

1.1. Tożsamość geologiczna Europy

Europa tworzy zachodni, oddzielony od Azji pasmem uralskim, fragment wielkiej litosferycznej płyty euroazjatyckiej rozciągającej się od Atlantyku po północny Pacyfik.

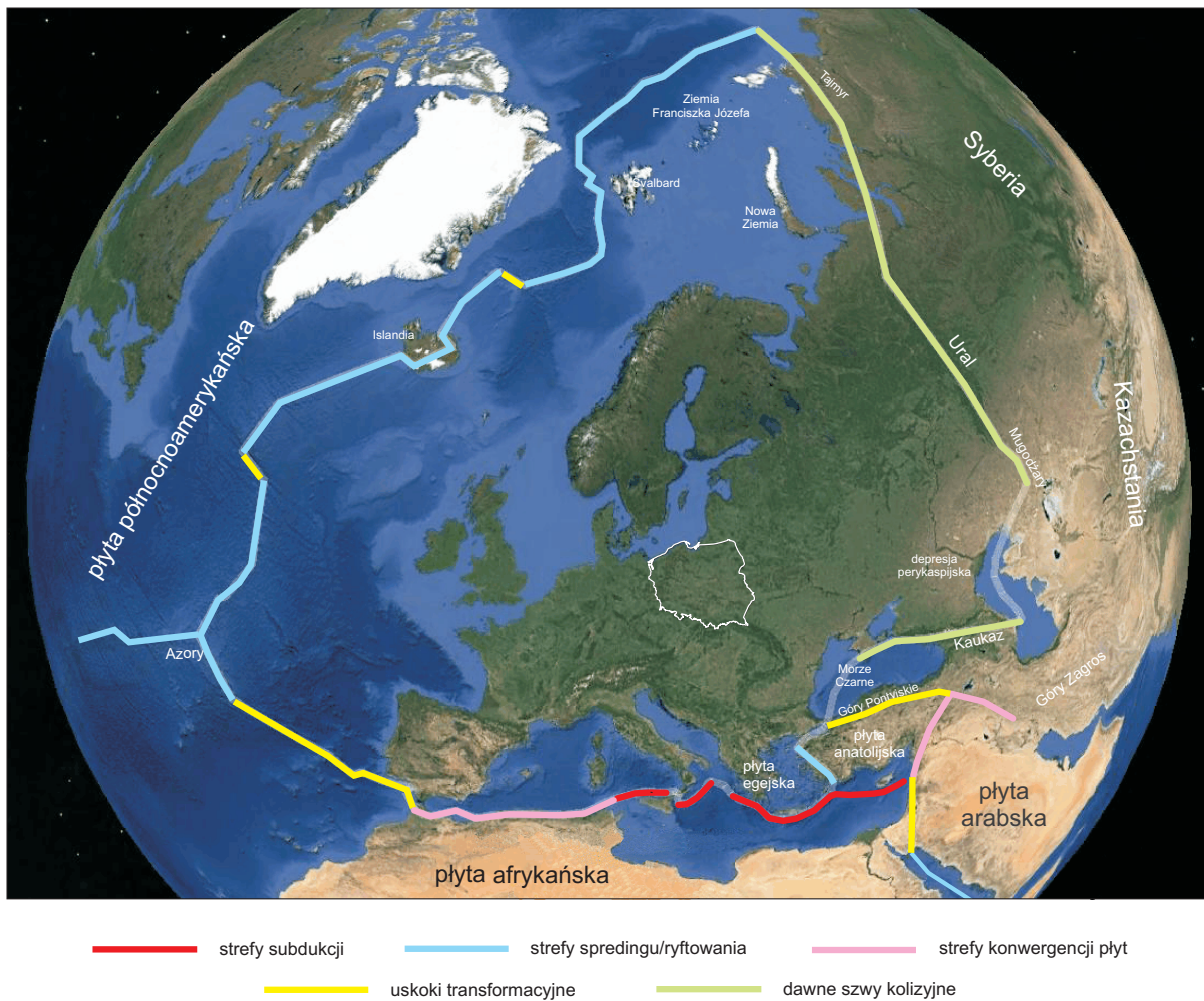
Północna i zachodnia krawędź tej płyty odpowiada tektonicznej granicy z płytą północnoamerykańską, pokrywającej się ogólnie z Grzbietem Śródziemnym i jego przedłużeniem ku północnemu zachodowi na Oceanie Arktycznym (ryc. 1-1). Jest to strefa dywergencji kontynentalnej, wzdłuż której tworzy się nowa skorupa oceaniczna, a oba kontynenty oddalają się od siebie w średnim tempie 2,5 cm/rok. Jednocześnie europejska część płyty dryfuje na północny wschód z szybkością około 2,3 cm/rok.

Granica południowa, z płytą afrykańską, w części zachodniej biegnie mniej więcej od Wysp Azorskich do Gibraltaru. Pokrywa się ona ze skomplikowaną, aktywną strefą tektoniczną, złożoną z odcinków funkcjonujących głównie jako uskoki transformacyjne. W rejonie Morza Śródziemnego przebieg kontaktu płyt jest bardzo urozmaicony i nie zawsze odpowiada granicy kontynentów w sensie geograficznym. Granica geologiczna odzwierciedla trwającą od kredy konwergencję obu wielkich płyt tektonicznych, której zawdzięczamy wypiętrzenie się łańcuchów alpejskich. Obecne tempo tej kolizji, prowadzącej do stopniowego zamykania się basenu Morza Śródziemnego, wynosi ok. 1 cm/rok. W części zachodniej granica płyt odcina niewielki północny fragment Maroka, a następnie biegnie wzdłuż wybrzeży Afryki. Dalej ku wschodowi przechodzi w strefy subdukcji na odcinku biegnącym na południe od Sardynii,

przez okolice Cieśniny Messyńskiej, oddzielającej Sycylię od Półwyspu Apenińskiego i dalej w stronę zachodnich wybrzeży Peloponezu. Południowa Grecja i Morze Egejskie zaliczane są do odrębnej niewielkiej płyty egejskiej, której łukowata południowa granica określana jest jako helleńska strefa subdukcji. Azjatycka część Turcji pokrywa się w większości z osobną płytą anatolijską, można więc uznać, że półwysep Azji Mniejszej również geologicznie należy już do Azji.

Dardanele i Bosfor, uznawane za geograficzną granicę między Europą a Azją, w sensie geologicznym należą raczej w całości do tej pierwszej, i to wraz z przylegającą od południa częścią Anatolii. Granica płyty eurazjatyckiej biegnie tu wzdłuż północnego transformacyjnego uskoku anatolijskiego o przebiegu W-E. Jeśliby jednak potraktować ten uskoki i jego zachodnie przedłużenie jako granicę geologicznej Europy, to musielibyśmy do niej zaliczyć nie tylko Góry Pontyjskie w północnej Turcji, ale również Góry Zagros w Iranie, a więc zachodnią część orogenu persko-tybetańsko-birmańskiego. Chcąc, choćby w przybliżeniu, zachować zbieżność granic Europy geograficznej i geologicznej, musimy w tej części świata zrezygnować z wytyczania ich na podstawie współczesnych granic płyt litosferycznych. Zamiast nich można posłużyć się granicami geologicznymi o charakterze dawnych, nieczynnych stref tektonicznych, położonych już w obrębie płyty euroazjatyckiej.

Taką granicą jest Morze Czarne, utworzone w kredzie i paleocenie jako mały oceaniczny basen załukowy. Jego północny brzeg pokrywa się

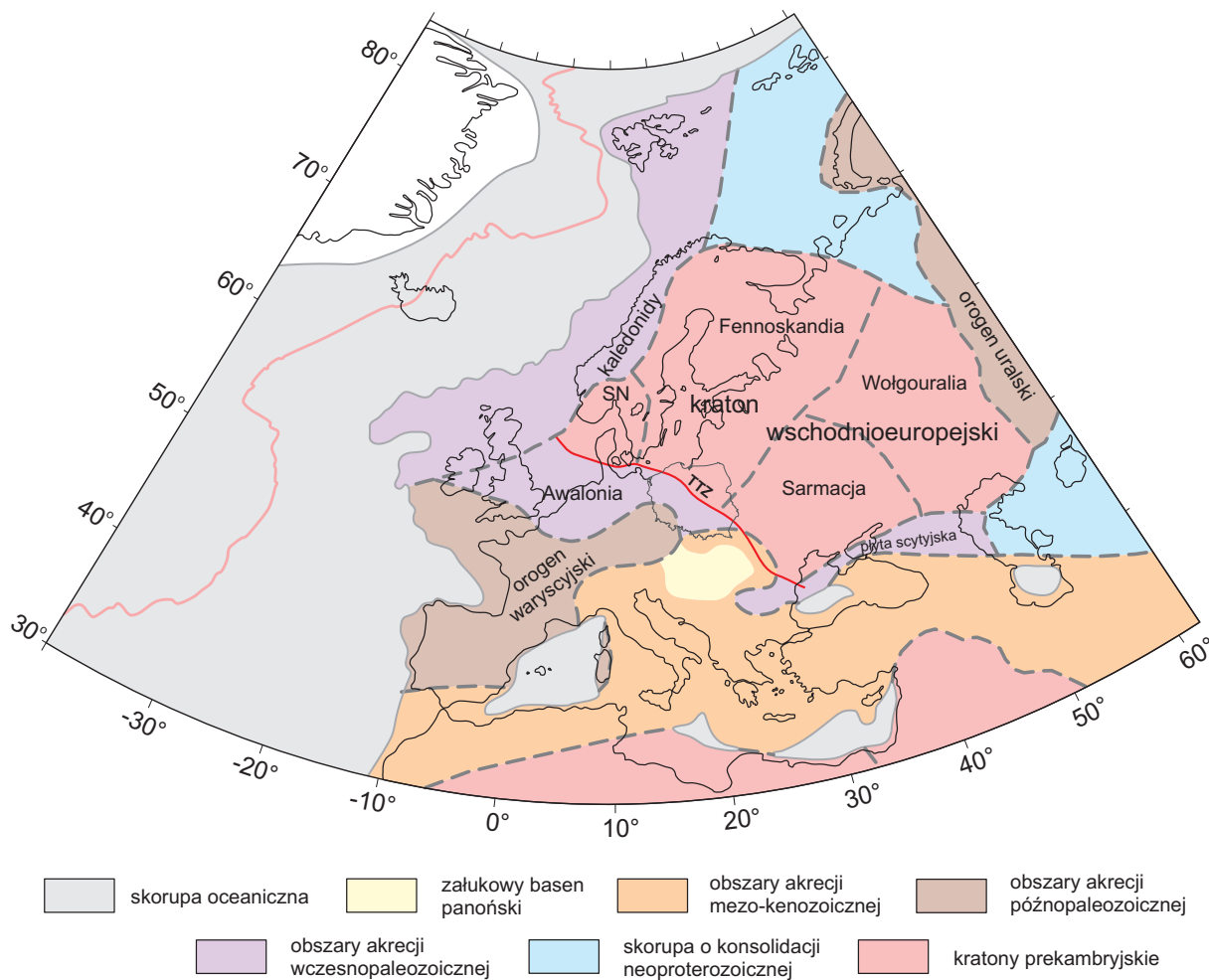


Ryc. 1-1. Geologiczne granice Europy na zdjęciu satelitalnym (źródło zdjęcia: Google Earth)

w przybliżeniu z południową granicą płyty scytyjskiej na obrzeżu paleokontynentu Baltiki. Ten ostatni z kolei odpowiada dzisiejszemu kratonowi wschodnioeuropejskiemu – rdzeniowi geologicznej Europy, otoczonemu przez pasy akrecji kontynentalnej paleozoicznej i późniejszej (ryc. 1-2). Granica ta przedłużyła się dalej ku wschodowi wzdłuż Kaukazu, który powstał w końcowych fazach kolizji płyty eurazjatyckiej z płytą arabską, trwających od późnego miocenu do dziś. Wschodnia krawędź kratonu wschodnioeuropejskiego biegnie wzdłuż górotworu uralskiego, utworzonego w trakcie długotrwałej kolizji

superkontynentu Pangei, początkowo (późny karbon) z Kazachstanem w odcinku południowym, a następnie (późny perm) z Syberią w odcinku północnym.

Między wschodnim zakończeniem pasma kaukaskiego a południowym końcem Urалу mamy do czynienia z bardzo głęboko pogrzebanym fundamentem kontynentalnym w rejonie tzw. depresji perykaspjskiej. Wyznaczenie krawędzi Baltiki i pogrzebanego szwu akrecyjnego między Baltiką a płytą kazachską jest tu bardzo hipotetyczne. Musimy się więc zadowolić arbitralnie ustaloną granicą wzdłuż osi Morza Kaspjskiego, a następnie ku



Ryc. 1-2. Polska na tle głównych regionów geologicznych Europy i jej otoczenia (według Artemiejew i Thybo, 2013, fig. 3, zmieniona i uproszczona)

Linie przerywane – główne szwy tektoniczne; osobno oznaczono strefę Teisseyre’a–Tornquista (TTZ). Różowa linia – oś strefy sprejdu ściądlantycznego; SN – swekonorwegidy

południowemu zakończeniu pasma Mugodżary na północ od Jeziora Aralskiego. Pasma to jest uznawane za przedłużenie pasma uralskiego, ale według klasyfikacji geograficznej znajduje się już na terenie Azji (granica między Europą a Azją jest na ogół prowadzona wzdłuż rzeki Ural).

Podobnie jak południowo-wschodnia granica geologicznej Europy, również jej północno-wschodni skraj jest słabo zdefiniowany. Hipotetyczne prze-

dłużenie pasma uralskiego ku północy prowadzi się albo przez Pasma Paj-Choj, a następnie wzdłuż Nowej Ziemi do północno-zachodniego skraju Półwyspu Tajmyr, albo też przez Półwysp Jamał do Tajmyru. Połączenie tej linii z granicą płyty euroazjatyckiej i północnoamerykańskiej na Oceanie Arktycznym (= Grzbiet Gakkela) również jest słabo rozpoznane.

Jak więc widać, obecna geologiczna tożsamość Europy nie jest bynajmniej jednoznaczna. Nie można

naszego kontynentu przypisać do współczesnej płyty litosferycznej z jej ściśle zdefiniowanymi tektonicznie granicami, jak w przypadku Antarktydy czy Ameryki Północnej. Najbardziej oczywista, w sensie tektonicznym, granica północna i zachodnia biegnie wzdłuż współczesnych stref spredingu. Granica ta na ogół pokrywa się z naszym rozumieniem historycznej Europy, obejmuje bowiem archipelagi wysp tradycyjnie włączanych do kontynentu – Azorów, Svalbardu i Ziemi Franciszka Józefa. Warto jednak zauważyć, że Grzbiet Śród atlantycki, przecinając Islandię, dzieli tę wyspę w sensie geologicznym na część północną, północnoamerykańską, i południową – europejską. Co ciekawe, stolica Islandii Reykjavik leży blisko granicy tektonicznej, ale jednak już po stronie „amerykańskiej”.

Południowa, tektoniczna granica Europy staje się coraz mniej jednoznaczna od zachodu ku wschodowi. Na odcinku atlantyckim i w zachodniej części Morza Śródziemnego nie odbiega rażąco od geograficznej linii demarkacyjnej, aczkolwiek przynależność północnego skrawka Maroka

do Europy, a Sycylii do Afryki może Marokańczyków i Włochów trochę razić. Problemy zaczynają się od wschodniego regionu śródziemnomorskiego wraz z pojawieniem się osobnych małych płyt – egejskiej i anatolijskiej. Poprowadzenie geologicznej granicy Europy wzdłuż strefy ryftowej, dzielącej obie płyty, pozostawia po stronie europejskiej niewielki skrawek wybrzeża tureckiego w rejonie Izmiru, na co można się zasadniczo zgodzić (aczkolwiek Turcy mogą tu mieć inne zdanie). Ale już wytyczenie granicy naszego kontynentu wzdłuż północnego skrawka płyty anatolijskiej prowadzi, jak to wyżej uzasadniono, do znacznej, narastającej ku wschodowi rozbieżności z granicą geograficzną i historyczną. Stąd konieczność odejścia od współczesnych granic płyt i odwołania się do dawnych struktur tektonicznych, usytuowanych w obrębie płyty euroazjatyckiej. Dochodzimy więc do wniosku, że geologiczne granice Europy wynikają w znacznej części z odległej historii rozwoju kontynentu, przynajmniej od epoki waryscyjskiej, a więc od około 300 mln lat.

1.2. Główne etapy rozwoju Europy

Europa, podobnie jak każdy kontynent lub subkontynent, jest bytem przejściowym w historii geologicznej globu, ma tożsamość tymczasową określoną tu i teraz przez aktualne granice tektoniczne. Jak każdy fragment skorupy ziemskiej podlegała i będzie podlegać procesom łączenia (amalgamacji, akrecji, konwergencji kontynentalnej ...) i rozpadu (ryftowania, separacji, dywergencji kontynentalnej ...). W strukturze Europy znajdziemy więc fragmenty odziedziczone po dawnych oceanach, płytach litosferycznych i terranach. Podobnie, na innych kontynentach występują fragmenty tego, co kiedyś tworzyło w sensie geologicznym jedność z obecną Europą. Główne etapy ewolucji kontynentu można więc przedstawić jako schemat rozdzielania i łączenia tych różnych jednostek skorupy ziemskiej, zawierających fragmenty tego, co obecnie tworzy tkanę geologiczną Europy (ryc. 1-3A, B).

Jeśli próbujemy doszukiwać się geologicznego protoplasty obecnej Europy, to najlepszym kandydatem jest Baltika, której w dzisiejszej strukturze Europy odpowiada w przybliżeniu kraton wschodnioeuropejski (ryc. 1-2). Między późnym ediakarem a późnym ordowikiem, a więc w czasie ok. 100 mln lat, stanowiła ona autonomiczny paleokontynent, obejmujący znaczną część powierzchni dzisiejszego kontynentu. Zanim wyodrębniła się jako osobna jednostka paleotektoniczna w neoproterozoiku, Baltika miała już za sobą długą historię akrecji skorupowej i włączania się do większych jednostek paleogeograficzno-litosferycznych. W paleoproterozoiku skorupa dzisiejszego kratonu wschodnioeuropejskiego powstała w wyniku połączenia, początkowo dwóch mniejszych terranów, Wołgouralii i Sarmacji (2,1–2,0 Ga), do których następnie ok. 1,8–1,7 Ga przyłączyła się Fennoskandia. Powstały w ten sposób

odpowiednik późniejszej Baltiki stał się fragmentem większego kontynentu określanego jako Kolumbia–Nuna. Na przełomie mezo- i neoproterozoiku (ok. 1 Ga) została ona włączona do megakontynentu Rodinii, który zgromadził niemal komplet znanych dzisiaj obszarów skorupy prekambryjskiej. Jego nazwa pochodzi od rosyjskiego *rodit'*, bowiem rozpad tego wielkiego masywu lądowego, zapoczątkowany ok. 0,85 Ga, dał początek wszystkim kolejnym kontynentom, a jego obrzeżenia szelfowe stały się kolebką najstarszych zwierząt na Ziemi.

Epizod samodzielności Baltiki, trwający od ediakaru (570–550 Ma), zakończył się w późnym ordo-wiku (ok. 450 Ma) kolizją z terranem Awalonii, co doprowadziło do utworzenia jednostki określanej nieraz mianem Balonii. Ta z kolei, w późnym sylurze i najwcześniejszym dewonie (ok. 425–415 Ma), połączyła się z kontynentem Laurencji, odpowiadającym mniej więcej obecnej Ameryce Północnej. W wyniku obu tych procesów konwergencji płyt powstał kontynent Eurameryki, a w strefach kolizji utworzyły się górskie łańcuchy kaledonidów i Appalachów.

W karbonie nastąpiła seria kolizji różnej wielkości płyt tektonicznych wzdłuż południowego i południowo-wschodniego skraju Eurameryki¹. Na południu dokowały terrany wcześniej oderwane od Gondwany, a następnie, w późnym karbonie (ok. 315 Ma), dołączył sam ten kontynent, powstały jeszcze w proterozoiku „na gruzach” rozerwanej Rodinii. Te wszystkie kolizje doprowadziły do powstania górotworu waryscyjskiego, ciągnącego się od masywu iberyjskiego na zachodzie po czeski na wschodzie (ryc. 1-2). Z kolei, na SE i E, w wyniku kolizji z terranem Kazachstanii wypiętrzył się łańcuch uralski i Mugodżarów, co zwińczyło proces powstawania megakontynentu Pangei. Dopełnieniem orogenezy uralskiej, w jej części północnej, były tektoniczne efekty kolizji Syberii z Pangeą w późnym permie.

Pangea i otaczający ją ocean Panthalassa na długo, bo do wczesnej jury, zdominowały paleogeografię globalną. Jednak już wkrótce po powstaniu łańcucha waryscyjskiego zaznaczyły się dwa procesy wpływające na rozwój obecnej Europy. Jednym była

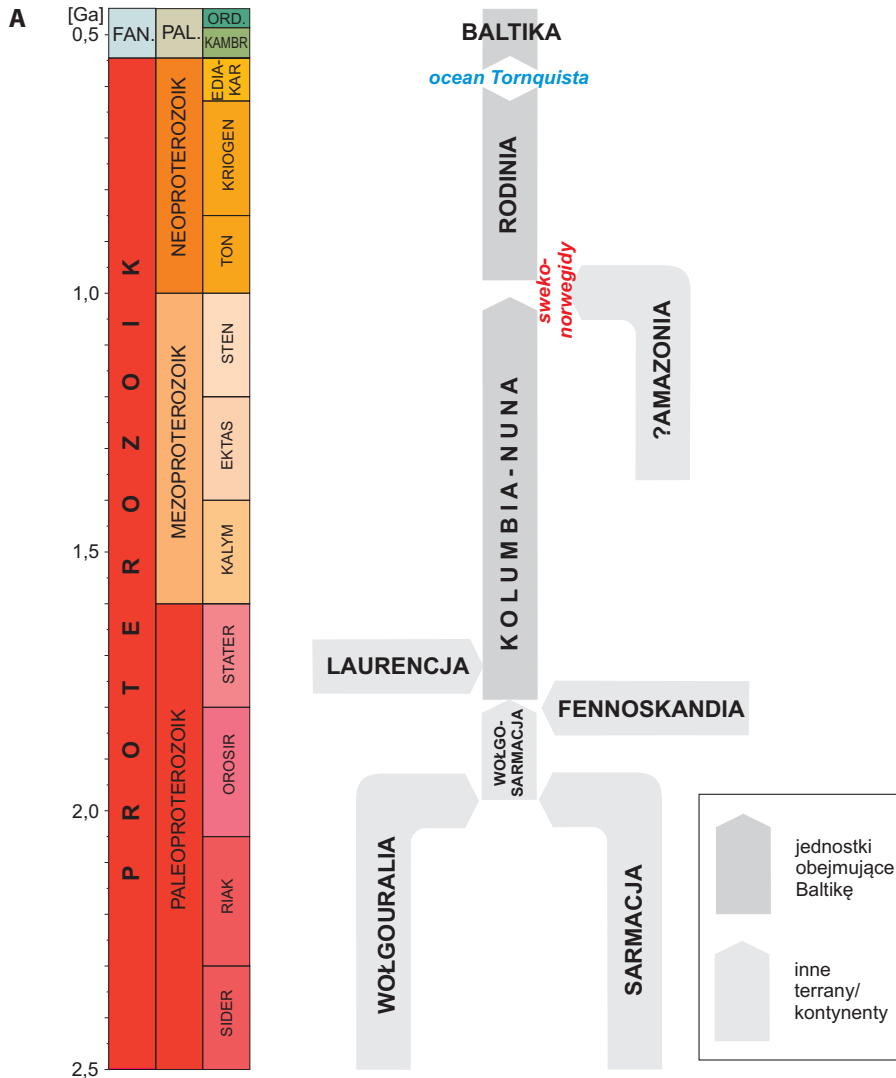
stopniowa wędrówka Pangei ku północy, z którą wiązały się duże zmiany klimatyczne, między innymi przejście od klimatu wilgotnego w suchy we wczesnym permie. Drugim procesem był prawoskrętny, skierowany ku zachodowi ruch gondwańskiej części kontynentu względem jego obszaru euramerykańskiego. Prowadził on do destabilizacji skorupy, rozwoju lub reaktywacji dużych uskoków regionalnych i związanych z nimi basenów sedymentacyjnych, a także do nasilenia procesów magmowych.

Niepokój tektoniczny dotykał też dużego basenu oceanicznego – Paleotetydy, wcinającego się od wschodu w Pangeę w obszarze wokółrównikowym. W późnym triasie wzdłuż południowych jego brzegów oderwały się łuki kontynentalne, tworząc ocean Neotetydy na południu. Z kolei wzdłuż brzegów północnych nastąpiło w tym czasie zadokowanie terranu lub zespołów terranów określanych jako Kimeria, co doprowadziło do ruchów górotwórczych, których wpływy sięgały do południowo-wschodniej, a nawet centralnej części Europy.

Rozpad Pangei został zapoczątkowany oddzieleniem się jej części amerykańskiej w rejonie centralnego odcinka Atlantyku, co nastąpiło we wczesnej jurze (190–180 Ma). Wkrótce potem, w jurze środkowej (177–160 Ma), doszło do separacji skorupowej między obecną Afryką a Europą, prowadzącej do utworzenia się oceanu alpejskiej Tetydy. Te procesy przesądziły o wyodrębnieniu się z Pangei nowego paleokontynentu, Laurazji, gdzie Europa znalazła na pewien czas swoje miejsce.

Od późnej jury (ok. 150 Ma) przyspieszyły procesy ryftowania między Europą a Ameryką w południowej części przyszłego Atlantyku Północnego, co doprowadziło w końcu wczesnej kredy (ok. 120 Ma) do separacji kontynentalnej między Iberią a obszarem Ławicy Nowofundlandzkiej. Procesy spredingu północnoatlantyckiego stopniowo przedłużały się ku północy, by w późnym paleocenie i wczesnym eocenie (60–50 Ma) doprowadzić do separacji między Grenlandią a Skandynawią, a następnie tworzenia skorupy oceanicznej w rejonie Oceanu Arktycznego. Tym samym Laurazja pozbyła się swojej

¹ Wszystkie kierunki geograficzne w tym rozdziale i w dalszej części książki odnoszą się do obecnej sytuacji geograficznej, chyba że zaznaczono inaczej.



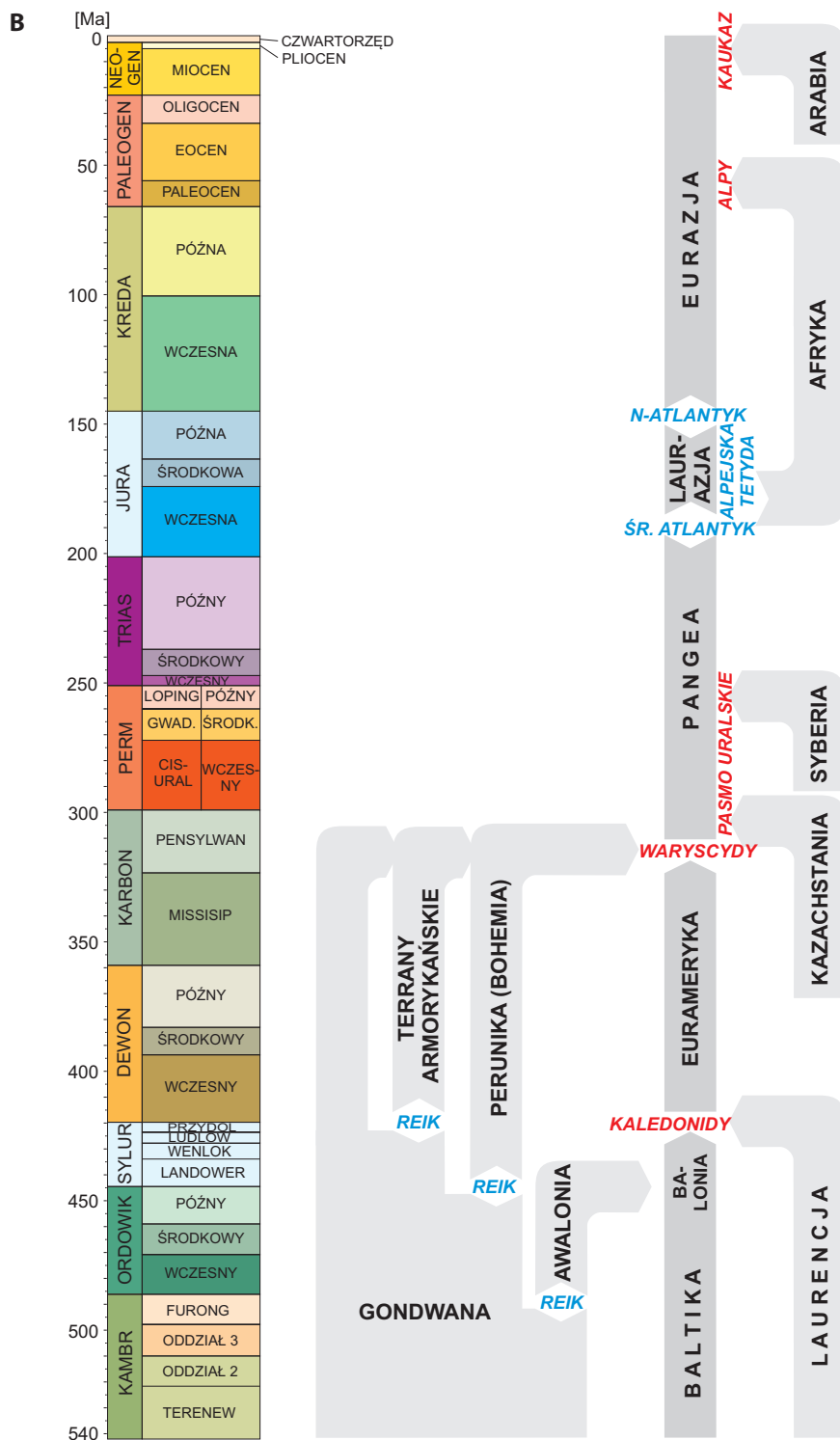
Ryc. 1-3. Schemat głównych procesów tektonicznych prowadzących do powstania obecnego rozkładu płyt litosferycznych w rejonie Europy

A – powstanie kontynentu Baltiki i jego dalsza ewolucja w proterozoiku; FAN. – fanerozoik, ORD. – ordowik, PAL. – paleozoik;
B – fanerozoiczna ewolucja Baltiki i jej kolejnych wcieleni kontynentalnych, aż po dzisiejszą płytę eurazjatycką

części laurentyjskiej (północnoamerykańskiej), stając się dzisiejszą Eurazją.

Od kredy wczesnej połączone płyty afrykańska i arabska zaczęły ulegać rotacji lewoskrętnej (odwrotnie do ruchu wskazówek zegara), co miało dwie istotne konsekwencje. Po pierwsze doprowadziło do powstania początkowo ryftu, a następnie

wąskiego oceanu w rejonie południowego Atlantyku, a po drugie zapoczątkowało konwergencję kontynentalną z Europą wzdłuż jej południowego obrzeża. Jej skutkiem było m.in. ryftowanie załukowe i powstanie prawdopodobnie w późnej kredzie i paleocenie niewielkiego, choć głębokiego, basenu w rejonie wschodniego Morza Czarnego.



Ryc. 1-3. cd.

Kolizja płyty afrykańskiej z europejską częścią Eurazji doprowadziła do zamknięcia oceanu Tetydy w paleogenie, a następnie powstania górotworu alpejskiego. W oligocenie i wczesnym miocenie (ok. 30–20 Ma) likwidacji uległy reliktowe baseny oceaniczne alpejskiej Tetydy i zaczęła się końcowa, alpejska faza orogeniczna. Ruchy mniejszych płyt w rejonie wschodnim orogenu powodowały zamykanie kolejnych podrzędnych basenów i wreszcie

kulminację procesów górotwórczych w miocenie środkowym (ok. 15 Ma) na obszarze karpackim.

Orogeniza alpejska była ostatnim wielkim procesem tektonicznym, który przesądził o obecnym geologicznym kształcie Europy. Konwergencja między płytą eurazjatycką a afrykańską trwa jednak nadal, czego widowym i często bolesnym skutkiem są erupcje wulkaniczne i trzęsienia ziemi w rejonie śródziemnomorskim.

1.3. Geologia Polski a geologia Europy

Rzut oka na mapy Europy (ryc. 1-1 i 1-2) prowadzi do prostego wniosku, że Polska położona jest wewnątrz kontynentu, z dala od jego przedstawionych wyżej granic. Zwłaszcza położenie w znacznej odległości od aktywnych tektonicznie krawędzi kontynentu na północy, zachodzie i południu, ma dla naszego kraju korzystne konsekwencje w postaci braku takich naturalnych zagrożeń, jak trzęsienia ziemi i wulkanizm.

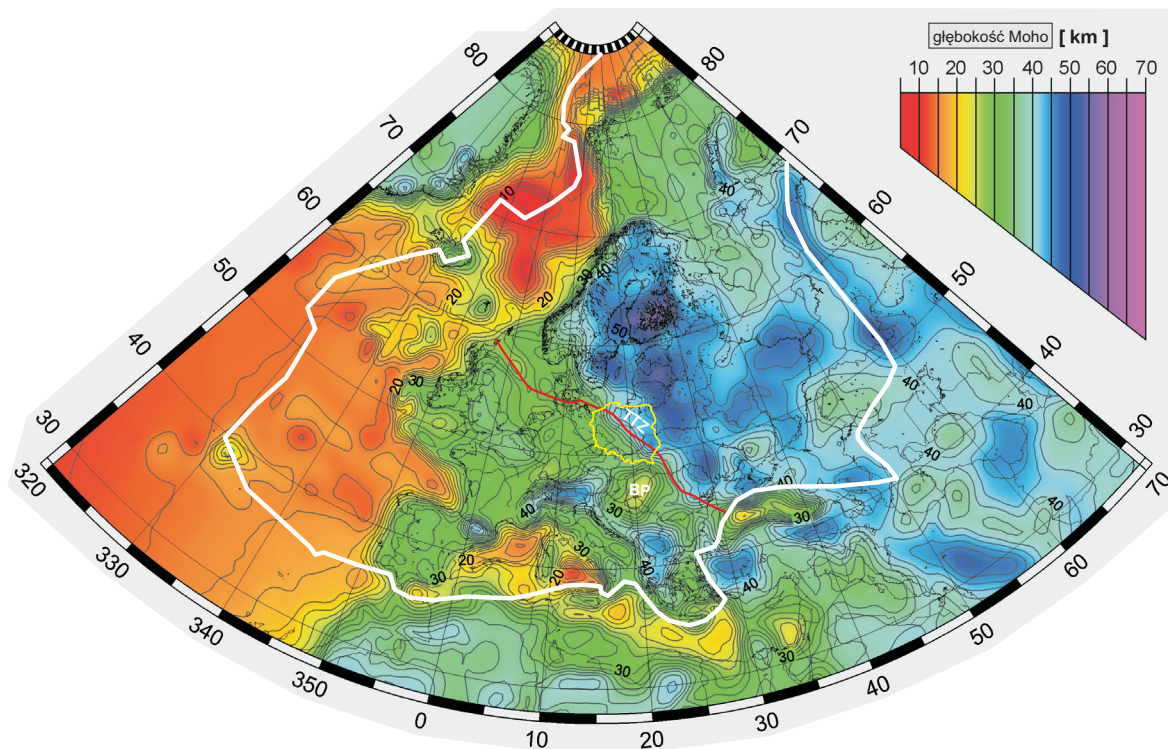
Jednak dawnych, nieczynnych już tektonicznie granic na naszym terytorium nie brakuje. Najważniejszą z nich jest południowo-zachodnia krawędź platformy wschodnioeuropejskiej, jednostki regionalnej odpowiadającej zasięgiem w przybliżeniu obszarowi paleokontynentu Baltiki (rozdziały 2 i 3). Dzieli nasz kraj przekątnie, w kierunku NW–SE i jest określana jako strefa Teisseyre’a–Tornquista (ang. *Teisseyre–Tornquist Zone* – TTZ) od nazwisk dwóch jej wybitnych wczesnych badaczy – Polaka i Niemca. Strefa ta, uważana za jedną z najważniejszych litosferycznych granic w Europie, oddziela obszar starej kratonicznej skorupy ziemskiej, skonsolidowanej w prekambrze, od fragmentów skorupowych, które uległy przyłączeniu do kratonu w wyniku młodszych, fanerozoicznych procesów tektonicznych (rozdziały 3 i 4).

Bardzo wyraźnie rysuje się przebieg TTZ na tle mapy głębokości Moho, czyli granicy między ziemską skorupą a płaszczem (ryc. 1-4). Rozkład tej głębokości z pewnym przybliżeniem odzwierciedla obszary o różnej grubości skorupy ziemskiej. Widać wyraźnie, że gruba skorupa, złożona, jak to dalej

zobaczymy, głównie ze skał krystalicznych, charakteryzuje starą platformę. Na południowy zachód od TTZ grubość skorupy maleje i tylko lokalnie w rejonie młodych łańcuchów górskich, takich jak Pireneje, Alpy i Góry Dynarskie, osiąga znaczną wartość. Z kolei płytko położone Moho towarzyszy obszarom skorupy oceanicznej na Atlantyku, w rejonie Morza Śródziemnego i Czarnego. Wyraźna, eliptyczna w zarysie anomalia występuje też w rejonie basenu panońskiego.

Na innych geofizycznych mapach Europy krawędź platformy wschodnioeuropejskiej również zaznacza się dużymi kontrastami (rozdziały 2 i 3). Różnice w rozkładzie podatności magnetycznej – znacznie podwyższonej i silniej zróżnicowanej w rejonie kratonu – są znane od XIX wieku i one właśnie dały pierwsze podstawy do określania przebiegu TTZ. Płytsze położenie strefy Moho, a więc i gorącego płaszcza Ziemi, sprzyja ogólnie podwyższonym wartościom strumienia ciepłego w obszarze młodej skorupy, położonym na zachód od TTZ.

Przebieg anomalii geofizycznych, zwłaszcza magnetycznych, oddaje nieraz bardzo precyzyjnie szczegóły budowy krystalicznego fundamentu platformy wschodnioeuropejskiej. Między innymi dzięki temu widzimy, jak różne strefy i granice tektoniczne rozpoznane w głębi kratonu, na Białorusi, Ukrainie, czy w Rosji, przedłużają się ku jego krawędzi na obszarze Polski. Możemy tym sposobem znaleźć ślady bardzo dawnych procesów, które doprowadziły do powstania kratonu w paleoproterozoiku (rozdział 2).



Ryc. 1-4. Położenie Polski i granice geologiczne płyty europejskiej (obwiedzonej białą linią) na tle mapy głębokości powierzchni Moho (według Grada i in., 2009, fig. 5, uzupełniona)

BP – basen panoński, TTZ – strefa Teisseyre’a–Tornquista

Krawędź starej platformy jest zarazem szwem tektonicznym, ciągnącym się od Morza Północnego po Morze Czarne, wzdłuż którego zachodziło w późnym paleozoiku tworzenie nowej skorupy lub modyfikacja starej, prekambryjskiej.

W południowo-zachodniej Polsce występuje skrajnie wschodnia część orogenu warwscyjskiego środkowej i zachodniej Europy (rozdział 5). Mamy tam do czynienia z kolejną ważną europejską granicą tektoniczną – szwem Rei. Oddziela on wewnętrzną część orogenu (w Polsce – Sudety Zachodnie i Środkowe) od pasa zewnętrznego, rozwiniętego na podłożu strefy wcześniejszej akrecji kaledońskiej (ryc. 1-2). Obszar położony przed czołem tych eksternidów warwscyjskich stanowi przedpole orogenu, jedynie pośrednio kształtowane przez procesy tektoniczne w jego obrębie.

Po etapie warwscyjskim, w późnym karbonie i wczesnym permie Polska stała się areną procesów magmowych i tektonicznych, które dotknęły cały masyw warwscyjski i ich przedpola (rozdział 6). Następnie, w późnej części permu, doszło do utworzenia rozległego środkowoeuropejskiego systemu basenów sedymentacyjnych, ciągnącego się od Anglii przez Morze Północne i Niemcy do Polski. Jego rozwój trwał, w zmieniających się ramach tektonicznych i paleogeograficznych, przez cały mezozoik (rozdział 7). Na obszarze kraju wyraźnym depocentrum basenu była bruzda śródpolska, ciągnąca się wzdłuż TTZ, i wyraźnie tektonicznie przez tę strefę uwarunkowana. Wypiętrzenie obszaru bruzdy na przełomie kredy i paleocenu i powstanie wału śródpolskiego były częścią analogicznych procesów inwersji strukturalnej, powszechnie występujących

w tym czasie w Europie, na południe od frontu alpejskiego (rozdział 8).

Podobnie jak w epoce waryscyjskiej, również w czasie orogenezy alpejskiej obszar Polski znalazł się w pewnym sensie na marginesie europejskich procesów górotwórczych. Mamy na terenie kraju jedynie niewielki fragment wewnętrznej części orogenu karpackiego (masyw tatrzański), oddzielonej szwem pienińskim od pasa Karpat zewnętrznych, dzisiejszych Beskidów. Granice Polski odcinają też segment miocenijskiego zapadliska przedgórskiego, ciągnącego się przed czołem orogenu karpackiego od Niemiec i Austrii, przez Polskę, po Ukrainę i Rumunię (rozdział 9).

Obszar Nizy Polskiej w czasie większej części kenozoiku przeżywał zmienne losy sedymentacji i erozji jako część większego, lądowego, a przejściowo również płytkomorskiego basenu środkowej i północnej Europy (rozdział 10). W czasach nam najbliższych, w plejstocenie, cały obszar kraju, tak jak cała północna część Europy, znalazł się w zasięgu kolejnych faz zlodowacenia kontynentalnego (rozdział 11).

* * *

Polscy geolodzy mają czasem skłonność do mówienia o obszarze naszego kraju jako kluczowym dla geologii europejskiej. Ma to pewne uzasadnienie w fakcie, że na terenie Polski zbiegają się główne europejskie prowincje geologiczne, takie jak prekambryjska platforma wschodnioeuropejska, strefa akrecji kaledońskiej, orogen waryscyjski i jego przedgórze, karpacki fragment alpidów i ich północnego przedpola, a także obszar zlodowaceń plejstocenijskich. Trzeba jednak pamiętać, że granice Polski odcinają jedynie części większych jednostek regionalnych, i to części na ogół mało reprezentatywne. Przykładem może być krystaliczne podłoże kratonu wschodnioeuropejskiego, którego niewielki

brzeżny fragment znajdujący się na terytorium Polski nie obejmuje m.in. Wołgouralii, a także najstarszych części Fennoskandii (ryc. 1-2). Ponadto szereg ważnych dla geologii europejskiej jednostek lub struktur nie występuje na terytorium naszego kraju, choć czasem ich powstanie i ewolucja tektoniczna bezpośrednio lub pośrednio warunkowały rozwój budowy geologicznej Polski, a nawet do dzisiaj wpływają na procesy geodynamiczne. Przykładem jest tektoniczna, południowa granica kontynentu – strefa kolizji z płytą afrykańską w regionie śródziemnomorskim.

O ile więc możemy mówić – z pewnymi opisany- mi wyżej zastrzeżeniami – o geologicznej tożsamości Europy jako fragmentu globalnej litosfery, o tyle trudniej jest określić specyfikę polskiej budowy geologicznej. Jesteśmy, jako kraj, sztucznie (w sensie geologicznym) wykrojony z większego kawałka europejskiego „tortu litosferycznego”, wszystkie ważne europejskie granice geologiczne albo przedłużają się poza Polskę, albo wręcz znajdują się poza nią. Aby więc dobrze zbadać nasz rodzimy fragment i zrozumieć historię jego rozwoju, musimy odnieść się do wyników badań prowadzonych za granicą, w kontekście całego kontynentu lub nawet szerzej. Istnieje tu pełna analogia do historii Polski jako kraju europejskiego: aby ją zrozumieć, musimy odnieść się do ogólniejszych procesów historycznych – w skali kontynentu i szerzej. Podobnie jednak jak historyk dziejów kraju nie może zapominać o naszych ściśle lokalnych, polskich uwarunkowaniach, tak i „historyk” rozwoju budowy geologicznej Polski nie może tracić z pola widzenia kwestii dla niej kluczowych. W dalszej części książki podkreślone więc będą zarówno uwarunkowania szersze, jak i specyficzne aspekty polskiej budowy geologicznej, zwłaszcza w sytuacjach, gdy ich zbadanie wnosi cenne wartości do całości wiedzy o geologii regionalnej Europy.