



Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

REDAKCJA NAUKOWA:

L. MARKS, J. GRABOWSKI, U. STĘPIEŃ

MAPA GEOLOGICZNA POLSKI

TEKST OBJAŚNIAJĄCY

1:500 000

A – MAPA POWIERZCHNI TERENU

B – MAPA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

C – MAPA PODŁOŻA KENOZOIKU

Warszawa 2022

Opracowanie cyfrowe: J. Przasnyska, K. Poniewierska, U. Stępień, A. Tekielska, M. Zjawieński

Redakcja merytoryczna map: J. Błaszkiwicz, E. Gruszczyńska, K. Janus

Redakcja merytoryczna, projekt, opracowanie typograficzne i lamane tekstu: A. Majewska

Redakcja techniczna: M. Pielach, A. Tekielska, E. Piotrowska

Przygotowanie map i przekrojów do druku: J. Przasnyska, S. Guraj

Projekt koperty i okładki: M. Cyrklewicz

Udostępnienie online: M. Adamski, W. Gogołek, J. Przasnyska, M. Słodkowski

Akceptował do druku 22.12.2022 r.
dr Andrzej GŁUSZYŃSKI
Zastępca dyrektora PIG-PIB ds. służby geologicznej

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,
Warszawa 2022

ISBN:

978-83-67567-27-5 (mapa A)

978-83-67567-28-2 (mapa B)

978-83-67567-29-9 (mapa C)

978-83-67567-30-5 (przekroje A–B i C–D)

978-83-67567-26-8 (tekst objaśniający)

Adres redakcji:

PIG-PIB

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

tel. (+48) 22 45 92 000

biuro@pgi.gov.pl

Druk: Drukarnia Braci Grodzickich S.J., ul. Geodetów 47a, 05-500 Piaseczno

**ZESPÓŁ REDAKTORÓW NAUKOWYCH I AUTORÓW
MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI 1:500 000**

Warstwa utworów czwartorzędu

Redakcja naukowa: L. Marks¹

we współpracy z zespołem koordynacyjnym: D. Gałązka¹, R. Habryn², R. Kopciowski³, R. Kramarska⁴, S. Mądry⁵, K. Pochocka-Szwarc¹, B. Przybylski⁶, T. Szarafin⁴, M. Żarski¹

Warstwę zestawili: A. Borecka¹, J. Brytan⁶, D. Ciszek⁶, M. Czarny³, W. Danel¹, A. Frankiewicz¹, D. Gałązka¹, R. Habryn², W. Jegliński⁴, K. Józwik¹, M. Jugowiec³, D. Kaulbarsz⁴, R. Kopciowski³, A. Kowalski⁶, J. Koźma⁶, R. Kramarska⁴, M. Kucharska¹, S. Lisicki¹, A. Ładocha⁶, Z. Małolepszy², S. Mądry⁵, B. Naglik², S. Palka², M. Pielach¹, A. Piotrowski², K. Pochocka-Szwarc¹, B. Przybylski⁶, J. Rychel¹, J. Sokalski⁵, U. Stępień¹, T. Szarafin⁴, A. Tekielska¹, K. Urbański⁶, W. Wierny¹, R. Zabielski¹, M. Żaba², M. Żarski¹

Warstwa utworów paleogenu i neogenu

Redakcja naukowa: J. Grabowski¹, U. Stępień¹

we współpracy z zespołem koordynacyjnym: D. Gałązka¹, R. Habryn², M. Jasionowski¹, R. Kopciowski³, R. Kramarska⁴, S. Mądry⁵, K. Pochocka-Szwarc¹, B. Przybylski⁶, P. Urbański¹, M. Żarski¹

Warstwę zestawili: A. Borecka¹, J. Brytan⁶, D. Ciszek⁶, W. Danel¹, A. Dobrzeńska-Górka¹, A. Frankiewicz¹, D. Gałązka¹, R. Habryn², M. Jasionowski¹, W. Jegliński⁴, M. Jugowiec³, J. Jureczka², J.R. Kasiński¹, D. Kaulbarsz⁴, R. Kopciowski³, A. Kowalski⁶, R. Kramarska⁴, E. Krzyżak¹, M. Kucharska¹, S. Lisicki¹, A. Ładocha⁶, Z. Małolepszy², L. Marks¹, S. Mądry⁵, B. Naglik², R. Nasiłowski¹, L. Nowacki¹, S. Palka², M. Pielach¹, K. Pochocka-Szwarc¹, B. Przybylski⁶, O. Rosowiecka¹, J. Roszkowska-Remin¹, J. Rychel¹, K. Sadłowska¹, B. Słodkowska¹, K. Sobień¹, J. Sokalski⁵, U. Stępień¹, T. Szarafin⁴, A. Tekielska¹, K. Urbański⁶, P. Urbański¹, R. Zabielski¹, M. Żaba², M. Żarski¹

Warstwa utworów podłoża kenozoiku

Redakcja naukowa: U. Stępień¹, J. Grabowski¹

we współpracy z zespołem koordynacyjnym: P. Aleksandrowski⁶, A. Becker¹, A. Feldman-Olszewska¹, R. Habryn², M. Jarośniński¹, R. Kopciowski³, R. Kramarska⁴, K. Leszczyński¹, S. Salwa⁵

Warstwę zestawili: P. Aleksandrowski⁶, A. Becker¹, A. Biel⁶, J. Chełmiński¹, A. Feldman-Olszewska¹, A. Głuszyński¹, T. Gogołek¹, K. Górka³, J. Grabowski¹, R. Habryn², M. Jarośniński¹, M. Jugowiec³, J. Jureczka², R. Kopciowski³, W. Kozdrój⁶, R. Kramarska⁴, W. Krieger², K. Leszczyński¹, I. Ługiewicz-Mołas², Z. Małolepszy², U. Meissner¹, B. Naglik², A. Piłacik¹, A. Piotrowski², M. Ponikowska², B. Przybylski⁶, S. Salwa⁵, I. Sieniawska⁶, L. Skowroński¹, T. Szarafin⁴, E. Szykaruk¹, M. Tomaszczyk¹

Przekroje geologiczne

Przekroje zestawili: przekrój A–B – L. Marks¹; przekrój C–D – A. Głuszyński¹, U. Meissner¹

Tekst objaśniający

Redakcja naukowa: L. Marks¹, J. Grabowski¹, U. Stępień¹

Zespół autorski: P. Aleksandrowski⁶, A. Becker¹, A. Feldman-Olszewska¹, J. Grabowski¹, R. Habryn², M. Jarośniński¹, M. Jasionowski¹, J.R. Kasiński¹, R. Kopciowski³, K. Leszczyński¹, L. Marks¹, M. Narkiewicz¹, T. Peryt¹, J. Przasnyska¹, B. Przybylski¹, S. Salwa⁵, B. Słodkowska¹, U. Stępień¹

Konsultacja merytoryczna: G. Czapowski¹, L. Jankowski³, H. Kiersnowski¹, L. Krzemiński¹, M. Narkiewicz¹, Z. Petecki¹, E. Szykaruk¹

Afilacje redaktorów naukowych i autorów:

- ¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
- ² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec
- ³ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków
- ⁴ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk
- ⁵ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce
- ⁶ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

SPIS TREŚCI

■	WSTĘP (<i>Urszula Stępień</i>)	7
■	1. MAPA GEOLOGICZNA POLSKI 1:500 000, KONCEPCJA I METODY OPRACOWANIA (<i>Urszula Stępień, Joanna Przasnyska, Leszek Marks, Jacek Grabowski, Marek Jarosiński</i>) ...	8
	1.1. Koncepcja opracowania mapy	8
	1.2. Baza danych	10
	1.3. Metody opracowania mapy	11
	1.4. Dane tektoniczne	13
	1.5. Głacitektonika	17
■	2. MAPA PODŁOŻA KENOZOIKU (MAPA C)	20
	2.1. Regionalizacja (<i>Marek Narkiewicz</i>)	20
	2.2. Niż Polski i obszar Bałtyku (<i>Anna Becker, Anna Feldman-Olszewska, Krzysztof Leszczyński, Marek Narkiewicz, Tadeusz Peryt</i>)	23
	2.3. Góry Świętokrzyskie (<i>Sylwester Salwa</i>)	29
	2.4. Sudety wraz z przedpołem (<i>Paweł Aleksandrowski</i>)	33
	2.5. Górny Śląsk (<i>Ryszard Habryn</i>)	36
	2.6. Karpaty wewnętrzne (<i>Jacek Grabowski, Robert Kopciowski</i>)	38
■	3. MAPA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU (MAPA B)	42
	3.1. Regionalizacja (<i>Jacek Grabowski</i>)	42
	3.2. Paleogen i neogen Polski pozakarpackiej (<i>Jacek R. Kasiński, Barbara Słodkowska</i>) ..	43
	3.3. Neogen zapadliska przedkarpackiego (<i>Marek Jasionowski</i>)	47
	3.4. Karpaty (<i>Jacek Grabowski, Robert Kopciowski</i>)	49
■	4. MAPA POWIERZCHNI TERENU (MAPA A)	56
	4.1. Regionalizacja (<i>Leszek Marks</i>)	56
	4.2. Osady czwartorzędu (<i>Leszek Marks, Bogusław Przybylski</i>)	58

5. PALEOGEOGRAFIA (<i>Leszek Marks, Marek Narkiewicz</i>)	62
PODSUMOWANIE (<i>Urszula Stępień</i>)	73
LITERATURA	75

WSTĘP

Urszula Stępień

Nowa edycja Mapy geologicznej Polski 1:500 000 jest kompleksowym opracowaniem, które obejmuje trzy odrębne mapy przedstawiające współczesną powierzchnię terenu (mapa **A**) oraz dwie powierzchnie kopalne – podłoża czwartorzędu wraz z Karpatami zewnętrznymi (mapa **B**) i podłoża kenozoiku (mapa **C**). Stanowią one kompendium wiedzy na temat aktualnego rozpoznania budowy geologicznej Polski i są syntezą szczegółowych opracowań regionalnych oraz danych uzyskanych z otworów wiertniczych i z badań geofizycznych. Od poprzedniego wydania mapy geologicznej powierzchni Polski w skali 1:500 000 (Marks i in., 2006) minęło już 16 lat, mapa podłoża czwartorzędu nie była wznawiana od 45 lat (Rühle i in., 1977), natomiast mapa podłoża kenozoiku została wydana tylko w skali 1:1 000 000 (Dadlez i in., 2000). W ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat prace kartograficzne seryjne (mapy geologiczne w skali 1:200 000 i 1:50 000), badawcze i dokumentacyjne (m.in. związane z rozpoznaniem i dokumentowaniem złóż) dostarczyły wielu nowych danych dotyczących budowy geologicznej Polski, co uwzględniono w obecnej edycji Mapy geologicznej Polski 1:500 000.

Dodatkowym elementem opracowania są przekroje geologiczne, które w uproszczony sposób przedstawiają styl budowy geologicznej Polski. Przebieg linii przekrojów wynika z układu struktur geologicznych na odpowiedniej warstwie. W przypadku utworów powierzchniowych (zdominowanych przez czwartorzędowe) południkowy kierunek przekroju geologicznego jest związany z kierunkiem transgresji lądolodów w plejstocenie i tym samym z równoleżnikowym przebiegiem głównych stref morfogenetycznych, natomiast na mapie podłoża kenozoiku przekrój ma orientację SW–NE, czyli prostopadłą do rozciągłości głównych struktur geologicznych.

Niniejszy tekst objaśniający jest zarówno krótkim przewodnikiem po treści geologicznej prezentowanej na mapach A, B i C oraz przekrojach geologicznych A–B i C–D, jak i krótką charakterystyką danych cyfrowych, z których składają się te mapy. Zasadniczą różnicą w stosunku do wcześniejszych map przeglądowych jest zmiana sposobu prezentacji budowy geologicznej, polegająca na przedstawianiu wydzieleni geologicznych w postaci nakładanych na siebie warstw (pakietów stratygraficznych). Dlatego w tekście objaśniającym zawarto część metodyczną, w której zaprezentowano przyjętą koncepcję opracowania, co ułatwi korzystanie z elektronicznej wersji mapy.

1. MAPA GEOLOGICZNA POLSKI 1:500 000, KONCEPCJA I METODY OPRACOWANIA

*Urszula Stępień, Joanna Przasnyska, Leszek Marks, Jacek Grabowski,
Marek Jarosiński*

Mapa geologiczna przedstawia budowę geologiczną danego obszaru w rzucie na powierzchnię terenu lub powierzchnię kopalną. Pokazane na takiej mapie wydzielenia geologiczne są różnego wieku i mają różne rozprzestrzenienie, dlatego ich wzajemna relacja i następstwo są przedstawiane graficznie (intersekcja). Kartograficzna prezentacja zależności między poszczególnymi wydzieleniami geologicznymi może sprawiać trudności w zrozumieniu treści, dlatego lepszym rozwiązaniem są przestrzenne modele budowy geologicznej (tzw. 3D), które umożliwiają użytkownikowi „zajrzenie” w głąb Ziemi, usunięcie warstw geologicznych lub ich dowolne przecięcie. Konstrukcja modeli geologicznych wymaga specjalistycznego oprogramowania i dokładnych, równomiernie rozmieszczonych danych, co jest trudne do spełnienia. Z tego powodu modele geologiczne zazwyczaj są wykonywane w układzie regionalnym i mają zmienną rozdzielczość przestrzenną, zależnie od istniejących danych źródłowych. Niniejsza edycja Mapy geologicznej Polski 1:500 000 jest pierwszym opracowaniem w polskiej kartografii geologicznej, w którym podjęto próbę uzyskania rozwiązania pośredniego między tradycyjną kartografią geologiczną a modelem przestrzennym.

1.1. KONCEPCJA OPRACOWANIA MAPY

Mapę geologiczną Polski 1:500 000 opracowano w podziale na trzy warstwy, czyli leżące na sobie pakiety stratygraficzne obejmujące wydzielenia podłoża kenozoiku (fig. 1.1A), paleogenu i neogenu wraz z Karpatami zewnętrznymi (fig. 1.1B) oraz czwartorzędu (fig. 1.1C).

Na podstawie danych uzyskanych z otworów wiertniczych i profili sejsmicznych odtworzono ukształtowanie powierzchni podłoża czwartorzędu i kenozoiku. Mapy podłoża czwartorzędu (mapa B) i powierzchni terenu (mapa A) powstały w wyniku nałożenia na siebie odpowiednich warstw. Mapę podłoża czwartorzędu (mapa B) utworzono przez nałożenie warstwy obejmującej utwory paleogenu i neogenu na warstwę utworów starszych od kenozoiku, co ilustruje figura 1.2. Analogicznie powstała mapa powierzchni terenu (mapa A), którą otrzymano w wyniku nałożenia na siebie zgodnie z następstwem geochronologicznym warstw: podłoża kenozoiku, paleogenu i neogenu oraz czwartorzędu. Pełne możliwości wykorzystania takiego sposobu przedstawienia budowy geologicznej na trzech poziomach stratygraficznych można prześledzić zarówno w przeglądarce map Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB) (<https://www.geologia.pgi.gov.pl>), jak i przy użyciu narzędzi GIS.

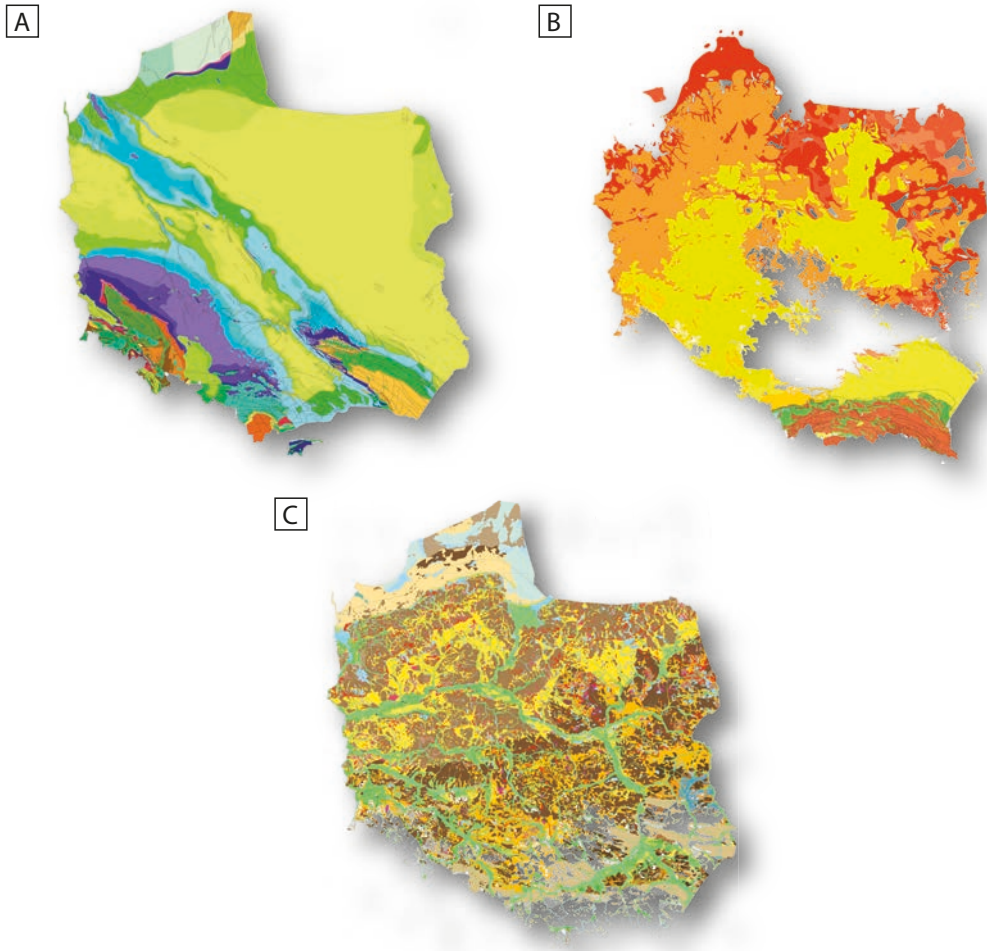
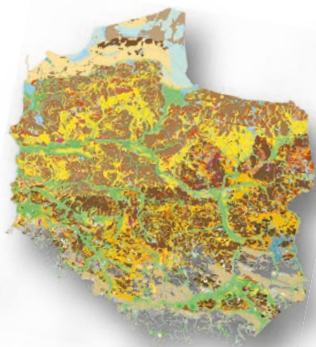


Fig. 1.1. Trzy warstwy stratygraficzne (pakiety), z których składa się Mapa geologiczna Polski 1:500 000 – utworów podłoża kenozoiku (A), utworów paleogenu i neogenu wraz z Karpatami zewnętrznymi (B) oraz utworów czwartorzędu (C)

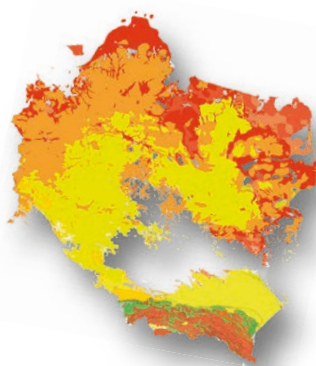
Zgodnie z dotychczas stosowaną metodyką opracowania map przeglądowych mapy A, B i C powinny zostać wykonane niezależnie, a następnie poddane weryfikacji pod kątem zgodności przebiegu granic wydzieleni, które są widoczne na wszystkich trzech mapach. Takie rozwiązanie może powodować błędy polegające na tym, że np. zmiana kształtu wydzielenia, rodzaju i przebiegu uskoku na jednej mapie nie będzie odnotowana na pozostałych.

Nowe rozwiązanie kartograficzne pozwala zaprezentować budowę geologiczną w sposób bliższy rzeczywistości, w którym kolejne wydzielenia geologiczne spoczywają na sobie w porządku chronologicznym, a mapa jest obrazem, który przedstawia kompozycję nałożonych na siebie wydzieleni. Niniejsze opracowanie umożliwia prześledzenie zasięgu występowania

Warstwy (pakiety stratygraficzne)



Warstwa utworów czwartorzędowych



Warstwa utworów paleogenu i neogenu



Warstwa utworów podłoża kenozoiku

Mapy



A – Mapa powierzchni terenu



B – Mapa podłoża czwartorzędowego



C – Mapa podłoża kenozoiku

Fig. 1.2. Schemat utworzenia Mapy geologicznej Polski 1:500 000 z warstw (pakietów stratygraficznych)

trzech warstw (pakietów stratygraficznych). Zmiana dokonana na którejkolwiek warstwie (pakiecie stratygraficznym) jest widoczna jednocześnie na wszystkich mapach, na których warstwa ta występuje. W przyszłości przedstawione pakiety warstw stratygraficznych mogą być uszczegóławiane i rozdzielane na jednostki stratygraficzne niższej rangi.

Nowym problemem przy opracowaniu map okazała się kwestia terminologii. Przyjęta koncepcja warstw utrudniła jednoznaczne nazwanie opisywanych elementów mapy, które w bazie danych są zgrupowane w pakiety stratygraficzne. W przypadku mapy C problem w zasadzie nie istnieje, gdyż mapa ta jest tożsama z warstwą utworów starszych od kenozoiku, ale w przypadku pozostałych map (A – powierzchni terenu i B – podłoża czwartorzędu) staje się to kłopotliwe. W geologii termin „warstwa” jest ściśle związany z cechą litologiczną, natomiast w geoinformatyce jego znaczenie jest inne i wynika z przedstawiania treści jako grupy poligonów, linii lub punktów o konkretnych parametrach i właściwościach, opisanych za pomocą atrybutów. W ten sposób mapy są *de facto* zestawem warstw przestrzennych, przy czym wydzielenia geologiczne rozdzielono na trzy odrębne warstwy będące pakietami stratygraficznymi: pakiet 1 – utwory starsze od kenozoiku, pakiet 2 – utwory paleogenu i neogenu oraz pakiet 3 – utwory czwartorzędu.

Prezentowane tu nowe podejście do kartografii geologicznej jest już stosowane przez inne służby geologiczne, wiodące w zakresie standaryzacji danych geologicznych i ich rozpowszechniania. Brytyjska służba geologiczna (*British Geological Survey* – BGS) prezentuje dane w dwóch nakładanych na siebie pakietach, obejmujących czwartorzęd (*Superficial Geology*) i podłoże (*Bedrock Geology*), które są udostępniane za pośrednictwem przeglądarki mapowej (<https://geologyviewer.bgs.ac.uk/>). Podobne rozwiązanie stosuje czeska służba geologiczna (*Česká Geologická Služba* – CGS) i prezentuje je na portalu mapowym (<https://mapy.geology.cz/geocr500/>). Natomiast w przypadku australijskiej służby geologicznej (*Australian Government – Geoscience Australia*) pakiety stratygraficzne są rozdzielone bardziej szczegółowo w podziale na poziomy eon-era (<https://portal.ga.gov.au/>).

Przytoczone przykłady pokazują, że rozwiązania zastosowane w niniejszym opracowaniu zyskują na popularności. Prezentacja wydzielen geologicznych w postaci pakietów odrębnych, nakładanych na siebie warstw stratygraficznych może być bardziej zrozumiała dla użytkowników niebędących geologami, którym nie są znane metody kartograficzne określające relacje przestrzenne pomiędzy wydzieleniami. Możliwość samodzielnego tworzenia map przez wirtualne nakładanie i zdejmowanie wydzielen geologicznych jest jednak dostępna tylko dla użytkowników danych cyfrowych. Zaletą mapy drukowanej jest natomiast brak możliwości przeskalowania danych, co zabezpiecza użytkownika przed analizowaniem danych przeglądowych w ujęciu lokalnym, w skali większej niż dokładność danych.

1.2. BAZA DANYCH

Kluczowym elementem niniejszego opracowania jest baza danych. Jej przygotowanie wymagało uwzględnienia szeregu standardów stosowanych w kartografii geologicznej przez PIG-PIB, nowych rozwiązań technicznych oraz norm międzynarodowych. Zaletą zaproponowanego sposobu opisu i gromadzenia danych kartograficznych jest możliwość ich wykorzystania w różnych analizach przestrzennych. Dotychczas stosowane metody opisu wydzielen, które

były oparte na języku naturalnym, nie są czytelne dla programów komputerowych. Niezbędne było więc stworzenie dodatkowych skryptów umożliwiających selekcję danych, a w przypadku danych opisywanych po polsku – uwzględnienia wielu form odmiany jednego terminu. Rozwój sieci semantycznych (ang. *semantic web*) i danych połączonych (ang. *Linked Data*) był inspiracją do wdrożenia takich rozwiązań technicznych, które w przyszłości zwiększą dostępność danych, zapewnią im możliwość współdziałania z innymi danymi przestrzennymi i wykorzystywania ich w zautomatyzowanych analizach danych.

Dodatkowym elementem opracowanej mapy geologicznej są modele powierzchni strukturalnych, na które nałożono granice wydzielen geologicznych. Dzięki temu otrzymano tzw. obraz 2,5D (pseudo-3D), a przedstawione na mapie wydzielenia można obejrzeć na tle modelu powierzchni kopalnych. W przyszłości może to stać się podstawą do opracowania przestrzennego modelu budowy geologicznej 3D. Należy zaznaczyć, że kształt wymienionych powierzchni, tak samo jak przebieg granic wydzielen geologicznych, powinien być aktualizowany wraz z pojawieniem się nowych danych i interpretacji i będzie zależeć od przestrzennej rozdzielczości tych danych. Przekroje geologiczne dołączone do mapy mają charakter poglądowy, a ich celem jest odwzorowanie stylu budowy geologicznej, z celowym uwypukleniem najważniejszych struktur geologicznych.

Sposób opisu wydzielen geologicznych i organizację danych w bazach oparto na aktualnych międzynarodowych standardach geoinformatycznych, m.in. *Open Geospatial Consortium* (OGC) (<https://www.ogc.org/>). Podczas planowania struktury danych i sposobu publikacji wyników projektu wykorzystano dobre praktyki z projektów i inicjatyw o zasięgu europejskim i globalnym, w tym inicjatywę służb geologicznych OneGeology oraz projekty OneGeology-Europe, Europejska Infrastruktura Danych Geologicznych (*European Geological Data Infrastructure* – EGDI) i GeoERA. Nowa edycję Mapy geologicznej Polski 1:500 000 przygotowano w taki sposób, żeby wszelkie dodatkowe transformacje danych były łatwe do wdrożenia w ramach równolegle prowadzonych i przyszłych działań państwowej służby geologicznej (PSG). Dzięki temu opracowane dane mogą być poddawane wielokryterialnym analizom przestrzennym oraz wykorzystywane w szacowaniu i planowaniu przestrzennym, także na obszarach transgranicznych. Dane w skali 1:500 000 mają charakter przeglądowy, lecz mogą być podstawą do tworzenia planów zagospodarowania przestrzennego w skali kraju, a po wdrożeniu norm międzynarodowych – także w ujęciu szerszym, europejskim.

1.3. METODY OPRAWOWANIA MAPY

Mapy w skali 1:500 000 są mapami przeglądowymi integrującymi dane i przedstawiającymi budowę geologiczną w sposób syntetyczny, zgodnie z aktualnym stanem wiedzy i rozpoznania geologicznego. Pierwszym etapem opracowania mapy było zebranie i przeanalizowanie danych kartograficznych zgodnie z założeniem, że przedstawiona na mapach budowa geologiczna Polski powinna odzwierciedlać najszerzej akceptowane poglądy. W opracowaniu wykorzystano mapy szczegółowe, w tym wersje autorskie, Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) oraz Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, opracowania regionalne, publikacje oraz dane uzyskane z otworów wiertniczych i profili sejsmicznych.

Prace autorskie zrealizowano przy użyciu oprogramowania GIS, z wykorzystaniem dostępnych danych wektorowych, a także danych rastrowych osadzonych uprzednio we współrzędnych geograficznych i cyfrowych modeli terenu. Na początku przygotowano geobazę o prostej strukturze, z osobnymi zestawami danych dla każdej z warstw – A, B i C (por. fig. 1.2), zawierającymi oddzielne dla każdej warstwy informacje o wydzieleniach i granicach geologicznych, z podpiętymi słownikami litologii, genezy i stratygrafii. Dodatkowo w zestawie danych dla warstw B i C stworzono zestawy dotyczące tektoniki, dla warstwy B – glacitektoniki i dla warstwy A – zasięgów zlodowaceń.

Generalizację danych do skali 1:500 000 przeprowadzono w dwóch etapach. W pierwszym z nich doprowadzono dane do skali 1:200 000–1:300 000, a sposób opisu wydzielen geologicznych ujednolicono. Na podstawie zestawienia wydzielen przygotowano zgeneralizowane objaśnienia tekstowe (w języku naturalnym) oraz zestawienie określających je atrybutów słownikowych. W drugim etapie prac dostosowano opis i wielkość wydzielen geologicznych do skali 1:500 000. Dane uzgodniono na granicach rejonów opracowań autorskich oraz zweryfikowano pod kątem merytorycznym i geometrycznym przez zestawienie ich w ciągłych warstwach dla całego obszaru opracowania.

Przedstawiona metodyka prac była podstawą do przygotowania danych do udostępniania w postaci cyfrowej – w formie przeglądania danych, i analogowej – w formie wydruków. Mapę podłoża kenozoiku przygotowano przez zestawienie wydzielen geologicznych i struktur tektonicznych z warstwy C. Na mapie podłoża czwartorzędu na dane z warstwy C nałożono wydzielenia geologiczne i struktury tektoniczne z warstwy B. Do mapy powierzchni terenu dodano jeszcze wydzielenia geologiczne z warstwy A oraz zasięgi zlodowaceń.

W celu udostępniania danych cyfrowych przeniesiono informację geologiczną w strukturę bazy zgodną z międzynarodowymi standardami, a terminom polskim przypisano terminy ze słowników Komisji ds. Zarządzania i Stosowania Informacji z dziedziny nauk o Ziemi (*Commission for the Management and Application of Geoscience Information – CGI*, <https://cgi-iugs.org/>). Dane do udostępniania w formie usługi sieciowej przygotowano w postaci osobnych warstw A, B i C, co umożliwia wykonywanie dowolnych zestawień. Opisanie danych przy pomocy słowników pozwala zaś na przeprowadzenie podstawowych analiz przestrzennych.

1.4. DANE TEKTONICZNE

Głównym źródłem informacji o deformacjach tektonicznych skał są obserwacje prowadzone w odsłonięciach, kopalniach i otworach wiertniczych. Na figurze 1.3 przedstawiono otwory wiertnicze o głębokości co najmniej 500 m, które na obszarach poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim sięgają do podłoża kenozoiku. Otwory wiertnicze są zazwyczaj wykonywane na potrzeby przemysłu, dlatego ich rozmieszczenie jest nierównomierne. Otwory o głębokości powyżej 1 km odwiercono głównie na potrzeby przemysłu naftowego, a tylko niewielka część z nich to otwory badawcze Państwowego Instytutu Geologicznego (PIG-PIB). Otwory płytsze miały bardziej różnorodne przeznaczenie, m.in. dla górnictwa węgla i miedzi oraz geotermii.

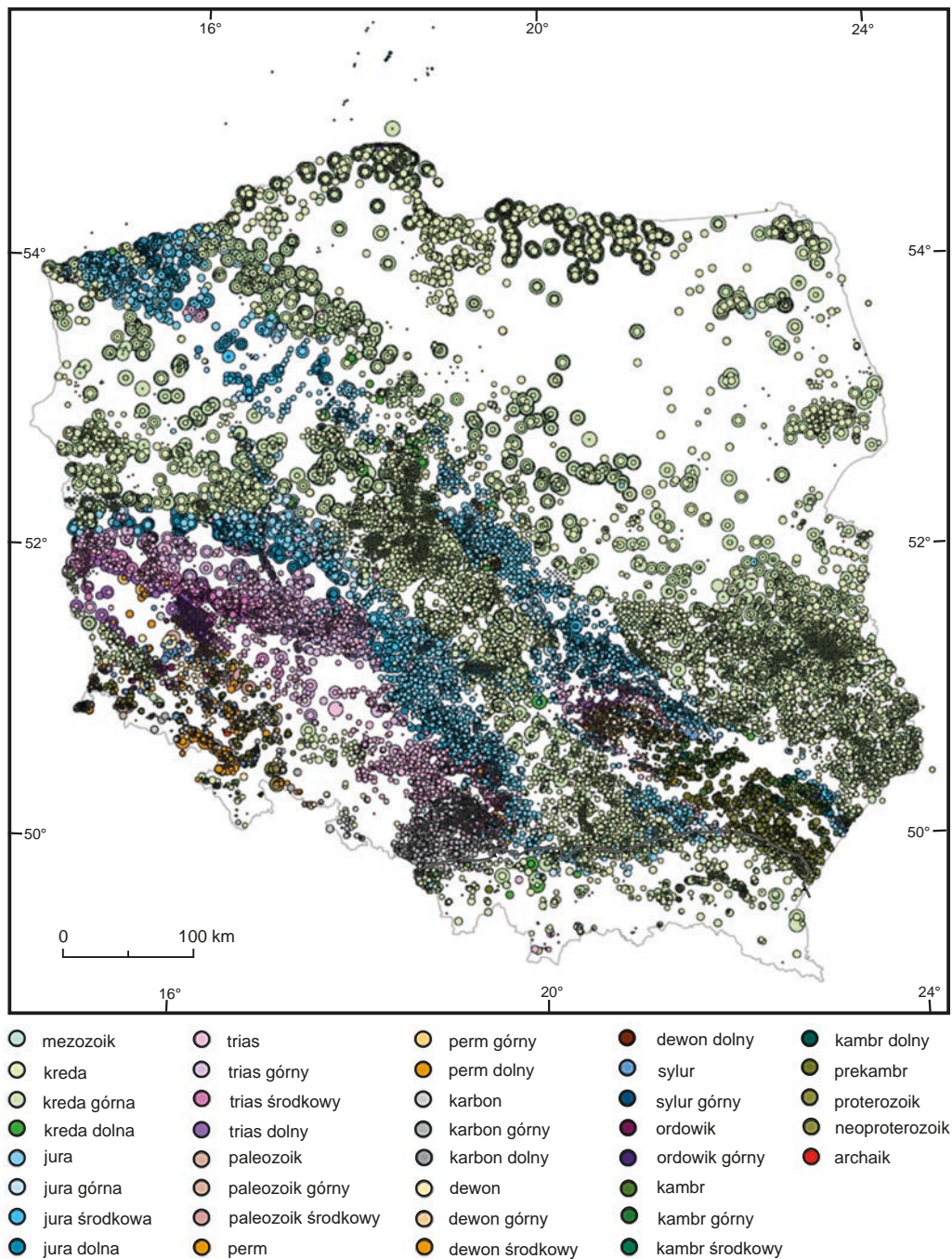
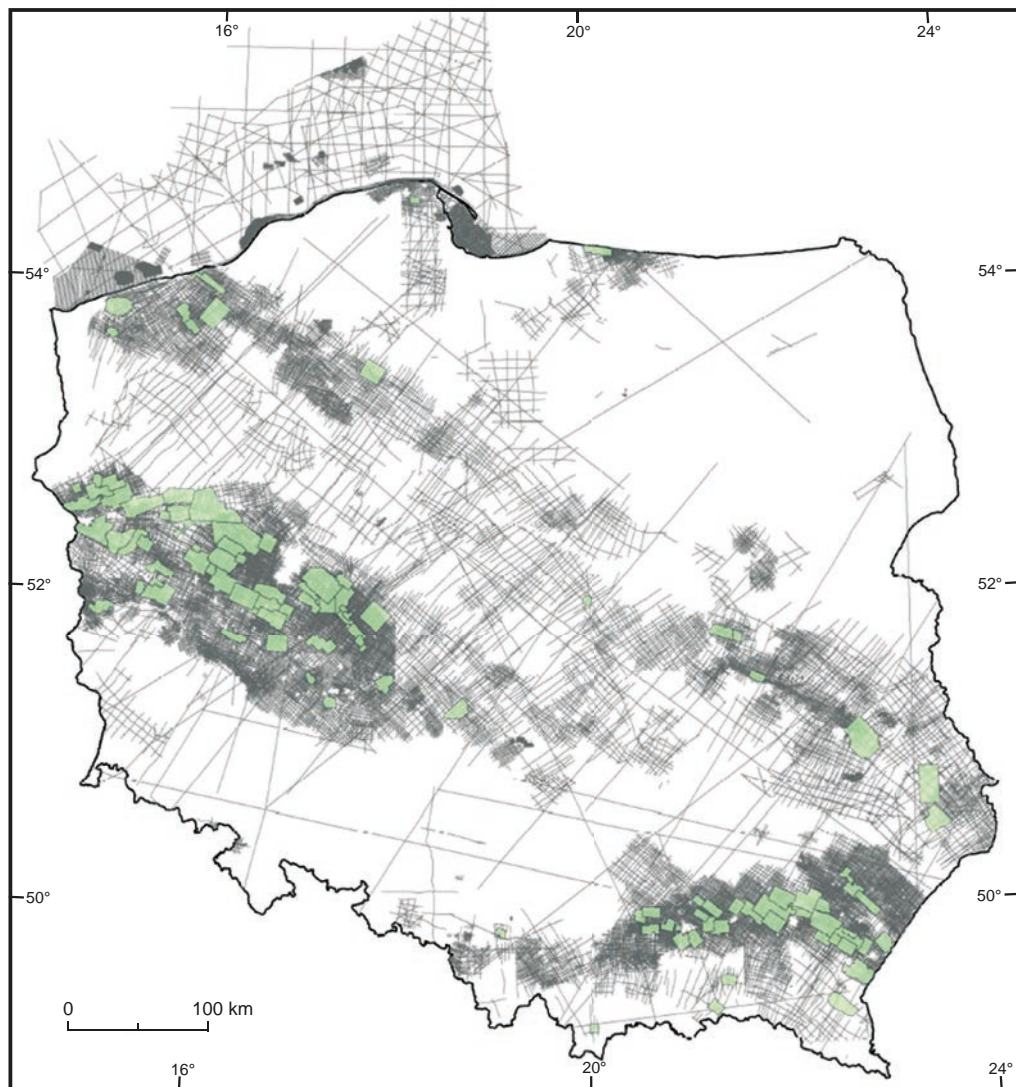


Fig. 1.3. Rozmieszczenie otworów wiertniczych głębszych niż 500 m (wg Centralnej Bazy Danych Geologicznych PIB-PIB)

Kolorami zaznaczono wiek skał, do których sięgają otwory wiertnicze, a różne rozmiary symboli informują o liczbie dostępnych interpretacji dla danego otworu



**Fig. 1.4. Rozmieszczenie profili sejsmicznych 2D i zdjęć sejsmicznych 3D (jasnozielone pola)
(wg Centralnej Bazy Danych Geologicznych PIG-PIB)**

Ważnym źródłem danych są profilowania sejsmiczne, które wykonano przede wszystkim na użytek przemysłu naftowego. Przedstawiają one obraz struktury wnętrza Ziemi w przekrojach możliwych do zinterpretowania głębokościowego. Szczególnie wysoką jakość obrazowania otrzymuje się dzięki cyfrowemu przetwarzaniu zapisu sejsmicznego, zwłaszcza w przypadku przestrzennej rejestracji sygnału (3D). Interpretacja wyników profilowania sejsmicznego umożliwia lepsze lokalizowanie uskoków niż dane otworowe, co sprawia, że zagęszczenie uskoków na przedstawionej mapie zależy nie tylko od uwarunkowań tektonicznych, ale wynika

Tabela 1.1. Autorzy kompilacji warstwy uskoków dla poszczególnych obszarów oraz najważniejsza wykorzystana dokumentacja

Lp.	Obszar	Autor kompilacji	Literatura i materiały źródłowe
1	Niż Polski	Andrzej Głuszyński, Marek Jarosiński	Dadlez i in., 2000; niepublikowane dokumentacje prac sejsmicznych
2	Obszar Bałtyku	Regina Kramarska, Andrzej Głuszyński, Marek Jarosiński	Dadlez, 1993, 1995; Kramarska i in., 1999; Domżański i in., 2004; Pokorski i Modliński, 2007
3	Blok dolnośląski	Paweł Aleksandrowski	Sawicki, 1966, 1995, 1997; Kozdrój i in., 2001; Cymerman, 2010
4	Blok górnośląski	Ryszard Habryn	Buła, 2000; Jureczka i in., 2005; Buła i Żaba, 2005; Buła i Habryn, 2008; Buła i in., 2008, 2015
5	Góry Świętokrzyskie	Sylwester Salwa	Romanek, 2008, 2011
6	Zapadlisko przedkarpackie	Sylwester Salwa, Ryszard Habryn, Andrzej Głuszyński	Kowalska i in., 2000; Buła i Habryn, 2008; niepublikowane dokumentacje prac sejsmicznych
7	Karpaty	Robert Kopciowski	Burtan i in., 1981; Kotański i in., 1998; Wójcik i Kamieniarz, 2018
8	Obrzeżenie mezozoiczne obszarów 3, 4 i 5	Anna Feldman-Olszewska i autorzy kompilacji dla sąsiednich obszarów	Szkice geologiczne odkryte w skali 1:100 000, zamieszczone w Objaśnieniach do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 *

* Uskoki w obrębie obrzeżenia jurajskiego bloków dolnośląskiego i górnośląskiego oraz Gór Świętokrzyskich zostały skompilowane przez Annę Feldman-Olszewską, głównie na podstawie szkiców geologicznych odkrytych w skali 1:100 000 zamieszczonych w Objaśnieniach do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000

również z dostępności danych geologicznych, zwłaszcza profilowań sejsmicznych (fig. 1.4). Wyjątkowo małe zagęszczenie profili sejsmicznych na platformie wschodnioeuropejskiej, w tym na fragmentach Pomorza Gdańskiego, oraz w pasie od bloku dolnośląskiego przez blok górnośląski aż po północny fragment zapadliska przedkarpackiego i okolice Gór Świętokrzyskich wskazuje, że rozpoznanie uskoków na tych obszarach jest niewystarczające.

Zróznicowane zagęszczenie uskoków między obszarami wynika zarówno z przyczyn naturalnych, jak również ze stopnia rozpoznania geologicznego i geofizycznego. Na obszarach o cienkiej pokrywie utworów kenozoiku, uskoki wyznaczono dzięki obserwacjom powierzchniowym i innym metodom kartograficznym. Na Niżu Polskim, w całości przykrytym utworami kenozoiku, istotnym elementem jest głębokość erozji, która odsłoniła starsze warstwy i jednocześnie odpreparowała dawniej aktywne uskoki. Ważnym czynnikiem naturalnym wpływającym na zagęszczenie uskoków jest wytrzymałość mechaniczna skorupy ziemskiej. Jest ona największa na platformie wschodnioeuropejskiej, gdzie uskoki aktywne w fanerozoiku są nieliczne, a większość z nich znajduje się wzdłuż jej tektonicznie osłabionej krawędzi.

Na obszarze Bałtyku większość uskoków występuje w obrębie kompleksu paleozoicznego, odpreparowanego erozją w kenozoiku. Poza kratonem ważnym czynnikiem różnicującym liczbę uskoków na powierzchni podłoża kenozoiku jest występowanie i miąższość soli cechsztyńskich, które tłumią deformacje. Dlatego tam, gdzie warstwy soli są cienkie, czyli w północnej części strefy Teisseyre’a-Tornquista (również na obszarze Bałtyku), do powierzchni podłoża kenozoiku przebiły się liczne uskoki. Dalej na południe, tam gdzie warstwy soli cechsztyńskich są grubsze, uskoki są stowarzyszone głównie ze strefami wysadów solnych, których powstanie było warunkowane tektoniką podłoża cechsztynu. Wysady solne były częściowo reaktywowane również w kenozoiku i wykazują aktywność także współcześnie. Na monoklinie przedsudeckiej erozja odsłoniła skały jury i triasu, dzięki czemu na mapie przedstawiono uskoki, które były aktywne w tych okresach, choć duża część z nich była również reaktywowana w cyklu młodopalpejskim. Na obszarach, na których pokrywa kenozoiku jest cienka lub jej brak (Góry Świętokrzyskie, Sudety i Tatry), erodowane są kompleksy paleozoiczne lub starsze i odsłaniają się liczne generacje uskoków. Podobnie jest w obrębie bloku górnośląskiego, gdzie pod pokrywą kenozoiczną odsłaniają się utwory waryscyjskie zmodyfikowane podczas orogenezy w Karpatach, a jej płaszczowiny częściowo pokrywają ten blok. Przedstawione na mapie podłoża zapadliska przedkarpackiego, które zostało zerodowane aż po utwory prekambryjskie, ujawnia starsze uskoki, w większości reaktywowane podczas orogenezy alpejskiej. Uskoki w obrębie poszczególnych jednostek tektonicznych zostały opracowane w ujęciu regionalnym z uwzględnieniem głównych pozycji literatury (tab. 1.1).

Nowa edycja mapy podłoża kenozoiku była w znacznej mierze inspirowana Mapą geologiczną Polski bez utworów kenozoiku 1:1 000 000 (Dadlez i in., 2000), jednak w przeciwieństwie do niej, przebieg uskoków został w całości zweryfikowany w systemie informatycznym GIS. Analiza aktualnych danych potwierdziła istnienie kilku stref uskokowych, których obecność już ćwierć wieku temu sygnalizowali autorzy atlasu map ścięcia poziomego w skali 1:750 000 (poziom 500 m p.p.m.) (Kotański i in., 1997). Część uskoków wskazywanych w cytowanych opracowaniach nie znalazła potwierdzenia w świetle nowych danych, natomiast wyznaczono wiele nowych uskoków, na których obecność wskazują nowsze opracowania.

1.5. GLACITEKTONIKA

Deformacje glacitektoniczne występują powszechnie na obszarze Polski (Ber i in., 2017), ale ich udokumentowanie jest możliwe przede wszystkim w odsłonięciach i pełnordzeniowanych otworach wiertniczych. Deformacje glacitektoniczne osadów starszych od czwartorzędu są łatwiejsze do identyfikacji ze względu na ich charakterystyczną litologię. Większość wcześniejszych map geologicznych podłoża czwartorzędu Polski uwzględniała występowanie stref deformacji glacitektonicznych, w których osady podłoża zostały odkłute w miejscach ich pierwotnego występowania, a następnie przemieszczone *en bloc* (w postaci łusek i kier) przez łądolód i zdeponowane razem z osadami lodowcowymi.

Skomplikowany proces powstawania deformacji glacitektonicznych i ich przekształcania w wyniku oddziaływania łądolodu na jego podłożo oraz charakteru samego podłoża znajduje odzwierciedlenie w ukształtowaniu podłoża czwartorzędu (mapa B). Identyfikacja deformacji

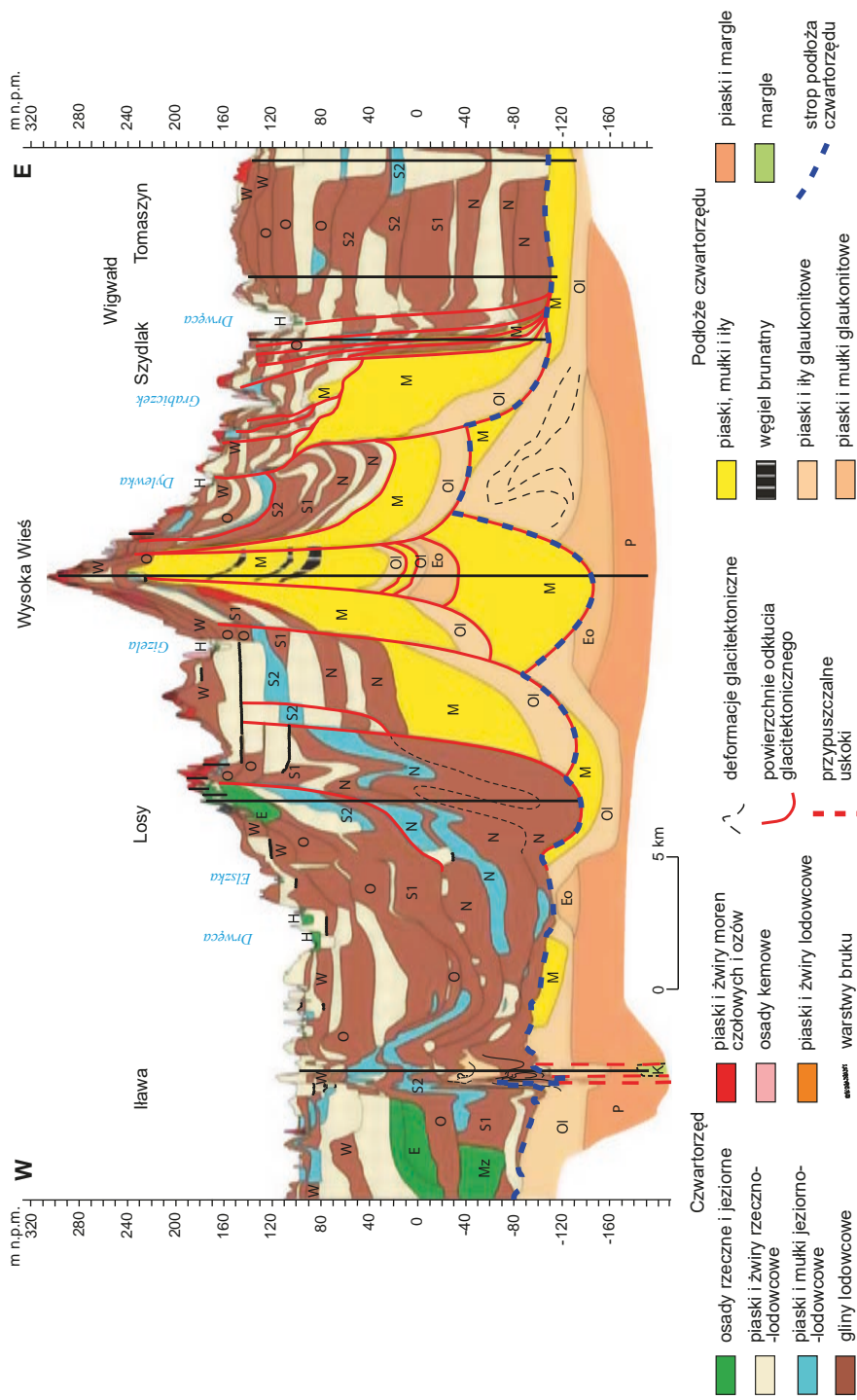


Fig. 1.5. Wielkoskalowe struktury glaciektoniczne Wzgórz Dylewskich (centralna część Garbu Lubawskiego): strop zakorzenionych osadów przedczwartorzędowych wyznacza powierzchnię podłoża czwartorzędowego (wg: Słodkowska i Gałązka, 2015, zmienił)

Czwartorzęd: H – holocen; zlodowacenia: W – Wisły, O – Odry, S2 – Sanu 2, S1 – Sanu 1, N – Nidy; interglacjały: E – eemski, Mz – mazowiecki; M – miocen, Oi – oligocen, Eo – eocen, P – paleocen, K – kreda

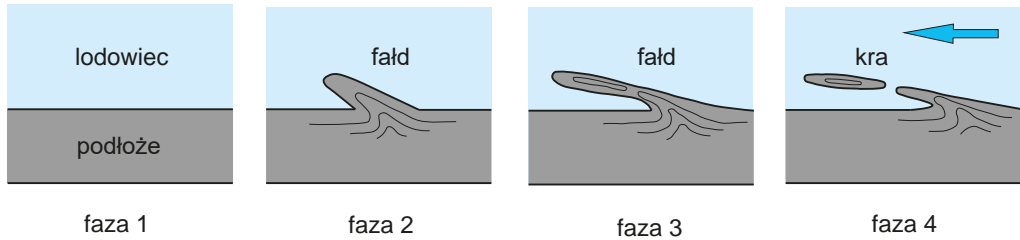


Fig. 1.6. Fazy deformacji glacitektonicznych

glacitektonicznych, w których biorą udział również osady podłoża czwartorzędowego, ma istotne znaczenie podczas sporządzania mapy ukształtowania podłoża czwartorzędowego, ponieważ odsponowane glacitektonicznie osady podłoża stają się częścią sekwencji osadów czwartorzędowych (fig. 1.5). Dlatego, mimo identycznej litologii jak w przypadku osadów podłoża czwartorzędowego, na mapie B nie uwzględniono odkłutych i oderwanych pakietów podłoża czwartorzędowego, tylko uznano je za integralną część kompleksu czwartorzędowego. Mapa B przedstawia ukształtowanie powierzchni podłoża czwartorzędowego przekształconej w wyniku deformacji glacitektonicznych w czwartorzędzie, ale bez utraty ciągłości osadów podłoża z osadami deformowanymi (por. fig. 1.6, fazy 2 i 3). Takie strefy zdeformowania glacitektonicznego powierzchni podłoża czwartorzędowego charakteryzują się występowaniem elewacji i depresji, w których osady podłoża znajdują się na wysokościach odbiegających od ich pierwotnego zalegania.

Powyższe wyjaśnienie dotyczy jedynie konstrukcji mapy podłoża czwartorzędowego (mapa B). Deformacji glacitektonicznych w obrębie utworów czwartorzędowych nie uwzględniono na mapie powierzchni terenu (mapa A), ponieważ są one przedmiotem innych opracowań kartograficznych (por. Ber i in., 2017).

Deformowanie osadów plastycznych sprzyjało powstawaniu fałdów (fig. 1.6, fazy 1 i 2), natomiast w przypadku osadów zamrożonych tworzyły się powierzchnie odkłucia i łuski. Skutkowało to oderwaniem osadów od ich macierzystego podłoża (por. fig. 1.6, faza 3) i transportowaniem ich izolowanych pakietów przez lądolód (por. fig. 1.6, faza 4), a następnie zdeponowaniem w obrębie osadów lodowcowych jako kry lub porwaki lodowcowe.

2. MAPA PODŁOŻA KENOZOIKU (MAPA C)

2.1. REGIONALIZACJA

Marek Narkiewicz

Mapa C ukazuje obraz budowy geologicznej Polski uzyskany w wyniku wirtualnego usunięcia osadów czwartorzędu (pokazanych na mapie A) oraz utworów paleogenu i neogenu (przedstawionych na mapie B). Na obraz ten składają się głównie utwory mezozoiku i najwyższego paleozoiku – permu, zaliczane do basenu sedymentacyjnego Niżu Polskiego (zwanego też basenem polskim). Ich zasięg przedstawiono schematycznie na figurze 2.1, a dokładniejszy opis zawarto w rozdziale 2.2. Obecnie tych utworów częściowo są pozbawione: pas wyżyn południowej Polski, w tym osiowa część Gór Świętokrzyskich i jej przedłużenie ku południowemu wschodowi (rozd. 2.3), Sudety wraz z bezpośrednim przedpołem (rozd. 2.4), a także Górny Śląsk (rozd. 2.5). Utworów permu-mezozoiku brak również w skrajnie północnej, bałtyckiej części obszaru, której krótki opis dołączono do rozdziału 2.2. Na południu osady basenu polskiego są przykryte przez płaszczowiny karpackie i ich zasięg rozpoznano jedynie w skrajnie północnej części Karpat zewnętrznych (fliszowych). Karpaty wewnętrzne, obejmujące masyw tatrzański wraz z podłożem niecki podhalańskiej oraz pieniński pas skałkowy, osobno omówiono w rozdziale 2.6.

Figura 2.1 przedstawia schemat podziału regionalnego permu i mezozoiku basenu polskiego na różne jednostki (Narkiewicz i Dadlez, 2008), na ogół czytelne na mapie C, a powstałe w wyniku ruchów tektonicznych na przełomie kredy i paleocenu. Deformacje te doprowadziły do wypiętrzenia biegnącego przekątnie przez Polskę wału śródpolskiego oraz symetrycznie względem niego rozmieszczonych pasów niecek oraz położonych na zewnątrz stref monoklinalnych o niemal płaskim zaleganiu warstw. W południowo-wschodnim odcinku wału śródpolskiego erozja pokrywy permsko-mezozoicznej doprowadziła do odsłonięcia skał podpermских, dobrze widocznych w Górach Świętokrzyskich, a na południowy wschód od nich – przykrytych przez miocen zapadliska przedkarpackiego (rozd. 3.3). W rejonie Sudetów występują jednostki regionalne zbudowane częściowo z utworów kredy – niecki północnosudecka i śródsudecka (rozd. 2.4).

Zaznaczone na mapie C utwory przedpermskie południowej Polski w większości pierwotnie były przykryte osadami permu i/lub mezozoiku, ale późniejsza erozja doprowadziła do ich odsłonięcia. Ich dokładniejsze zbadanie, a także badania wiertnicze i geofizyczne ich głębiej położonych, obocznych odpowiedników umożliwiły określenie ich położenia w starszych, przedpermskich planach tektonicznych. Dzięki temu te utwory można przypisać do jednostek tektonicznych powstałych w dawnych epokach górotwórczych – kaledońskiej (przeddewońskiej) i waryscyjskiej (przedpermskiej). Schemat tych jednostek regionalnych przedstawia figura 2.2.

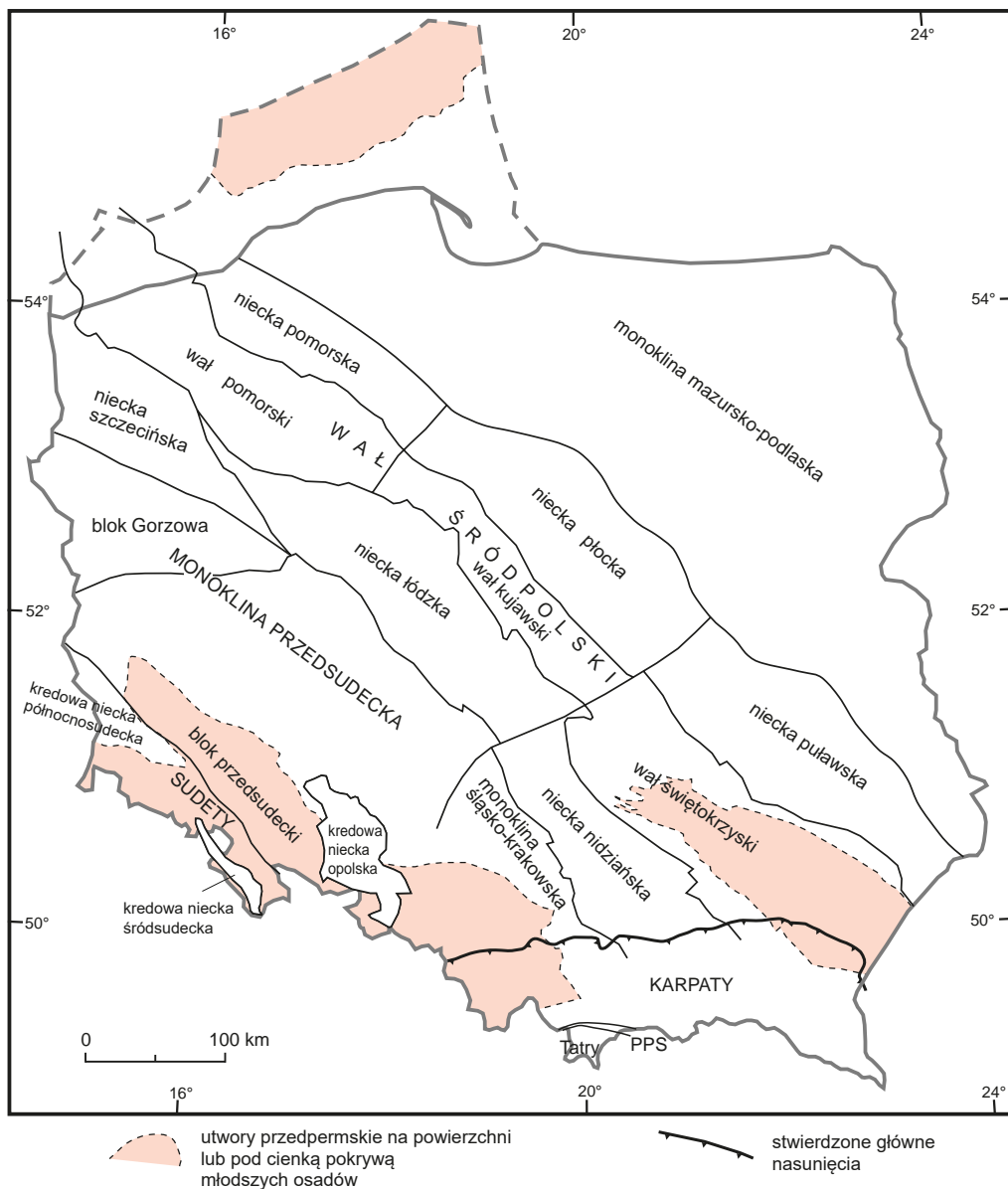


Fig. 2.1. Regionalne jednostki geologiczne Polski na powierzchni podłoża kenozoiku (wg: Narkiewicz i Dadlez, 2008, zmienione)

PPS – pieniński pas skałkowy

Widoczny jest na niej podział Polski na dwa główne regiony geologiczne różniące się zasadniczymi cechami skorupy ziemskiej – prekambryjską (przedediakarską) platformę wschodnio-europejską w północno-wschodniej części oraz platformę paleozoiczną Europy Zachodniej

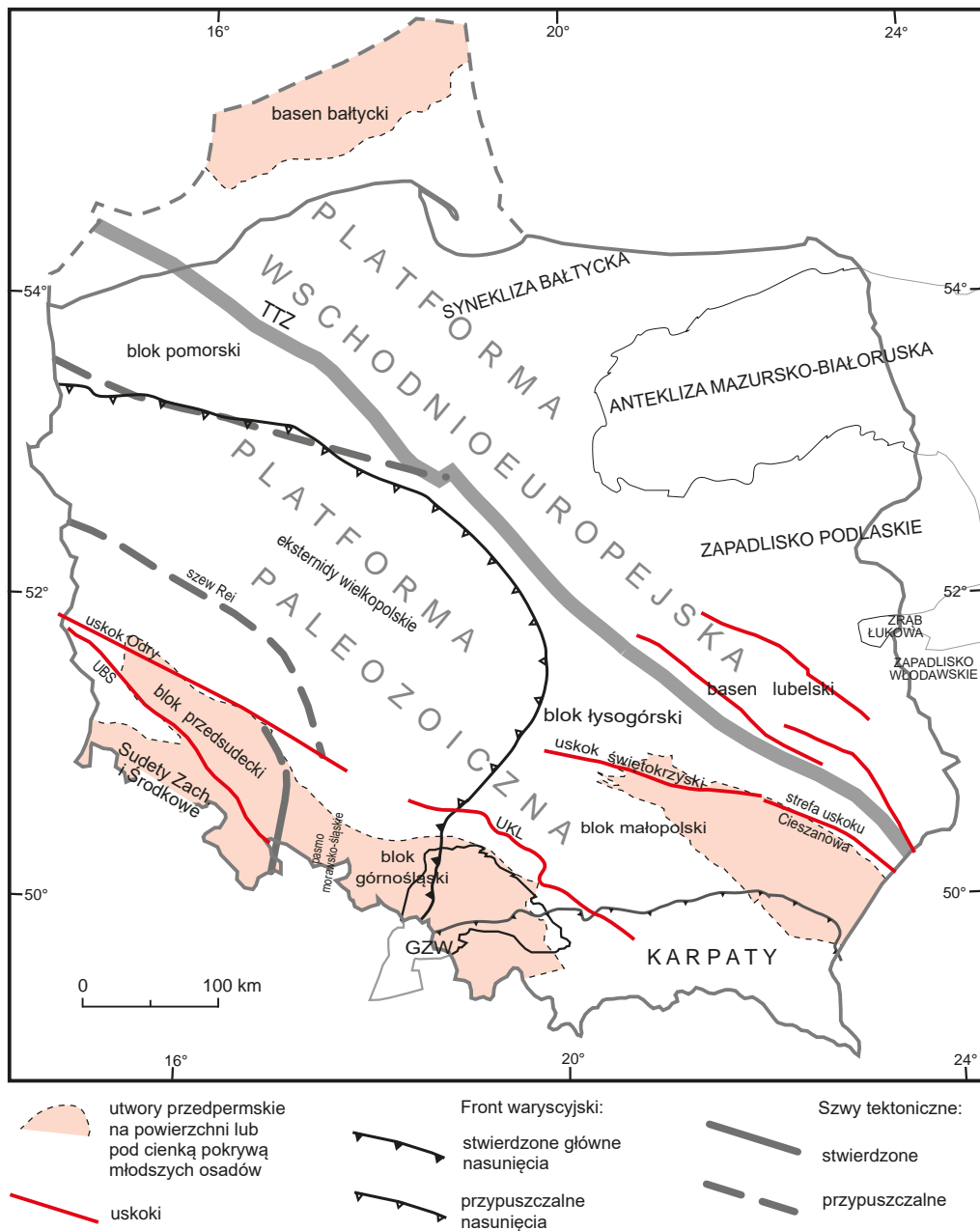


Fig. 2.2. Regionalne jednostki geologiczne Polski w planie waryscyjskim, podpermsko-mezozoicznym (wg: Narkiewicz i Dadlez, 2008; Narkiewicz i in., 2015; zmienione i uzupełnione)

GZW – Górnośląskie Zagłębienie Węglowe, TTZ – strefa Teisseyre’a-Tornquista, UBS – uskoc brzeźny sudecki, UKL – uskoc Kraków–Lubliniec

w południowo-zachodniej części. Granica tych regionów biegnie wzdłuż strefy Teisseyre’a-Tornquista (TTZ) wyznaczonej głównie na podstawie wyników badań geofizycznych (Narkiewicz i Petecki, 2017).

Na stabilnym tektonicznie obszarze platformy wschodnioeuropejskiej tworzyły się rozległe płaskie obniżenia, takie jak synekliza bałtycka, w której obrębie rozwijał się basen bałtycki (rozdz. 2.2). Platforma paleozoiczna charakteryzuje się bardziej skomplikowaną budową geologiczną (Narkiewicz i Petecki, 2017). W epoce kaledońskiej, w wyniku nie do końca rozpoznanych deformacji tektonicznych (Narkiewicz, 2021) powstał tam układ bloków skorupowych, w tym górnośląskiego, małopolskiego i łysogórskiego, oddzielonych skomplikowanymi strefami uskokuowymi (fig. 2.2). W dewonie i karbonie bloki te stanowiły podłoże różnorodnej sedymentacji i magmatyzmu. W Górach Świętokrzyskich (rozdz. 2.3) w dewonie i karbonie strefa uskoku świętokrzyskiego oddzielała dwa odrębne obszary sedymentacji – region północny (łysogórski) od regionu południowego (kieleckiego). Na obszarze bloku górnośląskiego, na wschodnim przedpolu waryscyjskiego górotworu sudeckiego powstał basen węglonośny – Górnośląskie Zagłębie Węglowe. Wreszcie sam orogen sudecki, utworzony w wyniku ruchów waryscyjskich u schyłku karbonu, składał się z dwóch głównych stref. W strefie wewnętrznej (internidy) wyróżnia się Sudety Zachodnie i Środkowe oraz blok przedsudecki, a w części zewnętrznej – eksternidy wielkopolskie oraz wspomniane pasmo morawsko-śląskie.

Wymienione regiony szerzej opisano w rozdziałach 2.2–2.6.

2.2. NIŻ POLSKI I OBSZAR BAŁTYKU

*Anna Becker, Anna Feldman-Olszewska, Krzysztof Leszczyński,
Marek Narkiewicz, Tadeusz Peryt*

Podłoże skał permu i mezozoiku Niżu Polskiego i przyległej części akwenu bałtyckiego tworzą różnorodne skały paleozoiczne i prekambryjskie, zdeformowane i zmetamorfizowane w trakcie faz tektonicznych przedediakarskich (Krzemińska i in., 2017), a następnie kaledońskich (przed środkowym dewonem) i waryscyjskich (przed permem) (Dadlez i in., 1994, 2005). Na południowy zachód od strefy Teisseyre’a-Tornquista (TTZ) (pokrywającej się z północno-wschodnią granicą wału śródpolskiego) podłoże podpermsko-mezozoiczne znajduje się poniżej najgłębszych otworów wiertniczych i zostało wyznaczone jedynie na podstawie pośrednich danych geofizycznych, głównie sejsmicznych (np. Dadlez, 2006; Narkiewicz i Petecki, 2017). Na wschód od tej strefy krystaliczne podłoże prekambryjskie, zaliczane do kratonu wschodnioeuropejskiego, znajduje się na tyle płytko, że leżące na nim platformowe osady i wulkanity ediakaru oraz paleozoiku przedpermskiego udało się rozpoznać w profilach licznych głębokich otworów wiertniczych. Do platformy wschodnioeuropejskiej należy również wyjątkowy obszar polskiej strefy Bałtyku, na północ od Pomorza Gdańskiego, gdzie osady syluru górnego i dewonu basenu bałtyckiego ukazują się na powierzchni podłoża kenozoiku.

Pod utworami permu i mezozoiku występują tam dwa bloki tektoniczne rozdzielone uskokiem Karwi o przebiegu południkowym (Pokorski i Modliński, red., 2007). Z bloku zachodniego znane są utwory starsze, w górnej części należące do syluru – ludlowu (wydz. 133) i przydolu (wydz. 132). W profilu ludlowu występują osady ilasto-mułowcowe z graptolitami,

o miąższości dochodzącej do 2,5 km, interpretowane jako flisz głębokomorski (Modliński i Podhalańska, 2010). W profilu przydołu stwierdzono osady wapienno-ilaste płytszego morza, o miąższości 0,5–1,0 km. W bloku wschodnim na powierzchni podłoża kenozoiku wyłaniają się monoklinalnie zapadające ku SE skały dewońskie. Do dewonu dolnego (wydz. **126**) zaliczono lądowe i przybrzeżnomorskie osady klastyczne i ewaporatowe (miąższość rzędu 100–200 m), do dewonu środkowego (wydz. **123**) i niższej części górnego – płytkomorskie iłowce i mułowce z wkładkami węglanów i anhydrytów (miąższość do 700 m), a do wyższego dewonu górnego (wydz. **121**) – morskie skały węglanowe, margle i anhydryty (miąższość ok. 200 m). Szczegółowy podział stratygraficzny tych utworów nie został jak dotąd przeprowadzony, a zgeneralizowane wydzielienia pokazane na mapie należy traktować jako wstępne, oparte na przesłankach ogólnych, głównie litologicznych.

W permie i mezozoiku rejon Niżu Polskiego wraz z obszarem Morza Bałtyckiego stanowił wschodnią część obniżenia topograficznego nazywanego systemem basenów środkowo-europejskich, rozciągającego się od obecnej Wielkiej Brytanii i Morza Północnego na zachodzie po Litwę i zachodnie krańce Białorusi na wschodzie.

Utwory permu obejmują ponad 70% terytorium Polski. Odślaniają się w Górach Świętokrzyskich (wydz. **108**), w rejonie śląsko-krakowskim oraz w Sudetach, głównie w basenach północnosudeckim i śródsudeckim (wydz. **108** i **109**), a ponadto występują w wyrobiskach kopalń miedzi w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym oraz w kopalni soli Kłodawa.

Dolną część profilu permu tworzą utwory wulkaniczne i kontynentalne serie terygeniczne czerwonego spągowca (wydz. **109**), górną – morskie utwory węglanowo-ewaporatowe cechsztynu, z podrzędnym udziałem skał silikoklastycznych (wydz. **108**). Wśród utworów czerwonego spągowca dolnego dominują skały wylewne, z nielicznymi przewarstwieniami skał piroklastycznych, występujące w zachodniej Polsce, powstałe we wczesnym permie (wczesny cisural). Miejscami w południowo-zachodniej części basenu – w waryscyjskich zapadliskach śródgórskich – oraz na Pomorzu Zachodnim zachowały się skały osadowe. Najmłodsze osady permu dolnego w basenie polskim są wieku sakmarskiego. Nowy cykl sedymentacyjny czerwonego spągowca górnego rozpoczął się we wczesnym środkowym permie (wczesny gwadelup) i trwał do początku późnego permu (środkowy wucziaping). Zostały wtedy zdeponowane potężne sekwencje lądowych skał klastycznych osiagających miąższość do 1500 m w bruździe śródpolskiej – głównym basenie akumulacyjnym – gdzie powstawały osady facji rzecznych, eolicznych i playa. W obniżeniach morfologicznych na skraju kratonu wschodnioeuropejskiego powstawały zlepieńce i piaskowce, głównie o genezie rzecznej i miąższości nieprzekraczającej 50 m, natomiast na obszarze waryscydów, charakteryzującym się znacznym zróżnicowaniem tempa subsydencji, i w jego efekcie – miąższością od 0 do 800 m, powstawały osady rzeczne, playa i eoliczne (Pokorski, 1997; Kiersnowski w: Gast i in., 2010).

Utwory cechsztynu (o wieku wucziaping środkowy – granica perm–trias, wydz. **108**) powstały w płytkowodnym, epikontynentalnym basenie morskim. Profil cechsztynu składa się z trzech cyklotemów węglanowo-ewaporatowych (PZ1, PZ2 i PZ3) oraz najmłodszego cyklu terygeniczno-ewaporatowego (PZ4), który dzieli się na pięć subcyklotemów klimatycznych (Wagner, 1994). Budowa cyklotemowa jest odzwierciedleniem następujących po sobie transgresji oraz regresji w cyklotemach węglanowo-ewaporatowych i cyklicznych zmian klimatycz-

nych (klimat wilgotny–suchy) w najmłodszym cyklotemie (Wagner i Peryt, 1997). Standardowym podziałem stratygraficznym jest litostratygraficzny podział cyklotemowy wynikający z cyklicznej sedymentacji (Richter-Bernburg, 1955; Wagner, 1994). Miąższość utworów cechsztynu na obszarze obejmującym skraj kratonu wschodnioeuropejskiego wynosi od kilkudziesięciu do 450 m, w bruździe śródpolskiej – która stanowiła depocentrum, podobnie jak w czerwonym spągowcu górnym – dochodzi do 1500 m, a na obszarze waryscydów osiąga 800 m (Wagner, 1994).

Skały triasu na Niżu Polskim i w południowej części Morza Bałtyckiego wykazują charakterystyczną trójdzielność, która stała się podstawą do ustanowienia tego systemu w południowych Niemczech. We wczesnym i późnym triasie na obszarze Niżu Polskiego tworzyły się osady ilasto-mułowe środowisk: morskiej strefy brzegowej, rzeczno-lub jeziornej w klimacie gorącym i suchym do sezonowego (wydz. **106 i 104**). W południowej części Niżu Polskiego (Nizina Śląska, pogranicze z pasem wyżyn) oraz w jego północnej części (obszar Morza Bałtyckiego, Pomorze i wschodnia część Mazur) powstawały osady piaszkowe czy żwirowe rzek spływających z otaczających obniżenie basenu sedymentacyjnego obszarów wyżynnych i górzystych. Z kolei w centralnej części tego obniżenia (obszar Wielkopolski) we wczesnym i w późnym triasie powstawały gipsy oraz sole kamienne w zasolonych lagunach lub w słonych jeziorach. W triasie obszar Niżu Polskiego czasowo miał połączenie z oceanem światowym i znajdowało się na nim bardzo płytkie morze. W tych okresach (głównie w środkowym triasie) powstawały morskie osady wapienne (wydz. **105**).

Skały triasu, zwłaszcza dolnego i górnego, mają charakterystyczne pstre zabarwienie z dominacją odcieni czerwonych i brązowych. Jedynie skały triasu środkowego wyróżniają się szarą barwą. Tradycyjnie trias dolny utożsamia się z grupą pstrego piaskowca, trias środkowy – z grupą wapienia muszlowego, natomiast trias górny – z grupą kajpru (von Alberti, 1834).

Datowanie skał triasu Niżu Polskiego w skali czasu geologicznego następuje z trudnością ze względu na ubóstwo faunistyczne tego systemu, zwłaszcza w porównaniu do innych systemów mezozoicznych. Według obecnego stanu wiedzy granica między triasem środkowym a górnym przebiega w obrębie kajpru (Wagner, red., 2008). Granicę tę stwierdzono na obszarze monokliny przedsudeckiej. Stratygrafia triasu opiera się głównie na litostratygrafii, a odniesienia do czasu geologicznego uzyskuje się głównie dzięki badaniom palinologicznym (np. Orłowska-Zwolińska, 1985; Marcinkiewicz i in., 2014) i w mniejszym stopniu badaniom skamieniałej fauny (zwłaszcza konodontów triasu środkowego; np.: Trammer, 1975; Zawidzka, 1975; Narkiewicz, 1999). Badania te coraz częściej są wspierane i uzupełniane analizami magnetostratygraficznymi (Nawrocki, 1997; Nawrocki i Szulc, 2000; Nawrocki i in., 2015).

Utwory jury pokrywają obecnie większość obszaru Polski. Brak ich tylko w Górach Świętokrzyskich oraz na monoklinie przedsudeckiej i w Sudetach. W dużym stopniu są przykryte utworami kredy oraz kenozoiku. Na powierzchni można je obserwować na obszarze Jury Polskiej i w najbliższym obrzeżeniu paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich. Bezpośrednio pod utworami kenozoiku utwory jury występują na wale śródpolskim (Narkiewicz i Dadlez, 2008), z przedłużeniem na obszar południowego Bałtyku oraz w wąskim pasie na monoklinie przedsudeckiej (Dadlez i in., 2000). Ich miąższość zmienia się w szerokim zakresie od kilku–

kilkudziesięciu metrów w brzeźnych partiach basenu do ponad 3000 m w centralnej Polsce (wał kujawski) (Feldman-Olszewska i in., 2017).

We wczesnej jurze obszar Niżu Polskiego wraz z przyległym obszarem południowego Bałtyku był na przemian miejscem sedymentacji klastycznych utworów lądowych (rzecznych, jezioro-bagiennych) oraz przybrzeżnych (lagunowych, deltowych, brzegowych) i płytkomorskich (o obniżonym oraz pełnym zasoleniu) (Pieńkowski, 2004). Powstałe w tych środowiskach piaskowce, mułowce i iłowce (wydz. 102), o barwie od jasno- do ciemnoszarej, zawierają liczne szczątki roślinne, mniej liczną makro- i mikrofaunę morską oraz ślady działalności organizmów (w tym tropy dinozaurów). Cechy te wskazują, że w tym czasie klimat stał się bardziej wilgotny. Miąższość utworów jury dolnej dochodzi prawie do 1400 m w centralnej części wału śródpolskiego (Dadlez i in., red., 1998).

W środkowej jurze (wydz. 101) dominowały środowiska morskie. W aalenie i bajosie sedymentacja objęła prawie wyłącznie centralną część basenu, tzw. bruzdę śródpolską, gdzie osadziły się znacznej grubości kompleksy utworów iłowcowo-mułowcowych, z liczną fauną morską oraz poziomami syderytów, tworzących miejscami rudy żelaza (Feldman-Olszewska, 1997). W płytszych częściach basenu następowała sedymentacja piaskowców przybrzeżnych. W późnym bajosie oraz we wczesnym i środkowym batonie podobne utwory osadziły się również na południe od bruzdy śródpolskiej, na obszarze niecek szczecińskiej, łódzkiej i miechowskiej oraz Jury Polskiej. Pod koniec środkowej jury (baton górny–kelowej), w wyniku podniesienia się poziomu morza nastąpiła rozległa transgresja morza na wschód i północ (Dayczak-Calikowska i Moryc, 1988). Na obszarze lubelskim utworzył się płytki, ciepły zbiornik morski obfitujący w osiadłe liliowce, jeżowce i mszywioly. Osadziły się w nim wapienie organodetrytyczne (krynowidowe) o rdzawej barwie, pochodzącej od wszechobecnych w tych wapieniach tlenków żelaza. W tym czasie w centralnej i południowej Polsce osadziły się płytkomorskie piaskowce, a w zachodniej Polsce – iłowce i mułowce z fauną morską. Miąższość utworów jury środkowej, podobnie jak w przypadku jury dolnej, jest największa w rejonie kujawskim, gdzie dochodzi prawie do 1100 m (Dadlez i in., red., 1998).

W późnej jurze (wydz. 100) panował klimat ciepły, a cały obszar Niżu Polskiego pokrywał rozległy zbiornik morski. W oksfordzie we wschodniej i centralnej części basenu utworzyły się znacznej grubości utwory węglanowe (wapienie gąbkowe, organodetrytyczne, oolitowe, koralowcowe oraz mikrytowe) (Niemczycka, 1997a, b). W zachodniej i północnej Polsce dominowała w tym czasie sedymentacja iłowcowo-piaskowcowa. W kimerydzie obszar sedymentacji skał klastycznych rozszerzał się stopniowo ku wschodowi, osadzały się margle, mułowce margliste i wapienie, a w południowej części Lubelszczyzny – również dolomity i anhydryty. We wczesnym tytonie nadal dominowała sedymentacja marglisto-mułowcowa. W późnym tytonie zbiornik morski stopniowo zaczął się kurczyć – osadziły się wapienie margliste, a na przełomie jury i kredy utwory brakiczne, zawierające liczne wkładki gipsów i anhydrytów. W późnej jurze oś maksymalnej subsydencji basenu przesunęła się ku południowemu zachodowi; największe miąższości osadów, wynoszące 1300–1400 m, obserwuje się na południowy zachód od krawędzi Gór Świętokrzyskich (wschodnia część niecki nidziańskiej) (Dadlez i in., red., 1998).

Utwory kredy dolnej (wydz. 94), o miąższości sięgającej 650–700 m, były deponowane głównie na obszarze bruzdy śródpolskiej. Są to przeważnie osady płytkomorskie reprezentowane przez skały silikoklastyczne, a jedynie w części południowo-wschodniej większy udział mają facje węglanowe i węglanowo-klastyczne. Okresowo były deponowane osady aluwialne i bagienno-jeziorne, lokalnie lagunowe i deltowe. W brzeżnej części bruzdy śródpolskiej uaktywniły się synsedymencyjne rowy tektoniczne. Największy obszar skały kredy dolnej zajmują na Kujawach, gdzie erozja późnokredowo-wczesnopaleogeńska usunęła całość utworów kredy górnej i tylko część dolnej. Na podstawie amonitów udokumentowano tam większość pięter kredy dolnej, z wyjątkiem barremu i aptu (Marek i Rajska, 1997). Na tym obszarze w obrębie kredy dolnej na mapie wyróżniono pola reprezentujące berias, walanżyn, hoteryw i barrem–alb środkowy. Na pozostałej części Niżu Polskiego kreda dolna zaznacza się wąskim pasem na obu skłonach wału śródpolskiego.

Wielka transgresja morska zapoczątkowana w albie spowodowała zalanie w późnej kredzie znacznych obszarów również poza bruzdą śródpolską. Na całym obszarze Niżu Polskiego były deponowane głównie utwory węglanowe (wapienie, kreda piszcząca), margliste oraz węglanowo-krzemionkowe (opoki, gezy) o znacznej miąższości, przekraczającej w niektórych strefach nawet 3000 m. Na powierzchni podłoża kenozoiku największe obszary zajmują utwory najwyższych pięter kredy: kampanu (wydz. 84) i mastrychtu (wydz. 83). W niecce pomorskiej i syneklizie perybałtyckiej dominowały litofacje silikoklastyczne: iłowce, mułowce i piaskowce. Zarówno we wczesnej, jak i w późnej kredzie były aktywne ruchy solne w bruzdzie śródpolskiej, szczególnie w strefach tektonicznych, powodujące powstawanie poduszek i diapirów solnych. Alb górny, na większości obszaru Polski reprezentowany przez niewielkiej miąższości warstwę (często poniżej 1 m) rozpoczynającą wielki cykl transgresywny późnej kredy (Jaskowiak-Schoeneichowa i Krassowska, 1988), został na mapie połączony z cenomanem (wydz. 93). Granica turon/ koniak na Niżu Polskim nie została jeszcze wyznaczona zgodnie z aktualnym podziałem standardowym kredy (Walaszczyk i in., 2022) i dlatego koniak nie wydzielano na mapie jako osobne pole, tylko połączono go z turonem i santonem (wydz. 87). Na obszarze lubelsko-radomskim, gdzie utwory albu górnego i cenomanu mają niewielką miąższość, a rozdzielenie pięter turonu, koniak i santonu stanowi duży problem w wielu otworach wiertniczych, na mapie przedstawiono wydzielenie obejmujące alb górny–santon (wydz. 92). Podstawy stratygraficzne dla wydzielen w kredzie niecki opolskiej (Walaszczyk, 1992) pozwalają na prezentację na mapie w tym rejonie dwóch pól: cenoman–turonu (wydz. 88) i koniak–santonu (wydz. 86). Niecka opolska (fig. 2.1) jest obszarem izolowanym od kredy Niżu Polskiego i powstała jako subsyduentna depresja nieograniczona wyraźnymi strefami uskoku. W podłożu zapadliska przedkarpacciego (wydz. 97) kreda jest nierozdzielona ze względu na brak wiarygodnych przesłanek do wyróżnienia poszczególnych pięter. Dla obszaru bałtyckiego (kreda górna z osadami albu górnego w spągu, wydz. 90) korzystano z informacji zawartych w pracach Jaskowiak-Schoeneichowej i Pożaryskiego (1979), Dadleza i innych (red., 2000), Vejbaeka i innych (2010) oraz w Atlasie geologicznym południowego Bałtyku (Mojski, red., 1995). Na przekroju geologicznym C–D utwory kredy górnej Niżu Polskiego również przedstawiono w formie zgeneralizowanej (wydz. 90).

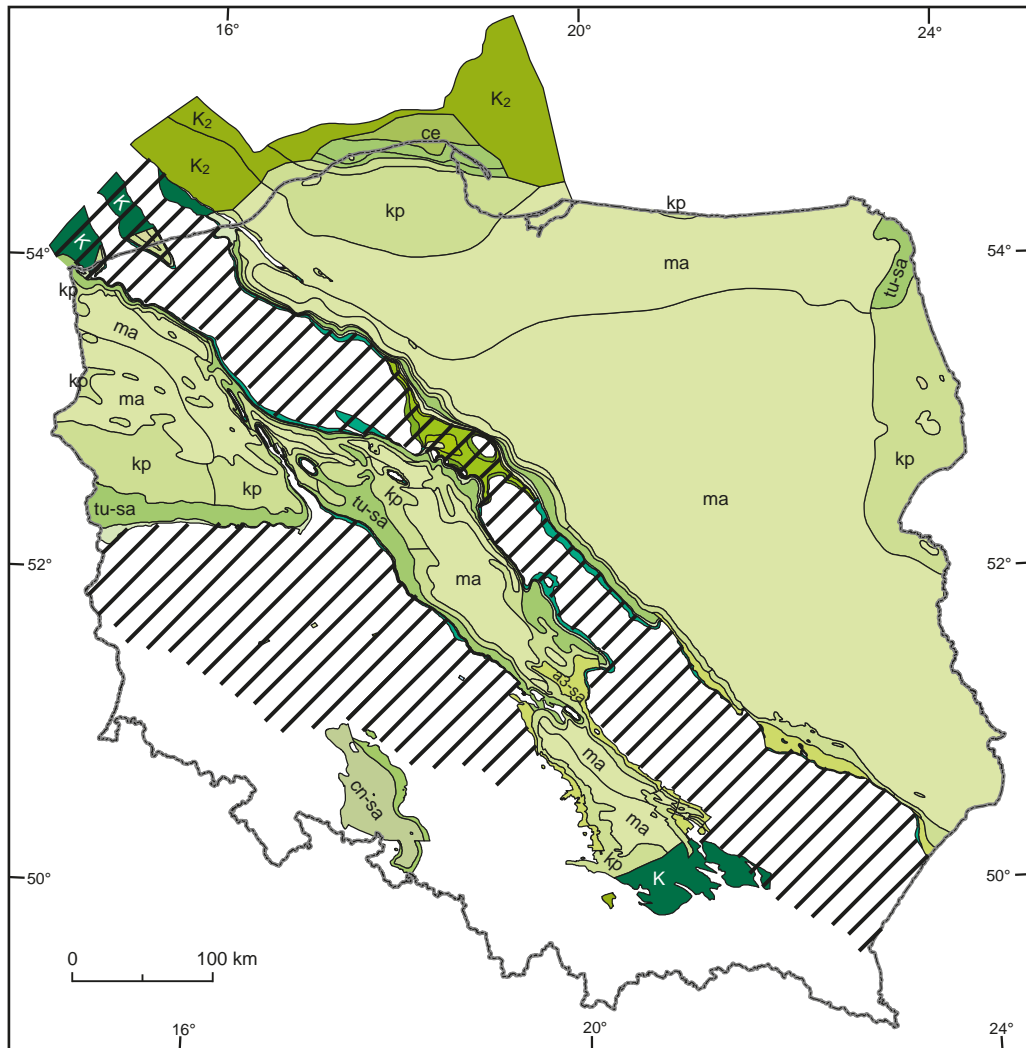


Fig. 2.3. Mapa występowania utworów kredy na Niziu Polskim pod utworami kenozoiku. Obszary ukośnie zakreskowane (osiowa strefa bruzdy śródpolskiej oraz monoklina przedsudecka) uległy inwersji tektonicznej w późnej kredzie i we wczesnym paleogenie

K – kreda (nierozdzielona), K_2 – kreda górna (nierozdzielona), ma – mastrycht, kp – kampan, cn-sa – koniak–santon, tu-sa – turon–santon, a3-sa – alb górny–santon, ce – cenoman

W mezozoiku w basenie Niziu Polskiego rozwinęła się tzw. bruzda śródpolska. Była to wąska i długa strefa, rozciągająca się od północno-zachodniej Polski poprzez środkową Polskę aż po obecne Góry Świętokrzyskie i dalej ku południowemu wschodowi. Na jej obszarze niemal przez cały mezozoik panowały warunki morskie i osadziły się tam najbardziej miąższe serie skał osadowych (Dadlez i in., 1998).

W późnej kredzie (dane geologiczne i sejsmiczne wskazują, że już od późnego turonu) rozpoczęła się inwersja tektoniczna osiowej strefy bruzdy (np. Leszczyński i Dadlez, 1999; Krzywiec, 2000, 2006; Gutowski i in., 2003; Leszczyński, 2012). Nastąpiła reaktywacja dawnych uskoku synsedymencyjnych jako uskoku odwróconych. Prawdopodobnie proces ten najwyraźniej zaznaczył się wzdłuż południowo-zachodniego skraju obecnego wału śródpolskiego, co doprowadziło do nasilenia ruchów wznoszących wzdłuż pogranicza z formującymi się nieckami szczecińską i łódzką. W strefach synklinalnych zachodziła silna subsydencja, której efektem było znaczne zwiększenie miąższości osadów, w szczególności santonu i kampanu. Uaktywniła się też tektonika solna. Na pograniczu wału śródpolskiego i przylegających do niego od południowego zachodu niecek występują najsilniej rozwinięte struktury solne w postaci diapirów przebijających się do powierzchni podłoża kenozoiku (np. diapir Damasławka, Inowrocławia czy Kłodawy).

Inwersja tektoniczna objęła osiową część bruzdy śródpolskiej oraz wąskie strefy tektoniczne rowów synsedymencyjnych na jej obrzeżach, a także obszar Sudetów i monokliny przed-sudeckiej (fig. 2.3).

Rekonstrukcje paleogeograficzne wskazują, że w wyniku inwersji z obszaru wału śródpolskiego zostało usunięte około 1–2 km osadów kredy górnej (Dadlez i in., 1997; Dadlez, 2001), a spąg cechsztynu został podniesiony nawet o 4 km w segmencie kujawskim (Wagner i in., 2002).

Osiowa strefa bruzdy śródpolskiej ostatecznie przekształciła się w wał śródpolski w późnej kredzie i we wczesnym paleogenie, a po jego obu stronach powstały strefy niecek wypełnionych skałami kredy górnej. W obrębie wału pod utworami kenozoiku występują skały jury, a nawet triasu, a w rejonie Kujaw – także skały kredy dolnej. W rejonie świętokrzyskiego fragmentu wału doszło do erozji całej pokrywy permsko-mezozoicznej, a w południowo-wschodniej części – nawet paleozoiku podpermskiego i części ediakaru.

2.3. GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

Sylwester Salwa

Góry Świętokrzyskie zajmują szczególne miejsce na mapie geologicznej Polski i Europy, pomiędzy kratonem wschodnioeuropejskim, Brunovistulicum (fig. 2.7) oraz alpejskim górotworem Karpat. Występujące tu skały reprezentują niemal pełny profil od paleozoiku aż do czwartorzędu. Brak wystarczająco głębokich otworów wiertniczych powoduje, że wciąż dyskutowanym zagadnieniem jest charakter geotektoniczny podłoża Gór Świętokrzyskich, jednak wyniki badań geofizycznych wskazują, że obszar ten uformował się w całości na brzeżnym, sięgającym aż po blok górnośląski fragmencie kratonu wschodnioeuropejskiego (Malinowski i in., 2005). Dobremu, choć przeważnie lokalnemu, powierzchniowemu rozpoznaniu budowy geologicznej Gór Świętokrzyskich w przeszłości sprzyjało intensywne poszukiwanie na tym obszarze rud miedzi, ołowiu, cynku i żelaza, ponieważ przez setki lat rejon ten stanowił swoisty skarbiec Królestwa Polskiego.

Pod względem strukturalnym Góry Świętokrzyskie składają się z trzonu paleozoicznego oraz z otaczającego go obrzeżenia permsko-mezozoicznego (Czarnocki, 1950; fig. 2.4), przy czym skały paleozoiczne wykazują znacznie wyższy stopień zaangażowania tektonicznego



Fig. 2.4. Główne jednostki tektoniczne Gór Świętokrzyskich (wg: Czarnocki, 1950; Stupnicka, 1989)

niż mezozoiczne. W obrębie trzonu paleozoicznego wydzielono dwa regiony: łyśogórski (północny) oraz kielecki (południowy), stanowiący północno-zachodnią część bloku małopolskiego (fig. 2.2 i 2.4). Granicę między nimi stanowi uskoki świętokrzyski, będący strefą uskokową o starych założeniach i ponadregionalnym znaczeniu. W regionie kieleckim wydzielono dodatkowo dwa subregiony: synklinorium kielecko-łagowskie oraz antyklinorium chęcińsko-klimontowskie, w których obrębie wyróżniono szereg jednostek strukturalnych niższego rzędu (Czarnocki, 1950). Południowo-wschodnie i północno-wschodnie peryferie Gór Świętokrzyskich w miocenie znalazły się na północnym brzegu zapadliska przedkarpackiego (fig. 2.4).

W Górach Świętokrzyskich nie stwierdzono skał prekambryjskich ani na powierzchni terenu, ani w profilach otworów wiertniczych, w związku z czym charakter kontaktu pomiędzy nimi i skałami paleozoicznymi jest nieznan. Natomiast na przedłużeniu Gór Świętokrzyskich na wschód, w obrębie bloku małopolskiego, w podłożu skał paleozoicznych, mezozoicznych i neogeńskich występują metasedymenty wieku ediakarskiego (wydz. 154).

Skały staropaleozoiczne powstały przeważnie w środowiskach morskich o zróżnicowanej batymetrii. Ich profil rozpoczęła sedimentacja skał okrucowych trwająca przez cały kambr (wydz. 147) (fig. 2.5). W jej trakcie zachodziły ruchy tektoniczne świętokrzyskie, a cykl starokaledońskiej aktywności tektonicznej zakończyły w tremadoku ruchy sandomierskie (Czarnocki, 1950; Dadlez i in., 1994; Kowalczewski i in., 2006). Na zdenudowanych starszych osadach we wczesnym ordowiku tworzyły się osady węglanowe (wydz. 137), ale już w późnym ordowiku (wydz. 137) i sylurze (wydz. 136) ponownie dominowała sedimentacja osadów detrytycznych (fig. 2.5) (Malec, 2006; Trela, 2006). Obecne w nich wkładki tufitów świadczą o intensywnej

działalności wulkanicznej w niewielkiej odległości od Gór Świętokrzyskich. Po ich depozycji nastąpiły ruchy tektoniczne orogenezy młodokaledońskiej, z którymi były związane post-tektoniczne intruzje diabazów i zapewne części lamprofirów w regionie kieleckim (wydz. 131) (Salwa i Jarosiński, 2006; Nawrocki i in., 2013).

Sedymentacja początkowo lądowych, a później morskich osadów detrytycznych trwała we wczesnym dewonie (wydz. 126), podczas gdy w środkowym (wydz. 124) i późnym dewonie (wydz. 121) powstały skały węglanowe: dolomity, wapienie, margle i łupki margliste. Także w środkowym dewonie w centralnej części Gór Świętokrzyskich uformowała się platforma węglanowa, która uległa rozpadowi i zatopieniu pod koniec tego okresu. Wczesny karbon (wydz. 113) był czasem sedymentacji głównie osadów ilasto-krzemionkowych z wkładkami tufitów, a lokalnie powstały wtedy także brekcje wapienne i wapienie organodetrytyczne złożone z materiału redeponowanego do zbiornika z platformy węglanowej (fig. 2.5) (Narkiewicz i in., 2006; Skompski, 2006).

W późnym karbonie i prawdopodobnie we wczesnym permie w Górach Świętokrzyskich trwały ruchy tektoniczne związane z orogenezą waryscyjską. Powstały wówczas nowe struktury tektoniczne oraz częściowo została reaktywowana starsza sieć uskokuwa, a wzdłuż powierzchni nasunięcia łysogórskiego doszło do kilkukilometrowego przemieszczenia skał kambryjskich regionu łysogórskiego na skały paleozoiczne synklinorium kielecko-łagowskiego (fig. 2.5). Pod koniec ruchów tektonicznych powstała młodsza generacja intruzji diabazów, wyłącznie w regionie łysogórskim, oraz lamprofirów, w regionie kieleckim (wydz. 131) (Czarnecki, 1950; Mizerski, 1995; Salwa i Jarosiński, 2006).

W tak wyznaczonych ramach strukturalnych rozpoczęło się formowanie pokrywy permsko-mezozoicznej Gór Świętokrzyskich, leżącej niezgodnie erozyjnie i kątowo na starszym podłożu (fig. 2.4). Podobnie jak sekwencja skał paleozoicznych, tak i profil skał mezozoicznych charakteryzuje się niemal kompletnym wykształceniem (fig. 2.5). Tworzą go zarówno skały detrytyczne, jak i węglanowe powstałe w zróżnicowanych środowiskach sedymentacyjnych, analogicznie do sukcesji osadowych basenu polskiego. Dominują wśród nich osady morskie (np. permu górnego w facji cechsztynu – wydz. 108 i triasu środkowego – wydz. 105), ale znane są także przykłady występowania osadów różnorodnych środowisk lądowych: rzecznych (np. jury dolnej – wydz. 102), jeziornych czy pustynnych z wydymami kopalnymi (triasu dolnego – wydz. 106) (Pieńkowski, 2004; Kuleta i Zbroja, 2006).

Ruchy tektoniczne: późnowaryscyjskie ze schyłku permu i początku triasu, starokimeryjskie z przełomu triasu i jury oraz młodokimeryjskie z pogranicza jury i kredy, dźwigały blokowo obszar świętokrzyski. W ich trakcie były odmładzane stare strefy dyslokacyjne oraz powstawały nowe nieciągłości. U schyłku kredy i na początku paleogenu osady permsko-mezozoiczne Gór Świętokrzyskich zostały sfałdowane szerokopromiennie, a następnie wydźwignięte w czasie ruchów laramijskich (Kutek i Głazek, 1972). Uformowane na przedpolu Karpat zapadlisko przedgórskie objęło swym zasięgiem jedynie południowe i północno-zachodnie peryferia Gór Świętokrzyskich (fig. 2.4, 2.5).

Efektem długiej i wieloetapowej historii geologicznej Gór Świętokrzyskich, w której trakcie stare założenia tektoniczne podlegały wielokrotnej reaktywacji, jest skomplikowany, mozaikowy obraz kartograficzny tego obszaru (fig. 2.5).

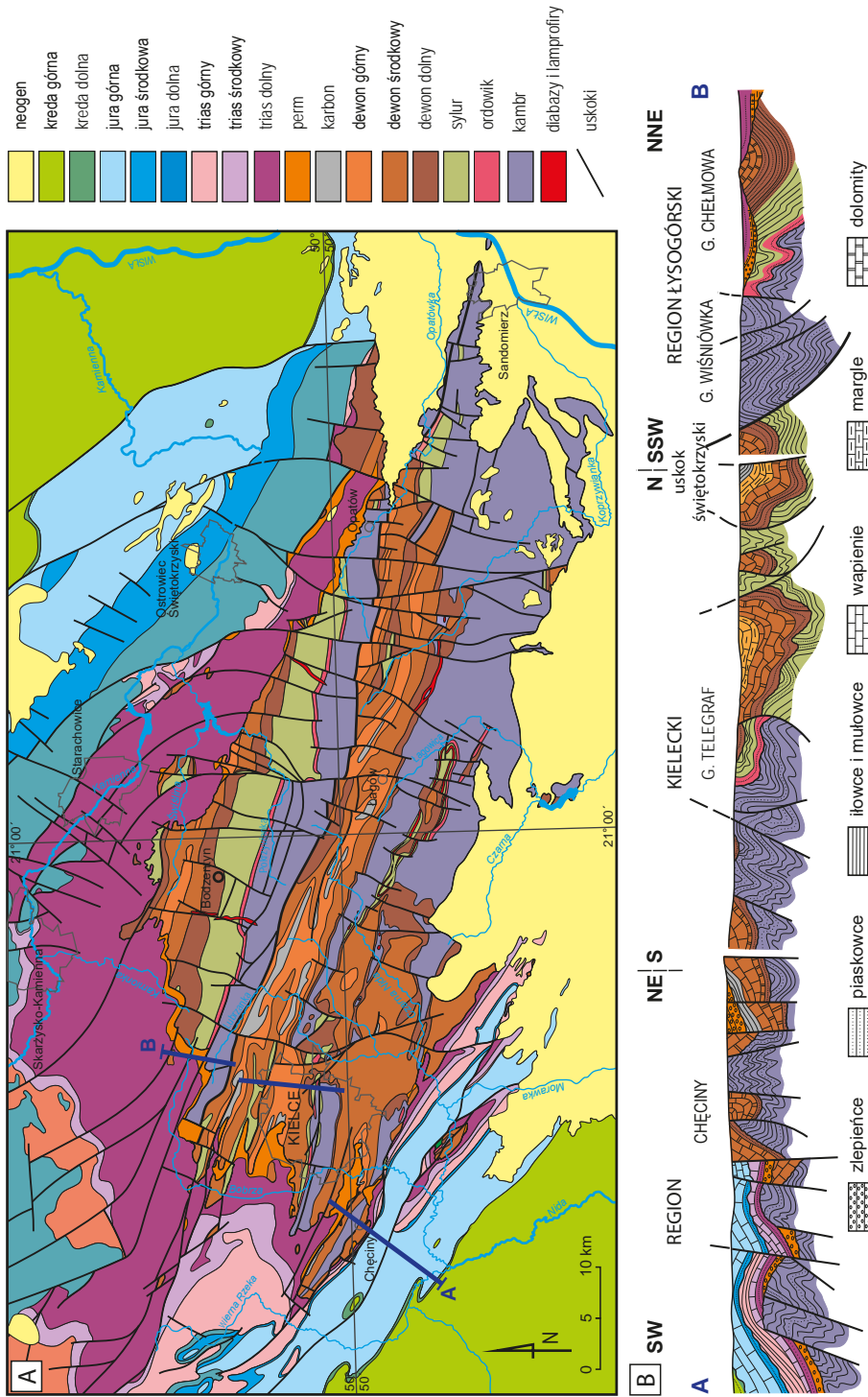


Fig. 2.5. Mapa geologiczna Gór Świętokrzyskich (A) (wg: Filonowicz, 1981; Romanek, 1988; Kowalczewski i in., 1990) oraz przekrój geologiczny przez Góry Świętokrzyskie (B) (wg: Kowalczewski, 1994, zmienił i uzupełnił)

2.4. SUDETY WRAZ Z PRZEDPOLEM

Paweł Aleksandrowski

Określenie „Sudety” w sensie geologicznym obejmuje łącznie góry i ich pogórza położone na północno-wschodnim skraju Masywu Czeskiego wraz z przyległą do nich od północy południową częścią Niziny Śląsko-Łużyckiej, których podłoże kenozoiku wykazuje podobną budowę geologiczną (Aleksandrowski i Mazur, 2002; Mazur i in., 2006, 2010). Na mapach geologicznych Sudety tworzą mozaikę zróżnicowanych pod względem litologicznym, stratygraficznym oraz strukturalnym przedpermskich kompleksów skalnych, które zarejestrowały deformacje o wieku dewońskim i karbońskim. Zróżnicowanie historii geologicznej składowych jednostek strukturalnych Sudetów, występowanie wzdłuż niektórych granic tektonicznych ciał ofiolitowych i zmetamorfizowanych skał magmowych o charakterystyce geochemicznej typu bazaltów grzbietów śródoceanicznych oraz obecność produktów metamorfizmu wysokich i ultrawysokich ciśnień (niebieskich łupków, eklogitów i granulitów) dowodzą, że jednostki strukturalne Sudetów zawierają fragmenty różnych paleozoicznych płyt litosferycznych oraz produkty różnych środowisk tektonicznych. Takie odrębne genetycznie jednostki strukturalne, oddzielone od siebie przez szwy tektoniczne i/lub uskoki lub strefy ścinania – walne, nasuwczce lub przesuwczce, rzadziej normalne, w dzisiejszej geologii wydziela się jako tzw. terrany tektonostratygraficzne (np. Aleksandrowski i Mazur, 2002; Mazur i in., 2006, 2010).

Na obszarze Sudetów podłoże warsycyjskie jest częściowo przykryte pozostałościami postorogenicznej, permsko-mezozoicznej pokrywy osadowej z niewielkim udziałem skał wulkanicznych.

Tym samym, budowa geologiczna Sudetów obejmuje dwa główne piętra strukturalne: podłoże warsycyjskie i pokrywę permsko-mezozoiczną.

Sudety uzyskały swoją dzisiejszą rzeźbę górską w wyniku neogeńskiego wypiętrzenia bloku sudeckiego względem bloku przedsudeckiego na przedpolu aktywnie nasuwających się wówczas ku północy i północnemu wschodowi Alp i Karpat (np. Żelaźniewicz i Aleksandrowski, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011). Wypiętrzenie to objęło obszar uprzednio w znacznym stopniu zrównany podczas paleogenu i wczesnego miocenu, po wcześniejszym silnym wypiętrzeniu na przełomie późnej kredy i wczesnego paleogenu, znanym jako inwersja późnokredowa, która zaznaczyła się na znacznym obszarze Europy.

Późnokredowo-wczesnopaleogeńskie wypiętrzenie obszaru sudeckiego doprowadziło do częściowej ekshumacji podłoża warsycyjskiego spod powaryscyjskiej pokrywy górnokarbońsko- lub permsko-mezozoicznej. Pozostawiła blok dolnośląski, a zwłaszcza jego północną część, w pozycji tektonicznie wyniesionej w stosunku do przyległych obszarów depresyjnych: monokliny (homokliny) przedsudeckiej na północy i niecki kredowej północnoczeskiej na południu, w których sukcesja osadowa permsko-mezozoiczna została w pełni zachowana.

Obszar Sudetów jest ograniczony przez dwie strefy uskokowe o rozmiarach regionalnych i o przebiegu WNW–ESE: środkowej Odry na północnym wschodzie i górnej Łaby na południowym zachodzie. Jest też rozcięty uskokiem sudeckim brzeźnym (fig. 2.6) na dwa odmienne morfologicznie bloki: blok sudecki o przeważającej rzeźbie górskiej po południowo-

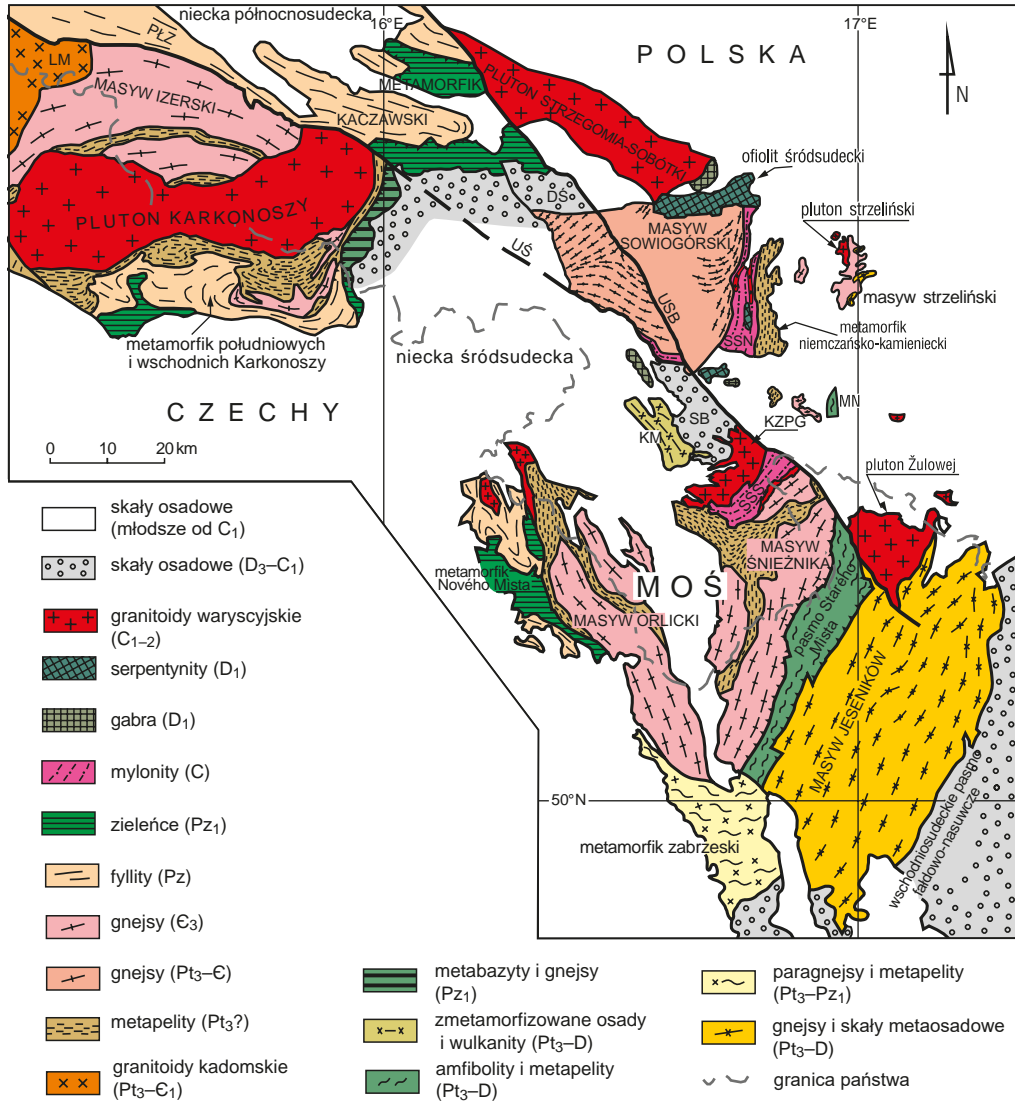


Fig. 2.6. Uproszczona mapa tektoniczna Sudetów
(wg: Aleksandrowski i Mazur, 2002; Mazur i in., 2010, zmienione)

DŚ – depresja Świebodzic, KM – metamorfik kłodzki, KZPG – kłodzko-złotostocki pluton granitowy, LM – masyw łużycki, MN – masyw Niedźwiedzia, MOŚ – masyw orlicko-śnieżnicki, PLZ – pasmo łupkowe Zgorzelca, SB – struktura bardzka, SSN – strefa ścinania Niemczy, SSS – strefa ścinania Skrzyńki, USB – uskoc sudecki brzeżny, UŚ – uskoc śródsudecki; Pt – proterozoik, Pz – paleozoik, C – kambr, D – dewon, C – karbon, 1 – dolny, 2 – środkowy, 3 – górny

-zachodniej stronie uskoku brzeżnego (Sudety w sensie orograficznym i geograficznym, na fig. 2.2 – Sudety Zachodnie i Środkowe) oraz blok przedsudecki reprezentowany przez słabo rozciętą, falistą lub pagórkowatą (z wyjątkiem górskiego masywu Ślęży) rzeźbę przedgórze Sudetów po stronie północno-wschodniej (por. np. Kondracki, 2013). Uskok sudecki brzeżny jest strukturą pierwotnie karbońską, późnowaryscyjską, reaktywowaną w późnej kredzie i paleogenie, a następnie ponownie uruchomioną w neogenie (np. Aleksandrowski i in., 1997; Badura i in., 2003).

Głównymi składnikami piętra waryscyjskiego Sudetów są:

- niemetalimorficzne lub przeobrażone magmowe i osadowo-wulkaniczne kompleksy neoproterozoiczno-kambryjskie (wydz. **156, 149–153**);
- granitoidy górnokambryjskie przeobrażone w gnejsy podczas orogenezy waryscyjskiej (wydz. **144**);
- w różnym stopniu zmetamorfizowane kambryjsko-dewońskie sekwencje wulkaniczno-osadowe preorogogenicznych, ekstensyjnych basenów sedimentacyjnych (wydz. **146 i 138–143 i 134**);
- elementy górnosylursko (?)-dolnodewońskiego kompleksu ofiolitowego (wydz. **152, 135, 128 i 127**);
- dewońskie i/lub dolnokarbońskie sekwencje osadowe aktywnych i pasywnych obrzeży kontynentalnych (wydz. **130, 129, 125, 122 i 114**);
- granitoidy karbońskie (wydz. **116**);
- klastyczne wypełnienia basenów śródgórnokarbońskich dewońskich i/lub wczesnokarbońskich (wydz. **120 i 115**) oraz osady górnokarbońskie molasy węglonośnej (wydz. **112**) porzeczniane intruzjami subwulkanicznymi (wydz. **110**) (Aleksandrowski i Mazur, 2002; Mazur i in., 2010).

Na przekroju geologicznym C–D utwory piętra waryscyjskiego Sudetów częściowo zgeneralizowano (wydz. **139**).

Utwory osadowo-wulkaniczne permu (wydz. **109 i 108**), triasu dolnego (wydz. **106**) i kredy górnej (wydz. **85**), częściowo przykrywające zdeformowane i w znacznej mierze utworzone ze skał krystalicznych podłoże waryscyjskie, reprezentują fragmenty pokrywy platformowej powaryscyjskiej. Zachowane są głównie w obrębie niecek śródsudeckiej i północnosudeckiej. Obie niecki utworzyły się w wyniku łagodnego zafałdowania skał permsko-mezoicznych na przełomie kredy i paleogenu (Głuszyński i Aleksandrowski, 2022), czemu towarzyszyły miejscami intensywne blokowe przemieszczenia na reaktywowanych uskokach waryscyjskich. W czasie tego epizodu tektonicznego doszło do powtórnego wypiętrzenia całego obszaru Sudetów, a zwłaszcza bloku przesudeckiego. Skutki tego wypiętrzenia zostały jednak znacznie złagodzone przez czynniki erozyjno-denuwacyjne podczas paleogenu i wczesnego miocenu, poprzedzające decydujące o dzisiejszej topografii Sudetów pionowe ruchy blokowe późnego kenozoiku, lokalnie osięgające amplitudę 1500 m.

2.5. GÓRNY ŚLĄSK

Ryszard Habryn

Ze względu na obecność złóż węgla kamiennego, złóż cynku i ołowiu (rejony: Bytomia, Chrzanowa, Olkusza i Zawiercia) oraz mineralizacji molibdenowo-wolframowo-miedziowej (m.in. rejon Myszkowa) region górnośląski był przedmiotem intensywnej prospekcji geologicznej. Prace geologiczne, obejmujące blisko 10 tysięcy otworów wiertniczych oraz roboty górnicze przeprowadzone w ramach poszukiwania, rozpoznania i eksploatacji kopalin użytecznych, pozwoliły na stosunkowo dobre rozpoznanie budowy geologicznej tej części Polski (Buła, 2011).

Rejon Górnego Śląska zobrazowany na mapie C (w planie strukturalnym podkenozoicznym) jest bardzo urozmaicony. Występują tu strefy wschodni utworów od prekambriu po kredę górną. Strop powierzchni podłoża kenozoiku charakteryzują znaczne deniwelacje sięgające 2,5 tys. m: od 504,0 m n.p.m. na Jurze Krakowsko-Częstochowskiej, zbudowanej z wapieni jurajskich, do -2000 m w okolicach Bielska-Białej (Buła i in., 2015), gdzie skały krystaliczne proterozoiczne występują bezpośrednio pod pokrywą osadów kenozoicznych – miocenu zapadliska przedkarpackiego i płaszczowin Karpat zewnętrznych.

Rejon górnośląski jest usytuowany w obrębie jednostki geologicznej (tektonicznej), którą nazwano blokiem górnośląskim (fig. 2.7). Blok ten stanowi część większej jednostki tektonicznej – Brunovistulicum, którą tworzy wraz z blokiem Brna położonym już na terytorium Czech. Jednostka tektoniczna Brunovistulicum rozciąga się od okolic Brna–Wrocławia na zachodzie po Opole na północy i Kraków na południowym wschodzie, a jej granice wyznaczają wielkoskalowe (ciągnące się na przestrzeni kilkuset kilometrów) strefy uskokowe głęboko zakorzenione w litosferze, przeważnie o charakterze przesuwczym lub nasuwczym. Północną i północno-wschodnią granicę Brunovistulicum stanowi strefa uskokowa Kraków–Lubliniec oddzielająca tę jednostkę od bloku małopolskiego, granicę zachodnią wyznaczają strefa uskokowa (nasunięciowa) morawsko-śląska i masyw czeski, a od południa – rozłam perypieniński i Karpaty wewnętrzne (Buła i Żaba, 2005; Buła i in., 2008) (fig. 2.7).

Jednostka tektoniczna Brunovistulicum, w której skład wchodzi blok górnośląski, charakteryzuje się piętrową budową. Jej fundament tworzą prekambryjskie (datowane na od 2,7 mld do 540 mln lat temu) skały krystaliczne: magmowe (granity, dioryty i gabra), metamorficzne (gnejsy, łupki krystaliczne i amfibolity) (wydz. 157) oraz anchimetamorficzne – słabo przeobrażone metamorficznie iłowce, mułowce, piaskowce i zlepieńce (wydz. 154).

Na fundamencie prekambryjskim zalega pokrywa paleozoiczna utworzona ze skał osadowych różnego wieku i typu (Buła, 2000; Buła i Habryn, red., 2008). Rozwój tej pokrywy odbywał się etapowo, w wyniku czego w jej profilu wyróżniane są dwa główne kompleksy strukturalne, z których starszy jest określany jako kaledoński, a młodszy – jako waryscyjski.

Kaledoński kompleks strukturalny Brunovistulicum jest reprezentowany przez: iłowce, mułowce, piaskowce, zlepieńce, rzadko wapienie należące do kambru (wydz. 145) oraz ordowiku. Utwory ordowiku znajdują się pod pokrywą paleozoiku górnego, nie są więc widoczne na mapie.

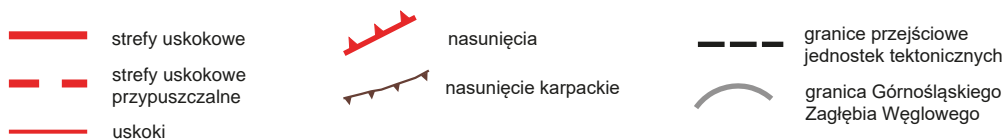
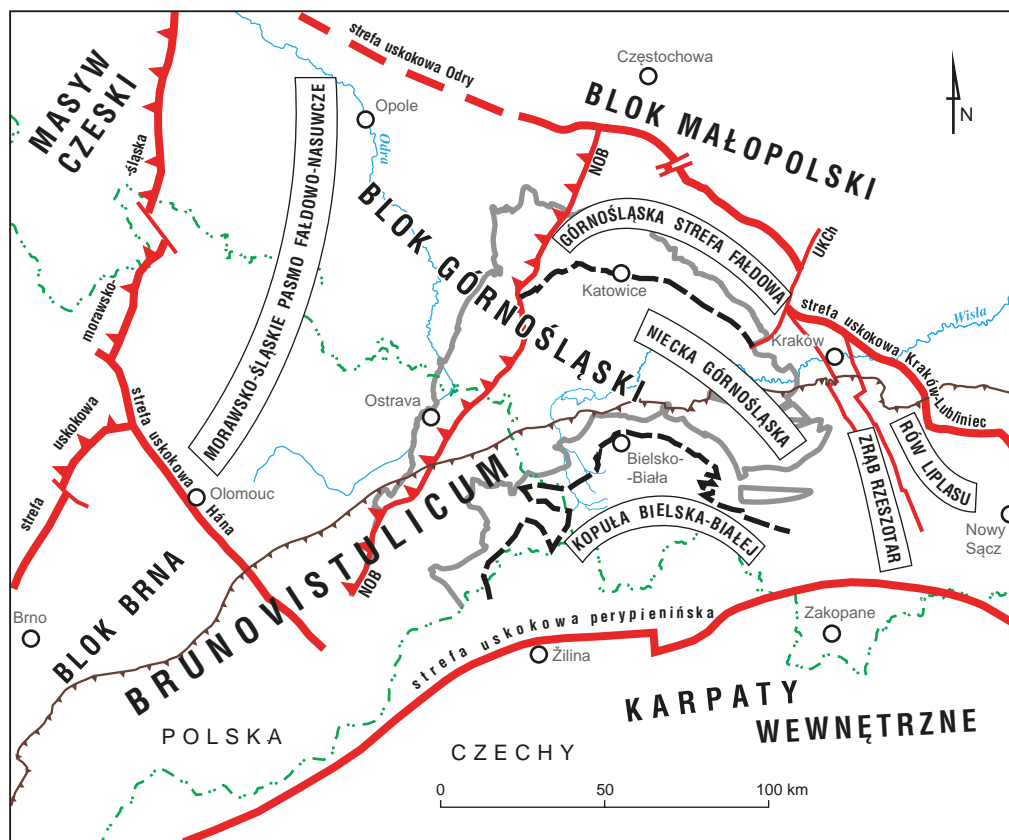


Fig. 2.7. Regionalizacja tektoniczna Brunovistulicum (wg: Buła i in., 2008)

NOB – nasunięcie Orłowej-Boguszowic, UKCh – uskoki Krzeszowice–Charsznica

Waryscyjski kompleks strukturalny obejmuje zalegające niezgodnie na utworach starszych skały o wieku od dewonu po karbon utworzone w obrębie śląsko-morawskiego basenu sedimentacyjnego. We wczesnym dewonie w zachodniej, głębszej części tego zbiornika morskiego osadziły się piaskowce, mułowce i iłowce, którym towarzyszyły skały magmowe; w części wschodniej powstawały osady charakterystyczne dla środowiska płytkomorskiego lub przybrzeżnego. W środkowym i późnym dewonie oraz we wczesnym karbonie (wydz. 119) w przybrzeżnych i szelfowych strefach zbiornika morskiego tworzyły się wapień, dolomity i margle

zawierające skamieniałości fauny morskiej. We wczesnym karbonie rozwinęła się też sedymentacja osadów o charakterze fliszowym, określanych również jako kulum (wydz. **113**). Są one reprezentowane przez powtarzające się rytmicznie pakiety skał piaskowcowo-iłowcowo-mułowcowych, zawierających skamieniałości fauny morskiej. Regresja morska na pograniczu wczesnego i późnego karbonu zapoczątkowała depozycję lądowych osadów węglonośnych (zawierających pokłady węgla), która rozwijała się do końca westfalu (późny karbon, wydz. **111**). Osady te tworzą jednostkę geologiczno-złożową określaną jako Górnośląskie Zagłębie Węglowe (Jureczka i in., 2005). Pokłady węgla, łupki węglowe, iłowce i mułowce reprezentujące profil osadów węglonośnych powstały w torfowiskach i bagnach, jeziorach, korytach rzek oraz na równiach zalewowych. Najmłodsze utwory karbońskie występujące na Brunovistulicum są reprezentowane przez piaskowce, zlepieńce i mułowce określane jako arkoza kwaczalska.

Na przełomie karbonu i permu na Brunovistulicum nasiliły się ruchy tektoniczne związane z końcowym etapem waryscyjskich procesów tektonicznych, manifestujące się fałdowaniami, nasunięciami i częściowym metamorfizmem w zachodniej części obszaru oraz tektoniką blokową w części wschodniej. Deformacjom tym często towarzyszył magmatyzm (porfiry, diabazy).

Po orogenezie waryscyjskiej obszar Brunovistulicum był poddawany intensywnym procesom erozyjnym, w których wyniku została usunięta znaczna część skał – głównie karbońskich i dewońskich – budujących jego górne partie. W permie lokalnie obszar ten został przykryty osadami klastycznymi zachowanymi w rowach o założeniach tektonicznych (wydz. **109**).

W mezozoiku zachodziła akumulacja osadów morskich (głównie wapienie) i lądowych (piaskowce i mułowce). Występujące tu skały mezozoiczne tworzą południowo-zachodnią część monokliny śląsko-krakowskiej i zostały omówione w rozdziale 2.2.

2.6. KARPATY WEWNĘTRZNE

Jacek Grabowski, Robert Kopciowski

Karpaty stanowią część orogenu alpejskiego w Europie. Dzieli się on na wiele niezależnych pasm fałdowych, np.: Góry Betyckie, Pireneje, Alpy, Apeniny, Karpaty czy Dynarydy. Są to często góry o strukturze płaszczowinowej. Karpaty są orogenem, który powstał w pobliżu krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej w wyniku zamknięcia fragmentów basenu Tetydy, częściowo o skorupie oceanicznej (Golonka i in., 2005). Przestrzeń do akumulacji osadów Karpat powstała w wyniku rozpadu krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej, zapoczątkowanego w permie i triasie (np. Csontos i Vörös, 2004; Plašienka, 2018).

Karpaty polskie są fragmentem łańcucha górskiego o długości ponad 1300 km, biegnącego od pogranicza Austrii i Słowacji aż po Rumunię. Obejmują one znaczną część Karpat Zachodnich i niewielki fragment Karpat Wschodnich. Tradycyjnie Karpaty Zachodnie dzieli się na starsze pasmo fałdowe, nazywane Karpatami wewnętrznymi, i młodsze, znane jako Karpaty zewnętrzne (fig. 2.8). Karpaty wewnętrzne w granicach Polski obejmują masyw Tatr oraz nieckę podhalańską wraz z jej mezozoicznym podłożem (fig. 2.8). Główna faza ruchów fałdowych i nasuwczych w Karpatach wewnętrznych nastąpiła w późnej kredzie. Karpaty zewnętrzne tworzą rozległy ciąg pasm Beskidów Zachodnich i Wschodnich, ostatecznie sfaldowanych

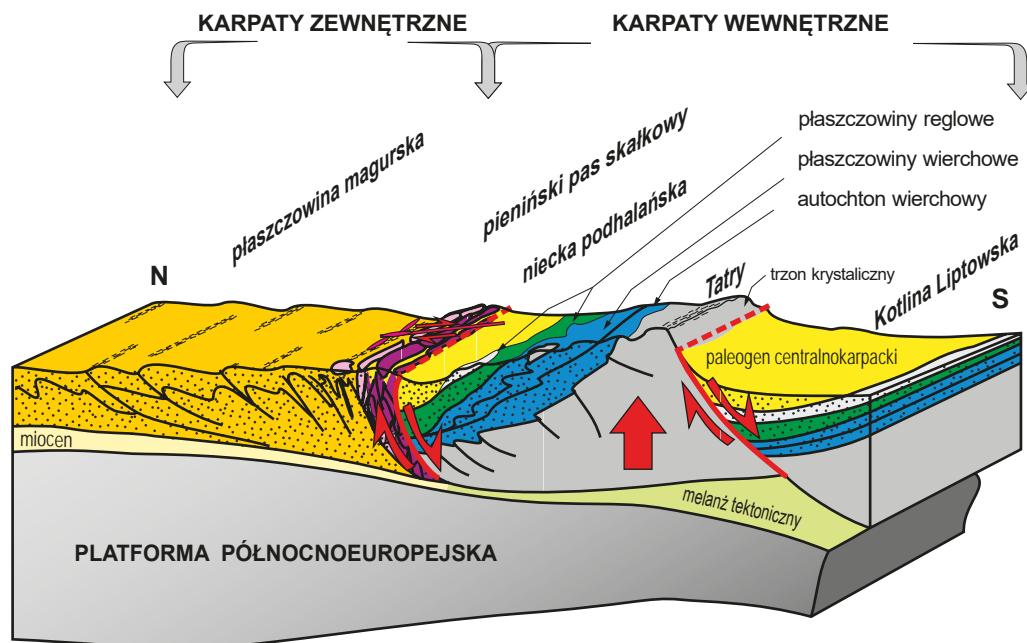


Fig. 2.8. Główne jednostki strukturalne Tatr i ich otoczenia (wg: Jurewicz, 2012)

i nasuniętych na przedpole we wczesnym neogenie. Na granicy Karpat wewnętrznych i zewnętrznych usytuowany jest pieniński pas skałkowy, będący strefą neogénskiego uskoku przesuwczego, zaznaczającą się od okolic Poiana Botizei w rumuńskich Karpatach po obrzeżenia zapadliska wiedeńskiego (Birkenmajer, 1986). Górotwór Karpat zewnętrznych jest nasunięty na mioceńskie utwory zapadliska przedkarpackiego (Oszczypko, 2006).

Tatry charakteryzują się złożoną budową geologiczną, będącą efektem ich długiego rozwoju. Ich południową część tworzy trzon krystaliczny (wydz. 116), powstały we wczesnym karbonie, zbudowany z granitoidów (na wschodzie, Tatry Wysokie, wiek 370–340 mln lat – zob. Gawęda i in., 2016) i skał metamorficznych (na zachodzie, polska część Tatr Zachodnich, wiek 390–340 mln lat – zob. Gawęda i in., 2017). Na północ od trzonu krystalicznego leżą autochtoniczne i nasunięte mezozoiczne skały osadowe serii wierchowych (Tatrikum) i regłowych (Fatrikum, Hronicum) o wieku od wczesnego triasu po późną kredę. Są to różnorodne wapienie, dolomity, margle, kwarcyty i łupki (Lefeld i in., 1985; Jach i in., 2014). Wśród utworów triasu (wydz. 107) przeważają osady klastyczne i węglany płytkowodne. W jurze i kredzie (wydz. 103 i 96) rozwijały się facje pełnomorskie, przy czym na przełomie triasu i jury oraz w kredzie górnej w profilu obserwuje się wzrost zawartości osadów klastycznych.

Nazwy stref tektoniczno-facjalnych (Tatricum, Fatricum i Hronicum) zostały nadane na Słowacji (Plašienka, 2018 i cytowania tamże). Strefa paleogeograficzna Tatrikum jest reprezentowana przez sukcesje wierchowe (autochtoniczne i nasunięte). Seria wierchowa charakteryzuje się płytszymi facjami, dużym zróżnicowaniem facjalnym i licznymi przerwami sedymenta-

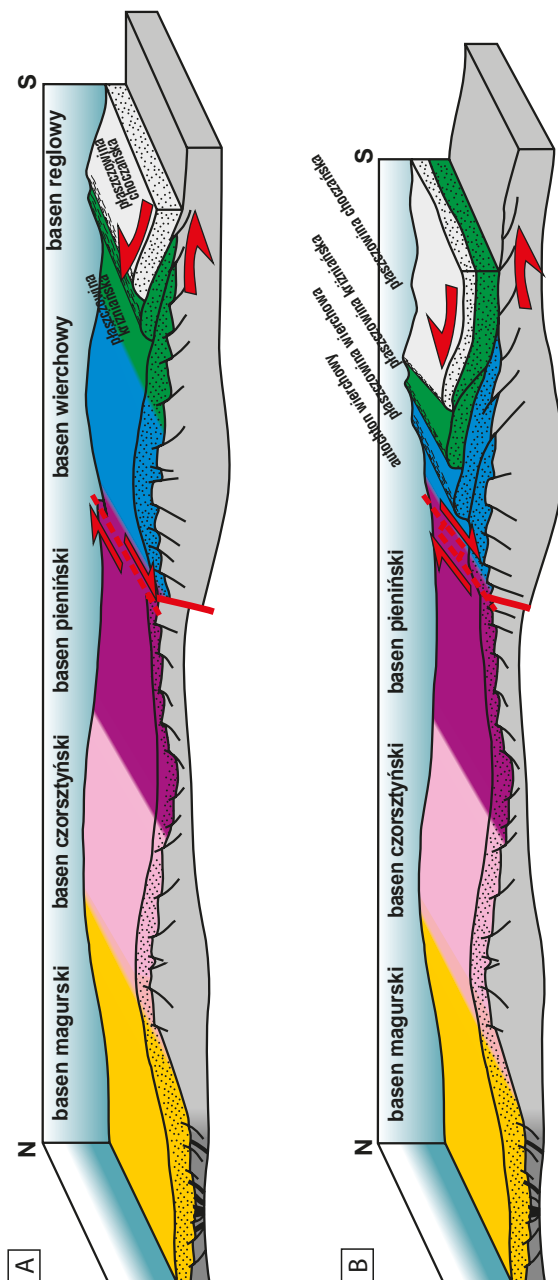


Fig. 2.9. Rozwój budowy płaszczowinowej Tatr i Pienin w późnej kredzie (wg: Jurewicz, 2005, 2012)

A – alb, B – turon

cyjnymi. Na południe od niej była położona strefa Fatrikum, skąd wywodzą się jednostki płaszczowiny reglowej dolnej – kriżniańskiej. Sukcesja reglowa dolna cechuje się głębszymi facjami i pełnymi profilami, szczególnie w przypadku jury i kredy. Jeszcze dalej na południu, w strefie Hronikum, tworzyły się osady wyższej serii reglowej – choczańskiej. Na obszarze polskich Tatr obejmują one tylko węglanowe skały triasu środkowego i górnego oraz niewielkie fragmenty skał jury dolnej.

Fałdy i płaszczowiny wierchowe oraz reglowe powstały w późnej kredzie (Plašienka, 2018; fig. 2.9). Płaszczowiny wierchowe uległy stosunkowo niewielkim przemieszczeniom i nasunęły się na osadową pokrywę trzonu krystalicznego (Kotański, 1961). Płaszczowiny reglowe przebyły dalszą drogę z południa i występują obecnie na północnych stokach Tatr (Bac-Moszaszwili, 1998; Lefeld, 1999) oraz w podłożu niecki podhalańskiej (Sokołowski, 1973; Wieczorek i Barbacki, 1997).

Pieniński pas skałkowy (PPS) leży pomiędzy głównymi jednostkami strukturalnymi Karpat – Karpatami zewnętrznymi i wewnętrznymi (fig. 2.8). Tworzy on wąską na 3,5 km (wyjątkowo do 20 km) strefę graniczną, ciągnącą się łukiem o długości około 550 km od okolic Wiednia aż po Rumunię. Utwory geologiczne pienińskiego pasa skałkowego składają się z tzw. sukcesji skałkowych, o wieku jura dolna–kreda górna, oraz z ich górnokredowo-paleogeńskiej osłony, nasuniętych elementów płaszczowiny magurskiej Karpat zewnętrznych (Jurewicz, 2005). Sukcesje skałkowe to głównie utwory węglanowe typu wapieni, margli oraz skały krzemionkowe i łupki, a także osady klastyczne o genezie turbidytowej i zlepience reprezentujące kredę górną. Na mapie schematycznie zaznaczono wystąpienia utworów jurajskich (wydz. 103) i kredowych (wydz. 96). Ze względu na skomplikowaną budowę tektoniczną tego rejonu jest to obraz bardzo uproszczony. Na zachód od rzeki Białki nie da się w skali mapy przedstawić osobno wydzieleni jury i kredy, dlatego zastosowano jedno wydzielenie (wydz. 98), obejmujące intensywnie przełańdowane utwory obu tych systemów. Dla jury–kredy w obrębie basenu karpackiego tego rejonu można wyróżnić strefy basenów, rozdzielonych obszarami wypiętrzonymi (Birkenmajer, 1986; fig. 2.9). Jedna z tych stref stanowiła zagłębienie, w którym osadzały się utwory serii pienińsko-braniskiej. Od północy basen był ograniczony strefą wyniesioną, na której gromadziły się utwory serii czorsztyńskiej, a od południa znajdowała się podobna strefa, gdzie osadzały się utwory serii haligowieckiej i tzw. serii egzotykowej. Utwory tych serii są głównym trzonem pasa skałkowego. Deformacje tektoniczne w obrębie jednostek skałkowych zachodziły w najwyższej kredzie oraz na przełomie kredy i paleocenu (tzw. faza laramijska). Powstały wtedy nasunięcia jednostek pienińsko-braniskiej i haligowieckiej na jednostkę czorsztyńską, oraz dalsze nasunięcia jednostek skałkowych na przedpole orogenu. Ruchom płaszczowinowym towarzyszyła najprawdopodobniej resedymentacja olistolitów i brekcji w basenach synorogenicznych ograniczających pas skałkowy od południa i północy (Jankowski, 2015; Plašienka i Soták, 2015; Jankowski i in., 2019).

3. MAPA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU (MAPA B)

Mapa B powstała w wyniku połączenia pakietów warstw stratygraficznych – na warstwę obejmującą podłoże kenozoiku nałożono warstwę paleogenu i neogenu z Karpatami. W rozdziale trzecim scharakteryzowano powierzchnię podłoża czwartorzędu, przy czym opisy dotyczące wydzieleni podłoża kenozoiku, które odsłaniają się na opisywanej powierzchni (na fig. 3.1. zaznaczone na szaro), omówiono w rozdziale 2.

3.1. REGIONALIZACJA

Jacek Grabowski

Podział regionalny na mapie B (podłoża czwartorzędu) wynika z uwarunkowań paleogeograficzno-facjalnych i geotektonicznych występowania utworów paleogenu i neogenu w Polsce (Peryt i Piwocki, 2004). Wyróżnia się tu trzy regiony: Niż Polski (I), zapadlisko przedkarpackie (II) oraz Karpaty (III) (fig. 3.1).

Paleogen i neogen w Karpatach występuje na kilku obszarach: w Karpatach zewnętrznych, niecce podhalańskiej, zapadlisku orawsko-nowotarskim oraz basenie nowosądeckim. Ze względu na to, że skały osadowe najwyższej jury, kredy oraz paleogenu i neogenu dolnego tworzą w Karpatach zewnętrznych jeden system fałdowo-nasuwczy, na mapie B przedstawiono także rozmieszczenie skał mezozoicznych w tym górotworze.

Granicę Karpat zewnętrznych z zapadliskiem przedkarpackim poprowadzono na zewnątrz od strefy nasunięć skał mioceńskich (często sfałdowanych ze starszymi utworami) na miocen autochtoniczny. Pozostałe granice zapadliska opierają się o strefy występowania skał mezozoicznych lub paleozoicznych starszego podłoża. Wyjątkiem jest północno-zachodnia granica z basenem Niżu Polskiego. Granicę tę postawiono arbitralnie, mniej więcej wzdłuż linii Prudnik–Krapkowice (zob. Peryt i Piwocki, 2004), choć w rzeczywistości mioceńskie osady zapadliska kontynuują się w kierunku Śląska Opolskiego (ku NW). Obecny zasięg utworów paleogenu i neogenu Niżu Polskiego jest ograniczony występowaniem skał starszego podłoża na obszarze Sudetów i bloku dolnośląskiego na południowym zachodzie, basenu polskiego permsko-mezozoicznego na północy i południu oraz paleozoicznego basenu bałtyckiego w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego.

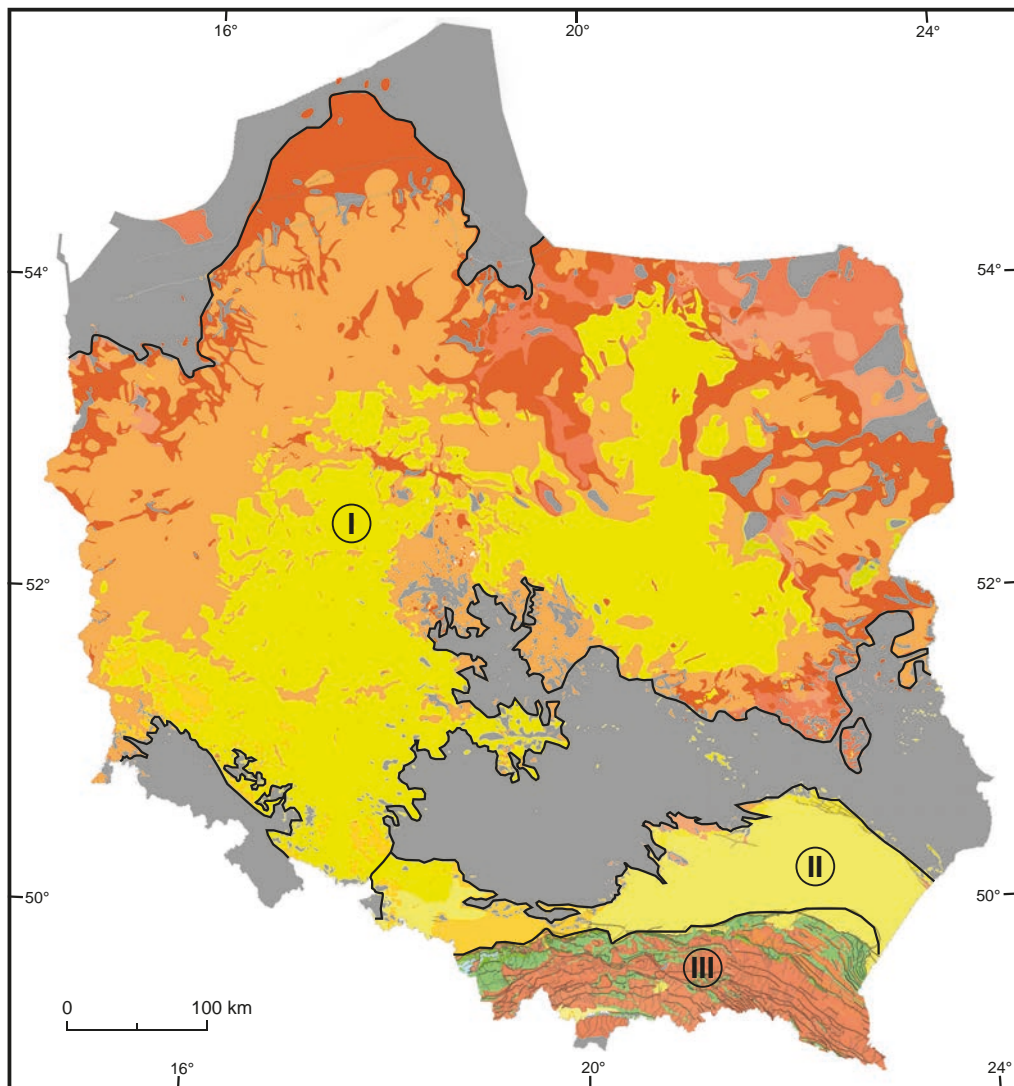


Fig. 3.1. Regionalizacja mapy B

I – Niż Polski, II – zapadlisko przedkarpackie, III – Karpaty

3.2. PALEOGEN I NEOGEN POLSKI POZAKARPACKIEJ

Jacek R. Kasiński, Barbara Słodkowska

Polska pozakarpaska w paleogenie i neogenie należała do epiplatformowej części północno-zachodniego europejskiego basenu sedymentacyjnego. Jest to przede wszystkim obszar zerodowany i speneplenizowany. W paleogenie na ten teren kilkakrotnie wkraczały wielkoobszarowe

transgresje morskie. We wczesnym i środkowym paleocenie, środkowym i późnym eocenie aż do wczesnego oligocenu obszar Niżu Polskiego pokrywało niezbyt głębokie morze, natomiast w późnym paleocenie i we wczesnym eocenie oraz w późnym oligocenie obszar ten był lądem. W neogenie warunki sedymentacji zmieniły się na lądowe, a obszar Niżu Polskiego zdominowała działalność rzek o niewielkiej energii (rzeki meandrujące i anastomozujące). W takich warunkach nastąpił gwałtowny rozwój torfotwórczych zbiorowisk roślinnych, z których utworzyły się miąższe pokłady węgla brunatnego. Niewielkie ingresje morskie, pozostające w związku z basenem Morza Północnego, pojawiały się także w miocenie w zachodniej części tego obszaru (Dolny Śląsk).

W **paleogenie** obszar Niżu Polskiego był w zasadzie płaski i speneplenizowany. W paleocenie, w centralnej części rejonu w wyniku inwersji morfologicznej wypiętrzał się jeszcze obszar bruzdy śródpolskiej wraz z rozległymi obszarami przyległymi ciągnącymi się na południowy zachód od strefy Teisseyre'a-Tonquista aż po blok przedsudecki. Doprowadziło to ostatecznie do powstania pozytywnej formy wału śródpolskiego o orientacji NW–SE, dzielącego basen sedymentacyjny na dwie prawie niezależne części. Wał ten wraz z całym przyległym obszarem Niżu Polskiego uległ w późniejszym paleocenie silnej erozji i peneplenizacji, jednak jego ślady pozostały widoczne także w eocenie. Na obszarze speneplenizowanym rozwinęły się (szczególnie na podłożu skał magmowych na bloku przedsudeckim) grube pokrywy zwietrzelinowe bogate w kaolin (wydz. 78), w których są widoczne relikty skał macierzystych (Wojewoda i in., 1995). Lokalnie rozwinęły się też pokrywy zwietrzelinowe w centralnej Polsce (wydz. 81), związane z procesami wietrzenia chemicznego w klimacie gorącym. Na pozostałym obszarze w paleocenie trwała sedymentacja morska (wydz. 80) (Jaskowiak-Schoeneichowa i Krassowska, 1988).

W czasie transgresji środkowoeoceńskiej na obszar speneplenizowany od zachodu wkroczyło morze, sięgając daleko ku wschodowi. W centrum basenu pozostałości wału śródpolskiego zaznaczały się jeszcze w formie płycizn i łańcucha wysp, rozdzielających basen zachodni związany z basenem Pramorza Północnego od basenu Europy Wschodniej (Pożaryska i Odrzywolska-Bieńkowska, 1977). Wzdłuż wybrzeży wschodnich basenu sedymentacyjnego rozwinęły się osady asocjacji bursztynonośnej (wydz. 76). Po regresji z końcem eocenu nastąpiła kolejna transgresja we wczesnym oligocenie (Piwocki i Kasiński, 1995). Transgresywne osady oligoceńskie (wydz. 75) spoczywają częściowo przekraczając na morskich osadach eocenu i sięgają aż do centralnej części obniżenia Morza Bałtyckiego (Kramarska, 2006, 2010; wydz. 75). Na północnym zachodzie występują oligoceńskie osady głębszego morza wykształcone jako „iły septariowe”. We wschodniej części, w strefie marginalnej basenu, wśród osadów morskich pojawiają się wkładki osadów brakicznych i kontynentalnych, zawierających m.in. węgiel brunatny (wydz. 75). Pod koniec wczesnego oligocenu morze ustąpiło i w późnym oligocenie ponownie trwała erozja wcześniej złożonych osadów.

W **neogenie** charakter sedymentacji uległ diametralnej zmianie; w jego profilu dominują osady lądowe, rozwijające się w wyniku działalności rzek głównie na rozległych, płaskich równinach zalewowych. Wśród osadów piaszczysto-ilastych utworzyły się liczne pokłady węgla brunatnego (wydz. 69). Wraz z postępującym ochłodzeniem i osuszeniem klimatu sedymentacja węglotwórcza zanikła, natomiast powstały miąższe serie osadów ilasto-mułkowych, zna-

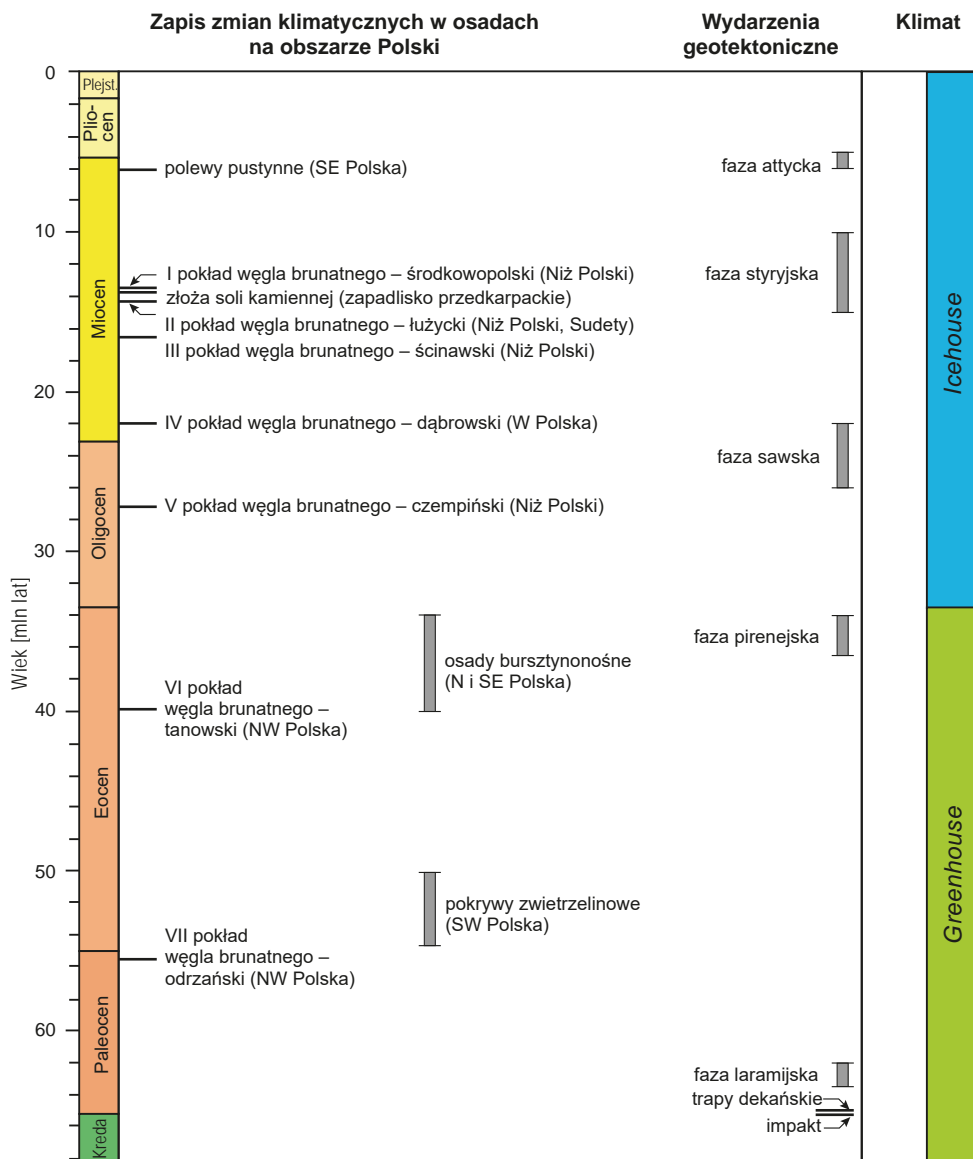


Fig. 3.2. Zapis zmian klimatycznych i geotektonicznych w osadach paleogenu i neogenu

nych jako „iły poznańskie”. Pod koniec neogenu dominowała sedymentacja osadów piaszczystych będąca wynikiem intensywnej działalności rzecznej (wydz. 63). Na Dolnym Śląsku występują piaszczysto-żwirowe utwory rzeczne formacji z Gozdniczy (Piwocki, 2004; wydz. 62).

Na obszarze południowego Mazowsza w tym czasie tworzyły się osady ilaste i mułkowe, a lokalnie także jeziorne (wydz. 61). Tego typu sedymentacja trwała nieprzerwanie aż do pojawienia się pierwszych łądolołów plejstoceńskich.

W eocenie na obszarze bloku przedsudeckiego rozpoczęła się działalność wulkaniczna (Birkenmajer i Pécskay, 2002; Birkenmajer i in., 2002a, b), której apogeum przypadło na oligocen i wczesny miocen. W wyniku kilku faz tej aktywności (nie mniej niż czterech – Badura i in., 2005; Kasiński i in., 2015) powstały na tym obszarze liczne skały wulkaniczne (wydz. 73), głównie o charakterze zasadowym (bazalty). Zarówno na bloku przedsudeckim, jak i na jego przedpolu stwierdzono także liczne tufy wulkaniczne. Skały wulkaniczne bądź ich tufy występują w podłożu i w profilach licznych złóż węgla brunatnego (Turów, Bełchatów) jako wulkanity śródformacyjne (Kasiński, 2004). Aktywność tektoniczna, choć o malejącym zakresie, zachodziła na tym obszarze aż do końca neogenu.

Ostatnia faza naprężeń kompresyjnych związanych z nasunięciem karpackim zaznaczyła się na dalekim przedpolu górotworu w postaci końcowych etapów wypiętrzania się miększych osadów permo-mezozoiku wypełniających bruzdę śródpolską, na której obszarze w wyniku inwersji morfologicznej kończył formować się wał śródpolski. Paleocen jest zatem ostatnim okresem powstawania na Niżu Polskim tektonicznych struktur kompresyjnych.

Ustanie karpackich ruchów orogenicznych doprowadziło do gruntownej przebudowy układu naprężeń na obszarze Niżu Polskiego na dalekim przedpolu orogenu karpackiego. W wyniku odprężenia tektonicznego powstały tam systemy rowów tektonicznych. Te struktury były często aktywne aż do końca neogenu, a nawet w czwartorzędzie. W wyniku powolnej subsydencji dna tych struktur w całym tym okresie była w nich możliwa aktywna, równomierna sedymentacja grubych formacji osadowych, wśród których często występują grube pokłady węgla brunatnego (Turów, Bełchatów).

Paleogen i neogen obfitowały w wydarzenia klimatyczne istotnie wpływające na tworzące się w tym czasie osady, często o charakterze złożowym. Był to czas przejścia od warunków cieplarnianych bez zlodowaceń (ang. *Greenhouse*) do takich, w których pojawiły się zlodowacenia (ang. *Icehouse*). Zmiany klimatyczne były stymulowane przez wydarzenia geotektoniczne o randze globalnej (m.in. orogenezy, dryft kontynentów, trzęsienia ziemi i wulkanizm), które doprowadziły do przebudowy tektonicznej i zmian paleogeograficznych (fig. 3.2) (Słodkowska i Kasiński, 2016a). Klimat subtropikalny panujący w paleogenie przyczynił się do utworzenia się pokryw zwietrzelinowych na obszarze Dolnego Śląska (Kasiński, 2000; wydz. 78), pokładów węgla brunatnego w Polsce północno-zachodniej (wydz. 75) oraz miał wpływ na wzmożone żywicowanie bursztynodajnych lasów i powstania nagromadzeń bursztynu o charakterze złożowym (wydz. 76) (Słodkowska i Kasiński, 2016a, b). Na Niżu Polskim w neogenie panowały warunki klimatyczne dogodne do rozwoju rozległych bagnisk i torfowisk, z których utworzył się węgiel brunatny o znaczeniu przemysłowym (wydz. 69). Takie warunki powtarzały się kilkakrotnie w miocenie. W zapadlisku przedkarpackim na skutek wzmożonej ewaporacji w wysychającym morzu miocenijskim utworzyły się złoża soli kamiennej i gipsu (wydz. 66, zob. rozdz. 3.3).

3.3. NEOGEN ZAPADLIKA PRZEDKARPACKIEGO

Marek Jasionowski

Zapadlisko przedkarpackie jest typowym basenem przedgórskim powstałym w miocenie na przedpolu nasuwających się ku północy i wypiętrzających się Karpat. Zapadlisko stanowi najbardziej północną część systemu łączących się ze sobą basenów przed- i śródgórskich znanych jako Paratetyda, rozciągających się od Azji Środkowej na wschodzie aż do Francji (przedpole Alp) na zachodzie. Powstanie tych basenów w paleogenie i neogenie było związane z orogenezą alpejską (wypiętrzenie takich łańcuchów górskich jak Alpy, Karpaty i Kaukaz).

Północną granicę zapadliska przedkarpackiego wyznacza zasięg osadów morskich miocenu w rejonie Śląska, Krakowa, południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Roztocza. W większości jest to zasięg o charakterze erozyjnym – położone najdalej na północ pojedyncze izolowane płyty tych osadów występują w rejonie Lublina i Chełma na Wyżynie Lubelskiej. Południowa granica zapadliska znajduje się pod nasunięciem Karpat zewnętrznych i jest trudna do precyzyjnego wyznaczenia; lokalnie sięga prawdopodobnie do pienińskiego pasa skałkowego.

Zapadlisko przedkarpackie jest wypełnione środkowioceńskimi osadami morskimi (baden) i niepełnomorskimi (sarmat) o miąższości od kilkudziesięciu metrów w części północnej (brzeżnej), do około 3500 m w części południowo-wschodniej.

Środkową część trójdzielnej sukcesji osadowej stanowi poziom ewaporatowy (wydz. **66**) o miąższości zwykle do kilkudziesięciu metrów, utworzony przez gipsy, anhydryty, sole kamienne i podrzędnie wapienie, w tym wapienie siarkonośne (formacje z Krzyżanowic oraz z Wieliczki; fig. 3.3). Jego powstanie jest związane z odcięciem basenu zapadliska od otwartego morza i parowaniem w warunkach klimatu suchego i ciepłego w środkowym badenie.

Osady basenowe pod- i nadewaporatowe (odpowiednio wydz. **67** i **64**) są wykształcone prawie wyłącznie w facjach silikoklastycznych (iłowce, mułowce i piaskowce). Warstwy podewaporatowe (wydz. **67**) osiągają największą miąższość w zachodniej (śląskiej) części zapadliska oraz w rejonie między Krakowem a Tarnowem (do kilkuset metrów). Należą do formacji ze Skawiny (baden dolny; fig. 3.3), wykształconej jako morskie iły wapniste zawierające zróżnicowaną mikrofaunę planktoniczną oraz jako osady ilasto-piaszczyste (w części południowej) z uboższą mikrofauną bentoniczną i redeponowanym materiałem z niszczenia Karpat fliszowych. W spągu formacji ze Skawiny na Górnym Śląsku bezpośrednio na starszym podłożu występują zróżnicowane litologicznie osady słodkowodne formacji z Kłodnicy (iły, mułki, piaski, margle, wapienie zawierające słodkowodną faunę i florę, a niekiedy cienkie wkładki węgla brunatnego). Na większości wschodniej części zapadliska pod ewaporatami leżą niewielkiej miąższości zróżnicowane litologicznie płytkowodne osady morskie (wapienie, margle, piaski i iły; wydz. **68**). Odślaniają się one głównie wzdłuż południowych obrzeży Gór Świętokrzyskich oraz w pasie na południowy zachód od tego obszaru (w kierunku Krakowa), lokalnie także na Górnym Śląsku (formacja z Pińczowa – wydz. **68**). W rejonie ujścia Sanu do Wisły (okolice Sandomierza) pod formacją z Pińczowa (lub obocznie) występują piaszczysto-mułkowo-ilaste osady z wkładkami węgla brunatnego zaliczane do formacji z Trzydnika (wydz. **69**; fig. 3.3).

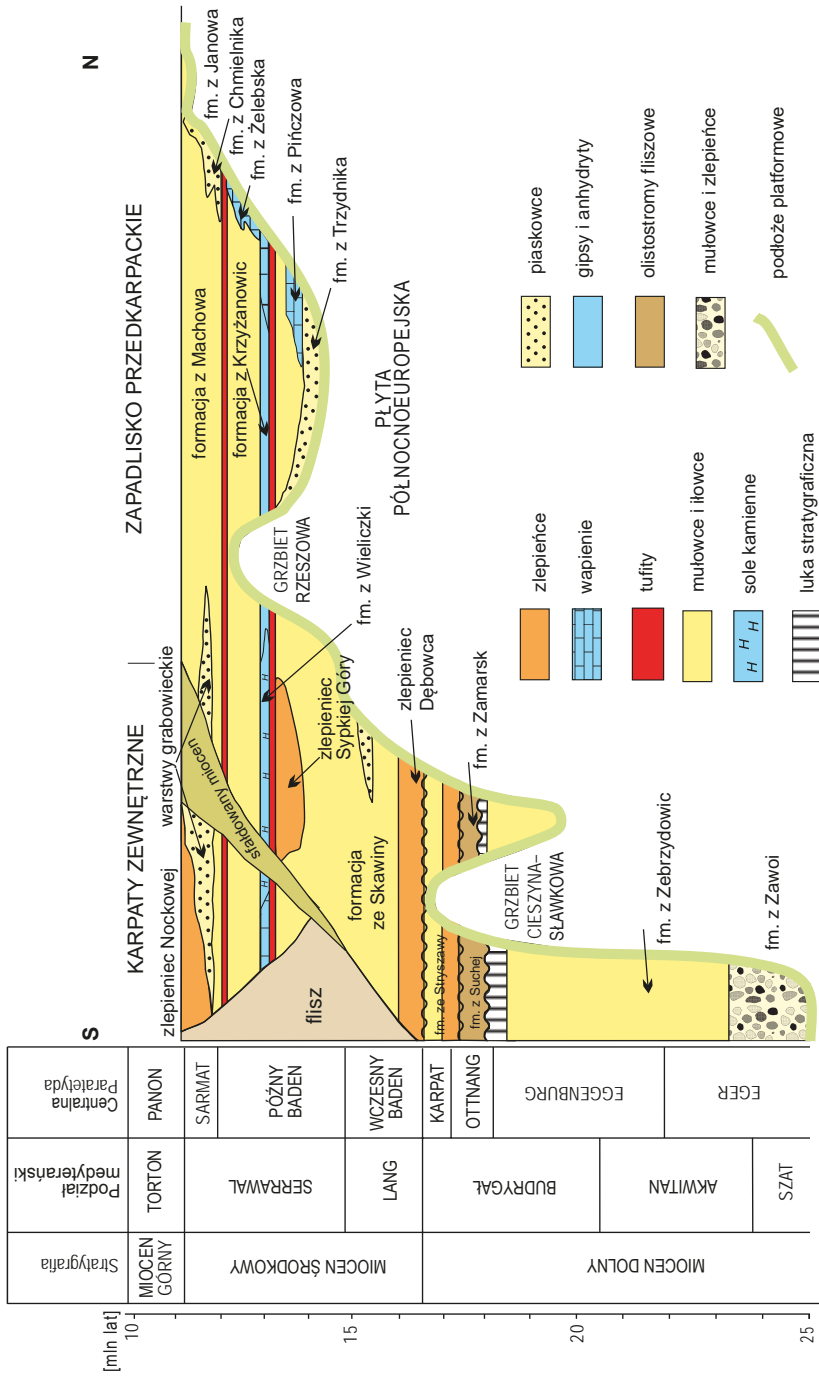


Fig. 3.3. Schemat litostratygraficzny osadów mioceniśkich zapadliśka przedkarpacciego (wg: Oszczytko, 2006, zmienne)

Główną część wypełnienia basenu wschodniej części zapadliska przedkarpackiego stanowią osady nadewaporatowe wykształcone jako ily z przewarstwieniami mułków i piasków (formacja z Machowa – wydz. 64, baden górny–sarmat; fig. 3.3). W śląskiej części zapadliska mają one wyraźnie mniejszy zasięg niż utwory podewaporatowe. W dolnej części profilu (baden górny) są to osady powstałe w środowisku morskim o normalnym zasoleniu, w górnej części – osady powstałe w basenie o zasoleniu niepełnomorskim (sarmat – tzw. ily krakowickie). Na Śląsku, w północno-zachodniej części zapadliska, utwory formacji z Machowa są przykryte przez słodkowodne osady ilaste i piaszczyste formacji kędzierzyńskiej (wydz. 63), których geneza jest związana z utworami lądowymi Nizy Polskiego (tzw. ily serii poznańskiej – wydz. 63; zob. rozdz. 3.2).

Nadewaporatowe płytkowodne osady brzeżne odsłaniają się głównie na Roztoczu (wydz. 65). Osiągają one zwykle miąższość kilkudziesięciu metrów i obejmują ily, piaski kwarcowe i przede wszystkim zróżnicowane skały węglanowe – głównie wapienie organodetrytyczne i rafowe, budowane przez wapienne glony z grupy krasnorostów (baden górny – formacja z Żelebska) oraz rafy serpulowo-mikrobialitowe (sarmat – formacja z Chmielnika) (wydz. 65; fig. 3.3). Do formacji z Chmielnika należą również sarmackie wapienie detrytyczne i piaski kwarcowe wstępujące na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (tzw. sarmat detrytyczny). Na Wyżynie Lubelskiej, na północ od ciągłego zasięgu osadów miocénskich na Roztoczu w formie pojedynczych izolowanych płatów występują sarmackie utwory piaszczyste należące do formacji z Janowa (wydz. 65, fig. 3.3).

3.4. KARPATY

Jacek Grabowski, Robert Kopciowski

Mapa B obejmuje Karpaty zewnętrzne i wewnętrzne, rozdzielone linią pienińskiego pasa skałkowego (fig. 3.4).

Karpaty zewnętrzne są zbudowane z osadów deponowanych od jury górnej do miocenu. Są to głównie utwory klastyczne: zlepieńce, piaskowce oraz mułowce, będące efektem działalności prądów zawieszinowych (turbidyty). W Karpatach zewnętrznych występują również osady sedymentacji pelagicznej, typu wapieni, margli, rogowców oraz ilowców, a także nieliczne skały magmowe.

Karpaty wewnętrzne obejmują kilka jednostek tektoniczno-facjalnych, odkłutych od pierwotnego miejsca depozycji. Jednostki te są zwane również płaszczowinami (Książkiewicz, 1977). Wyróżnia się następujące jednostki (od południa): magurską (utwory o wieku późna kreda–miocen), przedmagurską i dukielską (późna kreda–oligocen), śląską (późna jura–miocen), podśląską (wczesna kreda–miocen) oraz skolską i borysławsko-pokucką (wczesna kreda–miocen), a także jednostki stebnicką i zgłobicką uformowane ze sfałdowanych i odkłutych utworów południowej części zapadliska przedkarpackiego (fig. 3.4).

Rozwój basenów Karpat zewnętrznych rozpoczęły procesy ekstensji i tworzenia przestrzeni do późniejszej sedymentacji, które zachodziły od późnej jury po wczesną kredę (np. warstwy cieszyńskie, wydz. 99 i 95) (zob. Żytko, 1999; Golonka i in., 2005; Oszczypko, 2006; Poprawa i Malata, 2006; Waśkowska-Oliwa i in., 2008). Etap ten był związany z alkalicznymi intruzjami

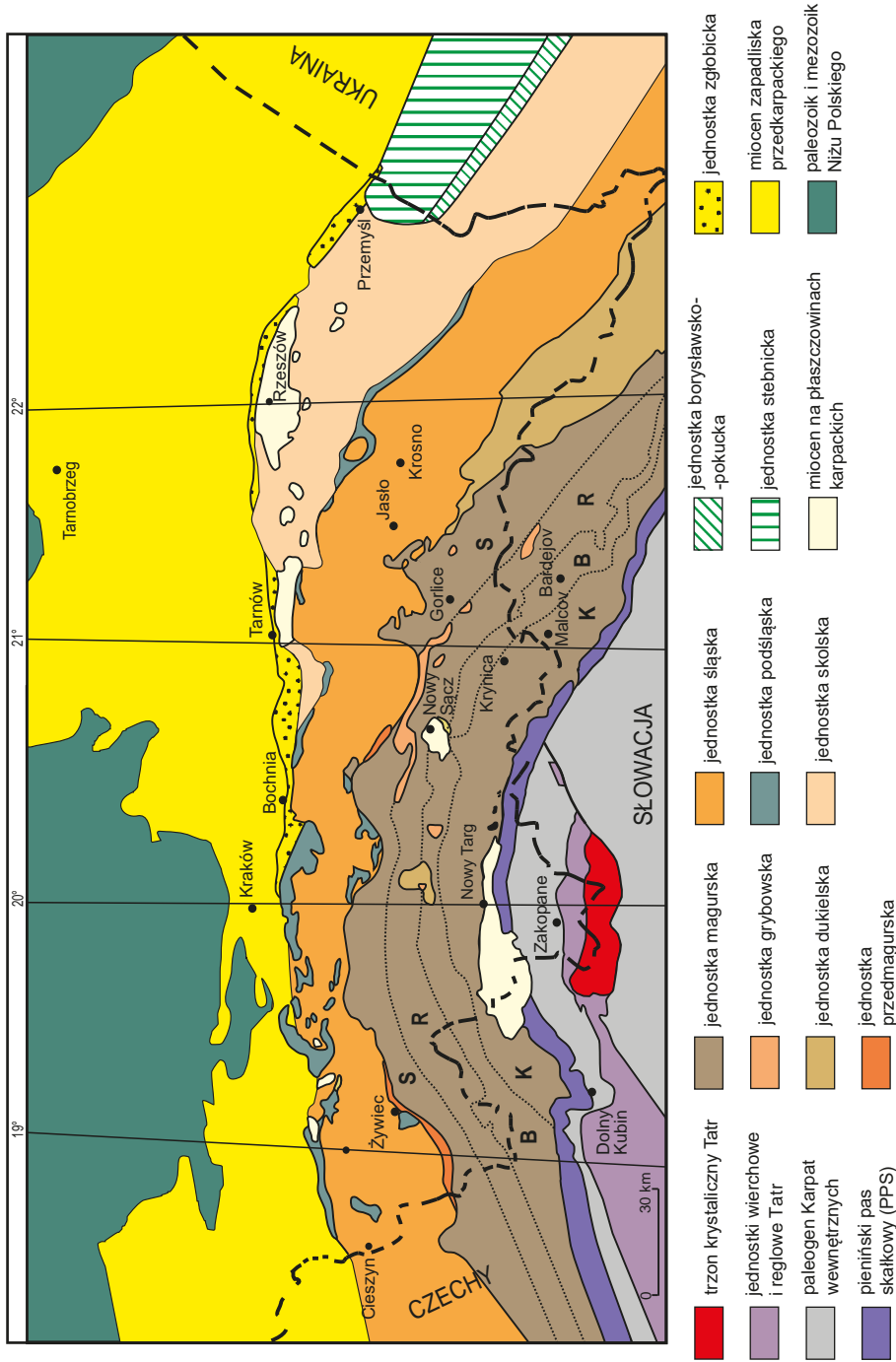


Fig. 3.4. Szkic tektoniczny polskiej części Karpat i zapadliska przedkarpackiego (wg: Oszczytko, 2006, zmienione)

Podjednostki magurskie: S – Siar, R – raczańska, B – bystrzycka, K – krynicka

skał cieszynitowych (np. Brunarska i Anczkiewicz, 2019). Postryftowa faza subsydencji termicznej na przełomie wczesnej i późnej kredy wiązała się ze spadkiem tempa sedymentacji i pogłębieniem zbiornika (fig. 3.5).

Zmiana reżimu z ekstensyjnego na kompresyjny zachodziła w Karpatach zewnętrznych od późnej kredy do miocenu, z przerwą i etapem wzmożonej subsydencji na przełomie paleocenu i eocenu. Istotny wpływ na sedymentację w basenach Karpat zewnętrznych miały grzbiety oddzielające poszczególne jednostki i pełniące rolę obszarów alimentacyjnych o charakterze półrowów. W czasie etapu kompresji przeważała: sedymentacja piaskowców budujących obecnie najwyższe szczyty Beskidu Śląskiego (wydz. **91**; np. warstwy godulskie; kreda górna), Gorców i Beskidu Żywieckiego (wydz. **77** i **74**; np. piaskowce magurskie; eocen–oligocen) oraz Bieszczadów (wydz. **70** i **74**; warstwy krośnieńskie; oligocen–miocen). Nastąpiła także reaktywacja struktur tektonicznych z utworzonych na etapie formowania się głównych elementów tektonicznych, oraz głęboko zakorzenionych stref nasunięć pozasekwencyjnych, co doprowadziło do utworzenia się uskoków przesuwczych. Okresy spokoju tektonicznego zaznaczały się przewagą sedymentacji utworów drobnoziarnistych (wydz. **77** i **74**; np. margle globigerynowe, łupki menilitowe; najwyższy eocen–oligocen).

Deformacje basenu magurskiego rozpoczęły się już w późnym eocenie. Ostateczne sfałdowanie i nasunięcie Karpat na przedpole (fig. 3.6) nastąpiło we wczesnym neogenie (Oszczypko, 2006; Kovač i in., 2018), a wypiętrzenie i stygnięcie orogenu zachodziło nieco wcześniej w jego zachodniej części (wczesny miocen) niż we wschodniej (najwyższy miocen – zob. Zattin i in., 2011). Ostatnim etapem rozwoju orogenu karpackiego był kolaps grawitacyjny (Jankowski, 2015). W niektórych profilach, w wielu miejscach w Karpatach zewnętrznych spotyka się twory o charakterze melanży (wydz. **71**). Można tutaj wyróżnić osady chaotyczne, powstałe w procesie rozciągania, kompresji oraz procesów przesuwczych. Do takich stref zaliczono m.in. tzw. półwyspy Łużnej oraz Harklowej (między Gorlicami a Jasłem), zaliczane kiedyś do jednostki magurskiej, skałki andrychowskie (brzeżna strefa jednostki śląskiej) oraz wiele utworów znajdujących się u czoła głównego nasunięcia Karpat zewnętrznych.

Wiele rekonstrukcji paleogeograficznych przyjmuje, że sukcesje osadowe Karpat zewnętrznych osadzały się częściowo na podłożu oceanicznym, które uległo subdukcji ku południowi, pod nasuwającą się płytą ALCAPY (np. Birkenmajer, 1986; Kovač i in., 2018). Geometrię podkarpackiej strefy subdukcji wyznaczono na podstawie głębokich badań geofizycznych, jednak nie została ona jednoznacznie potwierdzona (np. Grad i in., 2006).

W obrębie płaszczowiny magurskiej występują dwie depresje tektoniczne: Kotlina Sądecka i Kotlina Orawsko-Nowotarska, wypełnione klastycznymi osadami neogenu (wydz. **67**, **64** i **61**) (zob. Oszczypko, 1973; Watycha, 1976). Różnice w stylu budowy geologicznej między zachodnią a wschodnią częścią Karpat zewnętrznych są związane m.in. z głębokością zalegania podłoża Karpat. Na wschodzie może ono dochodzić do około 15–17 km, natomiast na zachodzie – jedynie do 3–5 km (np. Ryłko i Tomasz, 1995).

Badania przeprowadzone w Karpatach wykazały szczególną rolę współwystępowania olistostrom i nasunięć pozasekwencyjnych w formowaniu postlaramijskiej struktury pienińskiego pasa skałkowego (PPS), na pograniczu Karpat zewnętrznych i wewnętrznych (Jankowski, 2015). W związku z tym należy przyjąć, że kompleks chaotyczny pienińskiego pasa skałkowego

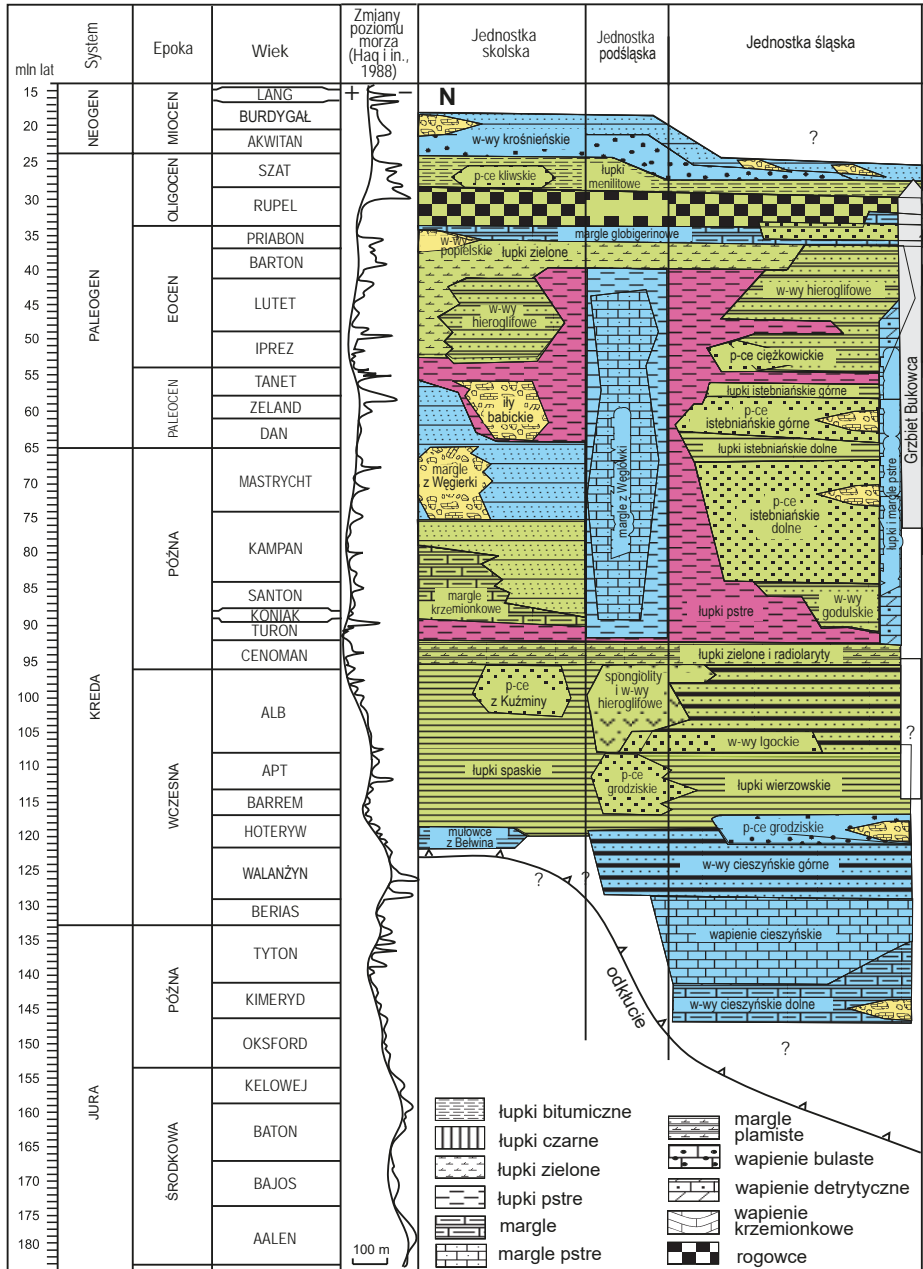
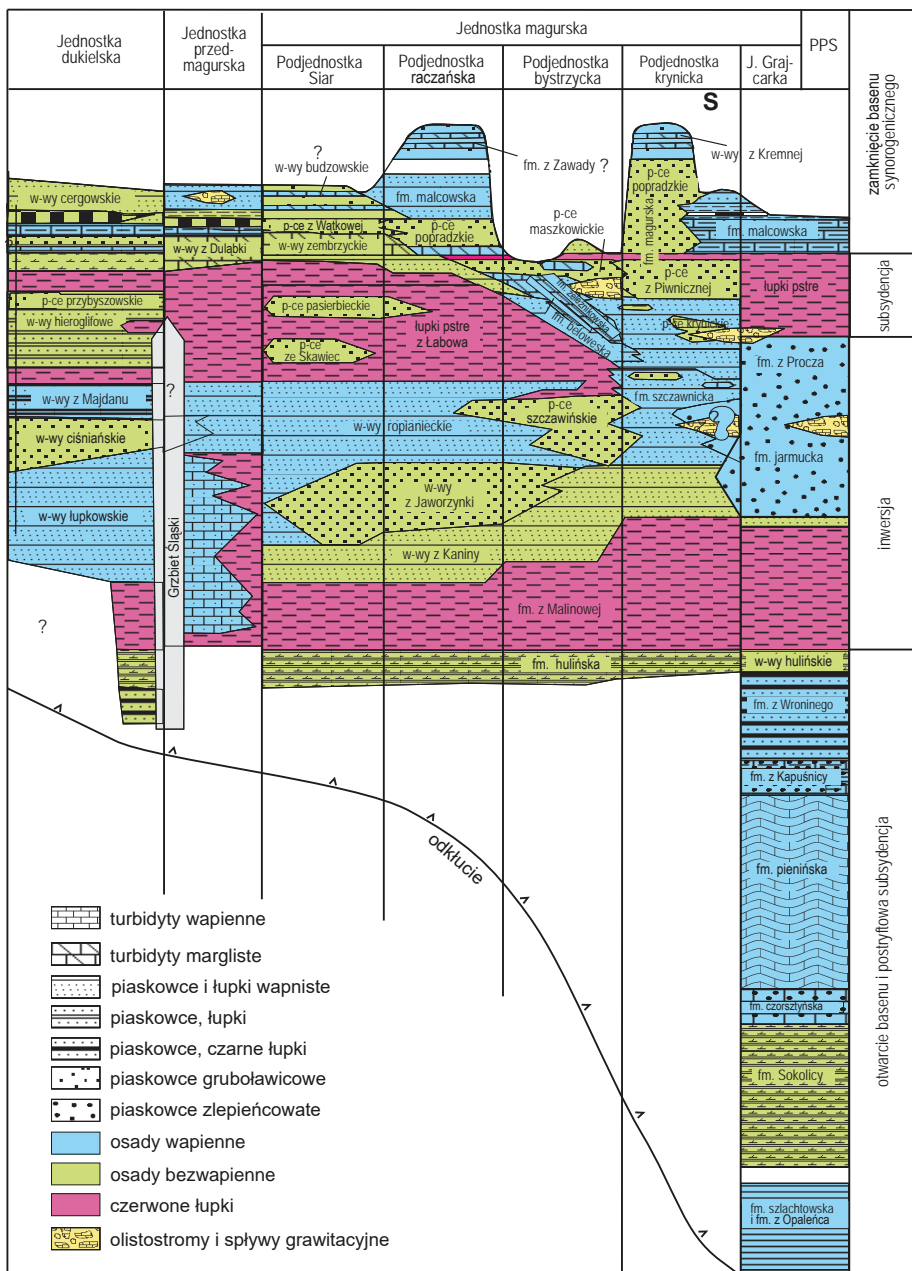


Fig. 3.5. Tabela litostratygraficzna polskich

PPS – pieniński pas skałkowy, j. – jednostka,



Karpat zewnętrznych (wg: Oszczypko, 2006)

fm. – formacja, w-wy – warstwy, p-ce – piaskowce

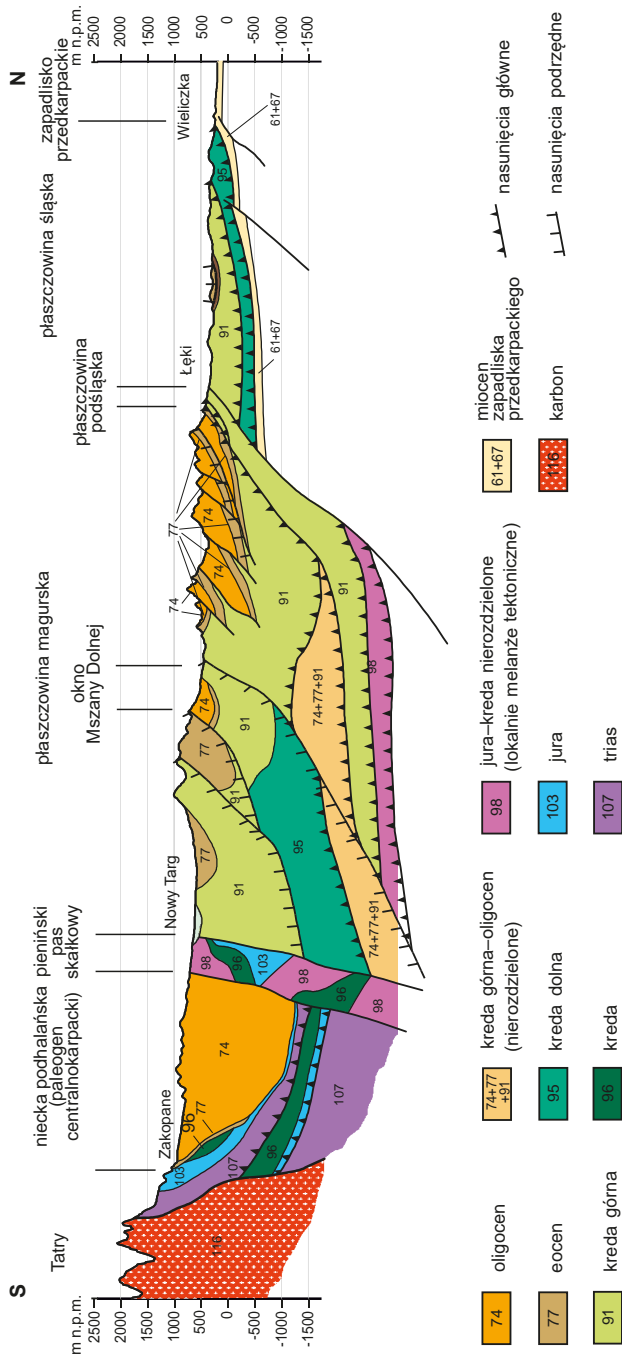


Fig. 3.6. Przekrój przez Karpaty wzdłuż linii Zakopane–Kraków (wg R. Kopicowskiego)

(złożony głównie z bloków skałek wapiennych tkwiących w marglisto-ilastych utworach kredy górnej) został zrzucony do basenu przedpola, czyli południowej części basenu magurskiego, w paleogenie. W neogenie nastąpiły kolejne ruchy tektoniczne o charakterze kompresyjnym i transpresyjnym, dodatkowo komplikujące obraz tektoniki PPS. Ich świadectwem są m.in. uskoki przesuwcze podłużne, ograniczające PPS od północy i południa. Ruchy te wpłynęły na budowę tego obszaru, która miejscami ma charakter melanzu tektonicznego. Po ustaniu ruchów przesuwczych nastąpiły intruzje dajek andezytowych (wydz. 72) o wieku 13–11 mln lat (Birkenmajer i Pecskey, 2000; Anczkiewicz i Anczkiewicz, 2016), przecinających osłonę skałkową i południowy skraj jednostki magurskiej.

Osady paleogenu (wydz. 74), zachowane dzisiaj na Podhalu, należą do większej regionalnej jednostki basenu paleogeńskiego Karpat centralnych (= wewnętrznych), obejmującej także obszary północnej Słowacji (Liptów, Spisz). Na terenie Polski sukcesja ta została zdeponowana między późnym eocenem a oligocenem (Gedl, 2000; Garecka, 2005). Są to głównie utwory klastyczne, łupki i piaskowce, o charakterze turbidytów, nieznacznie zdeformowane.

W spągu sukcesji, bezpośrednio na mezozoiku tatrzańskim występują zlepieńce i charakterystyczne wapienie organodetrytyczne (tzw. wapienie numulitowe, zob.: Roniewicz, 1969; Machanec i in., 2009; wydz. 77). Końcowe wypiętrzenie masywu tatrzańskiego w późnym neogenie miało charakter rotacyjny (Bac-Moszaszwili, 1993; Anczkiewicz i in., 2015). Amplituda wyniesienia południowych partii Tatr była znacznie większa aniżeli północnych. Po wyniesieniu pokrywa paleogeńska została zerodowana z masywu, z wyjątkiem Podhala, gdzie flisz podhalański kryje starsze struktury płaszczowiny regłowej.

4. MAPA POWIERZCHNI TERENU (MAPA A)

Podobnie jak w przypadku mapy podłoża czwartorzędu, mapa A – mapa powierzchni terenu jest zestawem pakietów warstw stratygraficznych. Na utwory podłoża kenozoiku, paleogenu i neogenu, opisane w rozdziałach 2 i 3, nałożono utwory czwartorzędu. W niniejszym rozdziale przedstawiono współczesną powierzchnię terenu z pominięciem odsłaniających się skał podłoża czwartorzędu, które omówiono w poprzednich rozdziałach.

4.1. REGIONALIZACJA

Leszek Marks

Podział regionalny Mapy A wynika z fizycznogeograficznego zróżnicowania powierzchni Polski, ukształtowanej przez procesy przyrodnicze zachodzące w czwartorzędzie (fig. 4.1). Przeglądowa skala mapy sprawia, że podział na regiony odbiega od zhierarchizowanych i szczegółowych podziałów fizycznogeograficznych Polski (por. Solon i in., 2018).

Najważniejszym czynnikiem modelującym powierzchnię terenu w północnej i środkowej części Polski były lądolody związane z kolejnymi zlodowaczeniami plejstoceniowymi. Szczególne znaczenie miało najmłodsze zlodowacenie (Wisły), którego efektem są pojezierza występujące w północnej i środkowozachodniej części Polski. Największy obszar zajmują pojezierza: Pomorskie, Wielkopolskie, Chełmińsko-Dobrzyńskie, Mazurskie i Suwalskie. Charakteryzuje je występowanie licznych jezior polodowcowych, a bardziej na południe – pradolin, których dna są niekiedy zajęte przez koryta współczesnych rzek, a na tarasach często występują pola wydmore. Północna część pojezierzy jest uboższa w jeziora niż południowa na skutek erozyjnej działalności rzek uchodzących do Morza Bałtyckiego. Ten region jest określany jako Po-brzeże Bałtyku, a od morza oddzielają go klify, jeziora przybrzeżne oraz plaże i mierzeje, często nadbudowane wydrami.

Na południe od pojezierzy występują niziny: Wielkopolska, Śląska, Mazowiecka i Podlaska. Przeważają na nich osady i formy rzeźby związane głównie z przedostatnim zlodowaczeniem skandynawskim (Odry). Duże znaczenie w ukształtowaniu powierzchni terenu odgrywa sieć rzeczna, która wykorzystuje fragmenty pradolin utworzonych w czasie zlodowaceń Wisły i Odry, ale jej obecny układ powstał głównie w późnym glacie i holocenie.

W południowo-wschodniej części obszaru zajętego przez niziny znajduje się Polesie (ukształtowane w czasie zlodowacenia Sanu 2), które ma charakter pojezierza ze względu na liczne jeziora krasowe powstałe u schyłku plejstocenu.

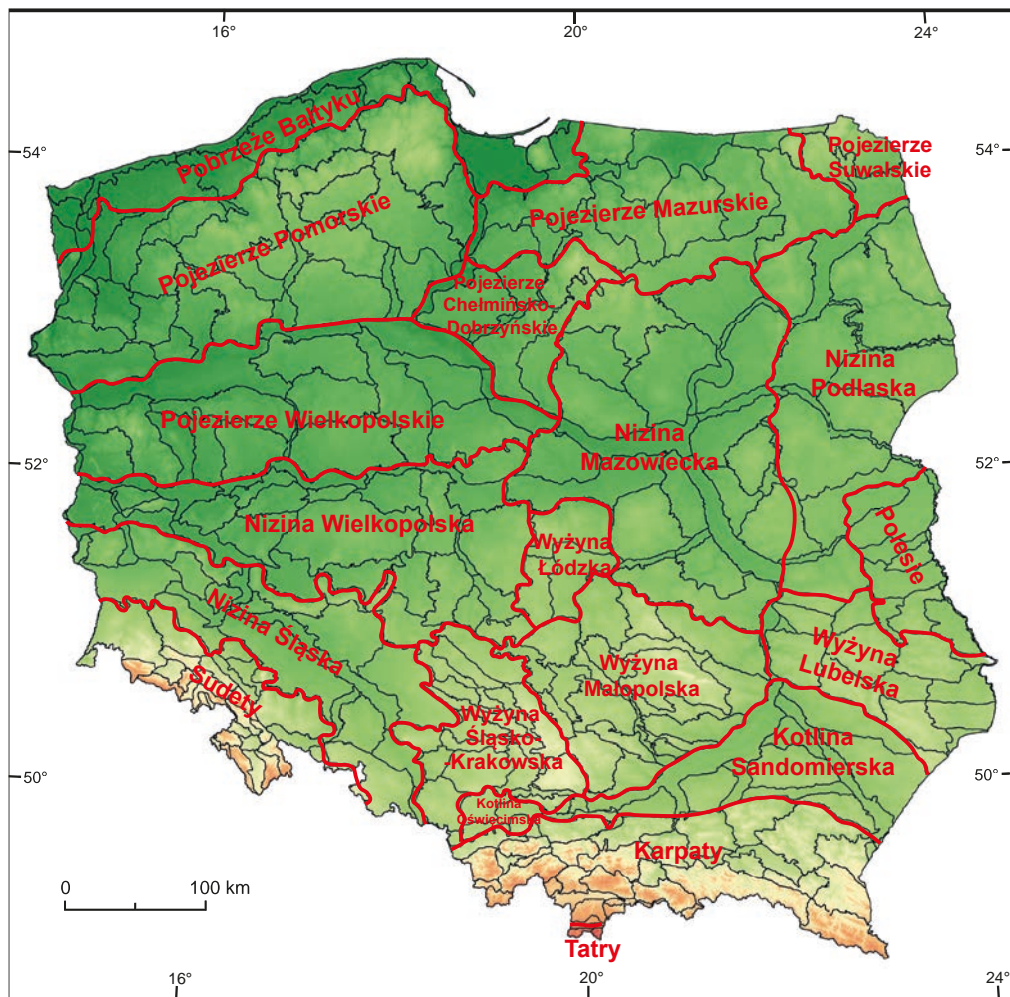


Fig. 4.1. Uproszczony i nieco zmieniony podział regionalny Polski
(na podkładzie podziału regionalnego wg: Solona i in., 2018)

Obszar zajęty przez wyżyny środkowo- i południowopolskie: Łódzka, Śląsko-Krakowską, Małopolską i Lubelską, oraz kotliny: Sandomierską i Oświęcimską, został w większości przekroczony przez łądolody zlodowaceń najstarszych (Sanu 1 i Sanu 2). Jednak wpływ tych łądolodów na budowę geologiczną i ukształtowanie współczesnej powierzchni terenu jest niewielki na skutek późniejszej erozji rzecznej, denudacji i akumulacji lessowej. łądolód zlodowacenia Odry miejscami wkroczył na północną część wyżyn: Łódzkiej, Śląsko-Krakowskiej i Małopolskiej, co zaznacza się w rzeźbie terenu i budowie geologicznej.

Na południu występują regiony górskie: Sudety i Karpaty, te ostatnie z Tatrami – górami typu alpejskiego. Łądolód zlodowacenia Sanu 1 dotarł jedynie do północnego skraju Karpat i tylko lokalnie, wzdłuż dolin rzecznych i w kotlinach śródgórskich, wniknął nieco dalej na południe. Do północnego skraju Sudetów dotarły łądolody zlodowaceń Sanu 2 i Odry, które miejscami wkroczyły w kotliny śródgórskie. W Karpatach i Sudetach dominuje rzeźba denudacyjna, a ich północna część jest pokryta lessami. Oba masywy górskie są rozcięte przez doliny rzeczne, mające na ogół przebieg zbliżony do południkowego. W najwyższych partiach gór (Tatry i Karkonosze) występuje żywa rzeźba glacialna, utworzona u schyłku plejstocenu w wyniku zlodowaceń górskich.

4.2. OSADY CZWARTORZĘDU

Leszek Marks, Bogusław Przybylski

Osady czwartorzędu dominują wśród utworów pojawiających się na powierzchni terenu i pokrywają około 70% obszaru Polski. Przeglądowa skala mapy wymusiła generalizację występowania osadów czwartorzędu, co spowodowało pominięcie wielu stosunkowo niewielkich wydzieleni, łączenie mniejszych wydzieleni w większe, a także uproszczenie zarysu występowania poszczególnych typów osadów. Miąższość pokrywy osadowej powstałej w czwartorzędzie jest wyraźnie większa w północnej, a szczególnie w północno-wschodniej części Polski. Miejscami przekracza 200 m, a w strefach deformacji glacictektonicznych wynosi znacznie więcej (np. 460 m na Garbie Lubawskim) i maleje ku południowi, gdzie na powierzchni odsłaniają się skały przedczwartorzędowe. W Karpatach i Sudetach wystąpienia utworów czwartorzędowych są ograniczone do dolin rzecznych i izolowanych płątów osadów lodowcowych, lessów i osadów stokowych (deluwialnych). Na wyżynach środkowopolskich pokrywa osadów czwartorzędowych jest bardziej zwarta i znaczny obszar zajmują osady lodowcowe i rzeczne, a w południowej części wyżyn powszechnie występują lessy.

Wśród utworów czwartorzędowych dominują osady lodowcowe powstałe w czasie zlodowaceń plejstocenijskich. Łądolody kilkakrotnie wkraczały na obszar Polski, a w swym najdalszym zasięgu dotarły w niższe partie Karpat (do około 380 m n.p.m.) i Sudetów (do około 550 m n.p.m.). Śladem pobytu łądolodów są przede wszystkim rozległe pokrywy glin lodowcowych (wydz. 59, 56, 52, 46, 43, 40, 27 i 24), piasków i żwirów lodowcowych (wydz. 55, 51, 39 i 23), piasków i żwirów wodnolodowcowych (wydz. 58, 54, 50, 45, 42, 38, 25 i 21), a lokalnie także piasków, mułków i ilów jeziorno-lodowcowych (wydz. 57, 53, 49, 44, 41, 37 i 20). W niecce Bałtyku, gdzie depozycja zachodziła w zbiorniku wodnym gromadzącym wody roztopowe ustępującego łądolodu, występują gliny lodowcowe subakwalne (wydz. 19).

Na obszarze Polski wyraźnie zaznacza się strefowe rozmieszczenie osadów lodowcowych. Strefa związana z pobytem ostatniego łądolodu plejstocenijskiego w czasie zlodowacenia Wisły charakteryzuje się znacznym urozmaiceniem zespołów form rzeźby lodowcowej, zawierających moreny czołowe, kemy, ozy, drumliny i rynny. Południowy zasięg tej strefy ogranicza linia Zielona Góra–Leszno–Września–Konin–Płock–Górzno–Nidzica–Augustów. Liczne ciągi moren czołowych zbudowanych z piasków, żwirów, głazów i glin lodowcowych (wydz. 18) oraz występujące na ich przedpolu sandry zbudowane z osadów piaszczysto-żwirowych

(wydz. 21) wyznaczają zarówno maksymalny zasięg lądolodu, jak i następujące po nim kolejne etapy recesji, także na dnie Morza Bałtyckiego. Bardzo wyraźnie zaznacza się strefa marginalna lądolodu fazy pomorskiej, z rozległymi sandrami na jej przedpolu. W przybliżeniu prostopadle do czoła lądolodu powstały rynny lodowcowe wycięte przez wody roztopowe płynące pod lądolodem oraz ozy i formy szczelinowe, zbudowane z piasków i żwirów (wydz. 17) transportowanych przez wody płynące w tunelach w części bazalnej lądolodu lub w jego szczelinach. Przebieg rynien i ozów wskazuje na kierunek ruchu mas lodowych oraz na ich zróżnicowaną dynamikę. Odzwierciedla ją występowanie lobów lodowcowych (największe z nich to loby Wisły i Odry w czasie fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia) i garbów międzylobowych górujących nad otoczeniem, zbudowanych z osadów zdeformowanych glacitektonicznie (Wzgórza Szymbarskie z Wieżycą, Garb Lubawski z Górą Dylewską, Wzgórza Szeskie). Wyznacznikiem kierunku ruchu lobów lądolodu zlodowacenia Wisły są także pola drumlinów (np. w rejonie Stargardu) i lineacje polodowcowe (np. w południowej Wielkopolsce). W czasie deglacjacji zachodziła akumulacja piasków, żwirów i glin moren martwego lodu (wydz. 15) oraz piasków, mułków, iłów i żwirów kemów (wydz. 16).

Lodowce dolinne Tatr i Karkonoszy w czasie ostatniego zlodowacenia plejstocenińskiego pozostawiły przede wszystkim cyrki lodowcowe oraz moreny czołowe i tarasy piaszczysto-żwirowe w dolinach rzecznych, utworzone w wyniku odpływu wód roztopowych na przedpolu lodowców.

Na południe od zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły ślady dynamiki starszych lądolodów nie są już tak dobrze czytelne. W strefie objętej przez zlodowacenie Odry, którego lądolód dotarł do Sudetów i wyżyn środkowopolskich, a we wschodniej Polsce do linii Puławy–Siedlce–Terespol, formy lodowcowe strefy marginalnej w znacznym stopniu zostały zredukowane przez denudację i zniszczone przez erozję rzeczną. Na południowym Podlasiu denudacji sprzyjało sezonowe topnienie śniegu i rozmarzanie wierzchniej warstwy wieloletniej zmarzliny w czasie zlodowacenia Wisły, co skutkowało akumulacją przez wody niwalne mułków, piasków i iłów (wydz. 12). Osady lodowcowe na nizinach Wielkopolskiej i Mazowieckiej są związane ze zlodowaceniem Odry i składają się ze: żwirów, piasków i glin moren czołowych (wydz. 36); piasków i żwirów ozów i form szczelinowych (wydz. 35); piasków, mułków i żwirów kemów (wydz. 34) oraz żwirów i piasków moren martwego lodu (wydz. 33). W zachodniej Polsce występuje ciąg moren spiętrzonych budujących tzw. Wał Trzebnicki, biegnący od Łuku Mużakowa po Wzgórza Ostrzeszowskie. Zaburzenia glacitektoniczne w tych morenach spiętrzonych sięgają nawet do głębokości 250 m i obejmują starsze osady plejstocenu, a miejscami także osady neogenu. Przyjmuje się, że trzon tych moren powstał w czasie największych zlodowaceń plejstocenińskich (Sanu 1 i Sanu 2), natomiast lądolód zlodowacenia Odry spowodował dalsze deformacje w ich górnej części. Ze starszymi zlodowaczeniami są związane także głębokie rynny wycięte w osadach neogenu, paleogenu i mezozoiku przez wody podlodowcowe. Gęsta sieć takich rynien została rozpoznana w formie kopalnej również w północnej Polsce i w południowej części niecki Bałtyku.

W południowo-wschodniej części Polski, objętej przez lądolody zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2, płyty osadów lodowcowych są zachowane jedynie reliktywno, a formy rzeźby lodowcowej zostały całkowicie zniwelowane w wyniku denudacji.

Obecna sieć dolin rzecznych w Polsce stanowi system złożony przede wszystkim z odcinków w przybliżeniu równoleżnikowych oraz południkowych. Odcinki równoleżnikowe odzwierciedlają przebieg dawnych pradolin. Odcinki południkowe powstały jako: doliny sandrowe odprowadzające wody roztopowe od czoła lądolodu w czasie zlodowaceń; przekształcone i wciągnięte w odpływ rynny lodowcowe; odcinki przełomowe powstałe wskutek spływania jezior zastoisowych w czasie recesji lądolodu i odtwarzania wcześniejszego drenażu związanego z niecką Bałtyku. Na takie ukształtowanie sieci rzecznej miały wpływ również ruchy tektoniczne, szczególnie wyraźne na obszarach górskich i podgórskich. Ze względu na skalę mapy przedstawiono jedynie te utwory rzeczne, które budują rozległe poziomy tarasów lub grupy mniejszych tarasów połączone w jedno wydzielenie. Piaski, mady i torfy tarasów nadzalewowych powstały w czasie zlodowacenia Wisły (wydz. 13), natomiast akumulacja piasków, mad i torfów tarasów zalewowych zachodziła w holocenie (wydz. 9). Z akumulacją w korytach rzecznych są związane głównie piaski i piaski ze żwirami. Na utworach korytowych w dnach dolin powszechnie występują także osady powstałe w czasie wezbrań. Są to przede wszystkim mady o charakterze pyłów ilastych lub piaszczystych, które pokrywają równie zalewowe den dolinnych w miarę zwartą pokrywą o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do około 2–3 m. Miejscami występują torfy, szczególnie w zarastających starorzeczach dokumentujących przebieg dawnych koryt rzecznych. Starsze piaski, żwiry i mułki rzeczne (wydz. 60, 48, 47, 32, 31, 28 i 26) nie odsłaniają się na powierzchni terenu, a wysokość ich występowania była uwarunkowana położeniem bazy erozyjnej, którą w przypadku interglacjału eemskiego dokumentują mułki i piaski morskie (wydz. 30) w Dolinie Dolnej Wisły i niecce Bałtyku. U wylotu dolin rzek górskich powstały rozległe stożki napływowe zbudowane z piasków i żwirów (wydz. 4).

Na obszarze objętym zlodowaceniem Wisły powszechnie występują jeziora tworzące pojezierza. W rynnach polodowcowych są to jeziora rynnowe (na ogół o znacznej długości i głębokości), a na pozostałym obszarze – jeziora wytopiskowe (o bardziej regularnym kształcie i dość płytkie), powstałe w końcowej fazie deglacjacji i wytapiania brył martwego lodu. Akumulacja piasków, mułków i ilów (wydz. 11) w schyłkowej fazie plejstocenu oraz gytii, kredy, piasków, mułków i torfów (wydz. 8) w holocenie spowodowała stopniowe zarastanie jezior i przekształcenie części z nich w torfowiska. Piaski, mułki, gytie i kreda jeziorna oraz torfy interglacjału eemskiego (wydz. 29) nie występują na powierzchni terenu.

Na niżu stosunkowo licznie występują wydmy i pokrywy piasków eolicznych (wydz. 10), które powstawały powszechnie w schyłkowej części plejstocenu na dawnych równinach sandrowych, tarasach rzecznych nadzalewowych i największych stożkach napływowych. W holocenie wydmy i pola piasków eolicznych (wydz. 2) formowały się przede wszystkim w strefie wybrzeża Morza Bałtyckiego i na Mierzei Wiślanej. Piaszczyste osady eoliczne charakteryzują się dobrym wysortowaniem (są to głównie piaski średnioziarniste), obtoczeniem i zmatowieniem ziaren. Największe skupiska wydym i pokrywy piasków eolicznych znajdują się na obszarze dawnych pradolin (np. międzyrzecze Warty i Noteci, Kotlina Warszawska).

Ze środowiskiem eolicznym także są związane pokrywy lessów, miejscami piaszczystych (wydz. 14). Ich depozycja zachodziła w okresach chłodnych i suchych w czasie zlodowaceń plejstocenijskich, gdy pył powstający wskutek wietrzenia w warunkach peryglacialnych był

przenoszony na znaczną odległość, przede wszystkim przez wiatry zachodnie. W lessach występują gleby kopalne (tworzące razem z lessami sekwencje lessowo-glebowe), dokumentujące przerwy w akumulacji lessu w okresach cieplejszych i bardziej wilgotnych. Zwarte pokrywy i płaty lessów występują na wyżynach środkowopolskich, na Pogórzu Karpackim, Nizinie Śląskiej, Wzgórzach Trzebnickich, Wzgórzach Niemczańsko-Strzelińskich i Płaskowyżu Głubczyckim. Miąższość pokryw lessowo-glebowych zwykle nie przekracza kilku metrów, lecz zwiększa się ku wschodowi i osiąga do 30 m na Grzędzie Horodelskiej i Grzędzie Sokalskiej.

W holocenie, w strefie przybrzeżnej Morza Bałtyckiego były akumulowane piaski morskie (wydz. 6), a na większej głębokości – mułki i ropy morskie (wydz. 7). Dna lagun wyścielają piaski, mułki i ropy (wydz. 5), natomiast w Zatoce Gdańskiej na przedłużeniu ku północy delty Wisły występują nagromadzenia piasków, mułków i ropy rzeczno-morskich (wydz. 3).

Podobnie jak w przypadku innych osadów, konieczne było pominięcie w przedstawionym na mapie obrazie wielu niewielkich obszarów występowania utworów deluwialnych, deponowanych na stokach na obszarach górskich, na skłonach i u podnóża większych form polodowcowych na niżu oraz u podnóża skarp w dolinach rzecznych. Litologia takich osadów jest zmienna i zależy od budowy form rzeźby, które są źródłem utworów przemieszczanych grawitacyjnie. Na obszarach górskich są to najczęściej utwory pyłowato-gruzowe, a na niżu – osady pyłowato-piaszczyste (wydz. 1).

5. PALEOGEOGRAFIA

Leszek Marks, Marek Narkiewicz

Obszar dzisiejszej Polski obejmuje fragmenty płyt litosferycznych, które w przeszłości ulegały procesom ryftowania, dryfu, kolizji i/lub wzajemnej przesuwczności. Największą taką jednostką, stanowiącą ośrodek fanerozoicznych procesów akrecji kontynentalnej, była Baltika – paleokontynent utworzony w ediakarze, w późnym etapie rozpadu megakontynentu Rodinia. W obecnym podziale regionalnym Baltice odpowiada prekambryjska platforma wschodnioeuropejska, a jej południowo-zachodnia granica¹ jest określana jako strefa Teisseyre’a-Tornquista (Teisseyre-Tornquist Zone – TTZ). We wczesnym paleozoiku Baltika dryfowała ku północy z umiarkowanych szerokości półkuli południowej w kambrze do strefy zwrotnikowej i okołorównikowej w późnym sylurze. Jej polski fragment znajdował się w pobliżu 40°S w środkowym–późnym ordowiku (fig. 5.1A), a do późnego syluru osiągnął 15°S (Torsvik i Cocks, 2017).

W późnym ordowiku na północny zachód od obszaru Polski nastąpiła kolizja z Baltiką terranu (mikrokontynentu) Awalonii (fig. 5.1A – sytuacja bezpośrednio przed kolizją). Oderwał się on w późnym kambrze od południowego kontynentu Gondwana, z czym wiązało się powstanie Oceanu Rei. Efektem kolizji było utworzenie pasma orogenicznego kaledonidów duńsko-niemiecko-polskich, których wschodni fragment być może występuje pod głębokim przykryciem młodszych osadów na Pomorzu Zachodnim. Z kolei w środkowym–późnym sylurze inny kontynent powstały z rozpadu Rodinii, czyli Laurencja, uległ kolizji z Baltiką-Awalonią, co doprowadziło do utworzenia górotworu kaledonidów skandynawskich i dużego kontynentu Eurameryki (fig. 5.1B). Mniej więcej w tym samym czasie, na przełomie syluru i dewonu, w wyniku słabo jeszcze rozpoznanych procesów tektonicznych wzdłuż TTZ nastąpiło prawoskrętne (ku NW) przesunięcie kilku niewielkich bloków (fig 2.2): pomorskiego, łysogórskiego, małopolskiego i Brunovistulicum wraz z blokiem górnośląskim (Narkiewicz, 2020a). Terrany te zostały odkłute od obrzeża Baltiki, przy czym dwa pierwsze mają typowy dla niej fundament prekambryjski (paleoproterozoiczny). Skorupa dwóch kolejnych prawdopodobnie uległa późniejszej konsolidacji kadomskiej (neoproterozoicznej) w rejonie północnego obrzeżenia kontynentu Gondwana, a następnie została od niego oderwana i po dryfie dołączona do Baltiki w kambrze.

Po kolejnych etapach ryftowania i odrywania się mikrokontynentów wzdłuż północnego obrzeża Gondwany (terrany armorykańskie, Bohemia), między późnym ordowikiem a wczesnym dewonem nastąpił ich szybki dryf ku północy (fig. 5.1B). Od środkowego dewonu do wczesnego karbonu te terrany, tworzące obecnie m.in. strukturę geologiczną Sudetów

¹ Podana orientacja geograficzna jest zgodna z dzisiejszymi stronami świata (chyba że zaznaczono inaczej)

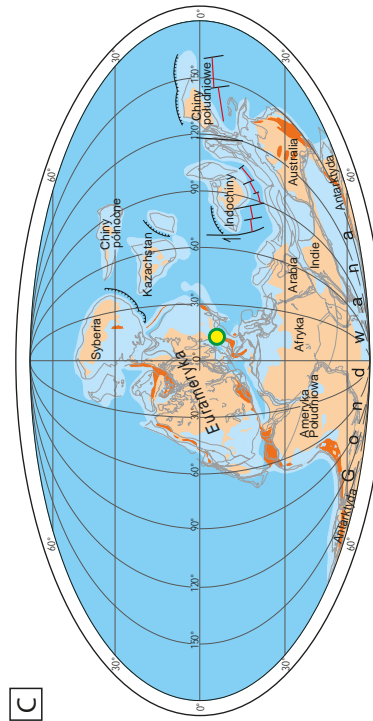
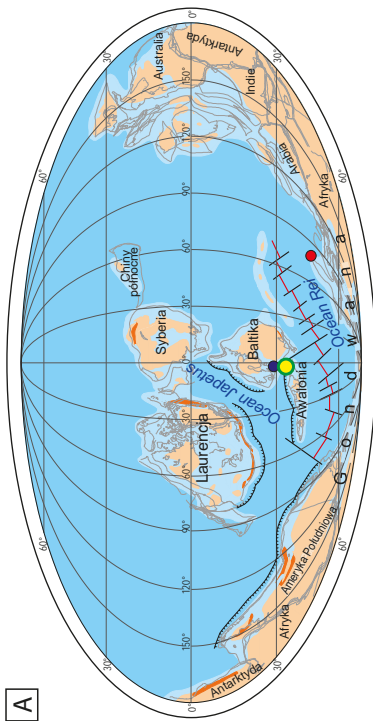
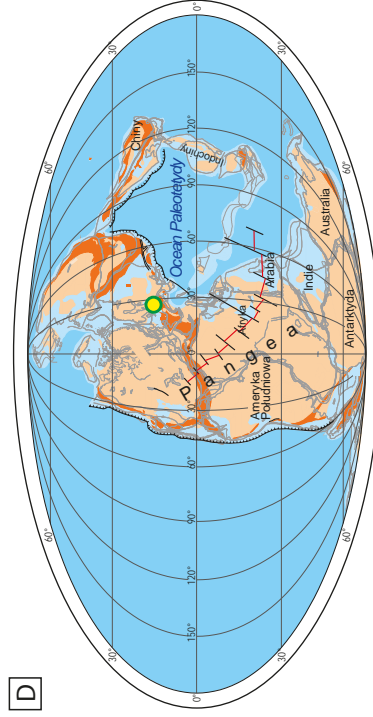
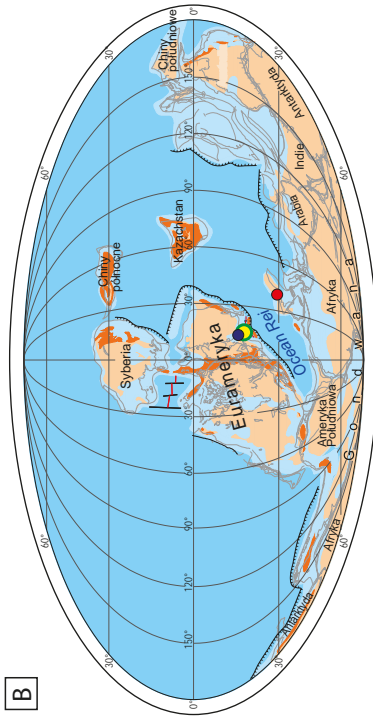
Zachodnich i Środkowych, łączyły się ze sobą, a następnie dołączyły do południowego obrzeża Eurameryki (fig. 5.1C). W trakcie zapoczątkowanej w ten sposób orogenezy waryscyjskiej od wczesnego karbonu następowało zamykanie Oceanu Rei, kolizja Eurameryki z Gondwaną i powstanie megakontynentu Pangea (fig. 5.1D). W późnym karbonie orogen uległ wypiętrzeniu, a wzdłuż jego frontalnej (północnej i wschodniej) części utworzyły się węglonośne baseny molasowe. Równoległe do zarysowanych dewońskich i karbońskich procesów pre- i synorogenicznych na dalszym przedpolu waryscyjskim, w klimacie tropikalnym strefy okołorównikowej rozwijały się baseny epikontynentalne, początkowo (środkowy dewon–wczesny karbon) z przewagą sedymentacji węglanowej, a następnie – terygenicznej (Narkiewicz, 2007, 2020b). W najpóźniejszym karbonie i we wczesnym permie górotwór waryscyjski ulegał rozpadowi w wyniku tektonicznej ekstensji (rozciągania) i transtensji (rozciągania połączonego z przesuwem) (McCann i in., 2006). Procesom tym towarzyszył silny magmatyzm, którego centrum znajdowało się na obszarze północnych Niemiec.

Od środkowego permu, głównie w wyniku osiadania po wcześniejszych procesach magmowych, między zachodnią częścią Wysp Brytyjskich a Polską i Litwą powstał system basenów środkowoeuropejskich (*Central European Basin System* – CEBS – fig. 5.2; Littke i in., red., 2008). Dalszy rozwój subsydencji w CEBS był uwarunkowany przede wszystkim przez zmienne naprężenia przekazywane od strony aktywnych obrzeży płyt utworzonych w wyniku rozpadu Pangei.

Już w późnym triasie zostały zapoczątkowane procesy ekstensji tektonicznej na południowym wschodzie, w rejonie Oceanu Tetydy – początkowo Paleotetydy, a następnie jej sukcesorki – Neotetydy (fig. 5.1D, E). Od wczesnej jury zachodziły procesy ryftowania prowadzące do powstania środkowego Atlantyku, a następnie w trakcie środkowej i późnej jury w jego wschodnim przedłużeniu tworzyła się strefa oceaniczna Tetydy Alpejskiej. Przechodziła ona ku wschodowi w ciąg wąskich basenów określanych jako ocean liguryjsko-piemoncko-penniński (Schmid i in., 2008). Oddzielał on od płyty europejskiej mikroplaty Adrii, bloku Karpat wewnętrznych, Cisy i Dacji, tworzące obecnie wewnętrzne części Alp i Karpat. Opisane procesy ryftowania prowadziły do wyodrębnienia się z Pangei kontynentów Afryki i Laurazji (fig. 5.1E). Ta ostatnia z kolei ulegała od późnej jury rozpadowi na części eurazjatycką i północnoamerykańską w wyniku stopniowego przedłużania się ryftu atlantyckiego ku N i NE.

Na skutek skomplikowanych, nie do końca wyjaśnionych relacji dynamicznych między płytą afrykańską a europejską już od późnej jury zaznaczyły się w dzielącej je strefie przejawy tektoniki kolizyjnej. Jej efektem było zamykanie stref oceanicznych w rejonie zachodniego zakończenia Neotetydy i ruchy nasuwcze w Alpach Wschodnich. Towarzyszyły im wieloetapowe procesy orogeniczne, nasilone zwłaszcza w późnej kredzie, paleogenie i miocenie, prowadzące do powstania łańcucha alpejskiego od rejonu Gibraltaru po Kaukaz.

W odpowiedzi na procesy zachodzące wzdłuż obrzeża tetydzkiego w CEBS szczególnie mocno zaznaczył się etap ekstensji późnojurajskiej i związany z nią puls subsydencji. Ponadto kilka faz tzw. tektoniki kimeryjskiej w późnym triasie, środkowej jurze i najwcześniejszej kredzie doprowadziło do rozwoju niewielkich deformacji i niezgodności kątowych. Najważniejszym czynnikiem określającym cykliczny charakter sedymentacji były jednak wahania globalnego poziomu morza, przy jego ogólnym wzroście od permu do późnej kredy.



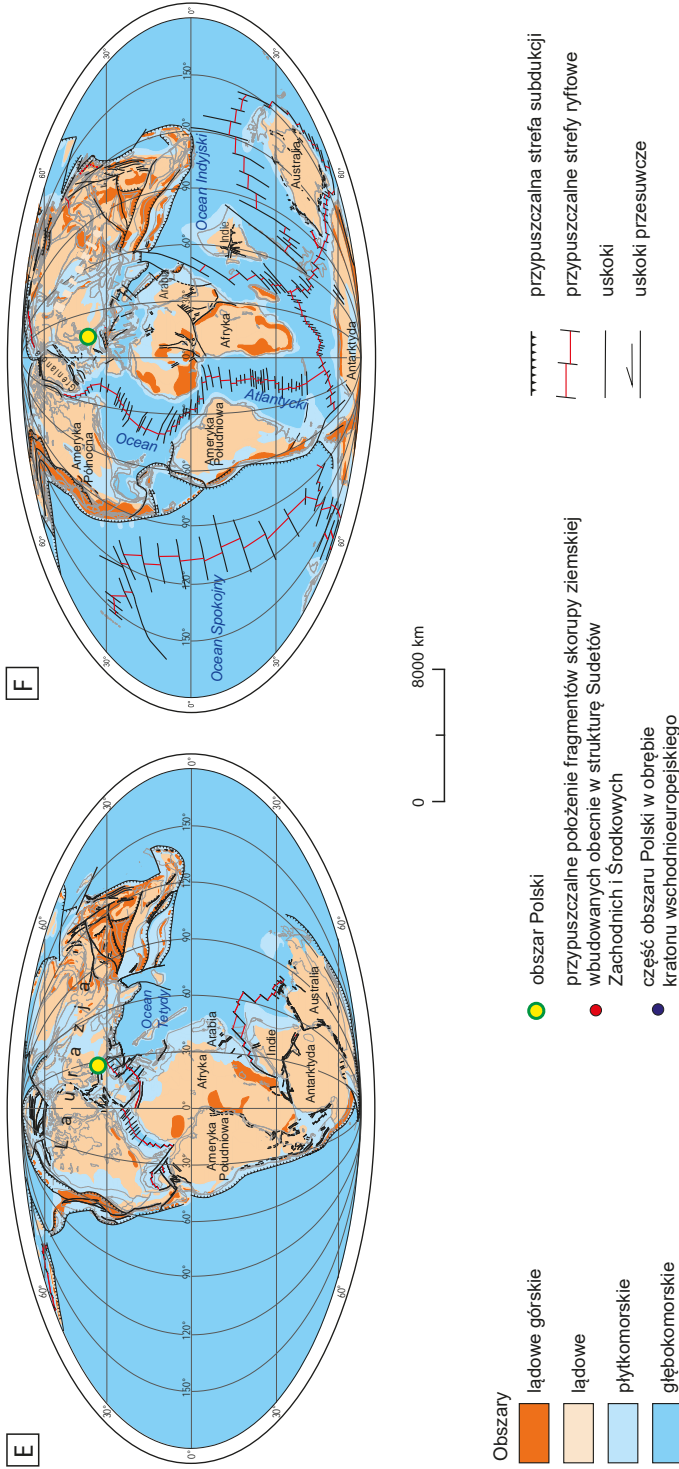


Fig. 5.1. Globalna paleogeografia: środkowego–późnego ordowiku (A), wczesnego dewonu (B), wczesnego karbonu (C), środkowego permu (D), późnej jury (E) oraz pogranicza kredy i paleogenu (F) (wg: Nawrocki i Becker, red., 2017, zmieniony)

W środkowym i późnym permie obecny obszar centralnej Europy znalazł się w strefie tropikalnej półkuli północnej (ok. 15°N; fig. 5.1D). Od najpóźniejszego karbonu utrzymywał się tu klimat suchy na skutek istnienia górskiego łańcucha waryscydów, blokującego dopływ wilgotnych mas powietrza od południowego Oceanu Paleotetydy. Początkowo przeważały środowiska pustynne, a po zalewie morskim w późnym permie – przejściowo wysychający basen morski cechsztynu. Powstałe wówczas grube serie solne były okresowo deformowane w trakcie kolejnych etapów tektoniki salinarnej i tworzyły się poduszki, wysady i wały solne (fig. 5.3).

Od środkowego triasu CEBS migrował wraz z płytami podłoża ku północy – początkowo, w późnym triasie, jeszcze w obrębie strefy zwrotnikowej (ok. 30°N), a następnie ku strefie umiarkowanej, od 40–35°N w jurze do 45°N w kredzie (fig. 5.1E). Po okresie wyjątkowo suchego i ciepłego klimatu w późnym permie i we wczesnym triasie do środkowej jury panował klimat umiarkowanie suchy strefy podzwrotnikowej, z epizodami wilgotnymi w późnym triasie (karnik i retyk) i wczesnej jurze. Do kredy klimat globalny oscylował między etapami chłodniejszymi i cieplejszymi. Ramy lądowe CEBS, a zarazem strefy erozji i dostawy osadów terygeniczných, tworzyło wyniesienie skandynawskie na północy, elewacje platformy wschodnioeuropejskiej na wschodzie oraz dawne masywy waryscyjskie na południu i południowym zachodzie. Wąskie, okresowo czynne połączenia oceaniczne istniały na południu z obszarem Tetydy oraz z oceanem północnym (fig. 5.2).

Na początku późnej kredy, w warunkach maksymalnego globalnego poziomu morza, na obszarze Europy Środkowej panował reżim ekstensyjny, którego efektem był puls pogrążania podłoża. Późnokredowy zalew morski objął cały obszar CEBS, na wschodzie wkraczając daleko na platformę wschodnioeuropejską i doprowadzając do połączenia z basenem rosyjskim w centralnej części platformy (fig. 5.3). W środkowej Europie panował wówczas subtropikalny klimat wilgotny z okresami suchymi. U schyłku kredy zaczął się proces obniżania poziomu morza i spadku globalnej temperatury.

W reakcji na postępującą w późnej kredzie kolizję płyt afrykańskiej i europejskiej na obszarze CEBS zaczęły się pionowe ruchy podłoża, prowadzące do przebudowy tektonicznej całego systemu basenów (Scheck-Wenderoth i in., 2008). Najsilniej zaznaczyły się przed frontem deformacji alpejskich, gdzie doprowadziły do wypiętrzenia masywów waryscyjskich – ardeńsko-reńskiego i czeskiego, połączonego z powstaniem lokalnych obniżen tektonicznych na tym ostatnim. Na północnym przedpolu alpidów w wyniku wypiętrzenia wcześniejszych centrów sedimentacji (depocentrów) rozwinął się układ szerokopromiennych, kulisowo zorientowanych wyniesień, takich jak wał śródpolski (fig. 5.3). W przylegających do nich nieckach aż do paleogenu gromadziły się produkty erozji osadów mezozoicznych, a nawet skał starszego podłoża paleozoicznego. Skutkiem opisanych deformacji było powstanie tzw. niezgodności subhercyńskiej pod różnymi ogniwami najwyższej kredy górnej i paleogenu. Procesom wypiętrzenia towarzyszyło uaktywnienie dawnych struktur solnych i powstanie nowych.

W kenozoiku obszar Polski należał do systemu basenów środkowej Europy, który w dużym stopniu odziedziczył ramy paleogeograficzne po CEBS, jednak tym razem zespół głównych depocentrów przebiegał w przybliżeniu południkowo. Obejmował on basen Morza Północnego, z miąższością utworów kenozoiku wynoszącą ponad 3 km (fig. 5.4), natomiast dawny, subrównoleżnikowy kierunek CEBS przetrwał w postaci znacznie słabiej zaznaczonego basenu

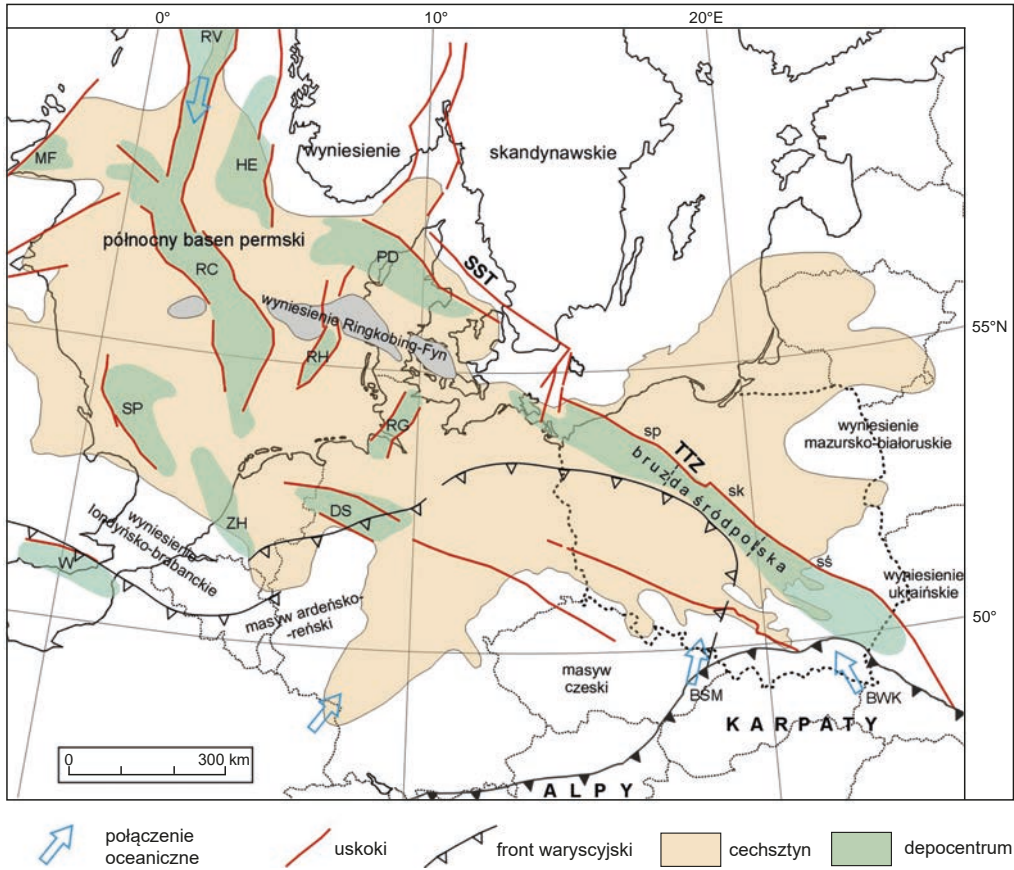


Fig. 5.2. Sytuacja paleogeograficzna polskiego basenu permsko-mezozoicznego w obrębie systemu basenów środkowoeuropejskich (CEBS), na tle głównych ram tektoniczno-paleogeograficznych i zasięgu cechszynu (wg: Narkiewicz, 2020a)

Depocentra: DS – basen dolnej Saksonii, HE – basen Horda–Egersund, MF – basen Moray Firth, PD – basen północnoduński, RC – rów centralny (Central Graben), RG – rów Glückstadt, RH – rów Horn, RV – rów Viking, SP – basen Sole Pit, W – basen Weald, ZH – basen zachodniholenderski; segmenty bruzdy śródpolskiej: sp – pomorski, sk – kujawski, sś – świętokrzyski; połączenia oceaniczne: BŚM – brama śląsko-morawska; BWK – brama wschodniokarpacka; TTZ – strefa Teisseyre’a-Tornquista; SST – strefa Sorgenfreia-Tornquista

wschodnioniemiecko-polskiego, z pierwotną miąższością utworów kenozoiku nieprzekraczającą kilkuset metrów (Narkiewicz, 2020a). W kenozoiku w basenach środkowej Europy przeważały osady klastyczne przy podrzędnym udziale ewaporatów i węglanów. Szersze rozprzestrzenienie osadów morskich wiązało się z pulsami eustatycznymi w eocenie i we wczesnym oligocenie.

Na początku paleogenu płyta europejska znajdowała się nieznacznie dalej na południe w porównaniu ze swoim obecnym położeniem, a następnie bardzo wolno dryfowała ku północy,

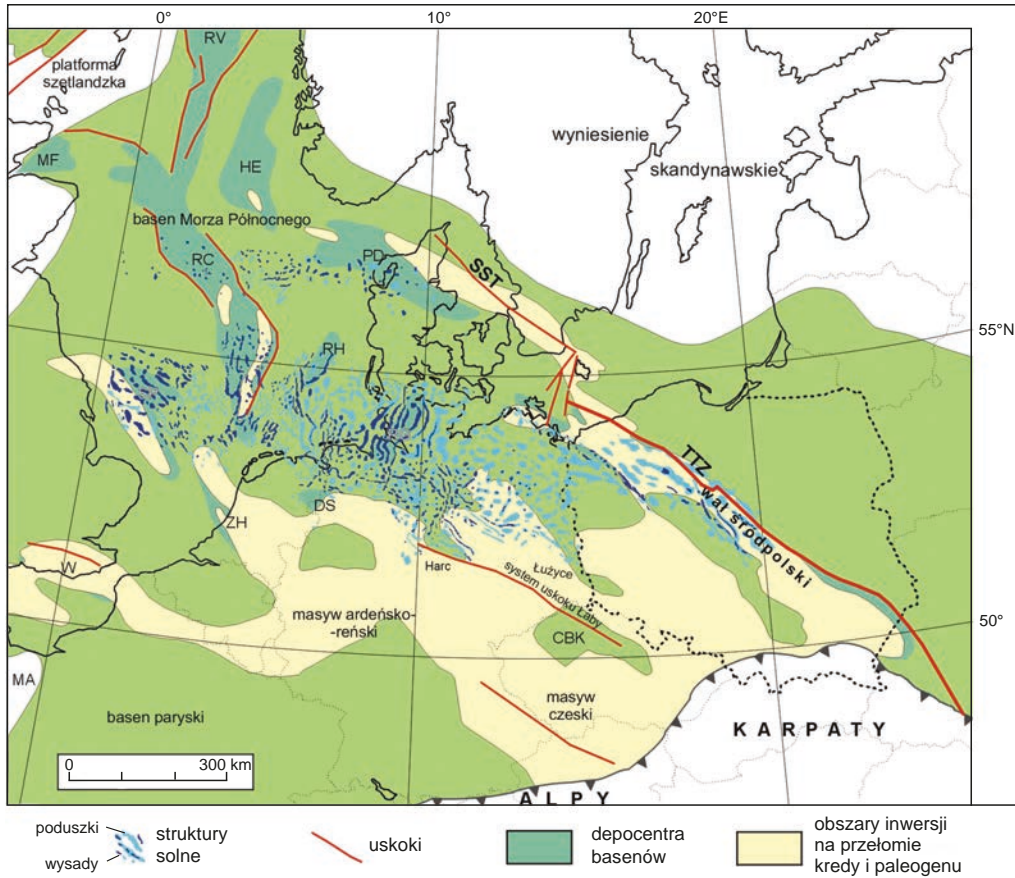


Fig. 5.3. Sytuacja późnokredowego basenu polskiego w obrębie systemu basenów środkowoeuropejskich w turonie, z zaznaczonymi wybranymi elementami tektoniki (wg: Narkiewicz, 2020a)

CBK – czeski basen kredowy, MA – masyw armorykański; pozostałe skróty – patrz fig. 5.2

pozostając w tym czasie w zasięgu klimatu od subtropikalnego do umiarkowanego i podbiegunowego. Po obniżeniu na przełomie kredy i paleogenu poziom morza był ogólnie wysoki aż do wczesnego oligocenu, kiedy nastąpił jego spadek związany z rozwojem lądolodu antarktycznego. Kolejne obniżenie eustatyczne miało miejsce w środkowym miocenie, jednocześnie z ekspansją lądolodu antarktycznego i początkiem rozrostu czap lodowych półkuli północnej (Knox i in., 2010).

Po okresie wypiętrzania, trwającego lokalnie do późnego paleocenu, nastąpił eoceński etap pograżania podłoża związanego w rejonie Morza Północnego z ryftowaniem Północnego Atlantyku. Kontynuująca się do końca neogenu subsydencja była przerywana licznymi epizodami tektonicznymi, które następowały głównie w wyniku przenoszenia nacisków od orogenu

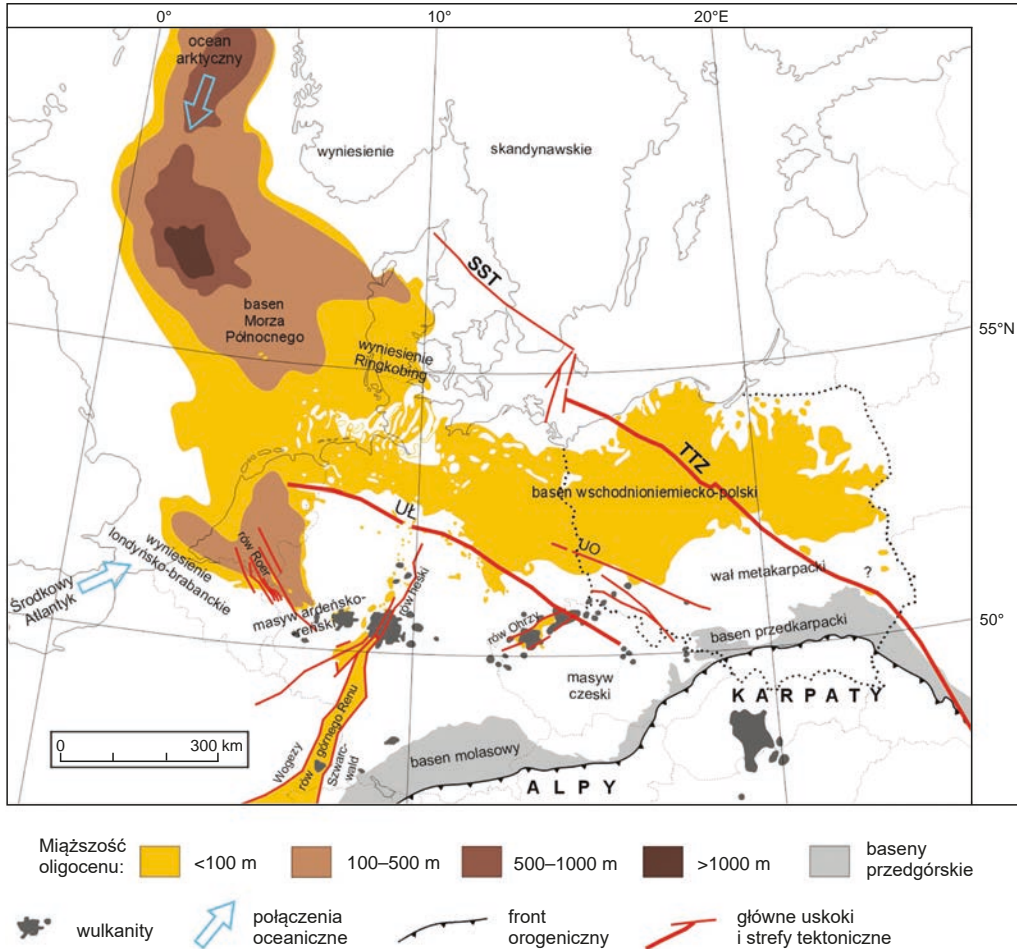


Fig. 5.4. Główne rysy paleogeografii środkowej Europy w paleogenie i neogenie na przykładzie basenu oligocénego (wg: Narkiewicz, 2020a)

SST – strefa Sorgenfreia–Tornquista, TTZ – strefa Teisseyre’a–Tornquista, UŁ – strefa uskoku Łaby, UO – uskók Odry

alpejsko-karpaccyego. Od środkowego eocenu na południe od basenu Morza Północnego rozwijał się zespół rowów tektonicznych i dużych centrów wulkanicznych określany jako europejski system ryftów kenozoicznych. Najważniejszymi jego elementami w środkowej Europie są rowy górnego Renu, heski i Roer, a także Ohrzy, którego północne przedłużenie występuje w rejonie Żytawy w południowo-zachodniej Polsce (Ziegler i in., 2006).

Na przełomie oligocenu i miocenu nastąpiło wypiętrzenie masywu czeskiego, a także wzrost tempa denudacji Skandynawii, czemu towarzyszył rozwój systemu rzeczno odprowadzającego osady ku zachodowi, wzdłuż osi obecnego południowego Bałtyku (tzw. rzeka bałtycka). Od miocenu dominowały facje lądowe, zwłaszcza w basenie wschodniemiecko-polskim

i jego odgałęzieniach na platformie wschodnioeuropejskiej. Morskie osady miocenu są znane z basenu zapadliska przedkarpackiego, oddzielonego od basenu wschodnioniemiecko-polskiego wałem metakarpackim, a będącego częścią ciągu basenów przedgórskich utworzonych przed czołem Alp i Karpat (fig. 5.4).

W **czwartorzędzie** występowały na przemian ochłodzenia i ocieplenia, co skutkowało drastycznymi zmianami środowiska i paleogeografii na całym świecie. Krótki czas trwania czwartorzędu sprawił, że ewolucja świata organicznego odgrywała znacznie mniejszą rolę niż w okresach starszych, natomiast o wiele istotniejsze były uwarunkowane klimatycznie, powtarzające się przesunięcia stref roślinnych i migracje fauny.

W czasie ochłodzeń (zlodowaceń) obniżaniu średniej rocznej temperatury globalnej nawet o 8–10°C (w stosunku do obecnej) towarzyszył rozwój lodowców na obszarach górskich oraz kontynentalnej pokrywy lodowej w strefie polarnej i umiarkowanej. Tę ostatnią w Europie reprezentuje zespół czterech lądolodów (brytyjski, skandynawski, szelfu Morza Barentsa i szelfu Morza Karskiego), które w znacznym stopniu zachowywały się autonomicznie, a zmiany ich zasięgu były asynchroniczne. Zmiany globalnej cyrkulacji atmosferycznej w wyniku ukształtowania się wyrazistych ośrodków wyżowych nad lądolodami i osłabienie cyrkulacji oceanicznej spowodowanej globalnym ochłodzeniem i występowaniem rozległego zlodowacenia oceanu sprzyjały rozprzestrzenianiu się wieloletniej zmarzliny, przemieszczaniu strefy polarnej i przesuwaniu stref roślinnych w kierunku równika oraz migracji fauny. Uwięzienie ogromnych ilości wody w lodzie lodowcowym powodowało obniżanie poziomu oceanu światowego maksymalnie o 130 m (Hughes i in., 2020), co skutkowało intensywną erozją i redepozycją osadów szelfowych oraz – w wyniku zmiany bazy erozyjnej – stymulowało erozję w dolinach rzecznych. Zmniejszenie opadów w skali globalnej oraz uboga pokrywa roślinna sprzyjały intensyfikacji procesów eolicznych (w tym sedymentacji lessów), a w rozległej strefie polarnej – procesom peryglacialnym. Zmiany objętości lodowców powodowały glaciizostazę, czyli subsydencję obszaru zlodowaczonego i otaczającego go rejonu pod narastającymi masami lodowymi lub jego wynoszenie w czasie zaniku zlodowacenia. Ubytek wody w oceanie światowym w czasie zlodowaceń powodował podnoszenie się dna oceanicznego nawet o 10 m.

W czasie ociepleń (interglacjałów), kiedy średnia roczna temperatura globalna mogła okresowo przekraczać obecną o 2–3°C, zmniejszenie obszaru zajętego przez lądolody i lodowce górskie powodowało zwiększenie ilości wody w oceanie, a tym samym podniesienie globalnego poziomu morza, który w najcieplejszych okresach czwartorzędu był kilka–kilkanaście metrów wyższy niż obecnie. Globalna cyrkulacja atmosferyczna i oceaniczna w okresach ciepłych była zbliżona do współczesnej, podobnie jak układ stref roślinnych i rozmieszczenie fauny.

Niezależnie od cyklicznych ochłodzeń i ociepleń czwartorzęd charakteryzuje się stopniowym obniżaniem się średniej temperatury globalnej, któremu towarzyszy zwiększanie amplitudy temperatury między okresami ciepłymi i zimnymi. W środkowej Europie spowodowało to zmniejszanie udziału roślin ciepłolubnych (egzotycznych) w szacie roślinnej. W Polsce na początku plejstocenu dolnego dominowała roślinność zielna i elementy flory typowe dla stepu zimnego (Popescu i in., 2010), później w okresach ciepłych przeważały lasy mieszane i liściaste, a w okresach chłodniejszych, zależnie od ich rangi, występowały w różnej proporcji zbiorowiska roślinne typu tajgi i terenów otwartych.

Obszar Niżu Europejskiego był zdominowany przez doliny rzeczne, a znajdujące się w nich rzeki płynęły ku północnemu zachodowi do Morza Północnego i ku północy do rzeki bałtyckiej. Jedynie na bezpośrednim przedpolu Karpat (w zapadlisku przedgórskim) odpływ rzeczny był skierowany ku wschodowi wzdłuż dzisiejszej doliny Dniestru – do Morza Czarnego. Rozmieszczenie osadów rzecznych plejstocenu dolnego w Polsce wskazuje, że zasadnicze ramy dzisiejszej sieci rzecznej zaczęły kształtować się od neogenu, natomiast w wyniku zlodowaceń plejstoceńskich powstały jej odcinki równoleżnikowe, stanowiące istotny element współczesnej sieci dolin rzecznych (Mojski, 1993, 2005). Charakter osadów rzecznych plejstocenu dolnego, zawierających głównie materiał gruboziarnisty odporny na wietrzenie fizyczne, wskazuje na występowanie gwałtownych przepływów (sezonowych lub epizodycznych) w klimacie suchym i/lub zimnym, kiedy szata roślinna na obszarze zlewni była uboga.

Zlodowacenie Skandynawii rozpoczęło się już u schyłku pliocenu, ale początkowo ograniczało się jedynie do obszarów górskich, w plejstocenie dolnym miało ono na ogół charakter piedmontowy, a lokalnie występowały również lodowce szelfowe. Jeśli pojawiał się lądolód, to jego rozprzestrzenienie ku południowi w zasadzie nie przekraczało rejonu współczesnej niecki Bałtyku. Dopiero około 900 tys. lat temu, czyli w końcowej części plejstocenu dolnego (zlodowacenie Nidy), lądolód zajął prawdopodobnie wschodnią i środkową Polskę i dotarł aż do Bramy Morawskiej. Maksymalny zasięg lądolodów kolejnych zlodowaceń zaznacza się już na współczesnej powierzchni terenu (fig. 5.5). Najstarsze z nich sięgnęło najdalej ku południowi i dotarło w Polsce do Karpat i Sudetów (zlodowacenie Sanu 1), a dalej na wschód – do doliny górnego Donu (zlodowacenie Donu). Młodsze zlodowacenia miały mniejszy zasięg, przy czym zlodowacenie Sanu 2 (Elstery, Oki) objęło również przedpole Sudetów i Karpat, a zlodowacenie Odry (Soławy, Dniepru) dotarło do Sudetów i wyżyn środkowopolskich (Marks i in., 2016, 2018). Najmłodsze zlodowacenie (Wisły, Wałdaju) objęło północną część Niżu Europejskiego. Na południe od lądolodu zachodziła depozycja lessów, a w okresach cieplejszych rozwijały się gleby, obecnie zachowane w stanie kopalnym.

W czasie zlodowaceń powstawały pradoliny, odprowadzające wody roztopowe z topniejącego lądolodu. W trakcie zlodowaceń sięgających Karpat była to pradolina podkarpacka prowadząca wody do doliny Dniestru i Morza Czarnego (Lindner i Marks, 2015), a podczas zlodowacenia Odry (Soławy, Dniepru) odpływ odbywał się ku zachodowi pradoliną wrocławsko-bremeńską a ku wschodowi – pradoliną prypecko-dnieprowską. W kolejnych fazach zlodowacenia Wisły powstały pradoliny barucko-głogowska, warszawsko-berlińska i toruńsko-eberswaldzka, przechodzące od rejonu Berlina ku zachodowi w pradolinę dolnej Łaby. U schyłku zlodowaceń na tarasach nadzalewowych powstawały pola piasków przewianych i wydmy, te ostatnie zachowane jedynie z ostatniego zlodowacenia.

W okresach międzylodowcowych (interglacjalnych) szata roślinna w Europie była zbliżona do współczesnej. W czasie dwóch najstarszych interglacjalów w Polsce (podlaskim i ferdynandowskim) występowały po 2–3 epizody ciepłe przedzielone wyraźnymi ochłodzeniami, natomiast interglacjalny młodsze (przede wszystkim mazowiecki/holsztyński i eemski, ale także holocen) miały tylko po jednym wyraźnym optimum klimatycznym (Lindner i in., 2013). Na początku każdego interglacjalu obszary objęte poprzedzającym go zlodowaceniem były pojezierzami, które w miarę upływu czasu były wciągane w sieć rzeczną. Począwszy od interglacjalu

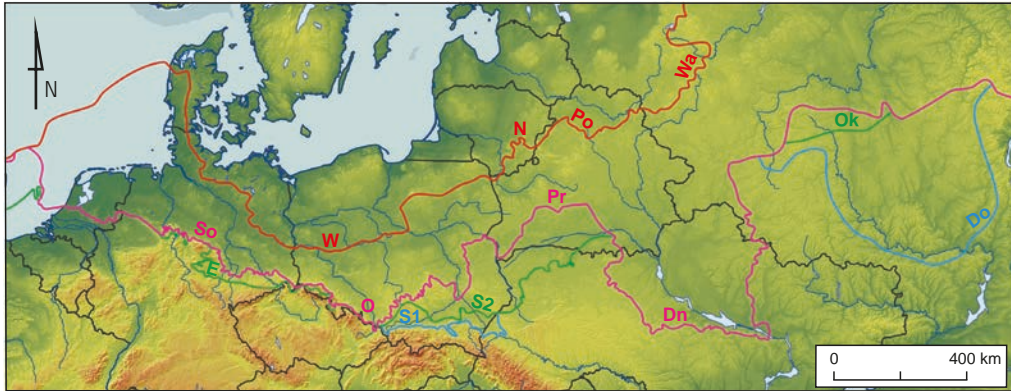


Fig. 5.5. Zasięgi głównych zlodowaceń plejstocenijskich w środkowej Europie (na podstawie różnych źródeł) (dane topograficzne: EuroGeographics)

Zlodowacenia: S1 – Sanu 1 (Do – Donu), S2 – Sanu 2 (E – Elstery, Ok – Oki), O – Odra (So – Soławy, Pr – Prypeci, Dn – Dniepru), W – Wisły (N – Niemna, Po – Pooziera, Wa – Wałdaju)

mazowieckiego (holsztyńskiego) główną bazą erozyjną dla rzek na obszarze Polski było morze w niecce Bałtyku, utworzonej w wyniku przekształcenia doliny rzeki bałtyckiej przez lądolód zlodowacenia Sanu 2 (Elstery).

Obszary górskie w Europie położone poza zasięgiem zlodowaceń skandynawskich były zlodowacone w plejstocenie środkowym i górnym. W wyższych górach powstawały lodowce dolinne, a w niższych – głównie cyrkowe i wiszące (np. w Karpatach i w Sudetach).

PODSUMOWANIE

Urszula Stępień

W najnowszej, przeglądowej Mapie geologicznej Polski 1:500 000 uwzględniono zaktualizowane wyniki badań regionalnych. Obraz kartograficzny trzech powierzchni strukturalnych – powierzchni terenu, podłoża czwartorzędu i podłoża kenozoiku – osiągnięto w wyniku wdrożenia nowej metodyki przygotowania i wizualizacji danych. Najważniejszą i zarazem kluczową różnicą w odniesieniu do kartografii tradycyjnej jest zgrupowanie danych dotyczących wydzieleń geologicznych w warstwy (pakiety stratygraficzne), które zgodnie z zasadą superpozycji zostały na siebie nałożone. Zaletą zastosowania takiej metody jest uniknięcie wielokrotnego powielania danych, a tym samym ryzyka istnienia jednocześnie kilku wersji tej samej mapy. Przykładowo: aktualizacja wydzieleń widocznych na warstwie podłoża kenozoiku powoduje automatyczną aktualizację wszystkich map, na których te wydzielenia są widoczne. Wdrożenie nowego podejścia do kartografii geologicznej wymagało wielu analiz, prac zestawczych i porównawczych, zaangażowania prawie stuosobowego grona specjalistów: stratygrafów, geologów regionalnych, kartografów i geoinformatyków. Po raz pierwszy wszystkie etapy przygotowania mapy od zebrania danych i ich analizy po opracowanie autorskie i harmonizację danych odbyły się w środowisku GIS (*Geographic Information System*). Autorzy korzystali z przygotowanych na początku prac słowników pojęć litologicznych, genetycznych i stratygraficznych, które w miarę potrzeby były uszczegóławiane i uzupełniane w celu uzyskania jak najpełniejszego opisu wydzielenia. Wdrożone rozwiązanie wymagało wszechstronnego przygotowania danych i szczegółowego opisanie wydzieleń geologicznych w celu umożliwienia ich dalszej analizy przestrzennej pod kątem potrzeb przyszłego użytkownika.

Opracowane w ten sposób mapy geologiczne uwzględniają więc najnowszą interpretację dostępnych danych. Znaczna część wyznaczonych uskoków została potwierdzona badaniami geofizycznymi. Z kolei informacji na temat istnienia innych uskoków, od lat zaznaczanych na mapach geologicznych, nie udało się odnaleźć w dokumentacjach archiwalnych. Na podstawie nowych analiz profili otworów wiertniczych wprowadzono zmiany w przebiegu granicy między jurą i kredą w południowej Polsce, a tam gdzie to było możliwe – skorelowano wydzielenia jury i kredy. Zrewidowano także zasięgi zlodowaceń, szczególnie we wschodniej Polsce.

W przedstawionym nowym podejściu do kartografii geologicznej kwestia wizualizacji odgrywa mniejszą rolę, ponieważ zaproponowany sposób zobrazowania danych jest inny w przypadku druku (ograniczonego możliwościami technicznymi), a inny w przypadku przeglądania danych w internecie lub na komputerze. Kryterium porządkującym wydzielenia geologiczne przedstawione na opisywanych mapach jest czas ich powstania, czyli chronostratygrafia. Wdrożony sposób opisu danych geologicznych umożliwia odbiorcy tworzenie kompozycji także na

podstawie innych kryteriów, takich jak litologia, proces lub środowisko powstania wydzielenia geologicznego. Funkcjonalność ta jest zaprezentowana na portalu mapowym Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB).

W czasie opracowania warstw z wydzieleniami geologicznymi korzystano z dobrych praktyk, które z powodzeniem zastosowały inne służby geologiczne. Nowatorskie podejście do kartografii geologicznej przysporzyło jednak licznych problemów na etapie przygotowania map do tradycyjnej, drukowanej formy prezentacji. Formy analogowe rządzą się innymi prawami niż dane cyfrowe przeglądane na komputerach i urządzeniach mobilnych. Wydruki nie dają się skalować, zatem kształt, wielkość wydzieleni i sposób wizualizacji podlegają restrykcyjnym ograniczeniom.

Przedstawione mapy geologiczne są pierwszym krokiem do warstwowej prezentacji danych kartograficznych zgodnej ze stratygrafią. Autorzy są przekonani, że koncepcja ta daje nowe możliwości wykorzystania wiedzy geologicznej i powinna być dalej rozwijana, szczegółowość warstw stratygraficznych mogłaby bowiem sięgnąć do systemów, a nawet serii. Wiedza o zasięgu poszczególnych wydzieleni nie tylko ułatwia zrozumienie szczegółów dotyczących budowy geologicznej, następstwa i relacji między wydzieleniami, ale przede wszystkim otwiera nowe możliwości analizy danych przestrzennych. Dane cyfrowe zawierają wiele informacji przygotowanych w formie, która umożliwia prowadzenie analiz wielokryterialnych, co jest ważne w przypadku planowania przestrzennego zarówno na powierzchni terenu, jak i pod ziemią. Jednocześnie tak opracowane warstwy mogłyby być uzupełnieniem modeli 3D budowy geologicznej.

Drukowane wersje mapy przedstawiają jedną z niezliczonych możliwości wizualizacji danych geologicznych, odpowiadającą zasadom przyjętym w kartografii geologicznej. W sposób syntetyczny zaprezentowano stan wiedzy na temat budowy geologicznej Polski na 2022 r. Kluczowym elementem opracowania są jednak cyfrowe wersje map, które wpisują się w obecne trendy w geologii światowej. Taka forma opracowania stwarza szansę na aktualizowanie map w miarę pojawiania się nowych danych i opracowań regionalnych.

LITERATURA

- Commission for the Management and Application of Geoscience Information (CGI); <https://cgi-iugs.org/>.
- © EuroGeographics. Orginalny produkt jest dostępny bezpłatnie na stronie eurogeographics.org, a warunki licencyjne – na stronie <https://eurogeographics.org/products-and-services/open-data/topographic-data/>.
- Open Geospatial Consortium (OGC); <https://www.ogc.org/>.
- Portal mapowy australijskiej służby geologicznej (*Australian Government – Geoscience Australia*); <https://portal.ga.gov.au/>.
- Portal mapowy brytyjskiej służby geologicznej (*British Geological Survey – BGS*); <https://geologyviewer.bgs.ac.uk/>.
- Portal mapowy czeskiej służby geologicznej (*Česká Geologická Služba – CGS*); <https://mapy.geology.cz/geocr500/>.
- Portal mapowy Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB; <https://www.geologia.pgi.gov.pl>.
- von ALBERTI F.A., 1834. Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. Stuttgart und Tübingen, Verlag der J.G. COTTA'schen Buchhandlung.
- ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., MAZUR S., ŻABA J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geological Magazine*, 133: 727–739.
- ALEKSANDROWSKI P., MAZUR S., 2002. Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. W: Palaeozoic Amalgamation of Central Europe (red., J. Winchester, T. Pharaoh, J. Verniers). *Geological Society, London, Special Publications*, 201: 237–277.
- ANCZKIEWICZ A.A., ANCZKIEWICZ R., 2016. U-Pb zircon geochronology and anomalous Sr-Nd-Hf isotope systematics of late orogenic andesites, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Southern Poland. *Chemical Geology*, 427: 1–16.
- ANCZKIEWICZ A.A., DANIŠIK M., ŚRODOŃ J., 2015. Multiple low-temperature thermochronology constraints on exhumation of the Tatra Mts: new implications for the complex evolution of the Western Carpathians in the Cenozoic. *Tectonics*, 34. Doi: <https://doi.org/10.1002/2015TC003952>.
- BAC-MOSZASZWILI M., 1993. Structure of the western termination of the Tatra massif. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 63: 167–193.
- BAC-MOSZASZWILI M., 1998. Geology of the Subtratic units, western Tatra Mts, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 111: 113–136.
- BADURA J., ZUCHIEWICZ W., GORECKI A., SROKA W., PRZYBYLSKI B., ZYSZKOWSKA M., 2003. Morphotectonic properties of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Acta Montana IRSM AS CR*, Ser. A, 24, 131: 21–49.
- BADURA J., PÉCSKAY Z., KOSSOWSKA E., WOLSKA A., ZUCHIEWICZ W., PRZYBYLSKI B., 2005. New age and petrological constraints on Lower Silesian basaltoids, SW Poland. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 139: 7–15.

- BER A., URBAŃSKI K., MARKS L., PIELACH M., 2017. Mapa glacicitektoniczna Polski 1:2 500 000. W: Atlas geologiczny Polski (red., J. Nawrocki, A. Becker). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa: 54–55.
- BIRKENMAJER K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 88: 1–32.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., 2000. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians, Poland, a supplement. *Studia Geologica Polonica*, 117: 7–25.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., 2002. Radiometric dating of the Tertiary volcanite in Lower Silesia, Poland. I. Alkali basaltic rocks of the Opole region. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 59, 1: 31–59.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., GRABOWSKI J., LORENC M.W., ZAGOŹDŹON P.P., 2002a. Radiometric dating of the Tertiary volcanite in Lower Silesia, Poland. II. K-Ar and palaeomagnetic data from Neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudetes Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72, 2: 119–129.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., GRABOWSKI J., LORENC M.W., ZAGOŹDŹON P.P., 2002b. Radiometric dating of the Tertiary volcanite in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and palaeomagnetic data from Early Miocene basaltic rocks near Jawor, Fore-Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72, 3: 241–253.
- BRUNARSKA I., ANCZKIEWICZ R., 2019. Geochronology and Sr-Nd-Hf isotope constraints on the petrogenesis of teschenites from the type-locality in the Outer Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 70, 3: 222–240.
- BUŁA Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 171: 1–63.
- BUŁA Z., 2011. Regionalne badania geologiczne Górnego Śląska. Przyroda Górnego Śląska. *Biuletyn Centrum Dziedzictwa Przyrody Górnego Śląska*, 7–8.
- BUŁA Z., HABRYN R. (red.), 2008. Atlas geologiczno-strukturalny podłoża paleozoicznego Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- BUŁA Z., HABRYN R., JACHOWICZ-ZDANOWSKA M., ŻABA J., 2015. The Precambrian and lower Paleozoic of the Brunovistulicum (eastern part of the Upper Silesian Block, southern Poland) – the state of the art. *Geological Quarterly*, 59, 1: 123–134.
- BUŁA Z., ŻABA J., 2005. Pozycja tektoniczna Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. Przewodnik 76. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Rudy k. Rybnika. Warszawa: 14–42.
- BUŁA Z., ŻABA J., HABRYN R., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). *Przegląd Geologiczny*, 56, 10: 912–920.
- BURTAN J., GOLONKA J., OSZCZYPKO N., PAUL Z., ŚLĄCZKA A., 1981. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Nowy Sącz. B – Mapa bez utworów czwartorzędowych + mapy podstawowe. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- CSONTOS L., VÖRÖS A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210: 1–56.
- CYMERMAN Z., 2010. Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego, 1:200 000. Wyd. II. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- CZARNOCKI J., 1950. Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 18: 1–308.
- DADLEZ R., 1993. Pre-Cainozoic tectonics of the southern Baltic Sea. *Geological Quarterly*, 37, 3: 431–450.

- DADLEZ R. (red.), 1995. Atlas Geologiczny Południowego Bałtyku, 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DADLEZ R., 2001. Przekroje geologiczne przez bruzdę śródpolską. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DADLEZ R., 2006. The Polish Basin – relationships between the crystalline, consolidated and sedimentary crust. *Geological Quarterly*, 50: 43–57.
- DADLEZ R., GRAD M., GUTERCH A., 2005. Crustal structure below the Polish Basin: is it composed of proximal terranes derived from Baltica? *Tectonophysics*, 411: 111–128.
- DADLEZ R., JÓŹWIAK W., MŁYNARSKI S., 1997. Subsidence and inversion in the western part of Polish basin – data from seismic velocities. *Geological Quarterly*, 41, 2: 197–208.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z., ZNOSKO J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geological Quarterly*, 38: 169–189.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J. (red.), 2000. Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku w skali 1:1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J., 1998. Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce, 1:2 500 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., MORYC W., 1988. Rozwój basenu sedimentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 32, 1: 117–136.
- DOMŻALSKI J., GÓRECKI W., MAZUREK A., MYŚKO A., STRZETELSKI W., SZAMAŁEK K., 2004. The prospects of petroleum exploration in the eastern sector of Southern Baltic as revealed by sea bottom geochemical survey correlated with seismic data. *Przegląd Geologiczny*, 52, 8/2: 792–799.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A., 1997. Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin. *Geological Quarterly*, 41, 4: 491–508.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A., PIENKOWSKI G., WIERZBOWSKI A., 2017. Jura. Mapy miąższości skał w podziale na systemy stratygraficzne, 1:5 000 000. W: Atlas geologiczny Polski (red., J. Nawrocki, A. Becker). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa: 72–73.
- FILONOWICZ P., 1981. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Kielce. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- GARECKA M., 2005. Calcareous nannoplankton from the Podhale Flysch (Oligocene–Miocene, Inner Carpathians, Poland). *Studia Geologica Polonica*, 124: 353–369.
- GAST R.E., DUSAR M., BREITKREUZ C., GAUPP R., SCHNEIDER J.W., STEMMERIK L., GELUK M.C., GEISLER M., KIERSNOWSKI H., GLENNIE K.W., KABEL S., JONES N.S., 2010. Rotliegend. W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red., J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson). EAGE Publications b.v. (Houten): 101–121.
- GAWĘDA A., BURDA J., GOLONKA J., KLÖTZLI U., CHEW D., SZOPA K., WIEDENBECK M., 2017. The evolution of Eastern Tornquist-Paleoasian Ocean and subsequent continental collision: a case study from the Western Tatra Mts, Central West Carpathians, Poland. *Gondwana Research*, 48: 134–152.
- GAWĘDA A., BURDA J., KLÖTZLI U., GOLONKA J., SZOPA K., 2016. Episodic construction of the Tatric granitoid intrusion (Central Western Carpathians, Poland/Slovakia): consequences for geodynamics of Variscan collision and Rheic Ocean closure. *International Journal of Earth Sciences*, 105: 1153–1174.
- GEDL P., 2000. Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Podhale Palaeogene (Inner Carpathians, Poland) in the light of palynological studies. I and II. *Studia Geologica Polonica*, 117: 69–154, 155–303.

- GLUSZYŃSKI A., ALEKSANDROWSKI P., 2022. Late Cretaceous–Early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (southwestern Poland and northern Czechia). *European Geosciences Union, Solid Earth*, 13: 1219–1242.
- GOLONKA J., GAHAGAN L., KROBICKI M., MARKO F., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., 2005. Plate-tectonic evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region. W: *The Carpathians and their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources* (red., J. Golonka, F.J. Picha). *American Association of Petroleum Geologists Memories*, 84: 11–46.
- GRAD M., GUTERCH A., KELLER R., JANIK T., HEGEDÜS E., VOZAR J., ŚLĄCZKA A., TIIRA T., YLINIEMI J., 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research*, 111, B03301. Doi: <https://doi.org/10/1029/2005B003647>.
- GUTOWSKI J., KRZYWIEC P., WALASZCZYK I., POŻARYSKI W., 2003. Od ekstensji do inwersji – zapis aktywności północno-wschodniej brzeżnej strefy uskokowej świętokrzyskiego segmentu bruzdy środkowopolskiej w osadach jury górnej i kredy na podstawie interpretacji danych sejsmiki refleksyjnej. *Tomy Jurajskie*, 1: 124–125. Doi: <https://doi.org/10.7163/GPol.0115>.
- HUGHES P.D., GIBBARD P.L., EHLERS J., 2020. The “missing glaciations” of the Middle Pleistocene. *Quaternary Research*, 96: 161–183. Doi: <https://doi.org/10.1017/qua.2019.76>.
- JACH R., RYCHLIŃSKI T., UCHMAN A. (red.), 2014. Skąły osadowe Tatr. Tatrzński Park Narodowy, Zakopane.
- JANKOWSKI L., 2015. Nowe spojrzenie na budowę geologiczną Karpat – ujęcie dyskusyjne. Instytut Nafty i Gazu – PIB, Kraków.
- JANKOWSKI L., JUGOWIEC M., SZYDŁO A., 2019. Tektoniczne i sedymentacyjne deformacje w serii skałkowej z rejonu Zaskala w ujęciu stratygraficznym: nowe spojrzenie na genezę i rozwój pienińskiego pasa skałkowego (jednostka złatniańska). W: *Od podnóża Tatr po brzeg Karpat, współczesne wyzwania kartografii geologicznej. Konferencja naukowo-szkoleniowa. Przewodnik konferencyjny*. Szczawnica.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., KRASSOWSKA A., 1988. Paleomiąższości, litofacje i paleo-tektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. *Geological Quarterly*, 32, 1: 177–198.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., POŻARYSKI W., 1979. Kreda górna polskiej części Bałtyku. *Kwartalnik Geologiczny*, 23, 2: 421–427.
- JURECZKA J., DOPITA M., GAŁKA M., KRIEGER W., KWARCIŃSKI J., MARTINIEC P., 2005. Atlas geologiczno-złożowy polskiej i czeskiej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, 1:200 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- JUREWICZ E., 2005. Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. *Acta Geologica Polonica*, 55: 295–338.
- JUREWICZ E., 2012. Procesy nasunięć płaszczowinowych w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 60, 8: 432–441.
- KASIŃSKI J.R., 2000. Atlas geologiczny asocjacji brunatnowęglowej w polskiej części niecki żytańskiej 1:50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KASIŃSKI J.R., 2004. Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. W: *Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia. Cz. 3a. Kenozoik, Paleogen, Neogen* (red., T.M. Peryt, M. Piwocki). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 134–161.
- KASIŃSKI J.R., BADURA J., PAŃCZYK M., PÉCSKAY Z., SATERNUS A., SŁODKOWSKA B., URBAŃSKI P., 2015. Osady paleogeńskie w polskiej części niecki żytańskiej – nowe światło na problem wieku zapadliska tektonicznego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 295–324.

- KNOX R., BOSCH A., RASMUSSEN E.S., HEILMANN-CLAUSEN C., HISS M., DE LUGT I., KASIŃSKI J., KING CH., KOTHE A., SŁODKOWSKA B., STANDKE G., VANDENBERGHE N., 2010. Cenozoic. W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red., J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson). EAGE Publications b.v. (Houten): 210–223.
- KONDRACKI J., 2013. Geografia fizyczna Polski. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- KOTAŃSKI Z., 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchołkowego w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 11: 187–476.
- KOTAŃSKI Z. (red.) i in., 1997. Atlas geologiczny Polski map ścięcia poziomowego w skali 1:750 000. Wydawnictwa Kartograficzne PAE, Warszawa.
- KOTAŃSKI Z., PIOTROWSKA K., PIOTROWSKI J., 1998. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Tatry Zachodnie, Tatry Wysokie, Bielsko-Biała, B – mapa bez utworów czwartorzędowych. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KOVÁČ M., MÁRTON E., OSZCZYPKO N., VOJTKO R., HÓK J., KRÁLIKOVÁ S., PLAŠIENKA D., KLUČIAR T., HUDÁČKOVÁ N., OSZCZYPKO-CLOWES M., 2018. Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 155: 133–154.
- KOWALCZEWSKI Z., 1994. The Holy Cross Mts. in the Early Paleozoic. W: Europrobe Trans-European Suture Zone Workshop Kielce, Poland. Excursion Guidebook: 1–18.
- KOWALCZEWSKI Z., ROMANEK A., STUDENCKI M., 1990. Mapa geologiczna odkryta paleozoiku Gór Świętokrzyskich 1:200 000. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG–PIB, Warszawa.
- KOWALCZEWSKI Z., ŻYLIŃSKA A., SZCZEPANIK Z., 2006. Kambr w Górach Świętokrzyskich. W: Przewodnik 77. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich” (red., S. Skompski, A. Żylińska). Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 14–27.
- KOWALSKA S., KRANC A., MAKSYM S., ŚMIST P., 2000. Budowa geologiczna podłoża miocenu w północno-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, w rejonie Lubaczów–Biszczka. *Nafta-Gaz*, 3: 158–178.
- KOZDRÓJ W., KRENZ O., OPLETAL M. (red.), 2001. Geological map Lausitz–Jizera–Karkonosze, 1:100 000. Mapa + objaśnienia. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie. Freiberg & Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa & Český geologický ústav, Praha.
- KRAMARSKA R., 2006. Paleogen i neogen południowego Bałtyku i jego wybrzeża. Praca doktorska. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddz. Geologii Morza, Gdańsk.
- KRAMARSKA R., 2010. Paleogen południowego Bałtyku i wybrzeża ze szczególnym uwzględnieniem osadów bursztynonośnych. W: Bursztyn, poglądy, opinie (red., B. Kosmowska-Ceranowicz, W. Gierłowski). T. 2. Materiały z seminariów, Amberif 2005–2009: 17–25.
- KRAMARSKA R., KRZYWIEC P., DADLEZ R., 1999. Mapa geologiczna dna Bałtyku, 1:500 000 (Geological Map of the Baltic Sea Bottom, 1:500 000). Państwowy Instytut Geologiczny, Gdańsk–Warszawa.
- KRZEMIŃSKA E., KRZEMIŃSKI L. we współpracy z: PETECKI Z., WISZNIEWSKA J., SALWA S., ŻABA J., GAIDZIK K., WILLIAMS I.S., ROSOWIECKA O., TARAN L., JOHANSSON Å., PÉCSKAY Z., DEMAIFFE D., GRABOWSKI J., ZIELIŃSKI G., 2017. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, 1:1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KRZYWIEC P., 2000. O mechanizmach inwersji bruzdy środkowopolskiej – wyniki interpretacji danych sejsmicznych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 393: 135–166.

- KRZYWIEC P., 2006. Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. *Geological Quarterly*, 51, 1: 151–168.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1977. The tectonics of the Carpathians. W: *Geology of Poland. IV. Tectonics* (red., W. Pożaryski). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 476–620.
- KULETA M., ZBROJA S., 2006. Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich. W: *Przewodnik 77. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich”* (red., S. Skompski, A. Żylińska). Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 105–125.
- KUTEK J., GŁAZEK J., 1972. The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine Cycle. *Acta Geologica Polonica*, 22, 4: 603–653.
- LEFELD J., 1999. Tectonics of the Subtritic units Eastern Tatra Mts. *Studia Geologica Polonica*, 115: 139–166.
- LEFELD J., GAŹDZICKI A., IWANOW A., KRAJEWSKI K., WÓJCIK K., 1985. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 84: 1–93.
- LESZCZYŃSKI K., 2012. The internal geometry and lithofacies pattern of the Upper Cretaceous–Danian sequence in the Polish Lowlands. *Geological Quarterly*, 56, 2: 363–386.
- LESZCZYŃSKI K., DADLEZ R., 1999. Subsycendcja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych – dyskusja. *Przegląd Geologiczny*, 47, 7: 625–628.
- LINDNER L., MARKS L., 2015. Early and Middle Pleistocene fluvial series in northern foreland of the Carpathians (Poland and Ukraine) and their relation to Dnistr River terraces. *Quaternary International*, 357: 22–32. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09>.
- LINDNER L., MARKS L., NITA M., 2013. Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quaternary International*, 292: 113–123. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.11.018>.
- LITTKER R., BAYER U., GAJEWSKI D., NELSKAMP S. (red.), 2008. Dynamics of complex intracontinental basins: the Central European Basin System. Springer, Berlin–Heidelberg.
- MACHANIEC E., JACH R., GRADZIŃSKI M., RONIEWICZ P., UCHMAN A., 2009. Sesja terenowa B5. Eocen tatrzański. W: *Przewodnik 79. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Budowa geologiczna Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk geotermalnych na Podhalu”* (red., A. Uchman, J. Chowaniec). Bukowina Tatrzańska, 26–29 września 2009 r. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa: 159–168.
- MALEC J., 2006. Sylur w Górach Świętokrzyskich. W: *Przewodnik 77. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich”* (red., S. Skompski, A. Żylińska). Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 36–50.
- MALINOWSKI M., ŻELAŹNIEWICZ A., GRAD M., GUTERCH A., JANIK T., 2005. Seismic and geological structure of the crust in the transition from Baltica to Paleozoic Europe in SE Poland – CELEBRATION 2000 experiment, profile CEL02. *Tectonophysics*, 401: 55–77.
- MARCINKIEWICZ T., FIJAŁKOWSKA-MADER A., PIENKOWSKI G., 2014. Poziomy megasporowe epikontynentalnych utworów triasu i jury w Polsce – podsumowanie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 457: 15–42.
- MAREK S., RAJSKA M., 1997. Formacje skalne, ich stratygrafia i paleogeografia. Kreda dolna (beriasalb górny). Biostratygrafia. Makrofauna. W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red., S. Marek, M. Pajchłowa). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 333–346.

- MARKS L., BER A., GOGOŁEK W., PIOTROWSKA K. (red.), 2006. Mapa geologiczna Polski w skali 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MARKS L., DZIERŻEK J., JANISZEWSKI R., KACZOROWSKI J., LINDNER L., MAJECKA A., MAKOS M., SZYMANEK M., TOŁOZKO-PASEK A., WORONKO B., 2016. Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 66, 3: 403–427. Doi: <https://doi.org/10.1515/agp-2016-0018>.
- MARKS L., KARABANOV A., NITYCHORUK J., BAHDASARAU M., KRZYWICKI T., MAJECKA A., POCHOCKA-SZWARC K., RYCHEL J., WORONKO B., ZBUCKI Ł., HRADUNOVA A., HRYCHANIK M., MAMCHYK S., RYLOVA T., NOWACKI Ł., PIELACH M., 2018. Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quaternary International*, 478: 59–74. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.07.043>.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T., 2006. The Variscan orogen in Poland. *Geological Quarterly*, 50, 1: 89–118.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., SZCZEPAŃSKI J., 2010. Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 58, 2: 133–145.
- MCCANN T., PASCAL C., TIMMERMAN M.J., KRZYWIEC P., LÓPEZ-GÓMEZ J., WETZEL L., KRAWCZYK C.M., RIEKE H., LAMARCHE J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous–Early Permian) basin evolution in western and central Europe. W: European lithosphere dynamics (red. D.G. Gee, R.A. Stephenson). *Geological Society Memoir*, 32: 355–388.
- MIZERSKI W., 1995. Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts in central Europe. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 372.
- MODLIŃSKI Z., PODHALAŃSKA T., 2010. Outline of the lithology and depositional features of the lower Paleozoic strata in the Polish part of the Baltic region. *Geological Quarterly*, 54: 109–121.
- MOJSKI J.E., 1993. Europa w plejstocenie, ewolucja środowiska przyrodniczego. Wydawnictwa Kartograficzne PAE, Warszawa.
- MOJSKI J.E. (red.), 1995. Atlas geologiczny południowego Bałtyku. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MOJSKI J.E., 2005. Ziemia polskie w czwartorzędzie, zarys morfogenezy. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- NARKIEWICZ K., 1999. Conodont biostratigraphy of the Muschelkalk (Middle Triassic) in the central part of the Polish Lowlands. *Geological Quarterly*, 43, 3: 313–328.
- NARKIEWICZ M., 2007. Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geological Quarterly*, 51, 3: 231–256.
- NARKIEWICZ M., 2020a. Geologiczna historia Polski. Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., 2020b. Variscan foreland in Poland revisited: new data and new concepts. *Geological Quarterly*, 64, 2: 377–401.
- NARKIEWICZ M., 2021. Geologiczna historia Polski. Wyd. II. Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., DADLEZ R., 2008. Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Przegląd Geologiczny*, 56, 4: 391–397.
- NARKIEWICZ M., MAKSYM A., MALINOWSKI M., GRAD M., GUTERCH A., PETECKI Z., PROBULSKI J., JANIK T., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., JANKOWSKI L., 2015. Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe – results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 3: 75–796. Doi: <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1116-4>.

- NARKIEWICZ M., PETECKI Z., 2017. Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geological Quarterly*, 61, 2: 502–520.
- NARKIEWICZ M., RACKI G., SKOMPSKI S., SZULCZEWSKI M., 2006. Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. W: Przewodnik 77. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich” (red., S. Skompski, A. Żylińska). Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 51–77.
- NAWROCKI J., 1997. Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations. *Earth and Planetary Science Letters*, 152: 37–58.
- NAWROCKI J., BECKER A. (red.), 2017. Atlas geologiczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- NAWROCKI J., JEWUŁA K., STACHOWSKA A., SZULC J., 2015. Magnetic polarity of Upper Triassic sediments of the Germanic Basin in Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 663–674.
- NAWROCKI J., SALWA S., PAŃCZYK M., 2013. New ^{40}Ar – ^{39}Ar age constrains for magmatic and hydrothermal activity in the Holy Cross Mts. (southern Poland). *Geological Quarterly*, 57, 3: 551–559.
- NAWROCKI J., SZULC J., 2000. The Middle Triassic magnetostratigraphy from the Peri-Tethys basin in Poland. *Earth and Planetary Science Letters*, 182: 77–92.
- NIEMCZYCKA T., 1997a. Jura górna. Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red., S. Marek, M. Pajchłowa). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 309–322.
- NIEMCZYCKA T., 1997b. Jura górna. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red., S. Marek, M. Pajchłowa). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 327–331.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T., 1985. Palynological zones of the Polish epicontinental Triassic. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 33, 3–4: 107–117.
- OSZCZYPKO N., 1973. The geology of the Nowy Sącz Basin, the Middle Carpathians. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 271: 101–197.
- OSZCZYPKO N., 2006. Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 50, 1: 169–194.
- PERYT T., PIWOCKI M., 2004 (red.). Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia. Cz. 3a. Kenozoik, paleogen, neogen. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- PIEŃKOWSKI G., 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geological Institute Special Papers*, 12: 1–154.
- PIWOCKI M., 2004. Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Podstawy stratygrafii. Paleogen. W: Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia. Cz. 3a. Kenozoik, paleogen, neogen (red., T.M. Peryt, M. Piwocki). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 13–133.
- PIWOCKI M., KASIŃSKI J.R., 1995. Outline of development of the Lower Oligocene transgression in northern Poland. *Technika Poszukiwań Geologicznych*, 34, 3: 47–52.
- PLAŠIENKA D., 2018. Continuity and episodicity in the early Alpine tectonic evolution of the Western Carpathians: how large-scale processes are expressed by the orogenic architecture and rock record data. *Tectonics*, 37: 2029–2079.
- PLAŠIENKA D., SOTÁK J., 2015. Evolution of Late Cretaceous–Palaeogene synorogenic basins in the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones (Western Carpathians, Slovakia): tectonic controls over a growing orogenic wedge. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 43–76.

- POKORSKI J., 1997. Perm dolny (czerwony spągowiec). Litostratygrafia i litofacje. Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 35–38.
- POKORSKI J., MODLIŃSKI Z. (red.), 2007. Mapa geologiczna zachodniej i centralnej części obniżenia bałtyckiego bez utworów permu i młodszych. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- POPESCU S.-M., BILTEKIN D., WINTER H., SUC J.-P., MELINTE-DOBRINESCU M.C., KLOTZ S., RABINEAU M., COMBOURIEU-NEBOUT N., CLAUZON G., DEACONU F., 2010. Pliocene and Lower Pleistocene vegetation and climate changes at the European scale: Long pollen records and climatostratigraphy. *Quaternary International*, 219: 152–167.
- POPRAWA P., MALATA T., 2006. Model późnojurajsko-wczesnomiocenijskiej ewolucji tektonicznej zachodnich Karpat zewnętrznych. *Przegląd Geologiczny*, 54, 12: 1066–1080.
- POŻARYSKA K., ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E., 1977. O górnym eocenie w Polsce. *Geological Quarterly*, 21, 1: 59–72.
- RICHTER-BERNBURG G., 1955. Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 105: 843–854.
- ROMANEK A., 1988. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Sandomierz. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- ROMANEK A., 2008. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Sandomierz, B – bez utworów czwartorzędowych. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- ROMANEK A., 2011. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kielce, B – bez utworów czwartorzędowych. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- RONIEWICZ P., 1969. Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr. *Acta Geologica Polonica*, 19: 503–608.
- RÜHLE E. (red.), 1977. Mapa geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych, 1:500 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- RYŁKO W., TOMAŚ A., 1995. Morphology of the consolidated basement of the Polish Carpathians in the light of magnetotelluric data. *Geological Quarterly*, 39: 1–16.
- SALWA S., JAROSIŃSKI M., 2006. Ewolucja strukturalna dolnopaleozoicznego kompleksu Gór Świętokrzyskich – zarys problematyki. W: Przewodnik 77. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich” (red., S. Skompski, A. Żylińska). Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 78–82.
- SAWICKI L. (red.), 1966. Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego, 1:200 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- SAWICKI L. (red.), 1995. Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych), 1:100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- SAWICKI L., 1997. Utwory starsze od trzeciorzędu: wiek i litologia utworów, 1:500 000. W: Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego (red., W. Pawlak, J. Pawlak). Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.
- SCHECK-WENDEROTH M., KRZYWIEC P., ZÜLKE R., MAYSTRENKO Y., FRIZHEIM N., 2008. Permian to Cretaceous tectonics. W: The Geology of Central Europe (red., T. McCann). Geological Society of London, London, Bath: 999–1030.
- SCHMID S.M., BERNOULLI D., FÜGENSCHUH B., MATENCO L., SCHEFER S., SCHUSTER R., TISCHLER M., USTASZEWSKI K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 1: 139–183.
- SKOMPSKI S., 2006. Karbon Gór Świętokrzyskich. W: Przewodnik 77. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich” (red., S. Skompski,

- ski, A. Żylińska). Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 65–66.
- SŁODKOWSKA B., GAŁĄZKA D., 2015. Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glicitektonicznych Wzgórz Dylewskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 251–294.
- SŁODKOWSKA B., KASIŃSKI J.R., 2016a. Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Przegląd Geologiczny*, 64, 1: 15–25.
- SŁODKOWSKA B., KASIŃSKI J.R., 2016b. Uwarunkowania klimatyczne i środowiskowe powstawania bursztynu bałtyckiego. W: Lubelski bursztyn – znaleziska, geologia, złoża, perspektywy. Wyd. Stellarium, Kraków: 22–39.
- SOKOŁOWSKI S., 1973. Geologia paleogenu i mezozoicznego południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 265: 5–103.
- SOŁON J., BORZYSZKOWSKI J., BIDLASIK M., RICHLING A., BADORA K., BALON J., BRZEZIŃSKA-WÓJCIK M., CHABUDZIŃSKI Ł., DOBROWOLSKI R., GRZEGORCZYK I., JODŁOWSKI M., KISTOWSKI M., KOT R., KRAŹ P., LECHNIO J., MACIAS A., MAJCHROWSKA A., MALINOWSKA E., MIGOŃ P., MYGA-PIĄTEK U., NITA J., PAPIŃSKA E., RODZIK J., STRZYŻ M., TERPIŁOWSKI S., ZIAJA W., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica*, 91, 2: 143–170.
- STUPNICKA E., 1989 — Geologia regionalna Polski. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- TORSVIK T.H., COCKS L.R.M., 2017. Earth History and Palaeogeography. Cambridge University Press, Cambridge.
- TRAMMER J., 1975. Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 25: 179–216.
- TRELA W., 2006. Ordowik w Górach Świętokrzyskich: zapis stratygraficzny i sedymentacyjny. W: Przewodnik 77. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich” (red., S. Skompski, A. Żylińska). Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 28–35.
- VEJBAEK O.V., ANDERSEN C., DUSAR M., HERNGREEN G.F.W., KRABBE H., LESZCZYŃSKI K., LOTT G.K., MUTTERLOSE J., VAN DER MOLEN A.S., 2010. Cretaceous. W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red., J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson). EAGE Publications b.v. (Houten): 195–209.
- WAGNER R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 146: 1–71.
- WAGNER R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- WAGNER R., LESZCZYŃSKI K., POKORSKI J., GUMULAK K., 2002. Paleotectonic cross-sections through the Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, 46, 3: 293–306.
- WAGNER R., PERYT T.M., 1997. Possibility of sequence stratigraphic subdivision of the Zechstein in the Polish Basin. *Geological Quarterly*, 41, 4: 457–474.
- WALASZCZYK I., 1992. Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, 42, 1: 1–122.
- WALASZCZYK I., ČECH S., CRAMPTON J.S., DUBICKA Z., IFRIM C., JARVIS I., KENNEDY W.J., LEES J. A., LODOWSKI D., PEARCE M., PERYT D., SAGEMAN B. B., SCHIÖLER P., TODES J., ULIČNÝ D., VOIGHT S., WIESE F., LINNERT C., PÜTTMANN T., TOSHIMITSU S., 2022. The

- Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Coniacian Stage (Salzgitter-Salder, Germany) and its auxiliary sections (Słupia nadbrzeżna, central Poland; Střeleč, Czech Republic; and El Rosaio, NE Mexico). *Episodes*, 45, 2: 181–220.
- WAŚKOWSKA-OLIWA A., KROBICKI M., GOLONKA J., SŁOMKA T., ŚLĄCZKA A., DOKTOR M., 2008. Stanowiska najstarszych skał osadowych w polskich Karpatach fliszowych jako obiekty geoturystyczne. *Geologia*, 34, 3/1: 83–121.
- WATYCHA L., 1976. Neogen Niecki Orawsko-Nowotarskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 20, 3: 575–587.
- WIECZOREK J., BARBACKI A., 1997. Przekrój geologiczny przez nieckę podhalańską i jej podłoże na podstawie danych sejsmicznych i wiertniczych: implikacje dla geotermii. *Przegląd Geologiczny*, 45, 7: 715–720.
- WOJEWODA J., MIGOŃ P., KRZYSZKOWSKI D., 1995. Rozwój rzeźby i środowisk sedymentacji w młodszym trzeciorzędzie i starszym plejstocenie na obszarze środkowej części bloku przedsudeckiego: wybrane aspekty. W: Przewodnik 66. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Wrocław: 315–332.
- WÓJCIK A., KAMIENIARZ S., 2018. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Bielsko-Biała, wyd. B. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- ZATTIN M., ANDREUCCI B., JANKOWSKI L., MAZZOLI S., SZANIAWSKI R., 2011. Neogene Exhumation of the Outer Western Carpathians. *Terra Nova*, 23: 283–291.
- ZAWIDZKA K., 1975. Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. *Acta Geologica Polonica*, 25, 2: 217–257.
- ZIEGLER P.A., SCHUMACHER M.E., DÈZES P., VAN WEES J.D., CLOETINGH S.A.P.L., 2006. Post-Variscan evolution of the lithosphere in the area of the European Cenozoic Rift System. W: European lithosphere dynamics (red., D.G. Gee, R.A. Stephenson). *Geological Society Memoir*, 32: 97–112.
- ŻELAŹNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski: Polska południowo-zachodnia. *Przegląd Geologiczny*, 56, 10: 904–911.
- ŻELAŹNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.
- ŻYTKO K., 1999. Correlation of the main structural units of the Western and Eastern Carpathians. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168: 135–164.