

MAPA GEOLOGICZNO- -TURYSTYCZNA

skala 1:40 000



WELSKI PARK KRAJOBRAZOWY

Welski Park Krajobrazowy (WPK) jest położony na styku Garbu Lubawskiego i Równiny Urszulewskiej – mezoregionów Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego, w województwie warmińsko-mazurskim. Obejmuje niemal całe miasto Lidzbark oraz części gmin Lidzbark, Rybno i Płońnica w powiecie działdowskim i gminy Grodziczno w powiecie nowomiejskim.

WPK utworzono w 1995 r. w celu ochrony naturalnego krajobrazu środkowego odcinka doliny rzeki Wel, łącznie z jeziorami, przez które Wel przepływa, a także towarzyszącymi mu kompleksami leśnymi i użytkami rolnymi. Obecnie powierzchnia Parku wynosi 204,44 km², natomiast otuliny — 38,95 km². Znajdują się tu cztery rezerваты przyrody: Bagno Koziana, Ostrów Tarczyński, Piekiełko i Jezioro Neliwa, 26 pomników przyrody ożywionej, trzy pomniki przyrody nieożywionej i pięć użytków ekologicznych. Niewielkie fragmenty opisywanego obszaru należą do programu Natura 2000 – specjalnego obszaru ochrony Przełomowa Dolina Rzeki Wel oraz specjalnych obszarów ochrony siedlisk Ostoja Welska i Dolina Drwęcy. W sąsiedztwie WPK znajduje się Górznieńsko-Lidzbarski Park Krajobrazowy (granica tego Parku jest jednocześnie granicą otuliny WPK), kilka obszarów chronionego krajobrazu i zespół przyrodniczo-krajobrazowy.

WPK leży w strefie oddziaływania czynników klimatów morskiego i kontynentalnego. Klimat Parku ma cechy pośrednie, z przewagą cech charakterystycznych dla typu morskiego. Średnia roczna suma opadów (około 650 mm) jest wyższa od wartości średnich notowanych na obszarach sąsiednich (580 mm), większe są tu również średnie zachmurzenie (aż 154 dni w roku) i roczna amplituda temperatur (średnie temperatury miesięcy jesiennych i zimowych są niższe). Średnia roczna temperatura powietrza dochodzi do 7°C. Najzimniejszym miesiącem jest styczeń (średnia temperatura: -4°C), najcieplejszym – lipiec (średnia temperatura: 17,4°C).



Siedziba Dyrekcji WPK (fot. K. Wittbrodt)

Siedziba Dyrekcji WPK, wraz z Muzeum Przyrody i Muzeum Etnograficznym, mieści się w Jeleniu (Jeleń 84, 13-230 Lidzbark; www.parkikrajobrazowewarmiimazur.pl/welski; e-mail: welskipk@wpk.idsl.pl, welskipark@welskipark.pl; tel. (23) 698 10 36, tel. kom. 664 321 513; fax (23) 696 31 34).

WALORY PRZYRODNICZE

Szata roślinna. Niemal 35,0% powierzchni WPK (wraz z otuliną) zajmują lasy i zadrzewienia. Są to głównie porastające równiny sandrowe bory mieszane i sosnowe. Lasy liściaste, grądowe, dominują na wysoczyźnie polodowcowej. Na zboczach doliny Welu i rynien jeziornych wykształciły się grądy zbroczone (lasy klonowo-lipowe). W dolinach rzecznych występują lasy łęgowe oraz rosnące także wokół jezior i torfowisk – olsy. Zbiorowiskami leśnymi związanymi z torfowiskami są również brzeziny bagienne i sosnowe bory bagienne. Kompleksy leśne, wraz z baginami i jeziorami połączonymi przez Wel, tworzą na terenie WPK dwa korytarze ekologiczne. Zbiorowiska roślinności wodnej, szuwarów i torfowisk są na terenie Parku powszechne.



Szmaciak gałęzisty – grzyb jadalny, w Polsce objęty ścisłą ochroną (fot. K. Wittbrodt)

Wiele spośród występujących na obszarze WPK ponad 800 gatunków roślin naczyniowych i około 200 gatunków mchów, to gatunki rzadkie. Zarejestrowano tu objęte ochroną prawną ścisłą lub częściową 80 gatunków roślin naczyniowych, m.in. wawrzynek wilczełyko i gnieźnik leśny (ciekawy bezzieleniowiec storczyk), oraz 47 gatunków mchów, np. sierpowiec błyszczący. Na terenie Parku stwierdzono także obecność podlegających ochronie dwóch

gatunków grzybów: soplówki i szmaciaka gałęzistego, oraz 13 gatunków porostów. Wśród roślin WPK wyróżnia się znaczna grupa reliktów polodowcowych, z tak rzadkimi gatunkami jak: brzoza niska, skalnica torfowiskowa, fiołek torfowy, turzycza strunowa, mszar nastroszony i wielosił błękitny.

Świat zwierzęcy. W WPK występuje (rozmnaża się na pewno, okresowo lub prawdopodobnie) 269 gatunków kręgowców: 46 gatunków ssaków, 165 gatunków ptaków, 6 gatunków gadów, 13 gatunków płazów oraz 39 gatunków ryb i kręgowstych, w większości podlegających ochronie, oraz 282 gatunki bezkręgowców, głównie owadów. Obszar Parku obfituje w ostoje fauny (głównie ptactwa wodno-błotnego i ryb), na czele z doliną Welu i jeziorami, przez które rzeka przepływa. Do najcenniejszych gatunków spotykanych tu ptaków należą m.in.: bielik, orlik krzykliwy, rybołów, kania czarna, kania ruda, błotniak łąkowy i błotniak zbożowy oraz bocian czarny, żuraw, gęś gęgawa, pluszcz i niezwykle rzadka żołą. Wśród ryb wymienić należy np.: pstrągę potokowego, troć wędrowną, lipienia i piekielnicę. Większe ssaki są reprezentowane m.in. przez łosia, bobra i wydrę.



Łoś w lasach WPK (fot. K. Wittbrodt)

Hydrografia. Głównym elementem hydrograficznym WPK jest Wel – największy lewobrzeżny dopływ Drwęcy (długość: około 110 km, w tym w granicach Parku około 65 km). Jego dolina jest najbardziej atrakcyjnym i chronionym składnikiem krajobrazu WPK. Wel zachował tu swój naturalny charakter, tworzy liczne meandry i starorzecza. Przepływa przez jeziora, mokradła i podmokłe łąki, często zmieniając kierunek i spadek.

Wśród jezior WPK 14 ma powierzchnię co najmniej 0,06 km², a cztery z nich mają powierzchnię ponad 1,00 km² (jeziora: Grądy – 1,30 km², Lidzbarskie – 1,30 km², Tarczyńskie – 1,70 km² i Rumiańskie – 2,98 km²). Są to głównie jeziora rynnowe – długie, wąskie i głębokie (głębokość maksymalna: 27,7 m – Jezioro Lidzbarskie). Największe, a zarazem najgłębsze z nich, m.in. jeziora: Kiełpińskie, Rumiańskie, Grądy i Tarczyńskie, są jeszcze dość dobrze zachowane – ich starzenie się (wyptychanie wskutek zarastania roślinnością, wypełniania osadami), przy ograniczonym wpływie człowieka, postępuje powoli. Płytsze fragmenty jezior rynnowych, np. jeziora Zarybinek, zarosły już niemal całkowicie. Na terenie Parku występują także, mające genezę wytopiskową, małe oczka wodne o niewielkiej głębokości oraz zagłębienia pojeziorne, w których rozwijają się torfowiska.

RZEŻBA TERENU

Powierzchnia terenu WPK i jego sąsiedztwa została ostatecznie ukształtowana podczas ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły), kiedy lądolód kilkakrotnie pokrywał ten obszar, oraz w holocenie, po zaniku lądolodu (fig. 1). WPK wyróżnia się urozmaiconą morfologicznie i genetycznie polodowcową rzeźbą terenu, z malowniczymi wzgórzami morenowymi pokrytymi lasami, polami i łąkami. Najbardziej atrakcyjnym



Wzgórze morenowe w Hartowcu,
nad Jeziorłem Hartowieckim
(fot. K. Czajła)



Jezioro Rumiańskie – największe jezioro rynnowe
w WPK (widok w kierunku północno-zachodnim)
(fot. z zasobów UG Rybno)

Cokół krystaliczny. Obszar WPK znajduje w obrębie platformy wschodnioeuropejskiej zbudowanej ze skał krystalicznych (cokołu krystalicznego) utworzonych w proterozoiku, ponad 542,0 mln lat temu (fig. 2). W otworze Nidzica IG-1 zlokalizowanym w miejscowości Rogóż, około 30 km na północny wschód od Lidzbarka, granitoidy cokołu krystalicznego udokumentowano na głębokości 2304,0 m.

Pokrywa osadowa. Na cokole krystalicznym leżą prawie poziomo ułożone skały pokrywy osadowej powstałe w paleozoiku, mezozoiku i kenozoiku. W Rogożu, powyżej granitoidów, na głębokości 2154,8 m rozpoznano około 150-metrowej miąższości warstwę piaskowców kambru dolnego (terenowi i oddziału 2). Są to utwory płytkich mórz epikontynentalnych okresowo zalewających kontynent przed około 510 mln lat. W profilu wiercenia w Rogożu nie stwierdzono skał od kambru środkowego (oddziału 3) do permu włącznie. Anhydryty, sole kamienne i dolomity permu górnego wyróżniono w otworze Działdowo 2, we wsi Osówka (koło Lubowidza, około 10 km południowy wschód od Lidzbarka), na głębokości 2838,0 m. Pokrywa osadowa w porównaniu z rejonem Nidzicy osiąga w Osówce już znacznie większe miąższości i utwory cokołu krystalicznego nie zostały nawiercone pomimo większej głębokości otworu (3198,0 m). W profilu w Rogożu pojawiają się dopiero skały triasu (dolnego, środkowego i górnego) – piaskowce, mułowce i iłowce oraz wapienie i dolomity o miąższości 442,8 m, powstałe w środowiskach lądowym i morskim około 251–200 mln lat temu. Zalegające wyżej dolnojurańskie piaskowce i iłowce nawiercone na głębokości 1471,0 m, zdeponowane w środowisku lądowym około 190–175,6 mln lat temu, mają miąższość 241,0 m. Morskie skały jury środkowej, akumulowane od 167,7 do 161,2 mln lat temu, osiągnęły znacznie mniejszą miąższość – zaledwie 80,8 m. Profil utworów jury górnej, rozpoznany na głębokości 1045,7–1390,2 m, jest już kompletny. Wapienie i mułowce morskie tego wieku, o miąższości 344,5 m, osadzały się od 161,2 do 145,5 mln lat temu. Erę mezozoiczną zamyka miąższa (616,7 m) seria morskich piaskowców oraz wapieni, opok i margli, akumulowanych w kredzie wczesnej i późnej, od około 140 do 65,5 mln lat temu.

Na skałach kredy górnej leżą osady paleogenu i neogenu. Piaski, mułki i iły z glaukonitem i fauną paleocenu są wykształcone w facjach morskich i lądowych. Powstawały od 65,5 do 55,8 mln lat temu. Są stwierdzane na głębokości około 290–300 m, osiągają miąższość do około 140 m. Utwory eocenu to morskie piaski, mułki i iły o średniej miąższości około 30 m. Ich strop znajduje się na głębokości około 260–290 m. Oligocen reprezentują płytkomorskie, lagunowe, a także lądowe piaski kwarcowo-glaukonitowe oraz piaski, mułki i iły o miąższości dochodzącej nawet do 140,0 m, stwierdzane na głębokości do około 240–290 m. W neogenie (miocenie i pliocenie) opisywany obszar był lądem ze słodkowodnymi jeziorzyskami, w których zachodziła akumulacja iłów i mułków z wkładkami węgla brunatnego. Osady miocenu i pliocenu, powstałe 23,0–2,6 mln lat temu, notuje się na głębokości od około 60 m do około 240 m. Miejscami, w deformacjach glacictonicznych, ich miąższość może wynosić nawet ponad 220,0 m.

Urozmaiconą powierzchnię zbudowaną z utworów paleogenu i neogenu przykrywają osady czwartorzędowe – akumulowane w ciągu ostatnich 2,6 mln lat, głównie w plejstocenie. Największą udokumentowaną w rejonie WPK miąższość utworów czwartorzędowych – 297,7 m, odnotowano w otworze badawczym w Małym Łęcku, około 2 km na południowy zachód od Płońscy. Nie zachowały się tu wczesnoplejstocenijskie (kompleksu preglacjalnego) osady rzeczno-deltowe. W tym czasie (2600–950 tys. lat temu) opisywany obszar podlegał głównie denudacji i erozji rzecznej. W plejstocenie glacialnym, tj. od 950 do 11,7 tys. lat temu, lądolody wielokrotnie pokrywały znaczną część Europy, w tym obszar Polski, i za każdym razem znacząco przekształcały rzeźbę terenu oraz warunki środowiskowe. Podczas następujących po sobie nasunięć lądolodów powstawały utwory: lodowcowe (gliny zwałowe, piaski i żwiry), wodnolodowcowe (piaski i żwiry) oraz zastoiskowe (głównie mułki i iły). W rejonie WPK występują osady prawie wszystkich zlodowaceń kompleksów: południowopolskiego (zlodowaceń: Narwi, Nidy, Sanu 1 i Sanu 2), środkowopolskiego (zlodowacenia Odry) oraz północnopolskiego (zlodowacenia Wisły). Kiedy podczas ociepleń klimatu (interglacjalów) lądolody ustępowały z terenów znajdujących się na południe od obszaru dzisiejszego Morza Bałtyckiego, w rzekach i jeziorach gromadziły się piaski, żwiry, mułki i iły oraz gytie, kreda jeziorna i torfy.

Okolo 25 tys. lat temu, w czasie zlodowacenia Wisły, lądolód po raz ostatni nasuwał się (transgredował) na opisywany obszar. Jego czoło dotarło w rejon WPK około 21 tys. lat temu, do linii Bryńsk–Bełk–Nowy Dwór–Gralew–Rapaty (był to maksymalny zasięg lądolodu tego zlodowacenia). W tym też czasie

pojawiały się tu największe zachowane do dziś głązy narzutowe, rozpoznane w obniżeniu na wschód od Truszczyń. Na bezpośrednim zapleczu czoła lądolodu, na północ od wsi Dębień oraz na zachód od Koszele-wów, uformowały się misy końcowe. Wtedy też pod lądolodem, w wyniku skoncentrowanego przepływu wód roztopowych powstały głębokie rynny subglacialne przyszłych jezior: Rumiańskiego, Neliwa–Zarybinek, Tarczyńskiego, Grądy i Lidzbarskiego. U ich wylotu spod lądolodu, przez bramy lodowe wypływały silne strumienie transportujące piaski i żwiry osadzane w postaci rozległych równin sandrowych na południe i wschód od Lidzbarka. Podczas transgresji i następującej po niej recesji lądolodu były odkładane gliny zwałowe. W strefie czoła powstawały moreny czołowe. Po okresie deglacjacji frontalnej (topnienia lądolodu od czoła) nastąpił etap deglacjacji arealnej (powierzchniowego zanikania lądolodu, wytapiania od góry) – lądolód rozpadł się na fragmenty (płaty i bryły martwego lodu). W przetainach, rozpadlinach i szczelinach lodowych były składane głównie piaski i żwiry kemów i form akumulacji szczelinowej, przykryte w końco-wym etapie sedymentacji osadami spływów gliniastych. Pola wydłużonych form akumulacji szczelinowej,

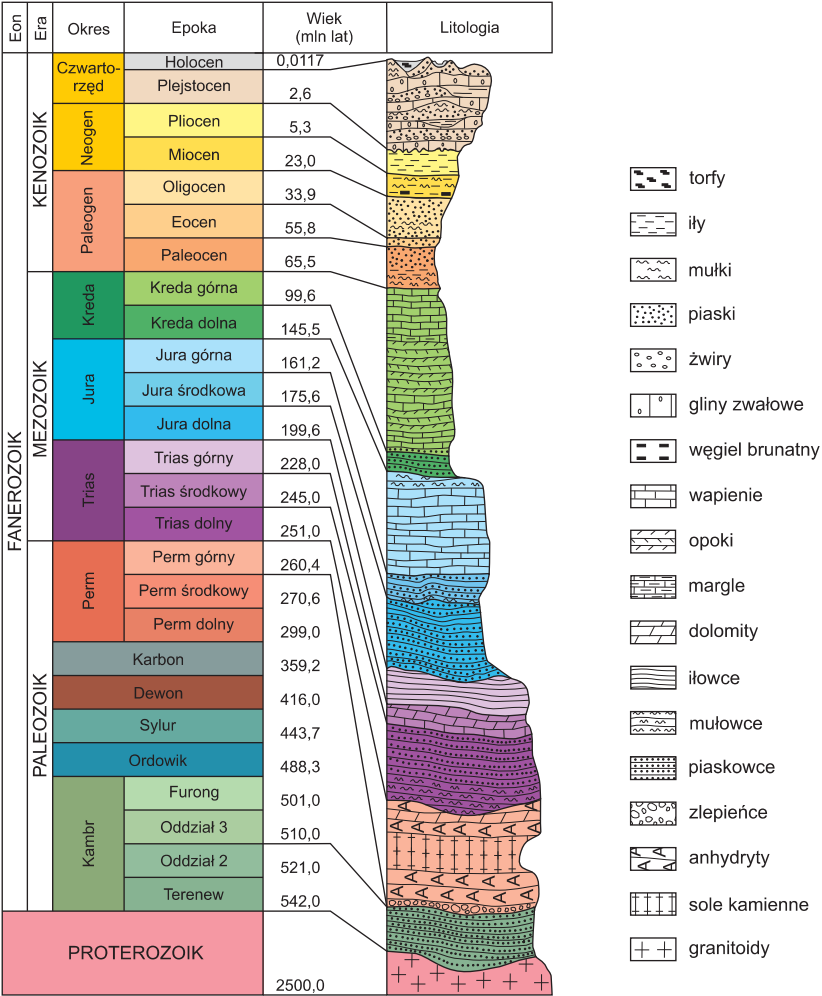


Fig. 2. Profil litologiczno-stratygraficzny z rejonu WPK (stratygrafia wg Wagnera, red., 2008; zmieniona)

w tym także ozów, można spotkać np. między Lesia-kiem a Rumianem. Między bryłami lodu powstawały w tym czasie również moreny martwego lodu, występujące obecnie głównie w rejonie wsi Prusy oraz w misie końcowej na północ od Dębienia.

Deglacja została przerwana około 19 tys. lat temu, kiedy to podczas lokalnej oscylacji czoło łądolodu ustabilizowało się na linii Truszczyń–Hartowiec–Ostaszewo–Lorki. Przemieszczające się masy lodu spiętrzały osady przedpola łądolodu przed jego czołem, tworząc moreny czołowe spiętrzone. Dziś można je obserwować np. w rejonie Ostasze-wa. Przed czołem łądolodu powstawały również moreny czołowe akumulacyjne. Między rynnami dolnego Welu a Jeziora Kiepińskiego, w trakcie deglacji niewielkie bryły martwego lodu zostały pogrzebane pod osadami sandrowymi. Pod koniec plejstocenu, w okresach nawracających ochłodzeń klimatu, i na początku holocenu, w środowisku tundry rozwinęły się intensywne procesy denudacyjne. Powstawały twory deluwalne (stokowe).

Holocen rozpoczął się około 11,7 tys. lat temu. Tundra przekształciła się wówczas w lasotundrę. Pod koniec fazy preborealnej (10,2 tys. lat temu) wytopiły się bryły pogrzebanego martwego lodu, tworząc m.in. bardzo zróżnicowany morfologicznie obszar sandru dziurawego w rejonie Trzcina. Część występujących tu licznie zagłębień powstałych po martwym lodzie nadal stanowi niewielkie oczka wodne. Płytsze zagłębienia zostały w różnym stopniu wypełnione osadami organicznymi i stokowymi. W zbiornikach wodnych na wysoczyźnie polodowcowej osadzały się twory wytopiskowe. Sieć rzeczna na terenie WPK zaczęła się kształtować już w pod koniec zlodowacenia Wisły, a w fazie preborealnej miała już prawdopodobnie układ zbliżony do dzisiejszego. W boreale (10,2–8,9 tys. lat temu) w jeziorach rozpoczęła się akumulacja mineralnych i węglanowych osadów jeziornych. Na opisywanym obszarze panowały już wtedy roślinne środowiska leśne, w postaci tajgi (lasy iglaste). Faza atlantycka (8,9–5,7 tys. lat temu) charakteryzowała się najcieplejszym klimatem w holocenie i przewagą lasów liściastych, natomiast w subboreale (5,7–2,7 tys. lat temu) następowało powolne ochłodzenie i zmiana środowisk leśnych na lasy mieszane i iglaste. Od początku holocenu w obniżeniach terenu były akumulowane namuły piaszczyste i piaski humusowe. W głębszych zbiornikach jeziornych powstawały gytie i kreda jeziorna. W wypływających się jeziorach, wypełnionych osadami mineralnymi i gytiami, rozwijały się torfowiska. Poziom wody w jeziorach w fazie atlantyckiej podwyższył się o około 4 m, w fazie subborealnej obniżył się o około 1–2 m i był niższy od współczesnego. Ostateczne podwyższenie poziomu wody w jeziorach miało miejsce na przełomie faz subborealnej i subatlantyckiej (około 2,7 tys. lat temu).



Sandr dziurawy w okolicach Trzcina
(widok w kierunku południowym)
(fot. P. Kądrowski)

STANOWISKA GEOLOGICZNE

1. Wysoczyzna polodowcowa w rejonie Grodziczna 53°24'19"N; 19°47'23"E
W rejonie Grodziczna, w pobliżu północnej grani- cy WPK, znajduje się rozległy, wyniesiony w stosun- ku do obszarów sąsiednich, fragment wysoczyzny polodowcowej powstałej w wyniku akumulacyjnej działalności łądolodu zlodowacenia Wisły. Wysoczyz- na jest zbudowana głównie z glin zwałowych oraz podrzędnie z osadów wodnolodowcowych (fig. 3).

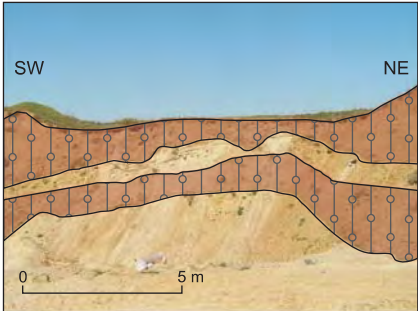


Fig. 3. Gliny zwałowe zlodowacenia Wisły w odśrodku w rejonie Grodziczna (D. Gałązka)

Rzeźba jej powierzchni jest efektem procesów zachodzących podczas deglacji, która w tym rejonie miała charakter frontalny. Dzięki temu powierzchnia równomiernie osadzonych utworów lodowcowych jest stosunkowo płaska. Budowę wewnętrzną wysoczyzny prezentuje niewielkie odsłonięcie znajdujące się w jej najwyższej partii, w sąsiedztwie moren czołowych. Są tu widoczne naprzemiennie zalegające warstwy glin zwałowych i wodnolodowcowych piasków różnoziarnistych z wkładkami żwirów.

2. Moreny czołowe akumulacyjne w rejonie

Truszczyń 53°25'23"N; 19°52'59"E

W rejonie Truszczyń (około 500 m na północny wschód od wsi), tuż za północną granicą otuliny WPK, rozciąga się szereg wzgórz i pagórków o wysokości do 22,0 m, wznoszących się około 200 m n.p.m. Są to moreny czołowe akumulacyjne. Wyznaczają one wyraźnie widoczny w morfologii terenu zasięg łodolodu zlodowacenia Wisły w trakcie lokalnej oscylacji. Powstały w wyniku akumulacji materiału lodowcowego podczas stagnacji łodolodu i deglacji frontальной. W południowym zboczu największej z moren, w odsłonięciu obecnie niemal całkowicie zarośniętym, są widoczne płyty brązowych, piaszczystych glin zwałowych z soczewkami piasków i żwirów, miejscami z dużą ilością bruku żwirowo-głazowego. U podnóża formy, w odsłonięciu przy drodze, znajdują się różnej wielkości głazy narzutowe przemieszczone przez okoliczną ludność z sąsiednich pól. Moreny, chociaż porośnięte lasem sosnowym, są dobrymi punktami widokowymi zarówno na przedpole, jak i za plecami ich zespołu.



Głazy narzutowe u stóp wzgórza morenowego w Truszczyńach
(fot. K. Czapla)

3. Głazy narzutowe w Truszczyńach 53°25'07"N; 19°54'04"E

Na obszarze WPK i w jego sąsiedztwie głazy narzutowe (eratyki) występują powszechnie. Jedynie cztery z nich mają obwód ponad 4,0 m. Znajdują się one na przedpolu strefy czołowomorenowej w rejonie Truszczyń (stan. geol. 2), poza granicą Parku, w obrębie jego otuliny. Największy z nich (stan. geol. 3), o obwodzie 9,80 m i wysokości 1,15 m, nie jest jeszcze objęty ochroną, pozostałe ustanowiono już pomnikami przyrody nieożywionej. Wszystkie są eratykami przewodnimi, tzn. mają precyzyjnie określone pierwotne miejsce występowania na terenie Skandynawii. Dwa z opisywanych głazów (granity średnio- i grubokrystaliczne – 53°24'30"N; 19°53'21"E i 53°24'56"N; 19°53'56"E) pochodzą ze środkowej Szwecji, trzeci (granit Vänge – stan. geol. 3) – z południowej, a czwarty (granit rapakiwi – 53°24'56"N; 19°53'50"E) – z Wysp Alandzkich.



Największy głaz narzutowy w rejonie WPK
(fot. A. Szarzyńska)

4. Morena martwego lodu w Lesiaku 53°25'47"N; 19°55'43"E

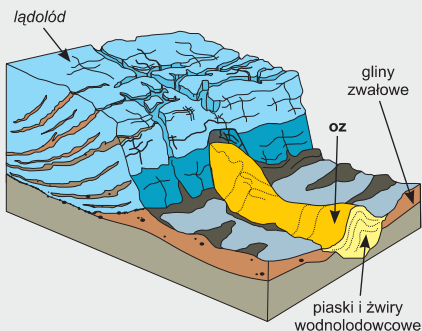
Niewielki pagórek moreny martwego lodu występuje około 200 m na południe od wsi Lesiak. Powstał w szczelinie lodowej między bryłami martwego lodu, z materiału niesionego przez wody spływające z ich topniejących powierzchni. Tworzą go osady różnych frakcji, bez czytelnego warstwowania (masywne). Budowę wewnętrzną moreny można obserwować w niewielkim odsłonięciu znajdującym się w pobliżu polnej drogi. Występują tu, pod niespełną metrowej miąższości pokrywą glin zwałowych, niewysortowane osady piaszczysto-żwirowe z przemazami glin zwałowych, świadczące o szybkim transporcie wodnym i powolnym grawitacyjnym (w formie spływów błotnych).



**Odsłonięcie utworów moreny martwego lodu w Lesiahu
(fot. D. Gałązka)**

5. Oz w Rumianie 53°25'00"N; 19°56'21"E

Oz w Rumianie to południkowo zorientowana forma wykształcona na północnym przedłużeniu jeziora rynnowego (Jeziora Rumiańskiego), o długości około 5 km i szerokości dochodzącej do 0,5 km, z towarzyszącymi jej pagórkami form akumulacji szczelinowej. Ciągnie się od Gutowa (tuż poza granicą obszaru objętego mapą) na północy do Jeziora Rumiańskiego na południu. Jest to wąski i kręty wał przechodzący w ciąg pagórków zbudowanych z piasków gruboziarnistych ze żwirami, pod niewielkim przykryciem glin zwałowych. Wznosi się ponad powierzchnie sąsiadujących równin sandrowych, fragmentów wysoczyzny polodowcowej i równin torfowych około 5–25 m (około 160–190 m n.p.m.). Oz ten uformował się w strefie brzeżnej łądogłodu zlodowacenia Wisły, prostopadłe do jego czoła. Jest klasycznym przykładem formy powstałej w tunelu subglacjalnym (wyciętym przez wody lodowcowe w spągu łądogłodu), w następstwie wypełnienia tego tunelu osadami wodnolodowcowymi (fig. 4).



**Fig. 4. Formowanie się ozu podczas deglacjacji
(D. Gałązka wg Haavisto-Hyyvärinen,
Kutvonen, 2007; zmienione)**

6. Sandr w Lorkach 53°23'25"N; 19°46'28"E

W rejonie Lorek, na południe od Grodziczna, znajduje się kilka dużych odsłonięć, w których są eksploatowane piaski i żwiry. Jest to obszar rozległych równin sandrowych powstałych podczas postoju łądogłodu zlodowacenia Wisły na linii Truszczyń–Hartowiec–Ostaszewo–Lorki. W Lorkach można obserwować efekty erozyjnej i akumulacyjnej działalności wód roztopowych w niedalekim sąsiedztwie stagnującego łądogłodu. Bliskość strefy czołowomorenowej sprawiła, że w osadach piaszczystych jest dużo żwirów (stąd tak liczne działające na skalę przemysłową wyrobiska). Osady sandrowe tworzą zalegające na przemian w profilu pionowym warstwy zbudowane z ziarn frakcji od drobnopiaskowej do żwirowej. Wśród serii piaszczysto-żwirowych, wraz z postępującą eksploatacją, pojawiają się okresowo warstwy glin zwałowych tworzących wysoką polodowcową.



**Wyrobisko piasków i żwirów wodnolodowcowych
zlodowacenia Wisły w Lorkach (fot. K. Czapla)**

7. Moreny czołowe: spiętrzona w Ostaszewie (7.1) 53°23'06"N; 19°49'25"E i akumulacyjne w Hartowcu (7.2) 53°23'16"N; 19°50'34"E

Na zachód i południowy zachód od Jeziora Hartowieckiego w morfologii terenu zaznaczają się pagórki i wzgórza moren czołowych strefy Truszczyń–Hartowiec–Ostaszewo–Lorki: akumulacyjnych i spiętrzonej, o wysokości dochodzącej do 40,0 m. Najwyższa z moren, morena akumulacyjna, znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie jeziora. Jej budowa wewnętrzna jest wyraźnie widoczna w niewielkich odsłonięciach. Nieznaczne zaburzenia warstwowania osadów są związane z szybką sedymentacją zachodzącą w spływach „błota morenowego” (dobrze wysortowane piaszczyste utwory stanowiące rdzeń formy zostały przykryte przez osady gliniasto-żwirowe spływające z czoła łądolodu) (fig. 5). Budowa wewnętrzna sąsiedniego wzgórza, moreny spiętrzonej, jest całkowicie inna. Osadów piaszczysto-żwirowych jest w niej zdecydowanie mniej i są silnie zaburzone glaciektonicznie – forma ta powstała wskutek spiętrzenia glin zwałowych oraz utworów zastoiskowych na przedpolu nasuwającego się łądolodu.

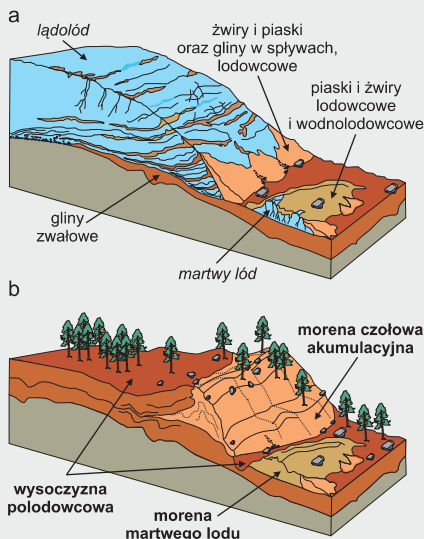


Fig. 5. Schemat powstawania moren czołowych akumulacyjnych i moren martwego lodu (D. Gałązka wg Haavisto-Hyvärinen, Kutvonen, 2007; zmieniiony)

8. Kem limnoglacialny w Gronowie 53°22'30"N; 19°51'50"E

Na północnym brzegu rynny Jeziora Gronowskiego, we wsi Gronowo, znajduje się niewielki pagórek. Jego budowa wewnętrzna jest widoczna w odsłonięciu. Wzniesienie stanowi jedną z wielu podobnych form występujących w tym rejonie, kemów limnoglacialnych, zbudowanych z piasków drobnoziarnistych, przewarstwionych mułkami, a miejscami także żwirami, z pojedynczymi niewielkimi głazami w części stropowej. Kemy te, to niewielkie wzgórza lub pagórki o długości około 500–2500 m i szerokości około 150–300 m, wznoszące się do około 15 m ponad poziom równiny sandrowej (lub, w obrębie rynny, równiny torfowej). Towarzyszą rozgałęzionemu systemowi rynien polodowcowych, obecnie częściowo zajętych przez jeziora: Gronowskie, Grądy i Tarczyńskie. Formy te powstały w szczelinach lodowych. Do akumulacji doszło w niewielkich zbiornikach z ograniczonym przepływem wód roztopowych (stąd też dominacja osadów drobnoziarnistych). W rejonie Gronowo–Grądy znajduje się wyjątkowo dużo takich form, co świadczy o deglacjacji arealnej jako dominującym typie zaniku łądolodu w tej części WPK.

9. Gytiiwisko w Prusach 53°22'31"N; 19°58'13"E

W Prusach, około 2 km na wschód od Rybna, w zarośniętej północno-wschodniej części jeziora Zarybinek znajduje się gytiiwisko. Jego powstanie jest związane z szybkim spadkiem poziomu wody w jeziorze, co mogło być wynikiem działalności człowieka (np. prac melioracyjnych). Jezioro, wypełniające zagłębienie będące pierwotnie fragmentem rozległego wytopiska powstałego u schyłku ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły), na początku holocenu miało głębokość przekraczającą miejscami 15,0 m. Następnie uległo ono



Okolice Prus (fot. z zasobów UG Rybno)

stopniowemu zanikowi w wyniku wypełnienia osadami jeziornymi i nanoszonymi przez rzekę. Kreda jeziorna i gytie, osiągające lokalnie w dawnych jeziornych głęboczkach miąższość ponad 10,0 m, były przedmiotem eksploatacji na potrzeby rolnicze. Dziś po wyrobiskach pozostały liczne w tym rejonie stawy. W analogiczny sposób zanikły wąskie, zachodnie fragmenty jeziora Zarybinek łączącego się dawniej z jeziorami Rybno i Neliwa.

10. Morena martwego lodu w Prusach 53°22'38"N; 19°58'41"E

Na południe od Jeziora Rumiańskiego, w pobliżu wsi Prusy znajduje się kilka niewielkich pagórków zbudowanych z osadów piaszczysto-żwirowych. Są to moreny martwego lodu. Powstały przy krawędziach topiących się brył martwego lodu z materiału niesionego przez wody spływające z powierzchni tych brył. Moreny martwego lodu występują zwykle zespołowo (także w Prusach), tworząc ciągi pagórków układających się niekiedy w charakterystyczny „wianuszkowy” sposób wokół obniżenia po wytopieniu bryły martwego lodu. Czas i mechanizm powstawania moren martwego lodu są niemal identyczne jak kemów. Formy te różni jednak budowa wewnętrzna. W morenach martwego lodu materiał piaszczysty z reguły nie wykazuje czytelnych śladów warstwowania, osady różnych frakcji są wymieszane, występują też liczne przeławicenia glin zwałowych w spływach z dużymi niekiedy głazami narzutowymi.

11. Sandr dziurawy w Trzcinie 53°21'30"N; 19°46'12"E

W zachodniej części WPK, pomiędzy doliną Welu a rynną Jeziora Kiełpińskiego, podczas ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły) czoło lądolodu kilkakrotnie oscylowało: dochodziło do niewielkich transgresji, krótkotrwałych stagnacji, a następnie stopniowych deglacjacji. W tak dynamicznym środowisku kolejne poziomy sandrowe formowały się niejednokrotnie na niewytopionych jeszcze całkowicie bryłach martwego lodu. Powierzchnia osadów wodnolodowcowych po wytopieniu pogrzebanych brył martwego lodu jest niezwykle urozmaicona licznymi pagórkami i zagłębieniami. Jest to sandr dziurawy (fig. 6). Większość wzniesień i towarzyszących im powierzchni płaskich ma identyczną budowę wewnętrzną, którą charakteryzuje duża różnorodność osadów piaszczysto-żwirowych z poziomami bruku na tej samej rzędnej terenu świadczącymi o ich równowiekowym powstaniu.

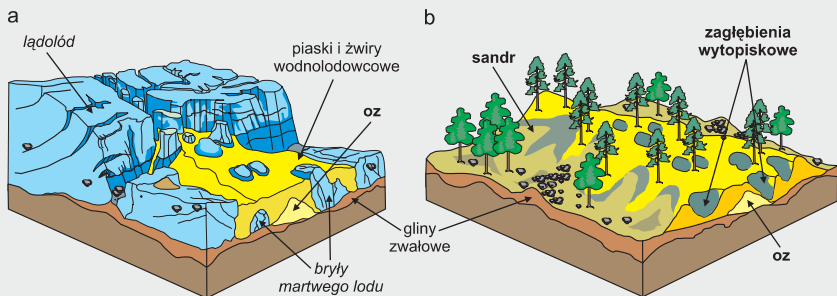


Fig. 6. Schemat powstawania sandru dziurawego
(D. Gałązka wg Haavisto-Hyvärinen, Kutvonena, 2007; zmieniony)

12. Rynna połodowcowa Jeziora Kiełpińskiego 53°21'48"N; 19°47'09"E

Jezioro Kiełpińskie należy do grupy jezior rynnowych, tj. wypełniających przegłębienia rynien połodowcowych (subglacialnych). Rynna Jeziora Kiełpińskiego ma przebieg południkowy. Otaczają ją równiny sandrowe, których kulminacje wznoszą się nawet ponad 50,0 m powyżej tafli wody jeziora. Po zachodniej stronie rynny występuje najlepiej rozwinięty na terenie WPK sandr dziurawy. Rynna Jeziora Kiełpińskiego powstała w czasie zlodowacenia Wisły, w wyniku erozyjnej działalności wód subglacialnych (podlodowcowych), a towarzyszące jej powierzchnie sandrowe – podczas zaniku lądolodu. Jeszcze na początku holocenu w rynnie zalegały konserwujące ją bryły martwego lodu. Po ich wytopieniu najgłębsze części rynny, wypełnione wodą, tworzą jezioro. Stanowisko geologiczne zlokalizowano na północnym brzegu jeziora, w punkcie widokowym. Przy drodze prowadzącej z Rynku w kierunku jeziora, po jej prawej stronie, znajduje się odsłonięcie, w którym 12-metrowej wysokości ściany prezentują budowę wewnętrzną sandru.



Jezioro Kiełpińskie (widok z północnego brzegu)
(fot. K. Czapla)

Jezioro Kiełpińskie, o powierzchni $0,8 \text{ km}^2$, długości $2,5 \text{ km}$, szerokości do około 500 m i maksymalnej głębokości $12,9 \text{ m}$, jest jednym z najczystszych na terenie WPK. Jest to dobrze zachowane jezioro eutroficzne (tzn. bogate w substancje odżywcze) z piaszczystym lub piaszczysto-mułkowym dnem. W płytkich partiach jest porośnięte roślinnością zanurzoną (m.in. rogiemkietem i zdrojkiem). Wzdłuż brzegu, w większości stromego, występuje wąski pas roślinności szuwarowej (głównie pałka, trzciny i turzycy). Najbliższe otoczenie jeziora zajmują łąki i bory sosnowe. Z północnej części Jeziora Kiełpińskiego wypływa niewielka rzeka zwana Rynkówką, wpadająca do Welu.

13. Dolina Welu w Kurojadach (13.1) $53^{\circ}17'51''\text{N}$; $19^{\circ}47'59''\text{E}$ i Chełstach (13.2) $53^{\circ}19'00''\text{N}$; $19^{\circ}47'16''\text{E}$

Dolina Welu jest jednym z najbardziej malowniczych elementów młodszego krajobrazu polodowcowego WPK. Jej fragment na północ od Lidzbarka to przekształcona rynna polodowcowa (subglacialna). Składa się z dłuższych, szerszych (typowych) odcinków rynnowych połączonych są ze sobą krótszymi, głębokimi i wąskimi przełomami rzeczny. W partiach szerszych występują równiny jeziorne zbudowane z torfów i gyti. W odcinkach przełomowych dominują osady piaszczyste. Cechą charakterystyczną jest występowanie poniżej przełomów rzecznych niewielkich, nieaktywnych już delt rzecznych będących świadectwem ujęć Welu do dawnych jezior (fig. 7).

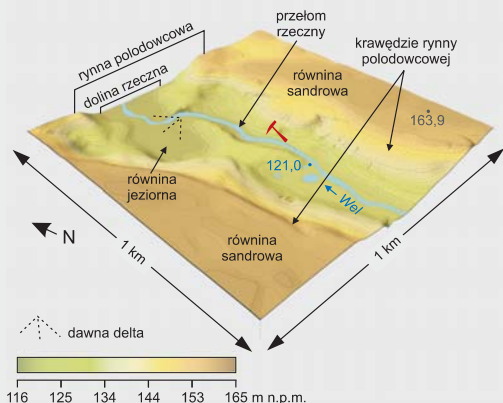


Fig. 7. Dolina Welu w rejonie Chełst – cyfrowy model terenu
(M.J. Sobiech)

14. Kemy fluwioglacjalne w Kotach (14.1) $53^{\circ}17'53''\text{N}$; $19^{\circ}55'03''\text{E}$ i Murawkach (14.2) $53^{\circ}17'59''\text{N}$; $19^{\circ}56'45''\text{E}$

Z zanikiem (recesją) ostatniego lądolodu (złodowacenia Wisły) w strefie jego maksymalnego zasięgu, w rejonie Lidzbarka, są związane niewielkie kemy rozpoznane we wschodniej części WPK – w okolicach wsi Murawki i Koty (fig. 8). Są to wydłużone pagórki o wysokości około $5\text{--}10 \text{ m}$, zbudowane z warstwowych piaszków z przeławieniami mułków, rzadziej żwirów, o miąższości ponad $5,0 \text{ m}$. Miejscami z cienką (o miąższości do $1,0 \text{ m}$) pokrywają piaszków

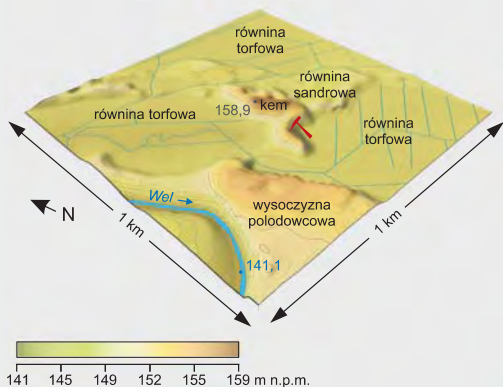


Fig. 8. Okolice Kotów – cyfrowy model terenu
(M.J. Sobiech)

i głazów lodowcowych oraz glin zwałowych w spływach. Formy te powstały w wyniku akumulacji przez wody roztopowe w szczelinach lodowych w stagnującym lądolodzie.

15. Moreny czołowe akumulacyjne w Turzy Małej (15.1) 53°17'24"N; 19°57'36"E i Gralewie (15.2) 53°18'16"N; 19°59'28"E

Granica maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły na wschód od Lidzbarka nie została dotąd ściśle ustalona. Moreny czołowe (końcowe) ostatniego lądolodu zostały tu w znacznej części zniszczone przez wody roztopowe podczas deglacji i nie osiągają takich rozmiarów jak np. formy tego typu występujące w rejonie Truszczyń i Hartowca. Nieliczne moreny zachowały się na północ od Turzy Małej (Łysa Góra — fig. 9) i w rejonie Gralewa. Są to wydłużone i owalne wzgórza o wysokości



Odstąpienie utworów moreny czołowej akumulacyjnej w Gralewie (fot. W. Wysota)

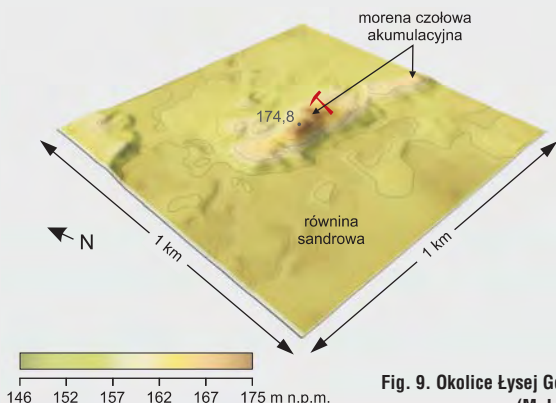


Fig. 9. Okolice Łysej Góry – cyfrowy model terenu (M.J. Sobiech)

około 15–25 m, zbudowane z warstwowanych żwirów i piasków o miąższości ponad 10,0 m, miejscami z przewarstwieniami glin zwałowych o miąższości do około 2–3 m. Osady morenowe były akumulowane przez wody roztopowe i spływy glin zwałowych w obrębie krótkich stożków marginalnych przy krawędzi lądolodu.

16. Delta Welu w Lidzbarku 53°15'51"N; 19°48'56"E

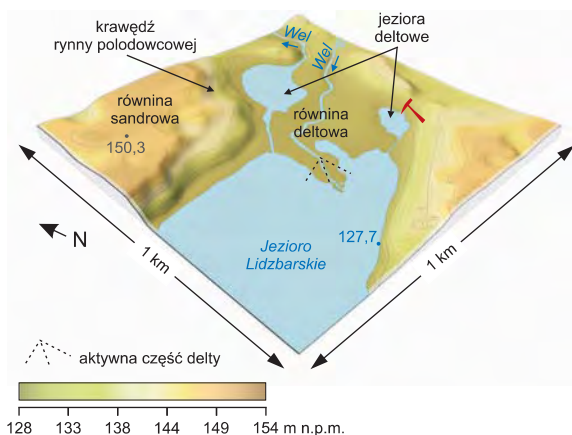
Delta Welu w Lidzbarku (fig. 10), rozwinięta przy ujściu rzeki do wschodniej części Jeziora Lidzbarskiego, jest unikatową formą rzeźby terenu WPK. Jej cechą charakterystyczną jest to, że Wel również wypływa z tej samej (wschodniej) części jeziora. Głównym elementem morfologicznym delty, powstałej w wyniku akumulacji dużej ilości materiału transportowanego przez rzekę, jest równina deltowa o długości około 800 m, szerokości do około 450 m i powierzchni 0,18 km². W jej obrębie występują dwa jeziora deltowe, w tym jedno przepływowo, będące odciętymi przez rozrastającą się deltę fragmentami Jeziora Lidzbarskiego. U ujścia Welu do jeziora koryto rzeki rozdziela się na kilka drugorzędnych koryt rozprowadzających, które formują współczesną, aktywną część delty (stożek).



Delta Welu w Lidzbarku (fot. z zasobów UM Lidzbark)

Badania Marciniaka wykazały, że przyrost współczesnego stożka delty Welu w okresie od września 1999 r. do maja 2000 r. wyniósł 47 cm. W profilach wierceń wykonanych w obrębie równiny deltowej udokumentowano piaszki o miąższości do 14,5 m, залегаjące na gytiach o miąższości do 11,0 m. Szacuje się, że głębokość dawnego jeziora w miejscu delty wynosiła około 14–25 m.

Fig. 10. Delta Welu w Lidzbarku – cyfrowy model terenu (M.J. Sobiech)



17. Morena czołowa pchnięta w Jamielniku

53°14'35"N; 19°49'40"E

Okolo 2 km na południe od Lidzbarka, po wschodniej stronie drogi do Żuromina, wznosi się łukowata forma wałowa o wysokości około 10 m, długości około 800 m i szerokości do 250 m. Od północy przylega do niej wąska rynna polodowcowa (subglacialna) i wysoczyzna polodowcowa, a na południe od niej rozciąga się urozmaiconą morfologicznie równina sandrowa (sandr dziurawy). W żwirowni znajdującej się w zachodniej części wału zostały odsłonięte zaburzone glaciektogenicznie (pod naporem czoła lądolodu) piaszki i żwiry wodnolodowcowe o miąższości ponad 7,0 m. Głównym elementem strukturalnym jest fałd pochylony w kierunku



Horyzontalna powierzchnia ścięcia w osadach tworzących morenę czołową pchniętą (fot. W. Wysota)

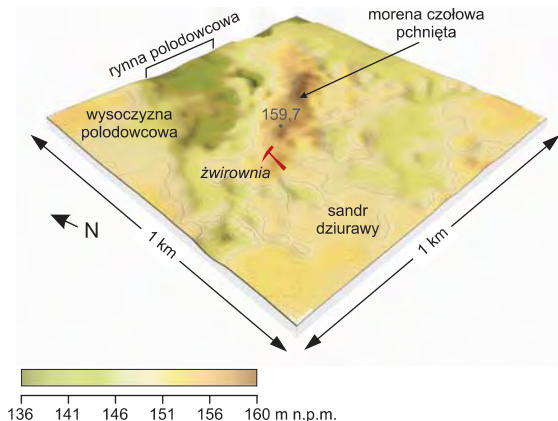


Fig. 11. Okolice Jamielnika – cyfrowy model terenu (M.J. Sobiech)

południowym, o osi równoległej do wału, w obrębie którego stwierdzono liczne drugorzędne struktury glaciektogeniczne (m.in. odwrócone uskoki oraz horyzontalne powierzchnie ścięcia). Na zaburzonych osadach zalegają żwiry i głązy lodowcowe z przewarstwieniami glin spływowych, o miąższości do 1,5 m. Opisywana forma jest moreną czołową pchniętą, powstałą w wyniku deformacji (nacisku poziomego) osadów wodnolodowcowych przed czołem napierającego lądolodu zlodowacenia Wisły podczas niewielkiej oscylacji jego krawędzi na południe od Lidzbarka (fig. 11).

18. Dolina meandrującego Welu w Olszewie (18.1) 53°14'54"N; 19°50'13"E
i Lidzbarku (18.2) 53°15'00"N; 19°49'48"E

Wiel na odcinku między Ciborzem a Lidzbarkiem jest rzeką krętą z charakterystycznymi zakolami (meandrami). Zewnętrzne łuki meandrów są podcinane przez nurt rzeki. Brzeg jest tu stromy, a głębokość koryta duża. W podcięciach erozyjnych odsłaniają się osady piaszczysto-mułkowe akumulowane w dnie doliny, a miejscami piaski wodnolodowcowe tworzące jej zbocza. Po wewnętrznej stronie zakola następuje akumulacja materiału piaszczystego niesionego przez rzekę. Powstają tu łachy meandrowe przyrastające do wnętrza łuków meandrowych. Rozwój zakoli prowadzi do bocznego przemieszczania się koryta rzeki w dnie doliny. Okresowo, podczas wezbrań, dochodzi do odcięcia zakoli (szyi meandrów) od głównego nurtu rzeki. Opuszczone zakola przekształcają się w starorzecza, które z czasem zarastają i wypełniają się osadami organicznymi i mineralnymi wnoszonymi do nich w czasie dużych wezbrań (fig. 12).

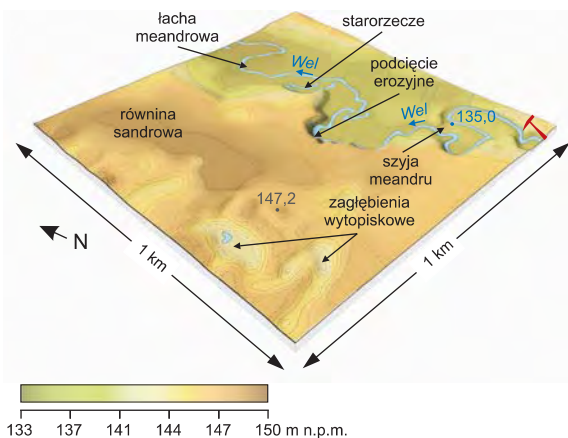


Fig. 12. Dolina meandrującego Welu w rejonie Lidzbarka – cyfrowy model terenu (M.J. Sobiech)

19. Sucha dolina Welu 53°14'50"N; 19°52'15"E

U schyłku ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły) Wel (Prawel) był dopływem Wkry (Działdówki): na południe od Ciborza płynął w stronę Nowego Dworu, gdzie uchodził do Wkry (tuż poza południową granicę obszaru objętego mapą). Śladem tego dawnego przepływu jest płytka i szeroka dolina z suchymi obecnie korytami i starorzeczami. Dno doliny jest zbudowane z piasków rzecznych, miejscami gytii i torfów. Podczas ocieplenia klimatu (około 13,7 tys. lat temu) nastąpiło masowe wytapianie się brył martwego lodu pogrzebanych w zagłębieniach i rynnach subglacialnych oraz degradacja wieloletniej zmarzliny. W krajobrazie pojawiły się liczne jeziora. Prawdopodobnie w tym czasie Wel płynął w części zgodnie z dawnym kierunkiem odpływu do Wkry, ale w części już na zachód od Ciborza – w stronę Lidzbarka, gdzie zaczął formować swoją nową dolinę. Ujście Welu do Jeziora Lidzbarskiego znajdowało się wówczas w rejonie południowego skraju Lidzbarka. Prawdopodobnie u schyłku zlodowacenia i na początku holocenu (około 11,7 tys. lat temu) nastąpił koniec bifurkacji – Wel płynie już wyłącznie w kierunku Lidzbarka, a jego nieczynna i sucha pierwotna dolina między Ciborzem a Nowym Dworem uległa stopniowemu zatorfieniu (fig. 13).

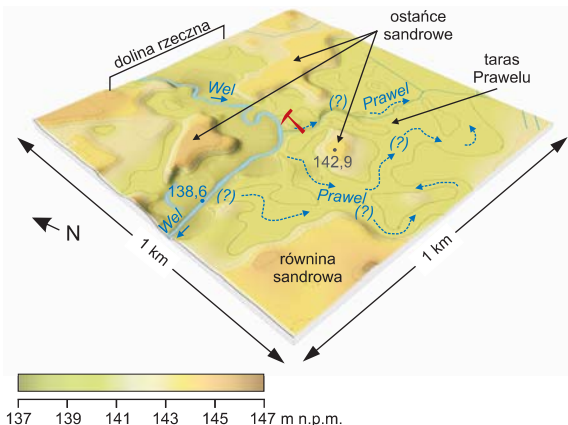


Fig. 13. Dawna dolina Welu w rejonie Ciborza – cyfrowy model terenu (M.J. Sobiech)

20. Próg morfologiczny maksymalnego zasięgu lądolodu ostatniego zlodowacenia

53°13'58"N; 19°52'06"E

Podczas maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły krawędź lądolodu przebiegała mniej więcej wzdłuż linii: Bryńsk–Bełk–Nowy Dwór–Miłostajki–Turza Mała–Gralewo. Ukształtowały się wówczas dwa łoby lodowcowe: Bryńska (poza granicą obszaru objętego mapą) oraz Lidzbarka. Na południowy zachód od Bełku w rzeźbie terenu występuje wyraźny (o wysokości około 5–10 m) stopień morfologiczny (skarpa sedimentacyjna) oddzielający dwie powierzchnie sandrowe: niższą (około 148–155 m n.p.m.), znacznie urozmaiconą morfologicznie, na północy, i wyższą (około 158–160 m n.p.m.), równinną, na południu. Skarpa jest świadectwem dłuższego postoju krawędzi lądolodu podczas jego maksymalnego zasięgu na południe od Lidzbarka. Powstała w wyniku akumulacji piasków i żwirów (o miąższości do 10,0 m), przez wody roztopowe, na kontakcie z czołem lądolodu. Wody lodowcowe wypływały z tunelu subglacialnego znajdującego się u wylotu rynny Jeziora Lidzbarskiego i odpływały na południe i południowy wschód, w stronę Zielunia i Lubowidza. Między skarpą sedimentacyjną a Jamielnikiem osady sandrowe były akumulowane częściowo na martwym lodzie. Po wytopieniu się pogrzebanego lodu powierzchnia sandru została obniżona i urozmaiconą wytopiskami (sandr dziurawy) (fig. 14).

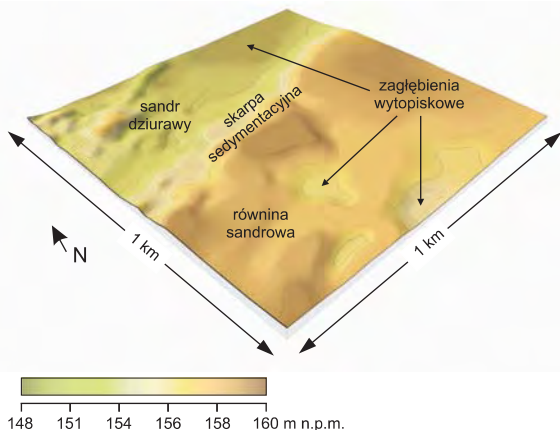


Fig. 14. Strefa maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły – cyfrowy model terenu (M.J. Sobiech)

WALORY KRAJOZNAWCZE I TURYSTYKA

Krajobraz kulturowy rejonu WPK jest bardzo atrakcyjny, zarówno z uwagi na walory przyrodnicze tego obszaru, jak i jego bogate dziedzictwo kulturowo-historyczne. Wśród wielu znajdujących się tu zabytków są: kościoły i kaplice, cmentarze, zespoły pałacowe i dworsko-parkowe z folwarkami oraz budynki mieszkalne, gospodarcze, usługowe i przemysłowe.

Na terenie Parku i w jego bezpośrednim sąsiedztwie mieści się kilka dość dobrze zachowanych grodzisk głównie wczesnośredniowiecznych (z IX–XI w.), zamieszkałych niegdyś przez pruskie plemię Sasinów (na północ od Wkry) oraz przez Mazowszan (na południe od Wkry – poza południową granicą obszaru



Dolina Welu poniżej uroczyska Piekiełko
(fot. K. Czapla)



Kościół pw. Świętych Apostołów Piotra i Pawła
w Grodzicznie (fot. K. Czapla)

objętego mapą). Najciekawsze z nich to grodziska zlokalizowane w: Gutowie (53°26'10"N; 19°55'26"E – na północ od Lesiaka) – Korzonka, najbardziej okazałe i najlepiej zachowane grodzisko wczesnośredniowieczne na ziemi lubawskiej, Tarczynach (53°21'14"N; 19°51'35"E) – pozostałości grodu i towarzyszącej mu osady, oraz Trzcinie (53°20'34"N; 19°44'44"E). O bogatej historii pogranicza mazowiecko-pruskiego świadczą również zachowane w różnym stopniu cmentarzyska, prastare obiekty kultu religijnego (np. baba pruska w Prątnicy, na północ od obszaru objętego mapą), a nawet niezmienione od wieków nazwy miejscowości, charakteryzujące ich pierwotne przeznaczenie (np. Rynek – miejsce wymiany handlowej).

W Lidzbarku oraz przy drodze z Lidzbarka, przez Jamielnik, do Bełku znajduje się sześć betonowych schronów bojowych. Są to umocnienia polowe w pasie działań Armii Modlin – Pozycja Lidzbark Welski. Zostały wybudowane w sierpniu 1939 r., przez żołnierzy Nowogródzkiej Brygady Kawalerii pod dowództwem gen. Władysława Andersa.

Grodziczno – wieś założona w XIV w., siedziba władz gminy. Zachował się tu zabytkowy gotycki kościół pw. Świętych Apostołów Piotra i Pawła, z XIV w., wielokrotnie przebudowywany i restaurowany (wyposażenie pochodzi głównie z XVIII w.), z cmentarzem przykościelnym.

Jeleń – wieś wzmiankowana na początku XV w., z licznymi obiektami tradycyjnego budownictwa wiejskiego (architektury drewnianej i murowanej). Budynek z początku XX w. (dawnej szkoły) stanowi siedzibę Dyrekcji WPK wraz z Muzeum Przyrody i Muzeum Etnograficznym.

Kiełpiny – wieś założona w XIV w. W rejestrze zabytków znajdują się: kościół pw. św. Wawrzyńca z 1745 r. (z elementami wyposażenia nawet z XVI w.), przykościelny cmentarz z XV w. i dzwonnica z 1865 r.

Lidzbark – miasto lokowane w 1301 r., z zachowanym (zabytkowym) założeniem urbanistycznym Starego Miasta (z lat 1320–1331). Jego najważniejsze zabytki to: gotycka baszta zamkowa i resztki murów miejskich z XIV w., kościół pw. św. Wojciecha z 1752 r., kościół ewangelicki pw. Jezusa Żyjącego z 1829 r., spichlerz z końca XIX w., dwie wieże ciśnień z początku XX w. oraz domy z XIX w. W Lidzbarku działa Warmińsko-Mazurskie Muzeum Pożarnictwa.

Rumian – wieś odnotowana w 1303 r. Znajduje się tu zabytkowy kościół drewniany pw. św. Barbary z 1714 r., z cmentarzem przykościelnym. Około 2 km na północ od Rumiana znajduje się grodzisko Korzonka.

Rybno – wieś wzmiankowana w 1335 r., siedziba władz gminy. Na wschodnim skraju Rybna, do końca XIX w. leżały pozostałości wczesnośredniowiecznego grodziska Groszkowska Góra.

Szczupliny – wieś założona około 1320 r. Na prawym brzegu Welu znajdują się ruiny zabytkowego kościoła ewangelickiego pw. św. Barbary z początku XV w. (z cmentarzem przykościelnym). Na lewym brzegu rzeki, przy jej ujściu do Jeziora Rumiańskiego, odkryto ślady wczesnośredniowiecznego grodziska.

Turza Mała – wieś powstała w XIV w. Do rejestru zabytków wpisano zlokalizowany nad Płośnicą neorenesansowy pałac wybudowany w latach 80. XIX w., wraz z parkiem oraz zabudowaniami gospodarczymi: dworem, gorzelnią i spichlerzem.

Szlak pieszy

Szlak pieszy grunwaldzki (znaki czerwone, długość 98,1 km, w granicach WPK ponad 20,0 km). Grunwald–Leszcz–Uzdowo–Myśłeta–Turza Wielka–Prioma–Płośnica–Turza Mała–Jeleń–Lidzbark–Bądzyn. Na terenie WPK: Turza Mała (48,3 km)–Koty (53,9 km)–Jeleń (57,6 km)–Wąpiersk (58,6 km)–Ciechanówko (62,1 km)–Chelsty (64,2 km)–Kurojady (67,0 km)–Lidzbark (70,5 km).



Grodzisko w Gutowie (na północ od Lesiaka)
(fot. K. Czapla)



Rekonstrukcja grodziska w Tarczynach
(fot. K. Wittbrodt)

Wokół Jeziora Kiełpińskiego (znaki niebieskie, długość około 11 km, czas przejścia 2–3 godz., możliwy do pokonania częściowo rowerem, ale trudny). Rozpoczyna się i kończy na przystanku PKS we wsi Rynek, prowadzi dokoła Jeziora Kiełpińskiego, początkowo przez obszar sandru dziurawego, a następnie wzdłuż wschodniego brzegu jeziora – u podnóża wysokiego stoku rynny polodowcowej (subglacialnej).

Wokół jeziora Okuminek (brak oznakowania, długość około 8 km). Rozpoczyna się i kończy na przystanku PKS we wsi Rynek, prowadzi w kierunku zachodnim w stronę Jeziora Kiełpińskiego do położonego za nim jeziora Okuninek (Okuminek), a następnie wokół tego jeziora.

Szlaki rowerowe

Do Piekiełka (znaki żółte, długość około 10,5 km). Rozpoczyna się i kończy w Lidzbarku. Lidzbark–Ciechanówko–Chełsty–uroczysko Piekiełko. Od 2001 r. uroczysko Piekiełko – porośnięty lasami grądowymi przełomowy odcinek doliny Welu, stanowi rezerwat przyrody.

Pętla Ostaszewska (znaki zielone, długość 8,5 km). Rozpoczyna się i kończy w Ostaszewie. Umożliwia zapoznanie się z rzeźbą terenu (moreny czołowe fazy postojowej lądolodu zlodowacenia Wisły), siedliskami przyrodniczymi (fragmenty lasu grądowego koło Ostaszewa, torfowisko w Janowie/Kierelewie) i układami przestrzennymi wsi.

Północnym skrajem Welskiego Parku Krajobrazowego (znaki zielone, długość około 19,5 km). Rynek (czynny mурowany młyn wodny)–dolina Rynkówki, wschodnia krawędź rynny dolnego Welu–Grodziczno–dolina Welu (Lorki: dwa czynne młyny wodne; Zawoda)–Trzcin–Rynek. Prowadzi początkowo wzdłuż stromych stoków rynny polodowcowej (subglacialnej) z licznymi źródłiskami, a następnie towarzyszy Welowi w jego dolnym biegu.

Szlak Błękitny (znaki niebieskie, długość około 25 km). Rozpoczyna się i kończy w Rybnie. Rybno–jezioro Zarybinek–rezerwat przyrody Jezioro Neliwa–Kostkowo–Kopaniarze (torfowisko niskie w dolinie Welu)–Wery–Grądy–Gronowo–Jeglia–Rybno.

Szlakiem największych jezior Welskiego Parku Krajobrazowego (brak oznakowania, długość około 25 km). Rozpoczyna się i kończy w Rybnie. Prowadzi przez: Kostkowo, Grądy, Kiełpiny, Rynek i Gronowo. Siedem jezior (na różnych etapach ewolucji): Rybno, Zarybinek, Neliwa, Tarczyńskie, Grądy, Kiełpińskie i Gronowskie, do których wiedzie, to jeziora powstałe po wytopieniu się brył martwego lodu zalegających w rynnach polodowcowych (subglacialnych, z okresu zlodowacenia Wisły).

Wokół Jeziora Lidzbarskiego (znaki niebieskie, długość około 9 km). Szlak zarówno rowerowy (czas przejazdu około 1,5–3 godz.), jak i pieszy (czas przejścia około 3–5 godz.). Rozpoczyna się i kończy w Lidzbarku. Wiedzie dokoła Jeziora Lidzbarskiego.

Wokół jeziora Rumian (znaki czerwone, długość około 22 km). Rybno–Rumian–grodzisko Korzonka (teren prywatny, zwiedzanie tylko za zgodą właściciela)–Lesiak (nieczynny drewniany młyn wodny z 1776 r.)–północna krawędź rynny polodowcowej Jeziora Rumiańskiego–Szczupliny–Rybno.

Wokół Lidzbarka (brak oznakowania, długość około 43 km). Rozpoczyna się i kończy w Lidzbarku. Prowadzi przez: Jeleń, Wąpiersk, Tarczyn, Kiełpiny, Chełsty, Słup, Wlewsz, Piaseczno, Klonowo, Bryńsk (poza granicą obszaru objętego mapą) i Jamielnik.

Ścieżki dydaktyczne

Lasem Nadwelskim (znaki żółte, długość około 6,5 km, czas przejścia 2,5–4 godz.). Lidzbark–jezioro Linowiec–dolina Welu–Lidzbark. Prezentuje walory krajobrazowe i siedliskowe doliny Welu i Jeziora Lidzbarskiego.

Nad Neliwą (znaki zielone, długość około 3 km, czas przejścia około 2 godz.). Wzdłuż południowego brzegu jeziora Neliwa i w okolicznym lesie. Informuje o powstawaniu jezior i działaniu ekosystemów jeziornych, zwierzętach żyjących nad jeziorem Neliwa oraz ekosystemie boru bagiennego.

Szlak samochodowy

Szlak Pętli Grunwaldkiej (oznakowanie symbolem samochodu, długość 263,0 km). Ostróda–Lubawa–Nowe Miasto Lubawskie–Lidzbark–Działdowo–Nidzica–Grunwald–Olsztynek–Ostróda. W rejonie WPK: Mroczenko–Grodziczno–Ostaszewo–Kiełpiny–Ciechanówko–Lidzbark–Cibórz.

Szlak kajakowy

Szlak kajakowy rzeki Wel (fig. 15). Uroku spływom tą rzeką dodaje jej niezwykle ciekawy przebieg pośród zmiennych krajobrazów – Wel przepływa przez jeziora, meandruje wśród lasów, łąk i pól, mija po drodze wsie i miasto Lidzbark, a miejscami przeciska się przez cieniste przełomy, jak np. w malowniczym Piekietku. W dolinie występują liczne mokradła i starorzecza. Szlak rozpoczyna się w Dąbrównie, kończy w Bratianie. Jego całkowita długość wynosi 98,5 km, z czego około 65 km na terenie WPK (czas spływu około 4 dni). Jest to szlak trudny. Wel posiada cechy kilku typów rzek – jest rzeką nizinną, pojezierną, a równocześnie na niektórych odcinkach rzeką górską, z charakterystyczną zmianą kierunków biegu. Jego średni spadek to 0,91‰, na kilku odcinkach odnotowano jednak dużo większe spadki – nawet do 4,1‰. Dzięki retencyjnej roli wielu jezior, przez które Wel przepływa, np.: Dąbrowa Wielka, Dąbrowa Mała, Pancerz, Rumiańskie, Zarybinek, Tarczyńskie, Grądy, Zakrocz, Lidzbarskie, Tylickie, odznacza się on wyrównanym, w miarę stabilnym przepływem w ciągu roku (nie występują tu duże wahania stanu wód).

Geocaching

Na terenie WPK, w 17 wybranych miejscach, znajdują się skrzynki przygotowane przez pracowników Parku. Trasa Tylko dla Orłów, opracowana za zgodą Nadleśnictwa Lidzbark, jest zlokalizowana w rejonie Małego Leźna. Należy do najtrudniejszych w kraju (skrzynki w formie wyrzeźbionego ptaka są zawieszone w koronach drzew) – turyści biorą udział w grze na własną odpowiedzialność.

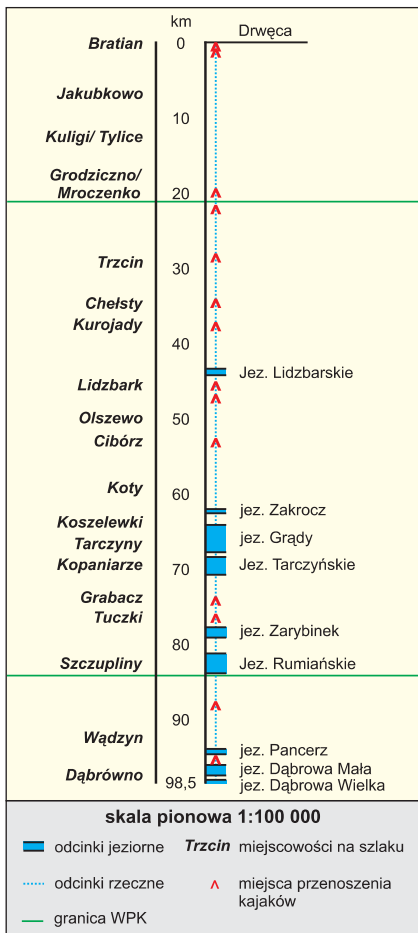


Fig. 15. Kilometraż szlaku kajakowego Welu (D. Gałązka)

SŁOWNIK TERMINÓW

- Bifurkacja rzeki** – rozdzielenie się rzeki na dwa lub więcej ramion, które dalej płyną w różnych kierunkach i należą do różnych dorzeczy.
- Deglacja** – zanik pokrywy lądolodu i odsłanianie obszaru spod pokrywy lodowej. **Deglacja frontalna** – lądolód topnieje, zachowując wartość pokrywy lodowej. **Deglacja arealna** – lądolód topnieje, rozpadając się na bryły i płyty martwego lodu.
- Delta** – forma akumulacyjna powstała z nagromadzenia osadów przy ujściu rzeki do jeziora lub morza.
- Deluwium** – osad utworzony w wyniku wypłukiwania przez wody deszczowe najdrobniejszych cząstek mineralnych z osadów i ich depozycji w zagłębieniach terenu i u podnóży stoków.
- Denudacja** – zespół procesów niszczących, powodujących wyrównywanie i stopniowe obniżanie powierzchni Ziemi. Są to wietrzenie, erozja i ruchy masowe, powodujące przemieszczanie osadów ku obszarom obniżonym.
- Frakcja** – populacja ziarn o określonej wielkości występująca w osadzie.
- Głaz narzutowy (narzutniak, eratyk)** – blok skalny przetransportowany w lądolodzie i uwolniony z lodu (po stopieniu) w pewnej odległości od miejsca pobrania. Zwykle są to głazy o dużej odporności na wietrzenie i mechaniczne rozdrobnienie (pochodzące ze Skandynawii).
- Gytia** – organiczny lub organiczno-mineralny osad jeziorny lub bagienny utworzony z detrytus roślinnego.

Kem – pagórek lub wzgórze (często o płaskiej powierzchni szczytowej) o wysokości od kilku do kilkunastu metrów i średnicy kilkuset metrów. Tworzą go warstwowane piaski, mułki i żwiru osadzone w szczelinach lodowych lub między bryłami (płatami) martwego lodu, przez wody roztopowe (**kem fluwioglacjalny**) lub wody stojące (**kem limnologiczny**). Kemy stanowią wyznacznik deglacjacji arealnej.

Kreda jeziorna – osad biogeniczny jezior, bagien i podmokłych łąk, o zawartości węgla wapnia ponad 80%.

Martwy lód – różnej wielkości bryły lub płaty lodu izolowane od siebie i od krawędzi aktywnego lądolodu. Powstają przy wytapianiu się lądolodu na znacznej przestrzeni w trakcie deglacjacji arealnej.

Misa końcowa – duże, niezbyt głębokie obniżenie na zapleczu czoła lądolodu.

Morena czołowa akumulacyjna – pagórek/wzgórze lub ciąg pagórków/wzgórz powstałych wzdłuż czoła lądolodu w okresie jego stagnacji (postoju). Forma zbudowana ze żwirów, głazów oraz piasków, rzadziej z glin zwałowych. W zależności od długości trwania postoju lub liczby oscylacji krawędzi lądolodu (czoła lądolodu), składa się ze zmieniającej liczby wałów i posiada różne rozmiary. Na podstawie analizy rozmieszczenia moren akumulacyjnych można odtworzyć dawny zarys krawędzi lądolodu, jego poszczególne zasięgi i etapy zanikania (deglacjacji).

Morena czołowa spiętrzona/pchnięta – pagórek/wzgórze lub ciąg pagórków/wzgórz, których powstanie jest związane z aktywną działalnością lądolodu. Powstaje w wyniku nasunięcia lądolodu na starsze osady, których pierwotny układ zostaje zaburzony. Struktura wewnętrzna moreny tworzy się poprzez spiętrzenie, wyciśnięcie i pchnięcie osadów (zaburzenia glaciektoniczne).

Morena martwego lodu – forma akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej, powstała w czasie deglacjacji arealnej, związana z obecnością martwego lodu. Zbudowana z piasków, żwirów oraz głazów i glin zwałowych – materiału, który wytapał się i spływał grawitacyjnie przy krawędziach brył martwego lodu.

Oz – wydłużony, wąski, zwykle kręty wał lub ciąg pagórków/wzgórz o stromych zboczach i falistej linii grzbietowej. Forma zbudowana z materiału piaszczysto-żwirowego. Powstaje w wyniku wypełniania tuneli podlodowcowych (subglacjalnych) oraz wewnątrzlodowcowych (inglacjalnych) przez transportowany przez wody roztopowe materiał mineralny. Orientacja ozu jest najczęściej prostopadła do czoła lądolodu.

Ryyna subglacjalna (połodowcowa) – podłużna, kręta forma dolinna powstała w wyniku rozcięcia podłoża lądolodu przez wody roztopowe.

Sandr – forma akumulacji wodnolodowcowej w postaci płaskiego stożka napływowego lub rozległej równiny. Zbudowana z piasków i żwirów osadzonych przez wody pochodzące z topnienia lądolodu. Powstaje na przedpolu krawędzi lodowej podczas postoju lądolodu.

Torfowisko – obszar akumulacji torfów; typ mokradeł, siedlisk silnie uwodnionych z rozwijającą się specyficzną roślinnością (m.in. turzycy, trzciny, mchy torfowce). Wyróżnia się trzy typy torfowisk: niskie, przejściowe i wysokie.

Wysortowanie – stopień ujednolicenia wielkości ziarn w osadzie.

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

Zagłębienie wytopiskowe (wytopisko) – obniżenie powstałe wskutek wytopienia się bryły lodu tkwiącej w osadach połodowcowych.

LITERATURA

Choiński A., 2006 – Katalog jezior Polski. Wyd. UAM, Poznań.

Haavisto-Hyvärinen M., Kutvonen H., 2007 – Maaperäkartan käyttöopas. Geologian tutkimuslaitos.

Kondracki J., 2009 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985 – Słownik geologii dynamicznej. Wyd. Geol., Warszawa.

Lindner L., Marks L., 2012 – O podziale klimatostatygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Prz. Geol.*, **60**, 1.

Marciniak M., 2000 – Sedymentacja współczesnej delty Welu w Jeziorze Lidzbarskim. UMK, Toruń. [maszynopis pracy magisterskiej]

Sobiech M.J., 2012 – Geneza rzeźby glacialnej i dynamika ostatniego lądolodu w rejonie Górzna. UMK, Toruń. [maszynopis pracy magisterskiej]

Szarzyńska A., Ziółkowski P., 2012 – Skandynawskie dary. Głazy narzutowe Warmii i Mazur. Wyd. Mantis, Olsztyn.

Wagner R. (red.), 2008 – Tabela stratygraficzna Polski. Polska pozakarpaska. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Wysota W., 1999 – Ice sheet maximum limit of the Vistulian Glaciation in the mid-eastern Chełmno–Dobrzyń Lakeland, northern Poland. *Geol. Quart.*, **43**, 2.



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



WYKONANO NA ZAMÓWIENIE
MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI
FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ
NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY
ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ



WYKONANO WE WSPÓŁPRACY
Z PRZEDSIĘBIORSTWEM
GEOLOGICZNYM POLGEOL SA

WYKONANO W RAMACH PROJEKTU: MAPY GEOLOGICZNO-
TURYSTYCZNE 5 PARKÓW KRAJOBRAZOWYCH
POLSKI PÓŁNOCNEJ

Copyright by Ministerstwo Środowiska

Państwowy Instytut Geologiczny –
Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2014

ISBN 978-83-7863-197-2



Opracowanie:

Dariusz Gałązka, Wojciech Wysota,
Marcin J. Sobiech

Współpraca:

Izabella Gryszkiewicz, Karol Czapla

Konsultacje:

Krzysztof Wittbrodt, Krzysztof Głowczyński

Redakcja merytoryczna:

Kamila Janus

Projekt makiety mapy:

Anna Klimkowska

Projekt okładki:

Magdalena Sędek

Zdjęcia na okładce:

Krzysztof Wittbrodt, Dariusz Gałązka

Akceptował do druku:

Dyrektor
Państwowego Instytutu Geologicznego –
Państwowego Instytutu Badawczego
prof. dr hab. Jerzy Nawrocki

Egz. nr

