

Drawieński Park Narodowy (DPN) jest położony w północno-zachodniej Polsce w prowincji Pojezierza Południowobałtyckiej. Znajduje się na granicy trzech województw: zachodniopomorskiego, lubuskiego i wielkopolskiego. Obszar Parku zawiera się w całości w zlewni rzeki Drawy, która wraz ze swoim dopływem – Płoczną, tworzy charakterystyczny układ w kształcie litery V. Rzeki rozcinają równiny sandrowe, powstałe z piasków usypanych przez wody topniejącego lądolodu spływające ku Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej.

DPN został utworzony 1 maja 1990 r. na terenie Puszczy Drawskiej. Teren Parku był objęty ochroną w ramach rezerwatu Dolina Drawy już od 1974 r. Powierzchnia DPN wynosi 11 532 ha, natomiast jego otuliny – 40 896 ha. Obszary ochrony ścisłej na terenie Parku zajmują łącznie powierzchnię ok. 670 ha, ochrony częściowej – ponad 10 120 ha, a krajobrazowej – ok. 313 ha. W granicach Parku znajduje się ponad 50 obszarów chroniących głównie: kwaśne buczyny, podwodne łąki ramienicowe w jeziorach, fragmenty borów i brzezin bagiennych, wrzosowiska, roślinność źródlisk, szuwały kładowe na podłożu zasobnym w węgiel wapnia, roślinność torfowisk przejściowych i niskich.



Rzeka Drawa (fot. E. Hołubczat)

Zwierzęciem herbowym Drawieńskiego Parku Narodowego jest wydra.

Dyrekcja Drawieńskiego Parku Narodowego znajduje się w Drawnie przy ul. Leśników 2 (tel. 95 768 20 51, www.dpn.pl, e-mail: dpn@dpn.pl).

Punkty informacyjne mieszczą się w **Głusku** (tel. 95 761 38 20, e-mail: pit_glusko@dpn.pl) oraz w **Drawnie (Przystań Wodna)**, ul. Kolejowa 18, 73-200 Drawno, tel. 95 768 23 95, e-mail: przystan@dpn.pl).

WALORY PRZYRODNICZE

Szata roślinna. Na terenie DPN występują 224 zbiorowiska roślinne. Dominującym elementem są tu zbiorowiska leśne, które pierwotnie obejmowały żyzne i kwaśne buczyny, grądy, lasy łęgowe, bory i brzeziny łęgowe. W wyniku intensywnej gospodarki leśnej prowadzonej do lat 90. XX w. obecnie przeważa drzewostan sosnowy. Za najcenniejsze są uważane lasy bukowe w dolinie Drawy – niektóre z rosnących tu drzew należą do najstarszych w Polsce. Zabagnione miejsca porastają olsy, a w dolinach rzek, w partiach regularnie zalewanych wodami rzecznyymi lub w miejscach podsiąkania wód gruntowych, rosną łągi olsowe. Na torfowiskach występują bory i brzeziny bagienne, natomiast wilgotne zagłębienia i brzegi torfowisk zajęły lasy świerkowe. Do drzew najrzadziej spotykanych na terenie Parku należą jarzab brekinia i cis. W Zatoniu znajduje się największy (o średnicy ok. 5 m) i być może najstarszy klon w Polsce – Klon Solarzy, którego wiek szacuje się na 320 lat.



Rosiczka okrągłolistna
(fot. M. Bielatko)

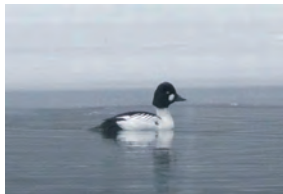
Oprócz lasów znaczącą rolę wśród zbiorowisk roślinnych odgrywają torfowiska i zbiorowiska łąkowe. Występuje tu bogata roślinność torfowiskowa, w tym: żurawina błotna, welnianka, przygielka biała, rosiczki (okrągłolistna, długolistna i przejściowa), czermień błotna, torfowce, mech płonnik, fiołki (błotny i torfowy).

Na terenie Parku można podziwiać liczne rośliny objęte całkowitą ochroną: chamedafne północną, storczyk lipiennik Loesela, kopytnik pospolity, wiciokrzew pomorski, liliję złotogłów i kłoc wiechowatą.

Świat zwierzęcy Parku zadziwia bogactwem gatunków leśnych i bagiennych, w tym rzadko spotykanych gatunków płazów, gadów i ssaków. Wśród ryb dominują gatunki szybko płynących, czystych i dobrze natlenionych wód.



Bielik
(fot. M. Bielatko)



Gąś (fot. M. Stępień)

i wydra. Na terenie DPN można spotkać ok. 160 gatunków ptaków. Najcenniejsze z nich to: bocian czarny, trzcianka, kania (czarna i ruda), bielik, orlik krzykliwy, rybołów, jarząbek, puchacz i włochatka.

RZEŻBA TERENU

DPN w większości znajduje się na Pojezierzu Południowopomorskim, w obrębie mezoregionów Równina Drawska i Pojezierze Wałeckie (fig. 1). W rzeźbie tego obszaru dominuje rozległa równina sandrowa powstała w fazie pomorskiej zlodowacenia Wisły. Równina jest porożciniana przez głębokie rynny subglacjalne, częściowo wykorzystywane przez rzeki Drawę i Płocicznę oraz przez liczne jeziora. Ponad równiną sandrową w morfologii zaznaczają się wzniesienia zbudowane z glin zwałowych, będące pozostałością po wysoczyźnie polodowcowej, a także pagórki kemowe i podłużne wały ozów.

Jak na obszar nizinny, na terenie DPN występują duże różnice wysokości, dochodzące do 50 m. Wysokość wzniesień w najwyższej położonej, północnej części Parku dochodzi do 105 m n.p.m. (okolice jeziora Martew). Powierzchnia obszaru jest łagodnie nachylona ku południowi i opada do 70 m n.p.m.

Równiny sandrowe opadają od 100–110 m n.p.m. w części północnej do 50 m n.p.m. przy krawędzi pradoliny Noteci–Warty. Nisko położona baza erozyjna pradoliny jest przyczyną dużego spadku rzek (0,7–1,0‰) rozcinających równinę sandrową. Dno doliny Drawy przy wyplywie z jeziora Adamowo układa się na wysokości 76,8 m n.p.m., a przy dopływie Płocicznej – 40,2 m n.p.m. Głęboko wcięta rynna Płocicznej ma strome i wysokie zbocza wznoszące się na wysokość 15–20 m, rozcięte licznymi jarami.

Znaczącą rolę w ukształtowaniu obszaru DPN odgrywa rozbudowana sieć hydrograficzna. Obszary wodne (rzeki, jeziora) zajmują ok. 20% powierzchni Parku. Doliny rzeczne są w większości zalesione. Drawa na obszarze Parku charakteryzuje się względnie małą zmiennością przepływu, stosunkowo dużym spadkiem i wartkim nurtem.

Krajobraz Parku został ukształtowany w stadiale górnym zlodowacenia Wisły. Około 33–32 tys. lat temu lądolód fazy leszczyńskiej o miąższości ok. 1500 m wkroczył na obszar Niziny Szczecińskiej, Pojezierza Południowopomorskiego i dalej na południe, sięgając okolic Leszna. Wody płynące pod masą lądolodu złożyły głębokie rynny subglacjalne. W fazie poznańskiej obszar Parku nadal znajdował się pod pokrywą lądolodu. Po jego ustąpieniu odsłoniły się rynny subglacjalne i ozy. Lądolód rozpadał się na bryły martwego lodu, pomiędzy którymi powstały liczne formy rzeźby: kemy, tarasy kemowe i zagłębienia wytopiskowe. Wody odpływające z gwałtownie topniejącego lądolodu przemodelowały system rynien subglacjalnych, tworząc zaczątki jezior. Około 14–15 tys. lat temu lądolód najmłodszej, pomorskiej fazy zlodowacenia Wisły nie wkroczył już na obszar Parku – jego czoło znajdowało się kilkanaście kilometrów na zachód i północ od Drawna. Wody roztopowe odpływające z lądolodu na południe, do doliny Noteci, utworzyły rozległą równinę sandrową, której centralną część zajmuje współczesna dolina Drawy. Pod piaskami wodnolodowcowymi, w obrębie dawnych rynien subglacjalnych, pozostały bryły martwego lodu z fazy leszczyńskiej i poznańskiej, które wytopiły się



Fig. 1. Położenie DPN wraz z otuliną na tle jednostek fizycznogeograficznych (K. Dobracki na podst. K. Kondracki, 2009)

dopiero w końcowym okresie fazy pomorskiej. Głębokie rynny znajdujące się na obszarze DPN zajmują rzeki Drawa i Płociczna oraz liczne jeziora, m.in. Ostrowiec, Płociczno, Sitno i Martew. Kemy, powstałe w wyniku deglacjacji arealnej, występują obecnie w okolicach Drawna, Golina i Jeleni. Po ustąpieniu lądolodu i ociepleniu się klimatu, około 11,7 tys. lat temu, tworzyły się tarasy rzeczne, a w wielu płytkich zagłębieniach wytopiskowych zaczęły powstawać bagna, przekształcające się w torfowiska.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Obszar DPN i jego otuliny jest położony w brzeżnej, północno-wschodniej części niecki szczecińskiej (synklinorium). Jest to jednostka strukturalno-tektoniczna oddzielająca monoklinę przedsudecką od wału (antyklinorium) pomorskiego (fig. 2).

Najstarsze utwory, stwierdzone w profilach głębokich otworów odwierconych w rejonie DPN, pochodzą z permu górnego – cechsztynu (fig. 3). Są to ewaporaty (sole, anhydryty i gipsy) z przerostami iłowców i dolomitów. Miąższość utworów cechsztynu jest bardzo duża – wynosi ponad 2000 m. Występują one na wysokości 1500–2500 m p.p.m. Zróznicowanie powierzchni stropu utworów cechsztynu wiąże się z przemieszczaniem mas solnych w formie wysadów ku górze i wypiętrzaniem leżących wyżej młodszych warstw (procesy tektoniki solnej). W strefie wysadu solnego Drawna utwory solne cechsztynu występują na wysokości 1480 m p.p.m. W wyniku procesów tektonicznych strop młodszych utworów mezozoicznych (margle kredy górnej) jest w rejonie Drawna wyniesiony na wysokość aż 5 m n.p.m.

Powyżej utworów cechsztynu występuje bardzo miąższy kompleks mezozoiczny. Rozpoczynają go utwory triasowe o miąższości ok. 1500 m, powstałe 250–200 mln lat temu. Są to iłowce i mułowce utworzone w głębokim zbiorniku morskim. Po spłyceciu się zbiornika utwory te zostały przykryte przez wapienie i dolomity z anhydrytami i gipsami oraz piaskowce. Kolejny okres ery mezozoicznej – jurę (200–145 mln lat temu) w dolnej części profilu reprezentują piaskowce o miąższości 350–400 m, osadzone w warunkach deltowych płytkiego zbiornika morskiego. W wyniku transgresji morskiej i pogłębienia się zbiornika nastąpiła sedimentacja głębokowodnych mułowców i iłowców z poziomami piaskowców z syderytami. Miąższość tych utworów wynosi 900–1000 m. O kolejnym spłyceciu zbiornika świadczą leżące wyżej górnourajskie osady węglanowe (wapienie i margle z bogatą fauną). Ich miąższość wynosi ok. 300 m, a strop w strefie wysadu solnego Drawna znajduje się na wysokości 275 m p.p.m. Kreda (145–66 mln lat temu) w dolnej części profilu jest

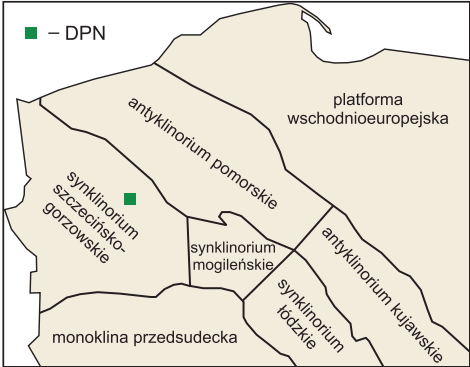


Fig. 2. Położenie DPN na tle jednostek strukturalno-tektonicznych (T. Żuk na podst. P.H. Karnowski, 2008)

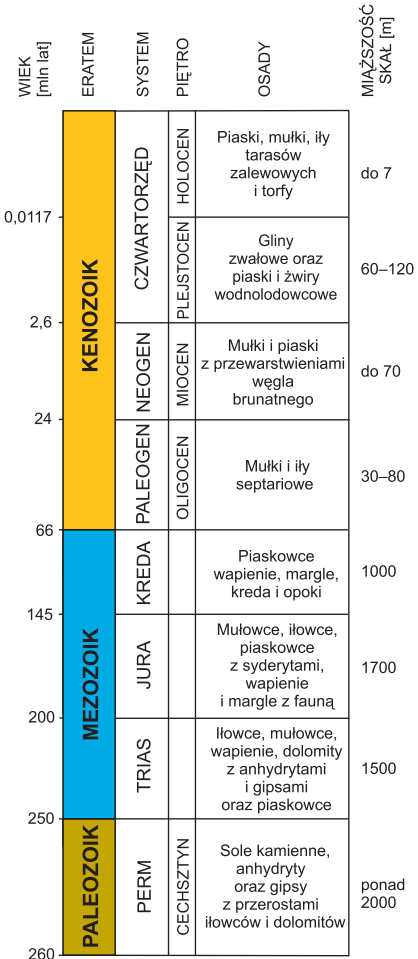


Fig. 3. Schematyczny profil litostratygraficzny rejonu DPN (zestawił T. Żuk)

reprezentowana przez piaski i piaszczowce płytkiego morza, a w części wyższej – przez wapienie, margle, kredę piaszczą i opoki powstałe już w warunkach głębokomorskich. Miąższość tych utworów w wyniku procesów tektoniki solnej i późniejszych procesów denudacyjnych jest bardzo zróżnicowana i osiąga 1000 m.

Bezpośrednio na utworach węglanowych kredy, których strop układa się na wysokości od 5 m n.p.m. do 50 m p.p.m., leżą utwory mułowcowo-iłowcowe (tzw. iły septariowe) oligocenu (34–23 mln lat) o miąższości od 30 do 80 m. Nad nimi znajdują się utwory miocenu (23–5 mln lat). Są one reprezentowane przez osady limniczne powstające w rozległych głębokich jeziorzyskach – piaski i mulki z przewarstwieniami węgla brunatnego. Utwory miocenu o słabo zróżnicowanej powierzchni stropu (różnica wysokości 20–30 m) osiągają miąższość 70 m, a warstwy węgla brunatnego mają łączną miąższość 37,4 m.

Osady czwartorzędowe występujące w profilu geologicznym obszaru DPN są pozostałościami po kolejnych nasunięciach lądolodów – od zlodowaceń południowopolskich: Sanu 1 i Sanu 2 (730–430 tys. lat temu), przez zlodowacenia środkopolskie: Odry i Warty (300–170 tys. lat temu), po zlodowacenie Wisły (115–11,7 tys. lat temu). Całkowita miąższość osadów czwartorzędowych na obszarze DPN i jego otuliny wynosi 60–120 m. Osady starszych zlodowaceń (Sanu 1, Sanu 2, Odry i Warty) zachowały się pod powierzchnią terenu tylko częściowo w północnej części obszaru DPN, a ich miąższość wynosi poniżej 50 m. Osady te zostały zniszczone w wyniku nasuwania się, a następnie ustępowania lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły (fig. 4). Osady zlodowacenia Wisły to gliny występujące na wysoczyznach oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe – w rynnach subglacialnych, ozach i na równinach sandrowych. Wysoczyzny gliniaste to pozostałości po fazie leszczyńskiej (ok. 20 tys. lat temu), przykryte następnie przez osady równiny sandrowej fazy pomorskiej (ok. 12 tys. lat temu). Osady wodnolodowcowe występują również w postaci niewielkich płatów związanych z wytopianiem brył martwego lodu i powstawaniem kemów.

Zlodowacenie Wisły	stadiał górny	faza pomorska	11,7 tys. lat
		faza poznańska	14–15 tys. lat
		faza leszczyńska	17–18 tys. lat
			32–33 tys. lat

Fig. 4. Podział stratygraficzny zlodowacenia Wisły
(R. Dobracki na podst. Marks, 2002
i Piotrowski, 2007)

PUNKTY GEOLOGICZNE

1. Kem – Chomętowska Góra 15°48'30"E; 53°11'45"N

Kemy (fig. 5) występujące na obszarze wysoczyzny morenowej pomiędzy Drawnem a Konotopem tworzą długie, częściowo rozczłonkowane wały o wysokości względnej od kilku do kilkunastu metrów. Długość tych wałów sięga 3 km, a szerokość – 300–500 m. Formy te powstały podczas ustępowania lądolodu fazy pomorskiej. Przebieg wałów układa się wzdłuż linii NW–SE i jest zgodny z przebiegiem dolin rynnowych rzek Drawy i Słopicy, okalających ostaniec wysoczyzny morenowej.

Kem Chomętowska Góra znajduje się pomiędzy Drawnem a Barnimem na wysokości Podegrodzia. Jest to wydłużony pagórek o orientacji NW–SE. Długość wału wynosi 2 km, a jego kulminacja znajduje się na wysokości 107,6 m n.p.m. (15–20 m powyżej powierzchni wysoczyzny). Kem jest zbudowany z drobnopiaszczystych, dobrze przemytych i wysortowanych. W obrębie piasków występują soczewki mulków i żwirów drobnookruchowych. Na stokach formy występują cienkie pokrywy glin spływowych. Dolna część stoków jest stroma i odpowiada strefie kontaktu z bryłą martwego lodu.

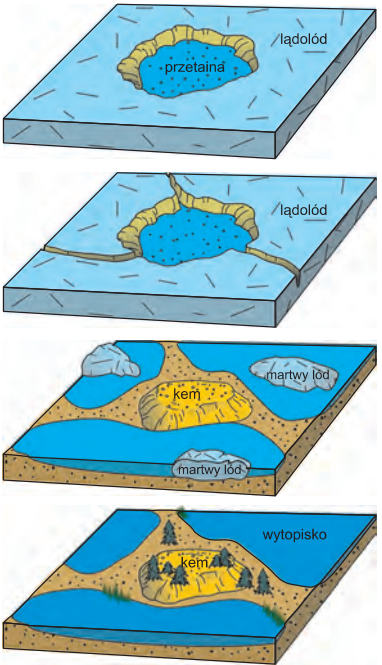


Fig. 5. Schemat powstawania kemu
(K. Pochocka-Szwarc, M. Zrzeczyńska)

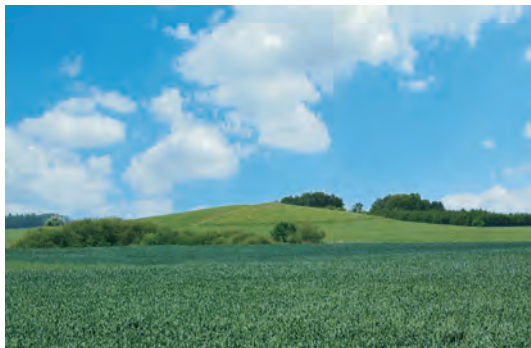
2. Kem – Lisia Góra 15°49'05"E; 53°11'16"N

Kem Lisia Góra znajduje się na SE od Chomętowskiej Góry. Jego wysokość wynosi 101 m n.p.m. Kem jest zbudowany z drobnowarstwowych piasków z wkładkami mułków piaszczystych. U podstawy stoków zachowała się cienka pokrywa glin spływowych oraz pojedyncze glazy i otoczaki.

3. Źródło basenowe

15°47'10"E; 53°10'50"N

Na NW od Barnimia, na piaszczysto-żwirowym skłonie równiny sandrowej, na wschodnim brzegu Drawy (ok. 30 m od rzeki i ok. 10 m powyżej lustra wody w rzece) występuje źródło basenowe. Wypełniona wodą misa źródłiskowa ma średnicę ok. 1 m i głębokość powyżej 1 m. Wydajność źródła wynosi ok. 2 l/s (jest to jedno z najwydajniejszych źródeł na terenie DPN). Gwałtownie wypływająca woda unosi z dna materiał piaszczysty, czasami nawet żwirowy, a na jej powierzchni pojawiają się pęcherzyki powietrza. Szczególnie efektownie źródło prezentuje się na wiosnę, kiedy jest zasilane przez wody uwalniające się podczas topnienia pokrywy śnieżnej. W pozostałych porach roku wydajność źródła jest mniejsza, a podczas dłuższej utrzymujących się okresów suchych spada do zera. Świadczy to o tym, że źródło drenuje najpłytszy, przypowierzchniowy poziom wodonośny.



Widok na Lisią Górę z drogi Drawno-Niemieńsko w kierunku północno-wschodnim (fot. K. Dobracki)



Okresowe źródło basenowe w pobliżu Barnimia (fot. M. Stępień)

4. Głaz polodowcowy w Grabowym Jarze 15°47'38"E; 53°10'11"N

Grabowy Jar, porośnięty przez las grabowo-bukowo-sosnowy, jest obszarem ochrony ścisłej. Od tysięcy lat jest rozcinany przez niewielki strumień uchodzący do Drawy. Zbocza jaru są zbudowane z piasków wodnolodowcowych z pokrywą piasków gliniastych oraz z glin zwałowych rdzawych, silnie glazy i otoczaki oraz żwiry pochodzące z wymywania glin zwałowych.

Głaz polodowcowy na dnie jaru to szary granit typu smalandzkiego (pochodzący z prowincji Småland w południowo-wschodniej Szwecji). Został przyniesiony przez lądolód w stadiale górnym zlodowacenia Wisły, ok. 20 tys. lat temu. Na powierzchni głazu są widoczne struktury powstałe w trakcie transportu lodowcowego (rysy i wyglądy) oraz struktury wietrzeniowe (łuszczenie). Wymiary głazu wynoszą 2,5 × 3,1 × 3,9 m, a jego obwód – 10,4 m. Objętość głazu oceniono na 15,8 m³, a wagę – na 43,5 t.



Głaz polodowcowy w dnie Grabowego Jaru z widocznymi rysami lodowcowymi (fot. R. Dobracki)

5. Głaz polodowcowy – Głaz Solarzy 15°47'29"E; 53°10'04"N

Głaz Solarzy znajduje się w górnej części południowego zbocza Grabowego Jaru, przy Drodze Solnej. Rosnące tam gęste, wysokie krzewy sprawiają, że jest on słabo widoczny. Głaz jest różowo-szarym granitem drobnoziarnistym typu smalandzkiego. Jego wysokość osiąga 1,65 m, a obwód u podstawy – 6 m. Na powierzchni głazu widać wyraźne ślady transportu glacialnego (wyglądy lodowcowe, zadziory i odkłucia). W podłożu do głębokości 2,5 m stwierdzono drobnoziarniste rdzawożółte piaski wodnolodowcowe. Poniżej występują gliny zwałowe silnie piaszczyste, rdzawobrunatne, reprezentujące fazę pomorską.



Głaz Solarzy przy Drodze Solnej
(fot. K. Dobracki)

6. Tragankowe Urwisko

15°52'03"E; 53°09'04"N

Na odcinku na północ od drogi Zatom–Bogdanka koryto Drawy głęboko wcina się w osady równiny sandrowej. Równina ta powstała na przedpolu lądolodu przez usypywanie osadów piaszczystych, niesionych przez wody pochodzące z topniejącego lodu. Równina jest podścielona glinami zwałowymi odsłaniającymi się w niewielkich wychodniach tuż nad zwierciadłem wód Drawy.

Spadek poziomu wody w korycie rzeki pomiędzy Barnimem a Bogdanką wynosi 10 m, a wielkość przepływu – 10 m³/s. Tak potężna siła erozji wgłębnej i bocznej Drawy utworzyła w osadach piaszczystych sandru głęboko wciętą i silnie meandrującą dolinę. Współczesna dolina zaczęła się tworzyć ok. 11 tys. lat temu. Podmywane południowe i zachodnie zbocza doliny osiągają wysokość do kilkunastu metrów i są porożcinane głębokimi, suchymi lub okresowo przepływowymi jarami, których ujścia są zawieszone kilka metrów nad dnem doliny Drawy (fig. 6). Nachylenie zboczy przekracza 35%. Powoduje to osuwanie się materiału piaszczystego, w wyniku czego zbocze w dolnej partii stoku staje się bardzo strome.

Plynąc Drawą, można obserwować odsłonięte ściany Tragankowego Urwiska zbudowane z drobnoziarnistych piasków wodnolodowcowych o warstwowaniu charakterystycznym dla osadów sandrowych. W wyższej partii zboczy występują osady żwirowo-piaszczyste z gładzikami, które zostały osadzone bliżej czoła lądolodu przez wody o większej sile transportu. Widoczne są tu także struktury lodowcowe powstałe w wyniku przemarzania osadów powierzchniowych, świadczące o warunkach klimatu tundrowego panującego na równinie wodnolodowcowej sandru Drawy u schyłku ostatniego zlodowacenia (12–11 tys. lat temu).

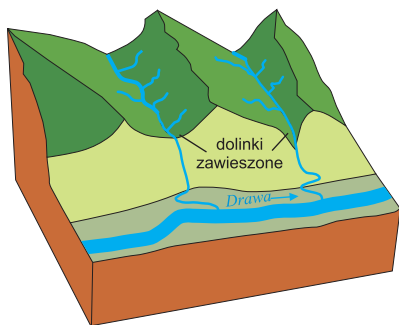


Fig. 6. Schemat dolinek zawieszonych tworzących się nad Drawą
(autor: 4C, Wikimedia Commons; zmienione)



Głębokie rozcięcia erozyjne w krawędzi Tragankowego Urwiska wyłobione przez wody roztopowe uchodzące do Drawy (fot. R. Dobracki)

7. Głaz polodowcowy – Wydrzy Głaz

15°54'09"E; 53°06'26"N

Wydrzy Głaz znajduje się w korycie Drawy na północ od osady leśnej Moczele. Jest to największy głaz narzutowy (eratyk) na terenie DPN. Został przetransportowany przez lądolód ostatniego zlodowacenia i pozostawiony na glinach po ustąpieniu lądolodu. Wydrzy Głaz to szary, średnioziarnisty granit typu smalandzkiego z widoczną teksturą kierunkową. Wymiary głazu wynoszą 5,0 × 2,1 × 3,0 m, jego obwód osiąga 14,2 m, a waga – 45,3 t.



Wydrzy Głaz
(fot. R. Dobracki)

8. Źródło nad Drawą

15°54'48"E; 53°04'33"N

Źródło nad Drawą zasługuje na szczególną uwagę z powodu bardzo efektownego miejsca wypływu. Jest to bardzo duża nisza, wcinająca się w skałę nad rzeką, o szerokości kilkudziesięciu metrów i wysokości kilkunastu metrów. Nisza powstała w wyniku erozji wstecznej niewielkiego cieku uchodzącego do Drawy. W jej obrębie znajduje się przynajmniej kilkanaście osobnych miejsc wypływu o zróżnicowanej wydajności i ograniczonej dostępności z uwagi na podmokłe dno. Nisza zamyka podłużne obniżenie terenu zwane Rynną Moczele, znajduje się ok. 200 m na południe od ujścia Moczele do Drawy, która odwadnia ją powierzchniowo. Wody w źródłisku charakteryzują się stałymi wartościami parametrów fizycznych i chemicznych oraz niepodlegającym wahaniom sezonowym składem chemicznym.



Źródło nad Drawą
(fot. M. Stępień)

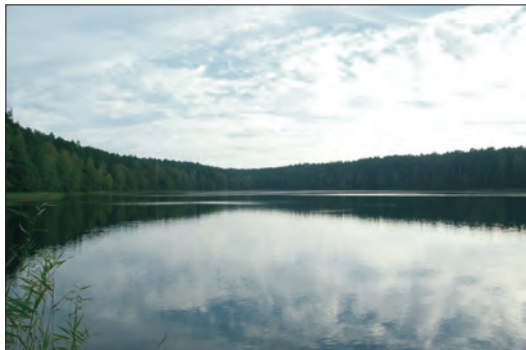
9. Jezioro Czarne 15°57'55"E; 53°03'25"N

Jezioro Czarne znajduje się ok. 2 km na NE od Głuska w pobliżu osady Ostrowite. Jest ono unikatem na skalę europejską ze względu na szczególne warunki hydrologiczne. Położone w pobliżu południowego krańca jeziora Ostrowiec, w przeszłości mogło stanowić jego fragment. Jest to głębokie (29 m) jezioro mezotroficzne i meromiktyczne, w którym występują ramienice preferujące niezbyt żywe wody.

Na głębokości ponad 13 m wody zawierają minimalne ilości rozpuszczonego tlenu. W przydennej warstwie występują bakterie beztlenowe produkujące siarkowodor oraz utleniające siarkowodor do wolnej siarki. W związku z tym w tej części jeziora nie występują żadne zwierzęta, natomiast roślinność jest bardzo uboga. Jezioro słynie z bardzo czystej wody o przezroczystości do głębokości 7 m.

Misa Jeziora Czarne stanowi część rynny jeziora Ostrowiec wypełnionej wodnolodowcowymi osadami żwirowo-piaszczystymi. Misa powstała w wyniku wytopienia się ogromnej bryły martwego lodu, pochodzącej z rozpadu lądolodu w końcowym etapie fazy poznajskiej ok. 15 tys. lat temu.

Układ zwierciadła wód gruntowych wskazuje na ich dopływ do jeziora od strony wschodniej. Wahania poziomu wód gruntowych są minimalne (do 0,5 m), a poziom wód w jeziorze – stabilny.



Jezioro Czarne
(fot. M. Stępień)

10. „Ponor” 15°57'56"E; 53°03'22"N

Okolo 80 m na południe od Jeziora Czarnego znajduje się niewielkie oczko wodne (o powierzchni okolo 1 ha). Jest ono zasilane przez wąski strumień łączący je z Jeziorom Czarnym. Swą potoczną nazwę zyskało przez analogię do zjawisk zachodzących na obszarach krasowych, gdzie wody powierzchniowe wpływają pod powierzchnię terenu korytarzami (ponor otwarty) lub wnikają w luźne osady u wlotu korytarza (ponor zamknięty). W obrębie „ponoru” na obszarze DPN wody wsiąkają w luźne osady czwartorzędowe, zasilając głębsze warstwy wodonośne. Na pniach drzew porastających zbocza oczka można zaobserwować ślady wyższego poziomu wód, co świadczy o ich intensywnym wgłębnym odpływie. Taki zanik wody w głąb ziemi jest unikatowym zjawiskiem na obszarze Pomorza Zachodniego.



„Ponor” (fot. M. Stępień)

11. Jezioro Ostrowiec 15°57'53"E; 53°04'27"N

Jezioro Ostrowiec (Ostrowieckie) jest typowym jeziorem rynnowym. Rynna została wyłobiona przez wody subglacialne (podlodowcowe) przemieszczające się pod ogromnym ciśnieniem podczas faz leszczyńskiej i poznańskiej (fig. 7). Wyłobione rynny zostały wypełnione martwym lodem, a następnie przemodelowane przez wody odpływające z topniejącego lądolodu fazy pomorskiej.



Brzegi jeziora Ostrowiec (fot. K. Dobracki)

Jezioro Ostrowiec jest jeziorem przepływowym – przepływa przez nie rzeka Płociczna. Jego dno charakteryzuje się bardzo zróżnicowaną rzeźbą (głęboczki, progi, wysepki). Głębokość jeziora osiąga 25 m. Linia brzegowa jest urozmaicona (liczne małe zatoki i półwyspy), a brzegi jeziora wznoszą się stromo na wysokość 20 m. W obniżeniach płytkich zatoczek, zasilanych dodatkowo wysiekami wód podziemnych, znajdują się pojeziorne mechowiska, będące obszarami ochrony ścisłej:

Kłocie Ostrowieckie i Żółwia Kłoc. Najwyższy fragment brzegu jest położony w południowo-wschodniej części jeziora. Osiąga wysokość 10–12 m. Nachylenie zboczy dochodzi do 70°, co przemawia za rynnową genezą jeziora. Górną część zbocza stanowią piaski wodnolodowcowe z przewarstwieniami piasków gliniastych oraz glin lodowcowych, osiągające miąższość do 2 m. Są to osady ablacyjne utworzone w strefie kontaktu martwego lodu z krawędzią rynny lodowcowej.

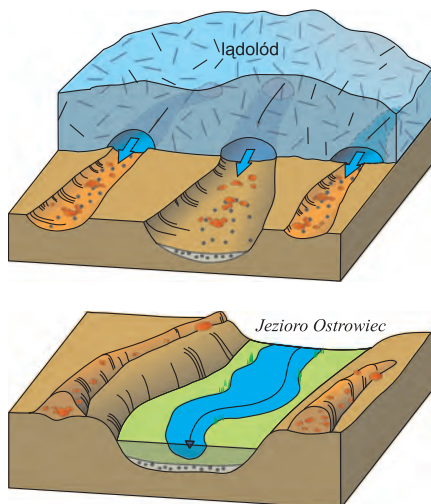


Fig. 7. Schemat powstawania jeziora rynnowego (K. Pochocka-Szwarc, M. Krzeczynska)

12. Głazy narzutowe – Dzicza 16°03'28"E; 53°04'17"N

Na południe od jezior Załomie i Kamień – w brzeżnej partii wysoczyzny morenowej zbudowanej z glin zwałowych z pokrywami piasków gliniastych stadiu górnego zlodowacenia Wisły – występują nagromadzenia głazów narzutowych. Pochodzą one z rozmywania pokładów glin przez wody odpływające sprzed czoła lądolodu i są śladem niszczenia wałów morenowych u schyłku plejstocenu, ok. 11,7 tys. lat temu.

Głazy szczególnie licznie występują w okolicach leśniczówki Dzicza. Są bezładnie rozrzucone, a ich średnice osiągają kilkadziesiąt centymetrów. Są to głównie skały krystaliczne (granity i granitognejsy alandzkie i smalandzkie). Wiele z nich nosi ślady obróbki lodowcowej – rysy, wygłady i odkłucia. Występują tu także pojedyncze głazy czerwonych prekambryjskich piaskowców kwarcytowych oraz ciemnoszarych dolnopaleozoicznych wapieni z zachowanymi skamieniałościami.



Głazy polodowcowe w okolicy
leśniczówki Dzicza
(fot. K. Dobracki)

13. Oz – Śmiałkowe Wzgórza 16°01'36"E; 53°08'33"N

Oz Śmiałkowe Wzgórza to wysoka, podłużna forma o wysokości względnej 20–25 m, znajdująca się na północno-zachodnim brzegu jeziora Jamno. Oz powstał w rynnie subglacialnej po wypełnieniu jej materiałem żwirowo-piaszczystym z domieszką otoczków, niesionym przez wody lodowcowe (fig. 8). Po ustąpieniu lądolodu na powierzchni terenu pozostała wypukła forma, którą widać dziś w terenie. Wśród otoczków na powierzchni spotyka się liczne graniaki – głazy oszlifowane w wyniku procesów eolicznych zachodzących na przedpolu lądolodu.

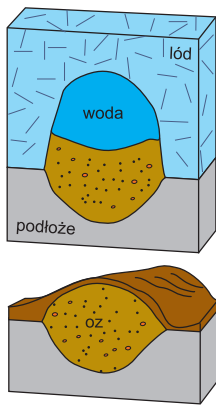


Fig. 8. Schemat powstawania ozu
(K. Pochocka-Szwarc, M. Krzeczyńska,
wg W. Jaroszewskiego i in., 1985;
zmienione)

Strome zbocza Śmiałkowych Wzgórz
(fot. R. Dobracki)

14. Źródło pod Kasztanem 16°01'58"E; 53°09'15"N

Źródło pod Kasztanem to zespół kilkunastu źródeł o różnej wielkości i wydajności oraz zróżnicowanych parametrach fizykochemicznych. Występują tu źródła ascenzyjne oraz descenzyjne, łączące się w strumień zasilający rzekę Płoczną. Źródło odprowadza wody w większości z najpłytszego, przypowierzchniowego poziomu wodonośnego zbudowanego z piasków i żwirów wodnolodowcowych sandru Drawy oraz z osadów wytopiskowych (fig. 9). Część wypływów drenuje głębszy, podglinowy poziom wodonośny (wykształcony również jako piaski i żwiry wodnolodowcowe), o czym świadczy nieco inny skład chemiczny oraz stałe sezonowe wartości parametrów fizycznych i chemicznych. W obrębie źródła uwagę przyciągają kolonie bakterii, których obecność jest związana z występowaniem w wodach związków żelaza. Bakterie tworzą zabarwiony na pomarańczowo żółty, galaretowaty osad, uformowany w opadające kaskadowo tarasy.

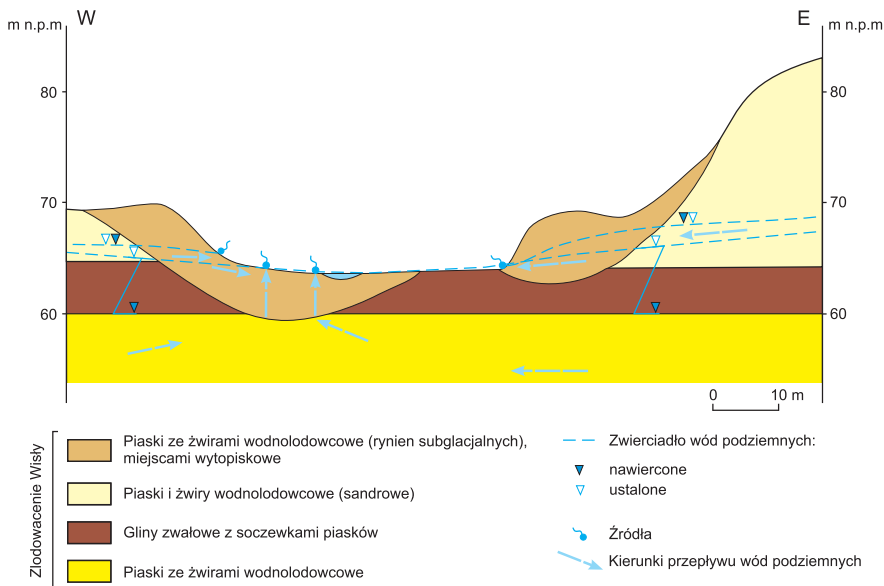


Fig. 9. Schemat krążenia wód podziemnych w Żródliku pod Kasztanem (M. Stępień wg M. Wiśniewskiej; zmienione)



Źródliku pod Kasztanem (fot. M. Stępień)



Kolonie bakterii w Żródliku pod Kasztanem (fot. M. Stępień)

15. Rynna subglacialna – Jezioro Płociowe 16°02'40"E; 53°10'05"N

Równina sandrowa w północno-wschodniej części DPN jest rozcięta systemem głębokich rynien subglacialnych. Jedno z ramion tego systemu wykorzystuje rzeka Płociczna, która po opuszczeniu jeziora Sitno płynie głęboko wciętą, meandrującą doliną do jeziora Płociczno (ujście deltowe) i dalej do jeziora Ostrowiec. Na wschód biegnie rynna subglacialna Jeziora Płociowego (Rakowego) łącząca się z rynną Płociczną w rejonie Miradza. Rynnę tę od położonej dalej na wschód rynny jeziora Martew oddziela oz o długości ok. 2 km i szerokości 300–500 m. Wschodni brzeg jeziora Martew to wysoka krawędź zbocza rynny. Ku południowi, oddzielone progami, znajdują się kolejne jeziora rynnowe: Wydrowe, Jamno i Pia-sieczno. Na podmokłych brzegach Płocicznej i jezior rynnowych rosną lasy łęgowe i olsy. Na szczególną uwagę zasługują porastające zbocza buki.



Widok od strony południowej na Jezioro Płociowe (fot. K. Dobracki)

16. Strome brzegi jeziora Sitno 16°01'21"E; 53°10'59"N

Jezioro Sitno znajduje się w północno-wschodniej części DPN w obrębie rynny subglacialnej. Jest to jezioro przepływowe – przepływa przez nie rzeka Płociczna.

Południowy brzeg jeziora jest stromy i osiąga 15 m wysokości. W czasie powstawania rynien subglacialnych w fazach leszczyńskiej i poznańskiej wody płynące z ustępującego lądolodu przemieszczały się ku południowi, zgodnie ze spadkiem terenu. We wschodniej części ówczesnego jeziora Sitno znajdowała się ogromna bryła martwego lodu, która tamowała przepływ tych wód. Najprawdopodobniej wysoki południowy brzeg stanowił naturalną barierę dla odpływu wód. Z tego względu nastąpiło przesunięcie przebiegu koryta ku zachodowi.



Strome brzegi jeziora Sitno (fot. K. Dobracki)

17. Jeziora wytopiskowe – Głodne Jeziorka 16°04'03"E; 53°11'38"N

Około 11,7 tys. lat temu na przestrzeni kilkuset lat trwała deglacja arealna lądolodu fazy pomorskiej. Lód rozpadał się na mniejsze bryły, a następnie całkowicie zanikał, pozostawiając po sobie zagłębienia wytopiskowe (fig. 10). Wytopiska wypełniały się wodą, a na ich brzegach osadzały się ablacyjne piaski lodowcowe.

Głodne Jeziorka znajdują się w strefie wododziałowej pomiędzy Płoczną i niewielką Runicą, uchodzącą do jeziora Tuczo na północno-wschodnim skraju DPN. W obrębie płaskodennego obniżenia położonego na wysokości 78–80 m n.p.m. (8–10 m powyżej zwierciadła wody w Płocicznej i w jeziorze Tuczo), znajduje się pięć niewielkich jeziorzek o powierzchni 0,3–0,8 ha. Są to płytkie jeziorziska dystroficzne zasilane głównie wodami opadowymi, zarastające torfowcami i turzycami,

a w partiach przybrzeżnych mchami z brzezina bagienną oraz sosną. Woda w jeziorziskach ma kwaśny odczyn (pH ok. 5) w wyniku splukiwania ze zboczy substancji humusowych. Postępujący proces spływania jeziorzek oraz słabe natlenienie i kwaśny odczyn wody nie sprzyjają rozwojowi ryb. Występuje tu jedynie karłowata odmiana okonia, tzw. forma głodowa, od której wzięły nazwę jeziorziska.

W obrębie Głodnych Jeziorzek poniżej warstwy pla torfowcowego występują silnie humusowe ilaste piaski jeziorne o miąższości 2–3 m, a poniżej nich – drobno- i średnioziarniste piaski wodnolodowcowe. Głębokość misy wytopiskowej po bryle martwego lodu dochodzi do 15 m. Krawędzie okalające misę sięgają do 10 m i noszą cechy strefy kontaktu z bryłą martwego lodu (prawie pionowe nachylenie, wąska półka tarasu, obecność głazów narzutowych). W profilu litologicznym występują piaski wodnolodowcowe z wkładkami glin spływowych i piaszków zaglinionych ze żwirami. W górnej części zbocza odsłaniają się silnie piaszczyste gliny zwałowe, podścielające osady równiny sandrowej. Najprawdopodobniej duża bryła martwego lodu została zasypana przez piaski wodnolodowcowe. Zakonserwowany lód stopniowo odsłaniał się i rozpadał na mniejsze fragmenty. Do całkowitego wytopienia się lodu doszło 8–10 tys. lat temu. Powstało wówczas płytkie jezioro, którego wody odpływały do rynny Płocicznej. Rozpoczęła się akumulacja osadów mineralno-organicznych (namuły torfiaste), a następnie organicznych (torfy), która trwa do dziś. Poziom wody stale się obniża, co powoduje zarastanie misy jeziornej.

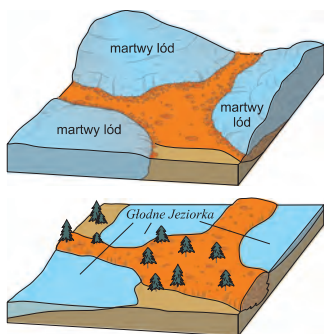


Fig. 10. Schemat powstawania jezior wytopiskowych (K. Pochocka-Szwarc, M. Krzeczyńska; zmienione)



Głodne Jeziorka
(fot. M. Stępień)

DPN jest niezwykle bogaty w faunę i florę. Niewątpliwą atrakcją są **jeziora**, których w Parku występuje ponad 20. Są one zróżnicowane pod względem trofii: od dystroficznych (Głodne Jezioro), przez eutroficzne (Sitno, Płociczno, Ostrowiec) do mezotroficznych jezior ramienicowych (Martew, Płociowe, Piaseczno Duże). Unikatem hydrologicznym jest meromiktyczne Jezioro Czarne oraz znajdujący się na południe od niego „ponor”. W obrębie DPN występują wypływy wód podziemnych – źródła, wycieki i wysięki.

Z ciekawostek historycznych należy wymienić fortyfikacje **Walu Pomorskiego** – niemieckiego pasa umocnień ciągnącego się wzdłuż ówczesnej granicy Rzeszy z Polską, powstałego w latach 1932–1938, uzupełnionego w 1944 r. Są to: schrony, zapory pancerne, wieże obserwacyjne, umocnienia polowe (rowy przeciwczołgowe) i skarpy przeciwpancerne oraz linia transzei. Największa koncentracja obiektów fortyfikacyjnych występuje w okolicy Starego Osieczna, a także koło Rybakówki, jeziora Ostrowiec, Pustelni i parkingu Drewniany Kamień przy południowym krańcu jeziora Martew.

Warto zobaczyć cztery **budynki ryglowe** – pozostałości po osadzie robotników leśnych w **Ostrowitem**, założonej w XVI w. w ramach kolonizacji Puszczy Drawskiej. Na początku XIX w. osada liczyła 19 domów. W jej północnej części znajdują się ruiny kościoła murowanego (ok. XVIII w.) z wolnostojącą **wieżą ryglową**. Zachowały się też fragmenty posadzki z XVI w. Wewnątrz znajdował się ołtarz szafkowy, który odrestaurowano i przeniesiono do kościoła w Dobiegniewie. Interesujący jest **grób kowala** z insygniami kowskimi na płycie nagrobnej (XIX/XX w.).

Hydroelektrownia Kamienna nad Drawą jest jedną z najstarszych elektrowni wodnych w Polsce. Jej budowę rozpoczęto w 1896 r., 5 lat po uruchomieniu pierwszej elektrowni wodnej na świecie. Elektrownia funkcjonuje do dziś. Zwiedzanie jest możliwe po wcześniejszym uzgodnieniu z obsługą obiektu.

Bindugi nad Drawą to miejsca, gdzie składowano i przygotowywano drewno do transportu rzeczynego. Pochodzą z XIX w. Drewno spławiano rzeką z Puszczy Drawskiej do tartaku znajdującego się na lewym brzegu dolnego odcinka Drawy, przy ujściu Mierzęcińskiej Strugi. Najlepiej zachowanymi bindugami są: Święta Hala Północ, Święta Hala Południe oraz Moczele.

Huty szkła powstawały tu już w XVII w. Pierwsze z nich znajdowały się w Podszklu (obok obecnego biwaku Kamienna), Łasku oraz u ujścia Cieszyнки do Płocicznej. Do huty szkła założonej w XIX w. przez Fryderyka von Sydowa w Podszklu węgiel kamienny transportowano aż ze Śląska.

Zabytkiem sztuki inżynierskiej jest **Kanał Sicieński** wybudowany ok. 1820 r. z inicjatywy Fryderyka von Sydowa. Służył do nawadniania łąk nad Drawą. Zgodnie ze spadkiem terenu prowadził wody z jeziora Sitno do okolic Głuska. Jego fragment przebiegał ponad łąkami akweduktem ziemnym. W trakcie II wojny światowej kanał uległ zniszczeniu i do dziś nie został naprawiony.

Niezwykle interesujące są **dawne cmentarze** z charakterystycznymi nagrobkami kamiennymi w formie ściętego pnia drzewa, symbolizującymi ścięte drzewo życia. Do unikatowych należą nagrobek leśnika z jeleniem św. Huberta w Miradzu i nagrobek w kształcie otwartej księgi w Moczelu.

W Drawnie warto obejrzeć **ruiny zamku Wedlów** – dwa narożniki o wysokości ok. 12 m. Fragmenty murów w przyziemiu były wzniesione z kamienia polnego, a wyżej z cegły. Grubość muru sięgała 1,7 m. W północnym narożniku zachowały się ślady podziału wnętrza zamku na trzy kondygnacje.

Kamienny kościół gotycki z XV w. w Barnimiu jest interesującym przykładem wiejskiego budownictwa sakralnego. Wewnątrz znajduje się renesansowa **ambona** z 1600 r. i **ołtarz** z 1608 r. Do kościoła przylega niszcząca drewniana dzwonnica z XVII/XVIII w. W 1900 r. dobudowano absydę i przedsionek.

Kamienno-ceglany folwark z XIX w. w Podegrodziu, po wojnie siedzibę PGR-u, otacza park z początku XX w. Porastają go daglezie, jodły kalifornijskie i buki odmiany purpurowej.

Romański kościół z kamienia polnego z początku XIV w. w Dominikowie, przebudowany w XVII w., przyciąga uwagę szachulcowym przedsionkiem i wolnostojącą kwadratową wieżą dzwonnicy. Ołtarz główny z płaskorzeźbami pochodzi z 1610 r.

Pierwsze ślady osadnictwa na terenie DPN i jego otuliny pochodzą z późnego paleolitu. Najstarszym znaleziskiem archeologicznym jest paleolityczne kamienne palenisko z Radęcina oraz paleolityczna chata-szałas



Bunkier w okolicach Mostników
(fot. R. Dobracki)



Nagrobek w formie
pnia
(fot. M. Stępień)

w Jaglisku. Z mezolitu pochodzą drobne narzędzia kamienne znajdujące na piaszczystych wyniesieniach w pobliżu wód. W III okresie epoki brązu w Drawnie istniało ciepłowno-cmentarzysko, na którym odkryto ceramikę guzową, bransoletę i szpilę brązową zwinętą w uszko.

Z zabytków archeologicznych występujących na obszarze DPN i otuliny należy wymienić: grodzisko nad Drawą na północ od Drawnika, cmentarzysko kurhanowe nad jeziorem Dominikowo Wielkie oraz Szwedzkie Szańce w okolicy obszaru ochrony ścisłej Zawilcove Lasy.

Ważnym elementem krajobrazu obszaru DPN i otuliny są **brukowane drogi leśne**. Ich nawierzchnie pochodzą w większości z XIX w., ubytki w części z nich były współcześnie uzupełniane.

Atrakcją Drawna są **studnie artezyjskie**. Powstały w XVII i XIX w. Pięć studni zaopatrzonych jest w pompy. Ujęcia są ogólnie dostępne i podlegają stałemu monitoringowi sanitarnemu.

Kościół neogotycki w Głusku wybudowano w 2. poł. XIX w., wykorzystując mury dawnego browaru. Mury kościoła wzniesiono z kamienia łamanego, natomiast wieżę z cegły ceramicznej.

Szlaki piesze na obszarze DPN i otuliny

Szlak czerwony im. S. Czarnieckiego (długość w granicach DPN i otuliny 36,7 km; czas przejścia 3 h 45 min)
Drawno–Drawnik–Barnimie–miejsce biwakowe w Barnimiu–Drawski Matecznik–Zatom (**szlak zielony** Zatom–Nowa Studnica, ścieżka dydaktyczna Międzybórz)–Wydrzy Głaz–Radęcin–Moczele (**szlak niebieski** Moczele–Jez. Ostrowiec)–Głusko (**szlak żółty** Pustelnia–Głusko)–elektrownia Kamienna–Stare Osieczno

Szlak czerwony im. IV Dywizji Piechoty (długość w granicach DPN i otuliny 16,5 km; czas przejścia 3 h 40 min)
Człopa–Załom–dawna huta szkła–Pustelnia (**szlak żółty** Pustelnia–Głusko)–most na Płocicznej k. Miradza (**szlak niebieski** most na Płocicznej k. Miradza–Podgórze–Prostynia)–Śmiałkowe Wzgórze–Jez. Martew–Martwica (**szlak niebieski** Martwica–Krępa)–Martew–Tuczno

Szlak niebieski dolina Cieszyński–Jagoda (długość w granicach DPN 8,1 km; czas przejścia 1 h 45 min)
Dolina Cieszyński–most na Płocicznej za Starą Węgornią (**szlak czerwony** Człopa–Tuczno)–Huta Załomska–punkt widokowy Stara Węgornia (ścieżka dydaktyczna Jezioro Ostrowieckie)–Ostrowite (**szlak czarny** jez. Ostrowiec–Ostrowite)–Jez. Czarne–„ponor”–most na Płocicznej Karolinka–Jagoda

Szlak niebieski Martwica–Krępa (długość w granicach DPN i otuliny 2,3 km; czas przejścia 45 min)

Martwica (**szlak czerwony** im. IV Dywizji Piechoty)–Głodne Jezioro–most na Runicy–Krępa

Szlak niebieski most na Płocicznej k. Miradza–Drawno (długość w granicach DPN i otuliny 9,8 km; czas przejścia 2 h)

Most na Płocicznej k. Miradza (**szlak czerwony** im. IV Dywizji Piechoty)–Miradz–Jelenie–Nowa Korytnica–Jezioro Szerokie–cmentarzysko kurhanowe–Sieniawa–Drawno

Szlak czarny jez. Ostrowiec–Ostrowite (długość w granicach DPN 2,1 km; czas przejścia 25 min)

Jez. Ostrowieckie (**szlak żółty** Pustelnia–Głusko, **szlak niebieski** dolina Cieszyński)–Ostrowite

Szlak żółty Pustelnia–Głusko (długość w granicach DPN 10,6 km; czas przejścia 2 h 20 min)

Pustelnia (**szlak czerwony** im. IV Dywizji Piechoty)–zachodni brzeg jez. Ostrowiec–Głusko (**szlak czerwony** im. IV Dywizji Piechoty)

Szlak żółty Człopa–Łęczyn (długość w granicach DPN i otuliny 6,3 km; czas przejścia 50 min)

Człopa–Jez. Wielkie Kochłino–Jezioro Długie–Jagoda–most na Płocicznej Karolinka–Stare Osieczno–schron obronny Wału Pomorskiego–Łęczyn

Szlak zielony Zatom–Nowa Studnica (długość w granicach DPN i otuliny 24,3 km; czas przejścia 3 h)

Zatom–Tragankowe Urwisko–Nowa Korytnica–Nowa Studnica

Szlaki rowerowe

Droga Radęcińska: Drawno–Zatom–Radęcin–Lipinka

Droga Głuska: Bogdanka–Głusko–Stare Osieczno

Droga Solna: Drawno–Zatom–Moczele–Stare Osieczno

Droga Marchijska: Borowiec–Drawno–Sieniawa–Dębsko

Na obszarze DPN i jego otuliny można poruszać się rowerem po szlakach pieszych.

Szlaki konne na obszarze DPN i otuliny

Pętla Drawnik–Barnimie (10,2 km)

Przystań wodna Drawnik–Droga Solna–I. Małozyn–Grabowy Jar–Barnimie–Źródło basenowe–w kierunku Podegrodzia–Drawnik

Pętla Barnimie–Zatom (13,5 km)

Barnimie–Jez. Konotop–Zatom–Klon Solarzy–Droga Solna–Barnimie

Pętla Zatom (7 km)

Klon Solarzy–Zatom–Droga Solna–w lewo w kierunku Bogdanki–w prawo lasami do Drawy–Zatom

Pętla Zatom (6 km)

Zatom–Droga Solna–w prawo drogą w kierunku Radachowa–w lewo w kierunku Starych Buków–lasami do Zatomia
Poza granicami DPN szlaki konne występują na południowym wschodzie obszaru, w okolicach: Pestkownicy, Żelichowa, Kuźni Żelichowskiej i Dębogóry.

Ścieżki dydaktyczne

W obrębie DPN wszystkie ścieżki dydaktyczne są oznaczone zielonym symbolem drzewka świerkowego.

Międzybórz: Zatom–miejsce biwakowe Bogdanka (3,8 km)–Zatom (3 km)

Barnimie: Dębina–miejsce biwakowe Barnimie (3 km)–Zatom (4 km)

Jezioro Ostrowiec: Jezioro Ostrowiec–Jezioro Czarne–Ostrowite (5 km)–Węgornia (2 km)

Głusko: Głusko–elektrownia Kamienna–miejsce biwakowe Kamienna (3,1 km)

Drawnik (4,3 km) – ścieżka umożliwia poznanie historii Drawnika, przyrody żywej i nieżywej obszaru Puszczy Drawskiej oraz zagrożeń wynikających z działalności człowieka w tym rejonie.

Petrografia terenów nad Drawą (4,3 km) – geoscieżka stworzona w celu zapoznania turystów z bogactwem przyrody nieożywionej Puszczy Drawskiej.

Trasy ścieżek Drawnik i Petrografia terenów nad Drawą pokrywają się. Przebiegają one zamkniętą pętlą po obu stronach Drawy na południe od Drawna.

Poza obszarem DPN, częściowo w granicach otuliny, przebiega **Ścieżka dydaktyczna pieszo-rowerowa okolic Człopy**: Człopa–Załom (5 km)–Jeleni Róg (3,3 km)–Dzicza (2,7 km)–jez. Wielkie Kochlino (1,6 km)–jez. Małe Kochlino (1,7 km)–Człopa (1,9 km)

Szlaki kajakowe

Drawa

Drawę uznaje się za jeden z najpiękniejszych szlaków kajakowych w Polsce. Długość odcinka w granicach DPN wynosi 41 km. Szlak udostępniony jest od 1 lipca do 15 marca w godz. 9.00–19.00.

Drawno (Jez. Adamowo)–przystań wodna Drawnik (1 km)

Przystań wodna Drawnik–miejsce postoju dla kajakarzy most Barnimie (4,6 km)

Miejsce postoju dla kajakarzy most Barnimie–miejsce biwakowe Barnimie (3,5 km)

Miejsce biwakowe Barnimie–miejsce postoju dla kajakarzy kładka Konotop (4,4 km)

Miejsce postoju dla kajakarzy kładka Konotop–miejsce odbioru kajaków most Zatom (4,4 km)

Miejsce odbioru kajaków most Zatom–miejsce biwakowe Bogdanka (0,4 km)

Miejsce biwakowe Bogdanka–Wydrzy Głaz (6,5 km)

Wydrzy Głaz–miejsce biwakowe Sitnica (1,4 km)

Miejsce biwakowe Sitnica–miejsce biwakowe Pstrąg (5,9 km)

Miejsce biwakowe Pstrąg–most niskowodny w Głusku (3,3 km)

Most niskowodny w Głusku–miejsce biwakowe Kamienna (2,5 km)

Miejsce biwakowe Kamienna–ujście Płocicznej (3,2 km)

Korytnica

Szlak jest dostępny przez cały rok.

Stara Korytnica–Nowa Studnica (7,2 km)

Nowa Studnica–Nowa Korytnica (7,8 km)

Nowa Korytnica–miejsce biwakowe Sówka (10 km)

Biwak Sówka–Jażwiny (2,2 km)

Jażwiny–miejsce biwakowe Bogdanka (1,8 km)



Kajakarze na Drawie
(fot. M. Stępień)

SŁOWNIK TERMINÓW

Abrazja – ścieranie skał podłoża i okruszów skalnych. **A.** może być: rzeczna, lodowcowa, eoliczna lub morska.

Anhydryt – minerał, siarczan wapnia (CaSO_4), powstający w wyniku odparowania wody morskiej lub odwodnienia gipsów.

Bryły martwego lodu – różnej wielkości, izolowane od krawędzi aktywnego lądolodu bryły lub płyty lodu. Powstają przez wytapianie się lądolodu na znacznej przestrzeni w procesie tzw. deglacjacji arealnej (powierzchniowej).

Dolomit – węglanowa skała osadowa zawierająca domieszkę minerałów ilastych i siarczków żelaza.

Evaporat – minerał lub skała pochodzenia chemicznego, powstały w wyniku wytrącania związków mineralnych wskutek odparowania wody z mórz lub słonych jezior.

Faza lodowcowa – przedział czasu, w którym zawiera się nasunięcie (transgresja), stagnacja oraz ustąpienie (recesja) lądolodu na danym obszarze.

Jezioro dystroficzne – jezioro o wodach ubogich w tlen i mineralne substancje odżywcze, z dużą zawartością substancji humusowych, zakwaszone, z niską produktywnością biologiczną; najczęściej zbiornik śródlądny.

Jezioro wytopiskowe (wytopisko) – jezioro utworzone w wyniku wytapiania się bryły martwego lodu, zalegającej w obniżeniu terenu.

Gliny zwałowe – osady lodowcowe deponowane bezpośrednio przez lądolód, składające się z niewysortowanego materiału różnych frakcji: od ilowej, przez pyłową, piaszczystą i żwirową do głazów.

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

Gytie – ciemnoszare lub brązowe osady organiczne lub organiczno-mineralne (zawierające mułki i ropy), powstające w wyniku rozkładu i osadzania materii organicznej w wodach stojących lub płynących.

Iły septariowe – głębokomorskie skały osadowe złożone z minerałów ilastych z domieszką kwarcu i skaleni. **I.s.** zawierają konkretne marglisto-żelaziste zwane septariami, których szczeliny są wypełnione kalcytem, pirytem i gipsem.

Kem – pagórek zbudowany z mułków i piasków ze żwirami, osadzanych przez wody lodowcowe płynące w szczelinach lub między bryłami martwego lodu.

- Mady** – gleby powstające na równi zalewowej (powodziowej) w wyniku osadzania materii organicznej i osadów drobnoziarnistych (iłów i mułków) przez rzeki.
- Osady wodnolodowcowe** – osady transportowane przez wody roztopowe lądolodu, głównie piaski i żwiry.
- Opoki** – skały osadowe wapienno-krzemionkowe, zbudowane z kalcytu i krzemionki (opal, chalcedon) pochodzenia organogenicznego (np. z gąbek).
- Osady lodowcowe** – niewarstwowane osady, powstałe z wytopienia się materiału z lodu bez czynnika segregacji. Do o.l. należą gliny zwalowe oraz osady nieskonsolidowane, np. piaski i żwiry.
- Oz** – wydłużony, wąski, zwykle kręty wał lub ciąg wzgórz o stromych zboczach i falistej linii grzbietowej. Forma zbudowana z materiału piaszczysto-żwirowego. Powstaje w wyniku wypełniania tuneli wewnątrzlodowych (inglacialnych) lub podlodowcowych (subglacialnych) transportowanym przez wody roztopowe materiałem mineralnym. Jego orientacja jest najczęściej prostopadła do czoła mas lodowych.
- Peryglacialna strefa** – strefa klimatu zimnego na przedpolu lądolodu, w której zachodzą intensywne procesy mrozowe.
- Pło** – kożuch roślinny, utworzony z roślin torfowiskowych, nasuwający się na toń wodną w formie zarastającego brzegu, względnie pływającej wyspy. Powstaje w wyniku odrywania się zbiorowisk roślinnych od brzegu jeziora.
- Poziom bazy erozyjnej** – poziom ujścia rzeki do morza lub jeziora bezodpływowego, poniżej którego nie może sięgnąć erozja. Podnoszenie bazy erozyjnej w wyniku podnoszenia poziomu morza powoduje akumulację osadów rzecznych na obszarach nizinnych, natomiast jej opadanie prowadzi do nasilenia erozji.
- Pradolina** – rozległa dolina o płaskim dnie, powstała na przedpolu lądolodu w czasie jego zaniku. Pradolina odprowadzała wody spływające od czoła lądolodu oraz wody dopływające z obszaru niezlodowaczonego.
- Procesy denudacyjne** – procesy niszczące dążące do wyrównania powierzchni Ziemi. Obejmują wietrzenie, erozję, ruchy masowe (osuwiska, zsuwy zboczowe) i przemieszczanie zwietrzliny.
- Równina sandrowa** – rozległa płaska powierzchnia, powstała w wyniku akumulacji materiału piaszczysto-żwirowego przez wody roztopowe spływające na przedpolu lądolodu podczas nasuwania się (transgresji) lądolodu, jego postępu (stagnacji) bądź ustępowania (recesji).
- Rynna lodowcowa** – silnie wydłużone obniżenie, wypełnione wodą (jezioro rynnowe) lub wykorzystane przez ciek (doliny rynnowe), powstałe w wyniku erozyjnej działalności wód podlodowcowych lub egzaracji lodowcowej.
- Stadiał** – chłodniejszy okres w czasie zlodowacenia, odpowiadający okresowi od nasunięcia lądolodu do jego ustąpienia na odległość ponad 100 km. Stadiały są oddzielone od siebie interstadiałami – okresami ocieplenia.
- Sydyeryt** – minerał, węglan żelaza (FeCO_3) lub chemiczna skała osadowa złożona z sydyerytu – minerału, stanowiąca ważną rudę żelaza (zawiera do 45% tego metalu).
- Torfowisko** – obszar akumulacji organicznej związanej ze wzrostem i obumieraniem roślinności bagiennej (mchów, turzyc, trzcin). Ze względu na źródło zaopatrzenia w wodę są wyróżniane: wysokie (powyżej zwierciadła wód gruntowych, zasilane przez wody atmosferyczne), t. przejściowe oraz t. niskie (zasilane przez wody gruntowe i płynące).
- Źródło ascenzyjne** – źródło, do którego woda dopływa pod ciśnieniem i wypływa ponad poziom terenu (samowypływ).
- Źródło descenzyjne** – źródło, do którego woda dopływa z obszaru zasilania za sprawą siły grawitacji (po stropie skał nieprzepuszczalnych).

LITERATURA

- Dadlez R., 1998 – Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyński-mezozoicznego na Niziu Polskim. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J., 2000 – Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985 – Słownik geologii dynamicznej. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kondracki J., 2009 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kozłowski I., Nosek M., 1977 – Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Gorzów Wielkopolski (wyd. A i B). Inst. Geol., Warszawa.
- Kozłowski I., Nosek M., 1978 – Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Gorzów Wielkopolski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kujawa-Pawłaczyk J., Pawłaczyk P., 2002 – Drawieński Park Narodowy. Oficyna Wyd. Mulico, Warszawa.
- Kurkowski S., Popielski W., 2009 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kalisz Pomorski (271) (wraz z Objaśnieniami). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Listkowska H., Maksiak S., 1977 – Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Piła (wyd. A i B). Wyd. Geol., Warszawa.
- Nosek M., 1978 – Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Piła. Wyd. Geol., Warszawa.
- Pawłaczyk P., 1997 – Drawieński Park Narodowy – zarys charakterystyki obiektu. W: Gleby i roślinność ekosystemów leśnych w Drawieńskim Parku Narodowym (red. P. Pawłaczyk). *Idea Ekologiczne*, 11, 5.
- Popielski W., 2007 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kalisz Pomorski (271). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Popielski W., 2008 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kalisz Pomorski (271). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Salwa S., 2003 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chłopowo (309). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Salwa S., 2004 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chłopowo (309). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Stępień M., 2010 – Chemizm wód źródeł Drawieńskiego Parku Narodowego i jego otuliny. W: Dynamika procesów przyrodniczych zlewni Drawy i Drawieńskiego Parku Narodowego (red. B. Nowak, A. Grześkowiak). *PTGeof. i IMGW*.
- Stoński A., Wągrowski A., 2004 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wieleń (351). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Stoiński A., Wągrowski A., 2005 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wieleń (351). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Studencki M., 2002 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Drezdenko (350). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Studencki M., 2003 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Drezdenko (350). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Tabela stratygraficzna. International Commission on Stratigraphy. <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale/>.
- Wągrowski A., 2005a – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Człopa (311). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wągrowski A., 2005b – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tuczo (272). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wągrowski A., 2005c – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Człopa (311). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wągrowski A., 2005d – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tuczo (272). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Winnicki J., 2011 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Recz (270). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Winnicki J., 2012 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Recz (270). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wnuk-Gławdel E., Bylina M., Ziółkowska M., Gruca K., Domagała M., Sanocka J., Gancarczyk J., 2006 – Drawieński Park Narodowy. Wyd. Kartograf. EKO-GRAF, Wrocław.

