem Moszne
(fot. M. Kucharska)

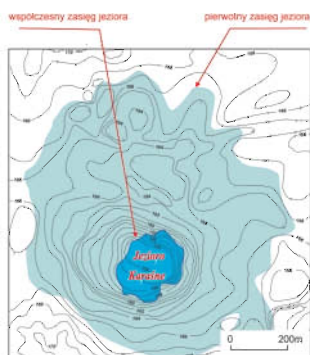
5. Jezioro Karaśne 23°06'20,68"E; 51°26'04,50"N

Jezioro Karaśne to niewielki zbiornik o powierzchni 3,5 ha i głębokości 1,2 m, zarastający zespołem ramienic, które rozwijają się w postaci podwodnej łąki. Torń wodną otacza szuwar właściwy i pas pła o szerokości do 200 m. Pło tworzy kożuch roślin torfowiskowych charakterystycznych dla zbiorowisk torfowiska przejściowego. Na torfach wypełniających kopalną misę jeziora, zwłaszcza od strony północnej, rozwija się roślinność łąkowa (ze zbiorowiskami turzycowymi), a także zbiorowiska leśne z występującą tu m.in. brzozą niską (*Betula humilis*) i wierzbą rokitą (*Salix rosmarinifolia*).

Od strony południowej do kopalnej misy jeziora przylegają niewysokie pagórki, zbudowane z węglanowych skał kredowych, rozdzielone drobnymi zagłębieniami krasowymi typu wertebów. Kopalna misa kompleksu jest usytuowana na północno-zachodnim skłonie garbu zbudowanego ze skał kredowych (tzw. guza Woli Wereszczyńskiej) i w nich wypreparowana (rys. 7). W jej obrębie można wyróżnić trzy baseny o różnej głębokości, rozdzielone wąskimi grzędami kredowego podłoża. Główną, największą i najgłębszą część kopalnego zbiornika stanowi basen południowy,



Rys. 7. Położenie zespołu jeziorno-torfowiskowego Karaśne na tle warunków geologiczno-morfologicznych (R. Dobrowolski)



Rys. 8. Mapa osadów biogenicznych zespołu jeziorno-torfowiskowego Karaśne (wg K. Bałagi, R. Dobrowolskiego i J. Rodzika, 2002)



Jezioro Karaśne (fot. R. Dobrowolski)

w którego obrębie znajduje się współczesne Jezioro Karaśne. Maksymalna, stwierdzona miąższość osadów biogenicznych (torfy, gytie glonowe i glonowo-wapienne) wynosi tu 13,5 m.

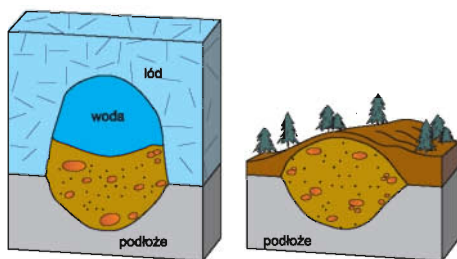
Jezioro Karaśne powstało w tym samym czasie i w podobny sposób, jak Jezioro Moszne. Rozwija się więc od schyłku plejstocenu (faza starszego dryasu), a maksymalną powierzchnię osiągnęło około 6 tys. lat temu (rys. 8). Od tego czasu jego powierzchnia systematycznie zmniejsza się, a misa wypłyca. Około 4 tys. lat temu wody jeziora obejmowały zasięg współczesnego pla. W ostatnich pięćdziesięciu latach jego powierzchnia zmniejszyła się dwukrotnie, z ok. 7 do 3,5 ha.

6. Oz w Woli Wereszczyńskiej 23°08'41,69"E: 51°25'37,66"N

Oz w Woli Wereszczyńskiej to południkowo zorientowany wał o długości ok. 5 km i szerokości ok. 500 m, ciągnący się od Kol. Woli Wereszczyńskiej, na północy, po Babsk, na południu. Położony jest na wysokości 175–180 m n.p.m. i wznosi się 5–10 m ponad powierzchnię, otaczających formę, równin torfowych.



Odsłonięcie piasków i żwirów w ozie w Woli Wereszczyńskiej (fot. W. Danel)



Rys. 9. Schemat powstawania ozu (K. Pochocka-Szwarc, M. Krzeczyńska wg W. Jaroszewskiego i in., 1985, zmienione)

Tworzą go piaski z wkładkami żwirów, które wypełniały rynnę subglacialną (utworzoną pod powierzchnią lądolodu), rozcinającą kopalny garb kredowy (tzw. guz Woli Wereszczyńskiej). Oz utworzył się w strefie brzeżnej lądolodu zlodowacenia Odry (faza recesyjna stadiu maksymalnego, ok. 230 tys. lat temu), prostopadle do jego czoła. Jego rozwój był związany z erozją podlodową, rozcinającą skały górnokredowe do głębokości 30 m, a następnie wypełnianiem powstałego tak tunelu (podlodowego) osadami wodnolodowcowymi (rys. 9).

7. Formy krasowe okolic Wujka

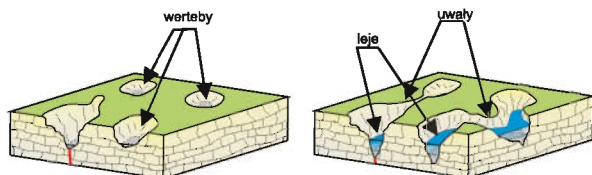
23°06'56,00"E; 51°25'43,00"N;

Zespół powierzchniowych form krasowych, położonych na południe od Jeziora Karaśnego – w okolicach miejscowości Wujek i Zawadówka, rozwinął się w węglanowych skałach górnokredowych, w obrębie kopalnego wzniesienia podłoża podczwartorzędowego (tzw. guza Woli Wereszczyńskiej). Występujące tu formy stanowią przykład specyficznego typu krasu, określanego w literaturze jako „kras kredy piszącej”. Występują tu tzw. wertepy, leje (drobne zagłębienia krasowe; ponad 50 form/km²) o średnicy najczęściej kilkudziesięciu metrów i głębokości do 2 m (rys. 10). Spotyka się tu także formy złożone typu uwałów i dolin krasowych, o długości do



Widok na leje krasowe wypełnione wodą. Okolice Wujka (fot. W. Danel)

kilkuset metrów. Dna form krasowych są wypełnione torfami oraz namułami organiczno-mineralnymi. Część form jest stale lub okresowo wypełniona wodą. Reprezentowane tu są zarówno formy krasu „nagiego” (rozwinętego bezpośrednio w skałach węglanowych kredy górnej), jak również krasu produkowanego (rozwijającego się pod przykryciem cienkich pokryw piasków i mułków plejstoceńskich). Między zagłębieniami występują humy (ostańce krasowe) – formy, które pozostały w morfologii jako bardziej odporne na korozję krasową (zbudowane z opok marglistych wieku kredowego). Wiek form krasowych jest stosunkowo młody. Początek ich rozwoju przypada na schyłek zlodowacenia Wisły lub początek holocenu i wiąże się z postępującą poprawą warunków termiczno-wilgotnościowych (intensywne rozpuszczanie węgla wapnia).



Rys. 10. Schemat budowy form krasowych (W. Danel wg W. Jaroszewskiego i in., 1985, zmienione)

8. Torfowisko Durne Bagno 23°13'43,31"E; 51°27'08,03"N

Durne Bagno to najbardziej na wschód wysunięty fragment rozległego kompleksu torfowisk wysokich, znajdującego się w północnej części PPN. Zajmuje ono wyraźnie wyodrębniającą się owalną misę o powierzchni ok. 1 km². Torfowisko porasta rzadki las sosnowo-brzozowy, a strukturę kępkowo-dolinkową tworzą mchy torfowce z licznym udziałem krzewinek z rodziny wrzosowatych. Brzeżne partie torfowiska porastają zarośla brzozowo-wierzbowe z udziałem olszy oraz zbiorowiska zielne z dużym udziałem wełnianki pochwowatej (*Eriophorum vaginatum*).

Geosystem Durnego Bagna jest usytuowany w rozległym kopalnym obniżeniu powierzchni podczwartorzędowej, powstałym po wytopieniu się lądolodu zlodowacenia Odry (ok. 230 tys. lat temu). Początek sedymentacji biogenicznej (jeziornej) w Durnym Bagnie jest datowany na schyłek zlodowacenia Wisły (ok. 13 tys. lat temu). Około 7,5 tys lat temu zbiornik wodny powoli zaczął się wypłycać, odkładały się wówczas torfy turzycowo-mszyste. Jego całkowity zanik i przejście w stadium torfowiskowe dokonało się ok. 1,5 tys. lat później.

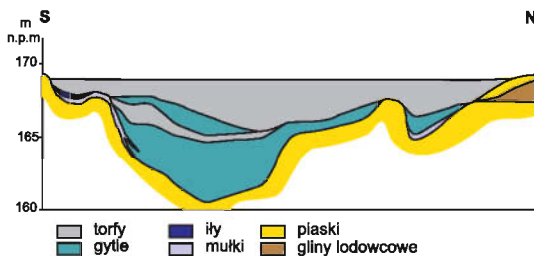
Obniżenie wypełniają zróżnicowane litologicznie osady plejstoceńskie i biogeniczne osady holocenijskie (rys. 11).

Równinę torfową Durnego Bagna (166–168 m n.p.m.) ograniczają od północy i południa piaszczyste formy akumulacji wodnolodowcowej, wznoszące się 5–10 m ponad jej poziom. Od zachodu do torfowiska przylega kredowy garb (tzw. guz Woli Wereszczyńskiej), od wschodu falista równina sandrowa z licznymi zagłębieniami bezodpływowymi, tworzącymi wyraźne ciągi o orientacji NW–SE i WNW–ESE. Podobne ukierunkowanie mają także niewielkie przegłębienia w dnie misy torfowiskowej oraz towarzyszące im kopalne piaszczyste grzędy.

Osady biogeniczne, o maksymalnej miąższości 8,5 m, wykazują dużą pionową zmienność. Dolną ich część stanowią osady akumulacji jeziornej (gytie). Zasięg gytii wyznacza strefę brzegową dawnego jeziora. Górną część osadów biogenicznych stanowią torfy. Na obrzeżach torfowiska występują



Torfowisko Durne Bagno porośnięte wełnianką pochwowatą (*Eriophorum vaginatum*) (fot. A. Różycki)



Rys. 11. Schematyczny przekrój geologiczny przez osady torfowiska Durne Bagno (M. Kucharska, W. Danel wg K. Bałagi, R. Dobrowolskiego i J. Rodzika, 2006, zmienione)

wyłącznie torfy przejściowe i wysokie, leżące bezpośrednio na mineralnym podłożu. Ich miąższość dochodzi tu do 2,5 m. W środkowej, głębszej części misy, miąższość torfów wzrasta do 3–4 m, maksymalnie, w centralnej części zbiornika, sięga 4,5 m.

9. Wzgórze ostańcowe w Andrzejowie 23°13'23,41"E; 51°23'37,25"N

Na północ od miejscowości Andrzejów (wzdłuż drogi z Urszulina), na długości ok. 4 km, ciągnie się równoleżnikowo zorientowany garb, zbudowany ze skał węglanowo-krzemionkowych wieku kredowego. Jego zachodnia kulminacja (183,0 m n.p.m.) wyraźnie odcina się od zwartego masywu wzniesienia, tworząc izolowany, dobrze wyodrębniający się w krajobrazie, ostańiec denudacyjny. Góruje on 10–15 m ponad dnem doliny Włodawki (na zachodzie i na południu) oraz poziomem równiny torfowej Krowiego Bagna (na północy). Trzon wzgórza ostańcowego tworzą wapienie margliste i opoki kredy (mastrychtu górnego). Ich strop, na wysokości ok. 180 m n.p.m., jest wyraźnie wyrównany i ścięty przez procesy planacyjne (erozyjne zrównywanie terenu), które miały miejsce w neogenie (w pliocenie). Na powierzchni wzgórza występuje cienka (2–3 m) seria piasków i żwirów lodowcowych ze zlodowacenia Odry z dużą ilością lokalnego materiału mineralnego – piaskowców kwarcowych i zlepów muszlowych wieku miocenińskiego. Na południowym skłonie wzniesienia zachowały się dwa niewielkie ich płyty w pierwotnej pozycji sedymentacyjnej, tj. zalegające bezpośrednio na skałach kredowych. Jest to najdalej na północ wysunięte stanowisko morskich utworów miocenijskich na całym międzyrzeczu Wisły i Bugu.



Widok na wzgórze ostańcowe w Andrzejowie od strony południowej (fot. W. Daniel)

10. Torfowisko Krowie Bagno 23°16'24,98"E; 51°25'27,95"N

Krowie Bagno to największe (3350 ha) torfowisko niskie Polesia Zachodniego, usytuowane w obniżeniu między Garbem Włodawskim na północy, a Pagórami Chełmskimi na południu. Torfowisko rozwinęło się na osadach jeziornych (limnicznych). Akumulacja jeziorna rozpoczęła się tu u schyłku zlodowacenia Wisły. Osady gytii mineralnych stopniowo wypełniały liczne krasowe zagłębienia czwartorzędowego podłoża. Następnie, w cieplej fazie schyłku zlodowacenia Wisły, obszar torfowiska porastały miejscami mchy brunatne, tworząc metrową warstwę słabo rozłożonych torfów mszystych. Stopniowy wzrost wilgotności przyczyniał się do zwiększania powierzchni wodnej, której największy zasięg zaznaczył się z początkiem holocenu. W holocenie (pod koniec okresu atlantyckiego, 5,7 tys. lat temu) nastąpiło wypłykanie jeziora i rozwój torfowiska. Miąższość osadów biogenicznych osiąga 9 m, w tym torfów przykrywających osady jeziorne ok. 3–4 m.

Pierwsze prace melioracyjne na Krowim Bagnie zostały podjęte już w XIX w. Większy ich zasięg miał miejsce w okresie międzywojennym i podczas II wojny światowej (powstał wówczas tzw. Rów Więzienny). Kompleksowe melioracje rozpoczęte w 1968 r. (z nasileniem w latach 1975–1978) spowodowały znaczne obniżenie lustra wody i przyspieszone zarastanie istniejących w obrębie torfowiska zbiorników wodnych (Lubowież, Lubowieżek). Nastąpiło przerwanie procesu torfotwórczego i nasilenie murszenia torfów. Obecnie około 80% gleb Krowiego Bagna stanowią gleby murszowe. Niekorzystnym zjawiskiem jest rosnący udział gleb zakwaszonych, niesprzyjający uprawie szlachetnych gatunków traw, a sukcesja roślinna związana jest z ekspansją drzew i krzewów, a zwłaszcza brzozy, olchy i osiki.



Wydobycie torfów z Krowiego Bagna w Kol. Wytyczno (fot. M. Kucharska)

11. Torfowisko Bagno Bubnów 23°16'22,53"E; 51°22'27,90"N

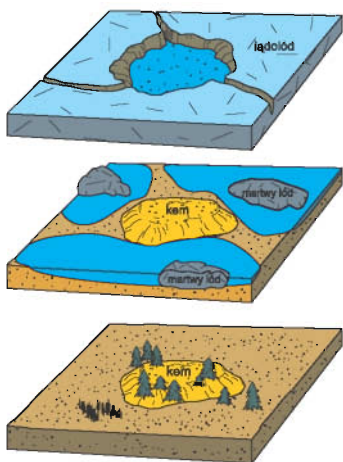
Torfowisko Bagno Bubnów zostało włączone w granice PPN w 1994 r. Obejmuje rozległy kompleks bagienno-torfowiskowy o powierzchni ponad 1400 ha. Wśród torfowisk występuje kilka naturalnych oczek wodnych oraz ponad 20 niewielkich torfianek wypełnionych wodą. Powierzchnia podłoża osadów biogenicznych jest bardzo urozmaicona, wskazująca na istnienie szeregu niewielkich zagłębień krasowych powstałych u schyłku ostatniego zlodowacenia – Wisły. Zostały one wypełnione przez osady biogeniczne (gytie wapienne i torfy), których miąższość jest bardzo zróżnicowana i sięga maksymalnie 8,5 m. Współcześnie tworzą one rozległą równinę torfową. Charakteryzuje ją duża mozaikowość zbiorowisk turzycowych, z turzycą Buxbauma (*Carex buxbaumii*), turzycą Davalla (*Carex davalliana*) oraz z kłocią wiechowatą (*Cladium mariscus*). Ta ostatnia tworzy szuwar kłociowy, znajdujący się w pobliżu południowej granicy zasięgu tego zbiorowiska. Ponad płaską powierzchnię równiny torfowej wznoszą się miejscami niewielkie pagórki podłoża (kredowego lub piaszczysto-mułkowego), określane mianem grądzików. Pokrywają je zbiorowiska kserotermiczne (przystosowane do życia w środowiskach suchych).



Bagno Bubnów (fot. M. Kucharska)

12. Kem w Tynepolu 23°19'45,98"E; 51°22'07,02"N

Pomiędzy dwoma dużymi kompleksami torfowiskowymi – Krowiego Bagna i Bagna Bubnów, oddzielenymi wyraźną grzędą osadów wodnolodowcowych (sandrowych) powstałych podczas wytapiania lądolodu zlodowacenia Odry, występują niewielkie pagórki kemowe (rys. 12), utworzone z różnoziarnistych piasków, przewarstwionych mułkami, a miejscami także żwirami z pojedynczymi, niewielkimi głazami. Przyjmują one formę wałów o długości 500–1500 m i szerokości 150–300 m. Wznoszą się 5–10 m ponad poziom równiny sandrowej i tworzą wydłużony równoleżnikowo ciąg. Jedną z najwyższych form tego typu (187,7 m n.p.m.), a zarazem najbardziej czytelnych w rzeźbie terenu, jest kem w Tynepolu. Jego powierzchnia szczytowa, wznosząca się na wysokość ok. 12 m ponad równinę torfową Bagna Bubnów, jest wyraźnie wyrównana, a ku północy i południowi opada stromymi, krótkimi stokami. Ze względu na wyrazistość morfologiczną i dobre odsłonięcie terenu jest to doskonały punkt widokowy na torfowisko Bagno Bubnów (ku południowemu zachodowi) oraz Wał Uhruski (w kierunku południowo-wschodnim).



Rys. 12. Schemat powstawania kemu
(K. Pochocka-Szwarc, M. Krzeczyńska)

Widok na wzgórze kemowe w Tynepolu
(fot. M. Kucharska)

13. Oz w Karczunku 23°17'52,00"E; 51°20'21,00"N

Oz w Karczunku to wyraźnie zaznaczający się w krajobrazie wał piaszczysto-żwirowy o orientacji NE–SW, długości ok. 7 km i wysokości 10 m (185–194 m n.p.m.). Ciągnie się on się od Kol. Kulczyn, na północnym wschodzie, po Wólkę Tarnowską, na południowym zachodzie. Szerokość ozu waha się od ok. 500 m w okolicach miejscowości Gatyska, do 1,5 km w Marcinowej Niwie. Oz rozdziela dwa duże kompleksy torfowiskowe położone w granicach PPN – Bagno Bubnów i Bagno Staw, stanowiąc jednocześnie doskonałą strefę widokową na oba torfowiska. Jego powstanie wiąże się z akumulacyjną działalnością wód roztopowych, ostatniego na tym obszarze, lądolodu zlodowacenia Odry. Seria piasków i żwirów tworzących oz (miąższość ok. 10–15 m) wypełnia kopalną rynnę erozyjną, wyciętą w skałach węglanowych do głębokości ok. 50 m.



Wieża widokowa usytuowana na ozie w Karczunku
(fot. W. Danel)



Odsłonięcie piasków i żwirów ozu
w Karczunku (fot. W. Danel)

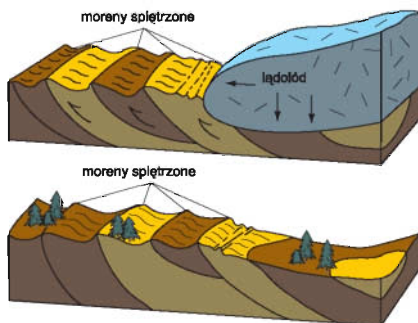
14. Góra Pikołowa – morena czołowa spiętrzona 23°21'32,00"E; 51°19'19,00"N

Góra Pikołowa (218,5 m n.p.m.) jest częścią wzgórz, ciągnących się równoleżnikowo w formie wału na odcinku ok. 4 km (od Tarnowa w kierunku wschodnim). Stanowi doskonały punkt widokowy na Pagóry Chełmskie i Obniżenie Dorohuckie (w kierunku południowym) oraz Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie (w kierunku północno-zachodnim). Wzgórza ograniczają od południa Bagno Staw (enklawę Poleskiego Parku Narodowego).

Góra Pikołowa to przykład wzgórza moreny czołowej spiętrzonej, powstałej podczas transgresji



Odsłonięcie zaburzonych glaciektonicznie
osadów moreny spiętrzonej w Górze
Pikołowej (fot. M. Kucharska)



Rys. 13. Schemat powstawania moreny spiętrzonej (K. Pochocka-Szwarc, M. Krzeczynska)

łądolodu zlodowacenia Odry (zlodowacenia ostatniego na tym obszarze). Forma jest wewnętrznie zaburzona glacitektonicznie. Deformacje, o charakterze łusek i nasunięć, angażują zarówno osady plejstoceńskie (glacjalne), mioceńskie, jak i kredowe. Na rozwój tej formy lodowcowej miała wpływ paleomorfologia kredowego podłoża (obecność kopalnego garbu o udokumentowanym tektonicznym założeniu), powodująca kompresyjne zdeformowanie (ściskanie) osadów na przedpolu mas lodowych (rys. 13). Podobną strukturę wewnętrzną ma cały Wał Uhruski, zamykający od południa obszar Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego.

WALORY KRAJOZNAWCZE

Poleski Park Narodowy zachwyca głównie bujną i zróżnicowaną przyrodą oraz malowniczymi krajobrazami. Niewątpliwą atrakcją tego terenu są również obiekty związane z historią i kulturą materialną człowieka.

W Wereszczynie znajdują się zabytkowy **kościół** i **cmentarz** z grobowcami właścicieli ziemskich, otoczone starymi lipami. W Łowiszowie, koło Wytyczna, mieści się **cmentarz żołnierzy** Korpusu Ochrony Pogranicza gen. Wilhelma Orlika-Ruckemana, poległych w walce z Armią Czerwoną w 1939 r.

W Starym Brusie warto obejrzeć **kościół**, wybudowany w latach 1805–1807 (dawną świątynia prawosławna), a w Wytycznej drewniany **kościół**, postawiony w 1949 r. w miejscu cerkwi, z rokokowym ołtarzem z połowy XVIII w. i kryształowym żyrandolem z 1792 r.

W lesie, na północny wschód od Zienek, znajduje się **kurhan** kultury trzcinieckiej „Szwedzka Mogiła”. Jest to kopiec ziemny o średnicy 20 m i wysokości 1,2 m. Kurhan jest miejscem pochówku ludności z II okresu epoki brązu. W jego rejonie w XVII lub XVIII w. ludność unicka założyła swój cmentarz.

W Zawadówce można jeszcze podziwiać bardzo zniszczony drewniany **wiatrak**.

Na terenie objętym mapą znajdują się również dwa cmentarze pogranicza: **cmentarz ewangelicki** w Kol. Kulczyn (najprawdopodobniej z 2. połowy XIX w., na którym zachowały się nagrobki i krzyże z 1. połowy XX w.), oraz drugi, **cmentarz prawosławny** w Andrzejowie (z 1. połowy XX w.), gdzie istnieje również **grodzisko**.

W parku znajdują się liczne ścieżki edukacyjne, szlaki turystyczne piesze, szlaki rowerowe oraz Poleski Szlak Konny. Ścieżki i szlaki wyposażone są w odpowiednią infrastrukturę turystyczną (zadania, miejsca na ogniska, wieże widokowe, schrony ornitologiczne, parkingi, pola biwakowe) i dydaktyczną (tablice edukacyjne, plansze z mapami). Przez tereny bagienne poprowadzono drewniane kładki, umożliwiające bezpieczne poruszanie się.

Łączna długość szlaków turystycznych (pieszych) zaznaczonych na mapie wynosi 181 km, z czego 34 km znajdują się na terenie PPN.

Szlaki piesze

Szlak Pojezierny Południowy (żółty): Urszulin–Zastawie–Bagno Bubnów–Karczunek–Serniawy (w obszarze mapy 19 km);

Szlak Krawędziowy PPN (żółty): Załucze Stare (Muzeum PPN)–Wólka Wytycka–Durne Bagno–Włoszkowola (19 km);

Szlak Partyzancki (czerwony): Urszulin–tzw. guz Woli Wereszczyńskiej–Jezioro Karaśne–Wujek–Muzeum PPN w Załuczu Starym–Piaseczno (w obszarze mapy 35 km);

Szlak Bagna Bubnów (czerwony) (przy kompleksie Bagna Bubnów): Zastawie–Bartoszycha (11 km);

Szlak Pagórów Chełmskich (zielony): Urszulin–Świerszczów (w obszarze mapy 13 km);

Szlak Pojezierny Północny (niebieski): Pieszowola–Wytyczno–Krowie Bagno (w obszarze mapy 21 km);

Szlak Centralny Pojezierza (niebieski): Urszulin–Włodawa: Urszulin–Wereszczyn–Świerszczów–Jezioro Uściwier–Muzeum PPN w Załuczu Starym–Stary Orzechów (w obszarze mapy 52 km);

Szlak historyczno-przyrodniczy Nałęcz (czarny): Górki–Jamniki (7,5 km);

Szlaki łącznikowe (czarne): Zawadówka (2,5 km) i Pieszowola (1 km).

Ścieżki edukacyjne

Ścieżka Dąb Dominik: początek przy drodze Urszulin–Sosnowica we wsi Łomnica, prowadzi nad Jezioro Moszne; ukazuje różne typy lasów oraz torfowisko przejściowe (2,5 km, dłuższy wariant 3,5 km);

Ścieżka Perekhod: Pieszowola–stawy; ścieżka o charakterze ornitologicznym (ok. 5 km);

Ścieżka Sławy: Muzeum PPN w Załuczu Starym–Jezioro Łukie; prezentuje różne typy lasów i łąk oraz torfowisko przejściowe (ok. 3,5 km);

Ścieżka Żółwik: jest zlokalizowana na terenie Ośrodka Dydaktyczno-Muzealnego PPN w Żaluczu Starym; przeznaczona dla dzieci; prezentuje życie żółwia błotnego, strukturę lasu oraz Ośrodek Rehabilitacji Zwierząt (ok. 0,5 km);

Ścieżka Obóz Powstańcy: ścieżka przyrodniczo-historyczna, początek i koniec we wsi Lipniak (4 km);

Ścieżka Mielitka: ścieżka rowerowa; tworzy pętlę, która zaczyna się we wsi Łowiszów, następnie przebiega przy torfowisku wysokim Durne Bagno, przy stawach w Pieszewoli i wzdłuż rzeki Mielitki do Łowiszowa (21 km).

Szlaki rowerowe, w granicach obszaru mapy, mają łączną długość 84 km, **Poleski Szlak Konny** – 82 km.

SŁOWNIK TERMINÓW

Dolina krasowa – złożona forma krasu powierzchniowego powstała w wyniku linearnego łączenia się sąsiadujących ze sobą wertebów. Łączenie form wertebowych związane jest z obecnością w podłożu uskoku tektonicznego, bądź spełnia ciosowych.

Głaz narzutowy (narzutnik, eratyk) – blok skalny przetransportowany w lądolodzie i osadzony po stopieniu lodu w pewnej odległości od miejsca pobrania. Zwykle są to głazy o dużej odporności na wietrzenie i mechaniczne rozdrobnienie (pochodzące ze Skandynawii).

Kem – pagórek (często o płaskiej i poziomej powierzchni szczytowej) lub garb o wysokości od kilku do kilkunastu metrów i średnicy kilkuset metrów. Tworzą go warstwowane piaski, mułki i żwiry osadzone w szczelinach przetainowych w obrębie mas lodowych, bądź między sąsiednimi lobami lądolodu, przez wody roztopowe (kem fluwioglacjalny) lub wody stojące (kem limnoglacjalny). Kemy stanowią wyznacznik deglacji arealnej lądolodu.

Kras kredy piszącej – zespół zjawisk związanych z rozpuszczaniem skał węglanowych wykształconych w facji kredy piszącej. Jego specyfika polega na braku typowego dla krasu klasycznego odwodnienia podziemnego, a więc form podziemnych (jaskiń). W wyniku krasu kredy piszącej powstają wertyby (leje krasowe), uwały (obniżenia krasowe), doliny krasowe, popławy (kotliny krasowe), ostańce krasowe (humy).

Morena czołowa akumulacyjna – wzniesienie lub ciąg wzniesień powstających wzdłuż czoła lądolodu w okresie jego stagnacji (postoju). Forma ta jest zbudowana ze żwirów, głazów oraz piasków, rzadziej z glin. W zależności od długości trwania postoju lub ilości wahań krawędzi lądolodu (czoła lądolodu), morena czołowa składa się ze zmiennej liczby wałów i posiada różne rozmiary. Na podstawie analizy rozmieszczenia pagórków moren akumulacyjnych można odtworzyć skomplikowany zarys krawędzi lądolodu, jego poszczególne zasięgi i etapy zanikania (deglacji).

Morena czołowa spiętrzona – wzniesienie lub ciąg wzniesień, forma, której powstanie jest związane z aktywną działalnością lądolodu. Powstaje w wyniku nasunięcia lądolodu na starsze osady, które zostały zaburzone, czyli zakłócony został ich pierwotny układ. Struktura tworzy się poprzez spiętrzenie wskutek zaburzeń glaciektogenicznych.

Niecka deflacyjna – zagłębienie terenu powstałe na skutek wywiewania materiału skalnego (głównie skał luźnych).

Ostaniec – izolowane wzniesienie, zazwyczaj o stromych stokach, powstałe w wyniku selektywnego niszczenia masywu skalnego przez procesy erozyjno-denudacyjne. Stanowi pozostałość starszej powierzchni skalnej, w większości już zdegradowanej.

Oz – wydłużony, wąski, zwykle kręty wał lub ciąg wzniesień o stromych zboczach i falistej linii brzegowej. Forma jest zbudowana z materiału piaszczysto-żwirowego. Powstaje w wyniku wypełniania pierwotnych tuneli wewnętrznych (inglacjalnych) lub podlodowych (subglacjalnych) przez transportowany przez wody wytopieniowe materiał mineralny. Jego orientacja jest najczęściej prostopadła do czoła mas lodowych.

Pło (spleja) – rodzaj kozucha roślinnego, utworzonego z roślin torfowiskowych, nasuwającego się na toń wodną w formie zarastającego brzegu, względnie pływającej wyspy. Powstaje w wyniku odrywania się zbiorowisk roślinnych od brzegu jeziora.

Sandr – równina akumulacji wodnolodowcowej w formie rozległego, płaskiego stożka napływowego, zbudowanego z piasków i żwirów osadzonych przez wody pochodzące z topnienia lądolodu. Formowana jest na przedpolu mas lodowych podczas wycofywania się lub postoju lądolodu.

Torfowisko – obniżenie terenu wypełnione torfami; typ mokradeł, siedlisk silnie uwodnionych z rozwijającą się specyficzną roślinnością (m.in. turzycy, trzciny, mchy torfowce). Ze względu na rodzaj gospodarki wodnej wyróżnia się trzy typy torfowisk: niskie, przejściowe i wysokie.

Torfowisko niskie – torfowisko, które jest zasilane wolno przepływającymi, bogatymi w sole mineralne wodami gruntowymi lub powierzchniowymi. W zależności od zysności wód rozwijają się określone (eutroficzne lub mezotroficzne) zbiorowiska roślin torfotwórczych. Na torfowiskach o wysokim poziomie wód gruntowych (m.in. w płytkich partiach zbiorników wodnych, wypływających często w wyniku akumulacji osadów jeziornych) rozwijają się szuwały trzcinowe. Torfowiska o niższym poziomie wód gruntowych porastają zbiorowiska turzyc wysokich.

Torfowisko przejściowe – torfowisko o charakterze pośrednim. Powstaje w wyniku odcięcia dopływu wód gruntowych lub zarastania ubogich w składniki mineralne jezior dystroficznych, często stanowi obrzeża torfowisk wysokich.

Zasilane jest głównie ubogimi w sole mineralne wodami opadowymi, przy niewielkim udziale przepływu wód powierzchniowych i gruntowych. Występują na nich zazwyczaj zbiorowiska mszysto-turzycowe.

Torfowisko wysokie (mszar) – torfowisko, którego głównym źródłem zaopatrywania w wodę są opady atmosferyczne (tzw. ombrofilna gospodarka wodna). Rozwojowi tego typu torfowisk sprzyja występowanie w podłożu utworów słabo przepuszczalnych. Powstają również w wyniku narastania złóż torfowisk niskich bądź przejściowych, po przerwaniu przez nagromadzony pokład torfów kontaktu korzeni roślin z zasobną w składniki mineralne wodą gruntową. Słabe zmineralizowanie wody opadowej warunkuje rozwój oligotroficznych zbiorowisk roślinnych z mchami torfowcami. W końcowym stadium ich rozwoju wykształcają się bory bagienne.

Uwał – złożona forma krasowa, powstająca w efekcie połączenia kilku sąsiadujących ze sobą wertebów krasowych. Jej wielkość jest zróżnicowana, od kilku do kilkuset metrów. Zarys formy jest nieregularny i odzwierciedla wielkość i kształt tworzących ją form elementarnych. Dno uwału wypełniają osady biogeniczne i mineralne.

Werteb – elementarna forma powierzchniowa krasu kredy piszącej. Jest to niewielkie bezodpływowe zagłębienie, owalne lub eliptyczne w zarysie, o średnicy zazwyczaj kilkudziesięciu metrów i głębokości nieprzekraczającej 5 m. Dno formy jest wypełnione najczęściej przez serię osadów mineralnych (mułków i piasków) i/lub biogenicznych (gytii i torfów). Powstaje w wyniku selektywnego rozpuszczania węglanu wapnia. Gęstość form wertebowych może w niektórych obszarach przekraczać 100 form/km².

Wysoczyzna polodowcowa (morenowa) – rozległy, nieco wzniesiony, wyrównany lub lekko falisty, obszar utworzony z osadów lodowcowych i niekiedy wodnolodowcowych. Powierzchnia wysoczyzny może być urozmaicona pagórkami i obniżeniami bezodpływowymi, powstałymi podczas nierównomiernego wytapiania się materiału (gliny) z lądolodu.

Zagłębienie deflacyjne – obniżenie terenu o zróżnicowanej powierzchni i kształcie, na ogół płytke, powstałe w wyniku wywiewania materiału piaszczystego przez wiatr (deflacja).



Stawy w Pieszewoli (fot. A. Różycki)

LITERATURA

- Bałağa K., 2003 – Hydrological changes in the Lublin Polesie during the Late Glacial and Holocene as reflected in the sequences of lacustrine and mire sediments. *Stud. Quatern.*, 19: 37–53.
- Bałağa K., Dobrowolski R., Rodzik J., 2002 – Lithostratigraphic record of the development of Lake Karaśne (Lublin Polesie, E Poland). *Limnological Review*, 2: 5–14.
- Bałağa K., Dobrowolski R., Rodzik J., 2006 – Późnoplejstocenska i holocenska ewolucja torfowiska Durne Bagno (Polesie Lubelskie). *Prz. Geol.*, 54, 1: 68–72.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1979 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy wraz z Objasneniami (1981). Inst. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1981 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kołacze wraz z Objasneniami (1982). Inst. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1985 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sawin. Inst. Geol., Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1985 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sosnowica. Inst. Geol., Warszawa.
- Harasimiuk M., Szwajgier W., 1996 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Siedliszcze. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cebrykow P., Grzechnik L., Kałamucki K., 2001 – Poleski Park Narodowy. Mapa turystyczna 1:50 000. Wyd. Kartpol, Lublin.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985 – Słownik geologii dynamicznej. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kondracki J., 2009 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Radwan S. (red.), 2002 – Poleski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza. Lublin, 2002.
- Trembaczowski J., 1960 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kaplonosy. Inst. Geol., Warszawa.

