

Warunki środowiskowe na obszarze Polski w okresie tworzenia się państwowości polskiej i metody badania ich przemian*

Alfred Kaniecki

Zarys treści: Niedokończony przez autora artykuł analizuje warunki środowiskowe na ziemiach polskich w okresie kształtowania się państwowości. Omawia wpływ zmian klimatu i antropopresji na krajobraz od postglacjalu po wiek X oraz metody ich rekonstrukcji – od analiz geologicznych i palinologicznych po badanie źródeł pisanych i kartograficznych. Podkreśla potrzebę interdyscyplinarnego podejścia, łączącego nauki przyrodnicze i humanistyczne, dla pełnego obrazu relacji człowieka ze środowiskiem.

Słowa kluczowe: paleogeografia, geografia historyczna, historia środowiskowa, historia osadnictwa

Abstract: This article, unfinished by the author, examines the environmental conditions in Poland during the formation of the state. It discusses the effects of climate change and human activity on the landscape from the post-glacial period to the 10th century, together with various methods for reconstructing these conditions, including geological and palynological analyses, as well as the use of written and cartographic sources. It highlights the importance of an interdisciplinary approach that merges the natural sciences with the humanities to gain a comprehensive understanding of the relationship between humans and the environment.

Keywords: paleogeography, historical geography, environmental history, history of settlement network

Wprowadzenie

Problem zrekonstruowania warunków środowiskowych istniejących w okresie tworzenia się państwowości polskiej należy do zagadnień, którym poświęca się coraz więcej uwagi. Określa on pewną sytuację wyjściową dla oceny ówczesnego stanu środowiska przyrodniczego. Było ono już w pewnym stopniu zmienione w wyniku działalności ludzkiej, wiążącej się głównie z rozwojem rolnictwa w okresie poprzedzającym. Intensywność antropopresji nasiliła się w czasie trwania państwa polskiego. Odtworzenie przeszłych warunków środowiskowych

od dawna interesowało zarówno geografów, jak i historyków, bowiem dotyczyło problemu dostosowania się człowieka do istniejących warunków środowiskowych w czasach przedhistorycznych oraz oceny przekształceń środowiska przyrodniczego w związku z jego działalnością gospodarczą. Przemiany środowiskowe, związane z antropopresją, nakładały się na naturalne zmiany klimatu i obejmowały zmianę szaty roślinnej, stosunków glebowych i wilgotnościowych, a na niektórych obszarach również i zmianę układu sieci hydrograficznej. Zachodziły one, na ogół, bardzo wolno i były dostrzegalne dopiero z odleglejszej perspektywy czasu, kiedy utrwaliły się i nabrały pewnych cech stałości.

Środowisko przyrodnicze, ogólnie ujmując, stanowi system wytworzony na styku atmo-, lito-, hydro- i biosfery. System ten obejmuje zespół zjawisk i procesów

* Zob. komentarz do niniejszego tekstu: M. Makohonienko, M. Gochna, *O niedokończonej pracy Alfreda Kanieckiego*, w tym tomie SG, s. 7–25. Autorem uwag w nawiasach kwadratowych w przypisach jest Michał Gochna, który przygotował niniejszy tekst do druku. Tam, gdzie w tekście głównym zauważono błędy lub braki, pozostawiano tekst źródłowy z dodaniem [sic] lub dodawano stosowny przypis.

uwarunkowanych klimatem, budową geologiczną, rzeźbą powierzchni terenu, układem sieci hydrograficznej, cechami gleb oraz światem roślinnym i zwierzęcym. Środowisko przyrodnicze nie ma charakteru stałego, tzn. niezmiennego w czasie, lecz podlega ciągłym zmianom. Zmiana jednego elementu środowiskowego narusza stan dotychczasowej równowagi, jaka wytworzyła się pomiędzy cechami litologicznymi utworów powierzchniowych danego obszaru, aktualnymi cechami klimatu i wynikających z nich warunków hydrograficznych, glebowych i biologicznych. Ten stan równowagi najczęściej zostaje zaburzony w wyniku zmian klimatu, a w szczególności dotyczy to warunków termicznych i wilgotnościowych. Krótkotrwałe zmiany czy to temperatury, czy też wilgotności powietrza nie pozostawiają jednak bardziej trwałych śladów w środowisku. Dopiero większe zmiany, przejawiające się w cyklach kilkudziesięcioletnich, wywierają pewien wpływ, np. wyróżniające się temperaturami wyższymi od przeciętnych i niższymi opadami (okresy suche) lub niższymi temperaturami i wyższymi wartościami opadów (okresy mokre), mogą przejawiać się w składzie gatunkowym szaty roślinnej, cechach gleb, zasięgach zbiorników wodnych itp. Za pierwotne środowisko przyrodnicze uważa się system niezmienny w wyniku działalności gospodarczej człowieka. Obecnie środowisko takie właściwie nie istnieje, a i w zaraniu dziejów również jego większe powierzchnie praktycznie należały do rzadkości. Przeważnie nosiły one mniej lub bardziej widoczne ślady zmian spowodowanych bezpośrednią lub pośrednią działalnością człowieka. Skutki tych działań narastały w miarę rozwoju gospodarki w czasie trwania państwowości polskiej, obejmując coraz to szerszy zakres zmian i coraz to większe obszary.

Krajobraz pierwotny na ziemiach polskich kształtował się głównie po wycofaniu się lądolodu skandynawskiego, a więc

w postglacjale i holocenie, czyli w przedziale od 12 do 5 tys. lat temu. Okres ten charakteryzował się olbrzymimi zmianami klimatu wywołanymi czynnikami natury astronomicznej, niedostatecznie dotąd wyjaśnionymi. Mogły to być zmiany natężenia promieniowania słonecznego, wahania nachylenia osi Ziemi (cykle Milankoviča), nutacje biegunów i związane z tym modyfikacje cyrkulacji mas powietrza. Odpowiedzią biosfery na zmiany klimatu po wycofaniu się lądolodu były migracje różnych gatunków² na północ, nawet na duże odległości. Rozpoczęły się one już w końcowej fazie plejstocenu w cieplejszych okresach.

Problem zmian środowiskowych na obszarze Polski nie może być rozpatrywany bez ogólnej chociażby charakterystyki rozwoju rzeźby, zmian warunków obiegu wody czy też historii rozwoju roślinności, wiążących się zarówno z czynnikami naturalnymi, jak i z działalnością człowieka. Wycofujący się lądolód zostawiał za sobą nagą ziemię, pozbawioną gleby i roślin, do tego z płytko wytapiającą się wieczną zmarzłocią. Kolonizacja tych terenów była więc opóźniona w stosunku do zmian klimatu, ponieważ najpierw musiała się uformować odpowiednia gleba, którą następnie zasiedlały różne gatunki roślin. Jednym z procesów adaptacyjnych, który większość z nich musiała przejść, było przystosowanie się do różnych długości dnia w różnych porach roku i czasu trwania sezonu wegetacyjnego, zasobności pokarmowej inicjalnych gleb, warunków termicznych itp. Przesuwanie się na północ poszczególnych gatunków roślin nie zachodziło więc w tym samym tempie. Na obszarze Polski przejście od warunków glacialnych do klimatu umiarkowanego zmieniło szatę roślinną od wilgotnej tundry do lasów mieszanych. W warunkach naturalnych proces ten zachodził stosunkowo wolno i trwał kilka tysięcy lat. Natomiast przemiany środowiskowe

² [W tekście brak wskazania czy chodzi o gatunki roślin, czy zwierząt].

wiążące się z działalnością gospodarczą człowieka zachodzą w znacznie szybszym tempie.

Opracowanie niniejsze stanowi próbę przedstawienia zmian środowiskowych na obszarze Polski w postglacjale i holocenie na podstawie istniejącego materiału archiwalnego z różnych dziedzin nauki. Wykorzystano analizy paleogeograficzne, wyniki badań archeologicznych i palinologicznych oraz z historii osadnictwa itp.

Informacji z tego zakresu dostarczają takie dziedziny nauki jak: historia, geografia, geologia, geomorfologia, paleoekologia, gleboznawstwo, klimatologia i hydrologia, onomastyka i inne. Dużym utrudnieniem jest również fakt znacznego rozproszenia wyników badań w dużej liczbie publikacji z różnych dziedzin nauki. Ciągłe też brakuje szerszej analizy środowiskowej dla różnych okresów rozwoju środowiska w plejstocenie i holocenie.

Przed tysiącem lat, a więc w połowie X w., pod pojęciem „Polska” rozumieć należy obszar leżący nad dolną i środkową Wartą oraz górną Notecią, czyli znajdujący się we władaniu Mieszka I. Z czasem, a zatem do końca X w., książę ów opanował ziemię łęczycko-sieradzką, Mazowsze, Pomorze Gdańskie i Szczecińskie oraz oparł granice państwa na południu o Karpaty i Sudety, na wschodzie o Bug, a na zachodzie o Nysę Łużycką i dolną Odrę. Północno-wschodnią część obecnego obszaru Polski zajmowały plemiona pruskie. Przyjąć można, że państwo Mieszka I obejmowało pod koniec X w. obszar o powierzchni około 250 tys. km² ³.

Istotnym problemem przy określaniu środowiska przyrodniczego obszaru Polski sprzed tysiąca lat jest odtworzenie rozmieszczenia lasów, układu sieci rzecznej i jezior, stosunków wilgotnościowych gleb na obszarach wysoczyznowych i dolinnych. Duże powierzchnie zajmowały wtedy tereny podmokłe, rozsiane gęsto praktycznie

na obszarze całego kraju. Obejmowały one poza dolinami rzeczными i rynnymi jeziornymi również i różnego typu zagłębienia powierzchni na obszarach wysoczyznowych oraz obszary równinne o utrudnionym odpływie wód.

Celem opracowania jest przedstawienie warunków środowiskowych, a więc cech klimatu w tamtym okresie, odtworzenie układu wód powierzchniowych i terenów podmokłych, typów gleb na różnych formach terenu oraz zróżnicowania szaty roślinnej. Znajomość tych cech środowiskowych jest niezbędna dla określenia „tła”, mało zmienionego przez działalność człowieka. Pozwoli to następnie określić kierunki przeobrażeń środowiska, wiążących się z nasilającą się działalnością gospodarczą człowieka w czasie istnienia i rozwoju państwowości polskiej.

Dla obszaru Polski takim „tłem” powinien być obraz środowiska przyrodniczego z połowy X w., a więc z okresu, kiedy to za panowania Mieszka I zaczęła się tworzyć państwowość polska. Od tego też czasu obserwuje się sukcesywnie narastające przeobrażenie środowiska przyrodniczego. Wiązało się ono głównie z wylesianiem znacznych połaci terenów i zamianą ich na grunty użytkowane rolniczo, tj. pola i pastwiska, bądź też pozyskiwaniem drewna jako budulca do celów mieszkalnych i obronnych. Kolejne przemiany wiązały się z przeobrażeniami szaty roślinnej i gatunków zwierząt, wprowadzanymi celowo przez człowieka.

Cele i metody stosowane w badaniu ewolucji zmian środowiska przyrodniczego

Ewolucją zmian środowiska przyrodniczego w różnych okresach rozwoju Ziemi zajmuje się paleogeografia. Jest to nauka zajmująca się badaniem mechanizmów tych zmian, określająca prawa nimi rządzące oraz ustalająca kierunki ewolucji środowiska. Przemiany te określa się głównie na podstawie rodzaju osadów i zawartych w nich szczątków organicznych.

³ K. Buczek, *Ziemie polskie przed tysiącem lat*, Kraków 1967, s. 5–6.

Paleogeografia w swych metodach badawczych wykorzystuje zasadę aktualizmu geologicznego, zakładającą, że czynniki fizyczne i chemiczne działające na skorupę ziemską w przeszłości były takie same jak obecnie i wywoływały identyczne procesy geologiczne. Zasada ta, sformułowana przez Jamesa Huttona w końcu XVIII w.⁴, została rozwinięta i uzasadniona przez Charlesa Lyella w 1836 r.⁵ i nadal pozostaje aktualna. Natomiast dla historyków istotnym problemem jest wykorzystanie wszelkiego rodzaju przekazów źródłowych związanych z działalnością gospodarczą człowieka w minionych wiekach i powiązanie uzyskanych faktów z cechami ówczesnego środowiska przyrodniczego. Studia nad sprawą zmian środowiska przyrodniczego w Europie wczesnośredniowiecznej prowadzone są szczególnie intensywnie przez ośrodki naukowe angielskie i amerykańskie, niemieckie i francuskie. Ich wyniki dość ściśle pokrywają się z pracami polskich badaczy.

Problem odtworzenia cech środowiska przyrodniczego sprzed okresu tworzenia się państwowości Polski ciągle należy do trudnych. Praktycznie nie posiadamy konkretnych informacji w materiałach źródłowych sprzed tysiąca lat. Dotyczą one głównie kwestii politycznych i kościelnych, natomiast zupełnie nie dostarczają informacji o środowisku przyrodniczym. Pierwszy, w miarę dokładny opis ziem i wód na obszarze Polski, dostarcza dopiero *Kronika* Jana Długosza z drugiej połowy XV w.⁶

Do najstarszych informacji pisanych, przydatnych do rekonstrukcji dawnych cech badanego obszaru, należą w przypadku

Polski różnego typu wczesnośredniowieczne i wczesnonowożytne teksty, przede wszystkim: kroniki i roczniki, rachunki, statuty i lustracje, nadania bądź też różnego typu źródła administracyjno-prawne, takie jak wilkierze czy też księgi radzieckie. Dostarczają one informacji o lokalizacji różnych obiektów, o powodziach i suszach, przebiegu granic itp.

Materiały źródłowe do rekonstrukcji średniowiecznej sieci wodnej są raczej skąpe. Z reguły są to tylko luźne fakty. Ponadto często informacje w nich się znajdujące są wieloznaczne, dając tym samym możliwość do stawiania różnych, często subiektywnych ocen i hipotez. Jednak w zasadzie już dla początków XV w. dysponujemy dużą liczbą tych materiałów. Znaczna ich część jest już opublikowana. Z kolei w słownikach historyczno-geograficznych znaleźć można uporządkowane materiały źródłowe dla poszczególnych miejscowości. Skąpa baza źródeł pisanych, którymi posługuje się w swych pracach historyk badający zmiany np. w procesach osadniczych, zmusza do korzystania z wyników badań realizowanych przez przedstawicieli innych dziedzin nauki, i to zarówno humanistycznych, jak i przyrodniczych. Z nauk humanistycznych szczególnie przydatne są w tym zakresie badań wyniki prac archeologów i językoznawców.

Badaniem zmian środowiska przyrodniczego zajmuje się zarówno geografia, jak i historia. O ile jednak dla geografa najistotniejszy jest problem, jak zmieniał się środowisko przyrodnicze pod wpływem czynników naturalnych, tak dla historyka najważniejsze jest określenie, jak człowiek adaptował się do zmieniających się warunków środowiskowych i w jaki sposób je zmieniał. Różnice te znajdują odzwierciedlenie w metodyce badawczej obu dziedzin. Dla historyka czy archeologa najistotniejsze jest badanie warstw kulturowych, a więc związanych z działalnością człowieka, natomiast dla geografa głównym problemem jest odtworzenie cech

⁴ J. Hutton, *Theory of the Earth; or an Investigation of the Laws Observable in the Composition, Dissolution, and Restoration of Land upon the Globe*, „Transactions of the Royal Society of Edinburgh”, 1, 1788, 2, s. 209–304; tenże, *Theory of the Earth*, t. 1–2, Edinburgh 1795.

⁵ C. Lyell, *Principles of Geology*, t. 1–3, London 1830–1833.

⁶ *Ioannis Dlugossi Annales seu cronicae incliti Regni Poloniae*, libri 1–12, red. J. Dąbrowski, oprac. K. Pieradzka, W. Semkowicz-Zarembina, Varsoviae 1964; *Jana Długosza Roczniki czyli kroniki sławnego Królestwa Polskiego*, ks. 1–12, red. J. Dąbrowski, oprac. W. Semkowicz-Zarembina, K. Pieradzka i in., Warszawa 2009.

środowiskowych na podstawie warstw powstałych bez udziału człowieka, czyli w wyniku działania czynników naturalnych. Obie te serie warstw gruntów rozdziela powierzchnia zwana przez archeologów calcem.

Problemem przemian środowiska przyrodniczego zainteresowani są nie tylko historycy i archeolodzy, ale również i badacze z zakresu geografii fizycznej (klimatolodzy, hydrologi, geomorfolodzy i in.), geografii społecznej (np. historii osadnictwa), geologii, gleboznawstwa, biologii, nauk rolniczych i leśnych, urbanistyki i wielu innych. Jednak ich podejście metodyczne do rozwiązywania tych problemów badawczych jest bardzo zróżnicowane.

Rozwój metod badawczych w różnych dziedzinach nauki, jaki obserwujemy w ciągu ostatnich dziesięcioleci, umożliwia obecnie w miarę dokładne odtworzenie cech środowiskowych dla danego okresu bądź określenie kierunku jego przekształceń. Konieczne jest jednak powiązanie wyników badań z różnych dziedzin nauki, tak humanistycznych, jak i przyrodniczych. Początkowo to głównie geografowie próbowali wyjaśnić udział i wpływ środowiska przyrodniczego w dziejowym rozwoju społeczeństw. Historykom, nieposiadającym znajomości metod geograficznych w odtwarzaniu dawnych cech środowiskowych, było znacznie trudniej analizować ten wpływ.

W ramach geografii już pod koniec XIX w. wytworzył się specjalny kierunek badań zajmujący się oceną związku zachodzącego pomiędzy człowiekiem a środowiskiem przyrodniczym, zwany antropogeografią. Twórca tego kierunku badań Friedrich Ratzel sformułował tezę (1882), że rozwój społeczny zdeterminowany jest przez otaczające środowisko przyrodnicze⁷. W Polsce jedną z pierwszych prac z tego zakresu był tekst Stanisława Pawłowskiego

Antropogeografia (1918), mający charakter metodologiczny⁸. Autor ten, nawiązując do pracy Ratzla i badaczy francuskich, przedstawił również własne poglądy na rolę człowieka i na związki, jakie zachodzą między człowiekiem a Ziemią⁹. Antropogeografia powstała w okresie poprzedzającym wydzielanie się różnych specjalności i specjalizacji z ogólnego kierunku geografii. Rozpatruje ona różnorodność i złożoność zjawisk antropogenicznych oraz określa relacje antropogeografii z geografiami fizyczną i naukami pomocniczymi (etnografią, statystyką, socjologią, historią itp.). Na Międzynarodowym Kongresie Geograficznym w Paryżu w 1931 r. Pawłowski został wybrany wiceprezesem Sekcji Antropogeografii w Międzynarodowej Unii Geograficznej.

Na bazie doświadczeń uzyskanych w trakcie badań z zakresu antropogeografii powstała geografia historyczna, rozwijająca się w okresie międzywojennym i po ostatniej wojnie. Szeroka dyskusja nad przedmiotem i metodą badań z tego zakresu toczyła się na konferencji poświęconej geografii historycznej w Warszawie w 1952 r. Materiały konferencyjne opublikowane zostały w „Przeglądzie Geograficznym” w 1953 r. Referaty wprowadzające przedstawili Gerard Labuda i Maria Dobrowolska¹⁰. Definicja geografii historycznej sformułowana przez Labudę (1953) brzmi: „Geografia historyczna bada środowisko geograficzne w rozwoju, metodami historycznymi i geograficznymi oraz przedstawia na jego podłożu wszystkie

⁷ F. Ratzel, *Anthropogeographie. Die geographische Verbreitung des Menschen*, t. 1–2, Stuttgart 1882–1891.

⁸ S. Pawłowski, *Antropogeografia*, [cz.] 1: *Historyczny rozwój pojęć*, „Przegląd Geograficzny”, 1 (1–2), 1918, s. 121–128; [cz.] 2: *Stan obecny antropogeografii*, „Przegląd Geograficzny”, 1 (3–4), 1919, s. 311–321.

⁹ Tamże, cz. 2, s. 321: „człowiek występuje jako poważny czynnik geograficzny, który w związku z naturą wykonywa pewne dzieła zmieniające poniekąd zewnętrzny wygląd Ziemi”; tamże, cz. 1: s. 121: „Antropogeografia jest geograficzną nauką o człowieku. Jej istotę stanowi badanie wzajemnego związku ziemi i człowieka”.

¹⁰ G. Labuda, *Uwagi o przedmiocie i metodzie geografii historycznej*, „Przegląd Geograficzny”, 25, 1953, 1, s. 5–56; M. Dobrowolska, *Przedmiot i metoda geografii historycznej. Uwagi o referacie prof. dra G. Labudy*, „Przegląd Geograficzny”, 25, 1953, 1, s. 57–77.

przejawy ludzkiej działalności, nadające się do zobrazowania ilościowego i przestrzennego w ujęciu kartograficznym”¹¹. Labuda próbował również ustalić zakres zagadnień, którymi powinna zajmować się geografia historyczna: „Geografia historyczna, podejmując badanie środowiska geograficznego w rozwoju oraz przedstawiając na jego podłożu wszystkie przejawy ludzkiej działalności ilościowo i przestrzennie, w ujęciu kartograficznym umożliwia: 1) nauce geografii ustalenie czynników kształtujących aktualne środowisko geograficzne, a 2) nauce historii ustalenie roli środowiska geograficznego w rozwoju społeczeństwa ludzkiego”¹².

Geografia historyczna jest więc nauką, która stoi na pograniczu tych dwóch dyscyplin. Przytoczyć tu jednak można opinię Pawłowskiego, w latach międzywojennych twórcy ośrodka geograficznego w Poznaniu. Zainteresowania historią oraz wiedza i wykształcenie historyczne sprawiły, że nieobce były mu problemy geografii historycznej. Nie uznawał on jednak łączenia studiów historycznych z geograficznymi, podkreślając dominantę przyrodniczą w tym kierunku badawczym.

Geografia historyczna jest gałęzią wiedzy stworzonej i rozwijanej na użytek historyków. Uważana jest za naukę pomocniczą historii, ułatwiającą historykom interpretację badanych źródeł i ustalenie faktów wiążących się ze zmieniającymi się warunkami środowiska przyrodniczego. Badania z tego zakresu zmierzają głównie do odtworzenia przestrzennych przeobrażeń związanych z gospodarczą działalnością człowieka. Zmieniała ona nie tylko w sposób bezpośredni, ale i pośredni, szatę roślinną, rzeźbę terenu, układ cieków, stosunki wodne itp. Badania te powinny również uwzględniać przemiany środowiskowe zachodzące pod wpływem czynników naturalnych. Geografia historyczna korzysta z dorobku innych

nauk: geografii, historii, językoznawstwa, archeologii, etnografii, kartografii i urbanistyki. Swoją rozkwit przeżywała przed pierwszą wojną światową oraz w okresie międzywojennym. Jednak nie wypracowała dotąd własnych metod badawczych, bazując głównie na analizie źródłowych tekstów historycznych, a uzyskane informacje łączyła z najstarszymi przekazami kartograficznymi. Stąd tak duża rozbieżność uzyskiwanych wyników.

Na osobną uwagę zasługują polskie ujęcia podręcznikowe z zakresu geografii historycznej. Wysuwają się tu głównie takie prace jak: pierwszy podręcznik Stanisława Arnolda¹³, prace Karola Buczka¹⁴ oraz dotyczące przemian środowiskowych w rozwoju dziejowym Marii Dobrowolskiej¹⁵.

Zaznacza się pewna dwuznaczność w rozumieniu znaczenia pojęcia „geografia historyczna”. Dla historyka początkowo wiązało się z przestrzennym określeniem procesów gospodarczych w aspekcie czasowym, np. kierunków rozwoju osadnictwa, szlaków komunikacyjnych, użytkowania ziemi itp. Konieczne jednak do tego było określenie warunków przyrodniczych środowiska, w którym człowiek działał i przebywał. Z tego kierunku badań wywodzi się antropogeografia, która postawiła sobie za cel objaśnienie rozwoju procesu historycznego z pozycji geograficznych. Twórca tego kierunku badań Friedrich Ratzel pisał o przemożnym wpływie środowiska geograficznego na człowieka. Dla geografa pojęcie „geografia historyczna” wiązało się głównie z przemianami środowiska przyrodniczego uwarunkowanymi czynnikami naturalnymi (zmiany klimatu, zlodowacenia). Wpływ

¹³ S. Arnold, *Geografia historyczna Polski*, Warszawa 1951. [Autor błędnie podał inicjał imienia Arnolda („A”) i rok publikacji (1950)].

¹⁴ K. Buczek, *Ziemie polskie przed tysiącem lat. Zarys geograficzno-historyczny*, Wrocław–Kraków 1960 (kolejne wydanie Kraków 1967) [W maszynopisie data wydania 1968].

¹⁵ [Autor podaje datę publikacji M. Dobrowolskiej 1965. W tym roku wyszła jej książka napisana z Janem Rajmanem *Socio-Economic Structure and Dynamics of the Suburban Zone*, Warszawa 1965. Być może autorowi chodziło o publikację z 1961 r.: M. Dobrowolska, *Przemiany środowiska geograficznego Polski. Do XV w.*, Warszawa 1961].

¹¹ G. Labuda, *Uwagi o przedmiocie*, s. 39.

¹² Tamże, s. 42.

człowieka zaznaczał się dopiero w okresie, kiedy zaczął on uprawiać rolę i wypalać las celem zdobycia nowych gruntów, a więc od kilku tysięcy lat.

Badania w geografii historycznej w zakresie przemian środowiska przyrodniczego są nadal w dużym stopniu uzależnione od tradycji warsztatowych danego badacza. Przedstawiciele nauk humanistycznych opierają się głównie na materiałach dostarczanych przez historię, archeologię, językoznawstwo czy też urbanistykę, pomijając zupełnie analizę środowiska przyrodniczego użytkowanego przez człowieka. Z kolei przedstawiciele nauk przyrodniczych preferują wyniki badań palinologicznych, geomorfologicznych, paleohydrologicznych, izotopowych czy też glebowych zachodzących w warunkach naturalnych, nad badania procesów wiążących się z antropopresją.

Dobrze różnicuje to sposób analizy warstw gruntów przez np. archeologów czy przedstawicieli nauk przyrodniczych. O ile dla archeologów najważniejszym problemem jest określenie i wydatowanie warstw kulturowych, a więc związanych z działalnością człowieka, zalegających powyżej powierzchni przedosadniczej czyli calca, to dla przedstawicieli nauk przyrodniczych najważniejsze jest odtworzenie cech warstw różnego typu utworów zalegających poniżej poziomu calca. Cechy te (zróznicowanie wielkości tych osadów, rodzaj warstwowania, zachowane w nich fragmenty fauny i flory) pozwalają określić dynamikę tego środowiska, typ ekosystemu oraz ich wiek.

Metody badań stosowane w naukach przyrodniczych przy rekonstrukcji środowiska

W naukach przyrodniczych sposoby rekonstrukcji elementów dawnego środowiska przyrodniczego obejmują szeroki wachlarz metod – od geologicznych po geomorfologiczne, botaniczne, zoologiczne, hydrologiczne i glebowe. Podstawą badań jest najczęściej analiza materiałów

geologicznych, tj. rodzaju osadów i ich ułożenia, bowiem świadczą one o dawnych procesach sedymentacyjnych, a tym samym i pośrednio o warunkach klimatycznych i środowiskowych. Z kolei metody oznaczania wieku osadów obejmują ich analizę w zbiornikach wodnych, pomiary przyrostów drzew (metoda dendrochronologii), analizę pyłkową kopalnych osadów organicznych (metoda palinologiczna) czy też metody pomiarów izotopów radioaktywnych. Każda z przedstawionych metod ma własny zakres poznania i pewne granice ich stosowalności.

Wielki rozwój badań w ostatnim wieku z zakresu geografii, biologii i archeologii umożliwia nieco szersze przedstawienie problemu przemian środowiskowych na obszarze Polski w okresie ostatnich kilkunastu tysięcy lat. Wzrosła bowiem znacznie liczba informacji o kierunkach ewolucji środowiska przyrodniczego oraz odtworzono, w miarę dokładnie, warunki klimatyczne w postglacjale i holocenie. Z zakresu nauk przyrodniczych wymienić tu można badania w szeroko pojmowanej geografii fizycznej (klimatologia, hydrografia, geomorfologia itp.), w zakresie gleboznawstwa, geologii i nauk biologicznych. Geografia fizyczna, stosując specjalistyczne metody wykorzystywane w naukach ścisłych, tj. chemii, fizyce i matematyce, znacznie rozbudowała swój warsztat naukowy, co otworzyło zupełnie nieznane dotąd drogi poznania.

W paleogeografii, wśród podstawowych metod rekonstrukcji przeszłych warunków środowiskowych stosuje się:

- 1) rekonstrukcję elementów środowiska,
- 2) określanie wieku osadów,
- 3) inne oparte na obserwacjach i działalności człowieka.

Do oceny przekształceń powierzchni obszaru wykorzystuje się również wyniki wierceń geologicznych, a w szczególności geologiczno-inżynierskich. Wykonywane do stosunkowo niewielkich głębokości, charakteryzują się szczegółowym opisem

warstw przypowierzchniowych. Na ogół jest ich przynajmniej kilka na niewielkim obszarze. Również i wiercenia hydrogeologiczne oraz badawcze są w tych badaniach bardzo przydatne. Metody geomorfologiczne z kolei bazują na szczegółowym kartowaniu terenu, które ma na celu określenie wieku czy form rzeźby terenu – np. teras akumulacyjnych bądź też osadów je budujących, na podstawie ich położenia i stosunku do wydатовanych osadów czy form.

System rzeczny stanowi układ dynamiczny podlegający ciągłym zmianom. W warunkach wzrostu uwilgotnienia klimatu przejawia się to zarówno zwiększeniem liczby cieków, pogłębieniem i rozszerzeniem tych liniowych form spływu, czyli dolin i koryt rzecznych. W warunkach wzrostu przesuszenia klimatu i przy okresowym charakterze płynięcia wody dostawa materiału skalnego do dolin rzecznych będzie większa niż możliwość ich odprowadzenia. Dlatego dominować tam będzie akumulacja materiału skalnego i podnoszenie powierzchni terasy zalewowej. Dolinami rzecznyymi nazywamy więc formy utworzone i odwadniane przez wody płynące. Powierzchnia terenu, na której rozwija się sieć rzeczna, może stanowić powierzchnię inicjalną, czyli świeżo powstałą, jak również może liczyć sobie wiele milionów lat. Powierzchnię inicjalną, zwaną również powierzchnią pierwotną, może stanowić strefa wypiętrzających się gór, świeżo ukształtowany stożek wulkaniczny lub obszar zasypany popiołem wulkanicznym bądź lawą, jak również tereny odsłaniane przez cofający się lądolód lub lodowiec. Natomiast na obszarach o rzeźbie dojrzałej lub starej istniejący tam system rzeczny jest odzwierciedleniem zarówno dawnych, jak i obecnych warunków klimatycznych czy też ruchów tektonicznych.

Badania rozwoju dolin rzecznych bądź systemów odwodnieniowych, np. na przedpolu wycofującego się lądolodu, polegają na wiązaniu szlaków odpływu wód

roztopowych z jego kolejnymi fazami recesyjnymi. Dalsze obniżanie się podstawy erozyjnej w końcowym okresie ostatniego zlodowacenia powodowało tworzenie się poziomów erozyjnych i erozyjno-akumulacyjnych początkowo sandrowych, a następnie już w obrębie doliny rzecznej. Wynikało to ze zmian klimatycznych, poziomu wody we wszechocenie, chłonności infiltracyjnej warstw przypowierzchniowych gruntu i szaty roślinnej oraz na niektórych obszarach z ruchów neotektonicznych. Na te przekształcenia, o charakterze naturalnym, nałożyły się w ciągu ostatniego tysiąca lat również zmiany związane z działalnością gospodarczą człowieka. Badając więc układ tych poziomów, można określić względnie precyzyjnie zarówno kolejność, jak i wiek oraz stopień ich powiązania z poszczególnymi fazami wycofującego się lądolodu, a ponadto i charakterystyczny dla danego obszaru system odwodnienia.

Rozmieszczenie teras, ich liczba, wysokość i stopień zachowania pozwalają odtworzyć rozwój geomorfologiczny dolin rzecznych, a więc historię procesów erozji i akumulacji w dolinie, ich genezę, a niekiedy i wiek samych dolin. Jeżeli te badania wsparte zostaną oznaczeniami wieku bezwzględnego osadów terasowych, wówczas rozwój doliny można osadzić w konkretnym czasie. Szczegółowa analiza sedymentologiczna osadów rzecznych w obrębie teras pozwala na określenie typu rzeki w danym czasie. W przypadku młodszych teras do rekonstrukcji paleohydrologicznej mogą być także wykorzystane dawne koryta cieków obecnie nieczynne (meandry, odnogi itp.), jak również i obiekty wiążące się z działalnością człowieka.

Rzeki należą do tych elementów środowiska przyrodniczego, które natychmiast reagują na wszelkie zmiany obiegu wody wywołane czynnikami naturalnymi bądź sztucznymi spowodowanymi np. działalnością człowieka. Odbija się to zarówno na ukształtowaniu określonego typu koryta, elementach geometrii jego przekroju

poprzecznego, zdolności transportującej oraz na cechach teksturalnych osadów korytowych.

Zdaniem Wolmana i Millera¹⁶ charakter koryta rzek, ich geometria przekroju oraz krętość są odbiciem wielkości przepływu wody i transportu materiału, przy czym dostosowują się przeważnie do przepływów najczęstszych¹⁷. Koryta meandrowe na obszarach nizinnych świadczą o przewadze transportu zawiesinowego i wyrównanych przepływach. Z kolei zdaniem S.A. Schumma¹⁸, im bardziej wyrównane i niższe są przepływy średnioroczne, a transport materiału skalnego mniejszy, tym węższe i bardziej kręte są zakola¹⁹.

Stąd tak duże zainteresowanie w ostatnich latach badaniem kopalnych osadów rzecznych dla rekonstrukcji zmian klimatycznych i środowiskowych w holocenie, czyli w ciągu ostatnich 10 tys. lat. Zapis tych zmian urzeczywistnił się w postaci różnych typów koryta rzeczного i różnych parametrów geometrii jego przekrojów, możliwych do odczytania na różnych poziomach terasowych dolin rzecznych. Z kolei zmiany cech geometrii koryta rzeczного czy też rozmiary meandrów rzecznych pozwalają na odtworzenie dawnych przepływów rzecznych. Badania nad tymi problemami prowadzone były w ośrodku poznańskim przez zespoły skupione wokół Stefana Kozarskiego, Karola Rotnickiego i Kazimierza Tobolskiego. W licznych pracach Kozarski przedstawił również rozwój dna doliny oraz przystosowanie układów koryta do zmian klimatycznych w postglacjale i holocenie. Badania nad tą problematyką prowadzili również A. Witt, Przemysław Gonera i Barbara Antczak²⁰. Badania Kozarskiego i Antczak wykazały, że w okresie tworzenia się odcinka przełomowego pod Poznaniem

Warta posiadała koryto roztokowe aż do najstarszego dryasu, czego dowodem jest istnienie organicznych wypełnień paleokoryt, których spąg datowany jest na Bölling. Warta miała wtedy charakter współczesnych rzek strefy subarktycznej. Koryta roztokowe były szerokie i płytkie, a średnią prędkość płynięcia wody po poziomie terasy bifurkacyjnej oszacowano na około $1,3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Objętość przepływu przekraczała prawie dziesięciokrotnie obecną wielkość średniego przepływu Warty w Śremie. Zrekonstruowane wielkości mają jedynie wartość przybliżoną, niemniej pozwalają określić skalę tego procesu.

Zdaniem Kozarskiego, od początku interstadiału Bölling, a więc około 13 tys. lat temu, zaczęła wzrastać organizacja koryta Warty. Zaczął dominować wtedy skoncentrowany spływ wody, a koryto przybrało postać meandrującą i z wolna malały przepływy. Autor ten ustalił również ogólne tendencje erozyjne i akumulacyjne oraz następstwo zmian układu koryta: koryto roztokowe – koryto o dużych meandrach – koryto o małych meandrach, które występowały na trzech najniższych poziomach terasowych. Wyliczone przez Gonerę²¹ i Antczak-Górkę²² wartości przepływów Warty pod Poznaniem oraz Rotnickiego dla Prosnys²³ wskazują na malejące ich wartości w postglacjale i w czasie trwania holocenu. Wielkość zakoli o promieniach prawie dwukrotnie większych od obecnych świadczy o znacznie bogatszych w wodę rzekach postglacjalnych. Można na podstawie tych zależności przewidywać perspektywiczne zmiany przebiegu meandrowania

¹⁶ [W maszynopisie nie wskazano o jaką publikację chodzi].

¹⁷ L. Starkel, *Paleogeografia holocenu*, Warszawa 1977, s. 233.

¹⁸ [W maszynopisie nie wskazano o jaką publikację chodzi].

¹⁹ Tamże, s. 234.

²⁰ [W maszynopisie nie wskazano o jakie badania chodzi].

²¹ P. Gonera, *Zmiany geometrii koryt meandrowych Warty na tle wahań klimatycznych w późnym wistulianie i holocenie*, Poznań 1986.

²² B. Antczak-Górka, *Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas wistulianu*, Poznań 1986.

²³ K. Rotnicki, *Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications*, w: *Temperate palaeohydrology. Fluvial processes in the temperate zone during the last 15,000 years*, red. L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes, Chichester–New York 1991, s. 431–471, za A. Kaniecki, *Poznań. Dzieje miasta wodą pisane*, Poznań 2004.

w niezmiennych warunkach klimatycznych, a także przy zwiększeniu lub zmniejszeniu uwilgotnienia klimatu, co wpływa na zmianę wielkości przepływu.

Wszechstronna analiza sekwencji kopalnych osadów rzecznych i zarejestrowanych w nich zmian ekologicznych oraz analiza kopalnych koryt rzecznych pozwalają odtworzyć warunki klimatyczne i hydrodynamiczne, a więc związane ze zmianami wielkości przepływu wody, spadku podłużnego, poziomu erozji, akumulacji itp. Inwentarz kopalnych roślin i zwierząt, zdeponowany w osadach starorzeczy środkowej Warty, dostarczył licznych świadectw o historii minionych układów ekologicznych, zwłaszcza biocenozy i ekosystemów w obrębie poszczególnych poziomów terasowych. Na podstawie wymowy ekologicznej (bioindykacji) istnieje możliwość rekonstrukcji paleoekologicznych dolin rzecznych, nie tylko jej sfery biotycznej, lecz również elementów abiotycznego środowiska przyrodniczego, przede wszystkim stosunków paleohydrologicznych.

Analiza cech litologicznych na powierzchniach przedosadniczych umożliwia nam odtworzenie zarówno jej rzeźby, jak i stosunków wodnych. Pozostałością zbiorników wodnych będą utwory zastoiskowe. Pozostałością stref brzegowych będą szczątki roślinności przybrzeżnej, a terenów podmokłych – osady organiczne. Ich miąższość pozwoli określić czas trwania takiej sytuacji, a badanie szczątków roślinnych cechy tego zbiornika i ewentualnie stosunki głębokościowe lub hydrodynamiczne.

Konieczne jest również uwzględnienie ruchów neotektonicznych na danym obszarze. Dolina Warty np. w obrębie Rowu Poznania charakteryzowała się ruchami obniżającymi, co przejawiało się wzrostem miąższości aluwów w jej obrębie, podczas gdy w rejonie Wronek, już poza obrębem Rowu Poznania, miąższość aluwów jest wyraźnie mniejsza bądź też brak ich jest w ogóle. Z kolei badania w rejonie Gopła wykazały obecność ruchów

wypiętrzających. Pamiętać jednak należy, że zmiany klimatu inaczej przedstawiają się w różnych regionach i na różnych szerokościach geograficznych półkuli północnej. Inaczej w strefie tundrowej, inaczej w strefie leśnej, inaczej też w warunkach klimatu kontynentalnego czy oceanicznego.

Metody oznaczania wieku

Jedną z najpopularniejszych metod oznaczania wieku osadów jest metoda węgla radioaktywnego, tzw. metoda C^{14} . Jego obecność w osadzie kopalnym umożliwia nam określenie wieku nawet do około 50 tys. lat wstecz. Istnieją również nieliczne izotopy o długim okresie połowicznego rozpadu. Należy do nich uran 235 (U^{235}) i rubid 87 (Rb^{87}).

Skład izotopowy lodu lodowcowego wykorzystywany jest do rekonstrukcji zmian globalnego klimatu w okresie ostatnich cykli zlodowaceń plejstocénskich. Mniejsza zawartość O^{18} świadczy np. o ochłodzeniu klimatu. Inna dość powszechnie stosowana metoda pozwala odtworzyć warunki klimatyczne na podstawie zawartości izotopów tlenu (O^{16} i O^{18}) w rdzeniach lodowych pobranych z lądolodów Grenlandii i Antarktydy. Skład izotopowy tlenu w kopalnych szczątkach organizmów wodnych może również dostarczyć informacji o temperaturach wód, w których przebywały. Jeżeli lód zalega w niezaburzony sposób, można wyróżnić w nim roczne warstwy śniegu, które później ulegają przekształceniu w lód, różniące się składem izotopowym. Dzięki tym badaniom można było uzyskać bardzo dokładny obraz zmian paleoklimatycznych do około 20 tys. lat wstecz, czyli do maksimum ostatniego zlodowacenia.

W XIX w. stwierdzono, że rytm roczny znajduje swe odzwierciedlenie w przyroście materii organicznej, a w wieku XX zbadano, że również i w sedimentacji osadów nieorganicznych czy też w przyroście masy lodu w lodowcach gorzkich. Metoda dendrochronologii opiera się na fakcie,

że w ciągu roku przyrasta jeden pierścień w przekroju poprzecznym drzew. Liczenie ich pozwala określić wiek rosnącego drzewa. Przyrosty drzew, tzn. charakter tych słoików, odzwierciedlają również warunki klimatyczne panujące w przeszłości – np. pomiary sosny amerykańskiej sięgają już 8200 lat wstecz²⁴.

Kolejna metoda oznaczania wieku bazuje na analizie osadów w zbiornikach wodnych. Stwierdzono, że w klimacie o wyraźnie zaznaczonych sezonach w ciągu roku odkładają się rytmicznie osady warstwowe – warwy. Grubsze, jasne warwy odzwierciedlają dostawę materiału mineralnego przez wody roztopowe, a więc w sezonie letnim, natomiast ciemniejsze i drobniejsze warwy odzwierciedlają akumulację z zawieszenia materiału drobniejszego w sezonie zimowym. Odkrycie to stało się podstawą do określenia przez Stena [sic] de Geera w 1912 r. czasu trwania różnych zbiorników wodnych²⁵.

Metody paleobotaniczne obejmują badania szczątków roślinnych oraz części generatywnych (nasion i owoców) i wegetatywnych roślin (epidemię, drewno, włókno itp.). Szczególną rolę odgrywają badania palinologiczne, polegające na jakościowej i ilościowej analizie ziaren pyłku i zarodników występujących w osadach biogenicznych. Odzwierciedlają one zróżnicowanie gatunkowe szaty roślinnej zbiornika sedymentacyjnego (np. starorzecza), a przede wszystkim jego otoczenia w chwili depozycji sporomorf do osadów. Jeżeli proces taki trwał setki czy też tysiące lat, to możemy dla takiego odcinka czasowego prześledzić historię zbiorowisk roślinnych. Znajomość ekologii i geografii roślin kopalnych taksonów roślinnych i ich zbiorowisk umożliwia

również odtworzenie wielu elementów środowiska abiotycznego.

Z kolei metody paleozoologiczne są przydatne na potrzeby stratygrafii i do ustalania chronologii zdarzeń przeszłych poprzez badanie składu gatunkowego, np. mięczaków i kręgowców. Na tej podstawie można w osadzie kopalnym określić cechy danego środowiska, a pośrednio także jego wiek. Na przykład wzrost ilościowy gatunków wodnolubnych w osadach kopalnych w odniesieniu do niżej leżących wskazuje na wzrost uwilgotnienia środowiska i odwrotnie. Pozostałości zoologiczne mogą również informować o cechach zbiorników wodnych, ich stałości w czasie itp.

Metody oparte na obserwacjach i działalności człowieka

Należy do nich wykorzystanie wszelkiego rodzaju przekazów źródłowych, dawnych materiałów kartograficznych, znalezisk archeologicznych czy też [tych] z językoznawstwa [sic]. Dostarczają one różnego typu informacji związanych z działalnością gospodarczą człowieka w minionych wiekach i umożliwiają powiązanie ich z cechami ówczesnego środowiska przyrodniczego, a więc z układem sieci hydrograficznej, stosunkami wodnymi obszaru, zasięgiem lasów czy też jezior itp. Z okresu średniowiecza posiadamy również liczne zapiski o zjawiskach ekstremalnych – powodziach, suszach, ostrych zimach, deszczowych latach itp. Systematyczne obserwacje klimatyczne prowadzone są dopiero od 1680 r. (Anglia), a hydrologiczne, na większych rzekach Europy, od drugiej połowy XVIII w. Przekazy kartograficzne, o dużym stopniu wiarygodności, umożliwiające stosowanie porównań zaczęły się ukazywać dopiero w XVIII w. Tak więc do oceny zmian klimatu szukać należy informacji związanych nie tylko ze źródłami pisanymi.

Źródłem wiadomości o zjawiskach klimatycznych są historyczne źródła pisane, zarówno kronikarskie, jak i dokumentowe.

²⁴ L. Starkel, *Paleogeografia holocenu*.

²⁵ [Właściwie Gerard, nie Sten (jego syn)]. G. De Geer, *Geochronologie der letzten 12 000 Jahre (Vortrag, gehalten auf dem Geologenkongress in Stockholm 1910)*, „Geologische Rundschau. Zeitschrift für allgemeine Geologie”, 3, 1912, s. 458–471. [Tłumaczenie na j. angielski: G. De Geer, *Geochronology of the last 12,000 years*, „International Journal of Earth Sciences”, 91, 2002, s. 100–106].

Często wiele z nich ma charakter mało dokładny lub wręcz fantastyczny, jednak takie opisy w zestawieniu z danymi geologicznymi, geomorfologicznymi, botanicznymi, archeologicznymi czy glebowymi dostarczać mogą cennych danych do hydrografii i klimatu minionych okresów.

Zapisane w źródłach historycznych nadzwyczajne zjawiska pogodowe i hydrologiczne, takie jak ostre zimy, długotrwałe okresy opadowe i posuszne, wysokie wezbrania wód rzecznych, silne burze lub huragany i częstość ich występowania mogą nam dostarczyć informacji o kierunkach zmian klimatycznych. Tego typu inicjatywy badawcze podjęto w 1905 r. w krajach należących do Międzynarodowej Organizacji Meteorologicznej. Ukazały się w ramach tej działalności liczne prace w językach niemieckim i francuskim. Do tej serii prac zaliczyć należy opracowania Marii Polackówny²⁶, Antoniego Walawandera²⁷, Ryszarda Girgusia i Witolda Strupczewskiego²⁸, Ryszarda Werchrackiego²⁹ i Stanisławy Namaczyńskiej³⁰.

Badania nad historią klimatu tworzą osobny rozdział zarówno dla przedstawicieli nauk przyrodniczych (geografów, biologów), jak i humanistów zainteresowanych tym problemem. Nowe drogi nad

historią klimatu polegają na wprowadzeniu do geografii historycznej metody geografii fizycznej i geologii oraz interesujących prób paleobotaników rekonstruowania środowiska geograficznego i klimatu na podstawie przekroju diagramów pyłkowych.

Zagadnienia związane z historią zmian klimatycznych w Europie w holocenie interesowały geografów, historyków, archeologów, gleboznawców czy botaników. Każda z tych dziedzin dysponuje różnym warsztatem badawczym i zaznacza się też odmienne podejście metodologiczne do oceny tych zmian. Geografów interesują dłuższe cykle klimatyczne wiążące się ze zmianami aktywności promieniowania słonecznego czy też zawartości gazów cieplarnianych i ich wpływ na procesy obiegu energii i materii oraz na kierunki zmian w środowisku przyrodniczym. Natomiast zainteresowania historyków będą wiązały się z przystosowaniem się człowieka do zmieniających się warunków środowiskowych bądź też sposobami, w jaki sposób te warunki zmieniał.

Szczególne zainteresowanie zmianami klimatu wynika z tego, że następują one stosunkowo najszybciej, a równocześnie pociągają one za sobą odpowiednie modyfikacje stosunków wodnych, szaty roślinnej, gleb i sieci osadniczej. Dlatego od dawna przedstawiane są oceny natężenia i roli zmian klimatu w czasach historycznych i prahistorycznych. Prezentowali je zarówno klimatolodzy, geografowie, jak i historycy oraz archeologowie. O ile w okresach prehistorycznych podstawą oceny tych zmian są wyniki badań archeologicznych, począwszy od paleolitu poprzez neolit, epokę brązu i żelaza aż po czasy współczesne, o tyle w badaniach historycznych podstawą są źródła pisane, a ściślej mówiąc analiza fragmentarycznych zapisów, pozwalające określić cechy środowiska czy też zmiany klimatu.

Archeologia jest bowiem nauką zajmującą się badaniem, za pomocą metod wykopaliskowych, materialnych śladów

²⁶ M. Polackówna, *Wahania klimatyczne w Polsce w wiekach średnich*, Lwów–Warszawa 1925.

²⁷ A. Walawander, *Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich w latach 1450–1586. Zjawiska meteorologiczne i pomory (z wykresami)*, Lwów 1932; tenże, *Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich w latach 1450–1586. Zniszczenia wojenne i pożary*, Lwów 1935.

²⁸ R. Girguś, W. Strupczewski, *Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI*, Warszawa 1965 [część druga: R. Girguś, *Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologicznych i meteorologicznych na ziemiach polskich w latach 1601–1920*, Warszawa 2022].

²⁹ R. Werchracki, *Klęski elementarne w Polsce w latach 1587–1647. I. Zjawiska meteorologiczne, stan urodzajów i pomory bydła. – II. Mory.*, „Sprawozdania Towarzystwa Naukowego we Lwowie”, 18, 1938, 3, s. 321–326.

³⁰ S. Namaczyńska, *Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich w latach 1648–1696. I. Zjawiska meteorologiczne i pomory*, Lwów 1937.

działalności człowieka w przeszłości. Do jej zadań, poza odkrywaniem zabytków, należy ustalenie chronologii i badanie utworów warstwowych dla okresu wyznaczonego przez skrajne warstwy kulturowe. Powstawanie zarówno pojedynczej warstwy, jak i całych układów warstwowych jest przejawem zmian dokonywanych przez człowieka w swym bezpośrednim otoczeniu. Badanie sekwencji utworów warstwowych dostarcza informacji o przemianach, jakie zachodziły w przeszłości i dotyczy to zarówno zmian o charakterze naturalnym, jak i związanych z działalnością człowieka. Wyniki badań archeologicznych powinny przynieść informacje o głębokości występowania powierzchni przedosadniczej terenu, o miąższościach warstw osadniczych i niwelacyjnych, rejestrujących intensywność nadbudowywania powierzchni terenu, szczególnie w warunkach wzrostu uwilgotnienia klimatu.

Z zachowania szczątków botanicznych w poszczególnych warstwach osadniczych odtworzyć można rodzaj siedliska roślinnego i warunki wilgotnościowe, w tym również i ówczesny poziom wód powierzchniowych. Dotyczy to również badań pozostałości zoologicznych. Z układu warstw i kąta ich upadu odtworzyć można formy wklęsłe i wypukłe powierzchni przedosadniczej i osadniczej. W trakcie badań archeologicznych natrafiano również, w obrębie obwałowanej powierzchni, na ślady nanosów rzecznych, będących pozostałością po powodziach z różnych okresów istnienia grodu czy osady.

Na podstawie stosunku dawnych obiektów do różnych form terenu czy też osadów określić można zmiany warunków środowiskowych. Samo położenie wyznaczonych punktów osadniczych w odniesieniu do cieku lub jeziora pozwala określić zmiany środowiskowe; wzrost liczebności osad położonych w dolinie rzecznej wskazuje na proces osuszania jej terasy zalewowej, natomiast „ucieczka” osadnictwa z doliny rzecznej na wysoczyznę wskazuje

na proces wzrostu uwilgotnienia jej dna i częste powodzie. Na podstawie głębokości posadowienia dawnych obiektów, jak również głębokości pochówków na dawnych cmentarzach, możemy określić orientacyjne głębokości występowania płytkich wód podziemnych.

Stopień rozpoznania archeologicznego na obszarze Polski jest mało dokładny, nierównomierny, mozaikowy. Umożliwia jednak lokalnie odtworzenie warunków pierwotnych, a więc rzeźby badanego obszaru, stosunków wodnych, tempa narastania poszczególnych warstw kulturowych itp.

Powiązanie geografii i historii dokonuje się głównie w badaniu historii osadnictwa i zmian uwarunkowanych czynnikami klimatycznymi. Zadaniem geografii jest odtworzenie stanu środowiska przyrodniczego w interesującym nas okresie czy też przedziale czasowym, natomiast zadaniem historii jest określenie, w jaki sposób stan ów rzutował na rozwój osadnictwa. Nie można poznać dziejów osadnictwa bez zastosowania metod łączących w sobie możliwości poznawcze wypracowane przez historyków, geografów, paleoekologów czy archeologów. Im bardziej umiejętnie wykorzysta się tu połączenie metod stosowanych w geografii historycznej, tym pełniejszy i prawdziwy zyskujemy obraz.

Badania kompleksowe geografów, historyków i archeologów prowadzone w Polsce w latach międzywojennych i po drugiej wojnie światowej wykazały wpływ wahań klimatycznych na rozwój osadnictwa wczesnośredniowiecznego. Jak wykazali to autorzy licznych prac, osadnictwo we wczesnym średniowieczu przeniosło się z dolin rzecznych i terenów bagiennych na obszary wyżej położone. Szczególnie wyraźnie tendencja ta zaznaczyła się w połowie XIII w., choć i wcześniej była zauważalna. W czasach prehistorycznych człowiek wybierał do zamieszkania świadomie miejsca odpowiadające mu ze względu na stosunki wodne, rzeźbę terenu, łatwość uprawy gleb bądź też adaptując

je na swoje cele stosunkowo niskim nakładem pracy. Rozwój osadnictwa wczesnośredniowiecznego można śledzić na podstawie materiału archeologicznego i toponomastycznego przedstawionego w ujęciu kartograficznym.

Dla rozwoju osadnictwa istotnym problemem do ustalenia jest też określenie chronologii obejmowania w posiadanie osadnictwa poszczególnych rodzajów gleb³¹. Cennymi pracami z tego zakresu były prace: Konstantego J. Hładylowicza³², przedstawiająca zmiany średniowiecznego osadnictwa i szaty leśnej na obszarze Wielkopolski, oraz Jana Dylika³³ z zakresu usytuowania grodzisk we wczesnym średniowieczu w Wielkopolsce, a więc badania osadnictwa i jego związków z topografią terenu.

Cenny materiał do nazewnictwa geograficznego i jego genezy wniosły opracowania językoznawcze wykorzystujące dane zawarte w źródłowych materiałach historycznych i w gwarowych. Są to zarówno nazwy o etymologii przejrzystej, jak i trudnej do ustalenia³⁴.

Istotną rolę miało opublikowanie z tego zakresu pracy księdza Stanisława Kozierowskiego pt. *Atlas nazw geograficznych słowiańszczyzny Zachodniej*, której dwa zeszyty zostały wydane w latach 1934–1937³⁵. Było to dzieło o wielkim

znaczeniu politycznym. Świat naukowy dowiedział się, że ziemie położone na zachód od granic ówczesnej Polski to były dawne ziemie słowiańskie. Czy rozprawę tę można wiązać z antropogeografią, czy też z geografią historyczną, pozostaje sprawą dyskusyjną, bowiem wykorzystane w niej zostały głównie wyniki badań z zakresu historii i językoznawstwa, a w szczególności onomastyki. Wykazy i spisy dawnych nazw, nie tylko miejscowości, ale również obiektów i zjawisk wodnych, charakterystyk topograficznych, cechy płynięcia wód, charakterystyki obiektów wodnych, zespołów roślinnych itp., zaczerpniętych z historycznych materiałów źródłowych, pozwoliły bliżej scharakteryzować średniowieczne środowisko przyrodnicze Słowiańszczyzny Zachodniej. Praca ta wyrosła z wcześniejszych zainteresowań toponomastycznych ks. Kozierowskiego. Wyniki tych badań publikowane były już przed rokiem 1918 w Wydawnictwie Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk. Jednak współpraca naukowa ze Stanisławem Pawłowskim, wybitnym geografem o bardzo wszechstronnym warsztacie badawczym, pozwoliła autorowi opracować dzieło o wielkim znaczeniu politycznym. Pawłowski napisał przedmowę do tego atlasu i przyczynił się również do jego wydania. Atlas ten w znaczący sposób wywarł wpływ na powstanie i działalność tajnego Uniwersytetu Ziemi Zachodnich w czasie wojny, a ponadto w zabiegach o odzyskanie Ziemi Zachodnich.

Geneza rzeźby i sieci dolinnej obszaru Polski

Obszar ziem polskich jest wybitnie nizinny, a średnia wysokość terenu wynosi 173 m n.p.m. Ukształtowanie powierzchni jest wynikiem głównie działalności lądolodów plejstoceńskich, a w części południowej ruchów górotwórczych, które wydzwignęły obszary Karpat i Sudetów. Obszary górskie, a więc o wysokości wyższej od 500 m n.p.m., zajmują tylko 2,9% całej powierzchni kraju, przy czym położone

³¹ [Dalej następuje niedokończony zdanie: „Istotna próba pokazania rekonstrukcji zmian krajobrazu w średniowieczu i jego związku z rozwojem osadnictwa w Wielkopolsce w okresie międzywojennym z lwowskiej szkoły F. Bujaka...”].

³² K.J. Hładylowicz, *Zmiany krajobrazu i rozwój osadnictwa w Wielkopolsce od XIV do XIX wieku*, Lwów 1932.

³³ J. Dylik, *Analiza geograficznego położenia grodzisk i uwagi o osadnictwie wczesnohistorycznym Wielkopolski*, Poznań 1936.

³⁴ [Po tym fragmencie następowało usunięte zdanie: „Toponomastyka jest nauką o nazwach geograficznych, z kolei toponimia zajmuje się nazwami topograficznymi, a hydronimia nazwami obiektów wodnych i ich cechami”].

³⁵ S. Kozierowski, *Atlas nazw geograficznych Słowiańszczyzny Zachodniej*, z. 1: *Ślupsk, Kołobrzeg, Piła, Szczecin*, Poznań 1934; tenże, *Atlas nazw geograficznych Słowiańszczyzny Zachodniej*, z. 2a: *Strzałów, Utyń, Strzelce Nowe, Zwierzyn*, Poznań 1937; tenże, *Atlas nazw geograficznych Słowiańszczyzny Zachodniej*, z. 2b: *Rugia*, Poznań 1935. [W 1945 r. ukazało się nowe wydanie: tenże, *Atlas nazw geograficznych Słowiańszczyzny Zachodniej*, z. 1: *Pomorze Zachodnie*, Poznań 1945.]

powyżej 1000 m n.p.m. – tylko 0,1%. Na tereny wyżynne, a więc leżące pomiędzy wysokościami 200–300 m n.p.m., przypada 20%, a 5,7% na wysokości od 300 do 500 m n.p.m. Z przedstawionych danych wynika, że na tereny nizinne przypada ponad 71% powierzchni kraju. Najwyższym punktem na obszarze Polski jest szczyt Rysów w Tatrach (2499,2 m n.p.m.), a najniżej położonym depresja w delfcie Wisły koło Elbląga – 1,8 m poniżej poziomu morza³⁶.

Taki charakter rzeźby powierzchni obszaru Polski tworzył się w ciągu prawie 2 mln lat, a więc od końca pliocenu, przez cały plejstocen i holocen w wyniku działania dwóch potężnych czynników rzeźbotwórczych: ruchów górotwórczych, które wydzwignęły Karpaty i Sudety, oraz zlodowaceń plejstocenijskich.

Cechą charakterystyczną obszaru Polski jest równoleżnikowy układ rzeźby powierzchni terenu. Zaczynając od północy wyróżniamy kolejno: niziny nadmorskie, wzniesienia pojezierne, niziny środkowopolskie, wyżyny, obniżenia podgórskie i góry. Z tego pasmowego układu rzeźby wynika strefowość klimatyczna, glebowa i roślinna. W układzie południkowym strefowość zaznacza się słabo, głównie poprzez narastanie stopnia kontynentalizmu w kierunku wschodnim.

Strefowy układ rzeźby ma wyraźne piętno glacialne i wiąże się z historią zlodowaceń plejstocenijskich, w wyniku których obszar Polski przykryty został grubą warstwą utworów glacialnych, fluwioglacialnych i rzecznych.

Zakłócenia strefowości geograficznej powoduje czynnik tektoniczny, dzięki któremu w południowej części kraju powstały wyżyny i góry. Na obszarach tych zaznacza się występowanie pionowej zmienności cech klimatu, typów gleb i zespołów roślinnych, określanych mianem piętrowości.

O ile dotychczasowe podziały obszaru Polski podkreślały ten strefowy układ

rzeźby powierzchni terenu, to obecnie regionalizację fizycznogeograficzną jej obszaru rozpatruje się na tle podziału regionalnego Europy³⁷. Terytorium Polski leży na pograniczu Europy Zachodniej i Europy Wschodniej. Z obszaru Europy Zachodniej w skład terytorium Polski wchodzi następujące prowincje:

A – Niż Środkowoeuropejski, będący terenem akumulacji glacialnej o bardzo zróżnicowanej hipsometrii,

B – Masyw Czeski, którego zewnętrznym pasmem górskim są Sudety, stanowiące zrąb tektoniczny wypiętrzony w czasie orogenezy alpejskiej,

C – Wyżyna Małopolska, stosunkowo niewiele wypiętrzona z kulminacją 611 m n.p.m. w Górach Świętokrzyskich

i D – Karpaty, będące młodym łańcuchem górskim, w którym maksymalne wysokości przekraczają 2600 m n.p.m. Charakter górski tej prowincji zaznacza się w rzeźbie, klimacie i roślinności. Do prowincji karpackiej zaliczamy również obniżenie podkarpackie ciągnące się od Bramy Morawskiej przez Kotlinę Oświęcimską i Sandomierską, wypełnione utworami miocenu i pliocenu.

Z obszaru Europy Wschodniej występują w granicach Polski:

E – Niż Wschodniobałtycki mający charakter rzeźby podobny do Niżu Środkowopolskiego z rzeźbą glacialną i peryglacialną,

F – Polesie stanowiące rozległe i płaskie obniżenie usytuowane w obrębie Polski na zachód od doliny Bugu

i G – Płyta Czarnomorska, stanowiąca na obszarze Polski północno-zachodnią część Wyżyny Wołyńskiej. Na tym obszarze na masywie Wyżyny Wołyńskiej zalegają mało zaburzone twory paleozoiczne i mezozoiczne. Wysokości wahają się od 200 do 300 m n.p.m.

Dominującą część obszaru Polski pokrywają twory czwartorzędowe. Czwartorzęd dzielimy na dwie epoki: plejstocen, czyli

³⁶ J. Kondracki, *Geografia fizyczna Polski*, Warszawa 1978.

³⁷ Tamże.

epokę wiążącą się ze zlodowaceniami (glacjal) oraz holocen, czyli epokę polodowcową. Ten najmłodszy okres geologiczny, trwający ponad milion lat, charakteryzował się bardzo silnym rytmem zmian klimatycznych. W wyniku kilkakrotnego oziębienia klimatu utworzyły się w strefie okołobiegunowej rozległe czasy lodowcowe, które kilkakrotnie nasunęły się na obszar naszego kraju. Każdemu okresowi glacjalnemu, utrwalonemu strefą moren czołowych – ich maksymalnym zasięgiem, odpowiadał okres cieplejszy – interglacjal.

Bezpośrednia działalność erozyjna i akumulacyjna lądolodów skandynawskich wytworzyła nie tylko specyficzne cechy rzeźby terenu, określane mianem rzeźby polodowcowej, ale i swoisty typ osadów. Rzeźba polodowcowa wiązała się zarówno z akumulacją osadów glacjalnych w strefach dłuższego postoju lądolodu, nawet w czasie jego recesji, w wyniku czego powstawały wzgórza czołowomorenowe, ale również i w czasie jego szybkiego wycofywania się, efektem czego było tworzenie się wysoczyzn morenowych zbudowanych głównie z glin zwałowych o powierzchniach płaskich, falistych lub pagórkowatych. Natomiast na przedpolu lądolodu, szczególnie w czasie dłuższej stagnacji, tworzył się specyficzny typ krajobrazu wiążący się ze spływem wód z czoła lądolodu. Powstawały wtedy rozległe stożki sandrowe o mniej lub bardziej urozmaiconej powierzchni. Spływ wód roztopowych przed czoła lądolodu dowiązywał wtedy do tworzącej się sieci odwodnieniowej na jego przedpolu. Dlatego wyróżnia się kilka poziomów sandrowych, odzwierciedlających różne poziomy erozji, nawiązujące do zmieniającej się lokalnej bazy erozyjnej oraz do poziomu wód we Wszechocianie.

Kompleks form polodowcowych na obszarze Polski kształtował się w bardzo zmiennych warunkach klimatycznych. W czasie postoju lądolodu na jego przedpolu panował klimat, dzisiaj

nazywalibyśmy go arktycznym, w dalszej odległości – klimat subarktyczny, a jeszcze dalej klimat umiarkowany. W takich warunkach formowały się odpowiednie typy rzeźby terenu: lodowcowa, peryglacjalna i fluwialna w okresach cieplejszych. Wśród form glacjalnych największe powierzchnie zajmuje wysoczyzna moren dennej, powstała w wyniku wytapiania się materiału skalnego znajdującego się w masie lodowej (morena ablacyjna). Jej powierzchnia jest mniej lub bardziej falista z licznymi wzniesieniami, zagłębieniami czy też rynnymi jeziornymi. Niekiedy bardzo wyraźnie zaznaczają się wzgórza czołowomorenowe odzwierciedlające dłuższe postoje czoła lodowca. Na południe od rzeźby młodoglacjalnej występuje strefa rzeźby peryglacjalnej. Tworzą ją często rozległe stożki sandrowe utworzone przez wody roztopowe lądolodu, które nałożone zostały na starszą rzeźbę glacjalną. W warunkach klimatu peryglacjalnego (subarktycznego) panującego na przedpolu lądolodu zachodziły intensywne procesy wietrzenia mrozowego, a w wyniku ruchu poziomego utworów powierzchniowych rozległe poziomy denudacyjne. Zatarły one w znacznym stopniu cechy rzeźby starszej powierzchni.

Każde nasunięcie się lądolodu powodowało zmiany ukształtowania powierzchni terenu. Wiazało się to zarówno z akumulacją osadów glacjalnych i fluwioglacjalnych, z glacitektoniką, jak i z działalnością erozyjną wód roztopowych, tworzących nową sieć odwodnieniową. Na niektórych obszarach Polski miąższość utworów plejstocenских przekraczała 100, a nawet 200 m, co w sposób zasadniczy zmieniło nie tylko rzeźbę, ale i nachylenie powierzchni obszaru Niżu Polskiego. Każde zlodowacenie przygotowywało nowy układ sieci rzecznej, rozwijany następnie w postglacjale.

O ile w południowej części kraju miąższość utworów czwartorzędowych nie przekracza 25 m, to w części środkowej oscylują najczęściej pomiędzy wartościami

25 a 100 m, natomiast w części północnej są one wyraźnie większe, przekraczając niekiedy wartość 250 m.

Po wycofaniu się lądolodu istotny wpływ na kształtowanie się rzeźby obszaru kraju, a w szczególności na układ dolin rzecznych, miały ruchy izostatyczne (wyrównawcze) oraz wahania poziomu wód oceanicznych, które w czwartorzędzie przekraczały 100 m w wyniku wiązania olbrzymich ilości wód w pokrywie lodowej.

Przyjmuje się, że na obszar Polski przynajmniej czterokrotnie nasuwał się lądolód skandynawski. Najstarsze zlodowacenie, zwane zlodowaceniem Narwi objęło tylko połowę powierzchni kraju, sięgając aż po północne przedpole wyżyn. Utwory związane z tym zlodowaceniem znajdują się w spągowej części pokrywy utworów plejstocenских i są stosunkowo słabo rozpoznane. Przykrywają je utwory wiążące się z młodszymi zlodowaceniami.

Natomiast w rzeźbie powierzchni ziem polskich zaznaczają się trzy cykle glacialno-peryglacialne i dwa fluwialno-interglacialne (ryc. 1).

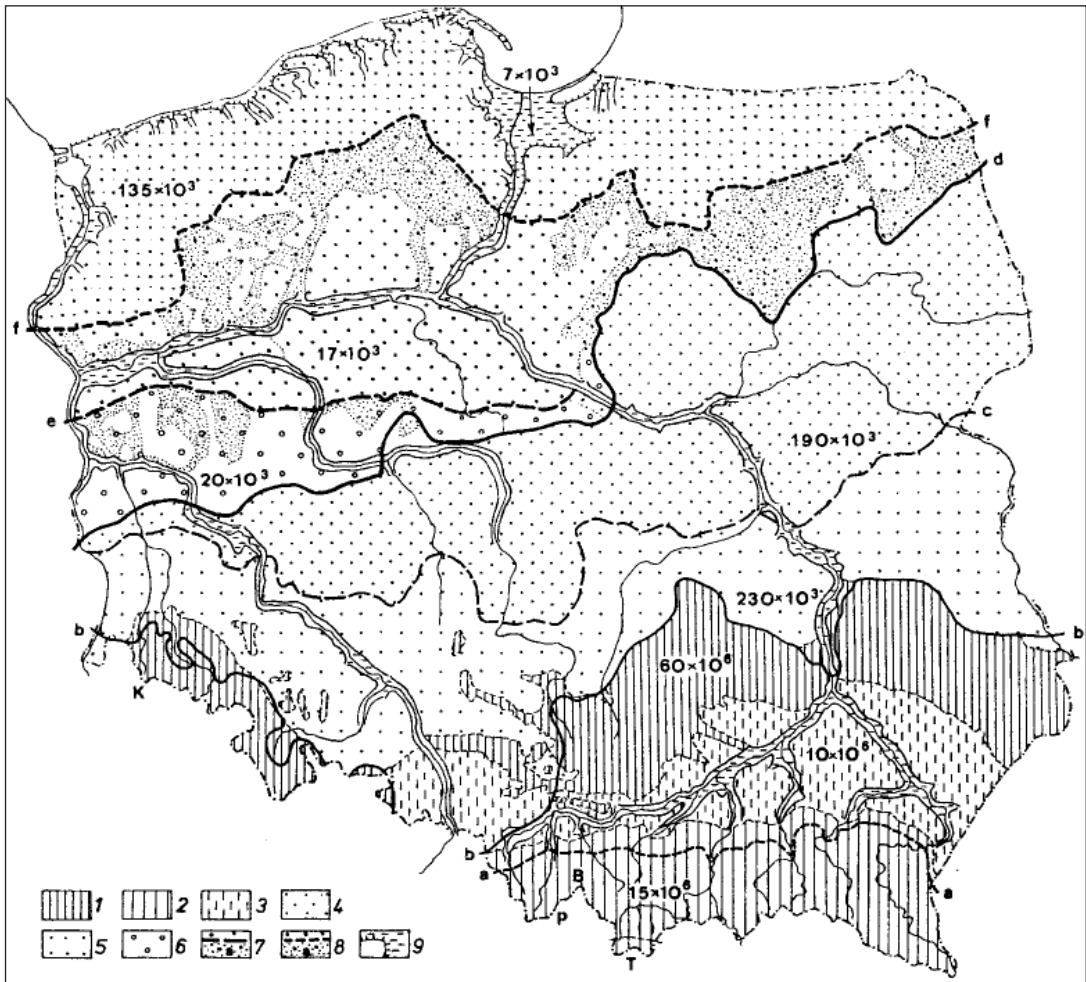
Zlodowacenie południowopolskie lub Sanu miało maksymalny zasięg, obejmując Sudety, Bramę Morawską i pogórze Karpackie. Następne zlodowacenie – środkowopolskie – miało mniejszy zasięg. Na zachodzie sięgało po Sudety i Bramę Morawską, jednak nie pokryło ono Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Gór Świętokrzyskich, Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Wołyńskiej. Zlodowacenie to miało trzy stadiały o mniejszym zasięgu, z których najważniejszy był stadiał Warty. Pozostałością tego stadiału są potężne wały moren wyciśniętych Wału Trzebnickiego i formy marginalne w okolicach Wielunia, Działoszyna, Siedlec, a następnie ciągnące się dalej w stronę Mielnika nad Bugiem. Ostatnie zlodowacenie, zwane bałtyckim, Vistulianem lub północnopolskim, miało najmniejszy zasięg. Jego granicę wyznacza linia ciągnąca się na obszarze Polski od okolic Gubina przez Zieloną Górę, Leszno,

Żerków, na północ od Konina w kierunku na Płock i na wschód od Wisły w kierunku północno-wschodnim przez Górzno, Nidzicę, Grajewo i dalej w kierunku na Grodno. W czasie trwania tego zlodowacenia wyróżnia się trzy stadiały zaznaczające się dłuższym postojem lądolodu, efektem czego są wyraźnie zaznaczone strefy pagórków czołowomorenowych i oddzielone od następnego stadiału wyraźnym i cieplejszym okresem interstadialnym. Najstarszym stadiałem, wyznaczającym zarazem maksymalny zasięg tego zlodowacenia był stadiał leszczyński, około 20 tys. lat temu. Kolejnym stadiałem był stadiał poznański, określający postój lądolodu przed około 18 tys. lat temu, którego pozostałością są moreny czołowe okolic Poznania (Moraska Góra i Dziewicza Góra). Najmłodszym stadiałem był stadiał pomorski, a więc dłuższy postój lądolodu około 12–14 tys. lat temu, pozostałością którego jest potężny wał moren czołowych Pojezierza Pomorskiego.

Tak więc dzisiejsze formy rzeźby do strefy: Gubin–Leszno–Dobrzyń n. Wisłą i dalej w kierunku północno-wschodnim na Grodno są efektem głównie ostatniego cyklu glacialno-peryglacialnego, wiążącego się ze zlodowaceniem bałtyckim.

Dzisiejszy układ sieci rzecznej na obszarze Polski tworzył się w ciągu ostatnich 2 mln lat. W części południowej kraju, gdzie powstały wyżyny i góry, czynnikiem decydującym były ruchy tektoniczne związane z orogenezą alpejską. Natomiast na nizinach, a więc w części środkowej i północnej, układ dolin i sieć odwodnieniowa kształtowały się znacznie później i wiązało się to z historią zlodowaceń. Wytworzył się wtedy równoleżnikowy system odpływu wód, wprowadzający je głównie do Morza Północnego, a jego pozostałością są pradoliny.

Wypływające spod czoła lądolodu wody tworzyły różnego rodzaju formy spływu liniowego. Wykorzystując podłużne zagłębienia, woda przemieszczała



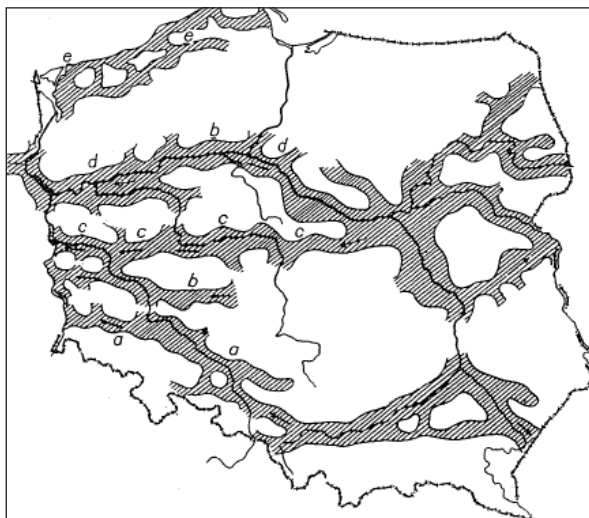
Ryc. 1. Zróżnicowanie wieku rzeźby Polski.

Obszary modelowane od: 60 mln lat (od paleogenu) – 1; 15 mln lat (od miocenu) – 2; 10 mln lat (od pliocenu) – 3; około 230 tys. lat (od stadium Odry zlodowacenia środkowopolskiego) – 4; 190 tys. lat (od stadium Warty zlodowacenia środkowopolskiego) – 5; 20 tys. lat (faza leszczyńska zlodowacenia bałtyckiego) – 6; 17 tys. lat (faza poznańska zlodowacenia bałtyckiego) – 7; 13,5 tys. lat (faza pomorska zlodowacenia bałtyckiego) – 8; około 7 tys. lat (od okresu atlantyckiego holocenu): klify, plaże, mierzeje, delty, dna dolin – 9.

Źródło: M. Klimaszewski, *Bezwzględny wiek rzeźby terytorium Polski*, „*Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*”, 14, 1980, s. 3–16

się nimi, transportując zarazem materiał skalny. Początkowo była to forma spływu rozproszonego wód; liczne strugi wody płynące pomiędzy odsypami materiału skalnego łączyły się i dzieliły, nie tworząc skoncentrowanego w jednym korycie spływu wód. Były to formy nietrwałe. Dopiero w pewnej odległości od czoła lądolodu forma spływu wód dochodziła do

skoncentrowanego w jednym korycie spływu wód. Każdemu procesowi deglacji towarzyszyło uwalnianie olbrzymich ilości wód z topniejącego lądolodu, tworzących na jego przedpolu inicjalną sieć rzeczną i rozległe pola sandrowe. Wody te, płynące na południe w pewnej odległości od czoła lądolodu, łączyły się z wodami płynącymi z południa, a więc z rzekami karpackimi



Ryc. 2. Główne ciągi pradolin na obszarze Polski: a – pradolina wrocławsko-magdeburska, b – pradolina barycko-głogowska, c – pradolina warszawsko-berlińska, d – pradolina toruńsko-eberswaldzka, e – pradolina pomorska.

Źródło: J. Barbag, A. Dylkowa, *Geografia Polski, cz. 1: Środowisko geograficzne i gospodarka człowieka*, Warszawa 1968

i sudeckimi. Po połączeniu te wody roztopowe i rzeczne, płynąc równolegle do czoła lądolodu, tworzyły wielkie formy dolinne o przebiegu równoleżnikowym, zwane pradolinami. Stanowiły one prawie przez cały plejstocen główną sieć odwodnienia obszaru Polski³⁸. Najstarszym takim szlakiem odpływu wód była bruzda przedsudecka i szlak pradolinny Górnej Wisły w czasie maksymalnego zasięgu zlodowacenia plejstoceniowego, zwanego zlodowaceniem Sanu (ryc. 2). W czasie kolejnych faz recesyjnych zaczął się tworzyć na obszarze Polski system odpływu pradolinny. W czasie postępu lądolodu w stadium Warty, to jest fazy recesyjnej zlodowacenia Odry, na przedpolu Wyżyny Lubelskiej i Małopolskiej ukształtowana została pradolina Pilicy i Wieprz-Krzna, do której wody od południa doprowadzała Wisła. Część wód płynęła w niej w kierunku wschodnim, a część z pradoliny Pilicy

w kierunku zachodnim poprzez szlak pradolinny górnej Warty oraz górna Prośna i Widawa do pradoliny wrocławsko-magdeburskiej uchodzącej do dolnej Wezery³⁹. W czasie następnych faz recesyjnych zlodowacenia środkowopolskiego ukształtowana została główna sieć odpływu wód, bowiem wtedy to poziom erozji wód rzecznych sięgał najgłębiej. Poziom Wszechocenu był wtedy niższy o około 145 m od obecnego.

W czasie maksymalnego zasięgu zlodowacenia bałtyckiego (stadia leszczyńskiego) wody napływające z południa płynęły w kierunku zachodnim, korzystając z pradoliny wrocławsko-magdeburskiej i głogowsko-barycko-hamburskiej. W czasie stadiau poznańskiego powstała pradolina warszawsko-berlińska, a w czasie fazy krajeńskiej i poznańskiej doszło do powstania wielkiej pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej, zwanej również pradoliną Noteci-Warty. Ta wielka forma pradolinna ciągnęła się od Wilna poprzez Kotlinę Warszawską i dolinę Noteci-Warty aż do doliny Łaby⁴⁰.

Ostatnim etapem rozwoju polodowcowej sieci dolinnej jest powstanie pradoliny pomorskiej, usytuowanej najdalej na północy. Stanowi ona cały system form dolinnych tworzących się przed czołem lodowca w czasie fazy gardzieńskiej. W czasie recesji lądolodu z poszczególnych jego faz dochodziło do powstania odcinków przełomowych dolin rzecznych. Tworzyły się one w wyniku kaptażu, to jest przeciągania wód w kierunku północnym. W ten sposób powstała przełomowa dolina Warty pod Poznaniem, dolina Odry pod Cedynią i dolina Wisły poniżej Fordonu. Wraz z zanikiem lądolodu i tworzeniem się Bałtyku powstały warunki do odpływu wód odrzańskich i wiślanych na północ. Do nowo tworzących się odcinków przełomowych tych rzek dowiązywała nowa sieć

³⁸ R. Galon, *Główne etapy tworzenia się rzeźby Nizy Polskiego*, w: *Geomorfologia Polski*, t. 2: *Niż Polski*, red. R. Galon, Warszawa 1972, s. 35–111.

³⁹ W. Stankowski, *Rozwój środowiska fizyczno-geograficznego Polski*, Warszawa 1976.

⁴⁰ *Geomorfologia Polski*.

rzeczna, stanowiąca system ich dopływów. W ten sposób doszło do zakończenia plejstocénskiego formowania się sieci dolin rzecznych na obszarze Polski. Dlatego na obszarze tym charakterystyczny jest zygzakowaty bieg większych rzek, wykorzystujących częściowo również i odcinki pradolinne.

Zmniejszanie się ilości wód roztopowych zasilających odpływ rzeczny w miarę wycofywania się lądolodu na północ wpłynęło również na rozwój dolin rzecznych. Zdaniem Rajmunda Galona w początkowym okresie rozwoju tych form dolinnych odpływ rzeczny istniał tylko w okresie letnim, tak jak istnieje to obecnie w strefie arktycznej⁴¹. Spływ wód zachodził jedynie w powierzchniowej warstwie czynnej wiecznej zmarzliny, odmarzającej wtedy na głębokość 0,5–2,0 m. Spływ wód miał charakter rozproszony (roztokowy), podobny do tego obecnie w strefie arktycznej, a nie skoncentrowany. Dominującym procesem była wtedy erozja boczna, a nie wgłębna.

W późnym glacie zaznaczyła się zmiana reżimu hydrologicznego rzek i przejście ich układu z rzeki roztokowej do meandrującej. Koryta roztokowe, zwane również błędzającymi, warkoczowymi lub dzikimi, charakterystyczne są dla rzek o dużych wahaniami przepływu z zapewnioną dostawą dużej ilości materiału wleczonego. Płynięcie wody w takiej rzece ma charakter rozproszony; liczne odnogi łączą się i dzielą na stosunkowo niewielkiej przestrzeni, oddzielone odsypiskami materiału transportowanego przez tę rzekę.

Zmiany przepuszczalności gruntu, związane z zanikiem wieloletniej zmarzliny i wynikający z tego wzrost infiltracji wód opadowych, rozwój szaty roślinnej oraz zmiany reżimu opadowego, spowodowały zmianę sposobu zasilania odpływu rzeczno-ego oraz zmniejszenie procesów erozyjnych i denudacyjnych. Znalazły one swe

odbicie w reżimie rzeczno-ym; zmniejszyły się amplitudy wahań stanów wody w cie-kach oraz dostawa materiału skalnego do koryt rzecznych, co doprowadziło z kolei do wzrostu koncentracji spływu powierzchniowego wód opadowych. Zaczęły się tworzyć wyraźnie zarysowane koryta rzeczne, w których zaczęła dominować erozja wgłębna. W późnym glacie występowały na przemian fazy chłodniejsze (najstarszy dryas, starszy dryas i młodszy dryas) i cieplejsze (Bölling, Alleröd). Wahania klimatyczne zachodzące w późnym glacie i w holocenie znajdowały swe odbicie w obiegu wody i w procesach korytowych rzek. W fazach chłodniejszych, w górnych odcinkach stoków, rozwijała się denudacja, a gromadzenie jej produktów w odcinkach dolnych. W dolinach rzecznych przeważała wtedy (szczególnie w dolnych i środkowych biegach rzek) akumulacja nad zdolnością transportującą rzek, w efekcie czego w okresach tych występowała agradacja, czyli podnoszenie poprzez zasypywanie niesionym materiałem przez rzekę poziomu dna doliny.

W okresach cieplejszych wzrastała się zdolność transportowa i erozyjna rzek, w efekcie czego rzeka wciniała się głębiej niż w poprzednim, chłodniejszym okresie i w ten sposób tworzyły się nowe, niżej usytuowane koryta, a ponad nimi wyższe poziomy terasowe (ryc. 3).

Nasunięcie się lądolodu na kontynent powodowało obciążenie skorupy ziemskiej i obniżanie jej powierzchni, podczas gdy obszary leżące w częściach peryferyjnych lądolodu ulegały podnoszeniu. Z kolei wytapianie mas lodowych powodowało odciążenie skorupy ziemskiej i stopniowe podnoszenie jej poziomu. W centrum północnoeuropejskiego zlodowacenia, to jest w Zatoce Botnickiej, to poplejstocénskie wypiętrzenie obszaru wynosiło około 300 m. Te ruchy kompensacyjne skorupy ziemskiej, związane ze zmieniającym się jej obciążeniem przez lądolód, określane są jako ruchy izostatyczne. Na obszarze

⁴¹ Tamże.



Ryc. 3. Systemy teras i paleokoryt w dolinie Sanu koło Jarosławia: 1 – średnia terasa (z vistulianu), 2 – niska terasa z dużymi paleomeandrami (późny glacjał), 3 – niska terasa z małymi paleomeandrami (holocen), 4 – równina zalewowa ze śladami koryt roztokowych (XIX wiek)
 Źródło: L. Starkel, *Historia dolin rzecznych w holocenie*, w: *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, red. L. Starkel, Wrocław–Warszawa–Kraków 1988, s. 90

północnej Polski są one jednak stosunkowo niewielkie.

Sieć rzeczna na obszarze Polski tworzyła się etapami, co wiązało się zarówno z kolejnymi zlodowaceniami, zmianami ukształtowania powierzchni terenu, jak i z ruchami izostatycznymi.

Historia gleb w postglacjale i holocenie

Istotnym elementem środowiska przyrodniczego, mającym wpływ na rozwój

roślinności oraz osadnictwo i gospodarkę już w okresie plemiennym, są gleby. Zajmują one swoistą pozycję, stojąc na pograniczu świata nieożywionego i żywego. Istnieje bogata literatura dotycząca rozwoju gleb i ich uwarunkowań.

Gleby rozwijają się w czasie i przestrzeni w nawiązaniu do istniejących bądź zmieniających się innych czynników środowiskowych, tj. klimatu, stosunków wodnych, szaty roślinnej, cech skał macierzystych itp. Rozpatrując więc rozprzestrzenienie gleb w jakimś mniej lub bardziej odległym przedziale czasowym, należy również uwzględnić historię ich rozwoju w okresach poprzedzających.

Początek procesu glebowego wiąże się z jakimś kataklizmem zachodzącym na powierzchni Ziemi. Może nim być powstanie nowej powierzchni inicjalnej związanej np. z wycofaniem się lądolodu lub lodowca bądź też z usunięciem istniejącej gleby w wyniku erozji lub osuszania i odsłonięcia skały macierzystej. Od tego okresu rozpoczyna się proces tworzenia nowej gleby w nawiązaniu do istniejących czynników zewnętrznych, tj. klimatu, stosunków wodnych, intensywności rozwoju fauny i flory glebowej oraz świata roślinnego. Wraz z upływem czasu zaczyna się wytwarzać w skałe macierzystej profil glebowy, składający się z czterech podstawowych poziomów genetycznych: O – organicznego, A – wymywania, B – akumulowania i C – skały macierzystej, nieprzekształconej.

Na obszarze Polski wycofujący się lądolód zostawiał za sobą grunty spoiste i sypkie, pozbawione warstwy glebowej. Ponadto znajdowały się one w strefie wiecznej marzłoci, okresowo tylko płytko się wytapiającej. Zdaniem cytowanego przez Alojzego Kowalkowskiego⁴² Hansa Jenny'ego ten okres wyznacza czas zerowy, a zarazem początkowy tworzenia się gleby.

⁴² A. Kowalkowski, *Wiek i geneza gleb*, w: *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, red. L. Starkel, Wrocław–Warszawa–Kraków 1988, s. 45–85.

Rozwój procesu glebowego uwarunkowany jest hipsometrią terenu, cechami klimatu, zdolnością gleb do retencjonowania wody oraz aktywnością fauny i flory glebowej. Czynniki te, zmienne w przestrzeni i czasie, powodują stałe przekształcanie się pokrywy glebowej. W zależności więc od cech podłoża tworzą się różnego wieku gleby bielcowe, rdzawe, płowe, glejowe i torfowe, bagienne, mady bądź też gleby początkowego stadium rozwojowego w wyniku wczesnego etapu przekształcania skał macierzystych w gleby. Proces glebotwórczy polega na wprowadzaniu do pierwotnej skały macierzystej różnych form przekształconej materii organicznej w postaci stałej, ciekłej i gazowej oraz do przemieszczania tych substancji w profilu glebowym i odkładania w różnych poziomach genetycznych. W zależności od długości czasu trwania ewolucji profilu glebowego mówimy o mniej lub bardziej wykształconych tych poziomach genetycznych i różnych typach gleb – inicjalne, dojrzałe itp.

Stanem początkowym gleby, utożsamianym ze skałą macierzystą, jest ten wytworzony w momencie zakończenia kataklizmu, który doprowadził do jej powstania lub jej odsłonięcia (złodowacenie, erozja, namywy itp.). Dalszy rozwój gleby wiąże się z jej pierwotnymi właściwościami wynikającymi np. ze składu mechanicznego wpływającego na jej zdolność retencyjną oraz z usytuowania na formach powierzchni ziemi. Na stokach dominuje zmywanie warstw powierzchniowych w procesach erozyjnych nad akumulacją, natomiast w obniżeniach będzie dominowała akumulacja materiału skalnego zmywanego z terenów sąsiednich wyżej usytuowanych.

Właściwości skał macierzystych i warunki klimatyczne regulują czas inicjacji i trwania rozwoju gleb. Ustanie tego rozwoju spowodowane jest przez czynniki egzogeniczne, np. przez zmywy lub zasypianie, w efekcie czego gleba przechodzi w stan kopalny. Procesy te określają czas

trwania jednego cyklu glebotwórczego. Historię gleby możemy więc odtworzyć na podstawie rozwoju poziomów genetycznych w warunkach zmieniającego się środowiska przyrodniczego.

Badania rozwoju pokrywy glebowej opierają się na wynikach badań z zakresu geografii fizycznej i gleboznawstwa historycznego; datowania bezwzględne gleb i osadów różnej genezy metodą C^{14} i termoluminescencji, datowania względne zabytkami dawnych kultur ludzkich oraz zabytkami i szczątkami flory i fauny, a także rozwijane badania morfoskopowe frakcji glebowych przy stosowaniu mikroskopii elektronowej [sic]. Wyniki tych badań stały się podstawą prób rekonstrukcji procesów rozwoju gleb w schyłkowej fazie wistulianu i w holocenie. Są to procesy homogenizacji mrozowej zwietrzelin i gleb, wymywania i osadzania węgla wapniowego, narastania torfów i gromadzenia próchnicy glebowej. Od tych procesów zależą ilościowe i jakościowe cechy gleb różnych krajobrazów.

Na obszarze Polski wytworzyły się więc w czwartorzędzie różnego typu gleby, o różnych długościach czasu trwania i o różnej historii rozwoju. Znajdujemy w nich odziedziczone cechy środowiska lodowcowego i peryglacjalnego, na które nałożone zostały cechy nabyte w czasie trwania cieplejszych okresów klimatycznych w postglacjale i głównie holocenu. Efektem ich jest występowanie warstw przekształceń biotycznych. W stropowych warstwach lodowcowych i wodnolodowcowych występuje trzyczęściowa sekwencja warstw przekształceń – mrozowych. W warstwie powierzchniowej w piaskach występuje na ogół żółto-brunatna warstwa pokrywowa o miąższości do 40 cm. Pod wpływem wietrzenia mrozowego wzbogacona została we frakcje pyłowe i spławiane. Z kolei w glinach i iłach, na ogół barwy brunatnoszarej, o miąższości rzędu 20–40 cm, warstwa pokrywowa wzbogacona została we frakcje pyłowe, piaszkowe i szkieletowe. Warstwa

prześciowa, zalegająca pod warstwą pokrywową na głębokości 40–80 cm, jest słabo przekształcona przez procesy mrozowe, na ogół odwapniona i ma cechy zbliżone do skały macierzystej. Pod nią zalega warstwa kontaktowa, powstała w spągu czynnej zmarzliny na kontakcie z wieczną zmarzliną. Na ogół jest ona odwapniona. Wytworzona została w środowisku peryglacjalnym. Pod warstwą kontaktową zalega niezmienione podłoże określane w profilu glebowym jako skała macierzysta C. Gleby młode, wyłącznie wieku holocenińskiego, nie zawierają w swoim profilu cech przekształceń mrozowych ze środowisk lodowcowych i peryglacjalnych.

Kolonizacja tych gleb inicjalnych przez rośliny po wycofaniu się lądolodu była opóźniona w stosunku do zmian klimatu, ponieważ najpierw musiała uformować się odpowiednia gleba, a ponadto musiały się tam pojawić rośliny mogące rosnąć w tamtych warunkach. Jednym z ważniejszych procesów adaptacyjnych było przystosowanie się do istniejących warunków, a więc do różnych długości dnia w różnych porach roku, różnych długości trwania sezonu wegetacyjnego, małej zasobności gleb w składniki pokarmowe itp. Migracje roślin rozpoczęły się wraz ze zmianami klimatu, lecz zasięgi gatunków nie przesunęły się w tym samym tempie.

Wspólną cechą wszystkich gleb jest gromadzenie materii organicznej, azotu i fosforu pochodzenia biogenego. Większość składników mineralnych, a głównie łatwo przemieszczających się: sód, potas, wapń, magnez, glin, żelazo, podlega lokalnie uwarunkowanym dyslokacjom zarówno w obrębie profilu glebowego, jak i poza jego zasięgiem.

Okresy cieplejsze vistulianu charakteryzowały się wzrostem kriogenicznego odkładania próchnicy na całej głębokości czynnej zmarzliny, aż do stropu wiecznej zmarzliny. W holocenie natomiast rozwijał się proces gromadzenia próchnicy przy powierzchni gleby. Absolutne maksimum

kulminacji próchnicy terygenicznej wystąpiło w okresie od 9400 do 8600 lat BP w zasięgach mezoklimatycznie uprzywilejowanych chłodnych stepów z czarnoziemami. Odkładanie się materii organicznej w środowisku glebowym jest również uzależnione ilościowo i jakościowo od jego warunków termicznych i wodnych. Stałe nadmierne uwilgotnienie inicjuje odkładanie się torfów. Słuszna jest zasada, że przy niskich wilgotnościach wzrastające temperatury zwalniają aktywność mikroorganizmów glebowych, a nadmierna wilgotność wywołuje to samo zjawisko w każdej temperaturze⁴³.

W procesie glebotwórczym istotną rolę odgrywają procesy wymywania węglanów z warstw powierzchniowych i gromadzenie w nich materii organicznej. Wymywanie węglanów z utworów powierzchniowych i z powstających z nich gleb jest uzależnione od stopnia dyspersji (rozproszenia) materiału skalnego oraz od jakości i ilości wód chemicznie czynnych. Zależy ona od stopnia nasycenia dwutlenkiem węgla czy też kwasami humusowymi. Intensywne wymywanie węglanu wapnia z gleb i utworów powierzchniowych zachodziło w środowiskach lodowcowych i peryglacjalnych.

W schyłkowej fazie plejstocenu i wczesnego holocenu (preboreal i boreal) w warunkach trwania zbiorowisk roślinnych tundry, tajgi i zimnego łąkostepu, powstawały gleby rdzawe, bielice glejowe, czarnoziemy, gleby torfowe, glejowe, mady i słabo wykształcone (rankery). Natomiast w okresach następnych (atlantycki, subborealny i subatlantycki) w środowiskach hydrogenicznym rozwijały się gleby bagienne, torfowe, mułowo-torfowe, murszowate, czarne ziemie i mady rzeczne. O ile maksymalne natężenie procesów przekształcania osadów i gleb występowało w cieplejszych okresach vistulianu, o tyle w holocenie procesy te osiągały swe maksimum

⁴³ H. Jenny, *The Soil Resource. Origin and Behavior*, New York 1983.

w okresach chłodno-wilgotnych. Głębokość odwapnienia warstw powierzchniowych odziedziczona z plejstocenu w pierwszej połowie okresu atlantyckiego uległa stabilizacji. W fazach chłodniejszych tego okresu proces ten odnawiał się w niewielkim stopniu, natomiast w fazach cieplejszych zaznaczało się malejące odwapnienie i wzrastające osadzanie CaCO_3 . W chłodno-wilgotnych fazach okresu subborealnego narastające warunki beztlenowe sprzyjały odkładaniu się torfów, natomiast w okresach cieplejszych i suchszych następowało polepszenie warunków tlenowych i powstawanie próchnic oraz murszenie torfów. Każdemu takiemu cyklowi klimatycznemu i kumulacji materii organicznej towarzyszyło bądź rozszerzanie zasięgów gleb hydrogenicznych (torfowych i glejowych), bądź też rozszerzanie się zasięgów gleb mineralnych. Pod dominującymi zbiorowiskami lasów liściastych i mieszanych warunki sprzyjające rozwojowi bielicowania i gleb bielcowych kształtowały się w fazach wstępujących okresów chłodno-wilgotnych.

Od około 4200 lat datuje się wzrost arealów gleb słabo wykształconych w wyniku nasilania się procesów denudacji, a więc degradowania i agramowania (skracania i nadbudowywania) profilu glebowego. Proces ten wiąże się z rozwojem rolnictwa i stałego osadnictwa. W krajobrazach użytkowanych przez człowieka kształtują się nowe antropogeniczne struktury pokrywy glebowej o mało stabilnych cechach. Charakterystycznym przykładem takich zmian jest na obszarach wysoczyznowych gromadzenie się w obniżeniach terenu próchnicznych deluwii glebowych, a na wzniesieniach i skłonach odsłanianie poziomów mineralnych, a nawet skał macierzystych, po częściowym lub całkowitym zdenudowaniu gleb. Dalszymi skutkami tego zjawiska są: ogólne obniżenie zasobów materii organicznej w glebach, skrajne zmiany kwasowości gleb w kierunku odczynu silnie kwaśnego i alkalicznego,

zakłócenia stosunków ilościowych makro- i mikroskładników, a także niekorzystne zmiany składu mikroflory i fauny glebowej.

Ewolucja gleb na obszarze Europy Północnej i Środkowej

Ubożenie gleb, które rozpoczęło się na początku okresu subborealnego wiązało się z przekształcaniem żyznych gleb z próchnicą typu mull w gleby kwaśne z próchnicą typu mor. Wiazała się z tym zmiana struktury roślinności, jak i jej skład gatunkowy. Miejsce naturalnych, wysokopiennych lasów zajęły antropogeniczne lasy odroślowe, zwiększał się areal obszarów wypasanych i branych pod uprawę. Następową przebudowa składu gatunkowego zbiorowisk leśnych. Miejsce gatunków liściastych zaczęły zajmować takie gatunki jak: sosna, grab, buk i jodła. Postępujące ubożenie gleb i pogarszające się warunki klimatyczne sprawiły, że wiązy, lipy, jesiony, a także leszczyny nie zdołały odzyskać swojej poprzedniej pozycji w zbiorowiskach leśnych, nawet po ustąpieniu presji osadniczej. Na zniszczonych przez gospodarkę człowieka siedliskach rozprzestrzeniły się lasy z udziałem sosny, dębu, grabu i buka, a na południu także jodły.

Na terenie Polski, ze względu na wiek, wyróżnia się cztery generacje gleb:

- mezo- i neoholocénskie, najmłodsze, mineralne i organiczne, wytworzone z holocénskich mad, torfów, piasków i żwirów rzecznych oraz wydmych występujących w dolinach rzecznych, w podmokłych obniżeniach terenowych i w pasie nadmorskim;
- młodogłacialne – eoholocénskie, wytworzone z glin zwałowych, piasków glacialnych i fluwiogłacialnych, ilów warwowych, lessów i pokryw pyłowych osadzonych podczas trwania ostatniego zlodowacenia. Należą tu także gleby wytworzone z utworów starszych zlodowaceń przekształconych w różnym stopniu w warunkach klimatu peryglacialnego;

- generacja starogłacialna – eoholocenska łączy starsze gleby wytworzone z utworów osadzonych podczas zlodowacenia środkowopolskiego i południowopolskiego. Utwory te zostały wielokrotnie przekształcone w kolejnych okresach denudacji peryglacialnej i w wyniku przekształceń mrozowych;
- generacja gleb przedplejstoceniowych, utworzona z utworów starszych od czwartorzędowych, a więc ze zwietrzelin skał litych na obszarach Sudetów, Karpat, Gór Świętokrzyskich, Wyżyny Małopolskiej i Roztocza.

Ziemie polskie charakteryzują się mozaikowym układem występowania gleb. Najbardziej cenne gleby z punktu widzenia gospodarki rolnej, lessy i czarnoziemy, występują na Wyżynie Lubelskiej, Wyżynie Małopolskiej i Pogórzu Karpackim, natomiast czarne ziemie pochodzenia bagiennego występują na Kujawach, w okolicy Pyrzyc, Wrocławia i Sochaczewa. Do cennych gleb zaliczamy również mady, występujące w dolinach rzecznych oraz gleby brunatne i rędziny, występujące na Wyżynie Lubelskiej i Małopolskiej oraz na Śląsku. Największe obszary, bo prawie 72% obszaru ziem polskich, zajmują gleby bielcowe o bardzo różnej genezie. W dawnych czasach tereny z takimi glebami, po wypaleniu lasu i krótkotrwałym użytkowaniu rolniczym szybko zamieniały się w nieużytki.

W okresach prehistorycznych istotnym problemem była jednak nie tylko żyzność gleb, ale możliwość i łatwość ich uprawy⁴⁴. Na potrzeby hodowli dogodne warunki występowały w szerokich dolinach rzek porośniętych roślinnością trawiastą⁴⁵.

Przemiany środowiska przyrodniczego w postglaciale i holocenie

Okres późnego plejstocenu i holocenu, a więc po wycofaniu się ostatniego lądolodu z obszaru Polski, przyniósł dalsze zmiany w rzeźbie terenu. W części północnej wiązały się one z rozwojem dolin i sieci odwodnieniowej. Na tych powierzchniach inicjalnych powstawały nowe systemy rzeczne, częściowo tylko wykorzystujące przebiegi dawnych układów odwodnieniowych, które pogrzebane pod osadami akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej, o miąższościach przekraczających niekiedy 100 m, zachowały się jako tzw. doliny kopalne.

Okres recesji lądolodu bałtyckiego z północnego obszaru Polski w okresie od 20 tys. lat BP (faza leszczyńska – maksymalny zasięg) do 13 200 lat BP (faza gardzieńska – najstarszy dryas) zaznaczył się wyraźnym i sukcesywnym ociepleniem klimatu. Wzrastały temperatury powietrza, wydłużał się okres wegetacyjny i coraz głębiej wytapiała się wieczna zmarzlina. Ten okres szybkiego wytapiania się lądolodu przerywany był kilkakrotnie krótkimi okresami nawrotów chłodniejszych, co znajdowało swe odbicie w zmianach szaty roślinnej lądolodu i lodowców górskich, w poziomie wód powierzchniowych oraz w układzie koryt rzecznych.

Zagadnienia przemian klimatycznych w postglaciale i holocenie na ziemiach polskich mają bogatą literaturę. Wymienić tu można m.in. prace: Michała Strzemskiego⁴⁶, Krystyny Wasylikiowej⁴⁷, Leszka Starkla⁴⁸, Stefana Kozarskiego⁴⁹, Karola

⁴⁴ [Dalej zdanie niedokończony: „Prymitywne narzędzia stosowane przy pracach rolnych...”].

⁴⁵ [Dalej niejasny fragment: „oraz niektóre rodzaje rzadkich lasów mieszanych na glebach bielcowych i lasów dębowych i bukowych na glebach brunatnych i rędzinach”].

⁴⁶ M. Strzemiński, *Przemiany środowiska geograficznego Polski, jako tła przyrodniczego rozwoju rolnictwa na ziemiach polskich. Od połowy trzeciego tysiąclecia p.n.e. do naszych czasów*, „Kwartalnik Historii Kultury Materialnej”, 9, 1961, 3, 331–357.

⁴⁷ K. Wasylikiowa, *Etapy rozwoju roślinności w późnym glacialu Polski środkowej*, „Wszechświat”, 1964, 7–8, s. 166–170 [lub] też, *Roślinność i klimat późnego glacialu w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy*, „Biuletyn Peryglacjalny”, 13, 1964, s. 261–417.

⁴⁸ L. Starkel, *Paleogeografia holocenu*.

⁴⁹ S. Kozarski, *Skala czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych Vistulianu na Niżu Polskim*, „Czasopismo Geograficzne”, 57, 1986, 2, s. 247–270.

Rotnickiego i Zygmunta Młynarczyka⁵⁰, Kazimierza Tobolskiego⁵¹, Wojciecha Dzieciotowskiego i Kazimierza Tobolskiego⁵², zamieszczone w pracy zbiorowej zredagowanej przez Leszka Starkla z 1968 r.⁵³ oraz przez Sonię Dybową-Jachowicz i Annę Sadowską z 2003 r.⁵⁴

Dla ułatwienia śledzenia zmian, jakie zachodziły w późnym glacie i w holoceenie, przytoczono skalę czasu i chronologię zmian układu koryta Warty oraz zmiany szaty roślinnej (S. Kozarski):

- faza leszczyńska – 20 000 lat BP
- faza poznańska – 18 400 lat BP
- faza chodzieska – 17 200 lat BP
- faza pomorska – 15 200 lat BP
- faza gardzieńska – 13 200 lat BP (najstarszy dryas).

10°C. Dominowała wtedy tundra bezdrzewna, a sezon wegetacyjny trwał od 3 do 4 miesięcy. Następny okres (Bölling 13 tys. – 12 tys. lat BP) zaznaczył się wyraźnym ociepleniem klimatu. Temperatury lipca sięgały już 15°C, co umożliwiło rozwój luźnego lasu brzoźowego lub sosnowo-brzoźowego. Dokładny obraz rozwoju szaty roślinnej w tym okresie ukazały badania paleobotaniczne w Żabinku, w kopalnym korycie rzeki w fazie roztokowej, poprzedzającej fazę meandrową⁵⁵. Starszy dryas zaznaczył się nawrotem suchego klimatu subarktycznego, o temperaturze lipca od 10 do 12°C. Dominowała wtedy tundra parkowa lub krzewiasta z dominacją brzozy. Ocieplenie Allerödu przyniosło znaczącą poprawę warunków klimatycznych.

	Okres	Układ koryta	Wiek – lata BP	Formacja roślinna
Vistulian	najstarszy dryas	roztokowy	14 000	tundra krzewiasta
	Bölling	meandrowy	13 000	tundra parkowa
	starszy dryas	meandrowy	12 000	tundra parkowa
	Alleröd	meandrowy	11 800	las
	młodszy dryas	meandrowy	11 000	tundra parkowa
Holocen	preborealny	meandrowy	10 000	las
	borealny	meandrowy	8500	las
	atlantycki	meandrowy	6000	las
	subborealny	meandrowy	4000	las
	subatlantycki	meandrowy	3000	las

Najstarszy dryas (14 tys. – 13 tys. lat BP) był okresem o klimacie subarktycznym, o temperaturze lipca nieco powyżej

Średnie temperatury lipca wzrosły do około 16°C, a w styczniu nie spadały poniżej –4°C. Jednocześnie był to okres znacznie wilgotniejszy od poprzedniego. Na obszarze środkowej Polski pojawiły się lasy, początkowo brzoźowe lub brzoźowo-sosnowe, a później sosnowe.

Bujny rozwój roślinności w Böllingu i Allerödzie ograniczył rozwój procesów denudacyjnych i erozyjnych, efektem czego było przejście układu rzek z roztokowego na meandrowy.

Młodszy dryas, trwający od 11 tys. do 10 tys. lat BP był okresem nawrotu kontynentalnego klimatu subarktycznego.

⁵⁰ K. Rotnicki, Z. Młynarczyk, *Późnovistulianie i holocenne formy i osady korytowe środkowej Prosy i ich paleohydrologiczna interpretacja*, Poznań 1989 (Geografia / Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, nr 43).

⁵¹ K. Tobolski, *Zmiany lokalnej szaty roślinnej na podstawie badań subfasylnych osadów biogenicznych w strefie plaży koło Łeby*, „Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią. Seria A: Geografia Fizyczna”, 32, 1979, 151–168; tenże, *Biostratigraphical Record of Vistulian Deposits at the Maximum Extent of the Last Ice Sheet in the Konin Region, Poland*, „Geographia Polonica”, 55, 1988, s. 181–187.

⁵² W. Dzieciotowski, K. Tobolski, *Czwartorzędowe cykle klimatyczno-ekologiczne a ewolucja gleb*, „Roczniki Gleboznawcze”, 33, 1982, 1–2, s. 201–211.

⁵³ *Studia nad holoceenem Polski*, red. L. Starkel, Kraków 1968 (Folia Quaternaria, t. 29).

⁵⁴ *Palinologia*, red. S. Dybova-Jachowicz, A. Sadowska, Kraków 2003.

⁵⁵ K. Tobolski, *Biostratigraphical record*, s. 181–187.

Średnia temperatura roczna obniżyła się o około 3°C, a górna granica lasu w górach o około 500 m⁵⁶. Na powrót zapanowała tundra parkowa ze zbiorowiskami roślin stepowych. Około 11 600 lat temu ostatecznie zakończył się plejstocen, czyli okres zlodowacenia i Ziemia weszła w okres ciepła, zwany holocenem, trwającym do dzisiaj. Nie był to jednak okres stabilnego wzrostu temperatury. Charakteryzował się wyraźnymi fluktuacjami klimatu rzędu 0,5–3,0°C w skali rocznej, przynosząc na przemian ocieplenie lub ochłodzenie, bądź też okresy wilgotniejsze (atlantycki i subatlantycki) i suche (borealny i subborealny).

Zmiany o jeden lub dwa stopnie cechowały wszystkie wahania klimatu w holocen, chociaż niekiedy regionalne zmiany mogły wyraźnie różnić się od wartości średniej. Zmiany klimatu w holocen znalazły swe odbicie w składzie gatunkowym szaty roślinnej i w zmianie układu stosunków wodnych. A były one niekiedy olbrzymie i bardzo istotne dla dalszych przekształceń środowiskowych. Kilkakrotnie w okresach wilgotniejszych i chłodniejszych dochodziło do wzrostu zasięgu zbiorników wodnych i do podnoszenia się poziomu płytkich wód podziemnych oraz do wzrostu liczby zalewów powodziowych. Oprócz tych zmian długookresowych występowały również zmiany krótkotrwałe, powodujące lokalnie zalewy terenów przyjeziornych i den dolinnych.

W początkowych okresach holocenu ocieplenie klimatu spowodowało rozwój roślinności na terenach pokrytych młodymi utworami glacialnymi, fluwioglacialnymi i rzecznyymi. Czynnikiem hamującym jednak jej szybki rozwój był słaby rozwój pokrywy glebowej, charakteryzującej się niską zawartością zarówno materii organicznej, jak i składników pokarmowych. Kolejne stadia sukcesyjne (w początkowych okresach holocenu) zespołów roślinnych

były uwarunkowane długością trwania dnia i okresu wegetacyjnego, stopniem rozwoju pokrywy glebowej, istnieniem lub brakiem trwałej marzłoci oraz wymaganiami świetlnymi i glebowymi poszczególnych gatunków. Z wolna jednak na obszarze całej Europy zaczęła dominować roślinność leśna. Zmiany klimatu zaznaczały się w różnicowaniu składu gatunkowego zbiorowisk leśnych, jednak nie wpływały one na drastyczne zmiany szaty roślinnej.

Opis mechanizmów rozwoju lasów w holocenie przedstawił dla obszaru Danii Johannes Iversen w 1973 r.⁵⁷, ale jego wyniki przyjmowane są również dla obszaru Polski⁵⁸. Istotne znaczenie miała wtedy konkurencja między wkraczającymi kolejno gatunkami drzew. W tej konkurencji zasadniczą rolę, poza wyżej wymienionymi, odgrywała również długość życia i wysokość poszczególnych gatunków drzew.

Już początek holocenu, czyli okres borealny (11 500 – 10 200 lat BP) zaznaczył się wyraźnym wzrostem uwilgotnienia i temperatury powietrza; temperatury lipca sięgały 15°C. Spowodowało to na całym obszarze Polski szybki rozwój lasów brzożowych z domieszką osiki i wierzb, a następnie sosny. Natomiast na obszarach wyżej usytuowanych rozprzestrzenił się świerk, a ponadto występowały limba i modrzew. Rozwój roślinności przyczynił się do ograniczenia procesów denudacyjnych, efektem czego był mniejszy napływ materiału skalnego, zmywanego z powierzchni zlewni do dolin rzecznych. W okresie borealnym (ok. 10 200 – 8900 lat BP) w zbiorowiskach leśnych z dominacją brzozy i sosny pojawiła się leszczyna i liczne gatunki drzew liściastych, takich jak wiązy, dęby, olsze i lipy. Doszło wtedy do przebudowy składu gatunkowego lasu

⁵⁶ L. Starkel, *Problematyka badań nad paleogeografią holocenu na terytorium Polski*, w: *Studia nad holocenem Polski*, s. 9.

⁵⁷ J. Iversen, *Geology of Denmark III. The Development of Denmark's Nature since the Last Glacial*, „Danmarks Geologiske Undersøgelse V. Række”, 7, 1973, s. 1–126.

⁵⁸ [Autor cytuje całą pracę zbiorową: *Palinologia*. Być może chodziło o tekst: M. Latałowa, *[Czwartorzęd] Holocen*, w: tamże, s. 273–292].

i różnicowanie ich zbiorowisk. Pod koniec okresu borealnego wzrastający udział gatunków drzew liściastych w zbiorowiskach leśnych przyczynił się do ograniczenia roli leszczyny i dalszego wycofywania się sosny. Na terenach górskich i wyżynnych umocniła się dominująca pozycja świerku. Zarówno w okresie preborealnym, jak i borealnym skład gatunkowy zbiorowisk leśnych nie odzwierciedlał warunków klimatycznych, bowiem były one odpowiednie dla znacznie bogatszych gatunkowo lasów liściastych. Również i gleby znajdowały się dopiero w początkowym okresie ich rozwoju. W tym czasie pod względem archeologicznym trwał mezolit. Wpływ człowieka na środowisko był wtedy niewielki i zaznaczał się tylko lokalnie. Koczownicze plemiona zajmowały się wtedy głównie zbieractwem, łowiectwem i rybołówstwem.

Około 9 tys. lat temu nastąpiło optimum klimatyczne holocenu (8900 – 5700 lat BP). Podczas gdy klimat w szerokościach poniżej 40° był tylko nieznacznie cieplejszy, rzędu 0,5°C lub mniej, to w wyższych szerokościach geograficznych temperatura była nawet o 1,5°C wyższa od średniej dla holocenu. W bardzo wysokich szerokościach geograficznych, w okolicach biegu na północnego i Grenlandii, w Rosji na północ od Morza Kaspijskiego, był o 3°C cieplejszy niż w końcu XX w.⁵⁹ W Alpach granica wiecznego śniegu podniosła się wtedy do wysokości około 3100–3200 m n.p.m., a górna granica lasu do wysokości 2400 m n.p.m.⁶⁰ Okres ten, o wyrównanej temperaturze powietrza, znacznej wilgotności i łagodnych zimach charakteryzował się średnią temperaturą roku od 1,5 do 2,5°C wyższą od temperatur dzisiejszych. W okresie tym stwierdzono również dalsze ograniczenie procesów denudacyjnych na

obszarach wysoczyznowych, co objawiło się zmniejszoną dostawą materiału skalnego do dolin rzecznych, efektem czego był wzrost procesów erozji wgłębnej w dolinach rzecznych. W lasach niżowej części Polski nadal przeważała sosna, choć w znacznie mniejszej ilości, a zaczęły dominować lasy mieszane. W podmokłych dolinach zaczęły tworzyć się zespoły leśne z dominacją olchy, wiązu i jesionu, natomiast na terenach wyżej usytuowanych rozpowszechniły się wtedy mieszane lasy liściaste, których głównymi składnikami były dęby, lipy, wiązy i jesiony, a więc gatunki wysoko rosnące i długowieczne. Mniej licznymi gatunkami w tych lasach liściastych były klony, jawory, winorośle i cisy. W wyniku rozwoju tych gatunków drzew ograniczeniu uległ udział gatunków światłolubnych, takich jak brzoza, sosna i leszczyna. Na obszarach wyżej usytuowanych w południowej części Polski w dalszym ciągu wzrastał udział świerka. Warunki w tworzonych przez te gatunki ekosystemach sprzyjały rozwojowi żyznych gleb, nawet na lżejszym podłożu. W obrębie wielogatunkowych siedlisk lasów liściastych wytworzyła się wtedy próchnica typu mull, charakteryzująca się dużą aktywnością rozkładu materii organicznej i dobrze rozwiniętym poziomem próchnicznym. Ten typ gleby występował w siedliskach zarówno o małej, jak i dużej wilgotności w okresie atlantyckim (8 tys. – 5 tys. lat BP). Wtedy to, w okresie atlantyckim wytworzył się stan równowagi pomiędzy cechami klimatu, wykształceniem gleb i składem gatunkowym roślinności, co doprowadziło do rozpowszechniania się mieszanych lasów liściastych. Koniec okresu atlantyckiego zaznaczał się dużymi wahaniami klimatycznymi; na przemian występowały okresy chłodniejsze i cieplejsze. Nie doprowadziły one jednak do znaczących zmian składu gatunkowego lasów.

Okres subborealny (5700–2600 lat BP) był wyraźnie chłodniejszy i bardziej

⁵⁹ [W tekście zapisano jedynie nazwisko autora – Cowie. Być może chodzi o J. Cowie, *Climate Change. Biological and Human Aspects*, New York 2013].

⁶⁰ M. Hess, *Próba rekonstrukcji klimatu w holocenie na terenie Polski południowej*, „Folia Quaternaria”, 29, 1968, s. 21–39.

wilgotny niż w czasie okresu atlantyckiego. Ogólne ochłodzenie wynosiło około 1–2°C. Dominowały wtedy lasy sosnowe i sosnowo-dębowe. Ochłodzenie to, znane jako ochłodzenie epoki żelaza, nastąpiło 4500–2500 lat temu. Ciepłejsze warunki powróciły w początkach tworzenia się cesarstwa rzymskiego, ale nie było już tak ciepło jak w okresie atlantyckim. W okresie subborealnym zaznaczała się głęboka przemiana szaty roślinnej. Były one zarówno wynikiem zmian klimatycznych, ewolucji gleb, jak i nasilenia procesów osadniczych [sic]. Zakres tych zmian i ich charakter uzależniony był od lokalnych warunków środowiska przyrodniczego, gęstości zaludnienia i od rodzaju gospodarki. W tym okresie nasiliła się działalność gospodarcza człowieka neolitycznego, eksploatującego gospodarczo lasy, co naruszało równowagę środowiskową, odporność drzew i zaznaczało się wahaniami udziałów poszczególnych gatunków drzew i roślin zielnych, efektem czego był np. spadek udziału wiązków w środowiskach leśnych. Wzrost występowania pyłu węglowego w osadach z tego okresu wskazuje na wypalanie poszycia w lasach odroślowych na cele myślistwa i hodowli. W wyniku wypalania poszycia poprawiły się w lasach warunki świetlne, co umożliwiło rozwój roślin zielnych i wypas bydła w lasach w okresach poprzedzających tworzenie się otwartych łąk i pastwisk. W takich lasach na użyźnionej popiołem glebie, czyli w warunkach gospodarki wypaleniskowej, zakładano uprawy rolne i ogrodnicze. W okresie tym wzrastał udział wskaźników antropogenicznych, takich jak zboża, szczaw polny i innych. Rolnictwo miało jednak wtedy charakter ekstensywny, ale spowodowało przekształcenie znacznych obszarów leśnych. Tworzyły się niskopienne lasy o różnych stadiach regeneracji. W okresie subborealnym rozwinęły się w siedliskach leśnych gleby kwaśne z próchnicą typu mor. Były to gleby charakterystyczne dla siedlisk oligotroficznych o różnej wilgotności. Cechowały się małą

aktywnością rozkładu materii organicznej i były mniej żyzne.

Ostatni okres holocenu – subatlantycki, trwający od około 600 r. p.n.e. do naszych czasów, nie był okresem o mało zmienionym klimacie. Po wyraźnym ochłodzeniu w okresie subborealnym ciepłejsze warunki powróciły w początkach panowania cesarstwa rzymskiego, ale temperatury powietrza były na ogół niższe od tych w okresie atlantyckim. Na lata od 400 do 1000 r. n.e. przypada wyraźne ocieplenie klimatu, tzw. drugorzędne optimum klimatyczne. Później nastąpił wzrost uwilgotnienia klimatu i wyraźne oziębienie, co doprowadziło do nasilenia procesów bagiennych. W okresie subatlantyckim ewolucja szaty roślinnej i przemiany użytkowania ziemi były kontynuacją przemian zapoczątkowanych w okresach poprzednich. W Polsce Środkowej i Północnej do najważniejszych składników lasów liściastych należał grab, a od północnego zachodu rozprzestrzeniał się buk. Na krańcach północno-wschodnich umacniała się rola świerka. Na uboższych glebach, zwłaszcza w Polsce Środkowej i Północnej, rozprzestrzeniała się sosna, której rola rosła wraz z kolejnymi etapami odlesień i postępującym ubożeniem gleb. Wzrastał udział gatunków acydofilnych. Grab i buk pojawiły się na tym terenie 4 tys. – 3 tys. lat BP, lecz ich właściwa ekspansja rozpoczęła się dopiero w chwili, kiedy człowiek kultury łużyckiej zniszczył mezofilne lasy liściaste. Na zachodzie (Wolin) rozwinęły się wówczas lasy bukowe, podczas gdy grab nie odgrywał tam większej roli, natomiast w środkowej i wschodniej części Północy najpierw pojawiły się lasy grabowe, które dopiero później zostały wyparte przez zbiorowisko z bukiem. Dominującym czynnikiem ekologicznym w okresie subatlantyckim jest działalność człowieka. Rozwój cywilizacji zróżnicowany w różnych rejonach Polski w młodszych okresach holocenu przyczynił się do zmian składu gatunkowego szaty roślinnej.

Stosunki wodne

Ważnym czynnikiem określającym jakość środowiska przyrodniczego są wody powierzchniowe, a więc rzeki i jeziora, tereny podmokłe i źródła oraz płytkie wody podziemne rzutujące na zdolność retencjonowania wód opadowych.

Dzisiejszy układ wód powierzchniowych na obszarze Polski powstał w ciągu ostatnich 2 mln lat w wyniku rozwoju rzeźby w młodszym trzeciorzędzie i czwartorzędzie. W południowej części kraju, tj. w górach i na wyżynach, układ dolin i rzek wykazuje dostosowanie do rozmieszczenia wielkich form wypukłych i wklęsłych. Natomiast na nizinach układ dolin i sieć rzeczna kształtowały się znacznie później i wiązało się to z historią zlodowaceń. W czasie trwania zlodowacenia środkowopolskiego, a w szczególności stadiau Warty wytworzył się równoleżnikowy system odpływu wód, wprowadzający je do Morza Północnego. Funkcjonowały wtedy pradoliny Wieprza i Krzny, wrocławsko-magdeburska i warszawsko-berlińska. Ostatnie zlodowacenie wytworzyło pradolinę Noteci i Warty oraz pomorską. Wreszcie w okresie polodowcowym powstały dolne biegi Odry i Wisły w wyniku przeciągnięcia spływu wód do tworzącego się wtedy Bałtyku. W ten sposób ukształtowała się obecna sieć na obszarze Polski.

Zdaniem Stefana Kozarskiego od początku okresu Bölling, a więc około 13 tys. lat temu, zaczęła wzrastać organizacja koryta Warty⁶¹. Zaczął dominować skoncentrowany spływ wody, a koryto przybrało postać meandrującą. Koryto meandrowe, lecz o mniejszych rozmiarach, dominowało również po osiągnięciu przez rzekę terasy zalewowej, co też zostało poprzedzone fazą wcinania. Autor ten ustalił również ogólne tendencje erozyjne i akumulacyjne oraz następstwo zmian układu koryta: koryto roztokowe – koryto o dużych meandrach – koryto o małych meandrach, które

zachodziły na trzech najniższych poziomach terasowych. Wielkość zakoli, o promieniach prawie dwukrotnie większych od młodszych holoceniskich, a równocześnie obecność szerokich równin erozyjnych świadczą o bogatych w wodę rzekach roztokowo-meandrowych (ryc. 4)⁶².

Na początku holocenu nastąpiła stabilizacja koryt rzecznych, zmalały przepływy, a płytko rozcięte równiny zalewowe górnych poziomów terasowych zaczęły pokrywać się torfowiskami. Zasadniczą przyczyną osłabienia procesów erozyjnych był rozwój roślinności, a przede wszystkim utrwalenie się zespołów leśnych. Osłabiło to dostawę materiału skalnego do koryt rzecznych oraz zmniejszyło amplitudy wahań stanów wody w rzekach.

Wahania klimatyczne w holocenie znajdowały swe odbicie w obiegu wody oraz w procesach korytowych rzek, ale ponieważ zachodziły one w znacznie mniejszym nasileniu – jak np. w postglaciale, stąd i zmiany te miały na ogół charakter podrzędny.

Przykładem, jak zmieniał się charakter doliny i koryta rzeki w postglaciale, są badania rozwoju przełomowej doliny Warty pod Poznaniem. Stefan Kozarski początek jej powstania wiązał z oscylacją czarnkowską⁶³. W licznych pracach przedstawił również rozwój dna doliny oraz przystosowanie układów koryta do zmian klimatycznych w postglaciale i holocenie. W początkowym okresie Warta posiadała koryto roztokowe aż do najstarszego dryasu. Koryta roztokowe były szerokie i płytkie, a średnią prędkość płynięcia wody po poziomie terasy bifurkacyjnej (VI–III) oszacowano na około 1,3 m/sek.⁻¹. Objętość przepływu przekraczała prawie dziesięciokrotnie obecną wielkość średniego przepływu Warty w Śremie. Zrekonstruowane wielkości mają co prawda

⁶² [Niniejszy akapit jest powtórzeniem, ze zmianami, tekstu ze stron 34–35].

⁶³ S. Kozarski, *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci-Warty*, Poznań 1962.

⁶¹ S. Kozarski, *Skala czasu*, s. 247–270.



Ryc. 4. Schemat teras i paleokoryt w dolinie Sanu koło Leżajska (wg A. Szumańskiego⁶⁴):

T1 – terasa średnia z wistulianu, T2 – terasa późnoglacialna z wielkimi paleomeandrami, T3 – terasa holoceniśka z małymi paleomeandrami, T4 – równina zalewowa ze śladami koryt roztokowych; 1 – odsypy we współczesnym korycie, 2 – ślady roztokowego układu koryt, 3 – małe paleomeandry, 4 – wielkie paleomeandry, 5 – zarys odsypów meandrowych, 6 – wydmy, 7 – obszary pozadolinne, 8 – meandry odcięte w czasie regulacji w 1903 r.

⁶⁴ [Autor wpisał datę 1991 r. jako rok publikacji schematu. Być może chodziło o A. Szumański, *The Evolution of the Lower San River Valley during the Late Glacial and the Holocene*, w: *Evolution of the Vistula*

jedynie wartość przybliżoną, niemniej pozwalają określić skalę tego procesu. Wyliczone przez Przemysława Gonerę⁶⁵ i Barbarę Antczak-Górkę⁶⁶ wartości przepływów Warty w różnych okresach rozwoju jej doliny wskazują na malejące ich wielkości w czasie holocenu. Jeszcze wyraźniej tę tendencję obrazuje wykres charakteryzujący zmienność przepływów pełnokorytowych i średnich rocznych Prosny w jej środkowym biegu, przedstawionych dla ostatnich 12 tys. lat przez Karola Rotnickiego⁶⁷. Ta trwała tendencja spadkowa zakłócona była pewnymi wzrostami przepływów w okresie atlantyckim, subborealnym i subatlantyckim. Od mniej więcej 4 tys. lat, kiedy to w okresie subborealnym przepływy w Prośnie osiągnęły stosunkowo wysokie wartości, zaznaczała się przez około tysiąc lat trwała tendencja spadkowa, z osiągnięciem wartości minimalnej, rzędu 40% obecnych przepływów Prosny w końcowej fazie tego okresu. Odtąd, a więc przez cały okres subatlantycki, zaznacza się powolny wzrost przepływów Prosny, spowodowany ochłodzeniem klimatu. We wczesnym średniowieczu przepływy w Prośnie były zbliżone lub nieznacznie wyższe (o około 20%) od przepływów współczesnych.

Pierwszy utrwalony zapis hydrograficzny z obszaru Polski, datowany na koniec IX w., dotyczy opisu ujścia Wisły sporządzonego przez Wulfcana [Wulfstana], angielskiego podróżnika, w czasie podróży do portu Prusów – Truso, znajdującego się we wschodniej części delty Wisły. Opis ten, mało dokładny, umożliwił jednak rekonstrukcję obrazu delty Wisły dokonaną w 1907 r. przez Bestrama [sic]⁶⁸. Autor ten

River Valley during the Last 15 000 Years, cz. 1, red. L. Starkel, Wrocław–Warszawa–Kraków 1982 (Geographical Studies. Special Issue, nr 1), s. 57–78, gdzie na s. 60 podobna rycina, różniąca się od powyższej legendą i detalami na rysunku.

⁶⁵ P. Goner, *Zmiany geometrii koryt*.

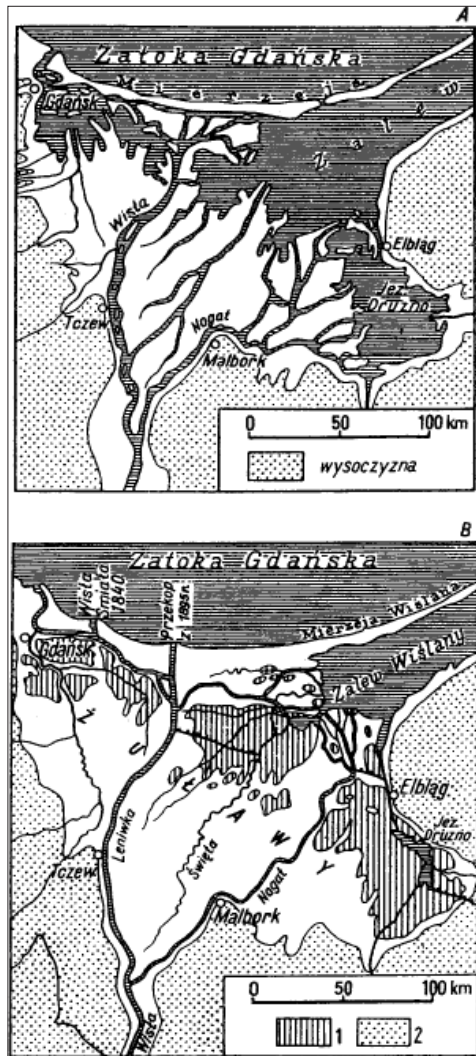
⁶⁶ B. Antczak-Górka, *Transformacja układu koryta*.

⁶⁷ K. Rotnicki, *Retrodiction of palaeodischarges*, s. 431–471, za A. Kaniecki, *Poznań*.

⁶⁸ [Zapewne chodzi o pracę H. Bertrama, *Die Entwicklung des Deich- und Entwässerungswesens im Gebiet des heutigen Danziger Deichverbandes*

wykorzystał dane paleohydrologiczne i geomorfologiczne do rekonstrukcji dość szczegółowego obrazu hydrograficznego tego obszaru według stanu z około 1300 r. (ryc. 5).

Pierwszym, w miarę dokładnym opisem wód obszaru Polski jest zamieszczony w dziele Jana Długosza z drugiej połowy XV w. *Roczniki, czyli Kroniki Sławnego Królestwa Polskiego*, w księdze pierwszej „Chorografia Regni Poloniae”⁶⁹. Był to pierwszy dość dokładny opis wód obszaru dawnej Polski. Długosz opisał ponad dwieście rzek na obszarze dawnej Polski i Litwy, wyróżniając siedem rzek głównych: Wisłę, Odrę, Wartę, Dniestr, Bug, Niemien i Dniepr. Wymienił również około stu jezior w Polsce Północnej, Zachodniej i na Polesiu. Opis wód polskich dokonany przez Długosza był jedyny w swoim rodzaju. Polska dzięki niemu posiadała najwcześniej z krajów europejskich taką charakterystykę hydrograficzną. Jednak dla odtworzenia warunków hydrograficznych obszaru Polski z okresu początków tworzenia się państwa polskiego opis ten jest mało przydatny. W ciągu 500 lat, w wyniku zmian klimatu i narastającej antropopresji, zaszły znaczące zmiany zarówno w układzie biegu koryt rzecznych, jak i w powierzchniach jezior. Jeżeli natomiast odniesiemy wielkości powierzchni jezior, podawane przez Jana Długosza, do wielkości powierzchni obecnych jezior, to okazuje się, że znacząca większość w tym okresie zmniejszyła swe powierzchnie, a kilka z nich zanikło. Następne opisy ziem i wód polskich Miechowity⁷⁰, Marcina Bielskiego⁷¹, Marcina Kromera⁷²



Ryc. 5. Delta Wisły (za J. Kostrowickiem, z poprawką roku przekopu Wisły⁷³):

A – przed osuszeniem, około roku 1300, B – po osuszeniu (obecnie): 1 – depresje, 2 – wysoczyzny

i Stanisława Sarnickiego⁷⁴, wykonane w XVI w. nie wniosły wiele nowego do opisu Jana Długosza.

Stosunki wodne obszaru zależą od ilości opadów, ich rozkładu w ciągu roku oraz

seit dem 14ten Jahrhundert, Danzig 1907. Rozbudowana rekonstrukcja delty Wisły ok. 1300 r.: tenże, *Das Weichsel-Nogat-Delta. Beiträge zur Geschichte seiner landschaftlichen Entwicklung, vorgeschichtlichen Besiedlung und bäuerlichen Haus- und Hofanlage*, Danzig 1924).

⁶⁹ Ioannis Dlugossi.

⁷⁰ Maciej z Miechowa, *Chronica Polonorum* [m], Kraków 1521.

⁷¹ M. Bielski, *Kronika wszystkiego swyata* [...], Kraków 1551; por. J. Bielski, *Kronika polska Marcina Bielskiego nowo przez loach. Bielskiego syna iego wydana* [...], Kraków 1597.

⁷² M. Kromer, *Polonia siue de situ, populus* [...], Kolonia 1577; por. M. Kromer, *Polska czyli O położeniu, ludności, obyczajach, urządach i sprawach*

publicznych Królestwa Polskiego księgi dwie, przeł. S. Kazikowski, wstęp i oprac. R. Marchwiński, Olsztyn 1977.

⁷³ J. Kostrowicki, *Środowisko geograficzne Polski. Warunki przyrodnicze rozwoju gospodarki narodowej*, Warszawa 1968, s. 217 (ryc. 115).

⁷⁴ S. Sarnicki, *Descriptio veteris et novae Poloniae* [...], Kraków 1585.

od możliwości odpływu wód z danego obszaru. Dotyczy to zarówno obszarów wysoczyznowych, jak i dolin rzecznych. Istotną rolę odgrywa również szata roślinna, a w szczególności wielkość powierzchni leśnych. O retencyjnej roli lasów napisano już wiele prac. Las rzutuje również na sposób odprowadzania nadmiaru wód w okresie wiosennych roztopów oraz w czasie ulewnych deszczy. Las hamuje spływ powierzchniowy wód opadowych, wpływa na grubość, gęstość i czas trwania pokrywy śnieżnej, chroniąc ją przed szybkim topnieniem i wywiewaniem. Na obszarach leśnych większa ilość wód infiltruje w głąb, zasilając wody podziemne, aniżeli na obszarach użytkowanych rolniczo.

Sieć rzeczna w okresie wczesnośredniowiecznym, szczególnie sieć cieków drobniejszych, była o wiele gęstsza – było więcej strumyków, starorzeczy, zbiorników wodnych, które zniknęły w wyniku wylesienia obszarów wysoczyznowych, melioracji terenów podmokłych, obniżenia zwierciadła wód gruntowych, regulacji biegu rzek itp. Można stwierdzić, że większy był wtedy stopień nawodnienia obszaru Polski.

Rzeki na obszarze Polski w zasadzie aż do XIX w. zachowały cechy rzek naturalnych. Charakteryzowały się krętym biegiem, małym spadkiem podłużnym i tendencją do zmiany przebiegu swego koryta bądź też do dzielenia się na ramiona i odnogi. Nierówne dno, ruchome ławice piasku, często wyłaniające się ponad powierzchnię wody, jak również tworzące płycizny, zmieniające swe położenie z roku na rok – to następne cechy takiego naturalnego układu koryta rzecznego.

Rzeki w Polsce charakteryzują się deszczowo-śnieżnym reżimem zasilania, z jednym maksimum i z jednym minimum w ciągu roku. Wykazuje on w zasadzie jeden długotrwały, wysoki stan wody na wiosnę, będący efektem roztopów i powolne następnie obniżanie się stanów aż do jesieni. W niektórych latach w wyniku długotrwałych i obfitych opadów zaznacza

się w niektórych rzekach druga kulminacja w miesiącach letnich. Częściej zdarzały się one na Odrze i Wiśle na skutek wysokich opadów w Sudetach i Karpatach, ale występowały one również na innych rzekach nizinnych. Największa w historii Poznania powódź, jaka nawiedziła miasto w lipcu 1736 r., spowodowana była długotrwałymi i ulewnymi opadami. W czasie trwania stanów najwyższych, które najczęściej występowały w marcu i w kwietniu, rzeka płynęła prawie całą szerokością dna doliny. Pływające wtedy w wezbranej wodzie drzewa, porwane z erodowanych brzegów, często tworzyły zapory powodujące piętrzenia wód⁷⁵.

Rzeki nizinne w Polsce charakteryzują się krętym biegiem i stosunkowo niskimi spadkami podłużnymi; na ogół poniżej 0,50‰, a często nawet i poniżej 0,20‰ (20 cm/km⁻¹), szczególnie w ujściowych ich odcinkach.

Pamiętać jednak należy, że w wyniku dziewiętnasto- i dwudziestowiecznych regulacji koryt, polegających głównie na zwężaniu i prostowaniu ich przebiegów, nastąpiło znaczne skrócenie biegu rzek, czego konsekwencją był z kolei wzrost spadku podłużnego koryta. Zlikwidowano przede wszystkim liczne wtedy meandry i krzywizny koryta.

Względnie niski spadek podłużny koryt rzecznych był przyczyną stosunkowo wolnego spływu wód wezbraniowych i średniej obfitości wód. Na pewno rzeki płynęły dawniej szerszymi korytami niż obecnie, słabo wciętymi w terasę zalewową, w obrębie których nieraz występowały rozległe piaszczyste łachy i płycizny. Konsekwencją mało stabilnego koryta były częste zmiany biegu rzeki, szczególnie w czasie wezbrań. Brzegi koryt porastały wikliny lub olszyny i topole. Na wyżej usytuowanych partiach w dolinach rosły lasy sosnowe lub dębowe.

⁷⁵ [Dalej następuje niedokończony zdanie: „Również częste wtedy zmiany przebiegu koryta, niewidoczne przy wezbranej wodzie...”].

Zatopione pnie drzew, tworzące niekiedy – poprzez ich spiętrzenie – lokalne zapory, oraz liczne na naszych ziemiach, szczególnie w ujściowych odcinkach dopływów większych rzek żeremia bobrów, które stawiały tamy utrudniające odpływ wód, powodowały tym samym zabagnianie terenów przyległych. Liczne podmokłości w dolinach większych rzek były zjawiskiem powszechnym. Również większa wtedy lesistość obszaru kraju sprzyjała wolnemu spływowi wód wezbraniowych. Wraz z sukcesywnie zwiększającym się wyrębem lasów i zamianą obszarów leśnych na grunty orne zmniejszała się zdolność do retencjonowania wód na tych obszarach. Efektem tego był wzrost nierównomierności przepływów wody w ciekach. Coraz wyższe stawały się kulminacje stanów wody w czasie wezbrań i coraz niższe w czasie trwania niżówek.

Słabe wcięcie w terasę zalewową koryt rzek nizinnych przyczyniało się do częstych zalewów powodziowych, nawet przy stosunkowo niewielkich wezbraniach stanów wody i utrzymywania się potem rozległych i płytkich, okresowych zbiorników wodnych oraz licznych podmokłości. Więcej było również wtedy drobnych cieków, zarówno na obszarze wysoczyznowym, jak i w dolinach rzecznych.

Opisujący dawne przebiegi koryt dolnych biegów Warty i Noteci Wawrzyniec Surowiecki przedstawiał je jako rzeki błędzące, dzielące się na mnóstwo odnóg, które zajmowały praktycznie całe dno pradoliny Noteci⁷⁶. Na wiosnę w czasie trwania wezbrań tworzyły się tam olbrzymie zastoiska wody. Na mapie hydrograficznej „Karte von der Netz Und Warthe Bruche, de Anno 1773”, wykonanej w skali około 1:50 000, pojedyncze koryto Warty i Noteci występowało tylko na krótkich odcinkach⁷⁷. Natomiast w dolnych ich

biegach trudno jest wyodrębnić główne koryto wśród labiryntu odnóg⁷⁸.

Badając dawne stosunki hydrologiczne na podstawie dostępnych historycznych materiałów źródłowych, danych geologicznych, paleohydrologicznych itp., dąży się do odtworzenia stopnia nawodnienia danego obszaru poprzez określenie poziomu i zasięgu wód powierzchniowych oraz stref zabagnienia, głębokości występowania płytkich wód podziemnych, układu sieci rzecznej itp. Punktem wyjścia w tych badaniach są najczęściej współczesne lub mało odległe w czasie stosunki hydrologiczne. Nawiązuje się także do dawnych opisów lub wzmianek źródłowych oraz wyników badań np. palinologicznych lub paleohydrologicznych. Bardzo rzadko bowiem dysponujemy wiarygodnym przekazem kartograficznym z odleglejszej przeszłości. Za wiarygodny układ sieci rzecznej uznać możemy dopiero ten, który został przedstawiony na wielkoskalowych mapach i planach z drugiej połowy XVIII w., sporządzonych za pomocą zdjęcia stolikowego. Stan ten przyjmujemy jako układ odniesienia, pamiętając jednak, że uległ on już na przestrzeni wieków znacznemu przeobrażeniu w wyniku gospodarczej działalności człowieka. Znacznie trudniejszym problemem jest jednak odtworzenie układu hydrograficznego z odleglejszej przeszłości, np. z wczesnego średniowiecza, dla którego to czasu nie dysponujemy praktycznie żadnym przekazem kartograficznym, a informacje pochodzące z tekstów źródłowych wydają się mało wiarygodne.

W trakcie badań nad odtworzeniem układu sieci rzecznej i stosunków wodnych badanego obszaru należy odpowiedzieć na następujące pytania:

- Jak przedstawiał się układ sieci rzecznej w różnych wiekach?
- Którędy przebiegało koryto główne rzeki i czy było ono główne przez cały okres ostatniego tysiąclecia?

⁷⁶ W.J. Surowiecki, *O rzekach y spławach Kraiów Xięstwa Warszawskiego z zlecenia JW Łubieńskiego Ministra Sprawiedliwości*, Warszawa 1811.

⁷⁷ *Karte von der Netz Und Warthe Bruche, de Anno 1773*, skala 1:50 000, 1773, autor nieznan.

⁷⁸ A. Kaniecki, *Poznań*, s. 316–317 (ryc. 112).

- Czy układ sieci rzecznej był stabilny, czy też nie?
- Czy poziom wody w korycie rzeki był stały w różnych okresach, czy też nie?
- W jaki sposób działalność gospodarcza wpływała na zmiany układu sieci wód powierzchniowych i na zmiany poziomu wody w ciekach?
- Czy możliwe były do przeprowadzenia już we wczesnym średniowieczu większe prace hydrotechniczne, np. budowa fos, przekładanie koryt rzecznych czy też tworzenie sztucznych odnóg rzecznych?
- Jak zmiany klimatyczne wpływały na stany wód powierzchniowych i podziemnych?
- W jaki sposób zmieniała się rzeźba powierzchni terenu na obszarze doliny oraz w jaki sposób wpływało to na zmiany stosunków wodnych?

Na żadne z tych postawionych pytań nie znajdziemy odpowiedzi bezpośredniej. Domniemywać możemy jedynie na podstawie analizy informacji pośrednich, powiązanych z pewnymi faktami lub danymi zawartymi w przekazach pisanych z okresu wczesnego i późnego średniowiecza. Do takich informacji pośrednich zaliczyć należy np. poziom składania czy też grzebania ciał zmarłych w różnych okresach, bowiem dawniej, tak jak i obecnie, składano je powyżej występowania wód podziemnych. Innego typu informacją pośrednią o głębokości występowania płytkich wód podziemnych, powiązanych hydraulicznie z siecią rzeczną, jest np. głębokość ziemianek czy też poziom posadowienia fundamentów murowanych obiektów w różnych okresach oraz rodzaj tych fundamentów. Bowiem innego rodzaju fundamenty stosowano na gruntach podmokłych, a inne na gruntach suchych.

Bardzo istotnym problemem pozostaje sprawa odtworzenia dawnego biegu rzeki, tzn. jej koryta głównego i odnóg. Doliny rzeczne na obszarze niżowym, powstałe w czasie recesji ostatniego lądolodu

i holocenu, przetrwały w zasadzie bez większych zmian w czasach historycznych. Jednak zmiany przebiegu koryt rzecznych w dnie doliny mogą mieć duże znaczenie dla odtworzenia np. warunków osadniczych we wczesnym średniowieczu.

Rozmieszczenie jezior na terenie ziem polskich jest bardzo nierównomierne. Skupiają się one głównie na obszarze objętym ostatnim zlodowaceniem, a więc w północnej części kraju. We wczesnym średniowieczu wielkie jeziora Pomorza, Mazur i Warmii znajdowały się poza obszarem państwa polskiego. Większe skupiska jezior tworzyły w początkach istnienia państwa polskiego jeziora w Wielkopolsce i na Kujawach, wśród których największą powierzchnię miało Gopło. Zdecydowana większość jezior na obszarze Polski jest pochodzenia polodowcowego. Inne to jeziora rzeczne (starorzecza), pochodzenia tektonicznego, wydmorego i krasowego. Jeziora, w szczególności polodowcowe, są stosunkowo krótkotrwałym elementem krajobrazu. Ich przeciętny czas trwania szacuje się na około 20 tys. lat. Na obszarach nizinnych w wyniku zarastania i gromadzenia się osadów nieorganicznych i organicznych wytworzonych w obrębie jego misy ulegają one sukcesywnemu spłycaaniu, w efekcie czego zmniejszają swoją powierzchnię. Końcowym stadium jeziora wypełnionego osadami organicznymi (gytia, torf) jest torfowisko. Dowodem na istnienie jeziora są osady pochodzenia limnicznego. W górach misy jeziorne ulegają sukcesywnemu zasypywaniu w wyniku dostawy materiału skalnego tworzącego się w wyniku procesów wietrzezeniowych.

Ocieplenie się klimatu w późnym glacjaie i na początku holocenu powodowało zjawisko tzw. krasu termicznego, czyli wytapiania się zagrzebanych brył martwego lodu i lodu gruntowego wiecznej zmarzliny poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia. Wytapianie tych lodów powodowało powstawanie zagłębień wypełniających się wodą. W ten sposób tworzyły się jeziora,

początkowo bezodpływowe, a następnie sukcesywnie włączane w obszarowy system odwodnieniowy tworzony przez sieć rzeczną. W miarę wytapiania się brył martwego lodu misy jeziorne ulegały pogłębianiu. W zależności jednak od cech klimatycznych w holocenie poziom wód w jeziorach podnosił się lub opadał.

Zmiany klimatyczne, jakie wystąpiły w holocenie, znalazły również swe odbicie w wyraźnej zmianie stosunków wodnych. Kilkakrotnie w okresach wilgotniejszych dochodziło do wzrostu zasięgu zbiorników wodnych, terenów podmokłych i podnoszenia się poziomu wód podziemnych. Oprócz tych zmian długookresowych występowały również zmiany krótkotrwałe, powodujące np. zalewy terenów przyjeziornych i dolin rzecznych. W stosunkowo suchych fazach klimatu borealnego i subborealnego poziom wody w nich był niższy od obecnego, a wyraźnie wyższy pod koniec wilgotnej fazy atlantyckiej, a zwłaszcza subatlantyckiej w drugiej połowie ostatniego tysiąclecia. Z przedstawionego przez Jadwigę Stasiakową schematu wahań poziomu wód jeziornych w holocenie na Pojezierzu Mazurskim wynika, że przed tysiącem lat poziom wód był nieco niższy od obecnego⁷⁹. Tak więc rozwój jezior w holocenie nie miał charakteru jednokierunkowego, tzn. od maksymalnego na początku holocenu do współczesnego minimalnego. Zaznaczają się w tym okresie dwie fazy wzrostu powierzchni wodnych i dwie fazy ich kurczenia. Badając występowanie wklęsłych form terenu, których zarysy wskazywałyby na istnienie tam wcześniej jezior, obliczono prawdopodobny zanik jezior. Według Krystyny Kalinowskiej istniejące obecnie jeziora stanowią tylko jedną trzecią powierzchni pierwotnej⁸⁰. Duża liczba jezior, szczególnie tych mniejszych i płytkich, uległa całkowitemu zanikowi.

Obok rzek i jezior inną formą retencjonowania wód opadowych w strefie powierzchniowej są tereny podmokłe określane pojęciami: bagna, mokradła, moczary, torfowiska, trzęsawiska itp. Nie są to pojęcia równoznaczne, choć jednocześnie nie ma dokładnych definicji tych określeń. Na ogół pod pojęciem „torfowisko” rozumiemy obszar zbudowany z gruntów organicznych, a więc z nie w pełni rozłożonych szczątków roślinnych. Natomiast pod pojęciem „bago” rozumiemy grunt nasycony wodą. Może on być zbudowany zarówno z gruntów organicznych, jak i nieorganicznych np. z piasków.

Według danych Mieczysława Jasnowskiego obecnie w Polsce znajduje się 49 145 torfowisk, które zajmują łącznie 1 278 194 ha, co stanowi 4,1% powierzchni kraju⁸¹.

Torfowiska ze względu na ich gospodarkę wodną dzieli się na ombrofilne, tj. zasilane wyłącznie wodami opadowymi, oraz reofilne, zasilane głównie wodami podziemnymi. Torfowiska ombrofilne, zwane również torfowiskami wysokimi, występują na terenach o dodatnim bilansie wodnym, tj. o nadwyżce opadów nad parowaniem. Nadmiar wody oddają w postaci źródeł i odpływu powierzchniowego, natomiast nie są zasilane wodami rzeczными i podziemnymi. Występują na terenach wyżej usytuowanych, a więc na działach wodnych, na płaskich wierzchowinach, na terenach równinnych itp., w Sudetach, pojezierzach na Polesiu Podlaskim i na Pobrzeżach PołudniowoBałtyckich.

Torfowiska reofilne, czyli niskie, usytuowane są w obniżeniach powierzchni terenu, w dnach dolin rzecznych i rynien jeziornych, w miejscu zanikłych jezior. Charakteryzują się zarówno odpływem, jak i dopływem wód powierzchniowych. Występują głównie w północnej i centralnej części kraju.

⁷⁹ J. Stasiak, *Holocen Polski północno-wschodniej*, Warszawa 1971.

⁸⁰ K. Kalinowska, *Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce*, „Przegląd Geograficzny”, 33, 1961, 3, s. 511–518.

⁸¹ M. Jasnowski, *Torfowiska i tereny bagienne w Polsce*, w: *Bagna kuli ziemskiej*, red. N.J. Kac, Warszawa 1975, s. 356–390.

Obok torfowisk ombrofilnych i reofilnych wyróżnia się również torfowiska przejściowe, o zmiennej gospodarce wodnej, prowadzące na przemian gospodarkę reofilną, np. wtórną, a ombrofilną latem i jesienią.

Ten podział hydrologiczny torfowisk pokrywa się z podziałem botanicznym; torfowiska wysokie charakteryzują się roślinnością sfagnową (*sphagnum*), natomiast niskie – turzycową. Wszelkie ubytki zawartości wody spowodowane czynnikami naturalnymi czy też działalnością człowieka pogłębiają w nietorfowych terenach podmokłych mineralizację substancji organicznej. Natomiast na torfowiskach odwodnienie przyspiesza rozkład nagromadzonego tam torfu i powoduje jego znikanie w wyniku utlenienia substancji organicznej. Niekiedy prowadzi to nawet do całkowitego zniknięcia torfu. Na takich terenach dochodzi do wypierania roślinności torfotwórczej, a zwiększa się liczba gatunków o mniejszych potrzebach wodnych.

Torfowiska zaczęły się tworzyć w tym samym czasie co jeziora. Maksimum rozwoju osiągnęły w fazie atlantyckiej, natomiast w fazie subborealnej nastąpiła przerwa, zaznaczona występowaniem w profilach torfowych tzw. horyzontu granicznego. W fazie subatlantyckiej torfowiska zaczęły rozwijać się na nowo.

Przed tysiącem lat obszary podmokłe na terenie Polski zajmowały znacznie większe powierzchnie. W wyniku ich odwadniania i adaptacji, początkowo dla celów hodowlanych, a następnie do zamiany ich w grunty orne, doszło do znaczącego zmniejszenia ich powierzchni. Narastanie masy torfowej w torfowisku niskim może doprowadzić do przejścia poprzez fazę torfowiska przejściowego w torfowisko wysokie. Według Jasnowskiego w Polsce 89% torfowisk stanowią torfowiska niskie, wysokie 6,5%, a przejściowe 4,5%⁸². Obok torfowisk występują również tereny podmokłe bez torfu. Jest ich około 200 tys. ha. Największe

powierzchnie torfowisk występują na obszarze ostatniego zlodowacenia i w pradolinach. W północnej części kraju zajmują one 7,7% powierzchni, w Polsce Środkowej – 3,2%, a w Południowej 0,4% powierzchni.

Wpływ działalności człowieka na przemiany środowiska przyrodniczego

O ile przez zdecydowanie większą część holocenu przemiany środowiska przyrodniczego na obszarze Polski wiązały się głównie z czynnikami naturalnymi, a głównie ze zmianami klimatu, to w połowie tego okresu zaczął zaznaczać się wpływ działalności gospodarczej człowieka na te przemiany. Wiazały się one głównie z rozwojem rolnictwa w neolicie i zamianą terenów leśnych na grunty uprawne.

Wczesny holocen, a więc okres preborealny i borealny, to pod względem archeologicznym mezolit (8000–4200 p.n.e.). Wpływ człowieka na zmiany środowiska przyrodniczego był wtedy niewielki i zaznaczał się tylko lokalnie. Przyjmuje się, że koczownicze grupy ludności zajmujące się głównie zbieractwem, łowiectwem i rybactwem, adaptowały się głównie do istniejących warunków środowiskowych. Jednak diagramy pyłkowe dostarczają danych, że już około 7800 lat BP wypalano poszycie lasów celem wypłaszania zwierzyny łownej⁸³. Wynika z tego, że człowiek mezolityczny zaczął już stopniowo przekształcać strukturę pierwotnych lasów na swoje potrzeby. Ciągłe jednak brakuje analiz całościowych, jak wyglądało osadnictwo w tym okresie. Dotychczasowe znaleziska, jak np. osada kultury tardenuaskiej pod Poznaniem, miały charakter przypadkowy i fragmentaryczny⁸⁴.

⁸³ M. Latałowa, *Man and vegetation in the pollen diagrams from Wolin Island (NW Poland)*, „Acta Palaeobotanica”, 32 (1), 1992, s. 123–249 za *Palinologia*.

⁸⁴ [Autor zapisał skrót bibliograficzny Łowmiański 1969 b. Być może chodzi o H. Łowmiański, *Początki Polski. Z dziejów Słowian w I tysiącleciu n. e.*, t. 1–3, Warszawa 1963–1967, lub o *Historia Polski*, t. 1: *Do roku 1764*, cz. 1: *Do połowy XV w.*, oprac. S. Arnold et al., red. H. Łowmiański, Warszawa 1969].

⁸² Tamże.

Neolit (4200–1700 p.n.e.) wiązał się na początku piątego tysiąclecia p.n.e. z migracją ludności z nad Dunaju na obszar Polski. Przemieszczała się ona na północ przez Bramę Morawską dwoma szlakami – wiślanym i odrzańskim. Wzdłuż tych szlaków tworzyły się też skupiska osadnicze, szczególnie na żyznych glebach Polski Południowej, na Kujawach, na ziemi pyrzyckiej i wzdłuż Warty z ośrodkiem w rejonie Poznania. W środkowym okresie neolitu (3500–2500 p.n.e.) ludność naddunajskiego pochodzenia na obszarze Wielkopolski tworzyła większe skupiska w rejonie Konina, nad dolną Prosną i na Pałukach (ceramika wstęgowa). Ludność ta przemieszczała się z ludnością zamieszkującą ten teren i przetrwała przez cały okres neolitu. Zajmowała się ona głównie uprawą roli i hodowlą bydła, a w mniejszym stopniu łowiectwem i rybołówstwem. O wysokim poziomie uprawy roli świadczy znalezisko z Bytnia (pow. Szamotuły) długorogich wołów wykonanych z miedzi, połączonych jarzmem⁸⁵. Trzeci okres neolitu trwał od 2500 do 1700 r. p.n.e. Ludność okresu neolitu uprawiała ziemię głównie metodami kopieniaczymi, polegającymi na ręcznym przygotowaniu gleby, niewielkich poletkach, na których uprawiano systemem ogrodowym pszenicę i jęczmień. Produkcję roślinną uzupełniały hodowla i zbieractwo. W wyniku wylesień w sąsiedztwie osad dochodziło lokalnie do naruszeń równowagi środowiska. Dowodem na to są ślady erozji zboczowej. Pierwszym etapem przygotowania roli był wyrąb i wypalanie lasu. Następnym uprawa rolnicza i intensyfikacja hodowli. Po wypaleniu kawałka lasu siano ziarno w popiół lub lekko wzruszoną ziemię. Po roku lub dwóch latach po wyjałowieniu gleby, porzucano takie „pole” na wiele lat i wypalano następny kawałek lasu. Jeżeli osadnictwo trwało przez dłuższy czas, to te grunty uprawne użytkowano dalej jako pastwiska. Jeżeli nie, to na te tereny

wkraczała roślinność leśna, ale już o innym składzie gatunkowym. Gospodarka łkowa miała na obszarach niżowych dobre warunki. Obszary bagienne, zajmujące na Nizie znaczny procent terenu, stwarzały dobre warunki dla rozwoju łąk i pastwisk.

Kolejne etapy osadnicze w neolicie wykazują wyraźne wahania krzywych udziału poszczególnych gatunków drzew i roślin zielnych. Przedstawiają one kolejne spadki i kulminacje ilustrujące fazy eksploatacji i regeneracji lasu. Jednocześnie wzrastał udział wskaźników antropogenicznych, takich jak zboża, szczaw polny, babka lancetowata i innych. Jednocześnie wzrost występowania pyłu węglowego w osadach sugeruje gospodarkę w lasach odroślowych, wiążącą się z wypalaniem podszycia do celów myślistwa i hodowli. Trwająca od około 6 tys. lat, a więc już od środkowego neolitu, ekstensywna gospodarka rolna, nakładająca się na jej skutki zmiany klimatu, doprowadziły do przekształcenia składu gatunkowego lasów mieszanych oraz do zmiany form użytkowania ziemi. W wyniku wypalania lasu pozyskiwano niewielkie poletka, na których uprawiano systemem ogrodowym pszenicę i jęczmień. Wypalanie poszycia leśnego poprawiało warunki świetlne, efektem czego był rozwój bogatej warstwy roślin zielnych i wypas bydła w lasach. Tworzyły się wtedy niskopienne lasy o różnych stadiach regeneracji.

Czynnikiem wpływającym na rozmieszczenie osadnictwa neolitycznego, poza żyznością gleb, był również układ sieci rzecznej i jeziornej. Woda wzmacniała funkcje obronne osady, a ponadto ułatwiała zdobywanie żywności. Tereny nadrzeczne przyciągały zwierzynę do wodopojów, stąd łatwość ich upolowania, a z kolei możliwość połowu ryb również wzmacniała atrakcyjność osiedlania się w ich pobliżu. Gleby nadrzeczne, lekkie i łatwe do uprawy, a ponadto corocznie użyźniane zalewami wód wezbraniowych, również stanowiły element przyciągający osadników. Oczywiście w czasie wezbrań letnich

⁸⁵ [Tamże].

plony na tych terenach gleb aluwialnych ulegały zniszczeniu, ale widocznie nie były to zdarzenia zbyt częste. Na mokradłach nadrzecznych ludność znajdowała cenną mannę, używaną jako kaszę aż do czasów słowiańskich, oraz orzech wodny stanowiący część składową pożywienia jeszcze w kulturze łużyckiej, jak świadczą wielkie ich ilości w wykopaliskach Biskupina⁸⁶. Również w pobliżu rzek i jezior występowały żyzne łąki, cenne dla hodowli.

W okresie brązu (ok. 3800–2400 lat BP) zarówno osadnictwo, jak i gospodarka wywarły znaczny wpływ na przemianę szaty roślinnej. Już w początkowym okresie powstały prawdopodobnie pierwsze

otwarte pastwiska i wzrosła rola upraw. Jednak dopiero osadnictwo kultury łużyckiej przyczyniło się do nieodwracalnych zmian w środowisku przyrodniczym na znacznej części obszaru Polski. Rozkwit tej kultury przypadł na końcowe okresy epoki brązu i początek epoki żelaza (ok. 3500–2400 lat BP). W wyniku eksplozji demograficznej w czasie jej trwania powstały liczne osady i grody obronne oraz nastąpiła zmiana systemu zagospodarowania ziem. Wzrósł poziom gospodarki rolnej i rozszerzył się obszar gruntów ornych⁸⁷. Posiadanie właściwego zaplecza rolniczego była na pewno bardzo istotne dla każdego większego skupiska ludności⁸⁸. ■

Environmental Conditions in Poland during the Formation of Polish Statehood and Methods of Studying Their Changes

Summary

This article was initially written as a chapter of a textbook titled *Geografia historyczna Polski do końca XVIII w.* [Historical Geography of Poland until the End of the 18th Century], prepared by the Commission of Historical Geography of the Polish Historical Society. The article was not completed or revised by the author – his death in 2016 prevented him from finalizing his work (for more on the text's history, see the introductory article in this volume). The text presents the problems related to the reconstruction of environmental conditions in Poland during the formation of the state, along with methods for studying their changes. The author emphasizes that the natural environment is not static but undergoes constant change due to both natural processes and human activity. The transformation of the landscape since the end of the Pleistocene and in the Holocene has been influenced by, among other things, climate change, plant and animal migrations, and anthropogenic pressure associated with the development of agriculture and settlement. The author discusses the roles

played by paleogeography and historical geography in reconstructing ancient natural systems, highlighting the interdisciplinary nature of research encompassing geology, geomorphology, paleoecology, climatology, hydrology, archaeology, and history. He pays particular attention to written and cartographic sources, as well as to natural methods such as sediment, pollen, and dendrochronological analyses. The author points out that understanding the characteristics of the natural environment in the 10th century, when Mieszko I's state was established, is crucial for comprehending the subsequent transformations driven by economic development and the expansion of settlements. He also emphasizes the importance of research on river valleys, soils, and vegetation patterns in reconstructing environmental changes.

The article stresses the need to combine natural sciences with humanistic methods to obtain a comprehensive understanding of the relationship between humans and the environment in early Polish history. ■

⁸⁶ [Autor zapisał adres bibliograficzny „Dobrowolska 1965”. Nie jest jasne o którą pracę chodziło, autorka wydała wiele prac w tym roku odbiegających tematyką od omawianych tu kwestii].

⁸⁷ J. Ostoję-Zagórski, *From Studies on the Economic Structure at the Decline of the Bronze Age and the Hallstatt Period in the North and West Zone of the Odra and Vistula Basins*, „Przegląd Archeologiczny”, 22, 1974, s. 123–149; M. Latałowa, *Man and vegetation za: Palinologia*.

⁸⁸ [Po tym akapicie autor pozostawił adnotację „c.d.n.”].

Alfred Kaniecki (1941–2016) – polski geograf fizyczny, hydrolog i geograf historyczny, przez całą karierę związany z Uniwersytetem im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, wieloletni członek Komisji Geografii Historycznej Polskiego Towarzystwa Historycznego. Autor i redaktor licznych prac z zakresu hydrologii i przemian środowiska. Ceniony badacz i nauczyciel akademicki, wniósł znaczący wkład w rozwój geografii historycznej w Polsce.

Alfred Kaniecki (1941–2016) – a Polish physical geographer, hydrologist, and historical geographer, affiliated with Adam Mickiewicz University in Poznań throughout his career, a long-standing member of the Commission of Historical Geography of the Polish Historical Society. Author and editor of numerous works on hydrology and environmental transformations. A respected scholar and academic teacher, he made a significant contribution to the development of historical geography in Poland.