W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 13–16. Warszawa, 2026

POLSKA NA TLE BUDOWY I EWOLUCJI TEKTONICZNEJ EUROPY

2

Paweł Aleksandrowski

Lądowy obszar Europy, pod względem tektonicznym, składa się z trzech jednostek pierwszego rzędu wielkości (fig. 1): (1) starego kratonu wschodnioeuropejskiego o prekambryjskiej konsolidacji podłoża; (2) strefy fałdowań późnoprekambryjsko-paleozoicznych częściowo przykrytej pokrywą osadową, czyli tzw. platformy paleozoicznej; oraz (3) zachodniego odcinka mezozoiczno-kenozoicznego orogenu alpejsko-himalajskiego. Poza lądem, do Europy zalicza się też obszary szelfu kontynentalnego i mórz wewnętrznych, na których z reguły kontynuują się (zwykle dotknięte ekstensją) przyległe struktury lądowe, lub – na południu – obecne są wystąpienia kopalnej (nieprzyrastającej już) skorupy oceanicznej. Od zachodu do Europy przylegają obszary otwartego oceanu, podścielone aktywnie przyrastającą w strefie ryftu skorupą oceaniczną.

W globalnym układzie płyt litosferycznych (np. Dottin, 1990; Condie, 1997; Hasterok i in., 2022) terytorium Europy (bez zachodniej Islandii) wraz z większością obszaru Azji (bez półwyspów: Arabskiego z północnym przedpolem oraz Indyjskiego) wchodzi w skład płyty eurazjatyckiej. Ku zachodowi graniczy ona wzdłuż ryftu śródatlantyckiego (fig. 2) z płytą północnoamerykańską. Granica ta ma charakter dywergentny, gdyż obie płyty, w miarę dobudowywania w strefie ryftu młodej litosfery oceanicznej z magm wytapianych z płaszcza, przemieszczają się w przeciwnych kierunkach z prędkością, wyznaczaną na SW od Islandii na ok. 18–25 mm/rok (Mosar i in., 2002; DeMets i in., 2010). Ryft śródatlantycki przecina Islandię, o której powstaniu miał zadecydować głęboko zakorzeniony pióropusz płaszcza (Barnett-Moore i in., 2017). Jego aktywność nakłada się tam na efekty spredingu (rozrostu dna) oceanicznego.

Ku południowi płyta eurazjatycka graniczy z **afrykańską** wzdłuż szerokiego systemu orogenicznego **alpidów** (np. Khain, 1977, 1984; Stampfli, Borel, 2002; Schmid i in., 2008), reprezentowanego w rejonie Europy przez mezo- i kenozoiczne pasma fałdowe Atlasu, Gór Betyckich, Alp, Karpat, Apeninów, Dynarydów, Hellenidów, Bałkanów, Pontydów, Taurydów i Kaukazu, a także przez zróżnicowane genetycznie i wiekowo baseny morskie, w tym o skorupie oceanicznej (np. Asch, 2005). Związane są z nimi trzy aktywne **strefy subdukcji** na Morzu Śródziemnym, wzdłuż których przebiega wspomniana granica płyt (Faccenna i in., 2001; Carminati, Doglioni, 2005). Ma ona generalnie charakter konwergentny, jako że płyta afrykańska przemieszcza się ku północy, napierając na eurazjatycką, a częściowo przesuwczo-transformacyjny (Jolivet, Faccenna, 2000; van Hinsbergen i in., 2020). Miejscami jest ona wyraźnie rozproszona („rozmyta") pomiędzy kilkoma, działającymi zespołowo, strefami kontrakcji (np. w tandemie gór Atlasu i Betyckich).

Kontynentalnym jądrem Europy jest **kraton wschodnioeuropejski**, o krystalicznym podłożu (fundamencie) zbudowanym z prekambryjskich skał magmowych i metamorficznych, o wieku zawierającym się zasadniczo w przedziale obejmującym archaik i paleoproterozoik. Fundament kratonu odsłania się na powierzchni w postaci dwóch **tarcz – bałtyckiej** i **ukraińskiej**. Na pozostałym obszarze, stanowiącym **platformę wschodnioeuropejską**, jest on przykryty niemal poziomo zalegającą pokrywą skał osadowych wieku późnoproterozoicznego, paleozoicznego, mezozoicznego i kenozoicznego. Podłoże kratonu wschodnioeuropejskiego dzieli się na trzy wielkie jednostki składowe: **Fennoskandię** (**Bałtię**), **Sarmację** i **Wołgo-Uralię** (Bogdanova i in., 2008, 2016; zob. też podrozdział 4.1), z których dwie pierwsze sięgają obszaru Polski. Składają się one z niegdyś wzajemnie niezależnych bloków skorupy (mikrokontynentów, terranów), utworzonych podczas archaiku i paleoproterozoiku, zasadniczo pomiędzy 3,6 i 1,75 mld lat temu. Zostały one jeszcze w paleoproterozoiku tektonicznie zestawione ze sobą i połączone szwami tektonicznymi wzdłuż pasm orogenicznych, w paleokontynent (protokraton) **Baltika** (np. Bogdanova i in., 2008; Cawood, Pisarevsky, 2017) w ramach formowania się superkontynentu Columbia (Rogers, Santosh, 2002), zwanego też Nuna (Hoffman, 2004). Ten ostatni następnie rozpadł się i, w innej konfiguracji uczestniczących protokratonów, przekształcił w Rodinię (np. Hoffman, 2004; Bogdanova i in., 2008; Cawood, Pisarevsky, 2017), która z kolei pod koniec neoproterozoiku, ok. 750–550 mln lat temu (Bogdanova i in., 1996; Cocks, Torsvik, 2005)

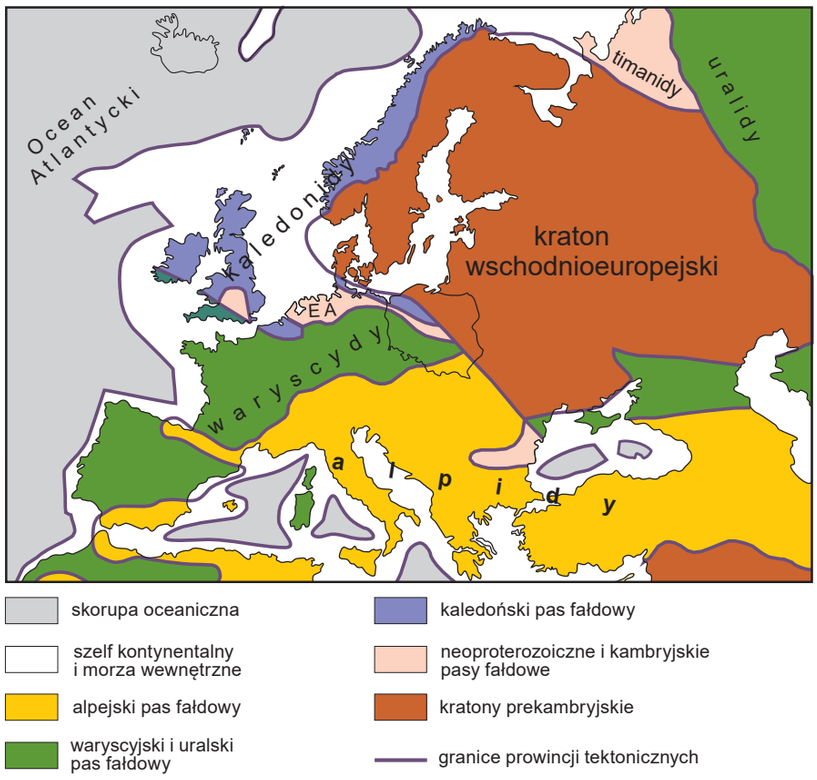
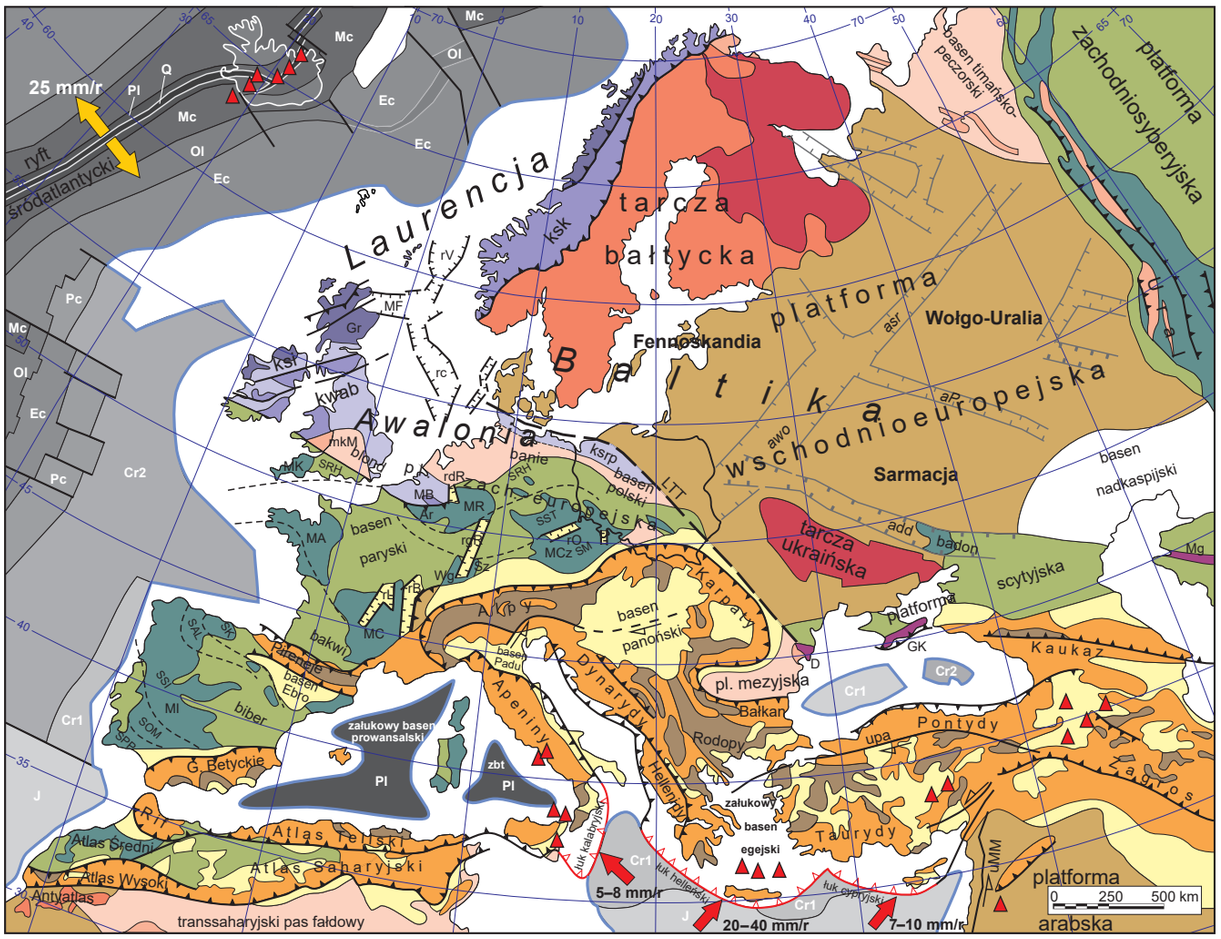


FIG. 1. Główne jednostki tektoniczne Europy (Aleksandrowski, 2017 – zmodyfikowano)

2

Polska na tle budowy i ewolucji tektonicznej Europy



skorupa oceaniczna:

- Q – czwartorzędowa
- Pl – plioceńska
- Mc – mioceńska
- Ol – oligoceńska
- Ec – eoceńska
- Pc – paleoceńska
- Cr2 – późnokredowa
- Cr1 – wczesnokredowa
- J – jurajska

skorupa kontynentalna:

- rozciągnięta skorupa szelfu kontynentalnego i basenu nadkaspijskiego oraz obszary mórz wewnętrznych
- alpejskie baseny przedgórskie i śródgórskie
- obszary fałdowań alpejskich mezo- i kenozoicznych
- stare masywy, głównie waryscyjskie, włączone w obręb orogenu alpejskiego
- obszary fałdowań kimeryjskich ukształtowane w mezozoiku przed późną kredą
- obszary fałdowań waryscyjskich i uralskich pod pokrywą permo-mezozoiczną i kenozoiczną
- obszary fałdowań (1) waryscyjskich (hercyńskich) i (2) uralskich, ukształtowane (1) w dewonie i karbonie oraz (2) w permie
- obszary fałdowań kaledońskich pod pokrywą późnopaleozoiczno-mezozoiczną
- prekambryjskie i wczesnopaleozoiczne kompleksy skalne o proweniencji laurentyńskiej w obrębie orogenu kaledońskiego
- obszary fałdowań kaledońskich w ordowiku, sylurze i wczesnym dewonie
- obszary fałdowań neoproterozoicznych i kambryjskich pod pokrywą paleozoiczno-mezozoiczną i kenozoiczną
- obszary fałdowań neoproterozoicznych i kambryjskich
- obszary fałdowań archaicznych i proterozoicznych pod pokrywą późnoproterozoiczno-paleozoiczno-mezozoiczną
- głęboko ścięte erozyjnie obszary fałdowań mezo-proterozoicznych w obrębie tarcz prekambryjskich
- głęboko ścięte erozyjnie obszary fałdowań archaicznych i paleoproterozoicznych w obrębie tarcz prekambryjskich

- najważniejsze nasunięcia
- granica skorupy kontynentalnej i oceanicznej
- ważniejsze wulkany czynne w holocenie
- aktywne strefy subdukcji
- a b – centra spredingu dna oceanicznego: a – aktywne, b – wygasłe
- a – najważniejsze linie uskokowe: a – stwierdzone, b – interpretowane
- rowy tektoniczne/ryfty mezo- i kenozoiczne
- aulakogeny/ryfty dewońsko-karbońskie
- aulakogeny/ryfty neoproterozoiczne
- 25 mm/r – kierunki i prędkości spredingu dna oceanicznego
- 5–8 mm/r – kierunki i prędkości subdukcji litosfery oceanicznej
- granice stref tektoniczno-facjalnych waryscydów

Skróty:

add – aulakogen dnieprowsko-doniecki
asr – aulakogen środkowoorosyjski
Ar – Ardeny
awo – aulakogen wołyńsko-orszański
aP – aulakogen Paczelmy
bakwi – basen akwitański
badon – basen doniecki
blond – basen londyński
banie – basen północnoniemiecki
biber – basen wschodnioiberyjski
D – Dobrudża
GK – Góry Krymskie
Gr – Grampiany
ksi – kaledonidy szkocko-irlandzkie
ksrp – kaledonidy szlezwicko-rugijsko-pomorskie
ksk – kaledonidy skandynawskie
kwab – kaledonidy walijsko-anglo-brabanckie
LTT – linia uskokowa Teisseyre'a-Tornquista
MA – masyw armorykański
MB – masyw brabancki
MC – Masyw Centralny
MCz – Masyw Czeski
MF – Moray Firth
Mg – Mangyszłak
MI – masyw iberyjski
MK – masyw kornwalijski
mkM – "mikrokraton" Midland
MR – masyw reński
rB – rów Bresse
rc – rów centralny
rdR – rów dolnego Renu
rgR – rów górnego Renu
rL – rów Limagne
rO – rów Ohrzy
rV – rów Viking
SRH – strefa renohercyńska
SAL – strefa Asturia–Leon
SK – strefa kantabryjska
SM – strefa moldanubska
SOM – strefa Ossa–Morena
SPP – strefa południowoportugalska
SSI – strefa środkowoiberyjska
SST – strefa saksoturyńska
Sz – Szwarcwald
uMM – uskok Morza Martwego
upa – uskok północnoanatolijski
Wg – Wogezy
zbt – załukowy basen tyrreński

FIG. 2. Mapa tektoniczna Europy (Aleksandrowski, 2017 – zmodyfikowano)

uległa regionalnemu rozciąganiu. Związany z nim ryfting i wielkoskalowe pękanie uruchomiły w obrębie Baltiki wspomniane wcześniej paleoproterozoiczne tektoniczne szwy, wzdłuż których wykształciły się wtedy wielkie, głębokie rowy tektoniczne, wypełnione skałami osadowymi – **aulakogeny**, a także finalnie, ok. 600–550 mln lat temu, doprowadziły do oddzielenia się Baltiki od Laurencji i Amazonii, wskutek otwarcia oceanów Japetus (np. Windley, 1995; Bogdanova i in., 1996; Torsvik i in., 1996) i Tornquista (Torsvik, Rehnström, 2003). Procesy te zapoczątkowały długotrwałą subsydencję podłoża kratonu, stowarzyszoną z sedymentacją płytkomorskich osadów, tworzących dziś na nim rozległą pokrywę platformową.

Od końca prekambru, wskutek zachodzących w różnych konfiguracjach procesów subdukcji litosfery oceanicznej otaczającej Baltikę, do kratonu przyłączały się kolejne terrany – bloki litosfery lub samej skorupy kontynentalnej, oderwane uprzednio przez ryfting od brzegów innych kratonów, bądź od samej Baltiki, a także fragmenty wytworzonych nad strefami subdukcji łuków magmowych (np. Nawrocki, Poprawa, 2006). Zmierzając ku kolizji z Baltiką, bloki te zagarniały po drodze sekwencje skalne osadzone w otaczających ją morzach i wraz z nimi, nad strefami subdukcji, ulegały deformacji tektonicznej – fałdowaniu i nasuwaniu, którym w głębi skorupy ziemskiej towarzyszyły procesy metamorficzne i magmowe (np. Gee i in., 2006). Tworzyły się w ten sposób kolejno coraz młodsze pasy orogeniczne, doklejając coraz to nowe porcje litosfery/skorupy kontynentalnej do powiększającej się w ten sposób stopniowo Europy (np. Winchester i in., 2002; Plant i in., 2005). Następnie, na podłożu zrównywanych kolejno przez erozję orogenów, w miejscach jego subsydencji, zakładane były w kolejnych przedziałach czasu baseny sedymentacyjne, długotrwale wypełniane spokojnie zalegającymi osadami, bądź – w miejscach, gdzie dominowało poziome rozciąganie – wąskie i długie rowy tektoniczne (ryfty kontynentalne).

Najwcześniej dobudowany został do Baltiki neoproterozoiczny **orogen timański** (Gee, Pease, 2004; Gee i in., 2006). Następnie dołączył oderwany od Gondwany (a być może, uprzednio połączony z timanidami w pobliżu Baltiki; Keppie, Keppie, 2014) fragment neoproterozoicznego mikrokontynentu, zwany dziś **wschodnią Awalonią**, który został w późnym ordowiku–sylurze (ok. 450–440 mln lat temu; np. Winchester i in., 2002) doklejony do Baltiki na obszarze dzisiejszej Wielkiej Brytanii, oraz – prawdopodobnie – północnych Niemiec i Polski (gdzie dziś ma tworzyć niedostępne wierceniami głębokie podłoże). Jednocześnie, z tyłu przemieszczającej się Awalonii, doszło do otwarcia się oceanu Rei (ang. *Rheic Ocean*) pomiędzy nią i Gondwaną (Linnemann i in., 2008). Następnie, w późnym sylurze (ok. 430–420 mln lat temu), wskutek zamknięcia oceanu Japetusa i (nie pierwszej już) kolizji Baltiki z Laurencją (kratonem północnoamerykańskim) utworzył się **orogen kaledoński** (Rey i in., 1997; Pickering, Smith, 2004; Gee, 2005; Gee i in., 2006), zlepiając oba kratony w Euroamerykę. Z kolei w późnym dewonie i wczesnym karbonie (ok. 380–340 mln lat temu), w trakcie oraz już po zamknięciu kolejnego zbiornika oceanicznego oddzielającego Baltikę i lądy Gondwany – oceanu Rei (np. Linnemann i in., 2007; Nance i in., 2010), dołączone zostały do Europy kolejne porcje litosfery kontynentalnej w postaci rozległego **orogenu waryscyjskiego** (hercyńskiego) z relikami innego niż Awalonia fragmentu neoproterozoicznego orogenu – orogenu kadomskiego (Linnemann i in., 2008), związanego z mikro-paleokontynentem zwanym dziś Armoryką lub Kadomią. Waryscyjski pas orogeniczny spoił Euramerykę z Gondwaną (też nie po raz pierwszy, ale w innej konfiguracji), a uformowany ostatecznie w późnym karbonie (ok. 330–300 mln lat temu) **orogen uralski** (Berzin i in.,1996) – Euramerykę (Laurosję) z Kazachstanią i Syberią (Gee i in., 2006). Wspomniane globalne procesy koncentracji lądów doprowadziły z końcem karbonu do utworzenia kolejnego, następnego po późnoproterozoicznej Rodinii (i – być może jeszcze – Pannocji?), ostatniego w dotychczasowej historii Ziemi superkontynentu, **Pangei** (np. Windley, 1995), którego jednym z istotnych elementów składowych była Baltika z przyległymi do niej orogenami, czyli przyszła Europa wraz z obszarem dzisiejszej Polski. Zrównane następnie przez erozję i denudację obszary orogenu waryscyjskiego oraz pozostałości orogenów starszych zostały w znacznej części przykryte późnopaleozoiczno-mezozoiczno-kenozoiczną pokrywą osadową i są w naszej części Europy często określane mianem platform paleozoicznych, albo młodych platform (np. Dadlez, Jaroszewski, 1994), niezgodnie jednak z międzynarodowymi zasadami, które ograniczają zastosowanie terminów: platformy, tarcze i kratony do wielkich rozmiarami struktur o znacznej sztywności krystalicznego podłoża, ukształtowanego jeszcze w głębokim prekambrze, przed co najmniej 1 mld lat temu, i od tego czasu istotnie niedeformowanego i niemetamorfizowanego (Neuendorf i in., 2005). Regionalnie przynależą tu platformy paleozoiczne: zachodnioeuropejska, mezyjska, scytyjska i zachodniosyberyjska (fig. 2). W ich obrębie miejscami odsłania się orogeniczne podłoże – w południowo-zachodniej i środkowej Europie głównie waryscyjskie, natomiast na wyspach brytyjskich oraz w Skandynawii – kaledońskie. Reprezentują je masywy: iberyjski, armorykański, Centralny, Midland, reński i Czeski oraz pasma górskie Walii, Irlandii, Szkocji, Norwegii i Szwecji, które w obrębie tych młodych platform[1] pełnią rolę tarcz na kratonach.

Późnotriasowo-jurajski ryfting (rozpoczęty już ok. 230–180 mln lat temu; Windley, 1995; van Hinsbergen i in., 2020) doprowadził do rozpadu Pangei oraz zapoczątkowania otwarcia północnego Atlantyku na wysokości północnej Afryki i południowo-zachodniego brzegu Europy (od ok. 140 do 100 mln lat temu, tj. od wczesnej do późnej kredy), a także do rozczłonkowania południowej strefy europejskich waryscydów. Pozostałością tego długiego ekstensyjnego epizodu są jurajskie rowy tektoniczne w dnie Morza Północnego (np. Zanella, Coward, 2003), które jako tzw. porzucone ryfty (ang. *aborted* albo *failed rifts*) przestały się rozwijać, zanim zdążyły utworzyć ryftowy system śródoceaniczny. Podczas jury i wczesnej kredy, wskutek kolizji południowo-wschodniej Europy z mikrokontynentem Kimerii (ok. 160–130 mln lat temu), na południowo-wschodnim obrzeżeniu ówczesnej Europy (Dobrudża, Krym) doszło do **fałdowań kimeryjskich** (Seghedi, 2001; Hippolyte, 2002; Golonka, 2004, 2007). W kredzie i paleogenie (ok. 140–50 mln lat temu) już cała Europa oddzieliła się od Ameryki Północnej i Grenlandii w wyniku postępującego stopniowo ku północy otwarcia północnej części Oceanu Atlantyckiego, a następnie oddaliła od nich w wyniku trwającego do dziś poszerzania Atlantyku. Jednocześnie Afryka wraz z Arabią, przemieszczając się ku północy i od czasów kredy (od ok. 100 mln lat) ponownie zbliżając do Europy, stopniowo zamykają rozdzielający je od czasów triasu/jury ocean Neotetydy (Jolivet, Faccenna, 2000; Carminati, Doglioni, 2005; van Hinsbergen i in., 2020), czego skutkiem jest dziś już wcześniej wspomniany, złożony, szeroki na 700–1500 km północnoafrykańsko-europejsko-bliskowschodni odcinek **orogenu alpejsko-himalajskiego** (Khain, 1984; Windley, 1995; Schmid i in., 2004, 2008), wciąż znajdujący się w fazie intensywnego rozwoju.

Wystąpienia kredowej skorupy oceanicznej na dnie Morza Czarnego i w zachodniej części Morza Śródziemnego stanowią relikty basenów załukowych (Stephenson, Schellart, 2010; Nikishin i in., 2015), natomiast taka skorupa na wschodzie Morza Śródziemnego reprezentuje fragment dna paleooceanu Neotetydy (Jolivet, Faccenna, 2000). Młode, plioceńskie i współczesne baseny załukowe zajmują zachodnią część Morza Śródziemnego (Carminati i in., 2012) oraz południową część Morza Egejskiego (Jolivet i in., 2013). W strefach przejściowych pomiędzy skorupą kontynentalną i oceaniczną, występujących głównie na szelfie kontynentalnym, ta pierwsza jest z reguły ścieniona wskutek tektonicznego rozciągania towarzyszącego otwieraniu basenów oceanicznych bądź basenów załukowych.

Na obszarze Polski (fig. 1 i 2) kontaktują ze sobą wszystkie trzy główne, wielkie jednostki („prowincje") tektoniczne Europy. Północno-wschodnią część kraju zajmuje zachodni skraj **prekambryjskiego kratonu wschodnioeuropejskiego**, reprezentowany przez jego część platformową, gdzie (niemal) niezdeformowana pokrywa neoproterozoicznych, paleozoicznych, mezozoicznych i kenozoicznych sukcesji osadowych przykrywa paleoproterozoiczny fundament krystaliczny południowego skraju Fennoskandii i zachodniego – Sarmacji.

W południowo-zachodniej i środkowej części naszego kraju – mamy do czynienia z **platformą paleozoiczną („zachodnioeuropejską")**. W jej podłożu zalega kompleks **neoproterozoiczno-paleozoicznych orogenów** lub ich fragmentów (terranów), przyłączonych – według niektórych koncepcji – do kratonu w postaci kolażu tektonicznego, znanego w ostatnim trzydziestoleciu pod nazwą TESZ (ang. *Trans-European Suture Zone* – transeuropejska strefa szwu; Pharaoh, 1999; Winchester i in., 2002). Orogeny te zostały erozyjnie ścięte i pogrzebane pod pokrywą osadową **basenu polsko-niemieckiego**, rozpoczynającą się – na różnych obszarach – dewonem, karbonem lub, najczęściej, dolnym permem. Została ona wielkopromiennie zafałdowana i zuskokowana podczas kolejnych epizodów kompresyjnych i ekstensyjnych, które wydarzyły się pomiędzy późnym paleozoikiem, a kenozoikiem i podczas których szczególnie istotną rolę odegrała późnokredowo-wczesnopaleogeńska inwersja basenu (np. Mazur i in., 2005). Poczynając od końca kredy, spod wspomnianej pokrywy osadowej wskutek kilkuetapowego wypiętrzania i związanej z nim erozji wyłoniły się na powierzchni fragmenty orogenu waryscyjskiego w Sudetach i na ich przedpolu oraz w Górach Świętokrzyskich.

Najbardziej na południe i południowy wschód wysunięte obszary Polski zajmuje fragment północnego skraju europejskiej części orogenu alpejsko-himalajskiego, w postaci **pasma fałdowo-nasuwczego Karpat** zewnętrznych i centralnych wraz z ich zapadliskiem przedgórskim oraz basenami śródgórskimi. Struktury te są

[1] Nieobecne w literaturze zachodniej, a wywodzące się z przedwojennego dorobku geologów rosyjskich, pojęcie „młodych platform" dobrze sprawdza się jednak przy charakteryzowaniu generalnej struktury tektonicznej Polski i zachodniej Europy. Przyjmujemy je tutaj w wersji oryginalnej (zob. np. Chain, 1974), w której obejmuje ono swym zakresem zarówno obszary, gdzie orogeniczne podłoże jest niezgodnie przykryte co najwyżej tylko słabo zdeformowaną pokrywą osadową, jak i obszary, gdzie to podłoże odsłania się na powierzchni terenu.

zbudowane głównie z silnie sfałdowanych i ponasuwanych skał osadowych i wulkanicznych o wieku od permu po paleogen/neogen, zdeponowanych uprzednio głównie w płytkomorskich basenach wchodzących w skład lub towarzyszących paleooceanowi Tetydy. W środkowych i wewnętrznych strefach orogenu występują ponadto, w postaci masywów wewnętrznych, fragmenty orogenów starszych (von Raumer, 2003), uprzednio stanowiące podłoże sukcesji permsko-mezozoicznych i kenozoicznych. Główna deformacja tektoniczna (fałdowanie i nasuwanie płaszczowinowe) miała miejsce w tej części orogenu karpackiego w późnej kredzie – w strefie wewnętrznej i centralnej – oraz w końcu paleogenu i podczas neogenu – w strefie zewnętrznej.

Bliższa charakterystyka tektoniczno-strukturalna opisanych powyżej w dużym skrócie głównych jednostek tektonicznych Polski i jej otoczenia stanowi centralne zadanie niniejszego tomu i jest szerzej rozwinięta w dalszych jego rozdziałach.

LITERATURA

Aleksandrowski P., 2017. Polska na tle struktur tektonicznych Europy. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 20–21. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Asch K. (red.), 2005. The 1:5 Million International Geological Map of Europe and adjacent areas (IGME 5000). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR)/Commission of the Geological Map of the World, Subcommission for Europe. Hannover.

Barnett-Moore N., Hassan R., Flament N., Müller D., 2017. The deep Earth origin of the Iceland plume and its effects on regional surface uplift and subsidence. Solid Earth, 8: 235–254.

Berzin R., Oncken O., Knapp J.H., Pérez-Estaún A., Hismatulin T., Yunusov N., Lipilin A., 1996. Orogenic evolution of the Ural Mountains: results from an integrated seismic experiment. Science, 274: 220–221.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I., 1996. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. Tectonophysics, 268: 1–21.

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Y.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. Precambrian Research, 160: 23–45.

Bogdanova S.V., Garetsky R.G., Gorbatschev R., 2016. EUROPE|East European Craton. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier, Amsterdam: 1–18.

Carminati E., Doglioni C., 2005. Europe/Mediterranean Tectonics. *W:* Encyclopedia of Geology, vol. 2 (red. R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer): 135–146. Elsevier, Amsterdam.

Cawood P.A., Pisarevsky S.A., 2017. Laurentia-Baltica-Amazonia relations during Rodinia assembly. Precambrian Research, 292: 386–397.

Chain W.J., 1974. Geotektonika ogólna. Wydaw. Geol., Warszawa.

Cocks L.R.M., Torsvik T.H., 2005. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terrane's identity. Earth-Science Reviews, 72: 39–66.

Condie K.C., 1997. Plate tectonics and crustal evolution. Butterworth/Heinemann, Oxford.

Dadlez R., Jaroszewski W., 1994. Tektonika. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., 2010. Geologically current plate motions. Geophysical Journal International, 181: 1–80.

Dottin G. (red.), 1990. Geological map of the World, 1:25 000 000. Commission for the Geological Map of the World, UNESCO & BRGM, Paris.

Faccenna C., Becker T.W., Lucente F.P., Jolivet L., Rossetti F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. Geophysical Journal International, 145: 809–820.

Gee D.G., 2005. Europe/Scandinavian Caledonides (with Greenland). *W:* Encyclopedia of Geology (red. R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer): 64–74. Elsevier, Amsterdam.

Gee D.G., Pease V. (red.), 2004. The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs, 30: 1–3.

Gee D.G., Bogolepova O.K., Lorenz H., 2006. The Timanide, Caledonide and Uralide orogens in the Eurasian high Arctic, and relationships to the palaeo-continents Laurentia, Baltica and Siberia. Geological Society, London, Memoirs, 32: 507–520.

Golonka J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Tectonophysics, 381: 235–273.

Golonka J., 2007. Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps. Mesozoic. Geologia, 33: 211–264.

Hasterok D., Halpin J.A., Collins A.S., Hand M., Kreemer C., Gard M.G., Glorie S., 2022. New maps of global geological provinces and tectonic plates. Earth-Science Reviews, 231: 104069.

Hippolyte J.-C., 2002. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. Tectonophysics, 357: 33–53.

Hoffman P.F., 2004. Tectonic genealogy of North America. *W*: Earth Structure (red. B.A. Van der Pluijm, S. Marshak): 607–614. W.W. Norton, New York, London.

Jolivet L., Faccenna C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics, 19: 1095–1106.

Jolivet L., Faccenna C., Huet B., Labrousse L., Le Pourhiet L., Lacombe O., Lecomte E., Burov E., Denèle Y., Brun J-P., Gueydan F., Philippon M., Paul A., Salaün G., Karabulut H., Piromallo C., Monié P., Okay A.I., Oberhänsli R., Pourteau A., Augier R., Gadenne L., Driussi O., 2013. Aegean tectonics: strain localisation, slab tearing and trench retreat. Tectonophysics, 597–598: 1–33.

Keppie J.D., Keppie D.F., 2014. Ediacaran–Middle Paleozoic oceanic voyage of Avalonia from Baltica via Gondwana to Laurentia – paleomagnetic, faunal and geological constraints. Geoscience Canada, 41: 5–18.

Khain V.E., 1977. Tektonicheskaya karta Evropy i smezhnykh oblastiey. *W*: Regionalnaya Geotektonika. Vnealpiyskaya Evropa i Zapadnaya Aziya (red. V.E. Khain). Nedra, Moskwa.

Khain V.E., 1984. Regionalnaya geotektonika. Alpiyskiy sredizemnomorskiy poyas. Nedra, Moskwa.

Linnemann U., Nance R.D., Kraft P., Zulauf G., 2007. The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghanian-Variscan collision. Geological Society of America Special Papers, 423: 1–630.

Linnemann U., Pereira F., Jeffries T.E., Drost K., Gerdes A., 2008. The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). Tectonophysics, 461: 21–43.

Mazur S., Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., 2005. Different modes of inversion in the German and Polish basins. International Journal of Earth Sciences, 94: 782–798.

Mosar J., Lewis G., Torsvik T.H., 2002. North Atlantic sea-floor spreading rates: implications for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian–Greenland Sea. Journal of the Geological Society, London, 159: 503–515.

Nance R.D., Gutiérrez-Alonso G., Keppie J.D., Linnemann U., Murphy J.B., Quesada C., Strachan R.A., Woodcock N.H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. Gondwana Research, 17: 194–222.

Nawrocki J., Poprawa P., 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to early Palaeozoic accretion. Geological Quarterly, 50: 59–76.

Neuendorf K.K.E., Mehl Jr. J.P., Jackson J.A., 2005. Glossary of Geology, 5th Edition. American Geological Institute, Alexandria, Virginia, USA.

Nikishin A.M., Okay A.I., Tüysüz O., Demirer A., Amelin N., Petrov E., 2015. The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. Marine and Petroleum Geology, 59: 638–655.

Pickering K.T., Smith A.G., 2004. The Caledonides. *W*: Earth Structure (red. B.A. Van der Pluijm, S. Marshak): 593–606. W.W. Norton, New York, London.

Pharaoh T.C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Plant J.A., Whittaker A., Demetriades A., De Vivo B., Lexa J., 2005. The geological and tectonic framework of Europe. *W*: Geochemical Atlas of Europe (red. R. Salminen). A contribution to IUGS/IAGC Global Geochemical Baselines, EuroGeoSurveys, Brussels.

Rey P., Burg J.-P., Casey M., 1997. The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. *W*: Orogeny Through Time (red. J.-P. Burg, M. Ford). Geological Society, London, Special Publications, 121: 179–200

Rogers J.J.W., Santosh M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. Gondwana Research, 5: 5–22.

Seghedi A., 2001. The North Dobrogea orogenic belt (Romania): a review. Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, 186: 237–257, Paris.

Schmid S.M., Fügenschuh B., Kissling E., Schuster R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. Eclogae Geologicae Helvetiae, 97: 93–117.

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: 139–183.

Stampfli G.M., Borel G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. Earth and Planetary Science Letters, 196: 17–33.

Stephenson R., Schellart W.P., 2010. The Black Sea back-arc basin: insights to its origin from geodynamic models of modern analogues. Geological Society, London, Special Publications, 340: 11–21.

Torsvik T.H., Rehnström E.F., 2003. The Tornquist Sea and Baltica–Avalonia docking. Tectonophysics, 362: 67–82.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J., 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – a tale of Baltica and Laurentia. Earth-Science Reviews, 40: 229–258.

van Hinsbergen D.J.J., Torsvik T.H., Schmid S.M., Matenco L.C., Maffione M., Vissers R.L.M., Gürer D., Spakman W., 2020. Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. Gondwana Research, 81: 79–229.

von Raumer J.F., 2003. Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. Tectonophysics, 365: 7–22.

Winchester J.A., The PACE TMR Network Team, 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. Tectonophysics, 360: 5–21.

Windley B.F., 1995. The evolving continents. Wiley, Chichester.

Zanella E., Coward M.P., 2003. Structural framework. *W*: The Millennium Atlas: petroleum geology of the central and northern North Sea (red. D. Evans, C. Graham, A. Armour, P. Bathurst). Geological Society, London, Special Publications: 45–59.