

Park Narodowy „Ujście Warty” (PNUW) utworzono w 2001 roku w celu ochrony przyrody, głównie obszarów siedliskowych rzadko spotykanych ptaków. Już w 1977 r. powstał w tym miejscu rezerwat przyrody „Słońsk”, a od 1996 roku obszar wraz z otuliną objęto ochroną w ramach Parku Krajobrazowego „Ujście Warty”. Powierzchnia całkowita Parku Narodowego wynosi 8074 ha, natomiast jego otuliny 10 454 ha (stan na 31.12.2012 r.).

W 2004 roku teren Parku objęto ochroną w ramach programu Natura 2000 „Ujście Warty” o kodzie PLC 080001. Oznacza to, że w tych samych granicach wyznaczono obszar specjalnej ochrony ptaków – OSO oraz specjalny obszar ochrony siedlisk – SOO o powierzchni 33 297 ha. Obszar ten jest miejscem występowania niemal 80 gatunków ptaków z listy stanowiącej Załącznik nr 1 Dyrektywy Ptasiej, z czego 40 to gatunki lęgowe. Ze względu na znaczną liczbę i różnorodność ptaków, teren całego Parku w 2004 r. objęto konwencją RAMSAR, co oznacza, że jest wpisany do rejestru chronionych obszarów wodno-błotnych mających międzynarodowe znaczenie, zwłaszcza jako obszar występowania ptactwa wodnego.



Rozlewiska przy Wale Wschodnim w okolicach stacji pomp w Słońsku (fot. J. Relisko-Rybak)

Klimat Parku Narodowego „Ujście Warty” jest przejściowy z przewagą oceanicznych mas powietrza. Charakterystyczne dla tego obszaru jest częste występowanie okresów pochmurnych, które przekraczają 200 dni w roku. Opady atmosferyczne wynoszą 500–550 mm rocznie, z czego ok. 250 mm przypada na 4 miesiące (od maja do sierpnia). W tym okresie duża część Parku jest zalana wodą (w tym niektóre szlaki). Okresem najuboższym w opady jest zima, a czas utrzymywania się pokrywy śnieżnej nie przekracza 25 dni. Średnie roczne temperatury powietrza wynoszą 7–9°C.

Siedziba Dyrekcji Parku Narodowego „Ujście Warty” znajduje się w Chyrzynie. Adres: Park Narodowy „Ujście Warty”, Chyrzyno 1, 69-113 Górzycza; tel. 95 752 40 27; fax 95 752 40 16; e-mail: sekretariat@pnujsciewarty.gov.pl, www.pnujsciewarty.gov.pl. Czynny w dni robocze, w godzinach: 7.30–15.30.

Główna działalność edukacyjna jest prowadzona w siedzibie Parku w **Ośrodku Edukacyjnym w Chyrzynie** oraz w terenie na ścieżkach przyrodniczych. Do najważniejszych jej form należą zajęcia i warsztaty przyrodnicze dla dzieci i młodzieży szkolnej. Tematy zajęć obejmują głównie walory przyrodnicze, kulturowe oraz najważniejsze problemy dotyczące ochrony Parku.

Przy siedzibie Dyrekcji Parku Narodowego „Ujście Warty” znajduje się niewielki Ogródek Dydaktyczny „**Przyrodniczy Ogród Zmysłów**”, w którym większość z 14 funkcjonujących obecnie przystanków edukacyjnych zaprojektowano w formie interaktywnych zabaw. Ogródek częściowo dostosowano do potrzeb osób niepełnosprawnych, w tym niewidomych, dla których przygotowano tablice z napisami w języku Braille’a.

WALORY PRZYRODNICZE

Szata roślinna. Roślinność Parku Narodowego „Ujście Warty” jest ściśle uzależniona od stosunków wodnych, morfologii, a także osadów budujących powierzchnię terenu. Szatę roślinną stanowią zbiorowiska typowe dla zagospodarowanych rolniczo dolin dużych nizinnych rzek. Pierwotnie tereny te porastały głównie lasy łęgowe (łęgi wierzbowe i jesionowo-olszowe), jednak w wyniku prowadzonych od 1767 roku prac melioracyjnych i wylesienia terenu, powstały tu rozległe, otwarte ekosystemy łąk, pastwisk, turzycowisk i trzcinowisk.

Pozostałością po pierwotnej roślinności są zarośla wierzbowe, zbiorowiska lasów łęgowych przy korycie Warty oraz pojedyncze stare wierzy i wiązy. Charakterystyczne są również zbiorowiska szuwarowo-oczeretowe, z takimi przedstawicielami jak: moczga trzcinowata, manna mielec czy turzycza zastrzona; zbiorowiska roślin wodnych z rzęsą drobną i garbatą oraz zespoły lilii wodnych, a także roślinność jednoroczna (uczepty, rdesty i rzepień włoski). Obecnie przeważającą część powierzchni Parku zajmują torfowiska. Dzięki nim panują tu specyficzne warunki, w których występuje wiele gatunków roślin, będących rzadkością na innych obszarach Polski.

Na terenie Parku można podziwiać liczne rośliny, które są objęte całkowitą ochroną, takie jak: kukułka krwista, listera jajowata, arcydzięgiel litwor, nasięźrzał pospolity, salwinia pływająca, włosienicznik wodny i skąpopręcikowy; rośliny rzadkie, zaliczone do zagrożonych lub ginące w skali kraju, takie jak: groszek błotny, wilczomlecz błotny, starzec bagienny, rdestnica szczeciolistna czy przetacznik wodny. Charakterystyczne dla Parku jest również to, że w przeciwieństwie do innych parków narodowych, na jego obszarze brak jest swartego kompleksu leśnego. Jedynie w północnej części Parku znajduje się niewielkie, stanowiące zaledwie 1% jego powierzchni, siedlisko łęgu jesionowo-olszowego z dominującą olszą czarną.

Świat zwierzęcy. Fauna Parku to nie tylko bardzo liczne ptaki, które są jego głównym walorem i bogactwem, ale także rzadko spotykane gatunki płazów, gadów i ssaków. Dzięki specyficznym warunkom hydrologicznym (starorzeczka) oraz działalności człowieka (melioracja, stare kanały odwadniające, wycinka lasów, wypas zwierząt) w Parku zaobserwowano ponad 270 gatunków ptaków, z czego ponad 170 ma tutaj swój teren lęgowy. Część z nich to gatunki rzadkie lub zagrożone wyginięciem. Aż 39 gatunków występujących na obszarze Parku znajduje się w wykazie gatunków zagrożonych (Polska Czerwona Księga Zwierząt), a trzy gatunki są zagrożone wyginięciem w skali światowej (wg BirdLife International). Są to: wodniczka, derkacz i bielik. Liczne czasownie obserwacyjne umożliwiają oglądanie kilku gatunków kaczek, gęgaw, ohara, perkozów, łabędzi, a czasem również ptaków siewkowych, błotniaków, krogulców, jastrzębi, orlików krzykliwych i bielików. Najbardziej znanym i liczным przedstawicielem ptaków jest gęś zbożowa, widniejąca również w logo PNUW.

Spośród ptaków związanych ze środowiskiem wodnym można napotkać żaby (brunatna, śmieszka, zielona, wodna), kumaki nizinne oraz ropuchy (szara, zielona, paskówka). Gady są reprezentowane przez zaledwie cztery gatunki: zaskrońce, padalce i jaszczurki (zwinka i żyworodna). Do największych ssaków należą jelenie i sarny. Można też obserwować wybudowane przez bobry tamy na rzekach. Występują tu również: rzęsorki rzeczki, kuny, gronostaje, tchórze, piżmaki, karczowniki ziemnowodne i wydry. Zagrożeniem dla przyrody Parku są gatunki obce – norki amerykańskie i szopy pracze.



Krajobraz Parku w okolicach Przyborowa
(fot. J. Relisko-Rybak)



Stado gęgaw w okolicach Kanału Postomia, Południowa część PNUW (fot. J. Relisko-Rybak)

RZEŻBA TERENU

Park Narodowy „Ujście Warty” jest położony w obrębie Kotliny Gorzowskiej, która wchodzi w skład Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, od północy ograniczonej wysoczyznami Równiny Gorzowskiej, od południa wysoczyznami Pojezierza Łagowskiego, a od zachodu Kotliną Freienwaldzką. Na obszarze Parku szerokość pradoliny przekracza 8 km. Obecnie Warta ma względnie prosty, uregulowany bieg, a sieć mniejszych cieków i jezior na południe od jej koryta jest w znacznej części pozostałością po dawnej sieci hydrograficznej sprzed jej regulacji, rozpoczętej w drugiej połowie XVIII wieku. W tym czasie Warta rozlewała się na całą dolinę, płynąc licznymi korytami, rozdzielonymi wieloma wyspami, a jej ujściowy odcinek był prawdziwym labiryntem cieków wodnych. Warta miała charakter rzeki anastomozującej, uchodziła do Odry kilkoma korytami bezpośrednio na południe od istniejących do dziś ruin twierdzy Kostrzyn. Prace regulacyjne prowadzone od czasów panowania Fryderyka Wielkiego, obejmowały karczowanie drzew,

przekopanie nowego, ujściowego odcinka Warty, obwałowanie brzegów Warty oraz meliorację obszaru. Miało to na celu przygotowanie dolin rzecznych z jednej strony do zasiedlenia i rolniczego wykorzystania, a z drugiej – do ochrony przeciwpowodziowej. Współczesne koryto Warty jest więc przekopem o ściśle określonych parametrach (szerokość 80–100 m, głębokość 3 m) wymuszającym samooczyszczanie kanału z osadów rzecznych. Ujście Warty – znajdujące się 3 km na północny zachód od granicy Parku – jest miejscem szczególnym. Odprowadza wody z całego dorzecza, którego powierzchnia stanowi 17% powierzchni kraju, a objętość wód wynosi 6,780 mld m³/rok (przy średnim przepływie 215 m³/s). Ujście Warty do Odry jest więc ważnym węzłem hydrograficznym nie tylko w skali Polski, ale i Niżu Europejskiego.

Rzeźba terenu PNUW została ukształtowana przez zróżnicowane procesy trwające od zlodowacenia Warty do chwili obecnej (fig. 1). Duży wpływ na morfologię miały przede wszystkim procesy lodowcowe, wodnolodowcowe, rzeczne, eoliczne, denudacyjne i współcześnie przebiegające procesy akumulacji organicznej.

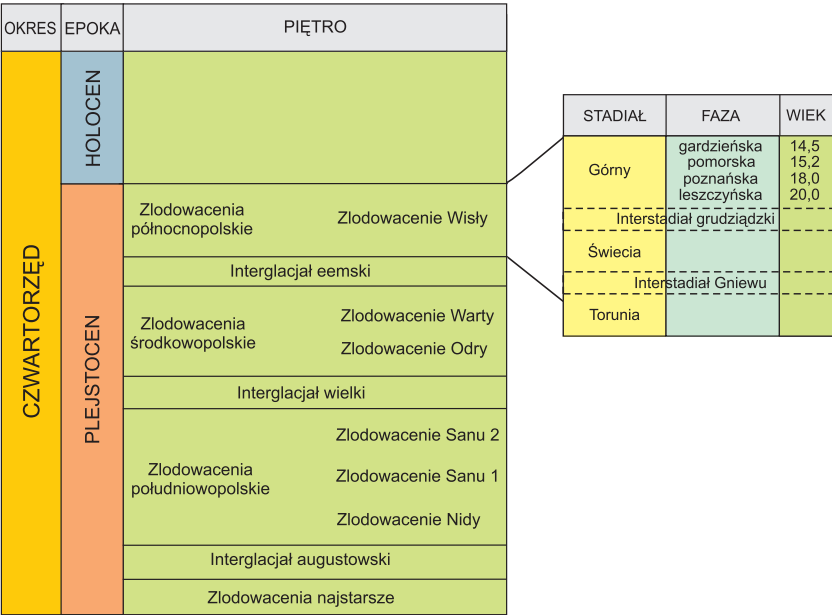


Fig. 1. Podział stratygraficzny czwartorzędu (zestawiła J. Relisko-Rybak)

Dolina Warty powstała w wyniku wieloetapowych i niezwykle dynamicznych procesów geologicznych, zachodzących w czasie ostatniego zlodowacenia (Wisły). 15 tys. lat temu, po ustąpieniu lądolodu, który znajdował się na północ od dzisiejszego obszaru Parku, rzeźbę doliny kształtowały wody wypływające na przedpolu lądolodu. Dolina Warty o przebiegu równoleżnikowym i dolina Odry o przebiegu południkowym tworzyły potężny węzeł hydrograficzny, odprowadzający wody płynące od czoła lądolodu oraz z obszaru Odry oraz Wisły. Potężna pradolina odprowadzała wody najpierw w kierunku południowo-zachodnim, a następnie zachodnim przez bramę Eberswalde (tzw. Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka) do Łaby i dalej do Atlantyku. W kolejnym etapie wody były odprowadzane w kierunku północno-zachodnim doliną Rędowy (tzw. Pradolina Noteci-Rędowy), żeby ostatecznie zmienić kierunek na północny i trafić do Bałtyku.

Efektem kilkusetapowego rozwoju doliny, trwającego od około 15,2 do 13,5 tys. lat temu, jest ukształtowanie kilku poziomów tarasów nadzalewowych i pradolinnych. Znajdują się one po obu stronach doliny i występują na wysokościach: 13–17 m n.p.m. (1–4 m n.p. rzeki), 23–25 m n.p.m. (10–12 m n.p. rzeki), 30–33 m n.p.m. (17–20 m n.p. rzeki) oraz 40–45 m n.p.m. (27–32 m n.p. rzeki).

Na rozległych piaszczystych powierzchniach tarasów, w warunkach klimatu peryglacialnego (zimnego i suchego), tworzyły się wydmy śródlądowe. Roślinność, która z czasem rozwinęła się na tych wydmach, utrwaliła ich rzeźbę. Przykładem są wydmy koło Sarbinowa (pkt geologiczny nr 1), Czarnowska Górka (pkt geologiczny nr 8), czy pozostałości pola wydmowego przy Jeziorze Radachowskim.



**Odsłonięcie piasków wodnolodowcowych
w krawędzi wysoczyzny (fot. J. Relisko-Rybak)**



**Warta na wysokości przeprawy promowej w Kłopotowie
(fot. J. Relisko-Rybak)**



**Wypas bydła na polderze zalewowym jako przykład
ochrony czynnej (fot. J. Relisko-Rybak)**

na terenie zalewowym, na którym wahania dochodzą do 4 m w ciągu roku, osiągając najwyższe wartości w miesiącach wiosennych (marzec i kwiecień). Tereny zalewowe mogą zgromadzić 121 mln m³ wody, pełnią więc funkcję przeciwpowodziową. W celu jej zachowania są prowadzone działania związane z ochroną czynną przez pokrycie dna doliny roślinnością. Głównymi sposobami mającymi na celu przeciwdziałanie niekorzystnym zmianom siedliskowym jest wypas bydła i koszenie łąk, jednak mogą być one prowadzone dopiero po zakończeniu sezonu lęgowego.

Obszar położony na północ od Parku to wysoczyzna o dość wyrównanej powierzchni, wznosząca się na wysokość 71 m n.p.m. Występują tu głównie gliny zwałowe, pozostawione przez łądolód najmłodszego zlodowacenia (Wisły). Liczne zagłębienia wytopiskowe, porośnięte lasem śródlądowe pola wydmore, kemy, rynny polodowcowe miejscami wypełnione wodami jezior oraz opadająca ku dolinie Warty stroma 40-metrowa krawędź urozmaicają rzeźbę wysoczyzny. W strefie tej znajdują się również suche dolinki o głębokości do 25 m, u których wylotu znajdują się piaszczyste stożki napływowe. Od południowego zachodu wysoczyzna łagodnie opada ku dolinie Warty.

Tereny znajdujące się na południe od Parku to rozległe, zalesione, piaszczysto-żwirowe tarasy rzeczne (wydzielenia geologiczne nr 7–9 na mapie), w których obrębie występują niewielkie obszary wydmore. Tarasy te są rozcięte doliną Lenki, o przebiegu SE–NW.

W południowej części obszaru mapy znajduje się niewielki fragment wysoczyzny, położonej na zapleczu moren czołowych fazy poznańskiej. Linia moren czołowych tej fazy przebiega w odległości ok. 1–2 km w kierunku południowym od granicy mapy. Gliniastą powierzchnię wysoczyzny charakteryzują wysokości od 35 do 69 m n.p.m.

Krajobraz Parku ma obecnie charakter zatorfionego obniżenia porośniętego podmokłymi turzycowiskami, łąkami oraz zaroślami wierzbowymi. Obniżenie to jest poprzecinane starorzeczami, licznymi kanałami, fragmentami dróg i grobli. Powierzchnia terenu w samym Parku jest niemal zupełnie płaska – wysokości wahają się między 11 m n.p.m. w części zachodniej a ok. 15 m n.p.m. w części wschodniej. Przepływająca przez środek Parku Warta stanowi naturalną granicę między dwoma głównymi obszarami: Polderem Północnym oraz terenem zalewowym nazywanym również Kostrzyńskim Zbiornikiem Retencyjnym. Polder Północny jest oddzielony od bezpośredniego oddziaływania wód Warty wałem przeciwpowodziowym, który przebiega równoległe do jej koryta. Poziom wód jest tam niższy i bardziej stabilny niż

Najstarsze rozpoznane osady na omawianym obszarze to skały **permie** reprezentowane przez piaskowce, sól kamienną, wapień i dolomity. W osadach tych występują złoża ropy naftowej i gazu ziemnego. Leżące powyżej **utwory mezozoiczne (trias, jura, kreda)**, o miąższości około 2000 m,

to przede wszystkim morskie utwory węglanowe (wapień, margle i dolomity) (fig. 2). Tworzyły się one od 250 do 66 mln lat temu w międzykontynentalnym zbiorniku morskim, rozprzestrzeniającym się na obszarze całej monokliny przed-sudeckiej. Strop utworów kredy jest dość wyrównany i występuje na głębokości ok. 150 m. Powyżej leżą utwory **kenozoiczne – paleogenu, neogenu oraz czwartorzędu**. Około 34 mln lat temu – **w paleogenie (oligocen)** – nastąpiła transgresja morska, w trakcie której były akumulowane brunatne i czarne ropy, mułowce oraz piaski z glaukonitem (charakterystycznym zielonym minerałem powstającym w środowisku morskim). Osady ilaste były deponowane w znacznej odległości od wybrzeży, co dowodzi, że morze w tym czasie było bardzo rozległe. Z czasem uległo spłyceniu i ustąpiło, a **w neogenie (miocen)** – około 16 mln lat temu – w rozległych, ale płytkich jeziorach były osadzane piaski, mulki i ropy oraz szczątki organiczne, które w ciągu kolejnych milionów lat uległy przemianom w węgiel brunatny. Takie utwory miocenu są określane jako formacja brunatnowęglowa.

Niezaburzone utwory miocenu, występujące na północ od obszaru Parku, znajdują się na głębokości 30–40 m. Późniejsze procesy – glacytektonika i erozja rzeczna – doprowadziły kolejno do ich wypiętrzenia i odsłonięcia (na wysokości ok. 30 m n.p.m.) w krawędzi wysoczyzny w okolicach Kamienia Małego i Mościzki na północnym skraju otuliny Parku. Są to więc najstarsze osady widoczne na powierzchni terenu (pkt geologiczny nr 4).

Około 2,6 mln lat temu, **na przełomie neogenu i czwartorzędu**, w wyniku powstania i rozwoju sieci rzecznej, doszło do głębokiego rozcięcia osadów neogenu i paleogenu do wysokości ok. 130 m p.p.m. Powstała w ten sposób dolina kopalna o przebiegu równoleżnikowym, w późniejszym okresie wypełniona osadami czwartorzędowymi (fig. 3).

W **plejstocenie** nastąpił okres **złodowaceń** trwający 2,6 mln lat. Nastąpiły wtedy duże zmiany warunków klimatycznych, związane z występującymi cyklicznie złodowaceniami (nasuwaniem się lądolodów skandynawskich) oraz interglacjami (ciepłymi okresami, w czasie których lądolód topniał).

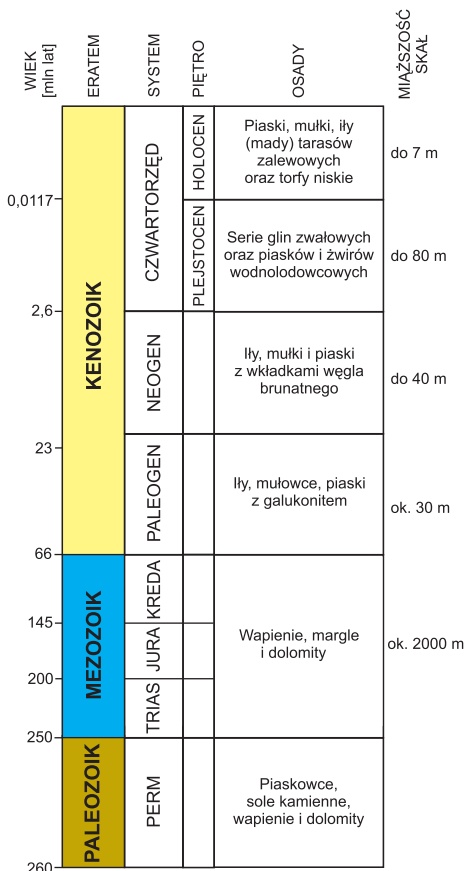


Fig. 2. Schematyczny profil litostratygraficzny w rejonie PN „Ujście Warty” (zestawil T. Żuk)

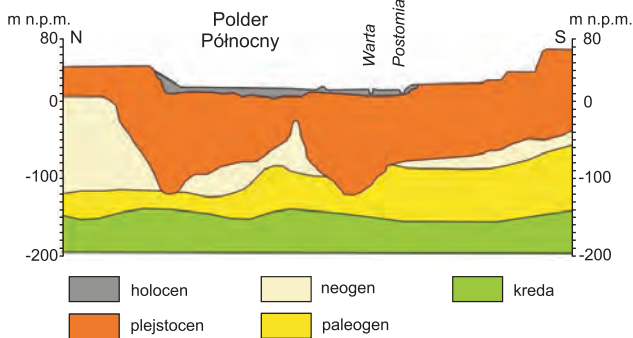


Fig. 3. Uproszczony przekrój geologiczny przez obszar Parku i otaczające tereny

W profilu osadów plejstocenijskich można znaleźć zachowane lokalnie utwory wszystkich zlodowaceń. Nie są one jednak widoczne na powierzchni terenu. Najstarszymi utworami czwartorzędowymi widocznymi na powierzchni terenu są piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz gliny zwałowe związane z obecnością **łądolodu zlodowacenia Warty** (180–130 tys. lat temu). Osady zlodowacenia Warty budują wysoczyzny znajdujące się na północ i południe od obszaru Parku, a ich wychodnie są widoczne w strefie krawędziowej obu wysoczyzn. W samej dolinie Warty utwory lodowcowe podścielają osady holocenu. Serie glin zwałowych i osadów wodnolodowcowych (piasków i żwirów), o łącznej miąższości sięgającej 80 m, wypełniają głęboką dolinę kopalną powstałą na przełomie neogenu i czwartorzęd.

Najmłodsze utwory plejstocenijskie są związane ze stadiałem górnym **zlodowacenia Wisły** (fig. 1). W tym czasie (ok. 20 tys. lat temu) **łądolód** osiągnął okolice Leszna w południowej Wielkopolsce. Następnie topniejący **łądolód** odsłonił obszary, na których po wytopieniu z mas lodowych osadziły się gliny, tworzące powierzchnie wysoczyzn. Okresowe postoje **łądolodu** zaznaczyły się ciągami moren

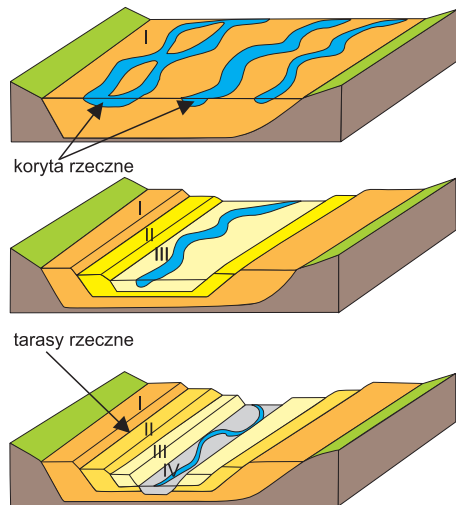


Fig. 4. Schemat powstawania tarasów. Kolorem szarym oznaczono osady współczesnego tarasu zalewowego (T. Żuk)

czołowych i sypanymi na ich przedpolu sandrami oraz pradalinami. W czasie postoju **łądolodu** fazy pomorskiej 15,2 tys. lat temu, na obszarze tym istniała pradolina o szerokości kilkunastu kilometrów, odprowadzająca wody z topniejącego **łądolodu**. Powstały wówczas kolejne, coraz niżej wcięte tarasy (fig. 4). 13 tys. lat temu, przy nisko położonej bazie erozyjnej Bałtyku, Warta i Odra płynęły około 10 m poniżej współczesnego poziomu, głęboko rozcinając złożone wcześniej osady piaszczyste. Osuszone dno doliny było podatne na oddziaływanie wiatru i procesy wydmotwórcze.

Z obecnością **łądolodu** zlodowacenia Wisły na terenie Polski ściśle wiążą się procesy glacytektoniczne. **Łądolód** o miąższości około 3,0–3,5 km w jego centrum (znajdującym się w Skandynawii) był siłą motoryczną mas lodowych, a w związku z tym – głębokiej egzaracji (niszczenia) podłoża. Wydierany z podłoża, a następnie rozdrabniany w czasie transportu materiał skalny był akumulowany na obszarze dzisiejszej Polski. **Łądolód** – przynajmniej lokalnie – zaburzał osady starsze, wypiętrzał je lub porzywał w formie kier. Przykładem takich osadów zaburzonych glacytektonicznie, ale zakorzenio-

nych w podłożu są osady brunatnowęglowe w Mościczkach (pkt geologiczny nr 4).

Osady holocenu zajmują około 85% powierzchni Parku. Są to przede wszystkim torfy torfowisk niskich (fig. 5), zazwyczaj podścielone gytiami. Kompleks ten miejscami osiąga łączną miąższość nawet 6 m. Gytie zalegają głównie w lokalnych obniżeniach terenu, w miejscach występowania zbiorników wodnych. Powstały u schyłku zlodowacenia Wisły i we wczesnym holocenie (ok. 12,5–10,5 tys. lat temu). W profilu osadów najniżej są położone gytie mineralne, następnie mineralno-organiczne i organiczne. Po wypełnieniu niecek gytiami i obniżeniu poziomu wody zaczęły się formować torfowiska niskie (szuwarowe i turzycowiskowe). Akumulacja torfów w ujściu Starej Warty trwa do czasów współczesnych.

Podniesienie wód Bałtyku (ok. 7 tys. lat temu) spowodowało zmniejszenie siły transportowej wód Warty, a co się z tym wiąże – zwiększoną akumulację piasków rzecznych. Podnoszący się poziom



Fig. 5. Rodzaje torfowisk (M. Kucharska)

wód powierzchniowych sprzyjał wzmożonej akumulacji organicznej. Doprowadziło to do powstania na wykształconym podłożu mineralnym (piaszczystym) pokrywy osadów organicznych o wyrównanej powierzchni. Dlatego miąższość torfów jest bardzo zróżnicowana i wynosi od kilku centymetrów do nawet 5 m. Od XVIII wieku, w związku

z działalnością człowieka, krajobraz naturalny został przekształcony. Wały ograniczyły zasięgi corocznych powodzi. Zmniejszyła się w związku z tym akumulacja namulów powodziowych, a także wzrosła powierzchnia torfowisk.

Niewielkie obszary, szczególnie przy korycie Warty, zajmują mady oraz współczesne piaski rzeczne.

PUNKTY GEOLOGICZNE

1. Wydmę śródlądową koło Sarbinowa 14°39'42"E; 52°38'49"N

W północno-zachodniej części obszaru mapy, poza granicami Parku, przy drodze nr 31 między Sarbinowem a Kostrzynem, znajduje się rozległe pole piasków eolicznych, tworzących lokalnie śródlądowe wydmy paraboliczne (fig. 6).

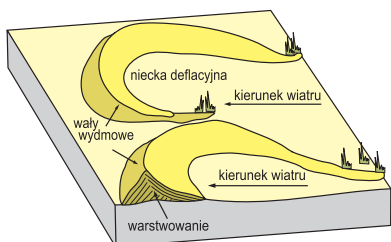


Fig. 6. Schemat powstawania wydmy parabolicznej (T. Krzywicki, M. Krzeczynska)

Główna faza wydmotwórcza wystąpiła u schyłku zlodowacenia Wisły (ok. 14,5–10,0 tys. lat temu), po ustąpieniu lądolodu i obniżeniu się poziomu wód płynących pradoliną, w warunkach pustyni polarnej (klimat peryglacjalny). W tych warunkach obszar wysoczyzny powstały w czasie zlodowacenia Wisły był pozbawiony roślinności. Przeważające wiatry zachodnie i północno-zachodnie wywiewały materiał osadowy z tarasów piaszczystych doliny Odry i równiny sandrowej znajdującej się ok. 30 km na północny zachód od Parku. Utworzone w ten sposób pola piasków eolicznych w formie nieregularnych pagórków lub wałów

wydmowych i wydm parabolicznych rozdzielonych nieckami deflacyjnymi (zagłębieniami) osiągają wysokości względne od 5 do 10 m. Obszar ten – całkowicie porośnięty lasem sosnowym – rozciąga się na długości ok. 5,5 km i szerokości od 200 m do 2 km. Ciekawostką jest, że w pagórku wydmowym położonym ok. 1 km na południowy zachód od Sarbinowa, piaski wydmy o miąższości 6 m są przewarstwione glebą kopalną, w której znaleziono artefakt dokumentujący obecność człowieka w XVI wieku (440 ±50 lat temu). Na skutek działalności człowieka (możliwe lokalne wylesienie lub pożar) doszło do częściowego rozwiania wydmy i wykształcenia gleby. Warstwa gleby kopalnej została przykryta w kolejnym etapie rozwoju pokrywą piasków wydmy, liczących sobie mniej niż 400 lat.

2. Krawędź wysoczyzny 14°47'23"E; 52°38'53"N

Krawędź wysoczyzny znajdująca się w bezpośrednim sąsiedztwie północnej części otuliny Parku jest krawędzią morfologiczną (utworzoną w wyniku niszczącej, erozyjnej działalności wód rzecznych). Strefa ta jest dobrze widoczna wzdłuż drogi z Kostrzyna do Witnicy w okolicach Kamienia Małego i Mościczek, gdzie zaznacza się stromą 40-metrową krawędzią. Jednymi z najwyższych punktów w bezpośrednim sąsiedztwie strefy krawędziowej wysoczyzny są dwa pagóry kemowe: Wzgórze Siedmiu Dębów (62,6 m n.p.m.) i Góra Palec (pkt geologiczny nr 3) (69,0 m n.p.m.).

Wysoczyzna jest zbudowana z piasków, żwirów i glin zwałowych o miąższości 50–70 m, pozostawionych przez lądolody zlodowaceń Warty i Wisły (ok. 180–15 tys. lat temu). Powierzchnię urozmaicają liczne zagłębienia bezodpływowe wypełnione osadami deluwialnymi (głównie piaskami i żwirami) oraz równiny sandrowe zbudowane z piasków i żwirów.

Odpływ wód pradoliną pozostawiał po sobie osady rzeczne w postaci piasków i żwirów tarasów, a stopniowa erozja wód płynących pradoliną doprowadziła do odsłonięcia w strefie krawędziowej starszych utworów lodowcowych i wodnolodowcowych zlodowacenia Warty.

Strefę krawędziową urozmaicają liczne suche dolinki o głębokościach sięgających nawet do 25 m. Dna dolin są wypełnione kilkumetrową pokrywą piasków i glin deluwialnych (pochodzących ze splukiwania), a u wylotu tych dolinek osadziły się żółte lub szare drobnoziarniste piaski stożków napływowych o miąższości dochodzącej do 5 m.



Krawędź morfologiczna w okolicach Kamienia Małego (fot. J. Relisko-Rybak)

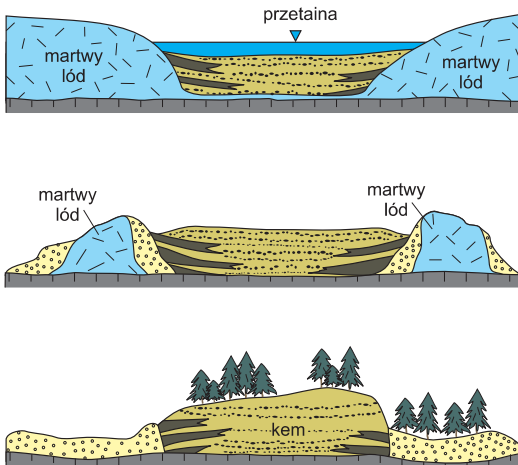


Fig. 7. Schemat powstawania kemu
(K. Pochocka-Szwarc, M. Krzeczyńska)

w czasie przepływów niewielkich i spokojnych, tworzyły się warstwy mułków. Miąższość osadów kemowych budujących tę formę osiąga 15 m. Zbocza kemu są dość strome, ponieważ powstały po wytopieniu podpierających je ścian lodowych, natomiast powierzchnia szczytowa, będąca w przeszłości dnem jeziora lodowcowego, jest wyrównana.

Kem znajduje się w otoczeniu starszych osadów zlodowacenia Wisły (glin zwałowych, piasków, żwirów oraz mułków).

Wzniesienie, choć bardzo zdrzewione, jest malownicze i dobrze widoczne z drogi schodzącej jedną z dolinek rozcinających strefę krawędziową wysoczyzny.



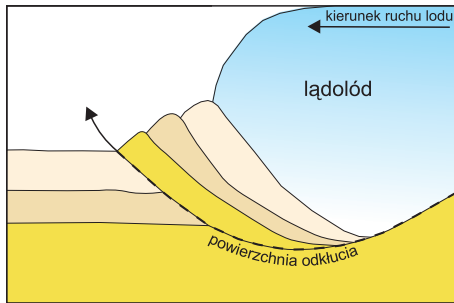
Kem – Góra Palec widoczny z drogi prowadzącej do Kamienia Małego
(fot. J. Relisko-Rybak)

4. Węgiel brunatny w Mościczkach 14°49'08"E; 52°39'52"N

W strefie krawędziowej doliny Warty, w bezpośrednim sąsiedztwie północnej części utołiny Parku, w okolicach Mościczek i Kamienia Wielkiego znajdują się niewielkie (o wysokości ok. 6 m) odsłonięcia utworów miocenijskich. Akumulacja tych osadów zachodziła w zbiornikach jeziornych ok. 16 mln lat temu. Są to białe piaski kwarcowe z domieszką żwiru przewarstwione węglem brunatnym lub czarnym pyłem węglistym (tzw. formacja brunatnowęglowa).

W sąsiadującej dolinie Warty utwory miocenu stwierdzono na wysokości 0 m n.p.m., pod pokrywą osadów plejstocenijskich, podczas gdy wychodnie widoczne w krawędzi wysoczyzny znajdują się na wysokości ok. 30 m n.p.m. Obecność utworów miocenijskich na tym poziomie dowodzi, że były one poddane deformacjom glacytektonicznym. Na skutek obciążenia czaszą lądolodu zlodowacenia Wisły (ok. 18 tys. lat temu), poziomo leżące utwory miocenu oraz zlodowacenia Warty uległy odkłuciu i przemieszczeniu w formie łusek (fig. 8). Samo odsłonięcie utworów miocenu nastąpiło ok. 13 tys. lat temu, w wyniku erozji rzecznej w czasie odpływu wód lodowcowych pradoliną.

Warstwy są stromo pochylone lub postawione pionowo, co wobec kontrastu między brunatną lub czarną barwą węgla brunatnego a jasnymi piaskami i żwirami jest dobrze widoczne w odsłonięciu w Mościczkach.



Zlodowacenie Warty

- gliny zwalowe
- piaski wodnolodowcowe
- Miocen
- formacja brunatnowęglowa



Formacja brunatnawęglowa w odślonięciu w Mościckach (fot. P. Sydor)

Fig. 8. Schemat powstawania deformacji glacytektonicznych w okolicach Mościczek

5. Torfowisko na Polderze Północnym 14°47'37"E; 52°37'31"N

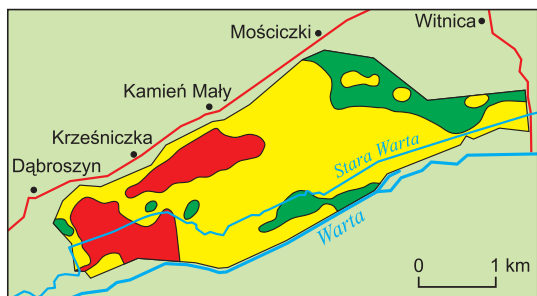


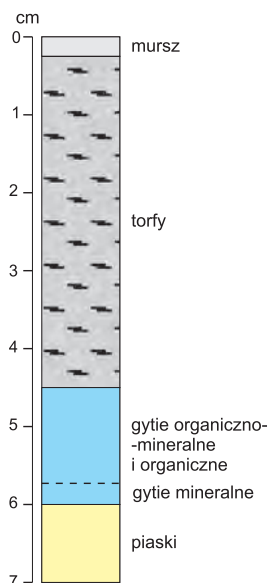
Fig. 9. Miąższość utworów organicznych w obrębie Polderu Północnego (J. Relisko-Rybak, wg R. Malinowski i in., 2008, uproszczone)

Polder Północny to rozległy obszar (ok. 5000 ha) położony na północ od Warty, oddzielony od niej wałem przeciwpowodziowym biegnącym wzdłuż koryta rzeki. Jest to płaska równina o wysokości od 11 do 12 m n.p.m. wypełniona głównie osadami organicznymi – torfami niskimi, mulkami i podścielającymi je gytiami. Gytie występują głównie w lokalnych obniżeniach terenu, które (w czasie późnego glacjału i wczesnego holocenu – 12–11 tys. lat temu) zajmowały zbiorniki wodne. Po wypełnieniu niecek gytia oraz przy obniżeniu poziomu wody zaczęły formować się torfowiska niskie – najczęściej turzycowiskowe (*Magnocaricioni*). Podłoże mineralne stanowią natomiast różnoziarniste piaski. Miąższość torfów na obszarze Polderu Północnego jest mocno zróżnicowana (fig. 9) i wynosi od kilku centymetrów (punkt 5.1) do nawet 5 metrów. Największe miąższości osiągają torfy w części zachodniej i północno-zachodniej Polderu Północnego i wynoszą od 3 do 5 m (punkt 5.2). Podścielające je gytie organiczne i mineralne, leżące bezpośrednio na mineralnym podłożu, osiągają miąższości od 1 do 3 m (fig. 10).



Torfowisko na Polderze Północnym (fot. J. Relisko-Rybak)

Torowiska w przeważającej części charakteryzują się fluwiogenicznym (zasilanym wodami powierzchniowymi), a w strefie brzeżnej doliny – soligenicznym (zasilanym głównie wodami podziemnymi) typem hydrologicznego zasilania. Obecnie na obszarze Polderu Północnego nie występują pro-



cesy zalewowe, a poziom wód jest względnie stabilny i niższy niż na południowym brzegu Warty. Na skutek prowadzonych w połowie XX w. prac melioracyjnych na obszarze Polderu Północnego, mających na celu wprowadzenie intensywnej gospodarki łąkowo-pastwiskowej, nastąpiło znaczne obniżenie poziomu wód gruntowych. Zjawisko to oraz mineralizacja substancji organicznej doprowadziły do murszenia torfów – niekorzystnego zjawiska prowadzącego do niszczenia struktury wewnętrznej torfu i do zatrzymania jego rozwoju. Silne zmurszenie torfów osiąga lokalnie nawet 60 cm. Między Kamieniem Małym a Mościczkami można dostrzec zdegradowane torfowiska, które charakteryzują się silnym przesuszeniem, mocnym pyleniem, a ich powierzchnia pęka, tworząc strukturę koksikową. W efekcie prowadzi to do osiadania (obniżania) torfowiska.

Rozległe obszary torfowisk można podziwiać w czasie spaceru lub przejażdżki rowerowej Bobrową Droga i Żółtą Droga, biegnącymi z okolic Dąbroszyna w stronę Witnicy oraz z wieży widokowej w pobliżu ścieżki edukacyjnej Olszynka.

Fig. 10. Schematyczny profil osadów torfowiska na Polderze Północnym

6. Kraina starorzecz 14°39'38"E; 52°34'18"N

W zachodniej i centralnej części Parku, na obszarze zalewowym o wyrównanej powierzchni dna doliny, znajdują się starorzecza. Dokumentują one etap wielokorytowego przepływu obu rzek (Warty i Odry), który rozpoczął się ok. 7 tys. lat temu. W tym czasie Bałtyk podniósł się do poziomu współczesnego, czego skutkiem było zmniejszenie spadku poziomu wód, szybkości ich przepływu, a tym samym ich siły transportowej. Koryta rzek, mimo że rozdzielone mieliznami, łączyły się licznymi kanałami. Charakterystyczna roślinność łęgowa umacniała brzegi koryt i mielizn tworzących wyspy,



Widok na warciańskie rozlewiska z wieży obserwacyjnej przy siedzibie Parku (fot. J. Relisko-Rybak)

mniej lub bardziej rozległe zależnie od sezonowej zmienności poziomu wód. Takie warunki hydrologiczne panowały do XVIII w., kiedy rozpoczęto na szeroką skalę prace regulacyjne koryta Warty i budowę wałów przeciwpowodziowych.

Widoczne w rzeźbie terenu trwale podtopione stare koryta Warty są rozdzielone zalewanymi w okresie wiosennym mieliznami. Można je także nazwać wyspami międzykorytowymi. Obszar ten obecnie pełni funkcję zbiornika retencyjnego dla wód powodziowych.

Dostęp do tego punktu ze ścieżki edukacyjnej Mokradła jest ograniczony z uwagi na wiosenne wysokie stany wód.

7. Torfianki 14°44'52"E; 52°32'58"N

Torfianki to południowa część rozległych torfowisk doliny Warty, szerokiej w tym miejscu na 7,5 km. Torfowisko to przylega do zwymionych krawędzi tarasu IV, a miejscami „wkracza” na nie lub na mniejsze wydmy śródlądowe i podnóża wydm większych, powodując ich „zatapianie”. Miąższość osadów organicznych wynosi 4 m (fig. 11). Znajdują się one pod pokrywą współczesnych osadów zalewowych. „Torfianki” to potoczna nazwa na określenie wyrobisk po eksploatacji torfu. Pozostałości wyrobisk nie są głębokie i często są wypełnione wodą. Torf urabiano ręcznie do głębokości

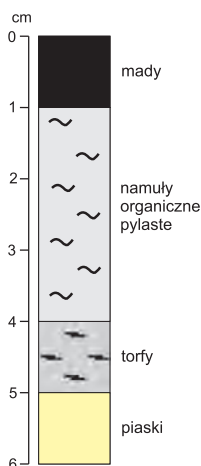


Fig. 11. Schematyczny profil osadów mineralnych na obszarze zalewowym

ok. 1 m p.p. wody i składowano do przesuszenia wstępnego (z 80% do 30% wilgotności) w miejscu wydobycia. Dopiero potem był transportowany do zagród wiejskich do celów opałow. Pryzmy torfu były częścią krajobrazu do połowy XX w. Obecnie odstąpiono od stosowania torfu jako opału, wykorzystuje się go w celach leczniczych (borowina) i ogrodniczych. Nieeksploatowane torfianki szybko zarastają i corocznie wypełniają się osadami mineralnymi (namułami rzecznyymi) i organicznymi (przyrastanie torfów).



Widok na torfianki z wieży widokowej przy Czarnowskiej Górze (fot. J. Relisko-Rybak)

8. Czarnowska Górką 14°45'41"E; 52°32'38"N

Wydmę położoną są m.in. w południowym skraju Parku, na północ od miejscowości Czarnów, przy drodze nr 22 z Kostrzyna do Słońska. Niezwykle malowniczym przykładem jest Czarnowska Górką wznosząca się prawie 20 m ponad otaczające rozlewiska. Wydmę budują piaski eoliczne porośnięte typową roślinnością wydmową, przystosowaną do suchego środowiska. Są to płaty muraw kserotermicznych z gatunkami typowymi dla roślinności stepów południowo-wschodniej Europy. Wydmę utworzyły się w pradolinie w warunkach pustyni glacialnej zanim rozpoczęła się akumulacja organiczna. Osady eoliczne, reprezentowane przez drobnoziarniste, dobrze obtoczone żółte piaski o miąższości dochodzącej do 8 m, leżą bezpośrednio na osadach tarasu pradoliny. Podniesienie zwierciadła wody w dolinie spowodowało rozwój akumulacji organicznej, która wkroczyła na pagóry wydmowe, utworzone na tarasie najniższym (IV) w okolicy Czarnowa i Lemierzyc.



Czarnowska Górką (fot. J. Relisko-Rybak)

W holocenie nastąpiła faza przekształcania wydm, o czym świadczy profil geologiczny wydm w Czarnowie, gdzie północny stok wydm, w wyniku rozwiania, „wkroczył” na przyległe torfowisko (fig. 12).

Wiek torfów przewarstwiających wydmę oznaczono w laboratorium Muzeum Etnograficznego w Łodzi na 5460 ±60 lat temu w spągu i 4830 ±60 lat temu w stropie. Przy Czarnowskiej Górze znajduje się wieża widokowa, z której rozciąga się rozległy widok na Kostrzyński Zbiornik Retencyjny.

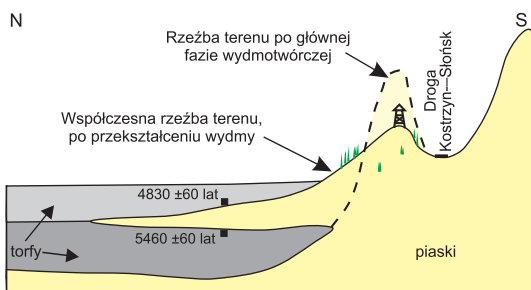


Fig. 12. Schemat przedstawiający rozwój wydmę na pograniczu torfowiska

9. System regulacji warunków hydrologicznych 14°49'01"E; 52°34'59"N

Najmłodszym elementem morfologicznym, czytelnym w rzeźbie Parku, odgrywającym istotną rolę w obecnych warunkach przyrodniczych obszaru Parku, są dwa wały przeciwpowodziowe o łącznej długości ok. 21 km. Są one jednym z elementów olbrzymiego systemu regulacji warunków wodnych, który został zainicjowany w XVIII wieku przez Fryderyka Wielkiego. W tym czasie zakrojone



Stacja pomp w Słońsku
(fot. J. Relisko-Rybak)

na szeroką skalę prace objęły: karczowanie drzew, przekopanie nowego, ujściowego od-cinka Warty, obwałowanie brzegów Warty oraz meliorację obszaru. Miało to na celu przygotowanie dolin rzecznych do zasiedlenia i rolnicze-go wykorzystania oraz do ochrony przeciwpow-odziowej. Mimo tych zabiegów, cofka z Odry prawie co roku sięgała aż do Świerkocina. Na początku XX wieku wzmocniono i podwyższono wały, a dookoła zbiornika retencyjnego zbudowano stacje pomp. Ich funkcją było przepompowywanie wody z okolicznych polde-rów na teren zalewowy. Takie zabytkowe prze-pompownie znajdują się w Słońsku, Warnikach i Chyrzynie.

Wał północny przebiegający równolegle do koryta Warty oddziela Polder Północny od bezpośred-niego oddziaływania wód rzecznych. Poziom wód na Polderze jest dużo bardziej stabilny niż w innych częściach Parku. Wałem tym przebiega ścieżka przyrodnicza Na dwóch kółkach przez Polder Północny, mająca charakter przyrodniczo-historyczny, oraz fragment żółtego szlaku rowerowego Dąbroszyn–Gostkowiec.

Wał Wschodni, prowadzący ze Słońska do Kłopotowa, zbudowany w pewnej odległości od koryta rzeki, jest znakomitym miejscem do obserwacji nadwarciańskich rozlewisk oraz licznych gatunków ptaków.

10. Głaz narzutowy w Lemierzycach 14°54'05"E; 52°34'00"N

Niezwykły okaz granitu różowego znajduje się w pobliżu rezerwatu Dolina Postomii, na południo-wym skraju otuliny Parku przy drodze leśnej biegnącej od drogi nr 22 z Lemierzyc do Słońska. Głaz został przetransportowany przez ładolód ostatniego zlodowacenia (Wisły) ze Skandynawii. Eratyk ten ma ponad 11 m obwodu, 1,3 m wysokości i jest pomnikiem przyrody. Głaz znajduje się na południo-wym obrzeżeniu rezerwatu Dolina Postomii. Rezerwat ten utworzono w celu ochrony lasu nizinnego oraz walorów przyrodniczych południowej krawędzi doliny rzeki Postomii, stanowiącej również kra-wędź pradoliny Warty. Dno doliny zajmują zbiorowiska szuwarowe i łąkowe wraz z zaroślami wierzbo-wymi. Wyższe tarasy zajmują bardzo dobrze wykształcone fragmenty lasów grądowych – jedne z lepiej zachowanych w zachodniej Polsce. Rezerwat jest również ostoją licznych ginących i zagrożonych gatunków roślin i zwierząt.

Głaz nosi nazwę Moritzstein, która została nadana przez miejscową ludność na cześć Mo-ritza von Nassau, mistrza zakonu joannitów, który był fundatorem odbudowy spalonego w 1679 r. kościoła w Lemierzycach. Według miejscowej legendy, w kamieniu znajduje się ślad odbitej podkowy konia baliwa (mistrza zakonnego) joannitów, a jej dotknięcie przynosi szczęście. W XIX wieku, na skutek niezwyklej popular-ności kanclerza Bismarcka, głaz nazwano Bismarckstein, jednak nazwa ta się nie przyjęła. Współczesny napis głoszący „Myśmy tu nie przyszli, myśmy tu wrócili, Lemierzyce 1945” został wykonany przez przybyłych tu pierw-szych osadników wojskowych na początku 1945 r. w celu „oswajania” nowego terytorium.



Głaz narzutowy Moritzstein z pamiątkowym napisem (fot. J. Relisko-Rybak)

WALORY KRAJOZNAWCZE

Park Narodowy „Ujście Warty” jest obszarem niezwykle bogatym w faunę i florę. Niewątpliwą atrakcją jest możliwość obserwacji licznych ptaków: bocianów, czapli, żurawi, perkozów, gęsi gęgaw i wielu innych. Na obszarze Parku można podziwiać grupę 10–15 bielików. Corocznie zimuje tu ok. 3000 łabędzi krzykliwych.



Mury obronne twierdzy Kostrzyn
(fot. J. Relisko-Rybak)

Z obiektów historycznych w pobliższym Kosztrzynie nad Odrą warto odwiedzić **ruiny Twierdzy Kostrzyn** wzniesionej w latach 1537–1568 oraz pobliskie muzeum twierdzy, a także pozostałości po **Starym Mieście**.

Forty Sarbinowo oraz Czarnów to dwa z czterech elementów systemu obronnego twierdzy Kostrzyn.

Godne uwagi są również **zabytkowe przepompownie wody w Warnikach, Chyryźnie i Słońsku** wybudowane na początku XX wieku w celu pompowania wody z polderów po zewnętrznej stronie wałów zbiornika zalewowego. **Pałac w Dąbroszynie** zbudowano w latach 1680–1690 w stylu barokowym i przebudowano na neogotycki. Pałac jest otoczony przez park w stylu romantyczno-angielskim.

W pobliżu zespołu pałacowo-parkowego znajduje się neogotycki kościół zbudowany w latach 1825–1827. **Kościół w Kamieniu Wielkim** wzniesiono na przełomie XIV i XV w., nieopodal niego znajduje się **zespół pałacowo-parkowy** z XVIII/XIX w., w którym obecnie mieści się Ośrodek Pomocy Społecznej. **Kościół w Okrzy** to budowla o konstrukcji ryglowej wzniesiona w latach 1860–1963. **Kościół w Słońsku** zbudowany w latach 1474–1522 to przykład kościoła gotyckiego przebudowanego w stylu neogotyckim. Obok znajdują się **ruiny zamku joannitów**, którego historia jest niezwykle bogata. Ciekawostką Słońska jest również **młyn** położony w dolinie rzeki Lenki. W Witnicy znajduje się jedyny działający na Ziemi Lubuskiej **browar** powstały w XIX w. Dorosłych i dzieci zaciekawi także, podzielony na cztery strefy tematyczne, **Park Drogowskazów i Słupów Milowych Cywilizacji**, w którym zgromadzono urządzenia opisujące rozwój cywilizacji.

Szlaki oznakowane

Międzynarodowy szlak rowerowy R1 – fragment szlaku wodącego z Lubniewic do Niemiec, o długości ok. 11 km, prowadzący z Czarnowa do Kostrzyna drogą nr 22.

Szlak żółty – fragment szlaku rowerowego Dąbroszyn–Gostkowiec o długości 17,5 km, biegnący w większości Wałem Północnym wzdłuż biegu Warty.

Szlak czarny (łącznikowy) – zaczyna się przy zabytkowej Stacji Pomp w Warnikach i prowadzi Wałem Północnym do tzw. Śluzy, gdzie łączy się ze szlakiem żółtym (ok. 3 km).

Szlak derkacza (żółty) – (ok. 21 km) biegnie od Słońska wałem wschodnim, następnie wzdłuż granicy Parku do Budzigniewa i Jamna i z powrotem do Słońska.

Szlak gęgawy (czerwony) – o długości 7 km (wokół Słońska).

Ścieżka przyrodnicza Ptasim szlakiem (zaznaczona w terenie kolorem żółtym) – (ok. 2 km) wiedzie betonową drogą wzdłuż biegu Postomii przez jedno z najbardziej atrakcyjnych w Parku terenów lęgowych ptaków. Na trasie umieszczono trzy tablice informacyjne, wiatę z ławkami, czatownię obserwacyjną oraz platformę widokową.

Ścieżka przyrodnicza Mokradła (zaznaczona w terenie kolorem niebieskim) – (ok. 1 km) biegnie przez zalewowe obszary Obwodu Ochronnego Chyryzno. Jest poświęcona różnorodnym funkcjom, jakie tereny podmokłe spełniają w przyrodzie i w gospodarce człowieka. Przy wysokich poziomach wody może być niedostępna (głównie wczesną wiosną).

Ścieżka przyrodnicza Na dwóch kółkach przez Polder Północny (zaznaczona w terenie kolorem zielonym) – (ok. 30 km) prowadzi przez łąki Polderu Północnego. Jest dostępna przez cały rok. Ma charakter przyrodniczo-historyczny.

Ścieżka przyrodnicza Olszynki (zaznaczona w terenie kolorem czerwonym) – (ok. 3 km) znajduje się na terenie Obwodu Ochronnego Polder Północny. Prowadzi w znacznej części drewnianą kładką przez jedyne na terenie Parku obszary leśne (ols porzeczkowy), ale również przez zbiorowiska ziołorośli, podmokłą łąkę oraz szuwar moczynowy.

Trasy nieoznakowane

I Most–Warta – trasa ma ok. 3 km i jest dostępna jedynie przy niskim stanie wody.

Wałem od Słońska do przeprawy promowej w Kłopotowie – ok. 12 km. Trasa ta jest polecana i dostępna przy wyższych stanach wody. Najlepiej trasę tę przebyć rowerem.

Droga przez Górkę (Przyborów–Oczyszczalnia Ścieków–II Górka) – ok. 3 km. Ścieżka ta jest polecana szczególnie podczas wyższych stanów wody. Wczesną wiosną można zaobserwować kilka gatunków kaczek, gęgawy, ohary czy perkozy.

Bobrowa Droga – trasa ma ok. 3 km (Dąbroszyn).

Artefakt – przedmiot wykonany lub zmodyfikowany przez człowieka, odkryty w czasie badań archeologicznych.

Bryła martwego lodu – fragment lodu pozostawiony przez lądolód w czasie jego recesji (ustępowania). Po stopieniu bryły martwego lodu powstają jeziora wytopiskowe.

Deluwium (utwory deluwialne) – utwory powstałe w wyniku erozji, splukiwania i sufozji przez wody deszczowe osadów (np. zwierzelin, glin czy gleb) zalegających na stokach i zboczach dolin oraz ich akumulacja w niższych partiach, u podnóża stoków lub w obrębie dolin.

Denudacja – bardzo powolne przemieszczanie się osadów zachodzące w miejscach nawet niewielkiego nachylenia powierzchni terenu pod wpływem grawitacji, okresowych opadów atmosferycznych. Prowadzi do powstania dolinek i nisz (denudacyjnych) na ich zapleczu.

Depozycja – akumulacja materiału osadowego. Depozycja może się odbywać w warunkach lądowych i morskich.

Formacja brunatnowęglowa – lądowo-morskie utwory mioceńskie w postaci naprzemianległych warstw piaszczystych, ilastych i pylastych. W osadach tych można znaleźć pokłady węgla brunatnego (charakterystyczne dla miocenu), które nadają szarobrunatne, brunatne lub ciemnobrunatne zabarwienie.

Glacitektonika – deformacje podłoża oraz przedpola lądolodu spowodowane naciskiem strefy krawędzowej lądolodu oraz jego tarciami o podłoże. Klasycznym przykładem deformacji glacitektonicznych są kry lodowcowe (przy zamarniętym podłożu następuje oderwanie i przemieszczenie osadów), fałdy, uskoki i łuski (przy podłożu plastycznym następuje deformacja i wyciśnięcie warstw zakorzenionych). Zaburzenia polegają na przemieszczaniu warstw osadów o różnej litologii (np. piaski, gliny) bądź różnym wieku (np. czwartorzęd, neogen).

Gleba kopalna – gleba powstała w przeszłości, przykryta osadami młodszymi. Z reguły zaznacza się w profilach geologicznych barwą czarną, kontrastującą z jasnymi piaskami.

Gлина zwałowa (glacjalna, lodowcowa) – osad deponowany bezpośrednio przez lądolód, składający się zarówno z iłów i pyłów, jak i piasków, żwirów i głazów.

Głaz narzutowy (eratyk, narzutniak) – względnie obtoczony blok skalny, który został wyerodowany i przetransportowany na znaczną odległość przez lądolód. W Polsce gazy narzutowe zazwyczaj pochodzą ze Skandynawii.

Gytia – ciemnoszary lub brązowy osad organiczny lub organiczno-mineralny (zawierający mułki i ropy) powstający w wyniku rozkładu i osadzania materii organicznej w wodach stojących lub płynących.

Egzaracja – erozja lodowcowa, proces mechanicznego niszczenia skał podłoża w wyniku przemieszczania się lądolodu. Egzaracja polega na wyrzucaniu z podłoża bloków i okruchów skalnych oraz ścieraniu skał podłoża w wyniku przesuwania się lądolodu.

Mady – gleby powstające na równi zalewowej (powodziowej) w wyniku osadzania materii organicznej i osadów drobnoziarnistych (ilastych i pylastych) przez rzeki.

Morena czołowa – wzniesienie lub ciąg wzniesień powstających wzdłuż czoła lodowca.

Murawa kserotermiczna – nieleśne zbiorowisko roślinne o charakterze murawowym lub murawowo-ziółorołowym.

Murszenie torfu – degradacja (wietrzenie) torfowisk na skutek obniżenia poziomu wód gruntowych objawiająca się wysychaniem oraz pękaniem torfu, a w konsekwencji powstaniem murszu.

Ochrona czynna – stosowanie, w razie potrzeby, zabiegów ochronnych w celu przywrócenia naturalnego stanu ekosystemów i składników przyrody lub zachowania siedlisk przyrodniczych oraz siedlisk roślin, zwierząt lub grzybów (wg Ustawy z dnia 16 kwietnia 2004 roku o ochronie przyrody (DzU Nr 92, poz. 880). Ochrona czynna może być stosowana na całości lub części obszarów objętych ochroną (rezerваты, parki).

Osady wodnolodowcowe (fluwioglacjalne) – osady transportowane przez wody roztopowe lądolodu, głównie piaski i żwiry.

Pradolina – szeroka, rozległa dolina rzeczna, która została utworzona przez wody roztopowe lądolodu i przebiegała wzdłuż jego krawędzi. Pradoliny mają przebieg zbliżony do równoległego do czoła lądolodu. Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka miała długość około 450 km, rozciągała się pomiędzy Płockiem i Eberswalde i odprowadzała wodę ze wschodu w stronę Morza Północnego.

Rzeka anastomozująca – rzeka, która na pewnych odcinkach płynie w obrębie łóżyska kilkoma szerokimi, a zarazem płytkimi korytami, na przemian łączącymi się i rozdzielającymi, pomiędzy którymi wznoszą się ławice żwirowe lub piaszczyste.

Sandr – równina akumulacji wodnolodowcowej w formie rozległego, płaskiego stożka napływowego, zbudowanego z piasków i żwirów osadzonych przez wody pochodzące z topniejącego lądolodu, formowana na przedpolu lądolodu w czasie jego topnienia lub postoju.

Stożek napływowy – forma powstała u podnóża stoków w wyniku transportu i akumulacji osadów przez wody płynące i grawitacyjne.

Strefa peryglacialna – obszar o klimacie zimnym bezpośrednio otaczający lądolód.

Struktura koksikowa – struktura utworów glebowych organicznych (tzn. stan połączenia niejednorodnych, elementarnych cząstek stałych gleby), charakterystyczna dla zdegradowanego poziomu murszewego. Ziarna są drobne, twarde, ostrokrawędziste.

Torfowisko – obszar akumulacji organicznej związanej ze wzrostem i obumieraniem roślinności bagiennej (mchów, turzyc, trzcin). Ze względu na źródło zaopatrzenia w wodę są wyróżniane torfowiska wysokie (powyżej zwierciadła wód gruntowych, zasilane przez wody atmosferyczne), przejściowe oraz niskie (zasilane przez wody gruntowe i płynące).

Wydma paraboliczna – wydma w kształcie półksiężyca, litery U lub V o zaokrąglonym wierzchołku, zwrócona wklęsłą stroną pod wiatr, w przekroju poprzecznym asymetryczna.

Wysoczyzna polodowcowa (morenowa) – wyniesiony obszar podścielony osadami lodowcowymi.

Zlodowacenie (glacjał) – okres zmian klimatycznych, które doprowadziły do powstania lądolodów o zasięgu większym niż obecnie.

LITERATURA

- Engel J., Jackowiak B., Kuczyński L., Osiejuk T., 1998 – Plan ochrony Rezerwatu Przyrody „Śłońsk”. Operat ochrony zasobów wodnych, Poznań–Śłońsk.
- Gaczyńska J., Mądrawska-Okołów M., Wypychowska D., 2011 – Na dwóch kółkach przez Polder Północny, Przewodnik po ścieżce przyrodniczej. Park Narodowy „Ujście Warty”, Chryzyno.
- Galon R., 1958 – Wydmym śródlądowe Polski. PWN, Warszawa.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985 – Słownik geologii dynamicznej. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kondracki J., 2009 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- Malinowski R., Meller E., Podlasiński M., 2008 – Wstępna charakterystyka warunków glebowych Polderu Północnego Parku Narodowego „Ujście Warty”. Towarzystwo Ochrony Przyrody Ptaki Polskie, Szczecin.
- Mądrawska M., Wypychowska D., 2004 – Przyrodniczy Ogród Zmysłów. Park Narodowy „Ujście Warty”, Chryzyno.
- Mądrawska-Okołów M., Wypychowska D., 2011 – „Mokradła”, Przewodnik wraz z propozycjami zajęć dla grup szkolnych. Park Narodowy „Ujście Warty”, Chryzyno.
- Piotrowski A., Sochan A., 2002 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Kostrzyn (424). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB. [dokument elektroniczny].
- Piotrowski A., Sochan A., 2002 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Śłońsk (425). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB. [dokument elektroniczny].
- Pawlaczyk P., Wołejko L., Jermaczek A., Stańko R., 2002 – Poradnik ochrony mokradel. Wyd. Lubuskiego Klubu Przyrodników, Świebodzin.
- Tabela stratygraficzna, 2013. International Commission on Stratigraphy. <http://www.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2013-01.jpg>.
- Wojciechowska M., 2009 – Struktura i dynamika flory roślin naczyniowych Parku Narodowego „Ujście Warty”. [Pr. doktor.]. Wydział Biologii UAM, Zakład Taksonomii Roślin, Poznań.
- Wypychowska D., Szymoński P., 2010 – Park Narodowy „Ujście Warty” Oficyna Wyd. Mulico, Warszawa.
- Wypychowska D., 2009 – Ptasim szlakiem, Przewodnik po ścieżce przyrodniczej, Park Narodowy „Ujście Warty”, Chryzyno.
- Zalewski P., 2010 – Parki Narodowe. Polska północna i centralna. Cz. 1. De Agostini, Warszawa.

