W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 33–100. Warszawa, 2026

PLATFORMA PREKAMBRYJSKA (WSCHODNIOEUROPEJSKA)

4

Ewa Krzemińska, Stanisław Mazur, Paweł Poprawa, Maciej Tomaszczyk, Piotr Krzywiec

4.1. PODŁOŻE KRYSTALICZNE PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ

Ewa Krzemińska

4.1.1. Wprowadzenie

Przez obszar Polski przebiega jedna z bardziej znaczących granic tektonicznych w Europie w postaci południowo-zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (ang. *East-European Craton* – EEC). Kraton ten na terytorium naszego kraju ma niezmiennie charakter platformy, tj. nigdzie spod ediakarsko-fanerozoicznej pokrywy osadowej nie odsłania się na powierzchni jego krystaliczne podłoże. Platforma wschodnioeuropejska (ang. *East-European Platform* – EEP) zajmuje północno-wschodnią część Polski (fig. 1), a wchodzący w jej skład kompleks prekambryjskich skał krystalicznych podłoża zajmuje (na obszarze naszego kraju) łącznie ok. 130 tys. km^2. Lokalizacja wspomnianej krawędzi EEC interpretowana jest wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista (ang. *Teisseyre-Tornquist Zone* – TTZ; zob. też podrozdział 4.2), która kontynuuje się dalej ku NW, w podłoże Bałtyku, przez Skanię po Kattegat i Skagerrak, jako strefa Sorgenfreia–Tornquista (STZ), zaś ku SE zanurza się pod wschodnie Karpaty zewnętrzne, a następnie wynurza w rumuńskiej Dobrudży, dochodząc do Morza Czarnego (Sorgenfrei, Buch, 1964; Thybo, 2000; Malehmir i in., 2018; Phillips i in., 2018; Grad, 2019a). Strefa Teisseyre'a-Tornquista znana była wcześniej jako linia Tornquista, a następnie linia Teisseyre'a-Tornquista (TTL) i postrzegana jako geofizyczne odzwierciedlenie SW granicy „granitowej" warstwy skorupy (Grad, 2019b). Charakter TTZ jest też od dawna różnie rozumiany: np. jako strefy związanej z południowo-zachodnim skrajem EEC albo jako krawędzi paleokontynentu Baltika. Relacje przestrzenne między megastrukturami tektonicznymi pozostają wciąż przedmiotem ożywionych dyskusji, alternatywnych interpretacji (Berthelsen, 1993; Dadlez i in., 2005; Mazur i in., 2015, 2017; Narkiewicz, Petecki, 2016, 2017) i kolejnych odkryć, stopniowo ujawniających złożoną naturę tego regionalnego lineamentu, a w ostatnich latach z coraz większą pewnością wskazujących na możliwą kontynuację krystalicznego podłoża EEC oraz jego dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej pod platformę paleozoiczną południowo-zachodniej Polski (np. Mazur i in., 2015, 2018; zob. też podrozdział 4.2).

Położenie TTZ w obrazie kartograficznym różni się w zależności od przyjętych interpretacji geologicznych i geofizycznego układu odniesienia. Jak sugeruje Karnkowski (2008), podział tektoniczny na obszarze Polski powinien być przeprowadzony na trzech poziomach: subkenozoicznym, subpermskim i na krystalicznym/skonsolidowanym podłożu. Innym kryterium w skali kontynentalnej może być np. zasięg dolnej skorupy o dużej prędkości pod EEC (Grad i in., 2002, 2003, 2006).

W największym uproszczeniu strefa TTZ wyznacza przejście między grubą skorupą podłoża EEC na północnym wschodzie a cieńszą skorupą krystaliczną platformy paleozoicznej na południowym zachodzie i jest związana z wyraźną zmianą głębokości nieciągłości Moho (Grad, 2003, 2019a; Janik i in., 2002; Wilde-Piórko i in., 2002). Notowane są tu różnice w wartościach strumienia

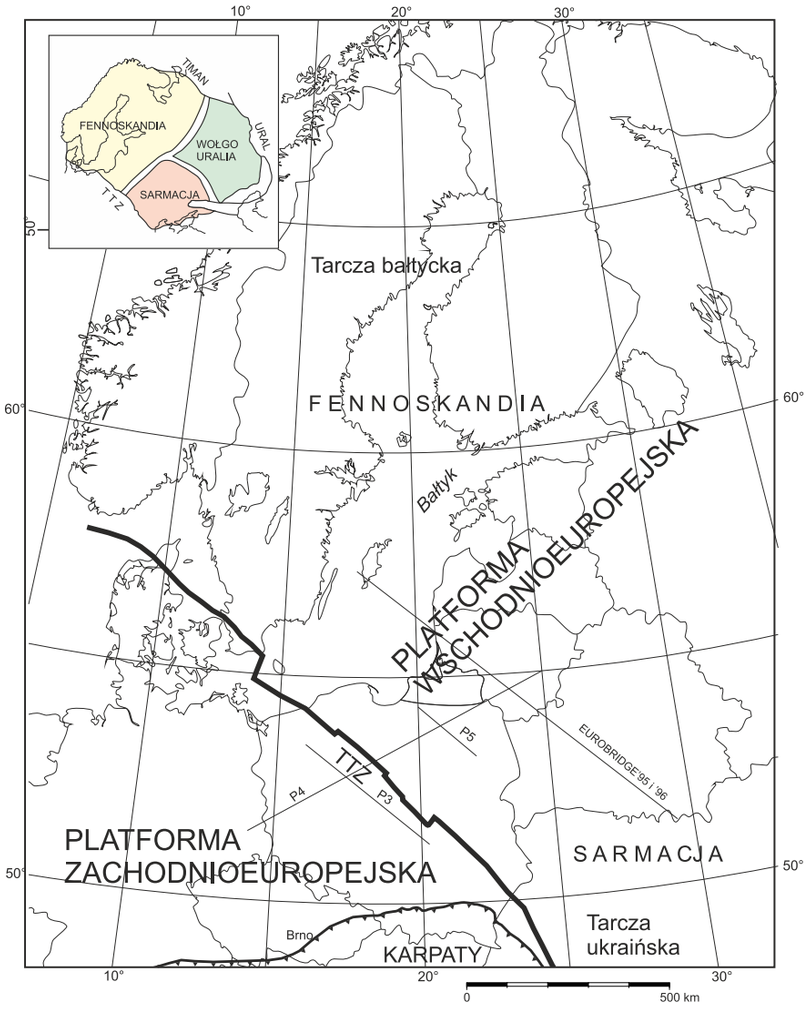


FIG. 1. Schemat pokazujący położenie brzegu platformy wschodnioeuropejskiej (prekambryjskiej) i platformy zachodnioeuropejskiej (paleozoicznej) w Polsce oraz przebieg strefy Teisseyre'a-Tornquista (TTZ). Wskazano przybliżoną lokalizację wybranych profili sejsmicznych eksperymentu POLONAISE'98 (P3, P4, P5) oraz EUROBRIDGE'95 i '96

cieplnego, podwyższonych na platformie paleozoicznej (Čermák i in., 1989; Majorowicz i in., 2003). Głębokość Moho zmniejsza się z 42–49 km pod polską częścią EEC do 31–38 km pod platformą paleozoiczną (np. Guterch, Grad, 2006; Guterch i in., 2010). Strop proterozoicznego podłoża krystalicznego opada w obrębie TTZ o co najmniej 10 km, nachylając się w kierunku SW (Mazur i in., 2015; Grad, Polkowski, 2016; Krzywiec i in., 2017).

Rozpoznanie składu i budowy krystalicznego podłoża kratonu oraz analizy dotyczące jego ewolucji tektonicznej opierają się przede wszystkim na interpretacji danych geofizycznych, które tylko miejscami, w odniesieniu do stropowej części podłoża, uzupełnione są danymi z otworów wiertniczych. Lokalizacja otworów najczęściej była oparta na wcześniej uzyskanych danych geofizycznych, często np. były one wyznaczane w strefach dodatnich anomalii magnetycznych, budzących zainteresowanie poszukiwawcze. Dotychczas w Polsce wykonano ponad 200 otworów wiertniczych, które osiągnęły podłoże krystaliczne EEC (por. bazę danych CBDG). Większość z uzyskanych rdzeni wiertniczych przechowywana jest w magazynach Centralnego Archiwum Geologicznego (CAG). Średnia głębokość, na jaką docierają otwory, nie przekracza 3000 m, co oznacza, że bezpośredni dostęp mamy tylko do płytkich stref litosfery, nie przekraczając 10% zasięgu danych pozyskiwanych metodami sejsmicznymi.

4.1.2 Starsze modele budowy podłoża polskiej części kratonu

Do roku 1974, kiedy opublikowano monograficzne opracowanie *Budowa geologiczna Polski, tom 4, Tektonika* (red. Pożaryski, 1974), stan wiedzy na temat struktur podłoża krystalicznego EEC opierał się na dostępnych wówczas wynikach prac geofizycznych (Dąbrowski, Karaczun, 1956; Karaczun i in., 1975; Karaczun, 1982). Wynikał on z interpretacji map rozkładu regionalnych anomalii magnetycznych i grawimetrycznych (fig. 2A, B), wyników pomiarów magnetotellurycznych oraz ówczesnych sejsmicznych badań refrakcyjnych.

W pierwszych interpretacjach przyjęto, że obszary o mało kontrastowym obrazie pola magnetycznego, które zajmują niemal połowę powierzchni podłoża krystalicznego (fig. 3) odzwierciedlają występowanie masywów granitoidowych. Tego typu formacje, reprezentowane przez granitoidy i granitognejsy, miały tworzyć najstarsze, hipotetycznie archaiczne jednostki, pełniące rolę masywów centralnych, jak przypuszczano „pre-swekofeno-karelskich" (Kubicki i in., 1972; Ryka, 1973; Kubicki, Ryka, 1974) i wymuszające kierunki strukturalne młodszych skał suprakrustalnych (Ryka, 1984, 1998). Ówczesne publikacje podkreślały szerokie ramy czasowe ewolucji, obejmujące (I) archaik lub wczesny proterozoik z reliktami archaiku, (II) wczesny proterozoik, (III) wczesny i środkowy proterozoik, (IV) środkowy proterozoik (Kubicki, Ryka, 1974; Kubicki i in., 1982; Ryka, 1984, 1998; Jubitz i in., 1986; Znosko, 1986, 1998). W kolejnych latach dostęp do skał podłoża z otworów wiertniczych na szelfie Bałtyku w rejonie Rozewia pozwolił na rozszerzenie interpretacji geologii podłoża krystalicznego na obszar południowego Bałtyku (Ryka, 1990; Ryka, Dadlez, 1995). Wspomniany model budowy i ewolucji podłoża krystalicznego NE Polski (Kubicki, Ryka, 1982), był wykorzystywany w publikacjach do końca lat 90. Jednocześnie pojawiło się kilka innych propozycji interpretacji głównych elementów tektoniki podłoża krystalicznego kratonu. Opierały się one na pojedynczych kryteriach, takich jak obraz układu anomalii grawimetrycznych (Królikowski i in., 1999) czy wyniki analizy strukturalno-kinematycznej rdzeni wiertniczych (łącznie dotyczącej ok. 22 tys. m bieżących rdzeni) ze 101 otworów (Cymerman, 2004). W pierwszym przypadku (fig. 4A) zaproponowano, aby lokalizacje osi anomalii gradientu poziomego siły ciężkości uznać za odpowiadające nieciągłościom tektonicznym bądź litologicznym (Królikowski i in., 1999). W ten sposób wyróżniono dziesięć jednostek strukturalnych (o randze bloków) związanych z niżami lub wyżami grawimetrycznymi (fig. 4A, B).

Nieco inny charakter miał model, uwzględniający wyniki badań strukturalno-kinematycznych niezorientowanych rdzeni wiertniczych (Cymerman, 2004). W tym czasie dokumentacja geochronologiczna ograniczała się do wieku U-Pb granitoidów typu rapakiwi zlokalizowanych wokół suwalskiego masywu anortozytowego (Dörr i in., 2002), dlatego pomocniczo przy interpretacji wykorzystano lepszy stan rozpoznania wieku skał podłoża na Litwie (Skridlaite, Motuza, 2001; Claesson i in., 2001; Motuza, 2004, 2005). Z obserwacji interwałów niezorientowanych rdzeni wyciągnięto wniosek (Cymerman, 2004), że rozwój skorupy prekambryjskiej polskiej części EEC charakteryzują dwa główne etapy tektoniczne. Etap starszy pozostawił po sobie struktury deformacyjne związane z reżimem kompresyjnym (kontrakcyjnym), podczas gdy etap młodszy związany był z deformacjami ekstensyjnymi. Podczas etapu kompresyjnego doszło do rozwoju podatnych pakietów nasuwczych w scenariuszu subdukcyjno-kolizyjnym podczas orogenezy swekofeńskiej. Dochodziło wtedy do transportu tektonicznego w kierunku zbliżonym do N–S na Podlasiu i Suwalszczyźnie oraz zbliżonym do kierunku NW na Mazowszu i Warmii. Późniejsza deformacja ekstensyjna miała, z kolei, wynikać z postkolizyjnego kolapsu grawitacyjnego tektonicznie pogrubionej skorupy i związanego z tym rozwoju magmatyzmu granitoidowego typu rapakiwi w obrębie magmowego kompleksu mazurskiego ok. 1,5 mld lat temu. Zaproponowany w myśl omawianego modelu układ struktur w podłożu krystalicznym EEC (Cymerman, 2004) odwoływał się do podziału struktur wyróżnionych na obszarze Litwy (Skridlaite, Motuza, 2001; Motuza, 2004), gdzie wyróżniane były dwie główne jednostki: terran zachodniolitewski (WL) i terran wschodniolitewski (EL) oraz pasmo znajdujące się na ich kontakcie, czyli strefa szwu środkowo-litewskiego (ang. *Middle Lithuanian Suture Zone* – MLSZ).

4.1.3. Struktura podłoża krystalicznego kratonu w obrazie sejsmicznym

Rozpoznanie struktury górnej części litosfery centralnej części tarczy bałtyckiej było celem szeregu głębokich profili sejsmicznych realizowanych niemal wyłącznie metodami refleksyjno-refrakcyjnymi. W latach 80. i 90. zrealizowano szereg znaczących, głównie prowadzonych przez międzynarodowe zespoły, eksperymentów sejsmicznych, spośród których należy wymienić: BALTIC, SVEKA'81, SVEKA'91, FENNIA i BABEL (Luosto i in., 1984, 1990, 1994; Grad, Luosto, 1987; BABEL Working Group, 1993; Yliniemi, 1991; FENNIA Working Group, 1998; Heikkinen, Luosto, 2000). W ślad za badaniami sejsmicznymi tarczy bałtyckiej rozpoczęto podobne badania podłoża krystalicznego obszarów platformowych kratonu, na obszarze Polski, Białorusi i Ukrainy.

Znaczne zaawansowanie badań sejsmicznych kratonu wschodnioeuropejskiego wiązało się w dużej mierze ze zrealizowanym w połowie lat 90. projektem EUROBRIDGE poświęconym głównie rozpoznaniu zakrytego podłoża platformowego na Białorusi i Ukrainie (Gorbatschev, Bogdanova, 1993; Bogdanova i in., 1994; Bogdanova i in., 2001, 2006, 2015; EUROBRIDGE'95 Working Group, 2001). W oparciu o metody geofizyczne i izotopowe dokonano wtedy ogromnego postępu w stanie wiedzy o budowie i ewolucji kratonu wschodnioeuropejskiego. Ustalono i udokumentowano wówczas, że EEC tworzą trzy niezależne paleoproterozoiczne i/lub częściowo starsze domeny skorupowe (protokratony; fig. 1): Fennoskandia na północy i północnym zachodzie, Sarmacja na południu i Wołgo-Uralia na północnym wschodzie (Gorbatschev, Bogdanova, 1993; Bogdanova i in., 2006, 2015). Kolizja i połączenie Sarmacji z Wołgo-Uralią miała miejsce ok. 2,1 mld lat temu wzdłuż orogenu Wołga-Don (np. Shchipansky i in., 2007; Bibikova i in., 2009; Terentiev, Santosh, 2020). Następnie ok. 1,8 mld lat temu doszło do skośnej kolizji Wołgo-Sarmacji z Fennoskandią.

W roku 1997 w ramach międzynarodowego eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97 (akronim nazwy projektu: **PO**lish **L**ithosphere **ON**set of **AN** I**n**ternational **S**eismic **E**xperiment), metodami szerokokątowej refleksji i refrakcji (ang. *wide-angle reflection and refraction* – WARR), przeprowadzone zostały szeroko zakrojone badania skorupy i górnego płaszcza do głębokości rzędu 100 km w niżowej części Polski (fig. 1). Wykonano je wzdłuż pięciu profili: trzech zlokalizowanych na platformie paleozoicznej w strefie tzw. szwu transeuropejskiego (zob. też rozdziały 3 i 4.2), głównego, długiego profilu (P4), sięgającego od Niemiec po Litwę, a więc przebiegającego w dużej mierze na obszarze kratonu, a także jednego profilu (P5) zlokalizowanego na kratonie. W następnych latach badaniami sejsmicznymi eksperymentu CELEBRATION'2000 (akronim nazwy projektu: **C**entral **E**uropean **L**ithospheric **E**xperiment **B**ased on **R**efraction, 2000) objęto dalsze fragmenty skorupy kratonu. Pomiary w ramach tego projektu przeprowadzono w czerwcu 2000 r. na obszarach południowej i wschodniej Polski, a także Słowacji, Węgier, Austrii, Czech, południowo-wschodnich Niemiec oraz zachodniej Białorusi i Rosji. Lokalizacja poszczególnych profili CELEBRATION'2000 obejmowała w pewnym stopniu strefę brzeżną kratonu wschodnioeuropejskiego, ale głównie była skoncentrowana na jego obrzeżeniu, w tym na południowej części strefy TESZ, a w większym stopniu na pozakratonicznych obszarach orogenu karpackiego, basenu panońskiego i Masywu Czeskiego.

Dla rozpoznania głębszych warstw litosfery podłoża w Polsce najistotniejsze okazały się wyniki eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97 (Guterch i in., 1998, 1999), w którym dwa profile przebiegały równolegle do kluczowych struktur geologicznych, tj. odpowiednio do TTZ i tym samym do SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej (profile P1, P3 i P5). Profile prostopadłe do TTZ (P2 i P4) przecięły też w poprzek basen polski, natomiast profil P5 przebiegał przez wyniesienie mazursko-suwalskie w obrębie kratonu EEC (fig. 1). Prędkościowe modele sejsmiczne opracowane na podstawie wyników wszystkich tych profili okazały się cennym źródłem danych do szeregu późniejszych interpretacji tektonicznych.

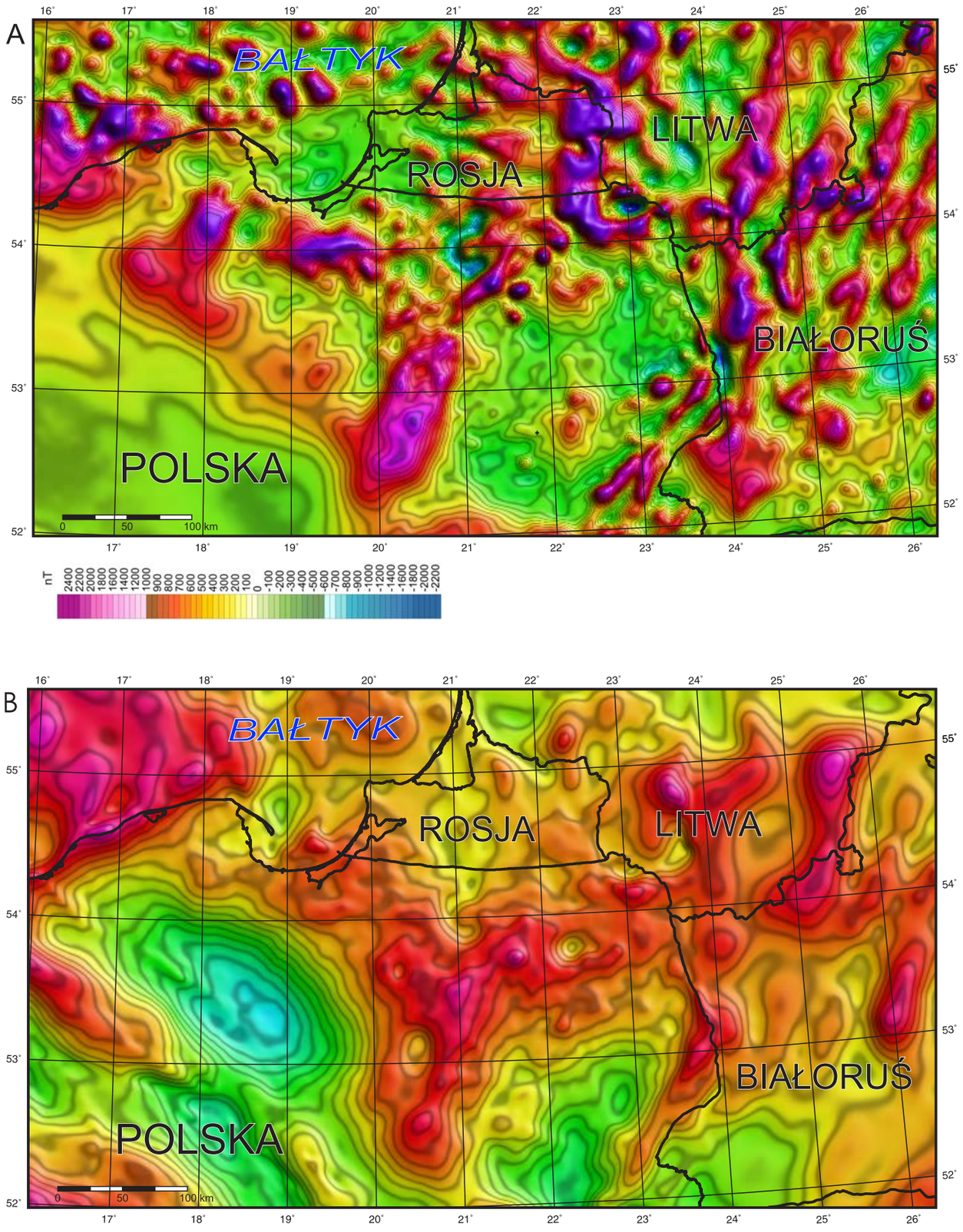


FIG. 2. Obraz układu anomalii geofizycznych podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski wraz z obszarem pogranicza: A mapa anomalii magnetycznych; B mapa anomalii grawimetrycznych (Wybraniec, 1999)

Profil P2 (lokalizacja na fig. 3 w podrozdziale 4.2) przebiega prostopadle do TTZ, stosunkowo blisko pobrzeża Bałtyku. Na kratonie profil sejsmiczny P2 biegnie na odcinku ok. 100 km przez tereny dawniej określane jako masyw dobrzyński i kaszubska strefa metamorficzno-fałdowa (Kubicki, Ryka, 1982), po czym pozostałe 200 z 300 km (SW część) jest zlokalizowane poza obszarem kratonu.

Graficzne modele interpretujące profil sejsmiczny P2 (Dadlez i in., 2005) ujawniają niskie położenie Moho (V_p = 8,2 km/s) na głębokości 47 km na odcinku, gdzie profil przecina strefę TTZ (od 180 do ok. 250 km długości profilu), a następnie gwałtowne wyniesienie do głębokości ok. 42 km. Powyżej skorupa krystaliczna platformy dzieli się na trzy warstwy o prędkościach fal podłużnych odpowiednio od góry do dołu: (I) 6,1–6,5; (II) 6,55–6,6 i (III) 7,1–7,2 km/s. Niższe warstwy skorupy (dolna i środkowa) zalegają zgodnie i poziomo. Jedynie górna skorupa ulega stopniowemu ścienieniu, lekko zapada ku SW w kierunku TTZ. Jedną z najbardziej widocznych cech na graficznym modelu P2 jest obniżone do 47–48 km głębokości położenie Moho w otoczeniu TTZ. Strefa TTZ jest podkreślona pojawieniem się typowych trzech warstw charakterystycznych dla krystalicznej skorupy platformy.

Profil P3, o długości ok. 300 km, przebiega w kierunku NW–SE, równolegle do TTZ. Jest on w całości zlokalizowany w brzeżnej strefie kratonu wschodnioeuropejskiego, bezpośrednio na północny wschód od jego krawędzi. Model sejsmiczny profilu P3

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

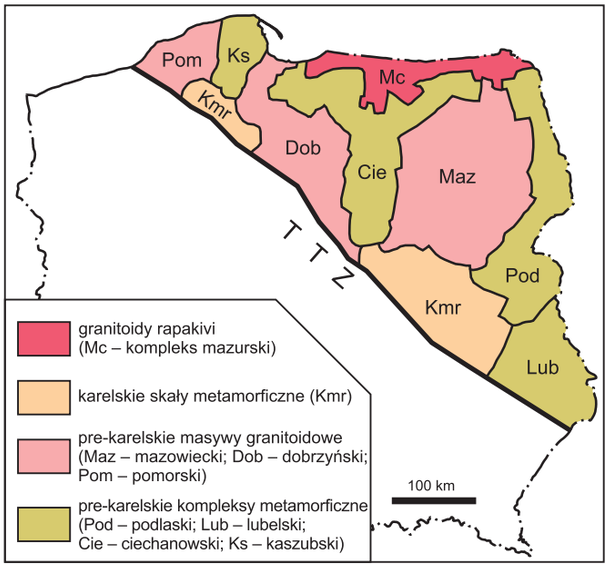


FIG. 3. Jednostki tektoniczne podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski wyróżniane we wczesnych interpretacjach (Kubicki, Ryka, 1982)

charakteryzuje się dość jednolitą, prawie horyzontalną strukturą sejsmiczną (Dadlez i in., 2005; Grad i in., 2006; Guterch i in., 2006). Miąższość osadów przykrywających podłoże krystaliczne jest stała i wynosi ok. 4–6 km (Środa i in., 1999). Dla utworów pokrywy osadowej typowe prędkości rozchodzenia się fal poprzecznych zawierają się w zakresie 2–5,7 km/s. Skorupa krystaliczna platformy wschodnioeuropejskiej dzieli się na trzy warstwy o prędkościach fal podłużnych, odpowiednio, od góry ku dołowi: (I) 6,1–6,5; (II) 6,55–6,6 i (III) 7,1–7,2 km/s. W SE części profilu P3 zauważalne jest obniżanie się izolinii prędkości V_p ku NW na głębokości 8–22 km. W najwyższej NW części profilu P3 obserwuje się zapadanie izolinii prędkości V_p ku SE. Z kolei na odcinku ok. 100–150 km, na głębokości ok. 3–4 km, pojawia się cienka „warstwa" z wartościami V_p wyższymi w stosunku do otoczenia i wynoszącymi 5,68 km/s. Natura tej inwersji prędkości obserwowanej w centralnej części profilu nie jest znana. Wyższe prędkości V_p pochodzą z głębokości ok. 3–5 km, gdzie zalegają warstwy dolnopaleozoiczne (kambr, kambr/ordowik). Najprawdopodobniej pomogą one udokumentować wysokoprędkościowe ciało intruzyjne zlokalizowane w tych osadach lub warstwy wulkanitów czy intruzje skał subwulkanicznych. Na profilu P3 jest również widoczne podnoszenie się ku NW powierzchni granicznej dolnej i środkowej skorupy. Granica ta jest wyznaczona różnicą wartości V_p wynoszącą ok. 0,4–0,5 km/s na całej długości profilu. Dolna skorupa ma miąższość w granicach 10 km i charakteryzuje się jednolitą, niemal horyzontalną strukturą sejsmiczną. Granica Moho zalega na głębokości od 38 km na północnym zachodzie do 44 km na południowym wschodzie na odcinku końcowym. Prędkości fal sejsmicznych bezpośrednio pod granicą Moho są rzędu 8,05–8,1 km/s. Zmiany głębokości zalegania Moho są gwałtowne i tworzą dwa progi: na 60 km, tuż przed przecięciem z P2, oraz na 220 km tuż przed przecięciem z P4. Temu ostatniemu „progowi" towarzyszy zwiększenie miąższości środkowej skorupy (II) w kierunku wschodnim od 19 do 24 km (Środa i in., 1999). Zdaniem cytowanych autorów sugeruje to segmentację tektoniczną. Nieciągłości odnotowane zostały również w górnym płaszczu na głębokości ok. 56 km i mogą stanowić przesłankę wniosku o segmentację skorupy i przypuszczalne strome granice bloków. Załamania przebiegają pomiędzy Pomorzem i Kaszubami oraz domeną dobrzyńską (MD) a potężną dodatnią anomalią magnetyczną strefy ciechanowskiej (fig. 2A).

Profil P4 (fig. 5), o długości 800 km, poprowadzony został w kierunku SW–NE poprzez brzeżne partie dwóch platform – prekambryjskiej i paleozoicznej. Krawędź kratonu wschodnioeuropejskiego rozpoczyna się ok. 300. km profilu, licząc od SW (Dadlez i in., 2005; Grad i in., 2006; Guterch i in., 2006). Krawędź kratonu zaznacza się na modelach sejsmicznych profilu wyraziście jako mocno nachylona ku SW powierzchnia stropu krystalicznego podłoża, niezgodnie ścinająca warstwy prędkościowe górnej skorupy stropu i oddzielająca wyżejprędkościową skorupę podłoża na NE od niżejprędkościowych miąższych sukcesji osadowych bruzdy śródpolskiej na SW. Kontrast ten jest najbardziej wyraźny na poziomie skorupy górnej, a na jednym z modeli (fig. 5) zaznacza się również w obrębie skorupy środkowej i dolnej. Należy przy tym pamiętać, że oceniając w różnych miejscach modeli sejsmicznych profilu jego realność geologiczną jako nieciągłości tektonicznej, warto każdorazowo wziąć pod uwagę fakt, że modele sejsmiczne wyliczone na podstawie danych pomiarowych WARR nie są unikalne (jednoznaczne), co dobrze ilustruje odmienność ich dwóch wersji przedstawionych na fig. 5. W strefie TTZ głębokość Moho maleje ku SW o ok. 10 km – z 40 km pod kratonem do 30 km

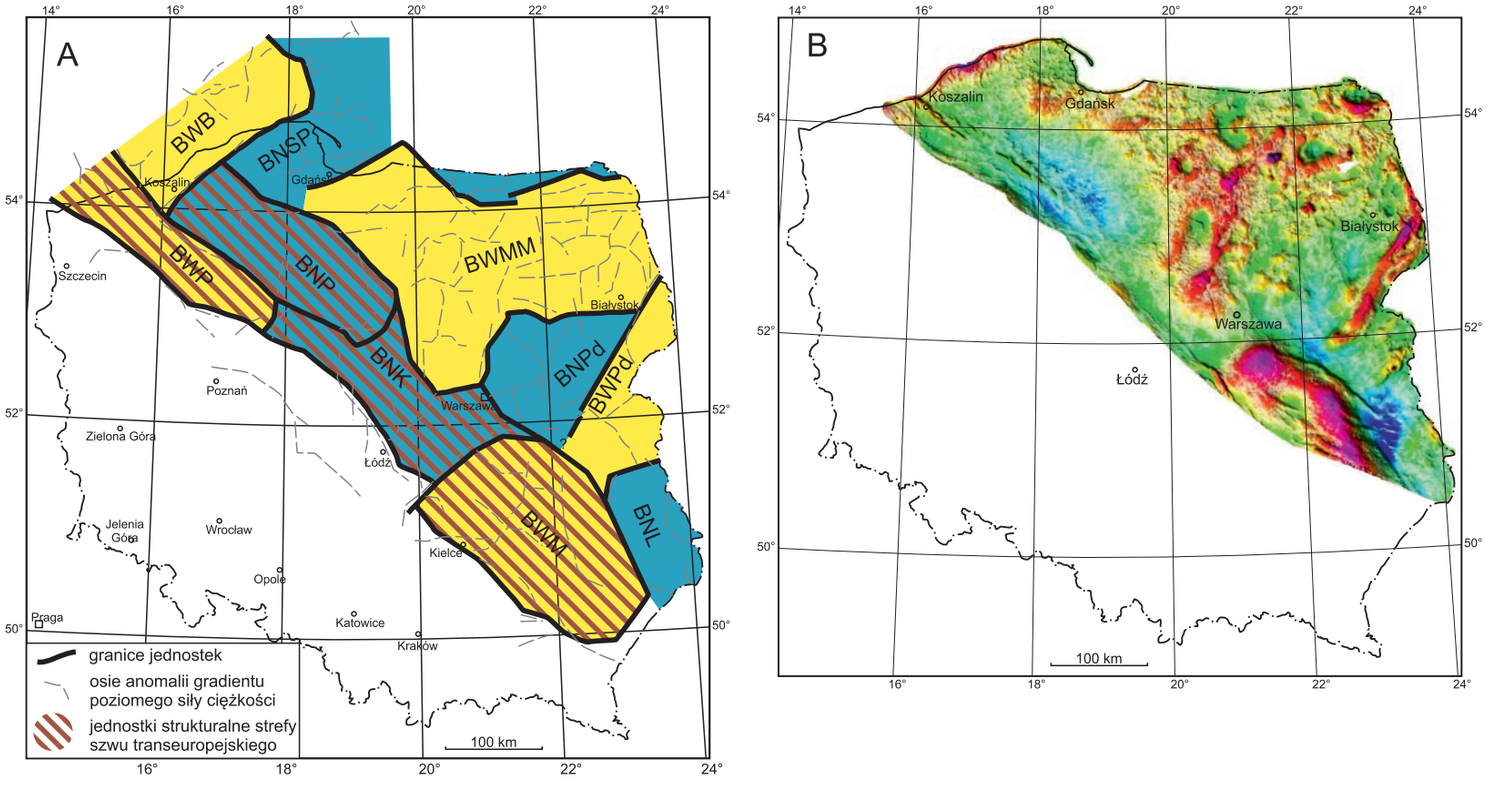


FIG. 4. Układ jednostek tektonicznych podłoża polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej A, wydzielonych na podstawie modelu grawimetrycznego tego obszaru (Królikowski i in., 1999) oraz będąca podstawą tego modelu mapa grawimetryczna anomalii Bouguera B, ograniczona do obszaru NE Polski (Wybraniec, 1999). Model grawimetryczny został opracowany na podstawie przebiegu osi anomalii gradientu poziomego. Skróty: BWB – blok wyżu bałtyckiego; BWMM – blok wyżu mazursko-mazowieckiego; BWPd – blok wyżu podlaskiego; BWP – blok wyżu pomorskiego; BWM – blok wyżu małopolskiego; BNSP – oraz blok niżu syneklizy perybałtyckiej; BNPd – blok niżu podlaskiego; BNL – blok niżu lubelskiego; BNP – blok niżu pomorskiego; BNK – blok niżu kujawskiego

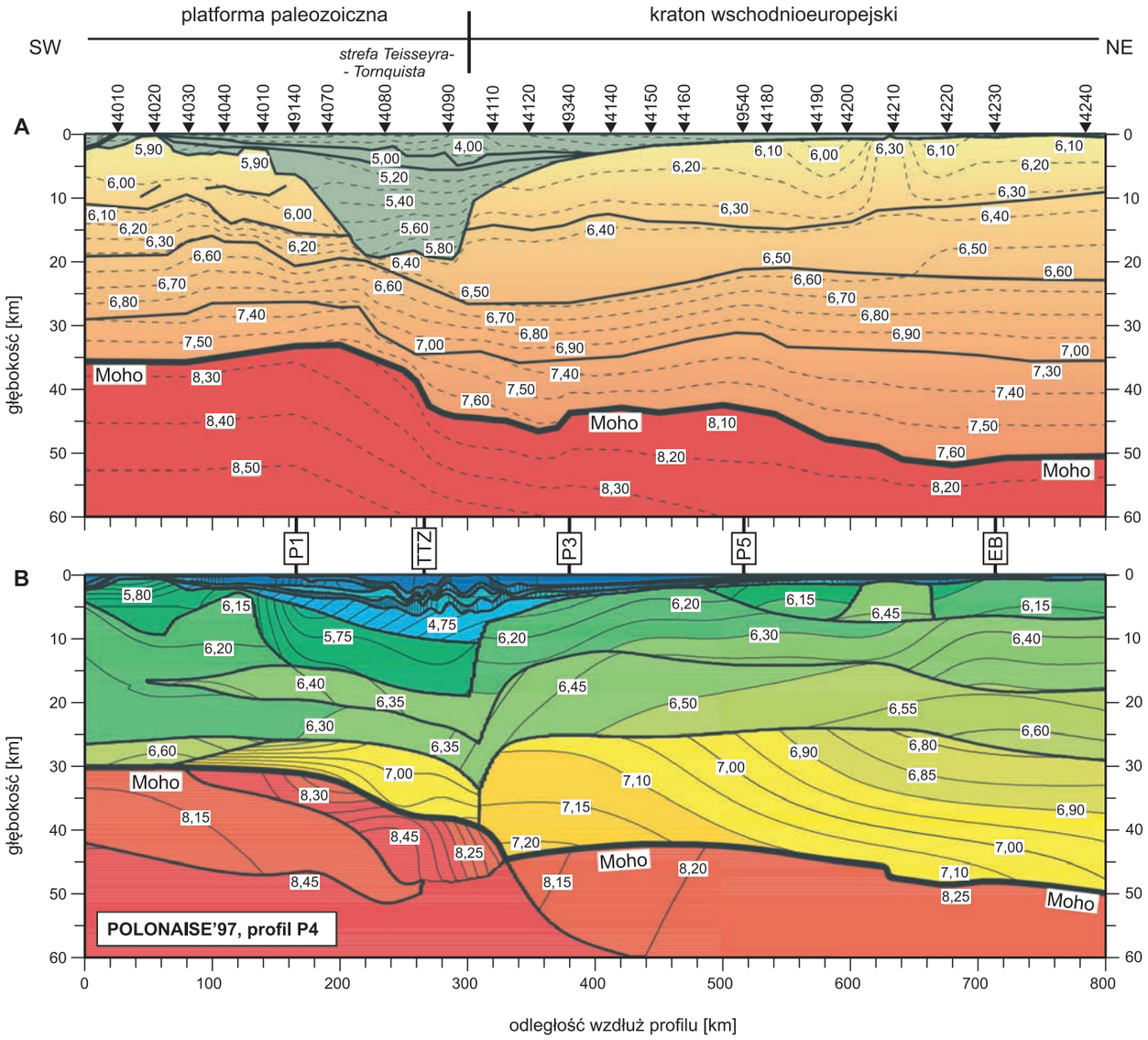


FIG. 5. Model prędkości fali P dla profilu sejsmicznego P4 z eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97 przeprowadzonego prostopadle do TTZ. Grube linie ciągłe poprowadzono wzdłuż wyznaczonych warstw prędkościowych. Linie cienkie ciągłe lub przerywane oraz granice pomiędzy polami kolorów stanowią izolinie prędkości sejsmicznych V_p (km/s), zaś ponumerowane trójkąty odnoszą się do punktów strzałowych: A – Model dla profilu P4 uzyskany przy użyciu programu RAYIVR; B – Model uzyskany przy użyciu programu SEIS83. Oba profile według Grada i in. (2003)

pod platformą paleozoiczną. Model sejsmiczny wzdłuż profilu P4 pokazuje, że strukturę sejsmiczną skorupy w obrębie kratonu charakteryzuje obecność trzech warstw o prędkościach fal podłużnych odpowiednio w głąb: (I) 6,1–6,45; (II) 6,45–6,6 i (III) 6,8–7,2 km/s. W obrazie sejsmicznym profilu P4 jest widoczne wyraźne podnoszenie się ku SW powierzchni granicznej dolnej i środkowej skorupy. Granicę tę wyznacza różnica prędkości fal podłużnych V_p wynosząca 0,2 km/s w NE części profilu P4, aż do 0,6 km/s w SW części tego profilu. Pomiędzy 600. a 660. km profilu znajduje się ciało o wysokich prędkościach fal sejsmicznych, lokalnie przekraczających 6,45 km/s, które rozpoznane zostało w górnej skorupie na głębokościach 2–8 km. W okolicach 600–630 km obserwuje się na modelu doskonałą zgodność w interpretacji ciała wysokoprędkościowego (6,4–6,7 km/s), odzwierciedlającego suwalski masyw anortozytowy, który tworzy dobrze zdefiniowaną wąską strefę (<50 km) w górnej skorupie, zbudowaną z anortozytów, gabronorytów i ferrolitów oraz granitów „rapakiwi" (*op. cit.*). Dla porównania, masyw korosteński na Wołyniu, reprezentujący podobny litologicznie typ skał w obrębie skorupy domeny sarmackiej kratonu, wykryty został na głębokości 11 km (Grad i in., 2003). Odnotowana została charakterystyczna undulowana powierzchnia Moho na profilu P4 na głębokościach pomiędzy 42 a 46 km, o której wspominają wszystkie interpretacje (Grad i in., 2003, 2006). W dalszej części profilu, na dystansie ok. 630 do 720 km, Moho znajduje się średnio na głębokości 50 km. Warto podkreślić jednak, że ok. 625 km, poniżej masywu suwalskiego, występuje dość gwałtowna zmiana głębokości położenia Moho (próg) o ok. 2–4 km. W tym wypadku jest to rejon granicy domeny dobrzyńskiej i strefy tektonicznej związanej z alkaliczną intruzją rejonu Mławy (Krzemińska i in., 2025).

Profil P5 stanowi trzeci, po P1 i P3, profil równoległy do TTZ eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97. P5 przebiega najdalej na północy, w orientacji NW–SE, na dystansie 180 km (fig. 1). Wytyczony został całkowicie na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego, od Warmii i pogranicza z okręgiem królewieckim (fragment NW) aż po Mazowsze. Dwuwymiarowe modelowanie danych sejsmicznych profilu wykonano metodą tomograficznej inwersji oraz metodą *ray tracing* (Czuba i in., 2002; fig. 6). Z uwagi na niewielką długość profilu nie modelowano strefy głębokościowej górnego płaszcza. Modele ukazują stopniowy spadek miąższości pokrywy osadowej z ok. 3 km na NW końcu profilu do ok. 1 km na końcu SE. Ponadto struktura pokrywy na NW jest bardziej skomplikowana i tworzy aż 7 różnych warstw prędkościowych odpowiadających pełniejszej sekwencji fanerozoicznej. Poniżej widoczna jest, typowa dla profili sejsmicznych z EEC, horyzontalna dyferencjacja poszczególnych warstw górnej, środkowej i dolnej skorupy. Pomiędzy 20 km a 95 km, w górnej skorupie tuż przed przecięciem z profilem P4, wyróżnia się ciało o względnie podwyższonych prędkościach V_p, 6,45–6,75 km/s, w stosunku do otoczenia (V_p 6,16–6,30 km/s), sięgające do 5–9 km głębokości. Odpowiada ono anortozytowemu masywowi Kętrzyna, należącemu do kompleksu mazurskiego.

Wgląd w głęboką architekturę krystalicznego podłoża kratonu wschodnioeuropejskiego dała stosunkowo gęsta sieć pięciu profili sejsmicznych P1–P5, wykonanych w ramach projektu („eksperymentu") POLONAISE'97 oraz w pewnym stopniu wzdłuż profili późniejszego projektu CELEBRATION'2000 (CEL01, CEL02, CEL03, CEL05, CEL13, CEL23, także wcześniejszych eksperymentów: LT-7 i TTZ), zreinterpretowanych „starych" profili LT-2, LT-4 i LT-5

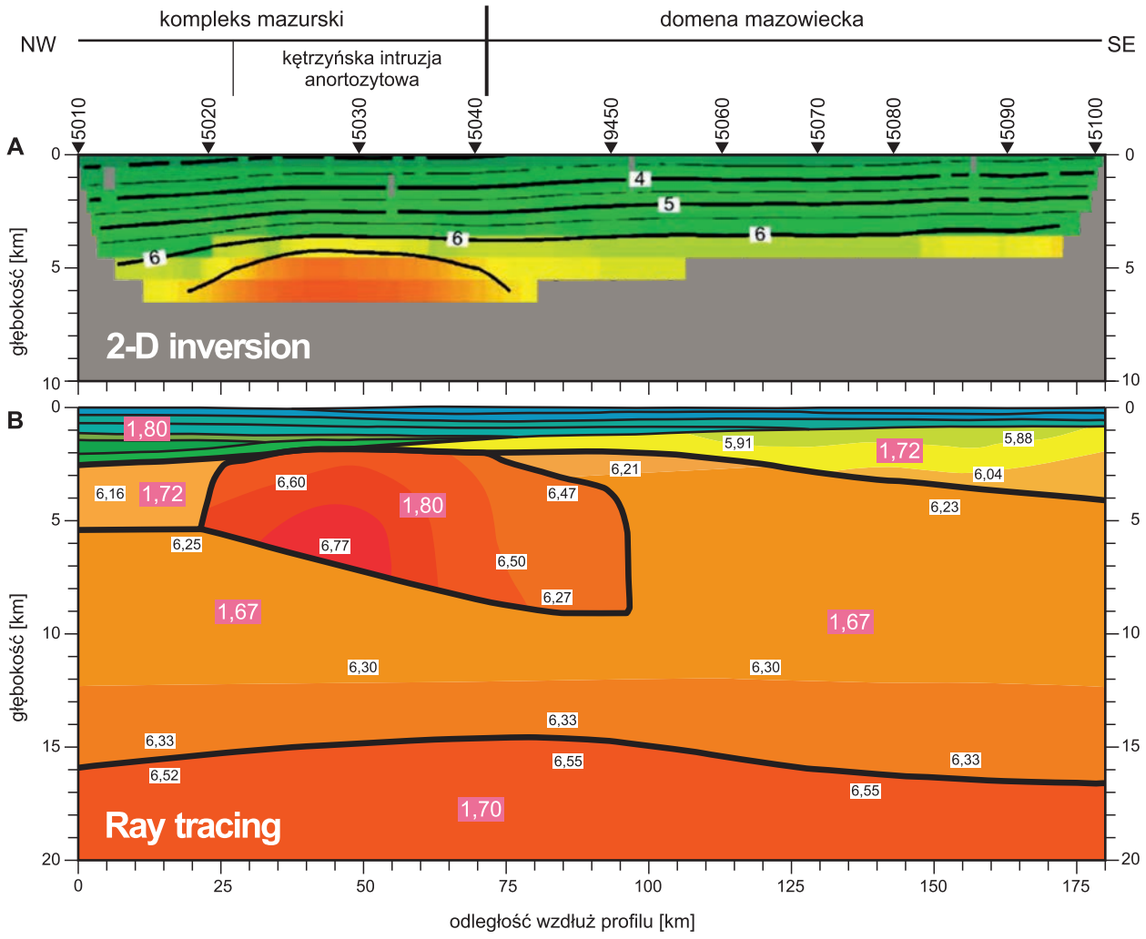


FIG. 6. Profil P5 z eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97, równoległy do TTZ. Prędkościowe modele sejsmiczne dla fali P wg Czuby i in. (2002). A – Model dla górnej skorupy uzyskany metodą dwuwymiarowej inwersji tomograficznej; B – Model dla górnej, środkowej oraz górnej strefy dolnej skorupy uzyskany metodą Ray tracing. Grube linie ciągłe poprowadzono wzdłuż wyznaczonych warstw prędkościowych. Linie cienkie ciągłe lub przerywane oraz granice pomiędzy polami kolorów stanowią izolinie prędkości sejsmicznych V_p (km/s)

(Grad, Guterch, 2006; lokalizacja na fig. 3 w podrozdziale 4.2). Wyniki tej rozległej sieci profili sejsmicznych pozwoliły również na rozpoznanie szeregu elementów strefy przyległej od południowego zachodu do kratonu, tzw. strefy szwu transeuropejskiego (TESZ; zob. też rozdziały 3 i 4.2). Podstawowe cechy tektoniki tej strefy polegają na stopniowym przejściu grubej (42–45 km), generalnie wyraźnie trójwarstwowej skorupy krystalicznej kratonu wschodnioeuropejskiego w relatywnie cienką (30–35 km), zasadniczo dwuwarstwową skorupę „waryscyjską", charakteryzującą się brakiem najniższej warstwy dolnej skorupy, obecnej, o względnie znacznych prędkościach fal P (V_p ~7,1 km/s), typowej dla kratonu EEC.

4.1.4. Podłoże krystaliczne obszaru Fennoskandii – układ domen, litologia, wiek protolitu i metamorfizm

Obraz geofizyczny skorupy Fennoskandii, w tym układ anomalii magnetycznych (fig. 7) i grawimetrycznych na mapach pól potencjalnych oraz profile sejsmiczne (Bogdanova i in., 2001, 2006; Grad, Guterch, 2006) zestawione z danymi petrologicznymi ukazują generalnie dość nieregularny układ domen tektonicznych, jednak z lekką tendencją do ułożenia pasowego w NE części Polski (fig. 8). W rejonie południowego Bałtyku, w Estonii, na Łotwie, Litwie i w Polsce domeny zbudowane ze skał felzytowych i maficznych charakteryzują się różnymi stopniami metamorfizmu i w większości są ograniczone strefami ścinania i/lub uskokami (Skridlaite, Motuza, 2001; Taran, Bogdanova, 2001; Soesoo i in., 2004; Bogdanova i in., 2006).

4.1.4.1. Paleoproterozoiczna ewolucja tektoniczna i magmowa

Porównania między domenami znanymi z Fennoskandii o odsłoniętym i zakrytym podłożu wykonane w ostatnich latach (Bogdanova i in., 2015; Krzemińska i in., 2021; Skridlaite i in., 2021) i uzupełnione nowymi wynikami geochemii izotopowej oraz oznaczeniami wieku skał po obu stronach Bałtyku pozwoliły na wyznaczenie kilku pasów tektonicznych o szerokości 100–300 km i przebiegu NW–SE. W rezultacie struktura skorupy krystalicznej Fennoskandii w rejonie środkowego Bałtyku została przedstawiona schematycznie przez Bogdanovą i in. (2015) jako zestaw trzech mikrokontynentów (domen) (fig. 9) nazwanych jako: domena Bergslagen–Livonia (1,89–1,87 mld lat), pasmo środkowobałtyckie (1,86–1,84 mld lat) oraz domena Amberland (1,83–1,76 mld lat). Powstały one podczas kilku etapów długotrwałej orogenezy swekofeńskiej (1,92–1,79 mld lat; Lahtinen i in., 2009). Wszystkie trzy mają cechy pasm magmowych rozwijających się na aktywnej krawędzi kontynentalnej. Tworzą one sekwencję kolejno coraz młodszych ku SW domen skorupowych, wydłużonych w kierunku NW–SE i ograniczonych układem transpresyjnych, najczęściej prawoskrętnych stref ścinania, które rozwinęły się w całości ok. 1,82–1,79 mld lat temu (Lahtinen i in., 2009). Różnią się one od siebie wiekiem głównych wydarzeń orogenicznych, łącznie jednak charakteryzują się wyraźną ciągłością w formowaniu się skorupy i jej ogólnym odmładzaniu w obecnym kierunku południowo-zachodnim.

Elementy składowe domeny Bergslagen-Livonia (fig. 9) są oddzielone od siebie środkowoestońską strefą uskokową, która powstała prawdopodobnie ok. 1,8 mld lat temu (Bogdanova i in., 2015). Znajdują się tu mniejsze jednostki strukturalno-tektoniczne zachodniej i południowej Estonii, a także domena łotewsko-wschodniolitewska.

Na południe od domeny Bergslagen-Livonia jest zlokalizowane pasmo środkowobałtyckie, na które składa się domena środkowolitewska (MLD) oraz występujące w Szwecji plutony granitoidowe o wieku 1,87–1,84 mld lat Askersund i Loftahammar. Północna część pasma środkowolitewskiego charakteryzuje się występowaniem rozległych intruzji charnokitowych o wieku 1,86–1,82 mld lat (Motuza i in., 2008; Motuza, Motuza, 2011; Vejelyte i in., 2012). Wzdłuż dawnego brzegu kontynentalnego skierowanego na południe deponowane były dojrzałe osady piaskowcowe bogate w kwarc, południowej Szwecji (rejon Västervik) (Sultan i in., 2005). Do akrecji nowej skorupy w pasie środkowobałtyckim doszło między 1,86 a 1,84 mld lat temu, wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi terranu Bergslagen-Livonia, gdzie magmatyzm wapniowo-alkaliczny dokumentuje aktywny brzeg kontynentalny (Bogdanova i in., 2015).

Skrajnie południową, najmłodszą tektoniczną domenę Fennoskandii stanowi Amberland o wieku 1,83–1,75 mld lat (fig. 9). Nazwa tej jednostki (Bogdanova i in., 2015) stanowi alternatywę dla obszaru skorupy określanego wcześniej mianem terranu polsko-litewskiego (Bogdanova i in., 2006). Północny brzeg mikrokontynentu Amberland wyznacza

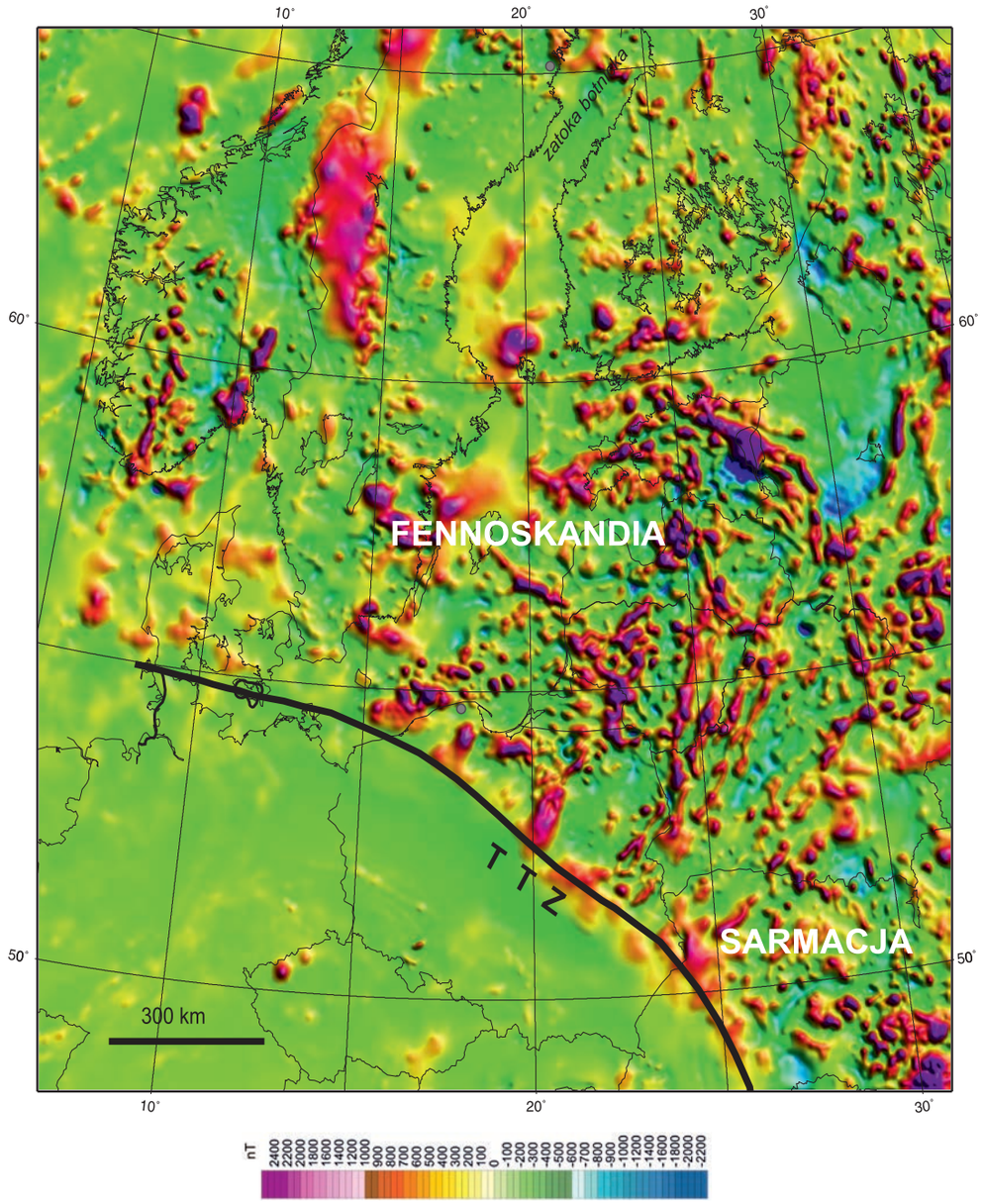


FIG. 7. Regionalny obraz anomalii magnetycznych podłoża krystalicznego na obszarze na północny wschód od strefy Teisseyre'a-Tornquista (TTZ; Wybraniec, 1999) w wersji cieniowanej, wykorzystywany jako układ odniesienia w pracach projektu EUROBRIDGE (wg Bogdanovej i in., 2006, 2015)

wysunięte, pasmo Oskarshamn-Jönköping (O-J) w Szwecji, wyróżniające się występowaniem juwenilnych maficznych i felzytowych wulkanitów, gruboklastycznych skał metaosadowych oraz intruzji wapniowo-alkalicznych o wieku 1,83–1,82 mld lat, związanych z subdukcją skierowaną ku N (Mansfeld i in., 2005; Bogdanova i in., 2015). Zwraca uwagę duża zgodność występujących tu formacji litologicznych z interpretacjami sejsmicznego eksperymentu BABEL (np. Abramovitz i in., 1997; Korja, Heikkinen, 2005), które skorupę pod pasmem O-J identyfikują jako ślad klina subdukcyjnego. Na południu, za pasmem O-J pojawiają się serie granitoidów zaliczanych do transskandynawskiego pasma magmowego TIB (ang. *Transscandinavian Igneous Belt*; fig. 8, 9) utworzonego przez serię batolitów o geochemicznej charakterystyce wulkanicznych łuków dla wulkanitów i granitów łuków wulkanicznych lub przejściowej do granitów wewnątrzpłytowych, ciągnących się w kierunku północ-południe na przestrzeni 1400 km (Gorbatschev, 2004). Powstawanie TIB w centralnej i południowej Szwecji (Andersson i in., 2004; Åhäll, Larson, 2000) odbyło się w kilku etapach oznaczanych jako TIB-0 (1,85–1,84 mld lat), następnie TIB-1 (1,81–1,76 mld lat) i TIB-2/3 (1,85–1,65 mld lat) (Högdahl i in., 2004). W jednym z regionalnych opracowań (Bogdanova i in., 2015), zawarta została interpretacja, w świetle której TIB rozciąga się na południe bezpośrednio aż po TTZ przez obszar Polski i zachodniej Litwy. Niemniej jednak często podkreślany jest indywidualny charakter TIB (Anderson i in., 2004), ponieważ obok specyficznego dla tej domeny wieku wskazuje się na fakt (Johansson i in., 2022), że TIB składa się głównie z niezdeformowanych granitoidów i skał wulkanicznych o geochemicznym typie od I do A, w przeciwieństwie do na ogół zdeformowanych skał orogenu swekofeńskiego. Amberland obejmuje zatem także granitoidy TIB-1 i równowiekowe pasy wulkaniczne utworzone w środowiskach tektonicznych typu andyjskiego, takich jak juwenilny wulkaniczny łuk Oskarshamn-Jönköping (1,84–1,82 mld lat). Domena odsłania młodą (juwenilną) skorupę kontynentalną, wykazującą przejawy stopniowej akrecji w kierunku SSW (Bogdanova i in., 2015). Te same dominujące kierunki akrecyjnego wzrostu skorupy ziemskiej notowane są po obu stronach Morza Bałtyckiego, co sugeruje istnienie głównej strefy subdukcji działającej stale w tym samym kierunku podczas kilku cykli ekstensji i kompresji. Stosunkowo krótkie okresy kompresji wraz z charakterystycznym magmatyzmem wapniowo-alkalicznym typu łuku kontynentalnego przeplatały się z etapami ekstensji. Rozwinęły się także załukowe baseny sedymentacyjne. Wszystkie te cechy są typowe dla orogenów akrecyjnych (Collins, 2002; Cawood i in., 2009, 2012; Bogdanova i in., 2015), w tym przypadku reprezentując najmłodszą część orogenicznych domen swekofeńskich. Korelacje paleoproterozoiczne w Fennoskandii wskazują zatem (Bogdanova i in., 2015; Krzemińska i in., 2021; Skridlaite i in., 2021), że orogen swekofeński nie jest, jak przypuszczano wcześniej, dość przypadkowym kolażem mikrokontynentów i łuków wysp (*sensu* Korja i in., 2006), w którym zachodziły interakcje między procesami akrecyjnymi a kolizją kontynentalną (np. Lahtinen i in., 2005, 2008; Kukkonen, Lauri, 2009).

Alternatywny model tektoniczny zakłada akrecję wyłącznie wzdłuż pojedynczego, aktywnego brzegu kontynentu (Andersson i in., 2004; Åhäll, Connelly, 2008; Stephens i in., 2009). Przewiduje on stałą polaryzację subdukcji w przybliżeniu w kierunku północno-wschodnim (przy aktualnych współrzędnych geograficznych) poniżej aktywnego brzegu kontynentu, a także postępującą migrację systemu subdukcji w kierunku oceanu w ekstensyjnym lub transtensyjnym reżimie tektonicznym.

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

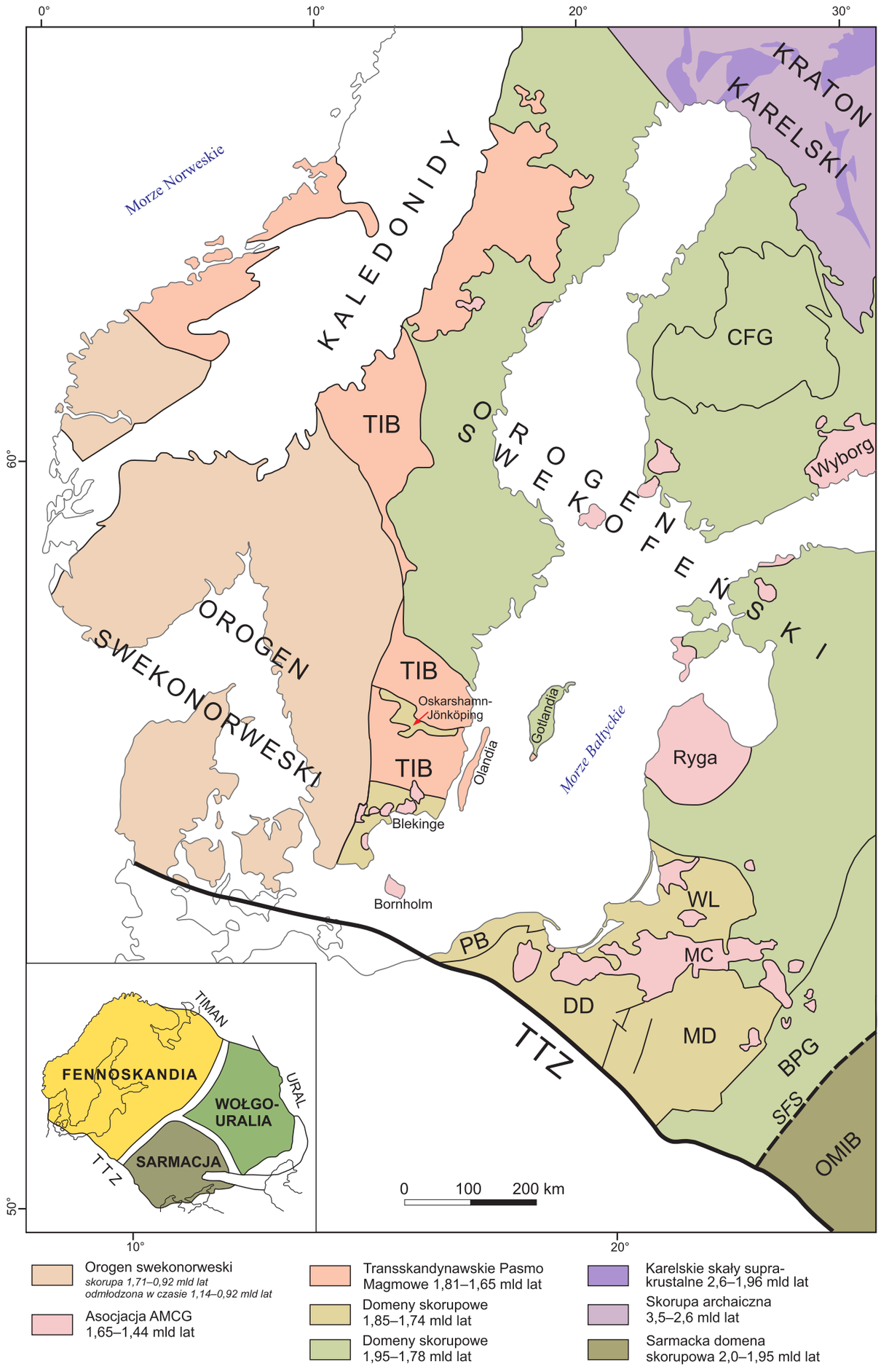
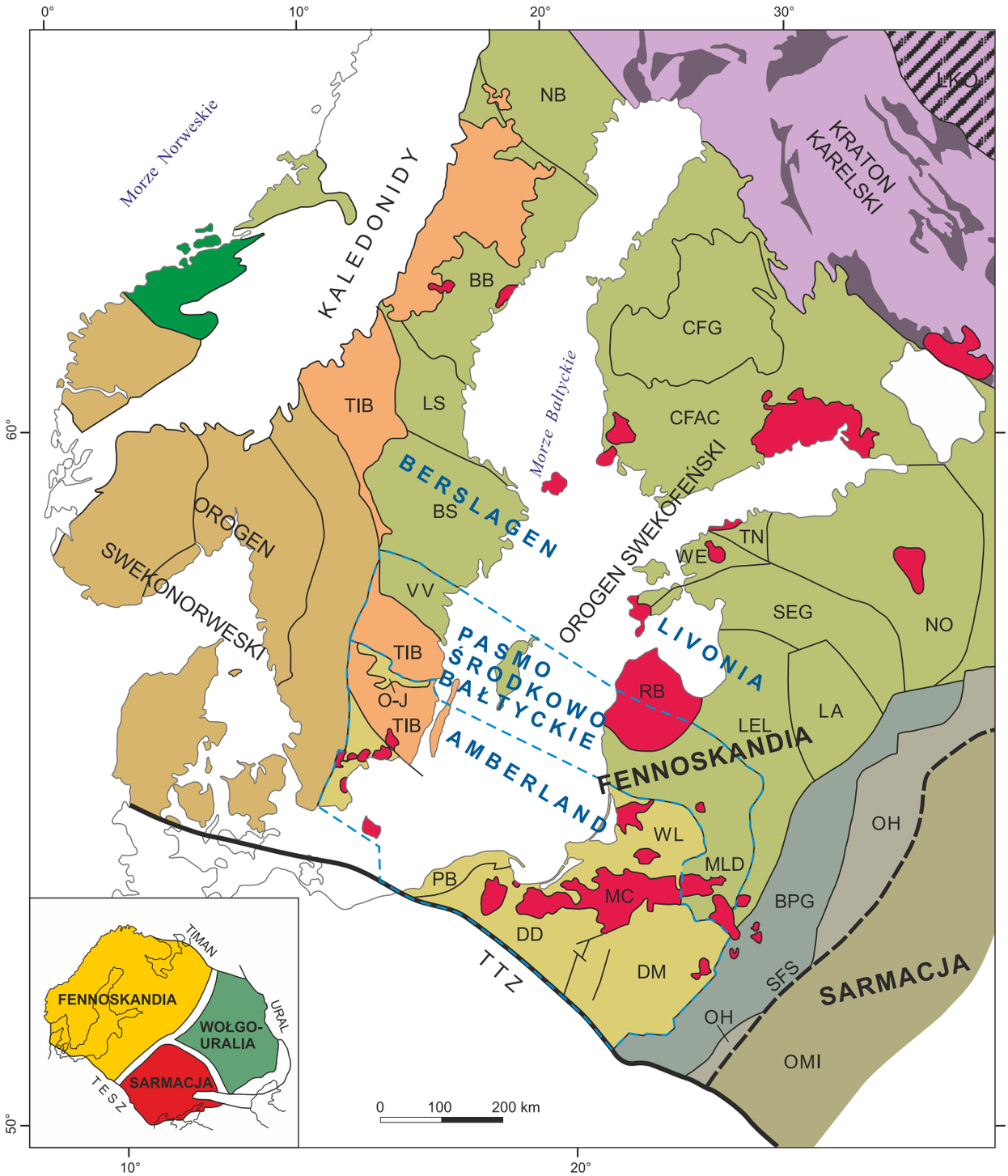


FIG. 8. Szkic geologiczny zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Bogdanova i in., 2006, 2015) ilustrujący położenie regionalnych jednostek tektonicznych omawianych w tekście: BPG – białorusko-podlaskie pasmo granulitowe; CFG – granitoidowy kompleks środkowej Finlandii; TIB – transskandynawskie pasmo magmowe; DD – domena dobrzyńska; MC – kompleks mazurski; MD – domena mazowiecka; PB – pasmo Pomorze-Blekinge; WL – domena zachodniolitewska; OMIB – ośnicko-mikaszewickie pasmo magmowe; SFS – szew Sarmacja-Fennoskandia; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista



Paleo- i mezoproterozoiczna skorupa regenerowana w czasie orogenezy swekonorweskiej (1,14–0,92 mld lat)

Intruzje AMCG (1,65–1,44 mld lat)

Transskandynawskie Pasmo Magmowe (1,81–1,75 mld lat)

Paleoproterozoiczna skorupa Fennoskandii:

1,69–1,65 mld lat

1,85–1,74 mld lat

1,95–1,85 mld lat

Paleoproterozoiczna skorupa Sarmacji:

1,90–1,85 mld lat

2,0–1,9 mld lat

2,0–1,95 mld lat

Kolizyjny orogen Lapland-Kola (1,91–1,88 mld lat)

Archaiczne i paleoproterozoiczne skały suprakrustalne (2,6–1,96 mld lat)

Skorupa archaiczna (3,5–2,6 mld lat)

FIG. 9. Mapa południowej części orogenu swekofeńskiego, przedstawiająca korelacje wieku i genezy skorupy pomiędzy domenami tektonicznymi w części centralnej i po obu stronach Morza Bałtyckiego. Położenie mikrokontynentów: Bergslagen-Livonia, Amberland oraz pasma środkowobałtyckiego według Bogdanovej i in. (2015). Objaśnienie skrótów: BB – basen botnicki; BS – region Bergslagen; BPG – białorusko-podlaskie pasmo granulitowe; CFAC – kompleks łuku środkowej Finlandii; CFG – środkowofiński kompleks granitoidowy; DD – domena dobrzyńska; DM – domena mazowiecka; LA – domena łatgalska; LEL – domena łotewsko-wschodniolitewska; LKO – orogen Lapland-Kola; LS – domena Ljusdal; MLD – strefa środkowolitewska; NB – (mikro) kraton Norrbotten; NO – domena nowogrodzka; OH – pasmo okołowsko-holeszowskie; O-J – pasmo Oskarshamn-Jönköping; OMI – ośnicko-mikaszewickie pasmo magmowe; PB – pasmo Pomorze-Blekinge; SEG – południowoestońska domena granulitowa; TN – domena tallińska; VV – domena Västervik; WE – domena zachodnioestońska; WL – domena zachodniolitewska; MC – kompleks mazurski; RB – batolit ryski; SFS – szew Fennoskandia-Sarmacja; TTZ – strefa Teisseire'a-Tornquista; TESZ – strefa szwu transeuropejskiego

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

Skośna kolizja Fennoskandii z Sarmacją w okresie 1,82–1,80 mld lat temu (Bogdanova i in., 2015) wzmocniła akrecyjny wzrost skorupy, szczególnie w środkowej i południowej części orogenu swekofeńskiego, i wytworzyła wyraźnie transpresyjną strukturę południowej Fennoskandii. Powstały system regionalnych, w przewadze przesuwczych, stref ścinania skomplikował budowę geologiczną południowo-zachodniej Fennoskandii przed ok. 1,75 mld lat temu.

W Polsce, podobnie jak w podłożu zachodniej Litwy, Estonii i Łotwy, paleoproterozoiczną skorupę cechuje pasowy układ domen tektonicznych, zbudowanych ze skał o magmowym protolicie (Bogdanova i in., 2006, 2015; Skridlaite i in., 2021). Na obszarze zawężonym do południowej Fennoskandii (tj. tzw. obszaru bałtyckiego) apogeum aktywności magmowej przypada między 1,85 a 1,75 mld lat temu (na przełomie orosiru i stateru). Właśnie wtedy tworzyła się juwenilna skorupa o cechach aktywnego obrzeżenia kontynentu i łuku wysp VAG (fig. 10).

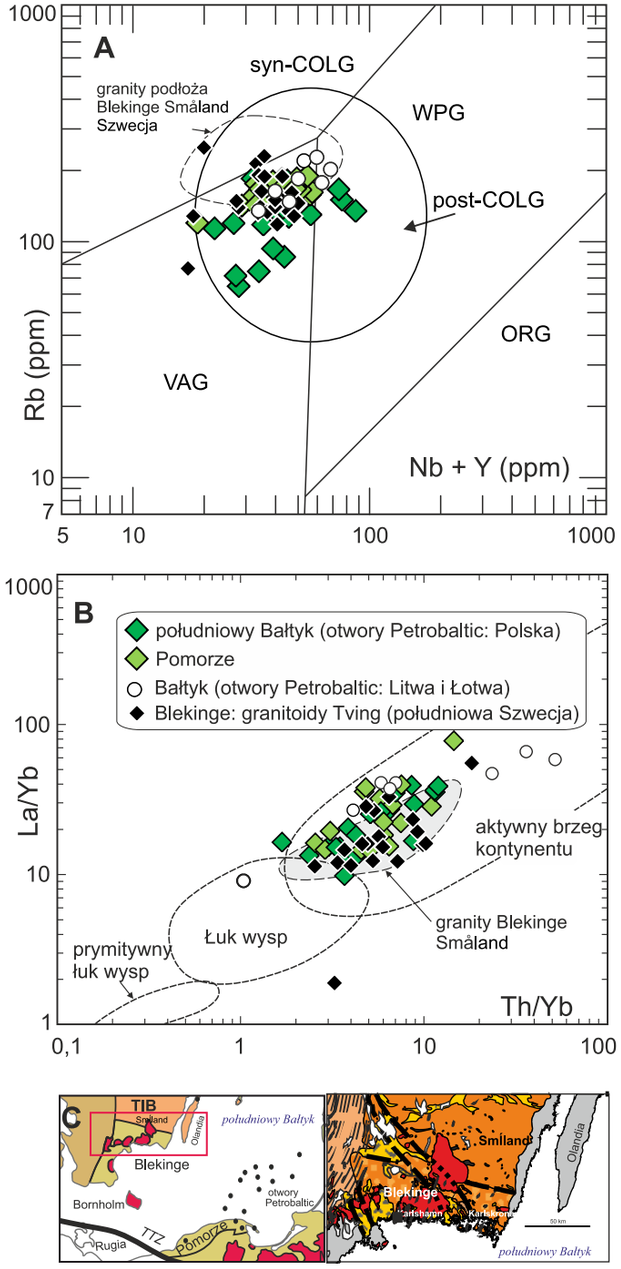


FIG. 10. Porównanie parametrów geochemicznych środowiska tektonicznego późnopaleoproterozoicznych skał magmowych (1,79–1,75 mld lat) ze wschodniego Pomorza (Słupsk, Żarnowiec, Hel, Darżlubie) i dna Bałtyku (otwory przedsiębiorstwa Petrobaltic) ze skałami z rejonu Blekinge i Småland (1,77–1,75 mld lat) południowej Szwecji i południowo-wschodniego Bałtyku: A – Określenie środowiska tektonicznego (por. Pearce i in., 1984): WPG – granity wewnątrzpłytowe; VAG – granity łuków wulkanicznych; syn-COLG – granity synkolizyjne; ORG – granity grzbietów oceanicznych; post-COLG – granity postkolizyjne; B – Diagram La/Yb vs. Th/Yb dla skał paleoproterozoiku (por. Condie, 2005) pokazujący trend wzrastającej dojrzałości łuku magmowego; C – Wycinek mapy z fig. 8, z lokalizacją omawianych domen i otworów wiertniczych. Wykorzystane na diagramach dane geochemiczne pochodzą z publikacji: Johanson i in., 2006; Krzemińska i in., 2021 oraz Salin i in., 2021

Warto wspomnieć, że model budowy podłoża krystalicznego (fig. 11) w polskiej części kratonu (Krzemińska i in., 2017), został skorelowany z jednostkami skorupowymi udokumentowanymi w podłożu krystalicznym południowej Szwecji, Litwy i Białorusi, a także północno zachodniej Ukrainy (Bogdanova i in., 2006, 2015) dzięki ujednoliceniu nomenklatury klasyfikacyjnej opartej na tych samych parametrach geochemicznych w zastosowaniu do odpowiednich typów skał (Herron, 1988; Middlemost, 1994; Le Maitre, 2002) i adekwatnej dyskryminacji geotektonicznej (Bhatia, 1983, 1985; Pearce i in., 1984; Bhatia, Crook, 1986; Meschede, 1986; Cabanis, Lecolle, 1989; Pearce, 1996). Paleoproterozoiczne skały plutoniczne podzielono na cztery kategorie intruzji: (1) synorogeniczne, (2) późnoorogeniczne, (3) postkolizyjne (Krzemińska i in., 2017), podobnie jak w podziale zastosowanym w litewskiej części EEC (Motuza, 2022).

Podłoże krystaliczne NE Polski, o wieku młodej skorupy w zakresie od 1,85–1,74 mld lat temu (Krzemińska i in., 2017, 2021), jest terytorialnie związane z mikrokontynentem Amberland. Obejmuje ono pasmo zachodniolitewskie (WLD) (Bogdanova i in., 2015; Skridlaite i in., 2021) oraz większość jednostek w Polsce, takich jak domena mazowiecka (MD), dobrzyńska (DD) oraz Pomorze-Blekinge (PBD). W skali regionalnej można tam wyróżnić dwie grupy wiekowe magmowych skał synorogenicznych: starsze – o wieku ok. 1,85 do 1,80 mld lat, występujące we wschodniej części w podłożu domeny mazowieckiej (MD) i fragmentu domeny zachodniolitewskiej (WL), oraz nieznacznie młodsze, o wieku ok. 1,79–1,75 mld lat, udokumentowane na Pomorzu oraz w południowej części obszaru podłoża Bałtyku (rejon Rozewia) z kontynuacją do południowej Szwecji (Pomorze-Blekinge – PB na fig. 8 i 9). Na mapie anomalii magnetycznych obszar ten jest w większości pokryty dodatnimi, owalnymi anomaliami, które tworzą trend o przebiegu SWW–NEE, niemal prostopadły do TTZ (fig. 7).

Dostępny materiał wiertniczy z otworów na polskiej części szelfu Bałtyku (10 otworów) oraz na Pomorzu (4 otwory) świadczy o dominacji zdeformowanych granitoidów (Krzemińska i in., 2021), a niekiedy także o ich równowiekowym metamorfizmie w późnym paleoproterozoiku. Granitoidy te doskonale korelują się z „granitognejsami" z rejonu Blekinge (płd. Szwecja) o wieku krystalizacji 1,77–1,75 mld lat (fig. 8, 9, 10), związanymi z subdukcją wzdłuż południowej krawędzi Fennoskandii (Johansson i in., 2006; Johansson, 2016). Skały Blekinge zostały zdeformowane i częściowo wypiętrzone w stosunku do nieodkształconych granitoidów TIB-1 z bloku Småland położonego dalej na północ. Oficjalna mapa podłoża krystalicznego Szwecji (Bergman i in., 2012) wskazuje na autonomię tego obszaru, pomimo wieku skał magmowych zbliżonego do tego w TIB, podobnie jak w pasmie Blekinge w Szwecji.

Badania strukturalne skał magmowych z polskiej części szelfu Bałtyku (Salwa, 2013; Krzemińska i in., 2021) podkreślają powszechne występowanie foliacji S_1, wyrażonej głównie przez kierunkowe ułożenie blaszek biotytu. Wykazuje ona upady rzędu 56–68°, rzadko ok. 30°. Stwierdzone wskaźniki kinematyczne, głównie asymetryczne porfiroklasty typu σ, wskazują na formowanie foliacji w warunkach transpresji. Nie stwierdzono obecności struktur tektonicznych powstałych w warunkach kruchych. Badania głębszej struktury skorupy na tym terenie przy wykorzystaniu refleksyjnych profili sejsmicznych projektu PolandSPAN, głównie profili 5500 i 5600 (Mężyk i in., 2019), wskazują na występowanie nachylonej pod niewielkim kątem do subhoryzontalnej stratyfikacji skorupy, prawdopodobnie ukształtowanej w toku procesów orogenicznych. Przecina ją szereg niskokątowych (15–20°) nieciągłości tektonicznych, prawdopodobnie reprezentujących podatne strefy ścinania, zapadające w kierunkach o składowej, odpowiednio, NE i SE na przekrojach zorientowanych NE–SW i NW–SE. Ich orientacja jest zgodna z postulowaną wcześniej polaryzacją orogenu swekofeńskiego ku SW do W (np. Korja, Heikkinen, 2005). Południowo-zachodnia polaryzacja orogenu jest również zgodna z zanurzającymi się w kierunku NE reflektorami górnego płaszcza, które mogą odpowiadać zachowanym reliktom paleoproterozoicznej strefy subdukcji.

Kolejna domena w podłożu krystalicznym NE Polski, znana jako domena mazowiecka (MD; fig. 8, 9, 11), chociaż rozpoznana tylko pojedynczymi, izolowanymi otworami wiertniczymi, wpisuje się w ogólną geologiczną charakterystykę i ramy czasowe domeny swekofeńskiej. Zasadniczy epizod tworzenia się litosfery w rejonie tej domeny był związany z magmatyzmem wapniowo-alkalicznym o wieku ok. 1836–1829 mln lat, reprezentowanym przez ciała intruzywne o cechach granitowych łuków magmowych i/lub masywów granitów synkolizyjnych (fig. 12), znane z profili otworów wiertniczych Rajsk IG 1, Rajgród 1, Jastrzębna IG 1 i spągu Pietkowo IG 1 (Krzemińska i in., 2005; Wiszniewska i in., 2007; Krzemińska, 2010; Grabarczyk i in., 2023). Towarzyszy mu synchroniczny wulkanizm andezytowo-ryolitowy o cechach właściwych dla łuku wyspowego o wyraźnym związku ze strefą subdukcji. Podobny

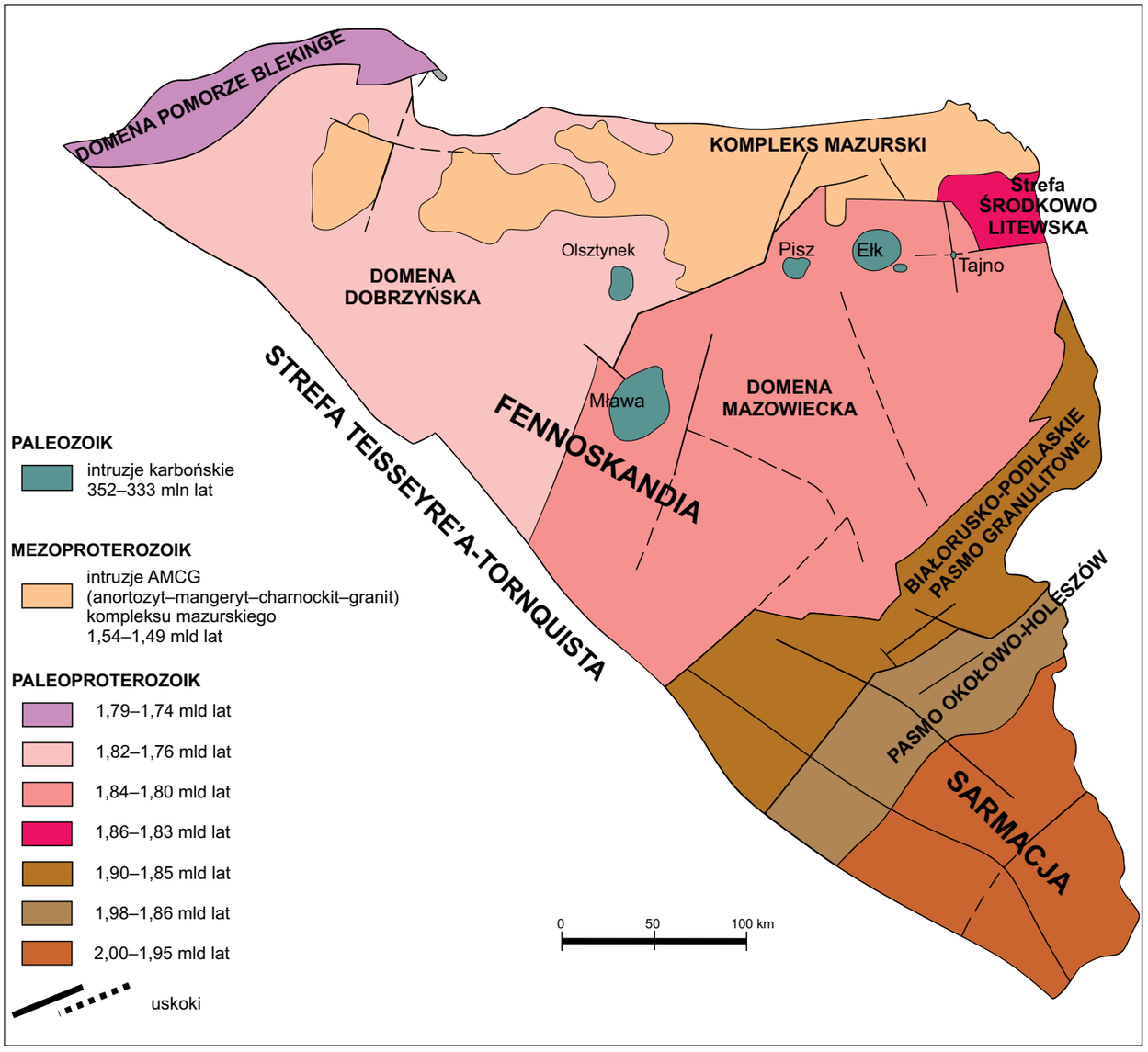


FIG. 11. Mapa jednostek tektonicznych podłoża krystalicznego NE Polski (Krzemińska i in., 2017)

wiek krystalizacji protolitu metawulkanitów (z otworów Mońki IG 1, IG 2, Tajno IG 5 i Bargłów IG 1, IG 2) wskazuje na czas największej aktywności pomiędzy 1,84 a 1,83 mld lat (1836–1829 mln lat), co odpowiada jednemu z ostatnich etapów orogenezy swekofeńskiej.

W domenie mazowieckiej zostały rozpoznane także relikty swekofeńskiego basenu sedymentacyjnego (Williams i in., 2009; Krzemińska i in., 2009), związanego z aktywnym w późnym paleoproterozoiku środowiskiem tektonicznym łuku wyspowego (fig. 13). Paragnejsy Mońki i Jastrzębna reprezentują zmetamorfizowane szarogłazy, łupki lub łupki żelaziste, które, podobnie jak metasedymenty z odsłoniętej części domen swekofeńskich (fig. 13), wskazują na ich genezę związaną z aktywnym obrzeżeniem kontynentu i środowiskiem tektonicznym kontynentalnego łuku wyspowego. Maksymalny wiek depozycji dla wspomnianych osadów wynosi 1,86–1,82 mld lat. Paragnejsy stanowią zapis wydarzeń związanych z fazą orogeniczną, podczas której w basenie sedymentacyjnym (marginalnym, załukowym czy też stanowiącym pryzmę akrecyjną) deponowany był materiał detrytyczny o dominującym wieku w zakresie 2,1–1,9 mld lat. Szereg przykładów z rejonu centralnej Fennoskandii potwierdza, że przewaga tej populacji detrytusu jest cechą metaosadów swekofeńskich w całej Finlandii i Szwecji (np. Claesson i in., 1993; Rutland i in., 2004; Sultan i in., 2005; Bergman i in., 2008; Williams i in., 2008; Sundblad i in., 2021). Osady te zostały zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej ok. 1,83–1,82 mld lat temu podczas orogenezy swekofeńskiej (Williams i in., 2009). Wiek metamorfizmu prawdopodobnie młodnieje w kierunku południowym i południowo-zachodnim. W tym czasie analogiczne baseny sedymentacyjne istniały na obszarze Fennoskandii w dzisiejszej środkowej Szwecji (basen botnicki) i południowej Finlandii (Claesson i in., 1993; Lahtinen i in., 2002; Rutland i in., 2004; Sultan i in., 2005; Bergman i in., 2008).

4.1.4.2. Mezoproterozoiczna aktywność tektoniczna i magmowa

Na obszarze centralnej i południowej Fennoskandii, gdzie w stropie krystalicznego podłoża dominuje paleoproterozoiczna (swekofeńska, ~1,85–1,80 mld lat) skorupa, po dłuższej przerwie (ok. 200–300 milionów lat) w aktywności magmowej zaczął pojawiać się kolejny typ intruzji. W interwale czasowym pomiędzy ok. 1,6 a 1,4 mld lat temu doszło do umiejscowienia szeregu dużych batolitów o powierzchni do 18 000 km² oraz mniejszych ciał plutonicznych (np. Salminen i in., 2021), złożonych z skał takich jak: anortozyt (A), mangeryt (M), czarnokit (C) i granit (G). Współwystępujące ze sobą w różnych proporcjach i powiązane genetycznie, tworzą formację określaną często akronimem AMCG, która znacząco zmodyfikowała strukturę paleoproterozoicznych terranów. Wyjaśnienie, w jaki sposób wcześniejsze, odziedziczone struktury skorupy ziemskiej wpłynęły na geometrię i umiejscowienie masywów AMCG, pozostaje nadal otwartym pytaniem w geologii prekambru. Klasyczny model dotyczący genezy magmatyzmu AMCG wskazuje na ryfting kontynentalny, osłabienie skorupy ziemskiej, obecność uskoków, oraz lokalnie płytkie położenie Moho – jako główne czynniki sprzyjające lokalizacji tych intruzji (Emslie, 1978; Korja i in., 2001; Sharkov, 2010; Salminen i in., 2021; Solano-Acosta i in., 2025). W obrazie sejsmicznym pozostawiły one ślad w postaci ciał wysokoprędkościowych (fig. 6) widocznych na różnych głębokościach w skorupie (np. na profilu sejsmicznym P5, projekt POLONAISE'97). Pasma utworzone przez wspomniane intruzje układają się na powierzchni stropowej krystalicznego podłoża kratonu niezgodnie (niekiedy prostopadle) do granic pomiędzy domenami swekofeńskimi, odzwierciedlających geometrię wcześniejszej akrecji kontynentalnej (fig. 9). Dotychczasowe wyniki modelowań geofizycznych potwierdzają, że to lokalna struktura skorupy ziemskiej

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

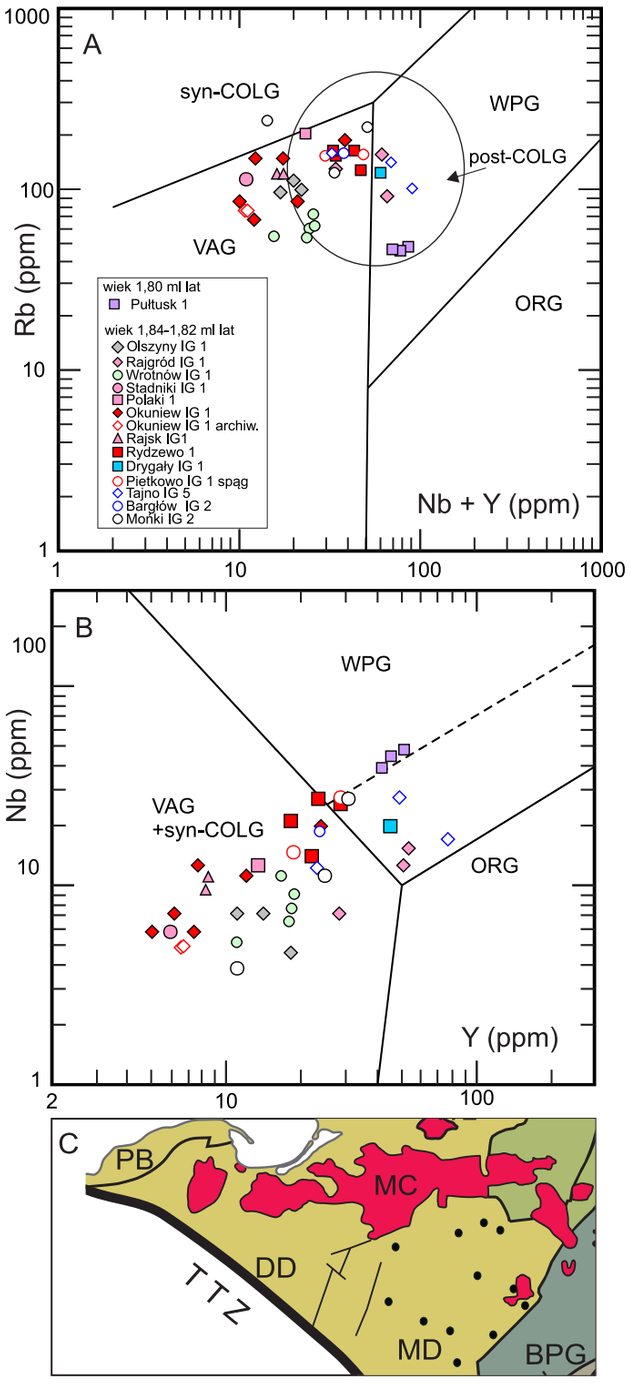


FIG. 12. Określenie środowisk tektonicznych skał metamagmowych domeny mazowieckiej (MD) w centralnej części podłoża krystalicznego NE Polski na podstawie diagramów (A) Pearce'a i in. (1984); oraz (B) Pearce'a (1996); C – Wycinek mapy z fig. 8, z lokalizacją omawianej domeny i otworów wiertniczych. Wiek krystalizacji prezentowanych granitoidów zawiera się w zakresie od 1836 ±8 mln lat temu (Mońki IG 2) do 1823,4 ±9,5 mln lat temu (Drygały IG 1). Dla porównania wiek i pozycja granitoidów z profilu Pułtusk 1 o wieku 1800,4 ±7,8 mln lat. Wyróżnione środowiska: WPG – granity wewnątrzpłytowe; VAG – granity łuków wulkanicznych; syn-COLG – granity synkolizyjne; ORG – granity grzbietów oceanicznych; post-COLG – granity pokolizyjne. Krzemińska i in., 2017

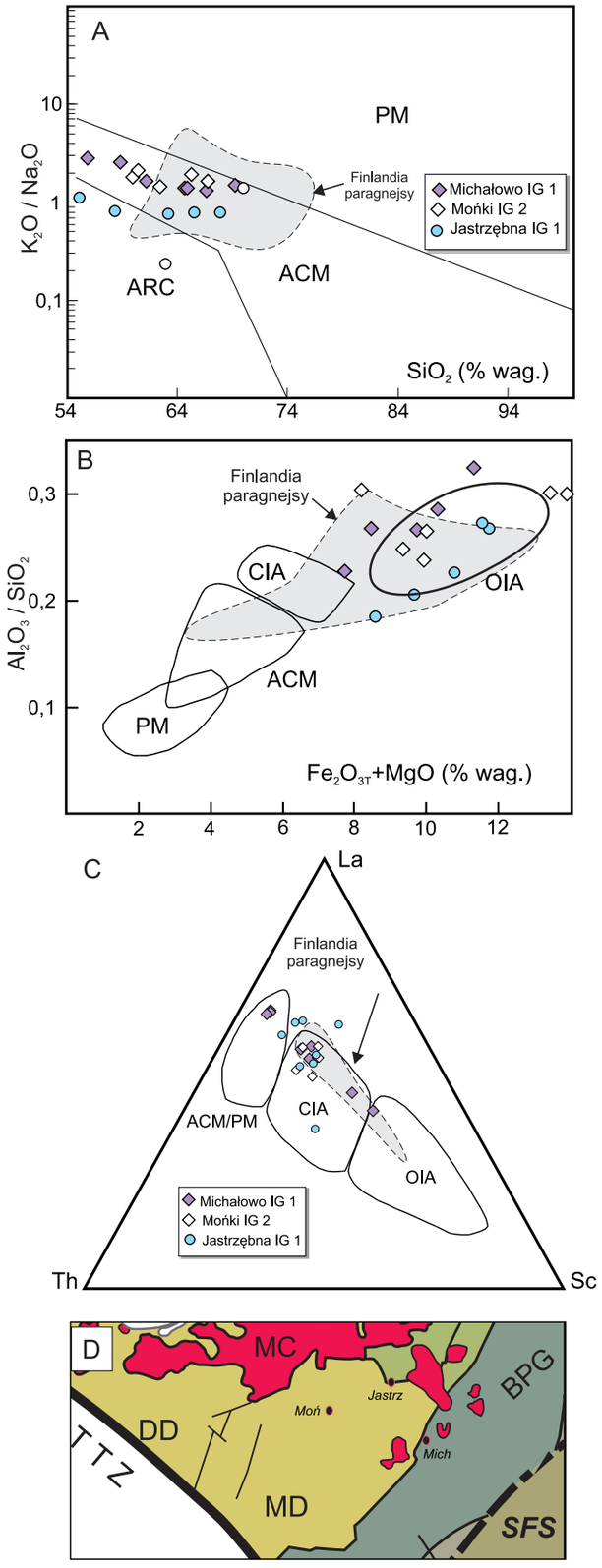


FIG. 13. Określenie środowiska tektonicznego paragnejsów z domeny mazowieckiej (MD) według Williamsa i in. (2009) na podstawie parametrów geochemicznych (A) Roser, Korsch (1986); (B) Bhatia, Crook (1986). Dla porównania pokazano cechy (szare pole) swekofeńskich paragnejsów z Finlandii (Lahtinen i in., 2002); (C) wycinek mapy z fig. 8 z lokalizacją omawianej domeny i otworów wiertniczych. Wyróżnione środowiska: PM – pasywna krawędź kontynentu; ACM – aktywna krawędź kontynentu; CIA – kontynentalny łuk wyspowy; OIA – oceaniczny łuk wyspowy; ARC – łuk kontynentalny/oceaniczny, nierozdzielony

kontroluje umiejscowienie, a reaktywacja strefy ścinania wpływa na geometrię intruzji AMCG (Solano-Acosta i in., 2025). Wśród większych tego typu batolitów AMCG na omawianym obszarze wymienić można kompleksy: (1) Wiborg (o wieku 1,65–1,61 mld lat, Finlandia), (2) Åland (1,59–1,56 mld lat, Szwecja), (3) Salmi (1,55–1,53 mld lat, Rosja) oraz (4) Ragunda (1,53–1,50 mld lat, Szwecja) i (5) kompleks mazurski (1,53–1,50 mld lat, Polska). Są one często zdominowane przez granity z teksturą typu rapakiwi (z porfirokryształami skaleni). Geochemicznie skały te odpowiadają (fig. 14) tektonicznemu środowisku granitoidów wewnątrzpłytowych (Andersson i in., 2002; Wiszniewska i in., 2002; Ripa, Stephens, 2020; Wahlgren, Stephens, 2020).

W kompleksie mazurskim występują masywy anortozytowe Kętrzyna, Suwałk i Sejn oraz granitoidy (Wiszniewska, Krzemińska, 2021; Grabarczyk i in., 2026), które – z uwagi na niemal identyczny czas krystalizacji – korelowane są często z litewskimi intruzjami Lazdijai, Veisiejai i Kabeliai oraz z białoruskim kompleksem Grodno–Mosty (Skridlaite i in., 2003; Taran, 2005; Wiszniewska i in., 2007). Wymienić tu należy ponadto kompleks kościerski na Kaszubach (Kościerzyna, Malbork) oraz duże ciało magmowe na Podlasiu, w rejonie Pietkowa (Krzemińska i in., 2017; Grabarczyk i in., 2023), które dopełniają obrazu asocjacji wewnątrzpłytowego magmatyzmu AMCG w podłożu krystalicznym NE Polski.

Warto podkreślić, że począwszy od 1,6 mld lat, ewolucja zachodniej i wschodniej części Fennoskandii przebiegała w odrębny sposób. Panowały tam różne reżimy tektoniczne: na wschodzie dominowały ekstensja i procesy ryftowe oraz magmatyzm wewnątrzpłytowy, podczas gdy wzdłuż południowo-zachodniego brzegu Fennoskandii w dalszym ciągu zachodziła akrecja młodej skorupy kontynentalnej (Bingen i in., 2008; Bogdanova i in., 2008), wyrażona w postaci wydarzeń orogenicznych – gotyjskiego (1,64–1,52 mld lat temu) i telemarskiego (1,52–1,48 mld lat temu), które doprowadziły do przyrostu skorupy kontynentalnej w kierunku zachodnim. W południowej Fennoskandii wydarzenie o wieku 1,47–1,42 mld lat, znane jako orogeneza hallandzka, obejmowało metamorfizm wysokiego stopnia i plutonizm granitowy. Z tego też powodu magmatyzm AMCG w niektórych publikacjach jest wiązany bezpośrednio z orogenezą określaną mianem duńsko-polskiej (ang. *Danopolonian orogeny*) lub danopolońskiej (Cymerman, 2004, 2014; Bogdanova i in., 2008), której największa aktywność przypada pomiędzy 1,47 a 1,42 mld lat temu. Wspomniane ramy czasowe zbiegają się w czasie z orogenezą hallandzką (1,47–1,38 mld lat) wyróżnianą w południowo-zachodniej Szwecji. W nazewnictwie do określenia zdarzeń tektoniczno magmowych w południowej Fennoskandii zaczęto niedawno używać nieformalnego, łącznego terminu „wydarzenie hallandzko-danopolońskie" (ang. *Hallandian-Danopolonian event*) o wieku 1,47–1,38 mld lat temu (Brander, Söderlund, 2009).

Niemniej jednak na większości obszaru Fennoskandii, tam gdzie występuje skorupa swekofeńska, mezoproterozoiczne intruzje AMCG, które osiągają swój szczyt aktywności w okresie 1,60–1,40 mld lat, zbiegającym się z czasem rozpadu superkontynentu Kolumbia (np. Johansson i in., 2022), interpretowane są jako przejawy magmatyzmu wewnątrzpłytowego (lub kratonicznego; Motuza, 2022).

Kwestia określenia środowiska tektonicznego właściwego dla powstawania skał asocjacji AMCG między 1,65 a 1,45 mld lat temu oraz jej poszczególnych składników pozostaje przedmiotem dyskusji (Ashwal, 1993; Emslie i in., 1994; Scoates, 1994; McLelland i in., 2004, 2010; Čečys, Benn, 2007; Morisset i in., 2009; Bogdanova i in., 2008; Bingen i in., 2008).

W południowej Fennoskandii batolit Rygi, złożony z anortozytu, norytu, gabra, mangerytu i granitu typu rapakiwi, w tym najbardziej klasycznej jego odmiany, jaką jest wiborgit, który intrudował ok. 1,57 mld lat temu wzdłuż północnego krańca WLD (Rämö i in., 1996; Rämö, Haapala, 2005), jest interpretowany jako efekt magmatyzmu kratonicznego (Motuza, 2022). Podobnie granitoidy rapakiwi z Estonii (na wyspach Saaremaa i Ruhnu), klasyfikowane są jako anorogeniczne efekty tektoniki ekstensyjnej (Soesoo i in., 2020).

W części EEC, w najbliższym sąsiedztwie podłoża krystalicznego NE Polski, asocjacja AMCG uznawana jest za efekt magmatyzmu anorogenicznego (np. Dörr i in., 2002; Gawęda i in., 2009; Motuza, 2022), postkolizyjnego (Duchesne i in., 2010) lub wewnątrzpłytowego (Skridlaite i in., 2021).

W odniesieniu do skał AMCG w Polsce istnieje także inna opinia (Cymerman, 2004, 2014), która proponuje rozpatrywanie skał plutonicznych kompleksu mazurskiego, w tym masywu suwalskiego (1,53–1,50 mld lat), jako efektu tektoniki kompresyjnej i/lub transpresyjnej, chociaż w prawie każdym z otworów wiertniczych stwierdzano mniej liczne od związanych z deformacją kompresyjną, ale wiarygodne wskaźniki świadczące także o ekstensyjnym typie deformacji (Cymerman, 2007).

Dane strukturalne i kinematyczne zgromadzone przez cytowanego autora z najlepiej rozpoznanego otworami poszukiwawczymi obszaru suwalskiego masywu anortozytowego, a także z jego otoczenia, między innymi z SW części Litwy, wskazują na dominację reżimu kompresyjnego, wyrażonego rozwojem silnie heterogenicznych stref ścinania podatnego o charakterze nasuwczym, na etapie synlub późnoorogenicznych wydarzeń orogenezy duńsko-polskiej. Cymerman (2007) sugeruje rozpatrywanie ciał magmowych AMCG (lokalnie o małej miąższości i tektonicznie rozczłonkowanych) jako syntektonicznych intruzji powstałych w wyniku mechanizmów tektoniki kompresyjnej lub transpresyjnej, do umiejscowienia których miało prawdopodobnie dojść w trakcie orogenezy duńsko-polskiej.

W Polsce pasmo intruzji skał AMCG rozciąga się zgodnie z generalnym równoleżnikowym trendem strukturalnym (fig. 9). Podobny kierunek tego lineamentu niezależnie wskazano nieco dalej na północ, na Litwie (Motuza, 2005, 2022). Dotyczy to równoleżnikowej strefy, która przecina obszar Litwy (zob. też podrozdział 4.1.4.3) w postaci strefy deformacji Telesze oraz Dryświaty–Połock (Telšiai–Drūkšiai–Polotsk; Šliaupa, 2002; Vejelyte i in., 2010, 2012; Motuza, 2022).

W obrazie geofizycznym, w tym w przeprowadzonym ostatnio modelowaniu na obszarze kompleksu mazurskiego (Petecki, Wiszniewska, 2021), strefa wysokiego gradientu magnetycznego (tzw. lineament Krasnopola) po południowej stronie mapy suwalskiego masywu anortozytowego znajduje swój odpowiednik również na mapie anomalii grawimetrycznych. Ten główny lineament geofizyczny o nieco wygiętym przebiegu, generalnie wzdłuż kierunku E–W, interpretuje się jako uskok ograniczający obrzeże masywu AMCG na południu. Układ anomalii magnetycznych i grawimetrycznych na północy jest zorientowany niemal równolegle do lineamentu Krasnopola. Ta wyraźnie widoczna na mapach strefa oddziela nie tylko dwie duże domeny geologiczne o różnym wieku i genezie: magmowy mezoproterozoiczny masyw suwalski o powinowactwie AMCG i wieku ~1,5 mld lat od późnopaleoproterozoicznego otoczenia domeny mazowieckiej. Pojawia się tu też niewielki sejneński masyw anortozytowy (AMCG) o podobnym wieku (Grabarczyk i in., 2026).

W oparciu o refleksyjne profile sejsmiczne PolandSPAN™, Mężyk i in. (2019) opisali występowanie wielkoskalowych struktur tektonicznych, nazwanych przez nich *S-C' fabric*, mających stanowić analog znanej z mezoskopowych stref ścinania w skałach magmowych i metamorficznych tekstury deformacyjnej typu ekstensyjnego kliważu krenulacyjnego (ang. *extensional crenulation cleavage*; np. Platt, Vissers, 1980), znanej też pod nazwą pasemek ścinania C' (ang. *C' shear bands*; np. Fossen, 2010), widocznych w obrazie sejsmicznym skorupy. Według interpretacji Mężyka i in. (2019) utworzenie się struktur S-C', musiało nastąpić już przed magmatyzmem AMCG (Mężyk i in., 2019).

Na modelach 2D profili P4 i P5 dobrze widoczne są dwa masywy anortozytowo-gabronorytowe, suwalski i kętrzyński, zaznaczające się jako ciała wysokoprędkościowe do głębokości ok. 11 km (Grad i in., 2002). Zwiększone wartości współczynnika odbicia notowane na profilach sejsmicznych w pobliżu ciał AMCG mogą oznaczać fragmenty rozwarstwionego materiału dolnej skorupy. Zaobserwowano je wcześniej (fig. 6) także wzdłuż profilu POLONAISE'97 P4 pomiędzy profilami P3 i P5 (Grad i in., 2002).

Niektóre kontakty ciał AMCG pokrywają się ze strefami o zwiększonym współczynniku refleksyjności skorupy ziemskiej, co sugeruje, że była to reaktywacja odziedziczonych, obecnych wcześniej stref ścinania, która mogła zapewnić kanały dla umieszczenia magmy AMCG. Zaproponowana została hipoteza, według której rozwarstwienie nadmiernie pogrubionej litosfery swekofeńskiej może wyjaśniać przewarstwienie magmy gabrowej. Zgodnie z klasycznymi modelami magmatyzmu AMCG magma macierzysta oraz jej pochodna anortozytowa, wznosiły się do poziomu środkowej i górnej skorupy wraz z granitoidami powstałymi w wyniku wytapiania ze skał skorupy (np. McLelland i in., 2010).

Powszechnie przyjmuje się, że powstawanie masywów anortozytowych (oraz innych składników formacji AMCG) wymaga dwuetapowej krystalizacji polibarycznej, która wyraża się wstępną krystalizacją pod sklepieniem głęboko zakorzenionej komory magmowej, np. dominującego plagioklazu i bogatych w glin (do 7% wag. Al_2O_3) megakryształów ortopiroksenu przy ciśnieniu ok. 10–13 kbar, co odpowiada głębokościom rzędu 35 do 44 km. Późniejsze wznoszenie się w warunkach regionalnej ekstensji zawierającego kryształy plagioklazu niestabilnego stopu przez skorupę do końcowego po-

ziomu na głębokości 10–17 km prowadzi do dopełnienia procesu krystalizacji w warunkach ok. 3–5 kbarów (Ashwal, 1993, 2010), tj. w obrębie średnich głębokości dolnej (~20–35 km) lub środkowej (~10–25 km) skorupy ziemskiej. W AMCG w kompleksie mazurskim dowodem na ten dwuetapowy model krystalizacji stopu pozostają relikty bogatych w glin wysokociśnieniowych ortopiroksenów (>7% wag. Al_2O_3), znalezione w charnockitach AMCG z wiercenia Bilwinowo IG 1 (Bagiński, Krzemińska, 2005). Generowane w dolnej skorupie stopy wznosiły się następnie do górnej skorupy, wykorzystując rozwarstwianie się nadmiernie pogrubionej litosfery oraz postkolizyjną ekstensję, sprzyjającą napływowi i umiejscawianiu się magmy gabrowej powstałej w wyniku dekompresyjnego topnienia. Wyniki analiz izotopowych całych skał, ujemne wartości epsilon neodymu εNd (od –2,7 do –6,4), potwierdzają udział starej skorupy w stopach macierzystych skał AMCG (Krzemińska i in., 2021). Batolity AMCG w Polsce (np. Mazury, Kaszuby, Kościerzyna, Malbork, a także Pietkowo IG 1) o wieku 1,48–1,45 mld lat (obszar Bałtyku), reprezentują szereg pulsów intruzji magm o podobnych cechach geochemicznych (Krzemińska i in., 2021; Grabarczyk i in., 2023), odpowiadających ferro-potasowym, alkaliczno-wapniowym granitom typu A. Ich lokalizacja w skorupie nie wydaje się przypadkowa. Umiejscowienie tych dużych kompleksów magmowych było prawdopodobnie kontrolowane przez lineamenty tektoniczne, stanowiące strefy osłabienia w litosferze. Rozwarstwienie litosfery wzdłuż tych struktur mogło doprowadzić do kontaktu rozgrzanej astenosfery z podstawą skorupy, zapewniając w ten sposób dodatkowe ciepło niezbędne do stopienia dolnej części skorupy, jak wynika z konkluzji petrogenetycznych w odniesieniu do skał kompleksu mazurskiego (Duchesne i in., 2010).

4.1.4.3. Deformacje nieciągłe w podłożu krystalicznym

Dość złożonym aspektem badania struktur w zakrytym podłożu krystalicznym jest jakościowa interpretacja i prześledzenie nieciągłości tektonicznych. Wspólną cechą pierwszych opracowań kartograficznych podłoża krystalicznego NE Polski (Kubicki, Ryka, 1982) było przyjęcie bardzo wyraźnej dominacji zespołów uskoków południkowych oraz równoległych (rzadziej prostopadłych) do TTZ. Ówczesna wersja obrazu przebiegu stref tektonicznych w znacznej mierze była oparta na badaniach fotolineamentów w pokrywie platformowej w drodze interpretacji zdjęć satelitarnych (Bażyński, Daniel-Danielska, 1982). Jednakże w przypadku zakrytego podłoża krystalicznego bezpośrednim zapisem występowania nieciągłości tektonicznych pozostają specyficzne typy skał związanych ze strefami ścinania i uskokami, takich jak mylonity, kataklazyty i brekcje, dostępne do badania w rdzeniach wiertniczych (Cymerman, 2004). Głównym problemem przy rozpoznawaniu i rekonstruowaniu ewolucji struktur nieciągłych – podatnych i kruchych, w skałach podłoża krystalicznego jest powszechny brak danych o wieku deformacji, które pomogłyby umiejscowić w czasie rozpoznane struktury, a następnie skorelować fazy tektoniczne w szerszej skali regionalnej. Wprawdzie szczegółowe analizy strukturalne w skali rdzeni wiertniczych (Cymerman, 2004) niekiedy pokazują pewne względne relacje przestrzenne i czasowe podatnych i kruchych stref przemieszczeń, to jednak dopiero postępy w datowaniu izotopowym ich wieku, np. na podstawie analiz (np. metodą K-Ar) autogenicznych faz mineralnych pozwoliłyby w miarę wiarygodnie odtworzyć niektóre elementy złożonej ewolucji strukturalnej skał podłoża kratonu, w tym epizody aktywności stref nieciągłości w skałach krystalicznych i ich reaktywacji. Przypadek reaktywacji uskoku prekambryjskiego podłoża dość precyzyjnie rozpoznany został na podstawie danych strukturalnych i geochronologicznych uzyskanych metodą K-Ar w południowo-zachodniej Finlandii (Nordbäck i in., 2022). Wyniki te pokazują, że skały krystaliczne w centralnej części tarczy bałtyckiej, która ukształtowała się w trakcie jednej z faz orogenezy swekofeńskiej (1,88–1,87 mld lat temu), doświadczyły kilku faz kruchych deformacji pomiędzy ok. 1,75 a 0,90 mld lat temu. W polskiej części podłoża krystalicznego EEC tego typu badania wieku deformacji jak dotąd nie były prowadzone.

W zakrytej pokrywą osadową platformowej części Fennoskandii określanie chronologii aktywności stref przemieszczeń wykonywane było jedynie sporadycznie, ponieważ rzadko można pozyskać charakterystykę tych struktur jednocześnie na podstawie obrazu geofizycznego i bezpośrednich danych petrologicznych. Wyjątkiem jest tu obszar Litwy. Modelowanie pól magnetycznych i grawitacyjnych (Korabliova, Šliaupa, 2006) ujawniło elementy sieci dyslokacyjnej w obrębie struktur paleoproterozoicznych. Kilka równoleżnikowych stref dyslokacyjnych o wyraźnej składowej przesuwczej przecina wcześniej dominujące kierunki strukturalne (o podstawowej orientacja N–S) domen paleoproterozoicznych (np. sąsiadujące ze sobą strefy deformacji Telsze oraz Dryświaty–Połock (Telšiai–Drūkšiai–Polotsk; Šliaupa, 2002; Vejelyte i in., 2010, 2012; Motuza, 2022) – (DPDZ). Równoleżnikowa strefa deformacji DPDZ w pobliżu granicy z Białorusią przecina domenę wschodniolitewską (ELD). DPDZ ma szerokość 35–40 km i składa się z dwóch subrównoległych pasów (o przebiegu E–W), wyrażonych liniowym przebiegiem anomalii grawimetrycznych i magnetycznych. Zgodnie z wynikami modelowania geofizycznego DPDZ może penetrować skorupę na głębokość rzędu 20 km (Šliaupa, Popov, 1998). Strefa ścinania Telsze na Żmudzi (TSZ) biegnie także w kierunku E–W, mniej więcej na zachodnim przedłużeniu strefy Drūkšiai–Połock. Ma ona szerokość ok. 15–20 km i jest wyznaczona wyraźnymi anomaliami grawitacyjnymi i magnetycznymi. Po raz pierwszy zinterpretowano tę strukturę jako nasunięcie w pokrywie osadowej dewonu. Dalsze badania wykazały jednak, że strefa ścinania Telsze jest także obecna w prekambryjskim podłożu krystalicznym (Šliaupa, 2002; Vejelyte i in., 2010, 2012; Motuza, 2022). Nowe mapy podłoża krystalicznego na obszarze zakrytych domen swekofeńskich w południowej Fennoskandii (a także na obszarze zdominowanym przez AMCG w Polsce) pokazują system stref przemieszczeń o orientacji E–W (Bogdanova i in., 2015, Krzemińska i in., 2017; Soesoo i in., 2020; Skridalite i in., 2021). Ich wiek zwykle nie jest określony, jednak znany jest w odniesieniu do DPDZ, gdzie datowanie U-Pb autigenicznego tytanitu w mylonicie, który najwyraźniej powstał podczas retrogresji równoczesnej z mylonityzacją pokazuje, że formowanie się tej strefy nastąpiło ok. 1534 ±9 mln lat temu. Zarówno TSZ, jak i DPDZ zostały reaktywowane ok. 1460 mln lat temu (Vejelyte i in., 2010, 2012; Motuza, 2022).

Analogiczne epizody tektoniczne mogły w tym czasie doprowadzić do przemieszczeń i związanych z nimi deformacji w obrębie kompleksu mazurskiego. W niemal wszystkich otworach wiertniczych główne składniki litologiczne AMCG są pocięte dajkami mikrogranitów, pegmatytów, aplitów oraz żyłami mineralnymi, często skaleniowymi nachylonymi pod różnym kątem. Kontakty dajek i żył z otaczającymi skałami AMCG są przeważnie ostre, a przy samym kontakcie minerały rudne wykazują ułożenie kierunkowe (Salwa, 2013). Rezultaty badań U-Pb wieku cyrkonów z żył z kilku rejonów i poziomów suwalskiego masywu anortozytowego i jego otoczenia AMCG (Wiszniewska, Krzemińska, 2021) wskazują wiek aplitów 1480 mln lat oraz pegmatytów 1475 mln lat. Jest to epizod tylko nieznacznie młodszy od zakresu wieku AMCG. Jak dotąd są to jedyne wyniki datowania deformacji tektonicznych w polskiej części podłoża krystalicznego, związanego ze skorupą Fennoskandii.

4.1.5. Podłoże krystaliczne obszaru Sarmacji

Sarmacja – jeden trzech głównych elementów składowych kratonu wschodnioeuropejskiego – obejmuje tarczę ukraińską i platformowy w swym charakterze masyw woroneski, rozdzielone przez paleozoiczny prypecko-dnieprowsko-doniecki (nazwa od rzek: Prypeci, Dniepru i Dońca) basen ryftowy (Bogdanova i in., 1997, 2015; Claesson i in., 2001; Shumlyanskyy i in., 2018). Kompleksy skalne tarczy ukraińskiej uformowane głównie w archaiku, między 3,75 a 2,70 mld lat temu, zawierają też młodsze strefy o wieku skał magmowych od 2,25 do 2,03 mld lat. Dwa paleoproterozoiczne pasma skał juwenilnych znane są jako orogen Wołga–Don (albo orogen wschodniosarmacki – na północnym wschodzie Ukrainy), aktywny między 2,20 a 2,05 mld lat temu (Terentiev i in., 2016; Terentiev, Santosh 2020) oraz pasma orogeniczne Teterwi (nazwa od rzeki Teterew, ukr. *Teteriv*, w północno-środkowej części Ukrainy) i Osnitsk–Mikaszewiczi (OMIB w północno-zachodniej części Ukrainy), aktywne odpowiednio między 2,11–2,10 oraz 2,00 a 1,98 mld lat temu (Bogdanova i in., 2006; Shumlyanskyy i in., 2017, 2018; Johansson i in., 2022). I właśnie fragment tej skrajnie północno-zachodniej części Sarmacji pojawia się w architekturze podłoża krystalicznego południowo-wschodniej Polski.

W obrazie geofizycznym struktura OMIB widoczna jest jako silna anomalia magnetyczna (fig. 7), rozciągająca się na dystansie ponad 650 km, od Białorusi (kompleks Mikaszewiczi) przez zachodnią Ukrainę (kompleks Osnitsk) do wschodniej Polski. W litologii OMIB występują zespoły wulkanitów (o składzie bazaltowym i riolitowym, ciała gabroidowe, dajki dolerytowe) i skały hipabisalne, datowane na 2,02 mld lat. Obecne są tu także masywy granitoidowe o wieku 1,98–1,95 mld lat (Scherbak i in., 1990, 2005; Shumlyanskyy i in., 2017; Kuzmenkova i in., 2019). Charakterystyka geochemiczna skał budujących OIMB wskazuje, że powstały one w środowisku związanym ze strefą subdukcji lub aktywnym brzegiem kontynentu (Bogdanova i in., 1997, 2006; Claesson i in., 2001).

W zachodniej części Sarmacji po stronie ukraińskiej skały metaosadowe pozostają słabo zbadane. Jednak właśnie skały klastyczne oraz detrytyczne cyrkony w nich zawarte umożliwiły wskazanie powiązań genetycznych w obrębie Sarmacji.

Wśród nielicznych otworów we wschodniej Polsce sięgających krystalicznego podłoża, tylko w jednym profilu, Kaplonosy IG 1, natrafiono na silnie zdeformowane skały metaosadowe, występujące na głębokości 1883–1924 m. Rozpoznano tam paragnejsy (biotytowe, biotytowo-sillimanitowe i granatowo-sillimanitowo-biotyto-

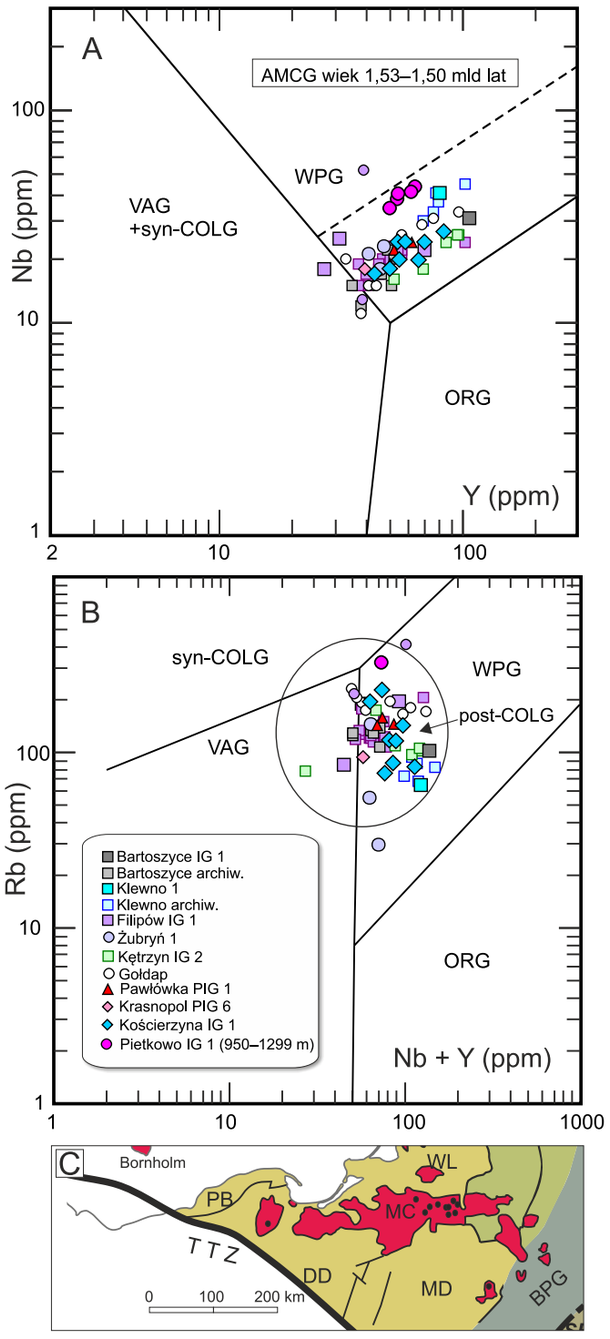


FIG. 14. Określenie środowiska tektonicznego na podstawie diagramów (A) Pearce'a i in. (1984) i (B) Pearce'a (1996) dla mezoproterozoicznych granitoidów typu A należących do formacji AMCG z kompleksu mazurskiego rejonu Kościerzyny oraz południowego Bałtyku; (C) wycinek mapy z fig. 8, z lokalizacją omawianej domeny i otworów wiertniczych. Regionalne dane geochemiczne wg Dörra i in. (2002); Duchesne'a i in. (2010); Krzemińskiej i in. (2017); Grabarczyka i in. (2023). Wyróżnione środowiska: WPG – granity wewnątrzpłytowe; VAG – granity łuków wulkanicznych; syn-COLG – granity synkolizyjne; ORG – granity grzbietów oceanicznych; post-COLG – granity pokolizyjne

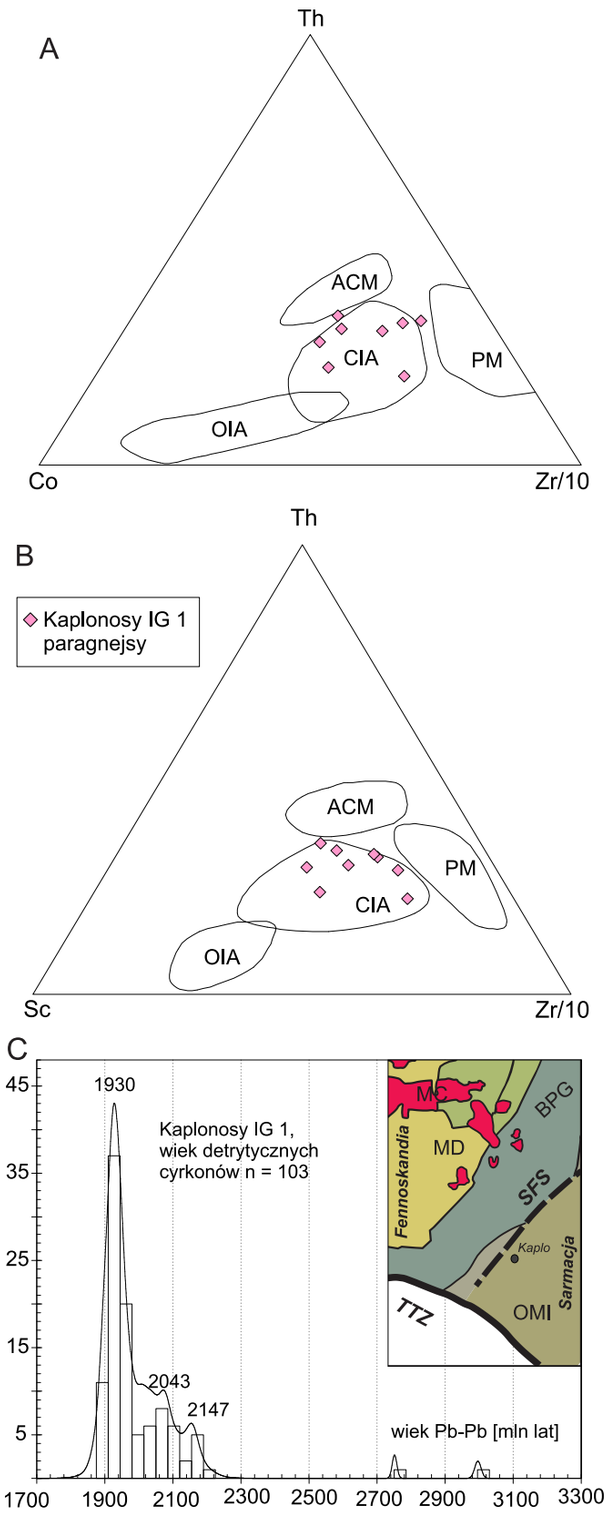


FIG. 15. Diagramy dyskryminacyjne (A, B; wg Bhatia, Crooka, 1986) dla określenia obszarów źródłowych detrytusu w paragnejsach z otworu Kaplonosy IG 1, przypuszczalnie ulokowanych na aktywnym brzegu kontynentu Sarmacji, oraz (C) populacje wiekowe detrytycznych cyrkonów z tego otworu, obok wycinek mapy z fig. 8, z lokalizacją omawianej domeny i otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1. Maksymalny wiek depozycji: 1906,2 ±7,5 mln lat. Wiek metamorfizmu: 1799,4 ±9,8 mln lat – typowy dla domen z NW części bloku Sarmacji i zbliżony do wieku kolizji Fennoskandii z Sarmacją (~1,80 mld lat). Wyróżnione środowiska: PM – pasywna krawędź kontynentu; ACM – aktywna krawędź kontynentu; CIA – kontynentalny łuk wyspowy; OIA – oceaniczny łuk wyspowy

we, z obecnością kordierytu). Ich protolitem były osady typu wak, miejscami łupki ilaste i arkozy. Dane geochemiczne wskazują, że materiał źródłowy, z którego utworzyły się te niezbyt dojrzałe osady klastyczne, pochodził z niszczenia skał głównie krystalicznych, powstałych w środowisku o cechach kontynentalnego łuku wyspowego (CIA) i aktywnego obrzeżenia kontynentu (ACM; fig. 15A, B). Ziarna archaiczne należą w nich do rzadkości (n = 2/103). Wiek detrytycznych cyrkonów (fig. 9B) podkreśla wyraźną dominację paleoproterozoicznych skał źródłowych (n = 101/103). Generalnie widoczne są tu trzy grupy detrytusu z maksimami: 1930 ±4,4 mln lat (67%), 2043 ±8 mln lat (23%) i – najmniej liczna grupa – 2147 ±12 mln lat (10%). Wszystkie mają swoje odpowiedniki wśród skał orogenicznych na brzegu Sarmacji (Scherbak i in., 1990, 2005). Osady te generalnie cechuje dopływ materiału wyłącznie z denudacji najbliższego aktywnego łuku kontynentalnego Sarmacji, powstałego podczas orogenezy w riaku, jeszcze przed połączeniem z Fennoskandią (Shumlyanskyy i in., 2017; Kuzmenkova i in., 2019). Detrytus gromadzony był na aktywnym brzegu Sarmacji, co najmniej do ok. 1,9 mld lat temu (fig. 15C). Dość istotną cechą jest brak detrytusu charakterystycznego dla swekofeńskich basenów Fennoskandii o wieku 1,86–1,80 mld lat (Williams i in., 2009). Niewątpliwie materiał klastyczny pochodził z kilku proksymalnych źródeł brzegu Sarmacji. Datowania metamorfizmu i, miejscami, migmatyzacji metaosadów, określono na podstawie analiz U-Pb obrostów na brzegach detrytycznych cyrkonów w paragnejsach z otworu Kaplonosy IG 1, które wskazują na wiek ok. 1799,4 ±9,8 mln lat (Krzemińska i in., 2017). Deformacje tektoniczne kompleksu paragnejsowego przewierconego wspomnianym otworem miały zachodzić w warunkach podatnego ścinania o kinematyce normalno-zrzutowej, a następnie ścinania podatnego w reżimie nasuwczym (Salwa, 2013). Metamorfizm i deformacje były efektem sukcesywnej skośnej kolizji bloków Sarmacji i Fennoskandii ok. 1,80–1,78 mld lat temu.

4.1.6. Położenie szwu tektonicznego Fennoskandia–Sarmacja

Szew pomiędzy paleoproterozoicznymi domenami Fennoskandii i Sarmacji (Gorbatschev, Bogdanova, 1993; Bogdanova i in., 2001) stanowi jedną z kluczowych granic w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego. Połączenie obu domen w jedną całość pod koniec paleoproterozoiku, ok. 1,8–1,7 mld lat temu, zakończyło etap ich konwergencji, który został zastąpiony przejawami wspólnej tektoniki wewnątrzpłytowej. Ogólnie, w skali całej południowo-zachodniej części kratonu, strefa szwu kolizyjnego między Fennoskandią a Sarmacją (SFS) obejmuje pozostałości paleoproterozoicznych aktywnych brzegów kontynentów, oceanicznych łuków wyspowych oraz obszarów załukowych (Bogdanova i in., 2006, 2015). Chociaż ogólna orientacja SFS w kierunku północno-wschodnim i południowo-zachodnim jest dobrze znana, dokładna jego lokalizacja i wewnętrzna struktura pozostają przedmiotem dyskusji. SFS wykazuje cechy intensywnej tektoniki kontrakcyjnej, związanej z kolizją kontynentalną, ale również wyraźne przejawy wielkoskalowej ekstensji postkolizyjnej, której towarzyszył postkolizyjny magmatyzm podczas późnego paleoproterozoiku, między ok. 1,80–1,74 i 1,71–1,67 mld lat temu (Bogdanova i in., 2006, 2013). Podczas późniejszych etapów ewolucji kratonu, w przybliżeniu wzdłuż strefy SFS, doszło do utworzenia się mezoproterozoiczno-neoproterozoicznego aulakogenu Orsza–Wołyń, w obrębie którego pod koniec ediakaru wykształciły się pokrywy lawowe i tufowe wewnątrzpłytowego wulkanizmu ryftowego (Shumlyanskyy i in., 2017; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022). Badania geofizyczne wykazują w tym rejonie obecność dużych soczewkowatych ciał w środkowej skorupie, charakteryzujących się podwyższoną gęstością i prędkościami sejsmicznymi (Petecki, Rosowiecka, 2017; Milano i in., 2019; Janik i in., 2022). Generalnie obszar w pobliżu strefy skośnej kolizji południowej części Fennoskandii z północno-zachodnią Sarmacją (fig. 7, 8) cechuje skomplikowany układ elementów strukturalnych, nie ułatwiający precyzyjnego określenia lokalizacji strefy kolizyjnego połączenia (szwu) między Fennoskandią a Sarmacją, będącego od dekad obiektem badań i dyskusji.

(1) Jedna z najwcześniejszych interpretacji sugerowała, że strefa SFS może być związana z regionalną dyslokacją, jaką stanowi uskok Mińska (EUROBRIDGE Working Group, 1999). Miały na to wskazywać wyniki eksperymentu sejsmicznego EUROBRIDGE'96 i profilu o kierunku NW–SE, poprowadzonego przez Litwę i Białoruś. Granice wyróżnionych na profilu bloków skorupowych wydawały się nachylać systematycznie w kierunku południowo-wschodnim, co zinterpretowano jako zgodne z sukcesywnym, nasuwczym dokowaniem kolejnych terranów w tym kierunku wzdłuż pasma centralnobiałoruskiego.

(2) W następnych latach nowe zestawienia danych petrologicznych i geochronologicznych z obszaru Białorusi przyczyniły się do reinterpretacji położenia SFS (Bogdanova i in., 2015). Rozszerzono zasięg skorupy Sarmacji ku NW aż do granulitowego pasma białorusko-podlaskiego (BPG) i terranu okołowsko-holeszowskiego (O-H), zawierającego maficzne i ultramaficzne skały metamagmowe o geochemicznych cechach właściwych dla oceanicznych łuków wysp. Zaproponowane interpretacje sugerują (Bogdanova i in., 2015), że ok. 1,99 do 1,90 mld lat temu BPG było stosunkowo dojrzałym łukiem magmowym. Powyższy wiek odbiega znacząco od zakresu wiekowego orogenezy swekofeńskiej w Fennoskandii i przemawia za przynależnością BGP do Sarmacji, jako jej najmłodszego fragmentu.

(3) Alternatywna interpretacja umieszcza szew kolizji Fennoskandii i Sarmacji znacznie dalej w kierunku południowym (Narkiewicz i in., 2011). Koncepcja ta, oparta na analizie wyników eksperymentu sejsmicznego CELEBRATION 2000, zakłada hipotetyczną lokalizację strefy szwu wzdłuż północno-zachodniej krawędzi tzw. bloku Narola. Na profilach sejsmicznych CEL03 i CEL14 uzasadniać ją ma wąska strefa silnie pogrubionej skorupy (Janik i in., 2005), gdzie powierzchnia Moho osiąga maksymalną głębokość, przekraczającą 52 km.

(4) Współczesna interpretacja tektoniczna nowszych danych wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej, uzyskanych w toku projektu PolandSPAN™ (Mężyk i in., 2021), prowadzi do wniosku o nasuwczym charakterze strefy SFS, gdzie nasunięcie skorupy Sarmacji na skorupę Fennoskandii odbyło się w kierunku północno-zachodnim wzdłuż złożonego systemu wznoszących się w tym kierunku w górnej i środkowej skorupie licznych, anastomozujących powierzchni nieciągłości, tworzących zbiegające się ku NW formy klinokształtne o długości dziesiątek do 150 km, zakorzenione na granicy dolnej i środkowej skorupy poniżej strefy Iwanowo–Borysow. W masie nasuniętej biorą udział pasmo okołowsko-holeszowskie (O-H) i białorusko-podlaskie pasmo granulitowe (BPG), które tym samym wydają się związane z brzegiem Sarmacji. Niezależnie wiadomo, że pasmo O-H reprezentuje głównie paleoproterozoiczne metamagmowe granulity o charakterze wapniowo-alkalicznym, związane ze środowiskiem dojrzałych łuków wyspowych (Bibikova i in., 1995; Skridlaite, Motuza, 2001; Bogdanova i in., 2006). Z tej jednostki pochodzi niewiele oznaczeń wiekowych U-Pb. Obejmują one zakres 1,88 do 1,80 mld lat; wyznaczono tam też znacznie starszy wiek modelowy Nd $_{TDM}$ ok. 2,3 mld lat (Claesson i in., 2001).

Zdaniem autorów wspomnianej interpretacji tektonicznej SFS (Mężyk i in., 2021), skomplikowany układ widocznych na profilach refleksyjnych powierzchni nieciągłości tektonicznych wskazuje na specyficzną, „ukrytą i rozproszoną" budowę tej strefy szwu (ang. *diffuse cryptic suture zone*), gdzie jest prawdopodobny efekt synkolizyjnego masowego, wielkoskalowego przemieszania materii obu domen skorupowych pozostających ze sobą w kontakcie wzdłuż SFS. Dokładny charakter samego szwu pozostaje hipotetyczny, niemniej jednak SFS nie powinien być utożsamiany w prosty sposób z uskokiem Mińska (Bogdanova i in., 2015; Mężyk i in., 2021).

(5) Kolejny zaproponowany na podstawie danych sejsmicznych model tektoniczny, który okazuje się w dużej mierze zbieżny z modelem Mężyka i in. (2021), znacznie jednak go uzupełniając, stanowi interpretację wyników głębokiego eksperymentu sejsmicznego TTZ-South (Janik i in., 2020). Profil TTZ-South o długości 550 km, biegnący w kierunku NW–SE przeprowadzono w 2018 r. na terenie Polski i Ukrainy wzdłuż wynikającego z map pól potencjalnych biegu strefy Teisseyre'a-Tornquista, w swej polskiej części powtarzając przebieg wcześniejszego profilu CEL-03. Profil został zrealizowany metodą szerokokątnej refleksji i refrakcji (WARR). W Polsce rozciąga się wzdłuż strefy radomsko-kraśnickiej i jednostki Narola, stanowiących kontynuację ku wschodowi i południowemu wschodowi obszaru łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. Profil TTZ-South przecina zatem obszar prognozowanego szwu tektonicznego między Fennoskandią i Sarmacją (SFS) w obrębie kratonu EEC. Uzyskany z przetworzenia pomiarów wykonanych wzdłuż profilu model sejsmiczny (Janik i in., 2022) ukazuje dwa wielkoskalowe połogie nasunięcia ku NW sarmackiej domeny krystalicznego podłoża kratonu na domenę fennoskandzką w postaci wielkich złożonych płaszczowin o skali skorupowej, sięgających – jak się wydaje – swymi korzeniami powierzchni Moho. Struktura szwu SFS w tym ujęciu jest zilustrowana i dokładniej opisana w rozdziale WZS 4.1.

(6) Model oparty na kontroli parametrów izotopowych wieku skał w stropie podłoża krystalicznego został opracowany przez Krzemińską i współautorów (2017). Przy opracowaniu przez tych autorów nowej mapy stropu podłoża krystalicznego (fig. 11) dość istotną rolę w interpretacji SFS odegrały bezpośrednie dane z dostępnych wierceń, w tym wiek protolitu magmowego, wiek metamorfizmu i populacje wiekowe materiału detrytycznego określone w oparciu o geochronologię U-Pb cyrkonów. Za przynależnością do bloku Sarmacji przemawiają cechy geochemiczne i wiek detrytusu paragnejsów np. w rejonie z otworu Kaplonosy IG 1 (fig. 15),

wiek metamorfizmu zbliżony do czasu kolizji obu bloków oraz luka czasowa między najmłodszą populacją cyrkonów a wiekiem metamorfizmu, niespotykana w innych swekofeńskich metaosadach, a także cechy środowiska tektonicznego skał źródłowych. Jednocześnie na podlaskim odcinku pasma BPG dostępne z wierceń dane dotyczące stropu podłoża krystalicznego nie potwierdzają jednoznacznie sarmackiego charakteru pasma, jaki miałby wynikać ze zmodyfikowanej interpretacji zasięgu domen skorupy sarmackiej (Bogdanova i in., 2015). W granulitach z otworów Mielnik IG 1 i Czyże IG 1 wiek protolitu jest ogólnie młodszy (odpowiednio 1845 ±17 mln lat i 1848 ±13 mln lat) od ram czasowych typowych dla magmatyzmu zachodniej Sarmacji tzn. od 2,0–1,95 do 1,98–1,95 mld lat oraz 1,80 mld lat (Bogdanova i in., 2015). Także wiek metamorfizmu facji granulitowej ok. 1825 ±10 mln lat nawiązuje do zakresu częściej notowanego na brzegu Fennoskandii. Taki niejednoznaczny charakter położenia skał stropu podłoża krystalicznego może być argumentem wspierającym dwa ostatnie modele SFS, zakładające nasuwczy charakter szerokiej strefy kolizji dwóch domen skorupowych.

(7) Najnowszy zaproponowany model został oparty na wskazaniach refleksyjnych profili sejsmicznych PolandSPAN™, w połączeniu z dwuwymiarowym modelowaniem grawimetrycznym i magnetycznym oraz trójwymiarowymi modelami geofizycznymi głębokości podłoża i grubości skorupy ziemskiej (Mikołajczak i in., 2026). Zakłada on, że SFS nie odpowiada pojedynczej dyslokacji, lecz reprezentuje strefę o szerokości ok. 100–120 km, obejmującą białorusko-podlaski pas granulitowy i pas okołowski. Obecne w obrębie tej strefy kontrasty litologiczne i geofizyczne odzwierciedlają przeplatanie się jednostek skorupy ziemskiej z kolidujących domen fennoskandzkiej i sarmackiej. Interpretuje się je jako pozostałości po łukowych kompleksach magmowych, maficznych kompleksach magmowych lub skałach metamorficznych wysokiego ciśnienia, które są charakterystyczne dla szwów kolizyjnych. Obrazowanie sejsmiczne i modelowanie geofizyczne pokazują, że anomalie te rozciągają się na całą skorupę, wskazując na głęboko zakorzenioną kolizję paleoproterozoiczną. Północne i południowe granice strefy szwu pokrywają się odpowiednio z krawędziami granulitu białorusko-podlaskiego i pasów magmowych Osnitsk–Mikaszewiczi.

LITERATURA

Abramovitz T., Berthelsen A., Thybo H., 1997. Proterozoic sutures and terranes in the southeastern Baltic Shield interpreted from BABEL deep seismic data. Tectonophysics, 270: 259–278.

Åhäll K.-I., Connelly J.N., 2008. Long-term convergence along SW Fennoscandia: 330 m.y. of Proterozoic crustal growth. Precambrian Research, 161: 452–474.

Åhäll K.-I., Larson S., 2000. Growth-related 1.85–1.55 Ga magmatism in the Baltic Shield; a review addressing the tectonic characteristics of Svecofennian, TIB 1-related, and Gothian events. GFF, 122: 193–206.

Andersson U.B., Neymark L.A., Billström K., 2002. Petrogenesis of Mesoproterozoic (Subjotnian) rapakivi complexes of central Sweden: implications from U-Pb zircon ages, Nd, Sr and Pb isotopes. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 92: 201–228.

Andersson U.B., Sjöström H., Högdahl K., Eklund O., 2004. The Transscandinavian igneous belt, evolutionary models. Geological Survey of Finland Special Paper, 37: 104–112.

Ashwal L.D., 1993. Anorthosites. Minerals and Rocks Series. Vol. 21. xix + 422 pp. Berlin, Springer-Verlag.

Ashwal L.D., 2010. The temporality of anorthosites. Canadian Mineralogist, 48: 711–728.

BABEL Working Group, 1993. Deep seismic reflection/refraction interpretation of crustal structure along Babel profiles A and B in the southern Baltic Sea. Geophysical Journal International, 112: 325–343.

Bagiński B., Krzemińska E., 2005. Various kinds of charnockitic rocks from NE Poland. Polish Mineralogical Society Special Publications, 26: 13–17.

Bażyński J., Daniel-Danielska B., 1982. Mapa geologicznej interpretacji zdjęć satelitarnych. *W*: Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (red. S. Kubicki, W. Ryka). Inst. Geol., Warszawa.

Bergman S., Högdahl K., Nironen M., Ogenhall E., Sjöstrom H., Lundqvist L., Lahtinen R., 2008. Timing of Palaeoproterozoic intra-orogenic sedimentation in the central Fennoscandian Shield: evidence from detrital zircons in metasandstone. Precambrian Research, 161: 231–249.

Bergman S., Stephens M.B., Andersson J., Kathol B., Bergman T., 2012. Sveriges berggrund, skala 1:1 miljon (Bedrock Map of Sweden, Scale 1:1 Million). Series K, 423. Sveriges geologiska undersökning, Uppsala.

Berthelsen A., 1993. Where different geological philosophies meet: the Trans-European Suture Zone. *W*: EUROPROBE Symposium (red. D.G. Gee, M. Beckholmen). Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 255, A-20: 19–31.

Bhatia M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. The Journal of Geology, 91: 611–627.

Bhatia M.R., 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. Sedimentary Geology, 45: 97–113.

Bhatia M.R., Crook K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting, discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92: 181–193.

Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Claesson S., Kirnozova T.I., 1995. Isotopic age, nature and structure of Precambrian crust of Belarus. Stratigraphy and Geological Correlation, 3/6: 591–601.

Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Postnikov A.V., Popova L.P., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Glushchenko V.V., 2009. Sarmatia-Volgo-Uralia junction zone: isotopic-geochronologic characteristic of supracrustal rocks and granitoids. Stratigraphy and Geological Correlation, 17: 561–573.

Bingen B., Andersson J., Söderlund U., Möller C., 2008. The Mesoproterozoic in the Nordic countries. Episodes, 31: 29–34.

Bogdanova S.V., Bibikova E., Gorbatschev R., 1994. Paleoproterozoic U-Pb zircon ages from Belorussia: new tectonic implications for the East European Craton. Precambrian Research, 68: 231–240.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I., 1997. 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., Page L.M., Skridalite G., Taran L., 2001. Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton: 39Ar/40Ar geochronological constrains. Tectonophysics, 339: 39–66.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Kozlowskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko I., Taran L. and EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups, 2006. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of East European Craton. Geological Society, London, Memoirs, 32: 599–625.

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., Gintov O.B., Kurlovich D.M., Lubnina N.V., Nilsson M.K.M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyanskyy L.V., Vitaly I., Starostenko V.I., 2013. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). Lithos, 174: 196–216.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Skridlaite G., Soesoo A., Taran L., Kurlovich D., 2015. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna. Precambrian Research, 259: 5–33.

Brander L., Söderlund U., 2009. Mesoproterozoic (1.47–1.44 Ga) orogenic magmatism in Fennoscandia; Baddeleyite U–Pb dating of a suite of massif-type anorthosite in S. Sweden. International Journal of Earth Sciences, 98: 499–516.

Cabanis B., Lecolle M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II, 309: 2023–2029.

Cawood P.A., Kröner A., Collins W.J., Kusky T.M., Mooney W.D., Windley B.F., 2009. Accretionary orogens through Earth history. Geological Society, London, Special Publications, 318: 1–36.

Cawood P.A., Hawkesworth B., Dhuime B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. Geology, 40: 875–878.

Čečys A., Benn K., 2007. Emplacement and deformation of the ca. 1.45 Ga Karlshamn granitoid pluton, southeastern Sweden, during ENE-WSW Danopolonian shortening. International Journal of Earth Sciences, 96: 397–414.

Čermák V., Šafanda J., Guterch A.,1989. Deep temperature distribution along three profiles crossing the Teisseyre-Tornquist tectonic zone in Poland. Tectonophysics, 164: 151–163.

Claesson S., Huhma H., Kinny P.D., Williams I.S., 1993. Svecofennian detrital zircon ages – implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield. Precambrian Research, 64: 109–130.

Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatschev R., 2001. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton. Tectonophysics, 339: 1–18.

Collins W.J., 2002. Nature of extensional accretionary orogens. Tectonics, 21: 6-1-6-12.

Condie K.C., 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? Lithos, 80: 33–44.

Cymerman Z., 2004. Prekambr platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: tektonika i rozwój skorupy. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 180: 7–117.

Cymerman Z., 2007. Czy istnieje mazurska, prawoskrętna strefa podatnego ścinania? Przegląd Geologiczny, 55: 157–167.

Cymerman Z., 2014. Analiza strukturalno-kinematyczna i mezoproterozoiczna ewolucja tektoniczna masywu suwalskiego i jego otoczenia (NE Polska). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 201: 5–133.

Czuba W., Grad M., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., POLONAISE P5 Working Group, 2002. Upper crustal seismic structure of the Mazury complex and Mazowsze massif within East European Craton in NE Poland. Tectonophysics, 360: 115–128.

Literatura

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.

Dąbrowski A., Karaczun K., 1956. Morfologia podłoża prekambryjskiego w północno-wschodniej Polsce. Przegląd Geologiczny, 4: 341–344.

Dörr W., Belka Z., Marheine D., Schastok J., Valverde-Vaquero P., Wiszniewska J., 2002. U-Pb and Ar-Ar geochronology of anorogenic granite magmatism of the Mazury Complex, NE Poland. Precambrian Research, 119: 101–120.

Duchesne J.C., Martin H., Bagiński B., Wiszniewska J., Vander Auwera J., 2010. The origin of ferroan-potassic A-type granitoids: the case of the hornblende–biotite granite suite of the Mesoproterozoic Mazury complex, northeastern Poland. The Canadian Mineralogist, 48: 947–968.

Emslie R.F., 1978. Anorthosite Massifs, Rapakivi Granites, and Late Proterozoic Rifting of North America. Precambrian Research, 7: 61–98.

Emslie R.F., Hamilton M.A., Thériault R.J., 1994. Petrogenesis of a Mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) Complex: isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite. The Journal of Geology, 102: 539–558.

EUROBRIDGE'95 Working Group, 2001. Deep seismic profiling within the East European Craton. Tectonophysics, 339: 153 –175.

FENNIA Working Group, 1998. P- and S-velocity structure of the Baltic Shield beneath the FENNIA profile in southern Finland. Rep. S-38. Institute of Seismology, University of Helsinki.

Fossen H., 2010. Structural Geology. Cambridge University Press (U.K.).

Gawęda A., Krzemińska E., Wiszniewska J., 2009. Granity typu A w kompleksie mazurskim – przyczynek do dyskusji o klasyfikacji granitów. Przegląd Geologiczny, 57: 478–485.

Gorbatschev R., 2004. The Transscandinavian Igneous Belt introduction and background. Special Paper of the Geological Survey of Finland, 37: 9–20.

Gorbatschev R., Bogdanova S., 1993. Frontiers in the Baltic Shield. Precambrian Research, 64: 3–21.

Grabarczyk A., Wiszniewska J., Krzemińska E., Petecki Z., 2023. A new A-type granitoid occurrence in southernmost Fennoscandia: geochemistry, age and origin of rapakivi-type quartz monzonite from the Pietkowo IG1 borehole, NE Poland. Mineralogy and Petrology, 117: 1–25.

Grabarczyk A., Krzemińska E., Shumlyanskyy L., Wiszniewska J., 2026. Magma source and tectonic setting of gabbronorite–anorthosite massifs: geochemical and isotopic evidence from the 1.5 Ga Sejny Intrusion (Mazury Complex, NE Poland). Precambrian Research, 432: 107942.

Grad M., 2019a. Podolian, Saxonian and Baltic plates – Teisseyre–Tornquist Line and the edge of the East European Craton. Geochemistry, 79: 422–433.

Grad M., 2019b. Linia Teisseyre'a-Tornquista – ewolucja poglądów na temat krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Przegląd Geofizyczny, 64: 167–183.

Grad M., Guterch A., 2006. Sejsmiczne modele struktury skorupy ziemskiej strefy szwu transeuropejskiego (TESZ) w północno-zachodniej i centralnej Polsce. *W*: Budowa litosfery centralnej i północnej Polski – obszar projektu sejsmicznego POLONAISE '97 (red. P. Krzywiec, M. Jarosiński). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 41–52.

Grad M., Luosto U., 1987. Seismic models of the crust of the Baltic Shield along the SVEKA profile in Finland. Annales Geophysicae, 5B: 639–650.

Grad M., Polkowski M., 2016 Seismic basement in Poland. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), 105: 1199–1214.

Grad M., Guterch A., Mazur S., 2002. Seismic refraction evidence for crustal structure in the central part of the Trans-European Suture Zone in Poland. Geological Society, London, Special Publications, 201: 295–309.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., Czuba W., Gaczyński E., Środa P., Miller K.C., Wilde-Piórko M., Komminaho K., Jacyna J., Korabliova L., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108, 2541.

Grad M., Janik T., Guterch A., Środa P., Czuba W., EUROBRIDGE' 94–97, POLONAISE'97, CELEBRATION 2000 Seismic Working Group, 2006. Lithospheric structure of the western part of the East European Craton investigated by deep seismic profiles. Geological Quarterly, 50: 9–22.

Guterch A., Grad M., 2006. Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. Geological Quarterly, 50: 23–32.

Guterch A., Grad M., Thybo H., Keller G.R., Miller K., 1998. Seismic experiment spreads across Poland. Eos Transactions, American Geophysical Union, 79: 302–305.

Guterch A., Grad M., Thybo H., Keller G. R., POLONAISE Working Group, 1999. POLONAISE'97 – an international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. Tectonophysics, 314: 101–121.

Guterch A., Wybraniec S., Grad M., Chadwick R., Krawczyk C., Ziegler P., De Vos W., Thybo H., 2010. Crustal structure and structural framework. EAGE Publications, Houten.

Heikkinen P., Luosto U., 2000. Review of some features of the seismic velocity models in Finland. *W*: LITHOSPHERE: a Symposium on the Structure, Composition and Evolution of the Lithosphere in Finland (red. L. Pesonen, A. Korja, S.-E. Hjelt): 35–41. Inst. of Seismol., Helsinki.

Herron M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of Sedimentary Petrology, 58: 820–829.

Högdahl K., Andersson U.B., Eklund O., 2004. The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. Geological Survey of Finland Special Paper, 37: 1–12.

Janik T., Yliniemi J., Grad M., Thybo H., Tiira T., POLONAISE P2 Working Group, 2002. Crustal structure across the TESZ along POLONAISE'97 seismic profile P2 in NW Poland. Tectonophysics, 360: 129–152.

Janik T., Grad M., Guterch A., Dadlez R., Yliniemi J., Tiira T., Keller G.R., Gaczyński E., CELEBRATION'2000 Working Group (Środa P., Komminaho K., Hrubcova P., Czuba W., Malinowski M.), 2005. Lithospheric structure of the Trans-European Suture Zone along the TTZ-CEL03 seismic transect (from NW to SE Poland). Tectonophysics, 411: 129–156.

Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Mechie J., Głuszynski A., Omelchenko V., Legostaeva O., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn D., Chulkov S., 2020. TTZ-South seismic experiment. Geofizicheskiy Zhurnal – Geophysical Journal (Kiev), 42: 3–15.

Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zayats K., Mechie J., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Omelchenko V., Legostaieva O., Głuszynski A., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn D., Chulkov S., 2022. Lithospheric structure of the East European Craton at the transition from Sarmatia to Fennoscandia interpreted from the TTZ-South seismic profile (SE Poland to Ukraine). Minerals, 12: 1–112.

Johansson Å.E., 2016. U-Pb SIMS dating of some granitoids from eastern Blekinge, southern Sweden. GFF, 138: 430–444.

Johansson Å., Bogdanova S., Čečys A., 2006. A revised geochronology for the Blekinge Province, southern Sweden. GFF, 128: 287–302.

Johansson Å.E., Waight T., Andersen T., Simonsen S.L., 2016. Geochemistry and petrogenesis of Mesoproterozoic A-type granitoids from the Danish island of Bornholm, southern Fennoscandia. Lithos, 244: 94–108.

Johansson Å.E., Bingen B., Huhma H., Waight T., Vestergaard R., Soesoo A., Skridlaite G., Krzeminska E., Shumlyanskyy L., Holland M.E., Holm-Denoma C., Teixeira W., Faleiros F.M., Ribeiro B.V., Jacobs J., Wang C., Thomas R.J., Macey P.H., Kirkland C.L., Hartnady M.I.H., Eglington B.M., Puetz S.J., Condie K.C., 2022. A geochronological review of magmatism along the external margin of Columbia and in the Grenville-age orogens forming the core of Rodinia. Precambrian Research, 371: 106463.

Jubitz K.-B., Znosko J., Franke D., Garetskyy R. (red.), 1986. Southwest border of the East European Platform. Tectonic Map 1:500 000. IGCP Project 86. Z.G.I., Berlin.

Karaczun K., 1982. Skały podłoża krystalicznego w świetle badań geofizycznych. *W*: Atlas podłoża krystalicznego NE Polski (red. S. Kubicki, W. Ryka): 3–5. Inst. Geol. Warszawa.

Karaczun K., Kubicki S., Ryka W., 1975. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce w skali 1: 500 000. Inst. Geol., Warszawa.

Karnkowski P.H., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. Przegląd Geologiczny, 56: 895–903.

Korabliova L., Sliaupa S., 2006. Relationship of the relief and potential fields of Lithuania and their influence on surface geodynamic processes. *W*: Annual Report of the Lithuanian Geological Survey for 2005: 52–54.

Korja A., Heikkinen P., 2005. The accretionary Svecofennian orogen - insight from the BABEL profiles. Precambrian Research, 136: 241–268.

Korja A., Heikkinen P., Aaro S., 2001. Crustal structure of the northern Baltic Sea palaeorift. Tectonophysics, 331: 341–358.

Korja A., Lahtinen R., Nironen M., 2006. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. Geological Society, London, Memoirs, 32: 561–578.

Królikowski C., Petecki Z., Żółtowski Z., 1999. Main structural units in the Polish part of the East-European platform in the light of gravimetric data. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 386: 5–58.

Krzemińska E., 2010. Geochemiczna i izotopowa rekonstrukcja środowiska geotektonicznego domeny mazowieckiej w podłożu prekambryjskim północno-wschodniej Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 195: 1–74.

Krzemińska E., Williams I.S., Wiszniewska J., 2005. A Late Paleoproterozoic (1.80 Ga) subduction-related mafic igneous suite from Lomza, NE Poland. Terra Nova, 17: 442–449.

Krzemińska E., Wiszniewska J., Skridlaite G., Williams I., 2009. Late Svecofennian sedimentary basins in the crystalline basement of NE Poland and adjacent area of Lithuania: ages, major sources of detritus, and correlations. Geological Quarterly, 53: 255–272.

Krzemińska E., Krzemiński L., Petecki Z., Wiszniewska J., Salwa S., Żaba J., Gaidzik K., Williams I.S., Rosowiecka O., Taran L., Johansson Å., Péczkay Z., Demaiffe D., Grabowski J., Zieliński G., 2017. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Krzemińska E., Johansson Å.E., Krzemiński L., Wiszniewska J., Williams I.S., Petecki Z., Salwa S., 2021. Basement correlation across the southernmost Baltic Sea: Geochemical and geochronological evidence from onshore and offshore deep drill cores, northern Poland. Precambrian Research, 362, 106300.

Krzemińska E., Poprawa P., Pacześna J., Krzemiński L., 2022. From initiation to termination: the evolution of the Ediacaran Volyn large igneous province (SW East European Craton) constrained by comparative geochemis-

Literatura

try of proximal tuffs versus lavas and zircon geochronology. Precambrian Research, 370, 106560.
Krzemińska E., Krzemiński L., Demaiffe D., Poprawa P., Williams I.S., Wiszniewska J., 2025. Evidence of magmatic versus hydrothermal zircon ages and mantle-crust interactions obtained from the Carboniferous alkaline intrusions at the margin of East European Craton (NE Poland). Gondwana Research, 142: 44–72.
Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? Tectonophysics, 718: 83–91.
Kubicki S., Ryka W., 1974. Krystalinik platformy wschodnioeuropejskiej. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 1. Wydaw. Geol., Warszawa.
Kubicki S., Ryka W., 1982. Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Inst. Geol., Warszawa.
Kubicki S., Ryka W., Znosko J., 1972. Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 16: 523–545.
Kukkonen I.T., Lauri L.S., 2009. Modelling the thermal evolution of a collisional Precambrian orogen: high heat production migmatitic granites of southern Finland. Precambrian Research, 168: 233–246.
Kuzmenkova O., Bekker A., Hoffmann A., Shumlyanskyy L., 2019. The U-Pb zircon age of the Paleoproterozoic Kopan granitoid complex (Belarus). *W*: Zdobutki i Perspektivi rozvitku geologichnoï nauki v Ukraïni: Zb. tez nauk. konf., prisvyach. 50-richchyu Inst. Geokhim., mineral., rudoutvorennya im. M.P. Semenenka. T. 1 (Proc. Sci. Conf. Devoted to 50th Anniversary of M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy, and Ore Formation). National Academy of Sciences of Ukraine “Achievements and Development of the Geological Sciences in Ukraine”. 1: 231–232.
Lahtinen R., Huhma H., Kousa J., 2002. Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data. Precambrian Research, 116: 81–109.
Lahtinen R., Korja A., Nironen M., 2005. Palaeoproterozoic tectonic evolution. *W*: Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield (red. M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö): 481–532. Elsevier, Amsterdam.
Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A., 2008. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. Episodes, 31: 20–28.
Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P., 2009. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia. Geological Society, London, Special Publications, 318: 237–256.
Le Maitre R.W., 2002. Igneous rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.
Luosto U., Lanne E., Korhonen H., Guterch A., Grad M., Materzok R., Perchuć E., 1984. Deep structure of the Earth's crust on the SVEKA profile in central Finland. Annales Geophysicae, 2: 559–570.
Luosto U., Tiira, T., Korhonen H., Azbel I., Burmin V., Buyanov A., Kosminskaya I., Ionkis V., Sharov N., 1990. Crust and upper mantle structure along the DSS Baltic profile in SE Finland. Geophysical Journal International, 101: 89–110.
Luosto U., Grad M., Guterch A., Heikkinen P., Janik T., Komminaho K., Lund C., Thybo H., Yliniemi J., 1994. Crustal structure along the SVEKA’91 profile (Finland), Proceedings and Activity Report 1992–1994, XXIV General Assembly of European Seismological Commission, Sept. 19–24, Athens, Greece, 2: 974–983.
Majorowicz J.A., Čermak V., Šafanda J., Krzywiec P., Wróblewska M., Guterch A., Grad M., 2003. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE’97 seismic experiment. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 28: 375–391.
Malehmir A., Bergman B., Andersson B., Sturk R., Johansson M., 2018. Seismic imaging of dyke swarms within the Sorgenfrei–Tornquist Zone (Sweden) and implications for thermal energy storage. Solid Earth, 9: 1469–1485.
Mansfeld J., Beunk F.F., Barling J., 2005. 1.83–1.82 Ga formation of a juvenile volcanic arc – implications from U-Pb and Sm-Nd analyses of the Oskarshamn-Jönköping Belt, southeastern Sweden. GFF, 127: 149–157.
Mazur S., Mikołajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2015. Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? Tectonics, 34: 2465–2477.
Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M., 2017. Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre’a-Tornquista w świetle nowych badań. Przegląd Geologiczny, 65: 1511–1520.
Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Krzywiec P., 2018. Application of two-dimensional gravity models as input parameters to balanced cross-sections across the margin of the East European Craton in SE Poland. Journal of Structural Geology, 116: 223–233.
McLelland J.M., Bickford M.E., Hill B.M., Clechenko C.C., Valley J.W., Hamilton M.A., 2004. Direct dating of Adirondack massif anorthosite by U-Pb SHRIMP analysis of igneous zircon: implications for AMCG complexes. Geological Society of America Bulletin, 116: 1299–1317.
McLelland J.M., Selleck B.W., Hamilton M.A., Bickford M.E., 2010. Late-to post-tectonic setting of some major Proterozoic anorthosite–mangerite–charnockite–granite (AMCG) suites. Canadian Mineralogist, 48: 729–750.
Meschede M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56: 207–218.
Mężyk M., Malinowski M., Mazur S., 2019. Imaging the East European Craton margin in northern Poland using extended correlation processing of regional seismic reflection profiles. Solid Earth, 10: 683–696.
Mężyk M., Malinowski M., Mazur S., 2021. Structure of a diffuse suture between Fennoscandia and Sarmatia in SE Poland based on interpretation of regional reflection seismic profiles supported by unsupervised clustering. Precambrian Research, 358, 106176.
Middlemost E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 37: 215–224.
Mikołajczak M., Mazur S., Krzywiec P., 2026. Revisiting the Fennoscandia–Sarmatia Paleoproterozoic Suture: evidence from the PolandSPAN™ seismic survey and integrated geophysical modelling. Precambrian Research, 433, 108001.
Milano M., Fedi M., Fairhead J.D., 2019. Joint analysis of the magnetic field and total gradient intensity in central Europe. Solid Earth, 10: 697–712.
Morisset C.E., Scoates J.S., Weis D., Friedman R.M., 2009. U-Pb and Ar-40/Ar-39 geochronology of the Saint-Urbain and Lac Allard (Havre-Saint-Pierre) anorthosites and their associated Fe-Ti oxide ores, Quebec: evidence for emplacement and slow cooling during the collisional Ottawan orogeny in the Grenville Province. Precambrian Research, 174: 95–116.
Motuza G., 2004. Lietuvos Prekambro Kristalinio Pamato Geologinis Žemėlapis. Lietuvos geologijos tarnyba.
Motuza G., 2005. Structure and formation of the crystalline crust in Lithuania. Special Papers Polish Mineralogical Society, 26: 69–79.
Motuza G., 2022. The Precambrian Geology of Lithuania: An Integratory Study of the Platform Basement Structure and Evolution. Regional Geology Reviews, Springer Nature, Cham.
Motuza G., Motuza V., 2011. Charnockitic rocks in the crystalline basement of Western Lithuania: implications on their origin and correlation with the Askersund suite in SE Sweden. Geological Quarterly, 55: 63–70.
Motuza G., Motuza V., Salnikova E., Kotov A., 2008. Extensive charnockitic-granitic magmatism in the crystalline crust of West Lithuania. Geologija, 61: 1–16.
Narkiewicz M., Petecki Z., 2016. Comment on “Is the Teissey-re-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica?” by Mazur et al. Tectonics, 35: 1595–1599.
Narkiewicz M., Petecki Z., 2017. Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. Geological Quarterly, 61: 502–520.
Narkiewicz M., Grad M., Guterch A., Janik T., 2011. Crustal seismic velocity structure of southern Poland: preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. Geological Magazine, 148: 191–210.
Nordbäck N., Mattila J., Zwingmann H., Viola G., 2022. Precambrian fault reactivation revealed by structural and K-Ar geochronological data from the spent nuclear fuel repository in Olkiluoto, southwestern Finland. Tectonophysics, 824, 229208.
Pearce J., 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19: 120–125.
Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.C., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956–983.
Petecki Z., Rosowiecka O., 2017. A new magnetic anomaly map of Poland and its contribution to the recognition of crystalline basement rocks. Geological Quarterly, 61: 934–945.
Petecki Z., Wiszniewska J., 2021. Internal structure of the buried Suwałki Anorthosite Massif (East European Craton, NE Poland) based on borehole, magnetic and gravity data combined with new petrological results. Geological Quarterly, 65: 1–17.
Phillips T.B., Jackson C.A.-L., Bell R.E., Duffy O.B., 2018. Oblique reactivation of lithosphere-scale lineaments controls rift physiography – the upper-crustal expression of the Sorgenfrei–Tornquist Zone, offshore southern Norway. Solid Earth, 9: 403–429.
Platt J.P., Vissers R.L.M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. Journal of Structural Geology, 2: 397-410.
Poprawa P., Krzemińska E., Pacześna J., Amstrong R., 2020. Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton – relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. Precambrian Research, 346, 105817.
Pożaryski W. (red.), 1974. Budowa Geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, Cz.1 Niż Polski. Wydaw. Geol., Warszawa.
Rämö O.T., Haapala I., 2005. Rapakivi granites. W: Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield (red. M. Lehtinen i in.): 533–562. Elsevier.
Rämö O.T., Huhma H., Kirs J., 1996. Radiogenic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton. Precambrian Research, 79: 209–226.
Ripa M., Stephens M., 2020. Magmatism (1.6–1.4 Ga) and Mesoproterozoic sedimentation related to intracratonic rifting coeval with distal accretionary orogenesis. Geological Society, London, Memoirs, 50: 269–288.
Roser B.P., Korsch R.J. 1986. Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites Using SiO2 Content and K2O/Na2O Ratio. Journal of Geology, 94: 635–650.

Literatura

Rutland R.W.R., Williams I.S., Korsman K., 2004. Pre-1.91 Ga deformation and metamorphism in the Palaeoproterozoic Vammala Migmatite Belt, southern Finland, and implications for Svecofennian tectonics. Bulletin of the Geological Society of Finland, 76: 93–140.

Ryka W., 1973. Stratygrafia. Prace Instytutu Geologicznego, 68: 138–148.

Ryka W., 1984. Precambrian evolution of the East European Platform in Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 347: 17–28.

Ryka W., 1990. Podłoże krystaliczne polskiej części południowego Bałtyku. Kwartalnik Geologiczny, 34: 21–36.

Ryka W., 1998. Geologia suwalskiego masywu anortozytowego (północno-wschodnia Polska). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 161: 19–26.

Ryka W., Dadlez R., 1995. Podłoże krystaliczne. Plate IV. *W*: Geologiczny atlas południowego Bałtyku (red. E.J. Mojski). Państw. Inst. Geol., Sopot–Warszawa.

Salin E., Woodard J., Sundblad K., 2021. Tracing the SW border of the Svecofennian Domain in the Baltic Sea region: evidence from petrology and geochronology from a granodioritic migmatite. International Journal of Earth Sciences, 110: 1027–1047.

Salminen, J., Elming, S.Å., Mertanen, S., Wang, C., Almqvist, B., Moakhar, M.O., 2021. Paleomagnetic studies of rapakivi complexes in the Fennoscandian shield–Implications to the origin of Proterozoic massif-type anorthosite magmatism. Precambrian Research, 365, 106406.

Salwa S., 2013. Opracowanie modelu budowy geologicznej podłoża pokrywy osadowej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Archiwum NAG, CBGD: 1047424, Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Scoates J.S., 1994. Magmatic evolution of anorthositic and monzonitic rocks in the mid-Proterozoic Laramie anorthosite complex, Wyoming, United States of America. University of Wyoming.

Sharkov E., 2010. Middle-proterozoic anorthosite–rapakivi granite complexes: An example of within-plate magmatism in abnormally thick crust: Evidence from the East European Craton. Precambrian Research, 183: 689–700.

Shcherbak N.P., Pap A.M., Bartnitsky E.N., Zayats A.P., 1990. The uranium – lead isotopicage of granitoids in Belarussia (w j. rosyjskim). Doklady Akademii Nauk Belorusskoy SSR, 34: 740–743.

Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Lesnya I.M., Ponomarenko A.N., 2005. Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield (po rosyjsku). The Archean. Naukova Dumka, Kiev.

Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Petrova A.Yu., Larionova Yu., 2007. Geodynamics of the Eastern Margin of Sarmatia in the Paleoproterozoic. Geotectonica, 41: 38–62.

Shumlyanskyy L., Bekker A., Billström K., Claesson S., Romer R., Albekov A., Rudenko K., 2017. Geochronology and geodynamic setting of Rhyacian (2.25–2.03 Ga) orogenic zones in Sarmatia (SW Baltica). Proceedings of the 14th SGA Biennial Meeting, Québec City, Canada.

Shumlyanskyy L.V., Stepanyuk L.M., Claesson S., Rudenko K.V., Bekker A.Yu., 2018. Uran-svintseva za tsirkonom ta monatsitom geokhrologiya granitoidiv zhitomirskogo ta sheremetivskogo kompleksiv, Pivnichno-Zakhidnyy rayon Ukrainskogo shchita. Mineralogichnyy zhurnal, 40: 63–85 (w j. ukraińskim).

Skridlaite G., Motuza G., 2001. Precambrian domains in Lithuania: evidence of terrane tectonics. Tectonophysics, 339: 113–133.

Skridlaite G., Wiszniewska J., Duchesne J.C., 2003. Ferro-potassic A-type granites and related rocks in NE Poland and S Lithuania: west of the East European Craton. Precambrian Research, 124: 305–326.

Skridlaite G., Siliauskas L., Whitehouse M.J., Johansson Å., Rimsa A., 2021. On the origin and evolution of the 1.86–1.76 Ga Mid-Baltic Belt in the western East European Craton. Precambrian Research, 367: 106403.

Šliaupa S., 2002. Kinematic features of the Telšiai fault in the western Lithuania: structural and permeability prognosis. Geologija, 38: 24–30.

Šliaupa S., Popov M., 1998. Linkage between basement and neotectonic linear structures in Lithuania. Litosfera, 2: 23–36.

Soesoo A., Puura V., Kirs J., Petersell V., Niin M., All T., 2004. Outlines of the Precambrian basement of Estonia. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, 53: 149–164.

Soesoo A., Nirgi S., Plado J., 2020. The evolution of the Estonian Precambrian basement: geological, geophysical and geochronological constraints. Proceedings of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, 10: 18–33.

Solano-Acosta J.D., Soesoo A., Hints R., 2025. Integrated geophysical and emplacement modelling of the Märjamaa and Kloostri rapakivi granitoids, Estonia: insights into intrusion geometry and tectonic controls, Precambrian Research, 430, 107938.

Sorgenfrei T., Buch A., 1964. Deep tests in Denmark 1935–1959. Danmarks geologiske Undersøgelse, III Række, (36): 1–146.

Stephens M.B., Ripa M., Lundström I., Persson L., Bergman T., Ahl M., Wahlgren C.-H., Persson P.-O., Wickström L., 2009. Synthesis of the bedrock geology in the Bergslagen region, Fennoscandian Shield, southcentral Sweden. Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) Ba 58: 1–259.

Sultan L., Claesson S., Plink-Björklund P., 2005. Proterozoic and Archean ages of detrital zircon from the Palaeoproterozoic Västervik Basin, SE Sweden: implications for provenance and timing of deposition. GFF, 127: 17–24.

Sundblad K., Salin E., Claesson S., Gyllencreutz R., Billström K., 2021. The Precambrian of Gotland, a key for understanding the Proterozoic evolution in southern Fennoscandia. Precambrian Research, 363, 106321.

Środa P., POLONAISE P3 Working Group, 1999. P- and S-wave velocity model of the southwestern margin of the Precambrian east European craton; POLONAISE'97, profile P3. Tectonophysics, 314: 175–192.

Taran L.N., 2005. Gabbro-diorite-granodiorite-granite assemblage in Precambrian of NW Belarus. Special Papers PTMin, 26: 85–89.

Taran L.N., Bogdanova S.V., 2001. The Fennoscandia – Sarmatia junction in Belarus new inferences from a PT – study. Tectonophysics, 339: 193–214.

Terentiev R., Santosh M., 2020. Baltica (East European Craton) and Atlantica (Amazonian and West African Cratons) in the Proterozoic: the pre-Columbia connection. Earth-Science Reviews, 210, 103378.

Terentiev R.A., Skryabin V.Y., Santosh M., 2016. U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic magmatic suite from East Sarmatian Orogen: tectonic implications on Columbia supercontinent. Precambrian Research, 273: 165–184.

Thybo H., 2000. Crustal structure and tectonic evolution of the Tornquist Fan region as revealed by geophysical methods. Bulletin of the Geological Society of Denmark, 46: 145–160.

Vejelyte I., Bogdanova S., Salnikova E., Yakovleva S., Fedoseenko A., 2010. Timing of ductile shearing within the Drūkšiai-Polotsk Deformation Zone, Lithuania: a U-Pb titanite age. Estonian Journal of Earth Sciences, 59: 256–262.

Vejelyte I., Bogdanova S., Yi K., Cho M., 2012. The paleo- to Mesoproterozoic tectonic and magmatic evolution of the Telsiai and Druksiai-Polotsk deformation zones in the crystalline basement of Lithuania, East European Craton, reconstructed by U-Pb zircon geochronology. Proceedings of the 34th International Geological Congress, Brisbaine, Australia.

Wahlgren C.-H., Stephens M.B., 2020. Reworking of older (1.8 Ga) continental crust by Mesoproterozoic (1.5–1.4 Ga) orogeny, Blekinge-Bornholm orogen, southeastern Sweden. Geological Society, London, Memoirs, 50: 291–312.

Wilde-Piórko M., Grad M., TOR Working Group, 2002. Crustal structure variation from the Precambrian to Palaeozoic platforms in Europe imaged by the inversion of teleseismic receiver functions – project TOR. Geophysical Journal International, 150: 261–270.

Williams I.S., Krzemińska E., Wiszniewska J., 2009. An extension of the Svecofennian orogenic province into NE Poland: evidence from geochemistry and detrital zircon from Paleoproterozoic paragneisses. Precambrian Research, 172: 234–254.

Wiszniewska J., Krzemińska E., 2021. Advances in geochronology in the Suwałki anorthosite massif and subsequent granite veins, northeastern Poland. Precambrian Research, 361, 106265.

Wiszniewska J., Claesson S., Stein H., Vander Auwera J., Duchesne J.-C., 2002. The north-eastern Polish anorthosite massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation. Terra Nova, 14: 451–461.

Wiszniewska J., Krzemińska E., Dörr W., 2007. Evidence of arc-related Svecofennian magmatic activity in the southwestern margin of the East European Craton in Poland. Gondwana Research, 12: 268–278.

Wybraniec S., 1999. Transformation and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers, 1: 1–88.

Yliniemi J., 1991. Deep seismic soundings in the University of Oulu. Structure and Dynamics of the Fennoscandian Lithosphere, Proc. 2nd Workshop on Investigation of the Lithosphere in the Fennoscandian Shield by Seismological Methods, 1–6.

Znosko J., 1986. O międzynarodowej mapie tektonicznej SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Przegląd Geologiczny, 34: 545–552.

Znosko J. (red.), 1998 – Atlas tektoniczny Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

4.2. STREFA TEISSEYRE'A-TORNQUISTA I GŁĘBOKIE PODŁOŻE NIŻU POLSKIEGO

Stanisław Mazur

Granica pomiędzy platformą prekambryjską północno-wschodniej Polski a platformą paleozoiczną Polski środkowej i zachodniej przebiega wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista (TT), wyrażonej w geofizycznych polach potencjalnych. Strefa TT stanowi geofizyczne odzwierciedlenie strefy przejściowej pomiędzy grubą skorupą platformy prekambryjskiej na północnym wschodzie a cieńszą skorupą podłoża platformy paleozoicznej na południowym zachodzie. Wspomniana strefa przejściowa jest całkowicie przykryta osadami ediakarskimi i fanerozoicznymi, a jej przebieg rozpoznano wyłącznie na podstawie danych geofizycznych, w tym tych, które definiują strefę TT. Szerokość strefy TT sięga 50 km, odzwierciedlając zmianę głębokości granicy Moho o 6–8 km oraz nachylenie stropu prekambryjskiego podłoża, który obniża się ku południowemu zachodowi o ok. 8–12 km pod miąższymi sukcesjami osadowymi paleozoiku i mezozoiku. W konsekwencji grubość skorupy krystalicznej zmniejsza się w obrębie strefy TT o 16–20 km. Jednocześnie zmniejszeniu ulega grubość całej litosfery – ze 150–200 km pod platformą prekambryjską do 80–120 km pod platformą paleozoiczną. Choć interpretacje charakteru strefy TT i jej geologicznego uzasadnienia zmieniały się kilkakrotnie w przeszłości, nowe dane sugerują, że odwzorowuje ona strefę wycienienia skorupy kontynentalnej, uformowaną w wyniku ediakarskiego ryftingu, a następnie poddaną dalszemu rozciąganiu w trakcie ryftingu kontynentalnego we wczesnym permie. W efekcie tych procesów platforma paleozoiczna na znacznym obszarze południowo-zachodniej Polski spoczywa na silnie rozciągniętej skorupie kratonu wschodnioeuropejskiego, która sięga w podłożu tej platformy aż do granicy bloków górno- i dolnośląskiego.

4.2.1. Wprowadzenie

Strefa Teisseyre'a-Tornquista stanowi jeden z najbardziej spektakularnych lineamentów geofizycznych Europy (Pharaoh, 1999; Pharaoh i in., 2006). Tradycyjnie jest ona utożsamiana z granicą tektoniczną pomiędzy prekambryjską platformą wschodnioeuropejską a platformą paleozoiczną (fig. 1; Pharaoh, 1999). Wspomniana granica jest dobrze widoczna na refrakcyjnych profilach sejsmicznych jako strefa przejściowa pomiędzy grubą skorupą wschodniej Europy a cieńszą skorupą paleozoicznej platformy Europy Zachodniej (np. Guterch i in., 2010). Podobnie, strefa TT jest dobrze rozpoznawalna na mapach anomalii magnetycznych i grawimetrycznych (np. Wybraniec, 1999) oraz na mapach rozkładu strumienia cieplnego (np. Čermák i in., 1989). Położona na północny wschód od strefy TT platforma prekambryjska posiada gruby, paleoproterozoiczny i – poza granicami Polski – archaiczny cokół (fundament) krystaliczny, którego pokrywa osadowa obejmuje (miejscami) dosyć miąższe sekwencje neoproterozoiczne i fanerozoiczne. Na południowym zachodzie ze strefą TT graniczą, z kolei, zdeformowane tektonicznie serie osadowe pasm fałdowo-nasuwczych kaledonidów pomorskich (zob. podrozdział 5.1.3) i zewnętrznej strefy waryscydów (zob. podrozdział 5.1.4.2; fig. 2). W związku z tym na obszarze Polski, na południowy zachód od strefy TT, wyróżnia się platformę paleozoiczną, której cokół stanowi nie tylko podłoże krystaliczne, ale także pofałdowane, choć niezmetamorfizowane, dolnopaleozoiczne sukcesje osadowe kaledonidów oraz dolno- i górnopaleozoiczne sukcesje waryscydów. Pokrywę platformową tworzą natomiast niezdeformowane lub tylko słabo tektonicznie zdeformowane serie posylurskie w przypadku kaledonidów oraz pokarbońskie – na obszarze waryscydów. Jak już wspomniano, granicę zasięgu obu platform w przypowierzchniowych partiach skorupy wyznacza się w przybliżeniu wzdłuż strefy TT. Nie oznacza to jednak, że granica skorupy kratonu wschodnioeuropejskiego na wszystkich poziomach głębokościowych podściela strefę TT, gdyż podłoże i pokrywa kratonu w rzeczywistości przedłużają się ku południowemu zachodowi poza strefę TT i stanowią krystaliczną część cokołu platformy paleozoicznej. Kwestia ta jest szerzej dyskutowana w dalszej części rozdziału[1].

Strefa TT, mimo iż znana tylko z pomiarów geofizycznych, była najczęściej interpretowana w przeszłości wprost jako struktura tektoniczna – reliktowa granica płyty tektonicznej kratonu wschodnioeuropejskiego, rozdzielająca starą Europę prekambryjską od młodszej, paleozoicznej (np. Tornquist, 1908; Teisseyre, 1921; Brochwicz-Lewiński i in., 1981; Pożaryski i in., 1982; Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in., 2015). Istniały jednak również alternatywne opinie, według których kraton wschodnioeuropejski – a przynajmniej jego dolna skorupa – sięgać ma dalej na południowy zachód, pod platformę paleozoiczną, a zatem poza strefę TT (Berthelsen, 1998; Pharaoh, 1999; Grad i in., 2002; Winchester i in., 2002; Malinowski i in., 2005; Żelaźniewicz i in., 2009; Mazur i in., 2015, 2016a, b, 2021; Mikołajczak i in., 2019). Przez długi czas odpowiedź na pytanie: jakiego rodzaju jest budowa głębokiego podłoża strefy TT, pozostawała niejasna z powodu braku odpowiednich danych geofizycznych obrazujących jej głęboką strukturę. Sytuacja ta poprawiła się wraz z pojawieniem się wysokorozdzielczych profili sejsmiki refleksyjnej obrazujących strukturę południowo-zachodniego skłonu platformy prekambryjskiej (Malinowski i in., 2013; Krzywiec i in., 2014).

Poniżej, w oparciu o wyniki wcześniejszych, wstępnych prac przeglądowych (Mazur i in., 2017, 2018a), przedstawiono wyniki ilościowej interpretacji danych grawimetrycznych i magnetycznych, zintegrowanych z interpretacją profili sejsmicznych programu PolandSPAN™ oraz POLCRUST-01, a także z niektórymi starszymi profilami sejsmiki refrakcyjnej. W oparciu o te dane przedstawiono interpretację wgłębnej struktury przejścia między platformami prekambryjską i paleozoiczną warunkującej geofizyczny obraz strefy TT, a także struktur głębokiego podłoża Niżu Polskiego rozciągającego się dalej na południowy zachód, aż po Sudety i blok górnośląski (fig. 2). Dane te wskazują na wspomnianą na wstępie kontynuację prekambryjskiej skorupy kratonu wschodnioeuropejskiego oraz jego dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej ku południowemu zachodowi – pod platformę paleozoiczną zachodniej Polski. Osobną kwestią dyskutowaną w literaturze (np. Mazur i in., 2015, 2018a) jest ewentualna obecność kilu skorupowego występującego pod strefą TT.

W szerszym kontekście geologii europejskiej, zaprezentowane dane przemawiają za lokalizacją strefy kolizji Awalonii z Baltiką – szwu kaledońskiego (szew Thora) – nie wzdłuż strefy TT, lecz wyraźnie dalej na południowy zachód, w północno-wschodnich Niemczech i południowo-zachodniej Polsce (zob. też podrozdział 5.1.3). Dodatkową implikacją jest położenie rozległych paleozoicznych i permsko-mezozoicznych basenów osadowych zachodniej Polski nad rozciągniętym, wycienionym i głęboko pogrążonym obrzeżeniem paleokontynentu Baltiki. Argumenty geofizyczne i geologiczne przedstawione poniżej wskazują, że głębokie struktury skorupowe odzwierciedlone przez strefę TT zostały uformowane w prekambrze podczas rozpadu Rodinii i dodatkowo przebudowane podczas ryftingu kontynentalnego we wczesnym permie (Mikołajczak i in., 2019; Mazur i in., 2021).

4.2.2. Obraz geofizyczny strefy Teisseyre'a-Tornquista

Głęboka struktura skorupy w strefie przejścia między kratonem wschodnioeuropejskim a platformą paleozoiczną, utożsamianą od dawna ze strefą TT, jest najlepiej zobrazowana przez gęstą sieć sejsmicznych profili refrakcyjnych (Guterch, Grad, 2006), głębokie profile refleksyjne (Malinowski i in., 2013; Krzywiec i in., 2014; fig. 3) oraz rezultaty wysokiej jakości powierzchniowych i lotniczych badań grawimetrycznych i magnetycznych (fig. 4; np. Wybraniec, 1999). Strefa TT ma ok. 50 km szerokości i poniżej niej dochodzi do wyraźnej zmiany głębokości powierzchni Moho. Podczas gdy głębokość Moho pod polską częścią platformy prekambryjskiej sięga 42–49 km, pod platformą paleozoiczną zmniejsza się do 31–38 km (np. Guterch, Grad, 2006; Guterch i in., 2010). Jednocześnie strop prekambryjskiego podłoża w obrębie strefy TT opada ku południowemu zachodowi o ok. 8–12 km (fig. 5; Mazur i in., 2015; Grad, Polkowski, 2016; Mikołajczak i in., 2019; Krzywiec i in., 2017a).

Rozkład prędkości fal poprzecznych (S) w górnym płaszczu Ziemi, uzyskany na podstawie tomografii sejsmicznej, potwierdza, że strefa TT pokrywa się z rozległą strefą przejściową pomiędzy obszarem wysokich prędkości fal S pod platformą prekambryjską a obszarem niskich prędkości pod platformą paleozoiczną (Zhu i in., 2015). Dodatkowo strefa TT odpowiada kierunkowi szybszego rozchodzenia się fal S w górnym płaszczu (Zhu, Tromp, 2013). Jest to zgodne z płynnymi zmianami anizotropii sejsmicznej na granicy platformy prekambryjskiej i paleozoicznej (Vecsey i in., 2014).

[1] Należy przy okazji wyjaśnić, że, aby nadmiernie nie komplikować przedstawienia na mapach geologicznych i tektonicznych przestrzennych zagadnień współwystępowania na różnych głębokościach i w różnych planach strukturalnych oraz nakładania się na siebie w rzucie pionowym elementów odmiennych jednostek tektonicznych, za granice tektoniczne pomiędzy nimi w typowym ujęciu geologiczno-kartograficznym przyjmuje się granice wynikające z sytuacji zachodzących na powierzchni obrazowanej na mapie. I tak, w przypadku granicy pomiędzy platformami prekambryjską a paleozoiczną wyznaczanej w rejonie Lubelszczyzny, najpłycej uwidocznia się ona na powierzchni podjurajskiej, odsłaniającej utwory karbonu i starsze. Na tej powierzchni za granicę między obiema platformami należy zatem przyjąć front deformacji waryscyjskiej w obrębie sukcesji fanerozoicznej, nadścielającej fundament krystaliczny EEC (kratonu wschodnioeuropejskiego, ang. *East European Craton*). Front ten przebiega wzdłuż stref uskokowych Kocka oraz Izbicy–Zamościa (Krzywiec i in., 2017a; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; Kufrasa i in., 2019; zob. też podrozdziały 4.3 i 5.1.4.2), a zdeformowana tektonicznie pokrywa EEC stanowi tam już podłoże platformy paleozoicznej, podścielonej też przez głębiej leżący fundament EEC. Przykład ten pokazuje trudności przy próbach jednoznacznego definiowania zasięgu i granic niektórych jednostek tektonicznych.

Strefa TT wyraźnie odznacza się również w obrazach pola siły ciężkości i pola magnetycznego (Królikowski, Petecki, 1995; Królikowski, Wybraniec, 1996; Wybraniec, 1999) oraz w rozkładzie strumienia cieplnego (Čermák i in., 1989; Majorowicz i in., 2003). Generalnie, obszary platformy prekambryjskiej, w których strop krystalicznego podłoża zalega stosunkowo płytko, odpowiadają strefom wysokich anomalii grawimetrycznych i magnetycznych. Natomiast platforma paleozoiczna, w której podłoże krystaliczne zalega głębiej, cechuje się niskimi wartościami tych anomalii (fig. 4).

Strefa TT, znajdująca się pomiędzy tymi kontrastującymi domenami geofizycznymi, pokrywa się z maksymalnym lateralnym gradientem pola siły ciężkości i pola magnetycznego (fig. 4). Na całej długości strefy TT głęboka struktura skorupy na przejściu między platformą prekambryjską i paleozoiczną jest przykryta grubą serią osadów paleozoicznych, permsko-mezozoicznych i czwartorzędowych. Z tego względu rekonstrukcja jej współczesnej wgłębnej budowy oraz ewolucji tektonicznej w przeszłości musi opierać się przede wszystkim na interpretacji danych geofizycznych i wynikach wierceń – natomiast geologia powierzchniowa ma tu znaczenie drugorzędne.

Struktura sejsmiczna kratonu wschodnioeuropejskiego, ujawniona w refrakcyjnych badaniach sejsmicznych, charakteryzuje się trzema niemal poziomymi i jednolitymi warstwami o prędkościach fal P wynoszących 6,1–6,4, 6,5–6,7 i 7,0–7,2 km/s, wraz ze wzrostem głębokości (Grad i in., 2002). Głębokość nieciągłości Moho wynosi od 39–45 km w północno-wschodniej Polsce do 50 km na Litwie (fig. 6; Guterch, Grad, 2006; Mazur i in., 2021). Paleoproterozoiczny kraton wschodnioeuropejski składa się głównie z granulitów, migmatytów, anortozytów i granitognejsów (Krzemińska i in., 2017; zob. też podrozdział 4.1). Skały te tworzą pasma o przebiegu północno-wschodnim, przebiegające w przybliżeniu prostopadle do strefy TT (Bogdanova i in., 1996; Krzemińska i in., 2017). Pokrywa osadowa platformy prekambryjskiej na jej południowo-zachodnim skłonie składa się z trzech sukcesji: ediakarsko-wczesnopaleozoicznej, dewońsko-karbońskiej i permsko-mezozoicznej. Sekwencja dolnego paleozoiku ma znaczną miąższość i duży lateralny zasięg. Jej dolna część powstała na pasywnym obrzeżeniu kontynentalnym Baltiki, przechodząc ku górze w sylurski basen przedgórski kaledonidów (zob. podrozdział 5.1.3), który rozwinął się przed frontem nasunięć kaledońskich (Poprawa i in., 1999; Mazur i in., 2018b).

Platforma paleozoiczna charakteryzuje się miąższą górną skorupą o niskich prędkościach fal podłużnych P (<6,0 km/s) do głębokości ok. 20 km, stosunkowo cienką skorupą środkową (6–12 km) z V_p w zakresie 6,2–6,4 km/s i dolną skorupą o prędkościach 6,8–7,2 km/s (np. Guterch, Grad, 2006). Dolna skorupa w północno-zachodniej Polsce wykazuje wysoki gradient prędkości i silną refleksyjność (Guterch, Grad, 2006). Nieciągłość Moho zalega na głębokości od 38 do 31 km w środkowej i północnej Polsce (fig. 6; Guterch, Grad, 2006). Pokrywę osadową platformy paleozoicznej tworzy basen polski, którego permsko-mezozoiczne wypełnienie osadowe osiąga maksymalną miąższość 8 km (fig. 7; Dadlez i in., 1995; zob. podrozdział 5.2.1). Największa miąższość występuje w bruździe środkowopolskiej, wydłużonym depocentrum sedymentacyjnym o przebiegu NW–SE, przylegającym do strefy TT od południowego zachodu (fig. 7; Dadlez i in., 1995). To depocentrum uległo następnie inwersji tworząc antyklinorium środkowopolskie w późnej kredzie–wczesnym paleogenie (np. Dadlez i in., 1995; Krzywiec, 2002). Pod basenem polskim zalega gruba sekwencja karbońska, reprezentująca osady pasywnego obrzeżenia Laurosji i waryscyjskiego basenu przedgórskiego (np. Mazur i in., 2010, 2020). Sukcesja karbońska uległa deformacji na obszarze waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego (np. Mazur i in., 2020). Osady przedpermskie sięgają maksymalnie 4–5 km grubości (Dadlez i in., 1995; Grad, Polkowski, 2016; Mikołajczak i in., 2019), ale zostały nawiercone jedynie na wąskim obszarze kaledonidów pomorskich, bezpośrednio na południowy zachód od strefy TT (fig. 1, 2). Ich litologia jest podobna do litologii dolnopaleozoicznego basenu bałtyckiego na południowo-zachodnim skłonie platformy prekambryjskiej (np. Modliński, Podhalańska, 2010).

4.2.3. Modelowanie geofizyczne strefy granicznej kratonu i platformy paleozoicznej z użyciem danych grawimetrycznych, magnetycznych i sejsmicznych

Punktem wyjścia do przeprowadzonych analiz była obserwacja, że w północnej i centralnej Polsce strefie TT towarzyszą rozległe ujemne anomalie grawimetryczne – tzw. pomorski i kujawski niże grawimetryczne – wydłużone równolegle do jej przebiegu (fig. 4). Odmienna sytuacja występuje w południowo-wschodniej Polsce, gdzie strefa TT przecina obszar dodatnich anomalii związanych z małopolskim wyżem grawimetrycznym, nie powodując jego wyraźnych zaburzeń. W tym rejonie dodatnie anomalie grawimetryczne są interpretowane jako efekt obecności w dolnej skorupie ciał o wysokiej gęstości (np. Perchuć, 1984; Malinowski i in., 2005; Janik i in., 2005, 2009; Środa i in., 2006). Z kolei geneza ujemnych anomalii równoległych do strefy TT w północnej i centralnej Polsce nie jest jednoznaczna. Uwzględniając fakt spłycenia granicy Moho pod platformą paleozoiczną względem platformy prekambryjskiej (Grad i in., 2002; Guterch, Grad, 2006; Guterch i in., 2010), należałoby raczej oczekiwać obecności anomalii dodatnich. Efekt ten jest jednak częściowo równoważony przez jednoczesne pogłębienie stropu krystalicznego podłoża ku południowemu zachodowi. W jakim stopniu te przeciwstawne czynniki kompensują się wzajemnie – lub czy dodatkowo działają inne mechanizmy – pozostaje pytaniem otwartym, którego nie da się rozstrzygnąć na podstawie samej analizy jakościowej. Wymaga to zastosowania ilościowych modeli geofizycznych opartych na precyzyjnej analizie danych. Podobna niejednoznaczność dotyczy interpretacji anomalii magnetycznych. Na podstawie samej analizy wizualnej trudno jednoznacznie stwierdzić, czy silny lateralny gradient pola magnetycznego w strefie TT (fig. 4) wynika wyłącznie z głębokiego pogrążenia magnetycznego podłoża pod platformą paleozoiczną, czy też odzwierciedla kontakt bloków skorupy krystalicznej o różnej podatności magnetycznej.

Do opracowania modeli ilościowych wykorzystano dane z profili sejsmicznych PolandSPAN (Krzywiec i in., 2014), przetworzonych do skali głębokościowej (fig. 8). Wprowadzenie do modeli horyzontów sejsmicznych odpowiadających stropowi krystalicznego podłoża oraz głównym jednostkom litostratygraficznym w pokrywie osadowej istotnie zmniejszyło niejednoznaczność rozwiązań, ograniczając liczbę możliwych interpretacji. Ponieważ oryginalne profile PolandSPAN nie obrazują dolnej skorupy ani granicy Moho, zostały one zintegrowane z danymi grawimetrycznymi i magnetycznymi w celu pełnego odwzorowania struktury skorupy wzdłuż strefy TT. Do modelowania głębokości stropu dolnej skorupy oraz granicy Moho wykorzystano siatki opracowane przez Maystrenkę, Scheck-Wenderoth (2013) oraz Mazura i in. (2021), powstałe na podstawie łącznej inwersji danych grawimetrycznych oraz horyzontów sejsmicznych z eksperymentów refrakcyjnych.

Modelowanie dwuwymiarowe przeprowadzono wzdłuż wybranych profili PolandSPAN, które przecinają strefę TT w całości lub częściowo (fig. 4; Mazur i in., 2015, 2016a, 2018a; Mikołajczak i in., 2019). Zastosowano oprogramowanie Geosoft GM-SYS, oparte na klasycznej metodzie Talwaniego, Ewinga (1960), umożliwiającej obliczenie syntetycznych odpowiedzi grawimetrycznych i magnetycznych generowanych przez ciała zdefiniowane w modelu. Szczegółowy opis metodologii znajduje się w cytowanych wyżej publikacjach.

4.2.4. Struktura wgłębna skorupy ziemskiej w strefie Teisseyre'a-Tornquista

Analiza ilościowa potwierdziła szereg wcześniejszych ustaleń dotyczących budowy skorupy ziemskiej w rejonie strefy TT, przedstawionych m.in. przez Królikowskiego, Peteckiego (1995), Królikowskiego, Wybrańca (1996) oraz Wybrańca (1999). Uzyskane wyniki wskazują, że strefa TT wyznacza granicę dwóch kontrastujących domen litosferycznych, wzdłuż której występują maksymalne lateralne gradienty pola siły ciężkości i pola magnetycznego (fig. 4). Modelowanie dwuwymiarowe potwierdziło również, że granica Moho znajduje się płycej pod platformą paleozoiczną niż pod platformą prekambryjską (fig. 8).

Oprócz potwierdzenia znanych wcześniej cech, badania dostarczyły także nowych informacji na temat wgłębnej budowy skorupy w rejonie strefy TT, dotąd nieopisywanych w literaturze. W szczególności wykazano, że dopasowanie obliczonych anomalii grawimetrycznych w modelach geofizycznych do profilów obserwowanych wymaga założenia lokalnego obniżenia granicy Moho w obrębie strefy TT. Trzy modele dla profilów PL-5300, PL-5400 i PL-5600 (fig. 8) wskazują na obecność kilu skorupowego pod strefą TT w Polsce środkowej i północno-zachodniej. Struktura ta ma szerokość 20–30 km i jest zlokalizowana pod osiową częścią kujawskiego i pomorskiego niżu grawimetrycznego. Kil sięga do głębokości 46–48 km, co oznacza, że granica Moho w jego obrębie jest położona o ok. 6–8 km głębiej niż w otaczających obszarach (fig. 7). W modelowaniu przyjęto minimalną realistyczną gęstość skorupy w obrębie strefy TT – 2,7 g/cm³ – co jest wartością niższą niż sugerowana na podstawie danych sejsmiki refrakcyjnej (Grad i in., 2003; Guterch i Grad, 2006; Guterch i in., 2010). Gdyby zwiększyć tę wartość zgodnie z danymi sejsmicznymi, kil skorupy byłby większy, prawdopodobnie zbliżony do zaprezentowanego przez Grada i in. (2003: ich figura 8a). Również odrzucenie założeń o zwiększonej gęstości górnego płaszcza pod platformą paleozoiczną (jak przyjęto w modelach PL-5300 i PL-5400, por. Grad i in., 2003; Janik i in., 2009) skutkowałoby większym rozmiarem modelowanego kilu.

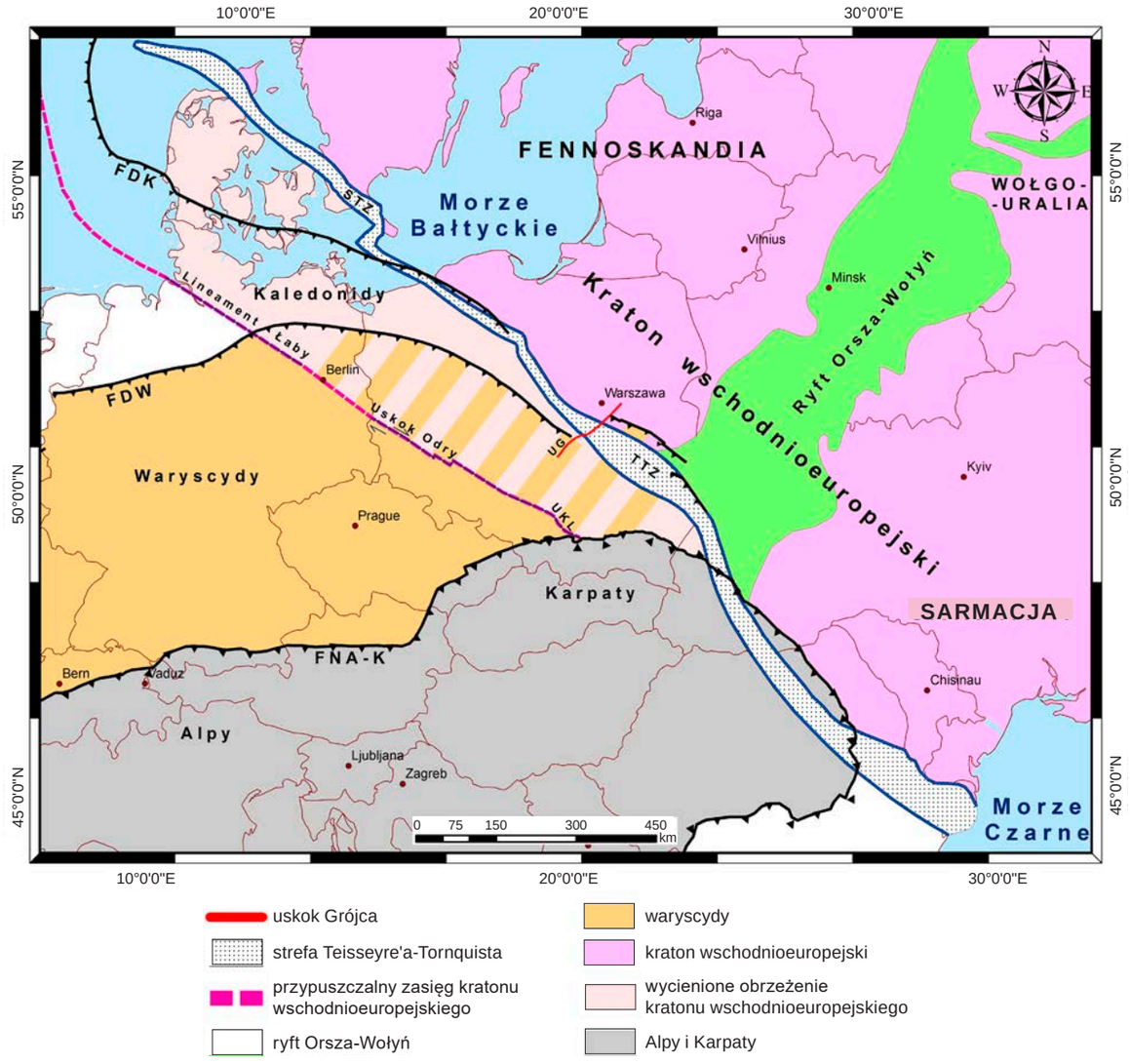


FIG. 1. Uproszczona mapa tektoniczna Europy Środkowej pokazująca położenie strefy TT. Mapę skompilowano na podstawie kilku źródeł, w tym Bogdanovej i in. (2008) oraz Mikołajczaka i in. (2019). Naprzemienne pomarańczowe i bladoróżowe pasy obrazują obrzeżenie kratonu wschodnioeuropejskiego przykryte przez pasmo waryscyjskie i jego basen przedgórski oraz basen permsko-mezozoiczny. Układ współrzędnych użyty na wszystkich mapach w tym rozdziale to Polska'92. FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; FNA-K – front nasunięć alpejsko-karpackich; STZ – strefa Sorgenfreia-Tornquista; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; UG – uskok Grójca; UKL – uskok Kraków–Lubliniec

Modele dwuwymiarowe wykazują ciągłość strukturalną stropu podłoża krystalicznego w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego, który systematycznie zapada ku południowemu zachodowi. Strop krystalicznego podłoża zanurza się pod permsko-mezozoiczne osady basenu polskiego oraz starsze formacje paleozoiczne w jego części północno-zachodniej, a także pod bloki łysogórski i małopolski w części południowo-wschodniej (fig. 8). Głębokość stropu krystalicznego podłoża kratonu wschodnioeuropejskiego w obrębie strefy TT wynosi od 11–13 km w Polsce północno-zachodniej i centralnej do 16–18 km w Polsce południowo-wschodniej (fig. 9).

Geometria profili magnetycznych przecinających strefę TT odpowiada przebiegowi stropu podłoża, który zapada w kierunku południowo-zachodnim (fig. 8). Świadczy to o tym, że głównym czynnikiem kontrolującym lateralne gradienty pola magnetycznego w obrębie strefy TT jest zmienność głębokości występowania podłoża krystalicznego. Wniosek ten potwierdza również obserwowany wzrost długości falowej anomalii magnetycznych w miarę zbliżania się do strefy TT od strony platformy prekambryjskiej (fig. 4B). Długość falowa to najmniejsza odległość między dwoma punktami, w których wykres zmienności magnetyzacji – mający kształt sinusoidy – powtarza się w taki sam sposób.

Podsumowując, modelowanie dwuwymiarowe nie wykazało obecności wyraźnych kontrastów gęstości w obrębie skorupy krystalicznej wzdłuż strefy TT w centralnej i północno-zachodniej Polsce. Co więcej, nawet przy założeniu minimalnej dopuszczalnej gęstości podłoża krystalicznego (2,7 g/cm³), nie udało się odwzorować obserwowanych ujemnych anomalii grawimetrycznych w rejonie Pomorza i Kujaw bez wprowadzenia lokalnego obniżenia granicy Moho pod strefą TT. W przeciwieństwie do tego, w rejonie Lubelszczyzny jest obserwowany wyraźny kontrast gęstości w obrębie skorupy, który jednak wiąże się z obecnością ciał o podwyższonej gęstości zlokalizowanych w krystalicznym podłożu (Perchuć, 1984; Malinowski i in., 2005; Janik i in., 2005; Środa i in., 2006).

Modele dwuwymiarowe wskazują na ciągłość stropu podłoża krystalicznego na całej ich długości od platformy prekambryjskiej po podłoże platformy paleozoicznej. Brak jest dowodów na kontakt w poprzek strefy TT odrębnych bloków litosfery o odmiennych własnościach fizycznych. Potwierdza to również obecność niezaburzonych tektonicznie osadów dolnopaleozoicznych, które zalegają bezpośrednio na krystalicznym podłożu wzdłuż środkowego odcinka strefy TT. W częściach północno-zachodniej i południowo-wschodniej strefy TT obserwuje się deformacje w obrębie pokrywy osadowej, jednak mają one charakter naskórkowy i są związane z obecnością, odpowiednio, kaledońskiego (Mazur i in., 2016a) i waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego (Antonowicz i in., 2003; Krzywiec i in., 2017a, b).

4.2.5. Implikacje dla ewolucji tektonicznej

W ciągu ostatnich trzech dekad strefa TT była najczęściej interpretowana jako reliktowa granica tektoniczna utworzona w ediakarze i we wczesnym paleozoiku wzdłuż południowo-zachodniego obrzeżenia paleokontynentu Baltika (np. Franke, 1995; Dadlez i in., 2005; Malinowski i in., 2015; Narkiewicz i in., 2015). Niektórzy zwolennicy tej hipotezy zakładali, że strefa TT reprezentuje strefę przesuwczą, stanowiącą szew tektoniczny utworzony w miejscu transformującej granicy płyt litosfery (Brochwicz-Lewiński i in., 1984; Pożaryski, 1990; Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in., 2015).

Jednakże regularna, niezaburzona geometria stropu krystalicznego podłoża na skłonie platformy wschodnioeuropejskiej wzdłuż strefy TT (fig. 8), ujawniona dzięki profilom sejsmicznym POLAND-SPAN (Mazur i in., 2015, 2016a; Krzywiec i in., 2017a) oraz POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013, 2015; Krzywiec i in., 2017b), a także poprzez modelowanie pól potencjalnych (Mazur i in., 2015, 2016a, b, 2017, 2018a), jest trudna do pogodzenia z obecnością paleozoicznego szwu tektonicznego w tej strefie. Również obecność niezaburzonych osadów dolnopaleozoicznych zalegających bezpośrednio na podłożu krystalicznym w centralnej Polsce (fig. 8) stoi w sprzeczności z taką interpretacją.

Jeśli uznać, że Baltika była paleokontynentem powstałym w wyniku rozpadu Rodinii w ediakarze (Torsvik i in., 1990, 1992) i istniejącym aż do kolizji z Laurencją w sylurze, wówczas podłoże

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

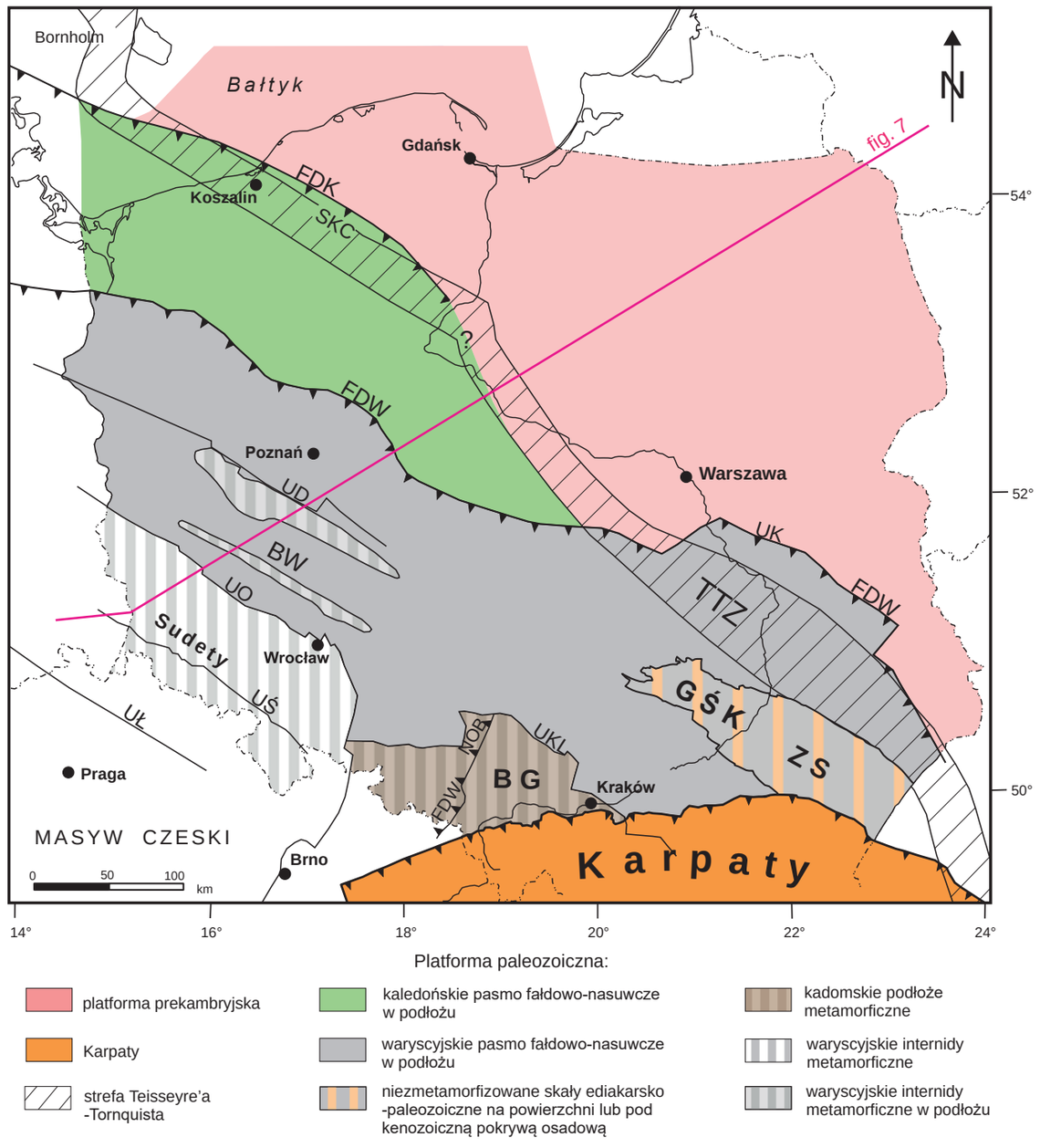


FIG. 2. Prowincje tektoniczne Polski pod permsko-kenozoiczną pokrywą platformową (Mazur, 2024, zmodyfikowano). BG – blok górnośląski; BW – blok wolsztyński; FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; GŚK – Góry Świętokrzyskie; NOB – nasunięcie Orłowej–Boguszowic; SKC – strefa Koszalin–Chojnice; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; UD – uskok Dolska; UK – uskok Kocka; UKL – uskok Kraków–Lubliniec; UŁ – uskok Łaby; UO – uskok Odry; UŚ – uskok śródsudecki; ZS – zrąb Sanu

krystaliczne po obu stronach strefy TT należy do Baltiki. Oznacza to również, że oś ediakarskiego ryftu znajdowała się na zachód od obecnej pozycji strefy TT. Przedłużenie prekambryjskiej skorupy kratonu wschodnioeuropejskiego pod paleozoiczną platformę Polski środkowej i zachodniej postulował już Berthelsen (1998) na podstawie profilu sejsmicznego LT-7. Według tego autora strefa TT miała reprezentować jednak permsko-mezozoiczny „pseudoszew tektoniczny" (ang. *pseudosuture*), powstały podczas otwierania się basenu polskiego. Miał się on utworzyć nad niskokątową, listryczną powierzchnią odkłucia w plastycznej części skorupy, w wyniku wczesnopermskiego ryftingu kontynentalnego – zgodnie z klasycznym modelem Wernickego (1985). Model Berthelsena został w dużej mierze przyjęty w pracy przeglądowej Pharaoha (1999), dotyczącej głębokiej budowy strefy szwu transeuropejskiego (TESZ), rozwiniętej na południowo-zachodnim obrzeżeniu platformy prekambryjskiej. Jednocześnie uskok Kraków–Lubliniec, wyznaczający obecną granicę między terranem Brunovistulii a blokiem małopolskim (fig. 2), został zinterpretowany jako potencjalna granica Baltiki (Żaba, 1999).

Niektórzy badacze, mimo inspiracji koncepcją Berthelsena (1998), przyjęli ją tylko częściowo. Grad i in. (2002) oraz Winchester i in. (2002) uznali, że jedynie dolna skorupa Baltiki sięga poza strefę TT, aż do uskoku Odry (fig. 10), podczas gdy górną skorupę interpretowano jako kaledońską pryzmę akrecyjną. Pogląd, zgodnie z którym górna skorupa i dolnopaleozoiczna część platformy paleozoicznej miały pochodzenie awalońskie, został jednak zakwestionowany po odkryciu, że ordowickie i sylurskie osady kaledonidów pomorskich pochodzą ze źródeł związanych z Baltiką (Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa i in., 2006).

Głęboka architektura litosfery w poprzek strefy TT została odwzorowana wzdłuż profilu P4 (fig. 10) przez Wilde-Piórko i in. (2010) na podstawie danych refrakcyjnych i telesejsmicznych. Na ich profilu występuje gwałtowna zmiana grubości litosfery pod strefą TT – z ok. 200 km pod platformą prekambryjską do ok. 120 km pod przyległą częścią platformy paleozoicznej (zob. także Geissler i in., 2010; Maystrenko, Scheck-Wenderoth, 2013; Janutyte i in., 2014). Ponadto, ok. 150 km na południowy zachód od strefy TT występuje kolejny wyraźny spadek grubości litosfery – z 120 do 90 km – na granicy litosfery i astenosfery (fig. 10).

Jednocześnie Dadlez i in. (2005), kontynuując wcześniejsze interpretacje Brochwicza-Lewińskiego i in. (1984) oraz Pożaryskiego (1990), zaproponowali hipotezę, według której strefa TT powstała w miejscu transformującej krawędzi Baltiki podczas orogenezy kaledońskiej. Zdaniem tych autorów, proksymalne terrany o pochodzeniu bałtyckim dokowały wzdłuż strefy TT do obrzeżenia paleokontynentu Baltiki. Mimo że Dadlez i in. (2005) nie zaprezentowali nowych danych, to ich koncepcja przewidywała obecność skorupy Baltiki w głębokim podłożu platformy paleozoicznej na południowy zachód od strefy TT. Interpretacja Dadleza i in. (2005) została również przywołana w publikacjach opartych na danych z głębokiego profilu sejsmicznego POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015), który przecina południowo-wschodnią Polskę (fig. 3). Interpretacja ta jednak ignoruje fakt, że profil POLCRUST-01 jednoznacznie dokumentuje przedłużenie krystalicznego podłoża kratonu wschodnioeuropejskiego w kierunku południowo-zachodnim, pod bloki łysogórski i małopolski, na odległość co najmniej 50 km poza strefę TT (Malinowski i in., 2013; Krzywiec i in., 2017b).

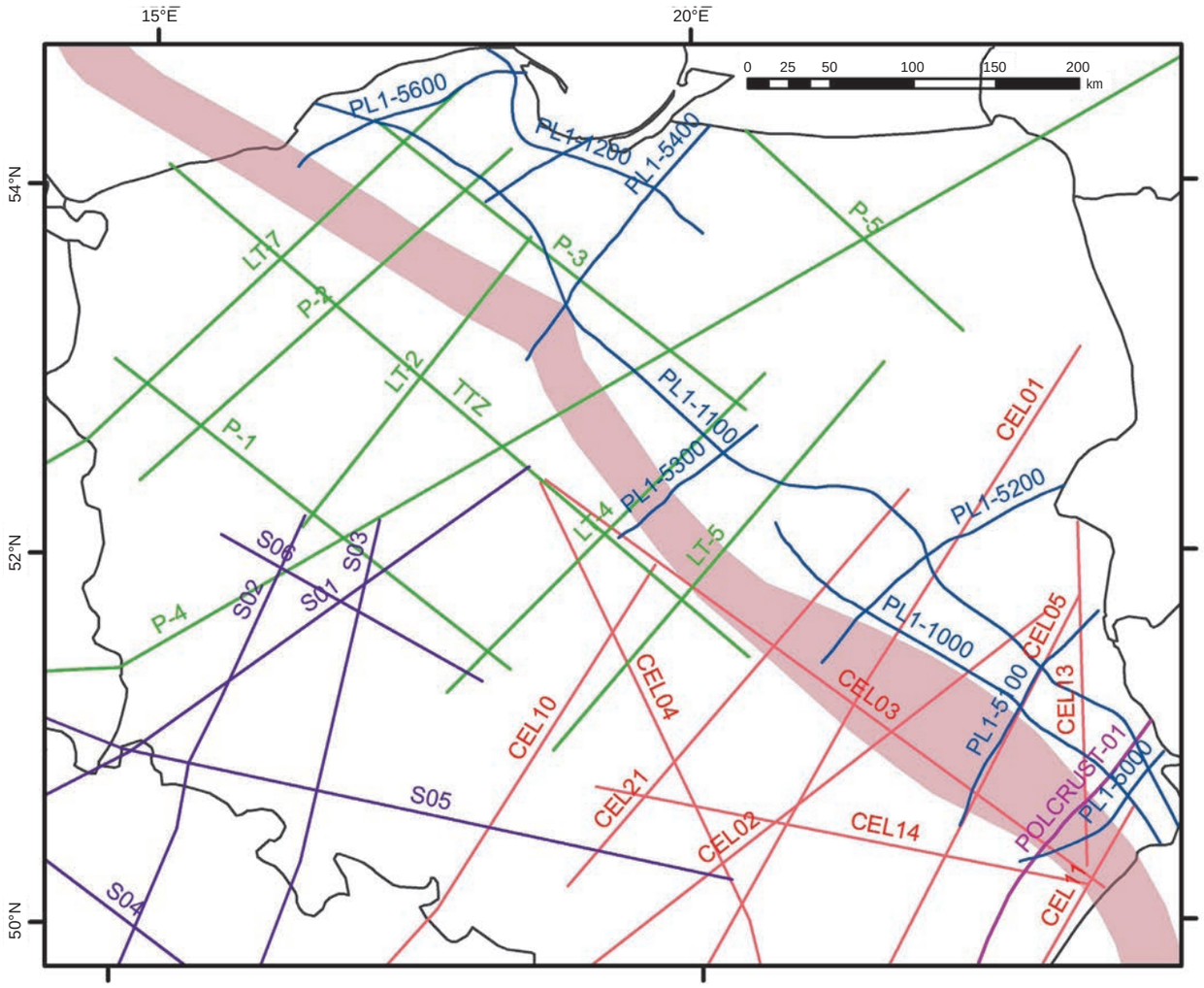
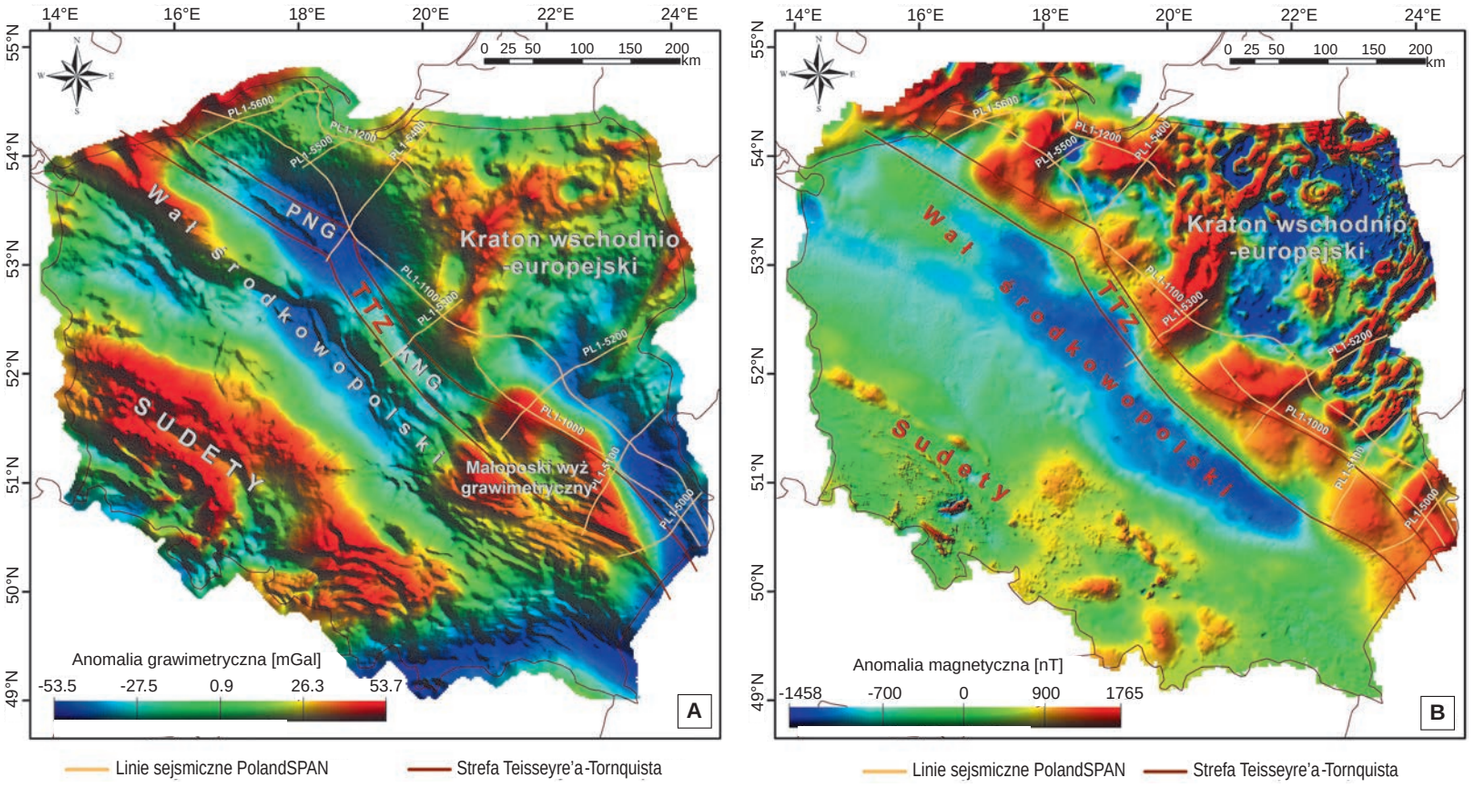


FIG. 3. Ogólnokrajowy zasięg głębokich profili sejsmicznych (wg Mazura i in., 2021). Półprzezroczysty, różowy poligon pokazuje zasięg strefy Teisseyre'a-Tornquista. Sejsmiczne badania refleksyjne: PolandSPAN (PL, niebieski); POLCRUST-01 (fioletowy). Sejsmiczne badania refrakcyjne: POLONAISE'97 (P, zielony); profil TTZ (TTZ, zielony); profile LT (LT, zielony); CELEBRATION'2000 (CEL, różowy); SUDETES-2003 (S, fioletowy)

4 Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

FIG. 4. Mapy anomalii pól potencjalnych na obszarze Polski z lokalizacją strefy TT i wybranych struktur tektonicznych oraz profili sejsmicznych projektu PolandSPAN™ (podkład wg Wybrańca, 1999). A – mapa anomalii siły ciężkości z poprawką Bouguera. Dane grawimetryczne pozyskano z pomiarów naziemnych i zinterpolowano w siatce o oczku 2000 m. Przy obliczeniach zastosowano korektę Bouguera przy założonej gęstości 2,67 g/cm³; B – mapa anomalii magnetycznych zredukowana do bieguna (RTP). Siatka całkowitej intensywności pola magnetycznego została opracowana na podstawie danych z pomiarów naziemnych i lotniczych, zinterpolowana w siatce o oczku 500 m i kontynuowana w górę do wysokości 500 m ponad powierzchnię terenu. KNG – kujawski niż grawimetryczny; PNG – pomorski niż grawimetryczny; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista



4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

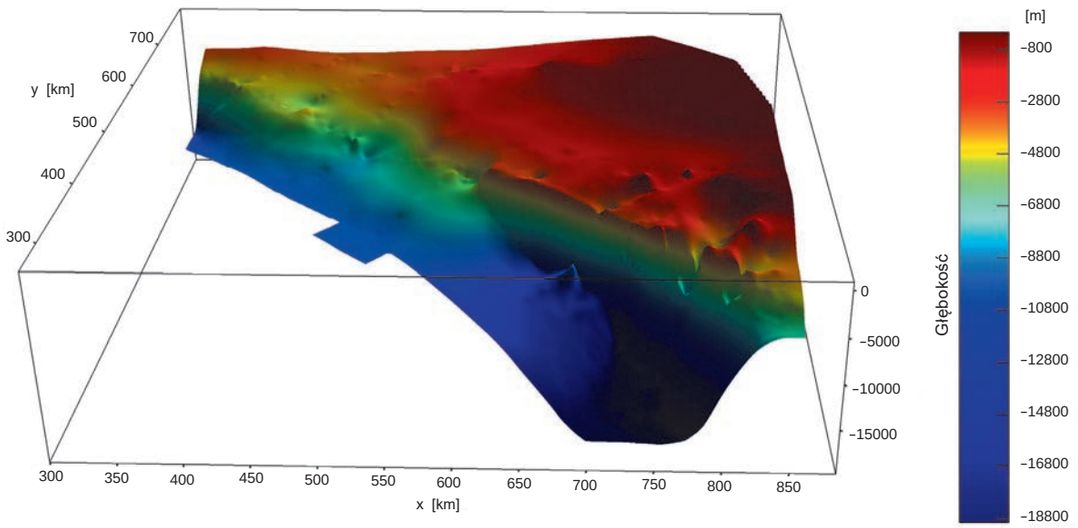


FIG. 5. Widok perspektywiczny (patrząc na północ) stropu krystalicznego podłoża w strefie Teisseyre'a-Tornquista (wg Mazura i in., 2018a).

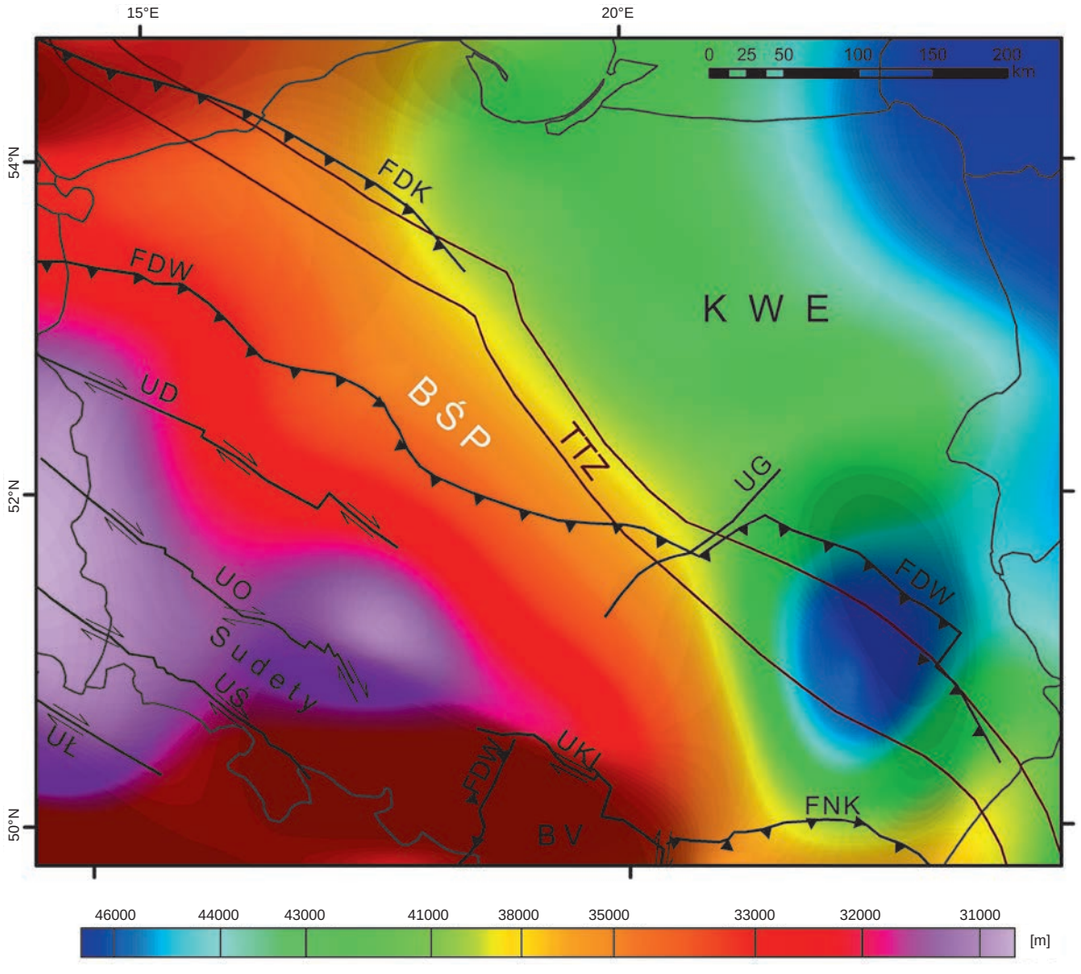


FIG. 6. Głębokość Moho na obszarze Polski z nałożonymi głównymi elementami strukturalnymi (wg Mazura i in., 2021). Głębokie położenie Moho zaznacza się pod platformą prekambryjską i strefą Teisseyre'a-Tornquista, szczególnie w rejonie małopolskiego wyżu grawimetrycznego. Płytkie położenie Moho odpowiada domenie waryscyjskiej i terranowi Brunowistulii. BŚP – bruzda środkowopolska; BV – Brunowistulia; FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; FNK – front nasunięć karpackich; KWE – kraton wschodnioeuropejski; UD – uskok Dolska; UG – uskok Grójca; UKL – uskok Kraków–Lubliniec; UŁ – uskok górnej Łaby; UO – uskok Odry; UŚ – uskok śródsudecki

Dane zaprezentowane w niniejszym rozdziale w znacznym stopniu wspierają hipotezę Berthelsena (1998), zgodnie z którą w głębokim podłożu platformy paleozoicznej Polski centralnej i zachodniej występuje nie tylko dolna część skorupy, lecz cała grubość krystalicznej skorupy platformy wschodnioeuropejskiej wraz z jej dolnopaleozoiczną pokrywą osadową. Podobną interpretację można zastosować wobec bloków małopolskiego i łysogórskiego, których głębokie podłoże krystaliczne – w świetle przedstawionych tu danych oraz wcześniejszych interpretacji Malinowskiego i in. (2005) oraz Żelaźniewicza i in. (2009) – również należy do kratonu wschodnioeuropejskiego.

Pomimo podobieństw, istnieją istotne różnice między hipotezą Berthelsena (1998) a przedstawioną tu interpretacją. Zaprezentowane tu wyniki nie wspierają nie tylko istnienia wczesnopaleozoicznej strefy przesuwczej wzdłuż strefy TT, lecz również obecności permskiej strefy uskokowej o dużym rzucie w skali całej skorupy, zdolnej do zmiany jej grubości (Berthelsen, 1998). Ilustruje to m.in. centralna część strefy TT (fig. 8), gdzie sukcesja osadów starszych od permu nie wykazuje oznak deformacji tektonicznych (Mazur i in., 2015, 2016b, 2017, 2018a). Deformacje pokrywy osadowej platformy fanerozoicznej w środkowej części strefy TT ograniczają się do efektów tektoniki solnej oraz stosunkowo niewielkich uskoków normalnych (por. Krzywiec, 2012; Mazur i in., 2015).

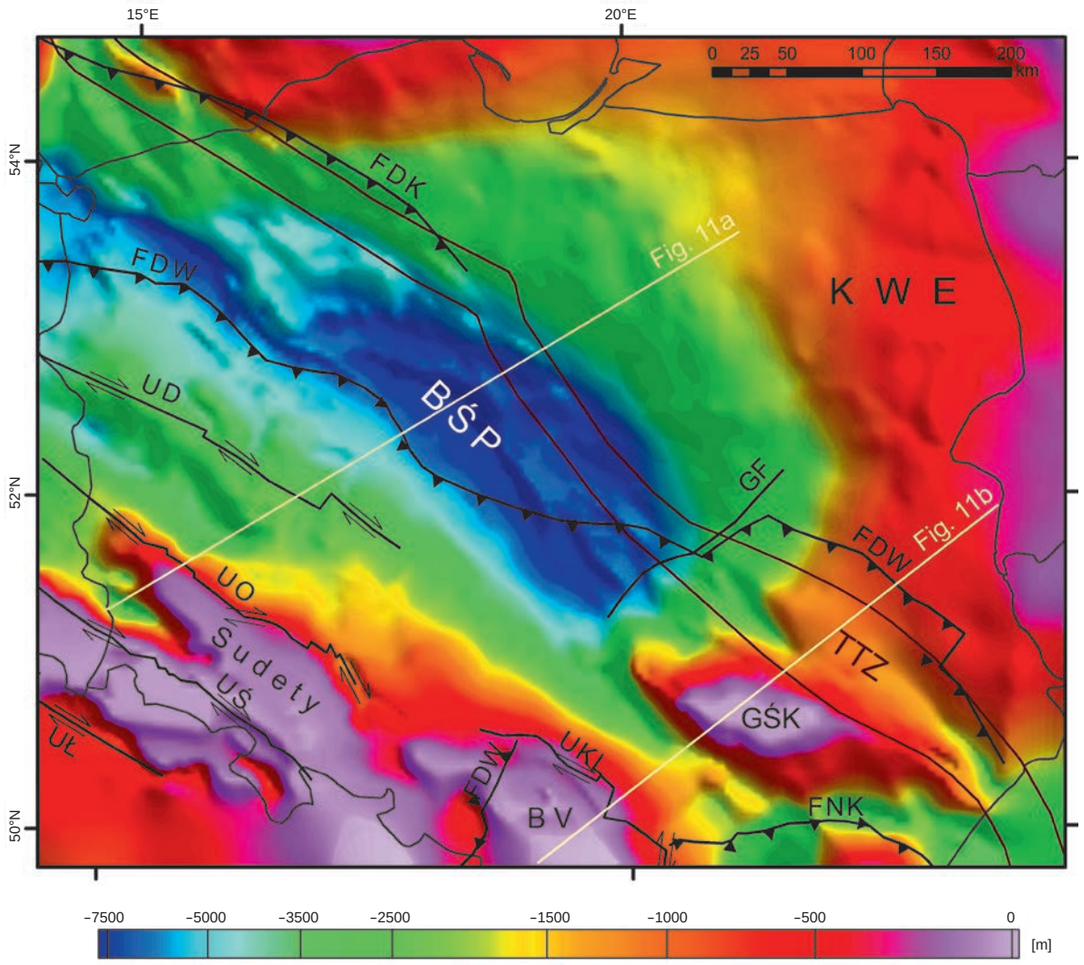


FIG. 7. Głębokość spągu osadów permsko-kenozoicznych, w tym wulkanitów permsko-karbońskich, na obszarze Polski, z nałożonymi głównymi elementami strukturalnymi. Żółte linie pokazują lokalizację przekrojów przedstawionych na fig. 11. BŚP – bruzda środkowopolska; BV – Brunowistulia; FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; FNK – front nasunięć karpackich; GF – uskok Grójca; GŚK – Góry Świętokrzyskie; KWE – kraton wschodnioeuropejski; TTZ – strefa Teisseyre'a–Tornquista; UD – uskok Dolska; UKL – uskok Kraków-Lubliniec; UŁ – uskok górnej Łaby; UO – uskok Odry; UŚ – uskok śródsudecki

4.2.6. Budowa głębokiego podłoża Niżu Polskiego

Głęboką strukturę skorupy ziemskiej związaną ze strefą TT (fig. 2) zinterpretowano ostatnio w kategoriach wycienienia skorupy kontynentalnej powstałego podczas rozpadu superkontynentu Rodinia (Mikołajczak i in., 2019; Mazur i in., 2021). Zgodnie z tą koncepcją, rozciągnięta i wycieniona skorupa kratonu wschodnioeuropejskiego rozciąga się na południowy zachód poza strefę TT, pod podłoże permsko-mezozoicznego basenu niemiecko-polskiego oraz zewnętrznego pasa fałdowo-nasuwczego orogenu waryscyjskiego (fig. 10) – obszaru wcześniej opisywanego jako transeuropejska strefa szwu (TESZ; np. Pharaoh, 1999). W przeciwieństwie jednak do platformy prekambryjskiej, domniemane krystaliczne podłoże kratonu wschodnioeuropejskiego położone na południowy zachód od strefy TT przykrywają osady przedpermskie, które zostały zdeformowane w trakcie cykli kaledońskiego (Pomorze; fig. 2) i waryscyjskiego (Wielkopolska, Lubelszczyzna; np. Dadlez i in., 1994; Mazur i in., 2020). Dlatego obszar ten konwencjonalnie zalicza się – o czym była już mowa na początku rozdziału – do platformy paleozoicznej. Podział ten, jak wynika z przeglądu faktów przedstawionych w tym rozdziale, nie jest jednak jednoznaczny.

Obecnie dostępna ograniczona wiedza o budowie głębokiego podłoża Niżu Polskiego opiera się głównie na wynikach refrakcyjnych i szerokokątowych refleksyjno-refrakcyjnych eksperymentów sejsmicznych (np. Perchuć, 1984; Guterch i in., 1986; Guterch, Grad, 2006). Skorupa pod północno-wschodnim obrzeżeniem Masywu Czeskiego (Sudety) charakteryzuje się dwuwarstwową strukturą z niskimi prędkościami fal podłużnych P aż po granicę Moho (6,6 km/s; Grad i in., 2002, 2003, 2008). Struktura ta rozciąga się dalej na północny wschód poza uskok Odry – umownie uznawany za geologiczną granicę Masywu Czeskiego – i kończy się w rejonie uskoku Dolska, ok. 100 km dalej na północny wschód (fig. 10). Budowa skorupy między uskokiem Dolska a strefą TT jest uderzająco odmienna od sudeckiej i wykazuje trójwarstwową strukturę prędkości typową dla kratonów. Obejmuje ona: (1) grubą skorupę górną o niskich prędkościach fal P (<6,2 km/s) sięgających głębokości ok. 20 km; (2) cienką skorupę środkową o umiarkowanej prędkości fal P (~6,4 km/s) oraz (3) skorupę dolną o prędkości 6,5–7,2 km/s, charakteryzującą się wysokim gradientem prędkości fal P wraz z głębokością (Grad i in., 2002, 2003; Guterch, Grad, 2006). Głębokość granicy Moho waha się od 38 km pod centrum Polski do 31 km pod jej południowo-zachodnią częścią (fig. 6; Guterch, Grad, 2006; Mazur i in., 2021). Charakter grubej skorupy górnej pozostaje niejasny – wcześniej interpretowano ją jako niskometamorficzną sekwencję wulkaniczno-osadową (Puziewicz, 2006). Taka interpretacja jest zgodna z poglądem, że gruba skorupa górna reprezentuje osadowe wypełnienie ryftu ediakarskiego, który poprzedzał rozpad Rodinii (Pharaoh i in., 2006; Mikołajczak i in., 2019; Mazur i in., 2021). Geometria kontaktu pomiędzy dwoma domenami skorupy położonymi odpowiednio na północny wschód i południowy zachód od uskoku Dolska oraz kinematyka samego uskoku pozostają nieznane ze względu na ograniczenia szerokokątowej metody sejsmicznej. Uskok ten najczęściej przedstawiany jest jako stromy do subwertykalnego w poziomie skorupy górnej i środkowej (np. Grad i in., 2002, 2003). Z drugiej strony, obrazowanie sejsmiczne wskazuje, że dolna skorupa o wysokich prędkościach fal P rozciąga się ku południowemu zachodowi aż po uskok Odry (Grad i in., 2002, 2003, 2008). Dlatego dane sejsmiczne nie pozwalają jednoznacznie stwierdzić, czy waryscyjska skorupa została ścięta przez stromy uskok przesuwczy, czy też nasunięta na brzeg platformy wschodnioeuropejskiej na odległość rzędu 100 km (Mazur, Schulmann, 2025). Dodatkową komplikację może wprowadzić obecność pomiędzy uskokami Odry i Dolska środkowej skorupy o proweniencji awalońskiej (zob. też podrozdział 5.1.3).

Skorupa krystaliczna pod bruzdą środkowopolską ma asymetryczną geometrię ryftowego obrzeżenia kontynentu z wyraźną strefą przewężenia skorupy (fig. 11), odpowiadającą definicjom zaproponowanym przez Osmundsena, Ebbinga (2008), Péron-Pinvidic, Manatschala (2009), Mohna i in. (2012) oraz Manatschala i in. (2015). Strefa przewężenia skorupy krystalicznej w przybliżeniu pokrywa się lokalizacyjnie z wcześniej zdefiniowaną strefą TT (fig. 11). Zredukowana miąższość skorupy krystalicznej pod bruzdą środkowopolską i większością basenu polskiego jest mała, co znajduje odzwierciedlenie w wielkości współczynnika rozciągnięcia β obliczonej dla tego obszaru (Mazur i in., 2021). W geologii współczynnik beta (β) służy do określenia stopnia wycienienia skorupy ziemskiej w trakcie ryftingu lub innych procesów ekstensyjnych. Definiuje się go jako stosunek początkowej grubości skorupy do jej końcowej grubości po rozciąganiu. Im wyższa wartość β, tym większe wycienienie skorupy. Dla bruzdy środkowopolskiej i basenu polskiego wartość współczynnika β wynosi 3,68, co mieści się w typowym zakresie dla pasywnych obrzeżeń kontynentów (2,5–6,5; np. Hopper i in., 2004), a nie dla wczesnych etapów ryftingu kontynentalnego. Dla porównania, najbardziej rozciągnięte frag-

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

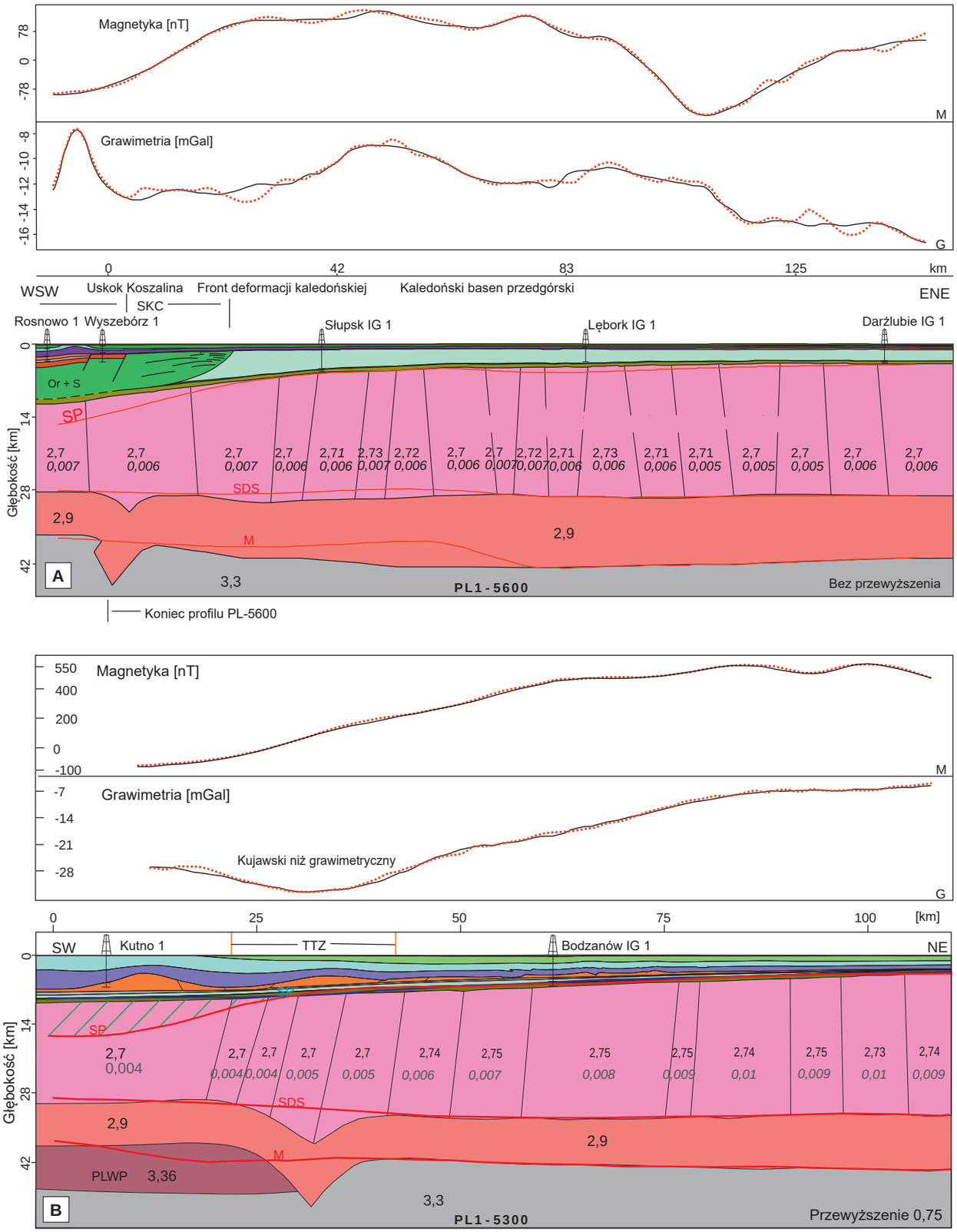


FIG. 8. Dwuwymiarowe modele grawimetryczne i magnetyczne dla wybranych profili PolandSPAN. G – profile grawimetryczne; M – profile magnetyczne; gruba czerwona linia kropkowana – dane obserwacyjne; cienka czarna linia ciągła – syntetyczna odpowiedź modelu. Modele geologiczne dla profili: PL1-5600; A – wg Mazura i in. (2016a) – model rozszerzony na południowy zachód na podstawie refrakcyjnych sejsmicznych danych i danych otworowych; PL1-5300; B – wg Mazura i in. (2015); PL1-5400; C – wg Mazura i in. (2016b) – model rozszerzony na południowy zachód na podstawie sejsmicznych danych refrakcyjnych; PL1-5100; D – struktura części fanerozoicznej wg Krzywca i in. (2017) i Moho wg Malinowskiego (2016). Wartości liczbowe na modelach przedstawiają gęstości skorupy krystalicznej i górnego płaszcza (g/cm^3); te zapisane kursywą przedstawiają podatności magnetycznej skał (cgs). Czerwone horyzonty na modelach geologicznych reprezentują położenie Moho (M), stropu dolnej skorupy (SDS) i stropu krystalicznego podłoża (SP) na podstawie interpolacji danych refrakcyjnych (Majdański, 2012). Niebieskie horyzonty na modelach B i C pokazują lokalizację stropu skonsolidowanego podłoża (SP) na podstawie modelu prędkości 3D wg Grada i Polkowskiego (2016). PLWP – płaszcz litosferyczny o wysokiej prędkości fal sejsmicznych; SKC – strefa Koszalin–Chojnice; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista

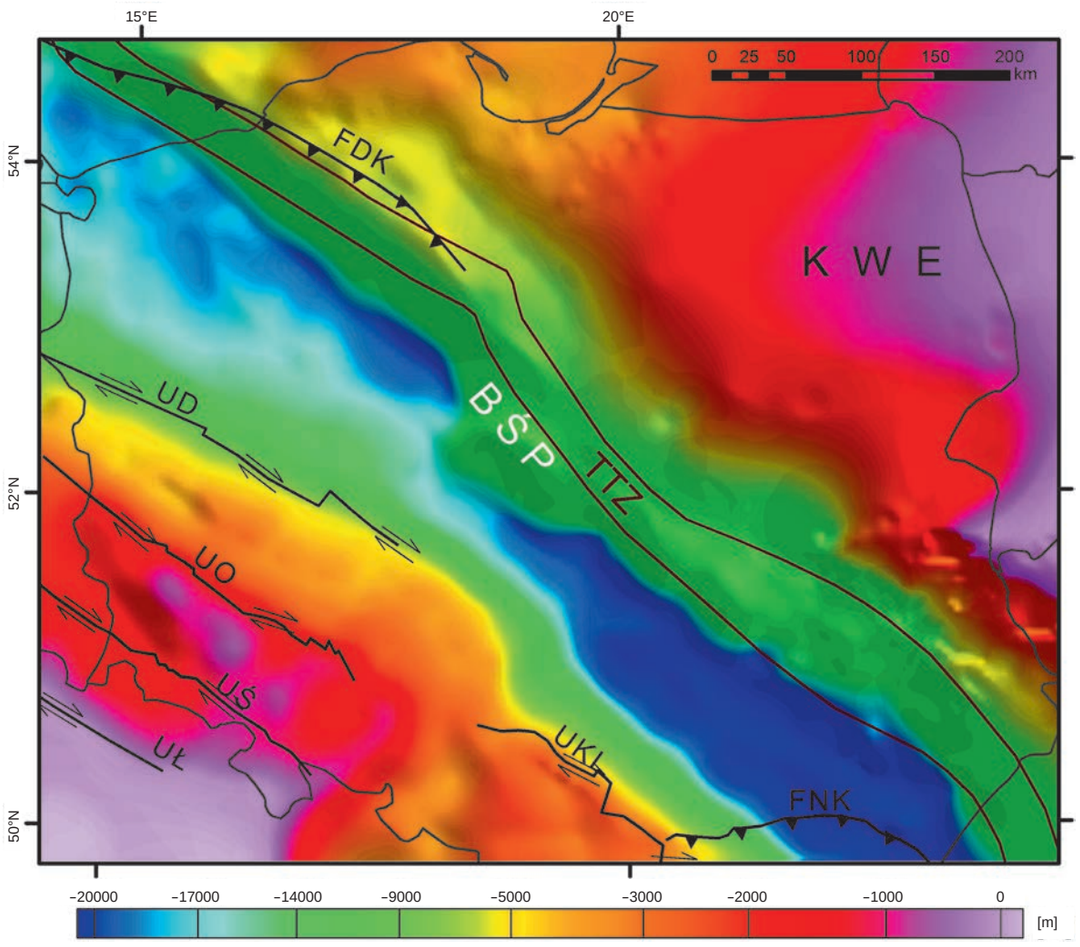


FIG. 9. Głębokość podłoża krystalicznego na mapie Polski z nałożonymi głównymi elementami strukturalnymi (wg Mazura i in., 2021). Strop podłoża krystalicznego wykazuje wyraźne obniżenie o przebiegu NW–SE, rozciągające się na południowy zachód od strefy TTZ.
BŚP – bruzda środkowopolska;
FDK – front deformacji kaledońskiej;
FNK – front nasunięć karpackich;
KWE – kraton wschodnioeuropejski;
UD – uskok Dolska;
UKL – uskok Kraków–Lubliniec;
UŁ – uskok górnej Łaby;
UO – uskok Odry;
UŚ – uskok śródsudecki

menty rowu centralnego na Morzu Północnym cechują się współczynnikiem β równym 2,4. Jest to znacznie więcej niż wartość β obliczona dla permsko-mezozoicznego rozciągnięcia w obrębie bruzdy środkowopolskiej, która wynosi jedynie 1,3–1,4 (fig. 11; Mazur i in., 2021). Niski permsko-mezozoiczny współczynnik β dla bruzdy środkowopolskiej tłumaczy się nie tylko pierwotnym usytuowaniem tektonicznym ryftu w obrębie grubej litosfery, ale również mniej intensywnym rozciąganiem w mezozoiku. To drugie wynikało ze zmiany reżimu naprężeń regionalnych we wczesnym triasie na ekstensję o kierunku E–W, związaną z początkiem formowania się systemu ryftowego Morza Północnego. W rezultacie, ukośnie ułożona struktura bruzdy środkowopolskiej była mniej podatna na rozciąganie podczas głównych faz ryftingu od triasu do środkowej jury.

Znaczna wartość wyliczonego rozciągnięcia skorupy krystalicznej pod basenem polskim (fig. 11) jest konsekwencją przyjęcia założenia, że prędkość sejsmiczna V_p = 6,0–6,1 km/s wyznacza strop podłoża krystalicznego. Poziom ten jest dobrze zdefiniowany na podstawie danych otworowych i sejsmicznych w północno-wschodniej i południowo-zachodniej Polsce. Jednak pomiędzy strefą TT a domeną waryscyjską znajduje się pakiet skał o miąższości dochodzącej do 10 km oraz o prędkości V_p = 5,75–5,95 km/s. Zastosowanie różnych progów prędkości dla określenia stropu podłoża krystalicznego daje więc znacząco odmienne wyniki. Co więcej, strop górnej skorupy o prędkości V_p = 5,75–5,95 km/s zazwyczaj leży poniżej 9 km, a więc poza zasięgiem wierceń, z wyjątkiem wąskiego pasma kaledonidów pomorskich i okolic Gór Świętokrzyskich. W konsekwencji możliwe są dwie sprzeczne interpretacje podłoża basenu polskiego.

(1) Górna skorupa o prędkości V_p = 5,75–5,95 km/s to paleoproterozoiczne podłoże krystaliczne, a pomierzona niska prędkość sejsmiczna wynika z anizotropii sejsmicznej. Silnie zuskokowana górna skorupa może wykazywać anomalnie niskie prędkości wzdłuż strefy TT w profilach refrakcyjnych (zwykle o orientacji NE–SW). Skutkiem byłby niski współczynnik β i niska wartość rozciągnięcia skorupy w ediakarze.

(2) Górna skorupa o niskiej prędkości to słabo zmetamorfizowane skały osadowe, porównywalne do skał ediakarskich szeroko rozprzestrzenionych pod przykryciem młodszych osadów w południowo-wschodniej Polsce. Ta interpretacja implikuje wysoki współczynnik β i znaczące rozciągnięcie skorupy.

Druga z interpretacji wydaje się lepiej uzasadniona z dwóch powodów: (1) w przypadku kaledonidów pomorskich i okolic Gór Świętokrzyskich V_p = 5,75 km/s odpowiada w przybliżeniu stropowi zdeformowanego, lecz niemetamorficznego dolnego paleozoiku (np. Mazur i in., 2016a, 2021); oraz (2) dane petrofizyczne sugerują, że górna skorupa o niskiej prędkości V_p = 5,75–5,95 km/s pod basenem polskim to niskometamorficzna sekwencja wulkaniczno-osadowa (Puziewicz, 2006). Co więcej, głębokie profile refrakcyjne równoległe do strefy TT (np. Grad i in., 1999) nie wykazują znacząco wyższych prędkości, z wyjątkiem południowo-wschodniej Polski, gdzie postulowano strukturalnie uwarunkowaną anizotropię górnej skorupy (Środa, 2006).

Dostępne głębokie refleksyjne profile sejsmiczne (Malinowski i in., 2013, 2016; Mazur i in., 2015, 2016a, 2018a) pokazują gładką powierzchnię stropu podłoża krystalicznego, bez normalnych uskoków zakorzenionych w podłożu i równoległych do osi bruzdy środkowopolskiej, niezależnie od tego, czy zostały one potem odwrócone. Z kolei profile refrakcyjne (np. Guterch, Grad, 2006) nie wskazują na lokalne wyniesienie granicy Moho pod bruzdą środkowopolską (fig. 11). Z drugiej strony, utworzenie przestrzeni akomodacyjnej dla 8-kilometrowej sekwencji osadowej bruzdy nie byłoby możliwe bez rozciągnięcia skorupy krystalicznej. Musiało się ono dokonać poprzez podatne rozciąganie podłoża krystalicznego. Skala tego procesu nie jest znana, a jedyną ostrożną hipotezą, jaką można przyjąć, jest założenie takiego samego współczynnika rozciągnięcia (1,31) dla skorupy krystalicznej, jak dla całej skorupy z uwzględnieniem dzisiejszej głębokości Moho (fig. 6). W wyniku takiego założenia grubość skorupy krystalicznej przed permem wynosiłaby 21–22 km, a rzeczywisty permsko-mezozoiczny współczynnik β osiągał wartość ~1,4. Wartość tę oszacowano przyjmując, że połowa redukcji grubości skorupy (~2,5 km) wynikała z hipotetycznego wyniesienia nieciągłości Moho (Mazur i in., 2021). Przyjmując miąższość skorupy krystalicznej sprzed permu równą 22 km, współczynnik β związany z ediakarskim rozciąganiem i rozpadem kontynentu osiągał wartość ~2,2, czyli ~1,6 razy więcej niż w czasie permsko-mezozoicznego rozciągania. Oszacowany współczynnik β = 2,2 dla ediakarskiego ryftowania byłby jednak dalece niewystarczający, by doprowadzić do rozpadu Rodinii. Oznacza to, że pogrzebany pod basenem polskim kopalny brzeg kontynentalny Baltiki (fig. 11) jest niekompletny. Jego zewnętrzna część musiała zostać tektonicznie usunięta, przekształcona lub przykryta inną jednostką, a współczesny kontakt z domenami waryscyjską i kadomską (Brunowistulia) ma wyraźnie charakter tektoniczny.

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

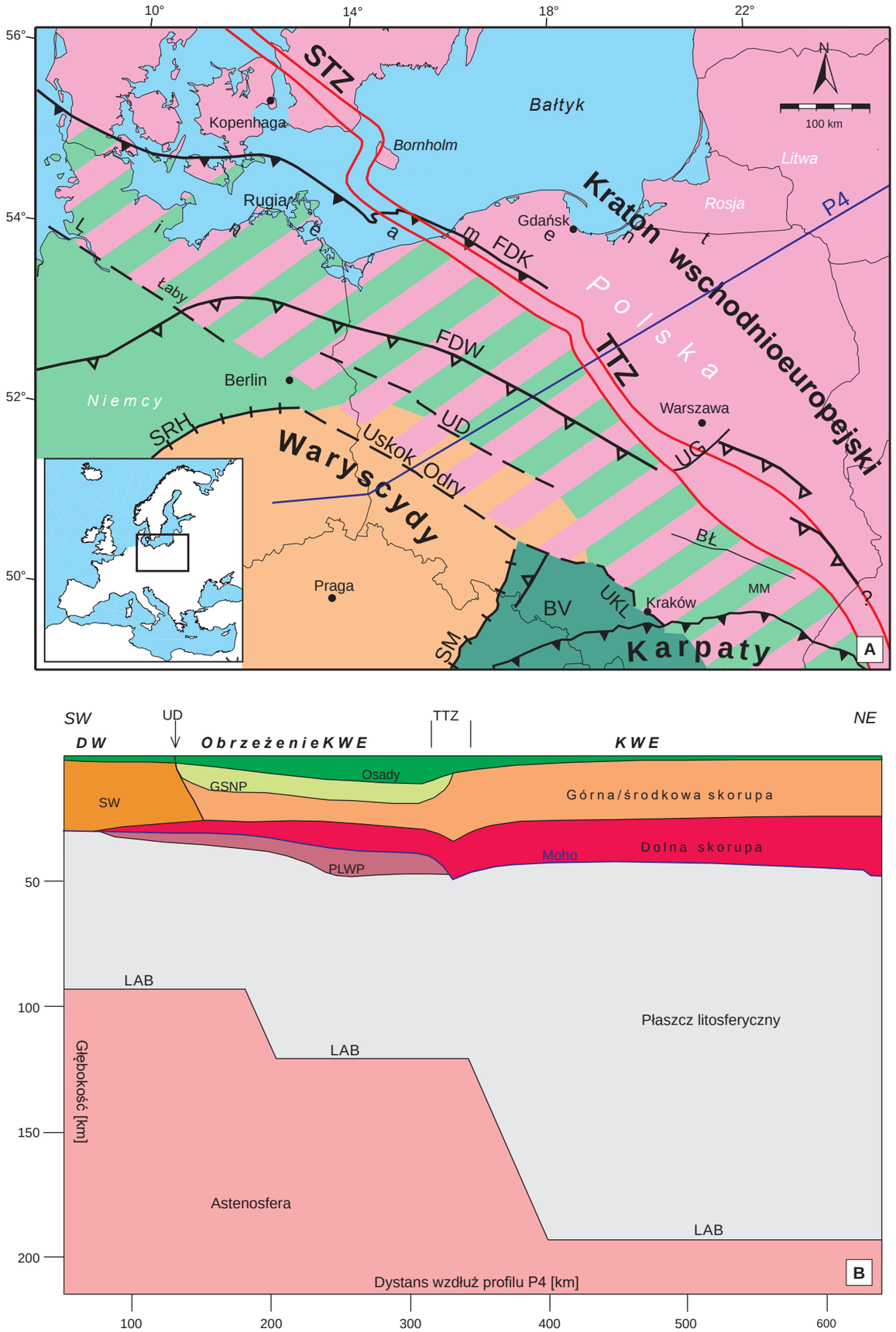


FIG. 10. Potencjalny zasięg prekambryjskiego krystalicznego podłoża obrzeżenia Baltiki w Polsce centralnej i zachodniej. A – zasięg różnych typów skorupy krystalicznej wzdłuż strefy kontaktowej pomiędzy platformą prekambryjską a platformą paleozoiczną Europy Środkowej (wg Grada i in., 2002, zmodyfikowano). Fioletowa linia przedstawia przebieg sejsmicznego profilu refrakcyjnego P4. Prekambryjska skorupa podłoża kratonu wschodnioeuropejskiego jest zaznaczona kolorem różowym, Awalonia – zielonym, Brunowistulia – ciemnozielonym, skorupa waryscyjska – pomarańczowym. Zielono-różowe (lub pomarańczowo-różowe) paski oznaczają skorupę, która może reprezentować obrzeżenie Baltiki w podłożu platformy paleozoicznej. BŁ – blok łysogórski; BV – Brunowistulia; FDK – front deformacji kaledońskich; FDW – front deformacji waryscyjskich; MM – masyw małopolski; SM – szew morawski; SRH – szew renohercyński; STZ – strefa Sorgenfreia-Tornquista; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; UD – uskok Dolska; UG – uskok Grójca; UKL – uskok Kraków–Lubliniec; B – przekrój przez południowo-zachodnie obrzeżenie kratonu wschodnioeuropejskiego wzdłuż linii refrakcyjnej P4, oparty na dwuwymiarowym modelu prędkościowym fal podłużnych P (Grad i in., 2003), danych telesejsmicznych (Wilde-Piórko i in., 2010) oraz wynikach niniejszych badań. DW – domena waryscyjska; GSNP – górna skorupa o niskich prędkościach fal sejsmicznych; KWE – kraton wschodnioeuropejski; LAB – granica litosfery i astenosfery; PLWP – płaszcz litosferyczny o wysokich prędkościach fal sejsmicznych; SW – skorupa waryscyjska; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; UD – uskok Dolska

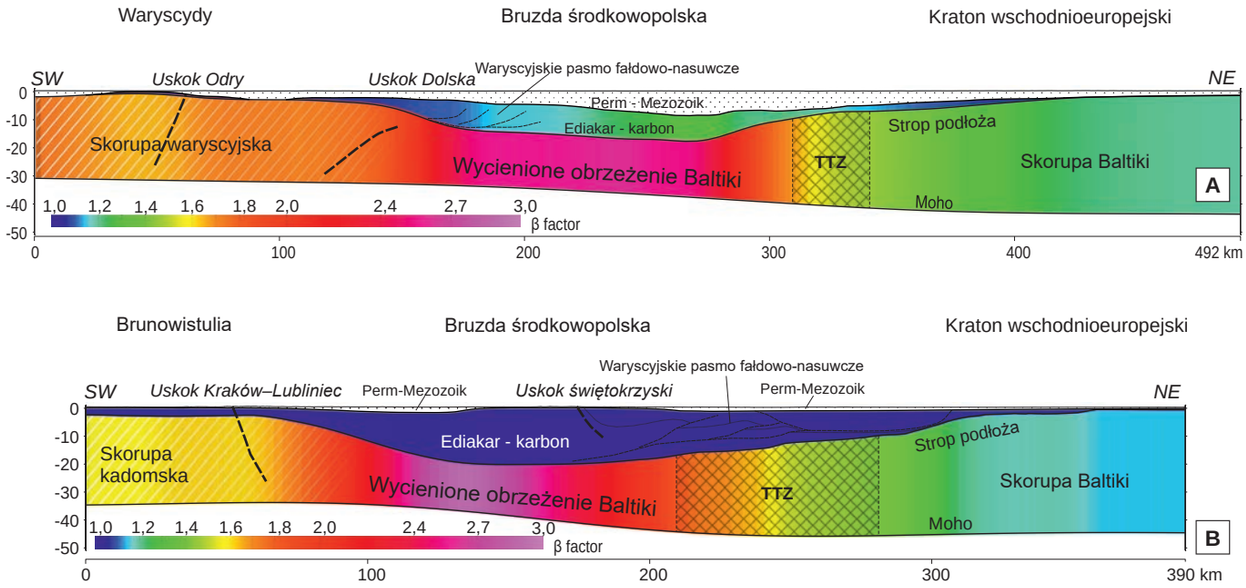


FIG. 11. Schematyczne przekroje geologiczne przechodzące przez Polskę w kierunku NE–SW, ilustrujące architekturę skorupy ziemskiej oraz zmienność współczynnika rozciągnięcia skorupy β (lokalizacja na fig. 7) wg Mazura i in. (2021). Współczynnik β obliczono osobno dla skorupy krystalicznej oraz osadowego wypełnienia ediakarsko-karbońskiego. A – przekrój przez zachodnią Polskę wzdłuż profilu refrakcyjnego P4 (Grad i in., 2003). Przekrój ukazuje silne rozciągnięcie brzegu Baltiki pod basenem polskim; B – przekrój przez południowo-wschodnią Polskę wzdłuż profilu refrakcyjnego CEL-02 (Malinowski i in., 2005). Przekrój pokazuje zredukowany brzeg Baltiki, kończący się przy brzegu Brunowistulii. TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista

LITERATURA

Antonowicz L., Hooper R., Iwanowska E., 2003. Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. Przegląd Geologiczny, 51: 344–350.

Berthelsen A., 1998. The Tornquist zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture. GFF, 120: 223–230.

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.

Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1981. Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. Przegląd Geologiczny, 29: 385–396.

Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1984. Sinistral strike-slip movements in central Europe in the Paleozoic. *W*: Symposium on Geodynamics, Jabłonna, 1981, Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 160, A-13: 3–13.

Čermák V., Šafanda J., Gutерch A., 1989. Deep temperature distribution along three profiles crossing the Teisseyre-Tornquist tectonic zone in Poland. Tectonophysics, 164: 151–163.

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. Geological Quarterly, 38: 169–190.

Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R.A., Visser M.T.M., Van Wees J.D., 1995. Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. Tectonophysics, 252: 179–195.

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.

Franke D., 1995. The Caledonian terranes along the south-western border of the East European Platform – evidence, speculation and open questions. Studia Geophysica et Geodaetica, 39: 241–256.

Geissler W.H., Sodoudi F., Kind R., 2010. Thickness of the central and eastern European lithosphere as seen by S receiver functions. Geophysical Journal International, 181: 604–634.

Grad M., Polkowski M., 2016. Seismic basement in Poland. International Journal of Earth Sciences, 105: 1199–1214.

Grad M., Janik T., Yliniemi J., Guterch A., Luosto U., Tiira T., Komminaho K., Środa P., Höing K., Makris J., Lund C.E., 1999. Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath the Teisseyre-Tornquist Zone seismic profile. Tectonophysics, 314: 145–160.

Grad M., Guterch A., Mazur S., 2002. Seismic refraction evidence for crustal structure in the central part of the Trans-European Suture Zone in Poland. *W*: Palaeozoic Amalgamation of Central Europe (red. J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). Geological Society, London, Special Publication, 201: 295–309.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., Czuba W., Gaczyński E., Środa P., Miller K.C., Wilde-Piórko M., Komminaho K., Jacyna J., Korablieva L., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 108, 2541.

Grad M., Guterch A., Mazur S., Keller G.R., Špičák A., Hrubcova P., Geissler W.H., 2008. Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113: B10304.

Guterch A., Grad M., 2006. Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. Geological Quarterly, 50: 23–32.

Guterch A., Grad M., Materzok R., Perchuć E., 1986. Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre Zone). Tectonophysics, 128: 251–279.

Guterch A., Wybraniec S., Grad M., Chadwick R., Krawczyk C., Ziegler P., De Vos W., Thybo H., 2010. Crustal structure and structural framework. *W*: (red. J. Doornenbal, A. Stevenson), Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications: 11–23, Houten.

Hopper J.R., Funck T., Tucholke B.E., Larsen H.C., Holbrook W.S., Louden K.E., Shillington D., Lau H., 2004. Continental breakup and the onset of ultraslow seafloor spreading off Flemish Cap on the Newfoundland rifted margin. Geology, 32: 93–96.

Janik T., Grad M., Guterch A., Dadlez R., Yliniemi J., Tiira T., Keller G.R., Gaczyński E., Celebration 2000 Working Group, 2005. Lithospheric structure of the Trans-European Suture Zone along the TTZ-CEL03 seismic transect (from NW to SE Poland). Tectonophysics, 411: 129–156.

Janik T., Grad M., Guterch A. 2009. Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. Geological Quarterly, 53: 141–158.

Janutyte I., Kozlovskaya E., Majdanski M., Voss P.H., Budraitis M., 2014. Traces of the crustal units and the upper-mantle structure in the southwestern part of the East European Craton. Solid Earth, 5: 821–836.

Królikowski C., Petecki Z., 1995. Atlas grawimetryczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Królikowski C., Wybraniec S., 1996. Gravity and magnetic maps of Poland – historical background and modern presentation. *W*: The Hundredth Anniversary of the First Chair of Geophysics. In Memory of Maurycy Pius Rudzki, Professor of the Jagiellonian University, Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 273, M18, Państw. Wydaw. Nauk., Warszawa – Łódź: 87–92.

Krzemińska E., Krzemiński L., 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. Geological Map of Crystalline Basement in the Polish Part of the East European Platform 1:1,000,000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Krzywiec P., 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine–Carpathian collision. *W*: Continental Collision and the Tectonosedimentary Evolution of Forelands (red. G. Bertotti, K. Schulmann, S. Cloetingh): 151–165. European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series.

Krzywiec P., 2012. Mesozoic and Cenozoic evolution of salt structures within the Polish basin: an overview. *W*: Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity (red. G.I. Alsop, S.G. Archer, A.J. Hartley, N.T. Grant, R. Hodgkinson): 381–394. Geological Society, London, Special Publication, 363.

Krzywiec P., Malinowski M., Mazur S., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2014. Structure and Phanerozoic evolution of the SW edge of the East European Craton in Poland – new insight from high-effort seismic reflection data (project PolandSPAN). Geologia Sudetica, 42: 46–48.

Literatura

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017a. Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data – Correlations with the Variscides and the Appalachians. *W*: Linkages and Feedbacks in Orogenic Systems (red. R.D. Law, J.R. Thigpen, A.J. Merschat, H.H. Stowell): 353–372. Geological Society of America Memoir, 213, Geological Society of America.

Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017b. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: Thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? Tectonophysics, 718: 83–91.

Kufrasa M., Stypa A., Krzywiec P., Słonka Ł., 2019. Late Carboniferous thin-skinned deformation in the Lublin Basin, SE Poland: results of combined seismic data interpretation, structural restoration, and subsidence analysis. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 175–194.

Majdański M., 2012. The structure of the crust in TESZ area by kriging interpolation. Acta Geophysica, 60: 59–75.

Majorowicz J.A., Čermak V., Šafanda J., Krzywiec P., Wróblewska M., Guterch A., Grad M., 2003. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE'97 seismic experiment. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A, B and C, 28: 375–391.

Malinowski M., 2016. Deep reflection seismic imaging in SE Poland using extended correlation method applied to PolandSPAN™ data. Tectonophysics, 689: 107–114.

Malinowski M., Żelaźniewicz A., Grad M., Guterch A., Janik T., Celebration Working Group, 2005. Seismic and geological structure of the crust in the transition from Baltica to Palaeozoic Europe in SE Poland – CELEBRATION 2000 experiment, profile CEL02. Tectonophysics, 401: 55–77.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Probulski J., Maksym A., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczynski E., Grad M., Janik T., Jankowski L., Adamczyk A., 2013. Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. Geophysical Research Letters, 40: 3841–3846.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Petecki Z., Janik T., Sroda P., Maksym A., Probulski J., Grad M., Czuba W., Gaczynski E., Majdanski M., Jankowski L., 2015. Geophysical constraints on the crustal structure of the East European Platform margin and its foreland based on the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. Tectonophysics, 653: 109–126.

Manatschal G., Lavier L., Chenin P., 2015. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: some considerations based on observations and numerical modeling. Gondwana Research, 27: 140–164.

Maystrenko Y.P., Scheck-Wenderoth M., 2013. 3D lithosphere-scale density model of the central European Basin System and adjacent areas. Tectonophysics, 601: 53–77.

Mazur S., 2024. An outline of the geology of Poland. *W*: Landscapes and Landforms of Poland (red. P. Migoń, K. Jancewicz): 3–17. Cham: Springer International Publishing.

Mazur S., Schulmann K., 2025. At the border of peri-Gondwana and Baltica: the structure of the eastern termination of the Variscan belt. Journal of the Geological Society, 182: jgs2024-075.

Mazur S., Aleksandrowski P., Turniak K., Krzemiński L., Mastalerz K., Górecka-Nowak A., Kurowski L., Krzywiec P., Żelaźniewicz A., Fanning M.C., 2010. Uplift and late orogenic deformation of the Central European Variscan belt as revealed by sediment provenance and structural record in the Carboniferous foreland basin of western Poland. International Journal of Earth Sciences, 99: 47–64.

Mazur S., Mikolajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2015. Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? Tectonics, 34: 2465–2477.

Mazur S., Mikołajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Buffenmyer V., 2016a. Pomeranian Caledonides, NW Poland – A collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? Tectonophysics, 692: 29–43.

Mazur S., Mikolajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2016b. Reply to comments on "Is the Teisseyre-Tornquist zone an ancient plate boundary of Baltica?". Tectonics, 35: 1600–1607.

Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M., 2017. Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre'a-Tornquista w świetle nowych badań. Przegląd Geologiczny, 65: 1511–1520.

Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M., 2018a. On the nature of the Teisseyre-Tornquist Zone. Geology, Geophysics and Environment, 44: 17–30.

Mazur S., Porębski S.J., Kędzior A., Paszkowski M., Podhalańska T., Poprawa P., 2018b. Refined timing and kinematics for Baltica–Avalonia convergence based on the sedimentary record of a foreland basin. Terra Nova, 30: 8–16.

Mazur S., Aleksandrowski P., Gągała Ł., Krzywiec P., Żaba J., Gaidzik K., Sikora R., 2020. Late Palaeozoic strike-slip tectonics versus oroclinal bending at the SW outskirts of Baltica: case of the Variscan belt's eastern end in Poland. International Journal of Earth Sciences, 109: 1133–1160.

Mazur S., Malinowski M., Maystrenko Y.P., Gągała Ł., 2021. Pre-existing lithospheric weak zone and its impact on continental rifting–The Mid-Polish Trough, Central European Basin System. Global and Planetary Change, 198, 103417.

Mikołajczak M., Mazur S., Gągała Ł., 2019. Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. International Journal of Earth Sciences, 108: 547–567.

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.

Mohn G., Manatschal G., Beltrando M., Masini E., Kusznir N., 2012. Necking of continental crust in magma poor rifted margins: evidence from the fossil Alpine Tethys margins. Tectonics, 31: TC1012.

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: 775–796.

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.

Osmundsen P.T., Ebbing J., 2008. Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins. Tectonics 27, TC6016.

Perchuć E., 1984. Structure of the Earth's crust in Southeastern Poland. *W*: Symposium on Geodynamics, Jabłonna, 1981, Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 160, A-13: 77–86.

Péron-Pinvidic G., Manatschal G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. International Journal of Earth Sciences, 98: 1581–1597.

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

Pharaoh T.C., Winchester J.A., Verniers J., Lassen A., Seghedi A., 2006. The western accretionary margin of the East European Craton: an overview. Geological Society, London, Memoirs, 32: 291–311.

Poprawa P., Šliaupa S., Stephenson R., Lazauskien J., 1999. Late Vendian–early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional tectonic implications from subsidence analysis. Tectonophysics, 314: 219–239.

Poprawa P., Paszkowski M., Fanning M.C., Pécskay Z., Nawrocki J., Sikorska M., 2006. Geochronological characteristics of source areas for the lower Palaeozoic sediments from the NW East European Craton and Koszalin–Chojnice Zone; dating of detrital mica (K/Ar) and zircon (U/Pb SHRIMP). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 149–164.

Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H., 1982. O heterochroniczności linii Teisseyre'a-Tornquista. Przegląd Geologiczny, 30: 569–574.

Pożaryski W., 1990. Kaledonidy środkowej Europy – orogenem przesuwczym złożonym z terranów. Przegląd Geologiczny, 38: 1–9.

Puziewicz J., 2006. Skały dolnej skorupy i najwyższego płaszcza ziemi na obszarze eksperymentu POLONAISE'97 – Modele petrologiczno-sejsmiczne. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 53–68.

Środa P., 2006. Seismic anisotropy of the upper crust in southeastern Poland – effect of the compressional deformation at the EEC margin: results of CELEBRATION 2000 seismic data inversion. Geophysical Research Letters, 33, L22302.

Środa P., Czuba W., Grad M., Guterch A., Tokarski A.K., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedüs E., Vozár J., 2006. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 and CEL04: seismic models and geological implications. Geophysical Journal International, 167: 737–760.

Talwani M., Ewing M., 1960. Rapid computation of gravitational attraction of 3-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics, 25: 203–225.

Teisseyre W., 1921. O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, 1: 103–138.

Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017. The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). Geological Quarterly, 61: 908–925.

Tornquist A., 1908. Die Feststellung des Südwesttrendes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der ostpreussischen Scholle. Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, 49: 1–12.

Torsvik T.H., Olesen O., Ryan P.D., Trench A., 1990. On the palaeogeography of Baltica during the Palaeozoic: new palaeomagnetic data from the Scandinavian Caledonides. Geophysical Journal International, 103: 261–279.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Van Der Voo R., Trench A., Abrahamsen N., Halvorsen E., 1992. Baltica. A synopsis of Vendian-Permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications. Earth-Science Reviews, 33: 133–152.

Vecsey L., Plomerová J., Babuška V., Tiira T.E., Komminaho K.J., PASSEQ Working Group, 2014. Mantle lithosphere transition from the east European Craton to the Variscan Bohemian Massif imaged by shear-wave splitting. Solid Earth, 5: 779–792.

Wernicke B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal of Earth Sciences, 22: 108–125.

Wilde-Piórko M., Świeczak M., Grad M., Majdański M., 2010. Integrated seismic model of the crust and upper mantle of the Trans-European Suture zone between the Precambrian craton and Phanerozoic terranes in Central Europe. Tectonophysics, 481: 108–115.

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.

Wybraniec S., 1999. Transformations and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers, 1: 1–59.

Żaba J., 1999. Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 166: 1–162.

Żelaźniewicz A., Buła Z., Fanning M., Seghedi A., Żaba J., 2009. More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. Geological Quarterly, 53: 93–124.

Zhu H., Tromp J., 2013. Mapping tectonic deformation in the crust and upper mantle beneath Europe and the North Atlantic Ocean. Science, 341: 871–875.

Zhu H., Bozdağ E., Tromp J., 2015. Seismic structure of the European upper mantle based on adjoint tomography. Geophysical Journal International, 201: 18–52.

4.3. PRZEDPERMSKA POKRYWA OSADOWA KRATONU WSCHODNIOEUROPEJSKIEGO

Paweł Poprawa, Maciej Tomaszczyk, Piotr Krzywiec, Ewa Krzemińska

4.3.1. Wprowadzenie

Kraton wschodnioeuropejski, zajmujący znaczną część wschodniej i północnej Europy (fig. 1), od przyległych elementów tektonicznych odróżnia się starszym wiekiem konsolidacji, głównie paleoproterozoicznym, w mniejszym stopniu archaicznym, jak również odrębną i spójną późniejszą historią geologiczną (np. Bogdanova i in., 1997, 2008; Kheraskova i in., 2015; Krzemińska i in., 2017). Kraton wschodnioeuropejski charakteryzuje się obecnością rozległych stref o bardzo ograniczonej subsydencji, bądź o tendencji do długotrwałego wypiętrzania i denudacji, które po części stanowią tarcze pozbawione pokrywy osadowej. Natomiast obszary przyległe do krawędzi kratonu charakteryzuje intensywna i długotrwała subsydencja, skutkująca powstaniem systemu basenów osadowych, głównie proterozoicznych i paleozoicznych, w mniejszym stopniu też mezozoicznych (fig. 1; np. Nikishin i in., 1996; Sliaupa i in., 2006; Kheraskova i in., 2015, 2020). Taka subsydencja zachodziła również na południowo-zachodnim skłonie kratonu na obszarze Polski (np. Gareckij i in., 1987; Modliński i in., 1999, 2010; Stephenson i in., 2006; Narkiewicz, 2007; Poprawa, 2019). Ponadto, system basenów osadowych rozwijał się w interiorze kratonu, głównie wzdłuż wielokrotnie reaktywowanych stref tektonicznych, stanowiących granice budujących go trzech głównych segmentów (fig. 1; np. Bogdanova i in., 1997, 2008; Kostyuchenko i in., 1999; Artemieva, 2003; Grachev, Nikolaev, 2006; Stephenson i in., 2006; Krzemińska i in., 2024), spośród których Sarmacja i Fennoskandia sięgają obszaru Polski.

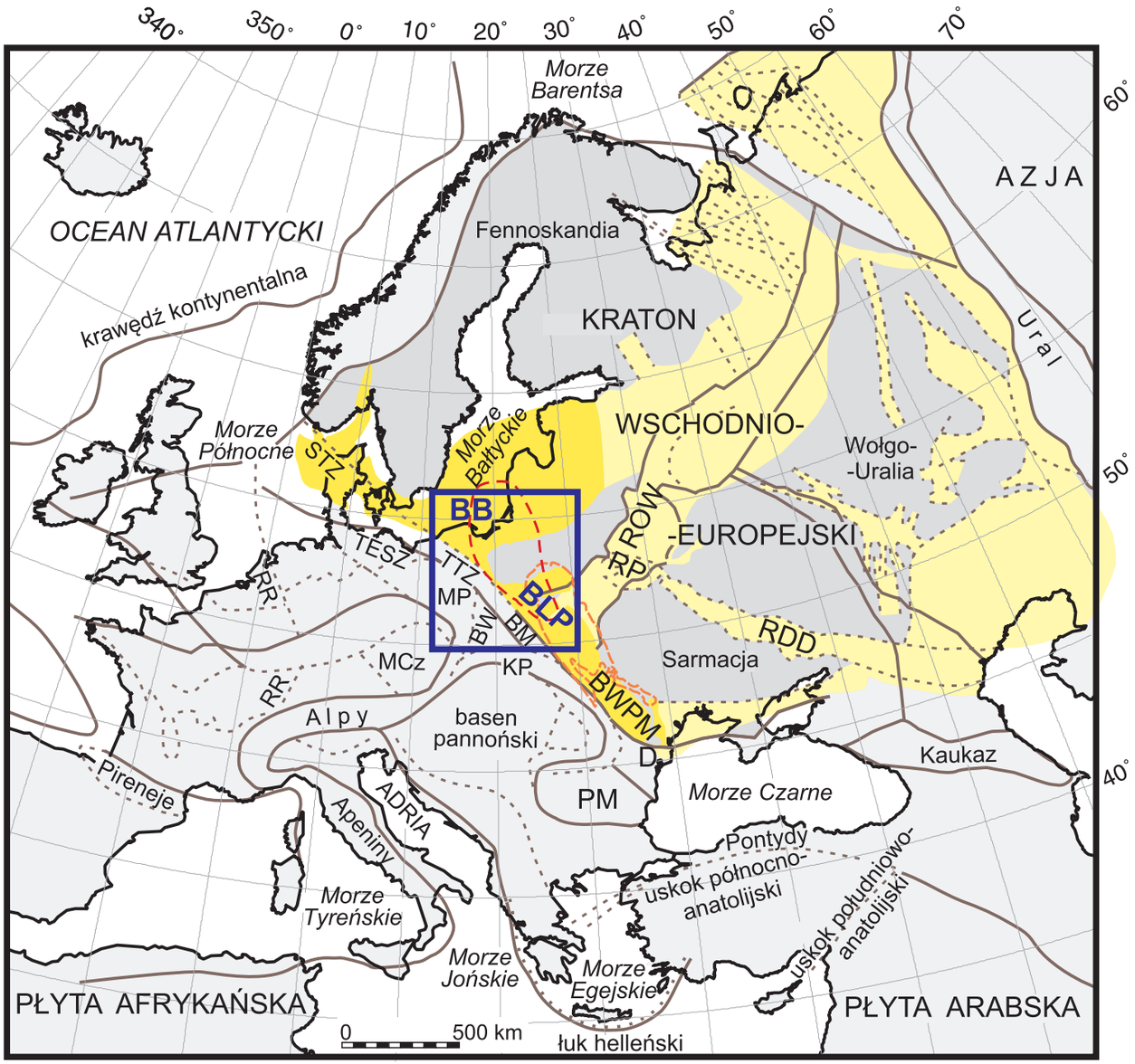


FIG. 1. Uproszczona mapa tektoniczna Europy (wg Berthelsena, 1992; Jarosińskiego i in., 2009; Poprawy, 2019), ilustrująca lokalizację ediakarsko-paleozoicznych basenów osadowych na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (wg Poprawy, 2020) oraz pozostałych basenów osadowych na kratonie wschodnioeuropejskim (wg Nikishina i in., 1996; Sliaupy, 2006). Lubelsko-bałtycka missisipiańska prowincja magmowa wg Poprawy (2019); Poprawy i in. (2024). Wołyńska ediakarska prowincja magmowa wg Kuzmenkova i in. (2010); Poprawy i in. (2020); Krzemińskiej i in. (2022). BB – basen bałtycki; BLP – basen lubelsko-podlaski, MCz – masyw czeski; BW – blok Brunowistulikum; KP – Karpaty; D – Dobrudża; RDD – ryft dniepro-doniecki; MP – monoklina przedsudecka; BM – blok małopolski; PM – platforma mezyjska; ROW – ryft Wołyń–Orsza; RP – ryft Prypeci; RR – rów Renu; STZ – strefa Sorgenfreia-Tornquista; TESZ – strefa szwu transeuropejskiego; TTZ – strefa Teisseyere'a-Tornquista; BWPM – basen wołyńsko-podolsko-mołdawski

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

Przedpermska pokrywa osadowa kratonu wschodnioeuropejskiego w granicach Polski jest nieomal w całości przykryta młodszymi osadami o znacznej miąższości, a zatem budowa geologiczna tej pokrywy jest dokumentowana wyłącznie otworami wiertniczymi (fig. 2) oraz badaniami geofizycznymi, przede wszystkim sejsmicznymi (fig. 3). Wyjątek stanowi północna część polskiej wyłącznej strefy ekonomicznej Morza Bałtyckiego, gdzie brak jest permsko-mezozoicznej pokrywy osadowej (fig. 4A), a osady paleozoiczne przykryte są jedynie kenozoiczną pokrywą osadową o niewielkiej miąższości. W obszarze Morza Bałtyckiego warunki szelfowe stwarzają istotne, logistyczne ograniczenia dla rozpoznania wgłębnej budowy geologicznej. Wychodnie osadów paleozoicznych znajdują się natomiast w Górach Świętokrzyskich i południowej Skandynawii, a także w bloku Dobrudży, na południowy wschód od omawianego obszaru. Wychodnie skał od ediakaru do dolnego paleozoiku są również lokalnie dostępne we wschodnich granicach opisywanych basenów osadowych, zwłaszcza na Podolu, a także w Estonii, Danii i Szwecji.

W polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego wgłębną budowę geologiczną rozpoznano w blisko tysiącu otworów wiertniczych (fig. 2). Kolejnych kilkaset otworów znajduje się w sektorach basenu bałtyckiego: rosyjskim, litewskim, łotewskim, estońskim, szwedzkim i duńskim. Głębokie wiercenia prowadzono przede wszystkim w ramach poszukiwań złóż oleju skalnego i gazu skalnego, niekiedy również złóż węgla kamiennego i rud uranu. Szczególne znaczenie ma jednak ok. 160 głębokich otworów wiertniczych (Państwowego) Instytutu Geologicznego, mających status wierceń stratygraficznych, nawiercających w tym obszarze przedpermskie osady paleozoiczne. Były to otwory wiertnicze z bardzo długimi rdzeniowanymi odcinkami profilu, dla których wykonywano zazwyczaj obszerny program badań geologicznych.

Najlepiej rozpoznany wiertniczo jest obszar lubelski (fig. 2), gdzie oprócz otworów naftowych i stratygraficznych wiercenia prowadził także przemysł węglowy. Dużo wierceń wykonano także we wschodniej części polskiego sektora basenu bałtyckiego i w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. Słabiej rozpoznane wiertniczo pozostają natomiast południowo-zachodnia część basenu bałtyckiego, środkowa i zachodnia część obniżenia podlaskiego, północno-zachodnia część regionu lubelskiego,

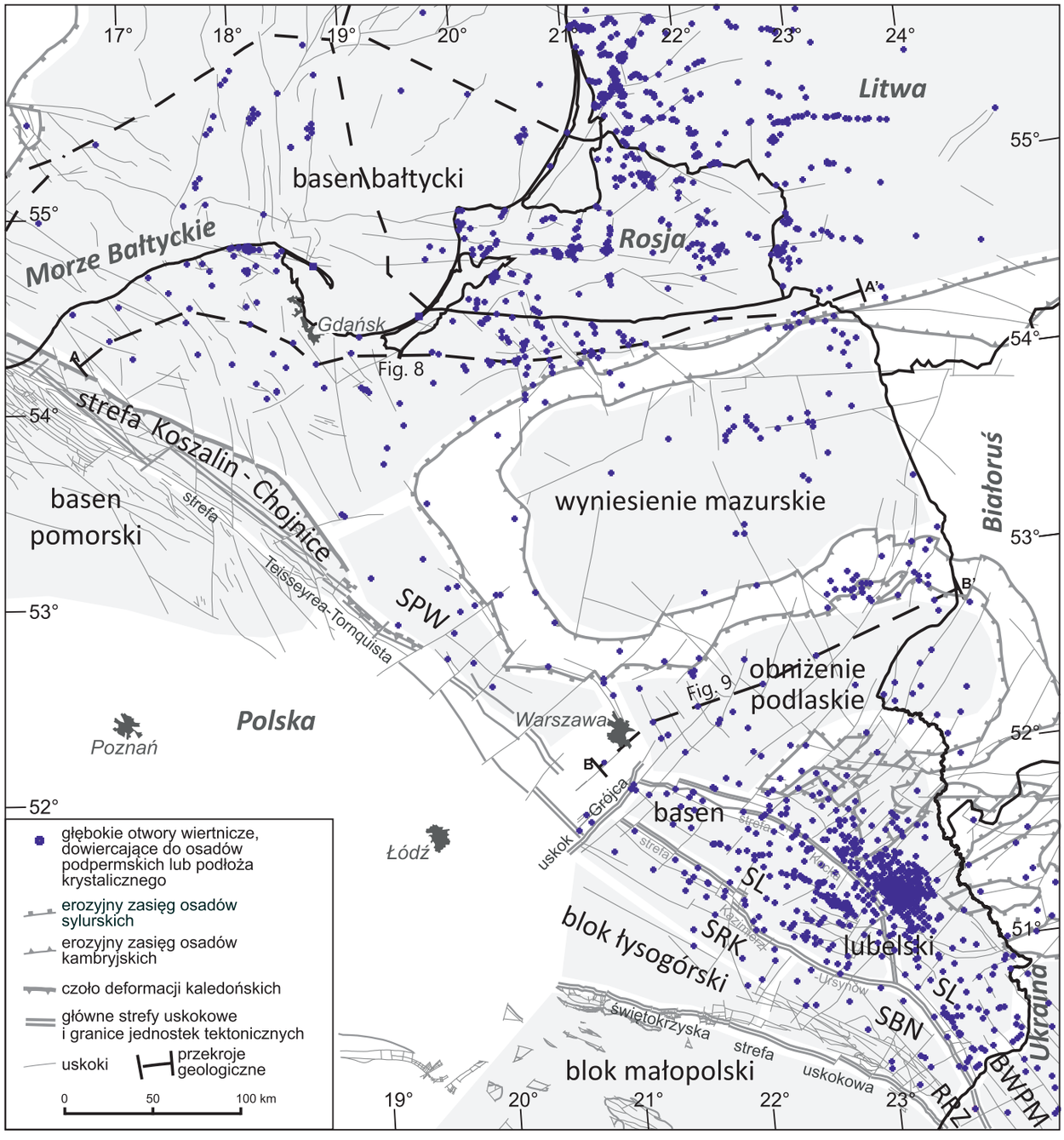


FIG. 2. Lokalizacja otworów wiertniczych w polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarach przyległych, zakończonych w podpermskich skałach osadowych, bądź w podłożu krystalicznym (wg Poprawy, 2020, zmodyfikowano i uzupełniono). Podział na jednostki tektoniczne w odniesieniu do kompleksu ediakarsko-dolnopaleozoicznego: SBN – strefa Biłgoraj-Narol; SL – synklinorium lubelskie; SPW – strefa Płock-Warszawa; SRK – strefa Radom-Kraśnik (późnokarboński pas nasuwczo-fałdowy; Krzywiec i in., 2017a, b); RRZ – strefa Rawy Ruskiej; BWPM – basen wołyńsko-podolsko-mołdawski. Przybliżony zasięg jednostek oznaczono szarym tłem

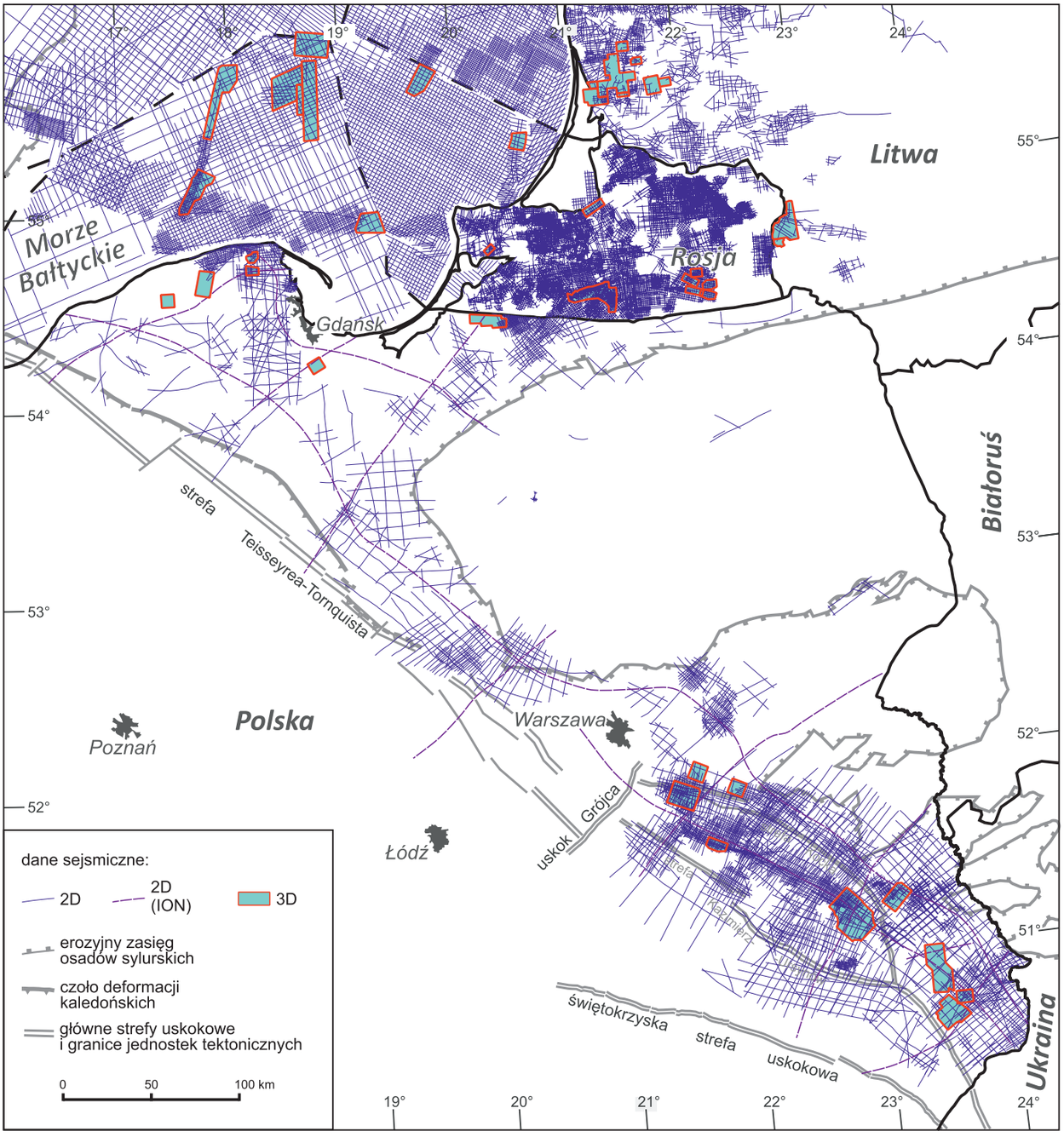


FIG.3. Lokalizacja zdjęć sejsmicznych 2D i 3D w polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego (wg: Poprawy, 2020, uzupełnione o Jacyna i in., 1997; Otmas, 2013; Kaminskas i in., 2015; Nordbäck i in., 2017; Grendaitė i in., 2022; Prokhorov, Alekseeva, 2022)

a także szelfowa część basenu bałtyckiego, szczególnie jej strefa zachodnia (fig. 2).

Pokrycie danymi sejsmicznymi basenów osadowych kratonu wschodnioeuropejskiego jest słabe (fig. 3) jak na standardy basenów naftowych Polski. Niewielka jest w szczególności ilość i powierzchnia zdjęć sejsmicznych 3D. Na tym tle pozytywnie wyróżnia się głównie region lubelski, zwłaszcza synklinorium lubelskie, a także centralna i północna część szelfu bałtyckiego. Szczególnie dużą wartość w rozpoznaniu budowy geologicznej omawianego obszaru mają regionalne, głębokie, wysokorozdzielcze przekroje sejsmiczne projektu ION Poland SPAN (lokalizacja: fig. 3)

4.3.2. Baseny osadowe w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego

Najstarszą, niezmetamorfizowaną pokrywę osadową zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego stanowią klastyczne osady formacji poleskiej, głównie piaskowce i mułowce (fig. 5; Juskowiakowa, 1974; Mahnatsch i in., 1976; Bogdanova i in., 1997). Osady te wypełniają neoproterozoiczny basen osadowy Wołyń–Orsza, o charakterze wielkiego rowu tektonicznego (aulakogenu) i rozciągłości NE–SW, tj. prostopadłej do krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 1; Krzemińska i in., 2024).

Na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego rozwinął się jeden z najbardziej rozległych, ediakarsko-wczesnopaleozoicznych basenów osadowych na świecie (Poprawa, 2019). Rozciąga się on na przestrzeni ponad 2000 km w kierunku NW–SE, między Morzem Czarnym a Morzem Północnym, natomiast jego szerokość osiąga od kilkudziesięciu do ponad 800 km (fig. 1). Jest on niekiedy określany jako basen lub system basenów pery-Tornquista, choć raczej w odniesieniu do jego centralnej i północno-zachodniej części (Nikishin i in., 1996; Poprawa i in., 1999; Sliaupa i in., 2006). Centralna część tego systemu najczęściej dzielona jest na basen bałtycki i basen lubelsko-podlaski (fig. 1; np. Ulmishek, 1990; Nikishin i in., 1996; Poprawa i in., 1999; Poprawa, Pacześna, 2002; Pacześna, 2006, 2014), czasami określane łącznie nazwą basen bałtycko-podlasko-lubelski (Poprawa, 2020). Historycznie basen bałtycki, rozumiany jako dolnopaleozoiczna, regionalna jednostka tektoniczna, nazywany był syneklizą lub obniżeniem perybałtyckim (np. Kanev i in., 1994; Zdanavičiūtė i in., 1998; Modliński i in., 1999, 2006; Narkiewicz, Dadlez, 2008). Natomiast strefę basenu lubelsko-podlaskiego dzieli się na dwie jednostki tek-

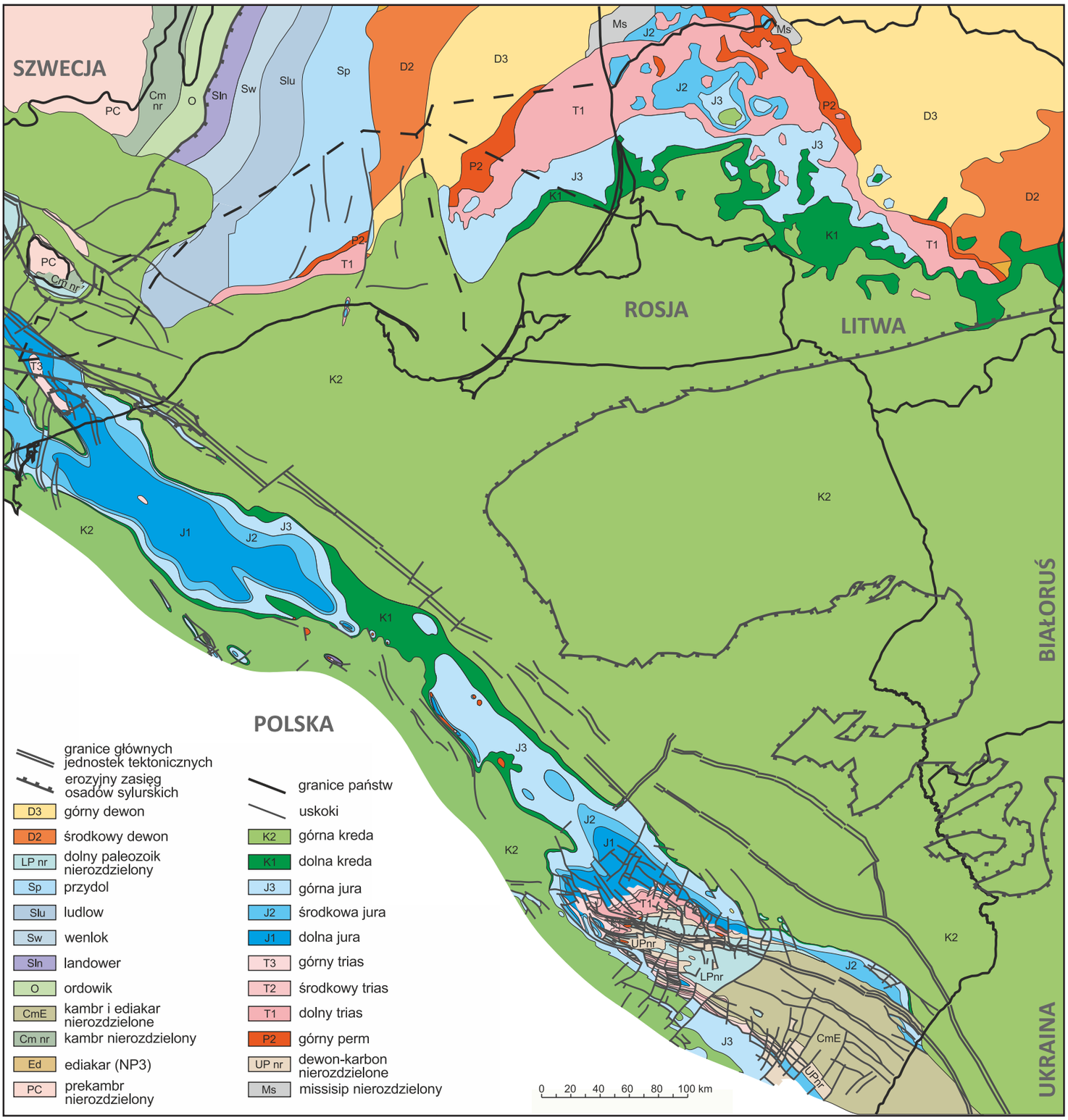


FIG. 4A. Mapa geologiczna odkryta bez kenozoiku polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarów przyległych. (wg Dadleza i in., 2000, uzupełniono wg Poprawy, 2019). OP – obniżenie podlaskie; LSKW – lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego

toniczne: obniżenie podlaskie oraz lubelski skłon kratonu (np. Areń, 1978; Modliński, Szymański, 2008).

Basen bałtycko-podlasko-lubelski ku północnemu zachodowi przechodzi w baseny skandynawskiego skłonu kratonu, przyległe do strefy Sorgenfreia-Tornquista (fig. 1; Vejbæk i in., 1994; Greiling i in., 1999; Nielsen, Schovsbo, 2010), natomiast ku południowemu wschodowi – w basen wołyńsko-podolsko-mołdawski, nazywany też basenem dniestrzańskim (Gautier i in., 2012; Sachsenhofer, Kołtun, 2012; Radkovets, 2015; Poprawa i in., 2018). Przejścia pomiędzy tymi strefami są stopniowe i nie odzwierciedlają ich znaczące granice geologiczne, natomiast niekiedy oddzielone są one strefami erozji, zachodzącej już po zamarciu basenu, jak to ma miejsce np. w przypadku wyniesienia mazurskiego. Biorąc pod uwagę możliwość traktowania dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego jako jednego basenu, zaproponowano dla niego alternatywną nazwę – basen bałtycko-dniestrzański (Poprawa, 2019).

Północno-wschodnia granica dolnopaleozoicznych basenów na kratonie wschodnioeuropejskim ma zwykle charakter erozyjny, podczas gdy od południowego zachodu baseny w obszarze Polski są ograniczone przez strefę Teisseyre'a-Tornquista (zob. podrozdział 4.2), stanowiącą jednocześnie północno-wschodnie obrzeżenie strefy szwu transeuropejskiego (TESZ – ang. *Trans-European Suture Zone*). Badania geofizyczne wskazują, że ścieniona skorupa kratoniczna ciągnie się dalej na zachód w obrębie TESZ, podścielając nasunięte na nią młodsze jednostki (np. Jarosiński, Dąbrowski, 2006; Mazur i in., 2015, 2016, 2021; Mikołajczak i in., 2019). W obrębie TESZ znajdują się również inne bloki tektoniczne z rozwiniętą pokrywą osadową dolnego paleozoiku. Bezpośrednio na zachód od basenu bałtyckiego znajduje się strefa Koszalin–Chojnice (Podhalańska, Modliński, 2006; Poprawa, 2006b, zob. też

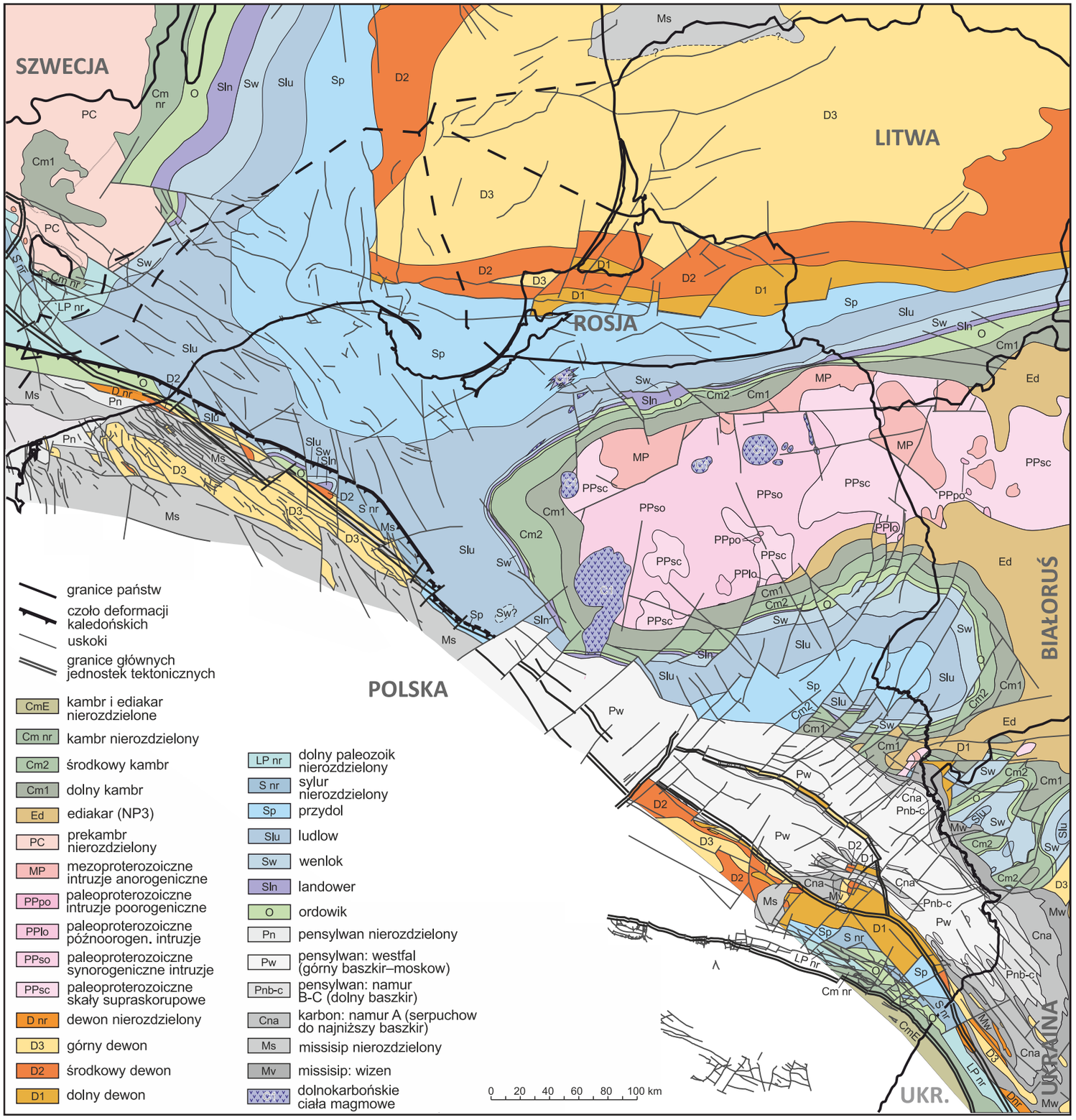


FIG. 4B. Mapa geologiczna odkryta bez permu, mezozoiku i kenozoiku polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarów przyległych (wg Poprawy, 2019, i odniesienia tamże, w szczególności do: Pożaryski, Dembowski, 1983). OP – obniżenie podlaskie; LSKW – lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego

podrozdział 5.1.3.), natomiast na zachód od basenu lubelsko-podlaskiego położona jest strefa Biłgoraj–Narol, w Ukrainie określana jako strefa Rawy Ruskiej (Modliński, Szymański, 2005; Drygant i in., 2006; Poprawa, 2019). Strefa Biłgoraj-Narol przechodzi ku NW w strefę (wyniesienie) radomsko-kraśnicką, a wspólnie stanowią one północno-wschodnie przedłużenie bloku łysogórskiego. Dalej na zachód znajduje się blok małopolski, również posiadający dolnopaleozoiczną pokrywę osadową (np. Buła, 2000; Buła, Habryn, 2008; zob. też podrozdział 5.1.2).

Zachodnia część kratonu wschodnioeuropejskiego jest częściowo przykryta osadami dewońsko-karbońskimi (fig. 5), których występowanie obecnie ograniczone jest do regionu lubelskiego i strefy radomsko-kraśnickiej (basen lubelsko-lwowski), strefy Koszalin–Chojnice, a także strefy mazowieckiej, gdzie jednak występuje wyłącznie górny karbon (np. Żelichowski, 1972; Matyja, 2006; Narkiewicz, 2007). Dodatkowo w polskiej, szelfowej strefie basenu bałtyckiego osady dewońskie zachowane są na niewielkim obszarze w jego północno-wschodniej, szelfowej części (fig. 4B). Pierwotnie pokrywa dewońsko-karbońskich osadów na kratonie obejmowała prawie cały jego obszar w dzisiejszych granicach Polski, jednak kilka faz wypiętrzania i denudacji doprowadziło do ich usunięcia z nieomal całego polskiego sektora basenu bałtyckiego, z wyniesienia mazurskiego, obniżenia podlaskiego oraz strefy Biłgoraj–Narol (fig. 5).

Rozwój basenów dewońsko-karbońskich na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego zakończył się pod koniec karbonu intensywnymi, kompresyjnymi deformacjami tektonicznymi, wypiętrzaniem i erozją, związanymi z orogenezą waryscyjską. Dewońsko-karbońskie procesy basenotwórcze, a następnie deformacje i erozja, zostawiły swój czytelny ślad przede wszystkim w regionie lubelskim, w odniesieniu do którego są omó-

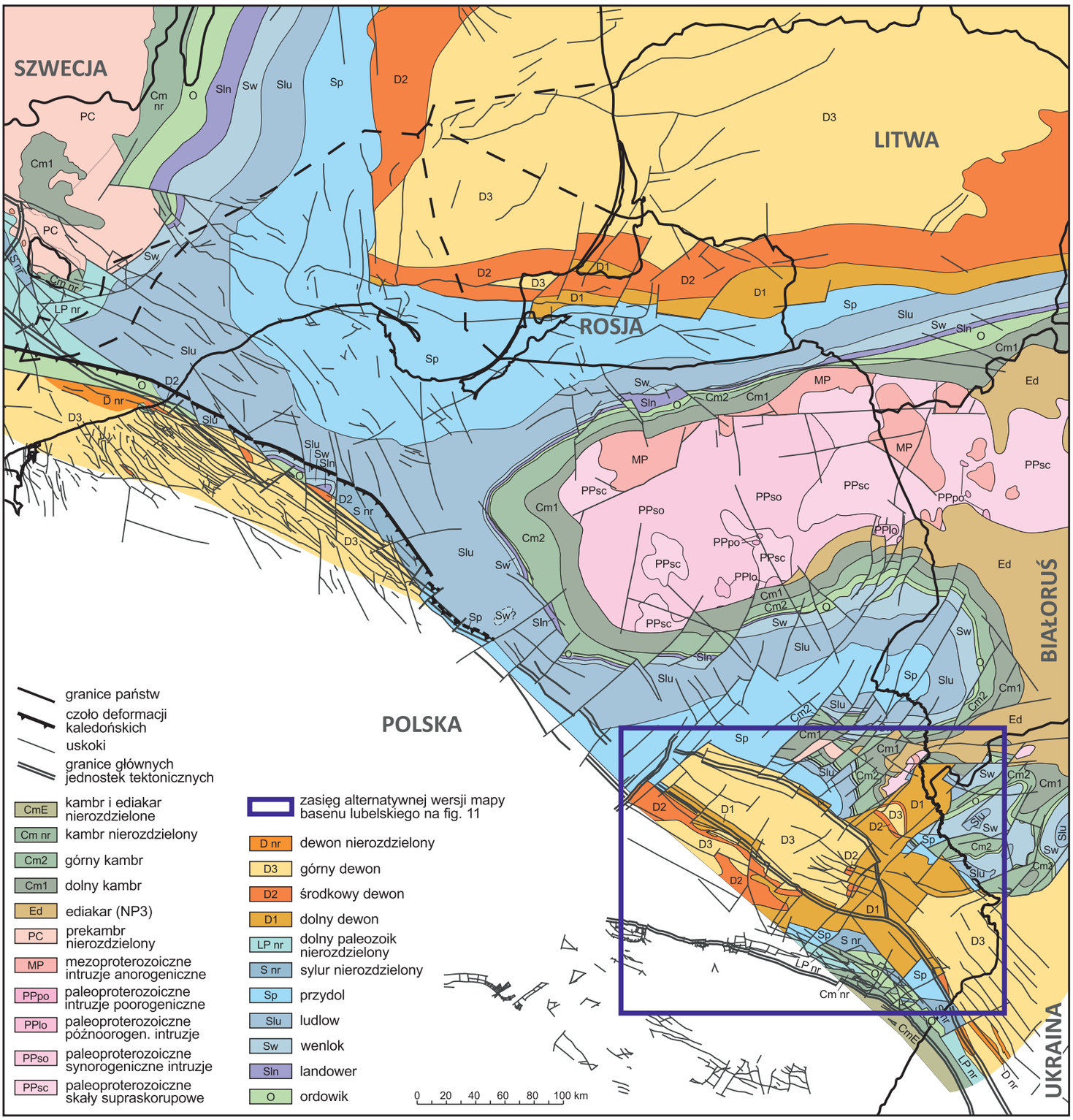


FIG. 4C. Mapa geologiczna odkryta bez karbonu, permu, mezozoiku i kenozoiku polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarów przyległych (wg Poprawa, 2019 i odniesienia tamże). Alternatywny model budowy obszaru lubelskiego przedstawiono na fig. 11. OP – obniżenie podlaskie; LSKW – lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego

wione odpowiednio w tomie 1. („Stratygrafia") „Budowy geologicznej Polski" oraz w rozdziale 5.1.4.2.

Specyfiką basenów osadowych na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego jest częściowe współwystępowanie z ich rozwojem wewnątrzpłytowych procesów magmowych (fig. 5, 6). W początkowej fazie rozwoju ediakarsko-dolnopaleozoicznego basenu lubelsko-podlaskiego, tj. ok. 580–547 mln lat temu, doszło do intensywnych wylewów law pikrytowych, subalkalicznych bazaltów, powstawania andezytów oraz depozycji tufów. Ten typ aktywności magmowej kontynuował się również w północnej części basenu wołyńsko-podolsko-mołdawskiego, prowadząc do utworzenia się rozległej wołyńskiej prowincji magmowej (fig. 6), klasyfikowanej jako wielka prowincja magmowa (ang. *Large Igneous Province* – LIP) (Ryka, 1984; Nosova i in., 2008; Shumlyanskyy i in., 2016; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022). Skały magmowe prowincji wołyńskiej są szerzej omówione w podrozdziale 4.1.

Kolejna faza aktywności magmowej w polskiej, rosyjskiej i litewskiej częściach kratonu wschodnioeuropejskiego miała miejsce we wczesnym karbonie. Obejmowała ona obszar sięgający od regionu lubelskiego, przez obniżenie podlaskie i wyniesienie mazurskie, po centralną część basenu bałtyckiego, na którym aktywność ta utworzyła lubelsko-bałtycką dolnokarbońską alkaiczną prowincję magmową (fig. 6; Poprawa, 2019; Poprawa i in., 2024). Na większości tego obszaru powierzchniowe produkty aktywności magmowej zostały usunięte przez powaryscyjską erozję. Jedynym jej zapisem pozostają intruzje, w większości dolerytowe, o charakterze silli, a wyjątkiem jest region lubelski, gdzie zachowane są pokrywy bazaltowe i tufity tego wieku (fig. 5; Żelichowski, 1983, 1987; Porzycki, 1988; Grocholski, Ryka, 1995; Pańczyk, Nawrocki, 2015). Skały magmowe tej prowincji pozostają pogrzebane pod młodszym nadkładem, głównie mezozoicznym i/lub karbońsko-permskim. Lepiej zbadane są one jedynie na wyniesieniu mazurskim, tj. rejonie ich stosunkowo płytkiego zalegania (Krzemińska, Krzemiński, 2012; Demaiffe i in., 2013; Wiszniewska i in., 2020; Krzemińska i in.,

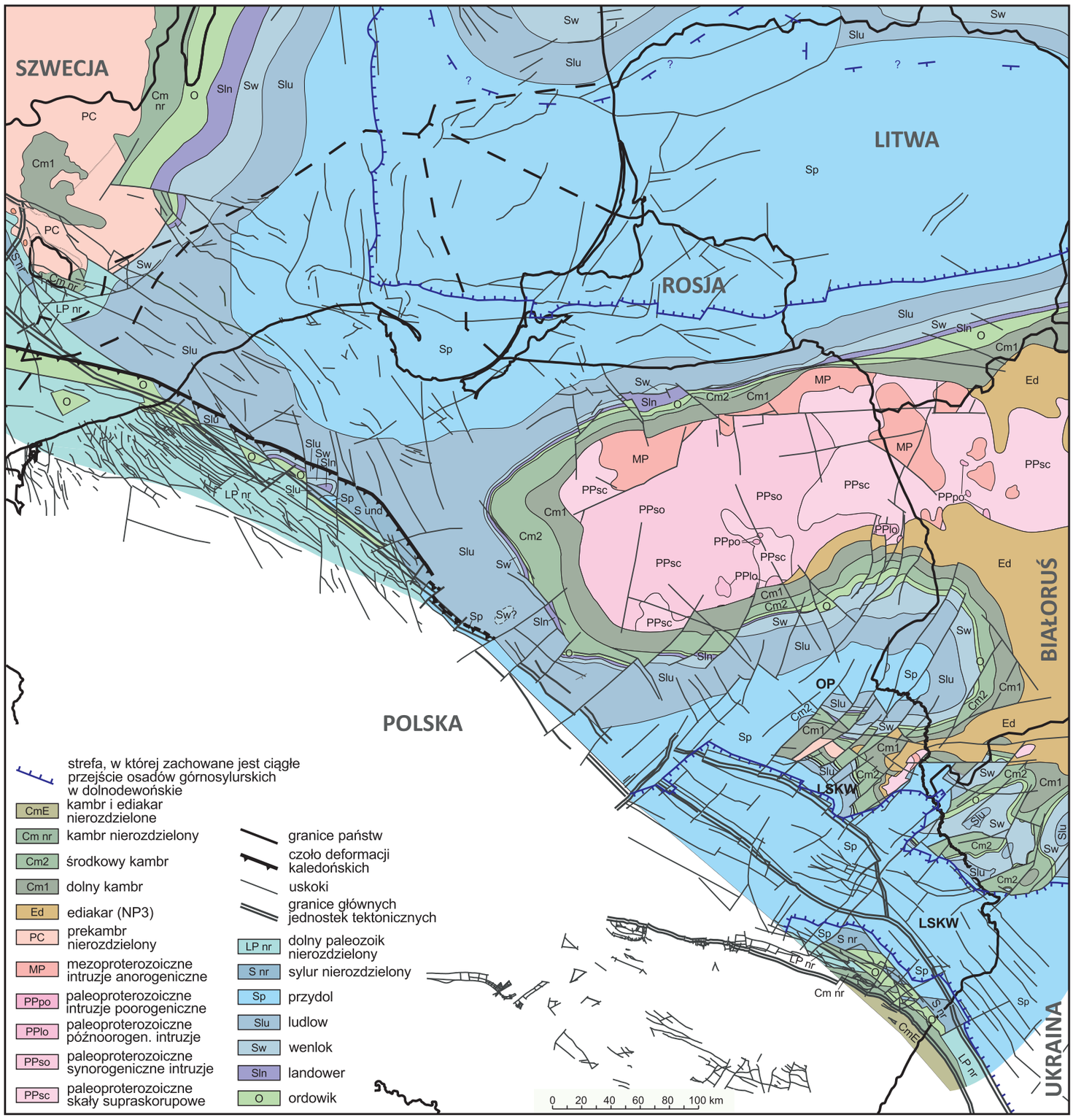


FIG. 4D. Mapa geologiczna odkryta bez górnego paleozoiku, mezozoiku oraz kenozoiku polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarów przyległych (wg Poprawy, 2019 i odniesienia tamże). OP – obniżenie podlaskie; LSKW – lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego

2025). Na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego incydentalnie pojawiają się również intruzje skał magmowych najwyższego karbonu-dolnego permu (otwór Mielnik IG 1; Krzemińska i in., 2021), szeroko rozprzestrzenione dalej na zachód, w centralnej Europie (fig. 6)

4.3.3. Jednostki tektoniczne basenu bałtyckiego

Basen bałtycki jest największym basenem osadowym na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego. Z jednej strony jest on związany z zachodnią krawędzią kratonu, z drugiej zaś przez większą część czasu jego trwania wyróżniało się w nim również wyraźne depocentrum o osi NE–SW (fig. 1). Obecność tego depocentrum powoduje, że omawianą regionalną jednostkę tektoniczną można alternatywnie traktować jako osobny basen osadowy bądź też jako subbasen w obrębie basenu bałtycko-dniestrzańskiego (zob. Poprawa, 2019). Dzisiejszy zasięg paleozoicznych osadów basenu bałtyckiego ma charakter erozyjny, z wyjątkiem jego południowo-zachodniej, tektonicznej granicy, która stanowi czołowe nasunięcie kaledońskie (fig. 4B–D, 7; Poprawa, 2006b, 2019; Mazur i in., 2016, 2018; zob. też podrozdział 5.1.3). W zapisie grawimetrycznym i magnetycznym jako zachodnią krawędź kratonu przyjmuje się linię Teisseyre'a-Tornquista, (fig. 1, 7; np. Królikowski, Wybraniec, 1996; Wybraniec, 1999; zob. też podrozdział 4.2). Od północy basen bałtycki graniczy z tarczą fennoskandzką (bałtycką), zaś od południowego wschodu ogranicza go wyniesienie mazurskie. Ku południowi, w strefie na zachód od wyniesienia mazurskiego, dolnopaleozoiczny basen bałtycki przechodzi płynnie w strefę płocko-warszawską (fig. 7). Strefa ta dalej w kierunku południowo-wschodnim przechodzi, z kolei w obniżenie podlaskie, stanowiące część ediakarsko-dolnopaleozoicznego basenu lubelsko-podlaskiego (fig. 1; Poprawa, Pacześna, 2002). W granicach

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

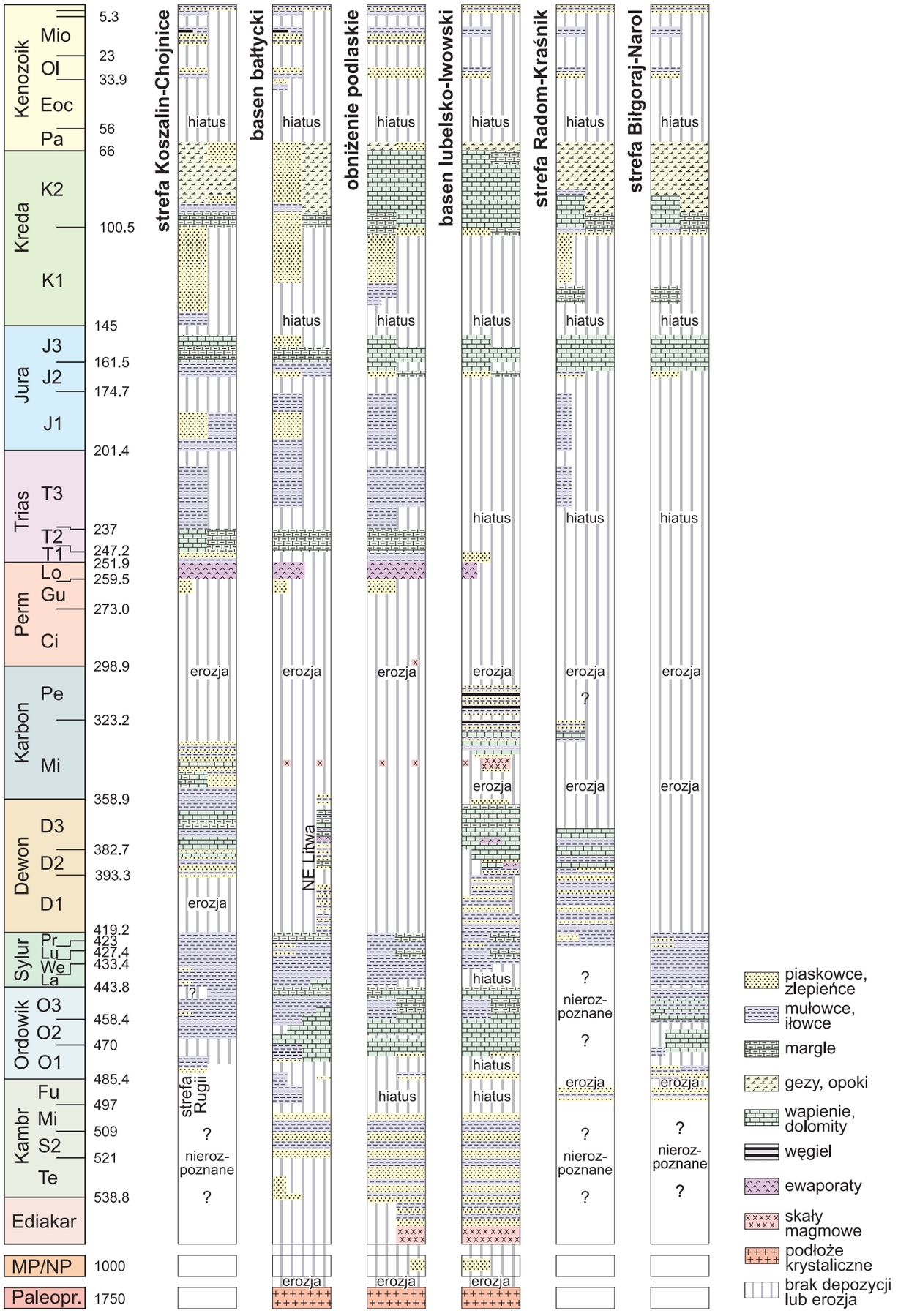


FIG. 5. Uproszczone profile litostratygraficzne basenów osadowych rozwiniętych na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego oraz w strefach przyległych (wg Poprawy, 2019, zmodyfikowano). Określenie basen lubelsko-lwowski odnosi się do basenu dewońsko-karbońskiego. We wczesnym paleozoiku obszar ten wraz z obniżeniem podlaskim stanowił basen lubelsko-podlaski. Strefa Radom-Kraśnik jest tu rozumiana jako, pierwotnie, zachodnia cześć basenu lubelsko-lwowskiego

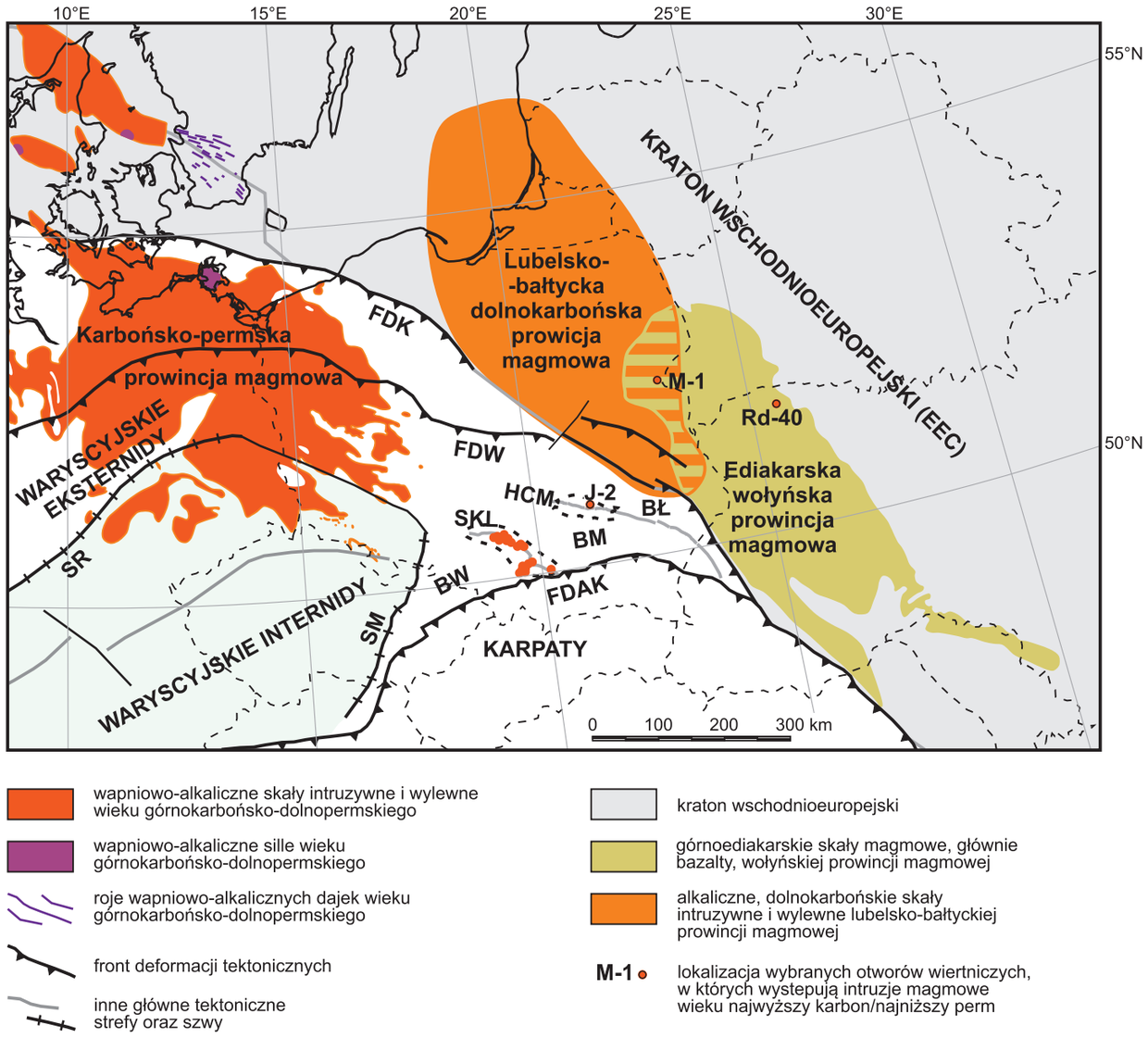


FIG. 6. Główne neoproterozoiczno-paleozoiczne prowincje magmowe środkowo-wschodniej Europy (Krzemińska i in., 2021; Poprawa i in., 2024). Zasięg dolnokarbońskiej, alkalicznej, lubelsko-bałtyckiej prowincji magmowej wg Poprawy (2019); Poprawy i in. (2024). Ediakarska, wołyńska prowincja magmowa wg Kuzmenkova i in. (2010); Poprawy i in. (2020); Krzemińskiej i in. (2022). Późnokarbońsko-wczesnopermski magmatyzm centralnej i północno-zachodniej Europy wg Heermansa i in. (2004); Neumana i in. (2004); Maliszewskiej i in. (2016). Intruzje powyższego wieku w otworach wiertniczych, położonych na kratonie wschodnioeuropejskim oraz w Górach Świętokrzyskich wg Krzemińskiej i in. (2021). M-1 – Mielnik IG 1; J-2 – Janowice 2; HCM – Góry Świętokrzyskie; SKL – strefa uskokowa Kraków–Lubliniec; SM – szew morawski; SR – szew oceanu Rei; FDW – front deformacji waryscyjskich; FDK – front deformacji kaledońskich; FDAK – front deformacji alpejsko-karpackich; BŁ – blok łysogórski; BM – blok małopolski; BW – blok Brunowistulikum

Polski znajdują się części południowa i południowo-zachodnia basenu bałtyckiego.

Profile osadowe górnego ediakaru i/lub dolnego paleozoiku w obrębie całego bałtycko-dniestrzańskiego systemu basenów, tj. na całym południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego, wykazują wyraźne podobieństwa. W szczególności bliskie podobieństwa w wykształceniu profilu litostratygraficznego obserwować można między basenem bałtyckim i basenem lubelsko-podlaskim (fig. 5). Podobne profile litostratygraficzne są wykształcone także na skandynawskim skłonie kratonu, gdzie jednak osady dolnego paleozoiku są słabiej zachowane, a profile są często niepełne z uwagi na późniejsze, intensywne ruchy tektoniczne oraz erozję (np. Vejbæk i in., 1994; Nielsen, Schovsbo, 2010).

W basenie bałtyckim na fennoskandzkim podłożu krystalicznym zalegają kontynentalne, a następnie płytkomorskie osady klastyczne najwyższego ediakaru–kambru, po czym ordowickie piaskowce i łupki, przechodzące w górę profilu w organodetrytyczne wapienie, a następnie łupki i margle (fig. 5, 8; Areń, Lendzion, 1978; Modliński, 1982; Jaworowski, 1997; Levendal i in., 2019). Profil syluru rozpoczynają iłowce bitumiczne, wyżej przechodzące w monotonny kompleks iłowców i mułowców, po części marglistych, a także margli (Modliński i in., 2006; Porębski, Podhalańska, 2019; Poprawa, 2020). W zachodniej i południowej części basenu bałtyckiego osady dewonu i dolnego karbonu zostały zerodowane. Natomiast zachowane są w centralnej i północno-wschodniej części basenu (fig. 4B, C), w facjach silikoklastyczno-ewaporatowych z wkładkami otwartomorskich węglanów (fig. 5; Paškievičius, 1997; Jacyna i in., 1997; Matyja, 2006).

Basen bałtycki jest stosunkowo dobrze zachowany, jak na basen dolnopaleozoiczny, a jednocześnie dość jednorodny strukturalnie i facjalnie. Obecną strukturę basenu bałtyckiego ukształtowało kilka czynników, takich jak ogólna tendencja do wzrostu miąższości osadów ku krawędzi kratonu, nakładanie się na siebie brzeżnego depocentrum (NW–SE) i depocentrum pery-bałtyckiego (NE–SW), selektywne podepozycyjne wypiętrzanie i erozja, a także powstanie rozległego systemu uskoków. Podział basenu bałtyckiego na podrzędne jednostki tektoniczne opiera się głównie na efektach działania tych czynników.

Z uwagi na oboczną zmienność stopnia sejsmicznego rozpoznania budowy basenu (fig. 3) system uskokowy części lądowej basenu bałtyckiego jest w Polsce słabiej rozpoznany niż w jego części szelfowej, a także słabiej niż w części rosyjskiej i w zachodniej Litwie (fig. 3, 7). Dla basenu bałtyckiego brak jest dotąd formalnego podziału na jednostki tektoniczne. Podział basenu proponowany tutaj odnosi się głównie do gradientu obocznych zmian głębokości występowania podłoża krystalicznego, który w pewnym stopniu jest też zbieżny z facjalną strefowością w obrębie osadowego wypełnienia basenu. Zachodni rejon lądowej części basenu wydzielono tu jako zachodni skłon brzeżny lub też, alternatywnie, strefę Słupsk-Kościerzyna (fig. 7). Jest to strefa zwiększonego nachy-

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

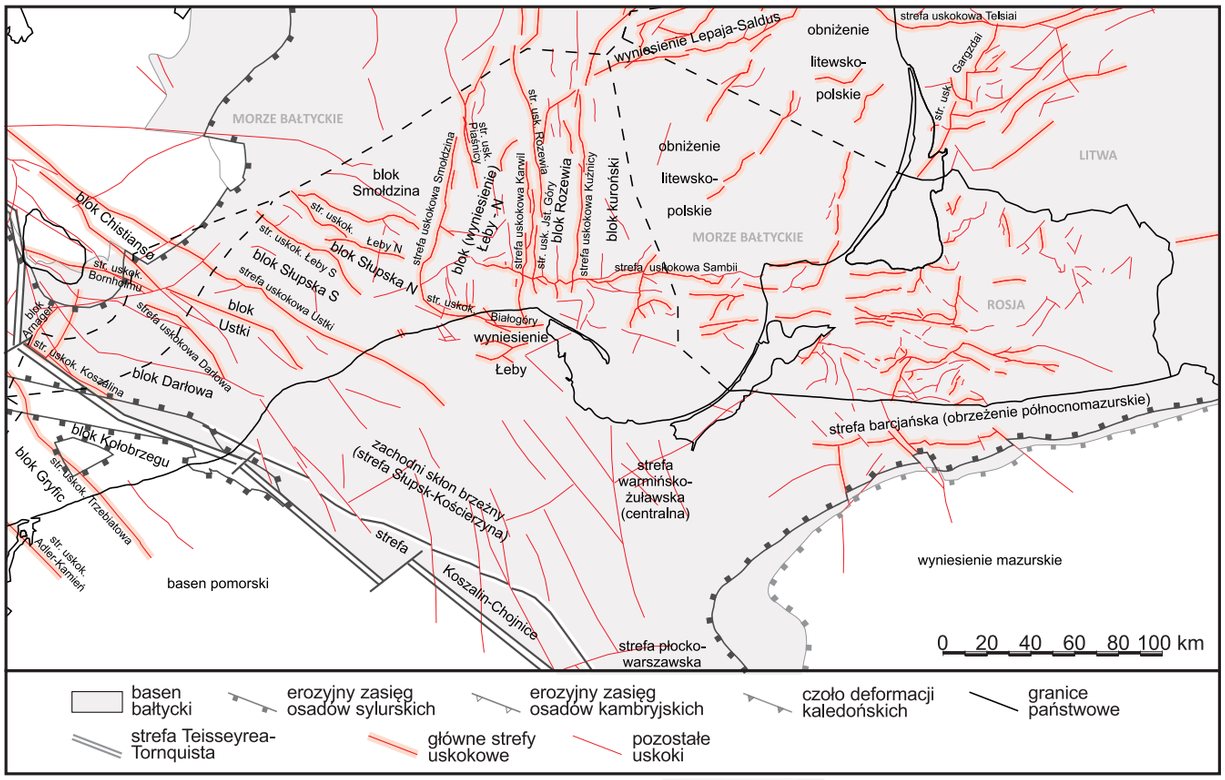
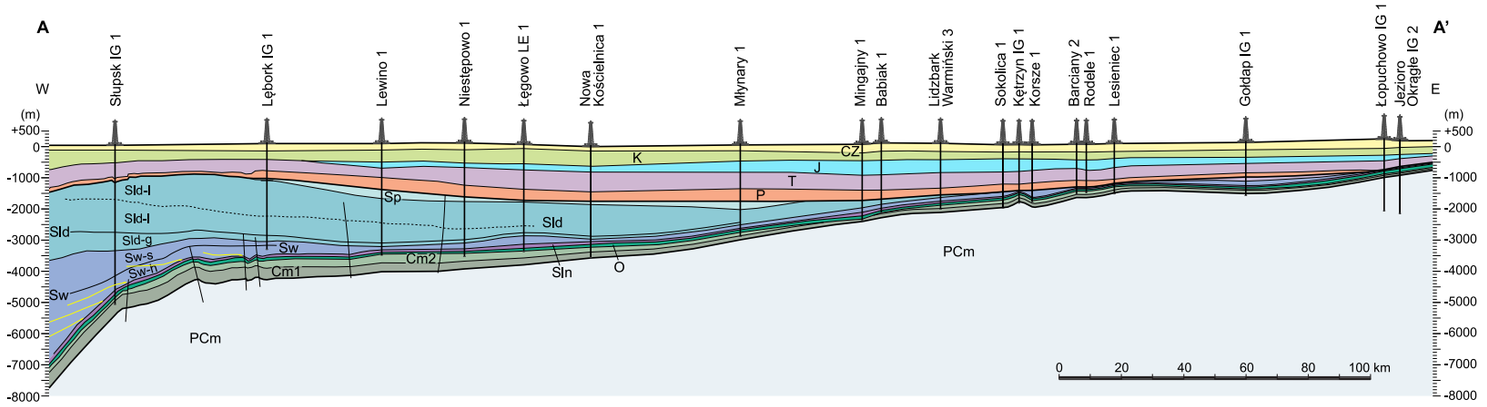


FIG. 7. Szkic tektoniczny basenu bałtyckiego (wg Pokorskiego, 2010; Domżalskiego i in., 2004; Poprawy, 2019, uzupełniono i zmodyfikowano). Nazwy stref w obrębie lądowej części basenu bałtyckiego w Polsce są nieformalne, z wyjątkiem wyniesienia Łeby



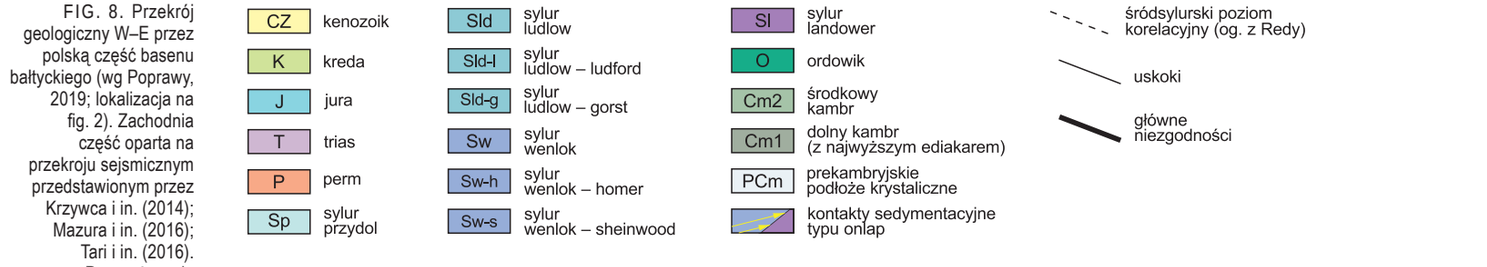


FIG. 8. Przekrój geologiczny W–E przez polską część basenu bałtyckiego (wg Poprawy, 2019; lokalizacja na fig. 2). Zachodnia część oparta na przekroju sejsmicznym przedstawionym przez Krzywca i in. (2014); Mazura i in. (2016); Tari i in. (2016). Przewyższenie pionowe x10

lenia ku SW dna basenu oraz – w związku z tym – intensywnego wzrostu ku SW miąższości osadów syluru wypełniających basen (fig. 8), a także obecności w osadach górnego ordowiku oraz syluru facji mułowcowych, niekiedy z wkładkami piaskowców. Na NW od Trójmiasta znajduje się wyniesienie Łeby (fig. 7), gdzie głębokość zalegania podłoża krystalicznego jest stosunkowo niska i obocznie mało zmienna, a w osadach górnoordowickich i dolnosylurskich znaczny udział mają iłowce z wysoką zawartością substancji organicznej (Poprawa, 2020). Dalej na południowy wschód występuje strefa warmińsko-żuławska (fig. 7), o niskim obocznym gradiencie zmian głębokości podłoża (fig. 8), przy jednoczesnej dominacji osadów mułowcowych w profilu łupków górnego ordowiku i dolnego syluru. Strefa położona pomiędzy wyniesieniem mazurskim a obwodem królewieckim wydzielona zastała jako strefa barcjańska (od znajdującej się w jej części centralnej wczesnośredniowiecznej krainy Barcji), bądź też jako obniżenie północnomazurskie.

W pozostałej części basenu bałtyckiego, głównie szelfowej, wydzielone podrzędne jednostki strukturalne to bloki tektoniczne ograniczone strefami uskokowymi (fig. 7). W tych lepiej sejsmicznie rozpoznanych częściach basenu występuje dobrze udokumentowana gęsta sieć stref uskokowych o wzajemnie podobnym charakterze, zatem przypuszczalnie o wspólnej genezie. Strefy uskokowe cechują się zazwyczaj znaczną rozciągłością i stosunkowo niewielkimi zrzutami. Najczęściej są to uskoki odwrócone, w niektórych przypadkach również ze składową przesuwczą (np. Poprawa i in., 2006a). Basen ten można podzielić na kilka indywidualnych stref, w obrębie których strefy uskokowe są wzajemnie równoległe, natomiast kierunki ich rozciągłości różnią się między strefami. W obszarach, gdzie perm leży bezpośrednio na sylurze, wiek tych uskoków angażujących sylur, a najczęściej nie przecinających permo-mezozoiku, jest trudny do ustalenia. Natomiast w centralnej części basenu bałtyckiego, gdzie występuje ciągłe przejście syluru w dewon, dane sejsmiczne pozwoliły precyzyjnie oznaczyć wiek uskoków jako lochkow, co oznacza, że reprezentują one późnokaledońską fazę kompresyjną, lokalnie z transpresyjną reaktywacją późnowaryscyjską (Poprawa i in., 2006a).

W zachodniej części polskiego szelfu występuje szereg stref uskokowych o rozciągłości NW–SE (fig. 7), tj. najogólniej równoległych

do krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego oraz do dominujących kierunków głównych struktur tektonicznych w obrębie strefy szwu transeuropejskiego. W tym rejonie wydzielono (od wschodu na zachód) blok Smołdzina i strefę uskokową Łeby N, blok Słupska S i strefę uskokową Łeby S, blok Słupska N i strefę uskokową Ustki, blok Ustki przechodzący ku NW w blok Christiansø i strefę uskokową Darłowa przechodzącą w strefę Bornholmu, a także blok Darłowa zamknięty od zachodu strefą uskokową Koszalina (fig. 7). Analogiczne kierunki dominujących uskoków (NW–SE) obserwuje się w duńskim i szwedzkim sektorach szelfu bałtyckiego oraz w południowej Skanii. Należy przypuszczać, że występują one również w częściach zachodniej i południowej polskiego lądowego sektora basenu.

W centralnej i wschodniej części polskiego szelfu i przyległej części szelfu szwedzkiego oraz w centralnej i północnej części szelfu rosyjskiego, miejscami także w zachodniej części Litwy, występuje domena tektoniczna ze strefami uskokowymi o rozciągłości od N–S do NNE–SSW. Występują tu kolejno od wschodu ku zachodowi blok kuroński, ograniczony strefą uskokową Kuźnicy, blok Rozewia oraz strefy uskokowe Jastrzębiej Góry, Rozewia i Karwi, a następnie północny blok Łeby, którego zachodnim ograniczeniem są strefy uskokowe Smołdzina i Piaśnicy (Domżalski i in., 2004; fig. 7).

Dalej na południe, w południowo-wschodniej części polskiego szelfu, południowej części szelfu rosyjskiego oraz w obwodzie królewieckim dominują odmiennie skierowane strefy uskokowe i związane z nimi antykliny, cechujące się rozciągłością głównie w kierunku E–W. W tym obszarze wyróżnia się zwłaszcza równoleżnikowa strefa uskokowa Sambii. Do tego systemu uskoków należy również strefa uskokowa Białogóry (fig. 7). Natomiast na północnym zachodzie Litwy, zachodzie Łotwy oraz na przyległej do nich od północnego zachodu części szelfu bałtyckiego dominują strefy uskokowe o kierunkach WSW–ENE. Strefy te rozciągają się niekiedy na kilkaset kilometrów i tworzą sieć uskokową o dużym zagęszczeniu. W strefie tej wyróżnia się wyniesienie Lepaja–Saldus, w części lądowej od południa ograniczone strefą uskokową Telsiai (fig. 7). Wyniesienie to jest najważniejszym elementem strukturalnym wewnątrz basenu bałtyckiego, oddzielającym położone na północy obniżenie Lepaja, następnie monoklinę łotewsko-estońską i skłon tarczy bałtyckiej od położonego na południu obniżenia polsko-litewskiego.

Cechą charakterystyczną basenu bałtyckiego jest jego asymetria powodowana zmiennością miąższości osadów sylurskich, w mniejszym stopniu również osadów kambru. Miąższości te ogólnie wzrastają ku zachodowi i południowemu zachodowi, tj. ku krawędzi basenu, nadając jego zachodniej części geometrię fleksury (fig. 8). Na obszarze Polski kompleks dolnopaleozoiczny jest erozyjnie ścięty, a jego strop wyznacza regionalna powierzchnia niezgodności, na której zalegają osady wschodniej części permsko-mezozoicznego basenu polskiego, a także osady kenozoiczne (fig. 4, 8).

4.3.4. Jednostki tektoniczne basenów lubelsko-podlaskiego i lubelsko-lwowskiego

Skłon kratonu wschodnioeuropejskiego na południe od wyniesienia mazurskiego jest obszarem niemal ciągłej sedymentacji, począwszy od późnego ediakaru do późnego karbonu. Niemniej, z uwagi na zmianę planu strukturalnego i rozkładu głównych depocentrów pomiędzy ediakarem i dolnym paleozoikiem a dewonem i karbonem w odniesieniu do powyżej wzmiankowanych kompleksów stosuje się tradycyjnie odmienne nazwy basenów.

W odniesieniu do osadowej pokrywy ediakarsko-dolnopaleozoicznej stosowane jest określenie basen lubelsko-podlaski (fig. 1), w obrębie którego wydzielić można obniżenie podlaskie w części północnej, a także lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego w części południowej (fig. 4D; np. Areń, 1978). Różnią się one pod względem stylu strukturalnego, co w dużym stopniu jest efektem podepozycyjnych deformacji tektonicznych, głównie wczesnokarbońskich oraz późnokarbońskich. Obniżenie podlaskie stanowi regionalną, łagodną fleksurę związaną ze wzrostem miąższości osadów ku zachodowi, pozbawioną znaczących deformacji tektonicznych (fig. 9). Natomiast lubelski skłon kratonu to obszar intensywnego zaangażowania tektonicznego kompleksu ediakarsko-dolnopaleozoicznego, co wyraźnie odzwierciedla się w ujęciu kartograficznym (fig. 4B–D, 10, 11).

Granice północna i wschodnia basenu lubelsko-podlaskiego mają charakter erozyjny (fig. 4D). Granica zachodnia basenu jest słabo zdefiniowana z uwagi na pogrzebanie nadkładem dewońsko-karbońskim o dużej miąższości. Nie dotyczy to jednak obniżenia podlaskiego, którego zachodnią granicę można w przybliżeniu utożsamiać z grawimetrycznie i magnetycznie definiowaną krawędzią kratonu wschodnioeuropejskiego. Południowo-wschodnia granica basenu ma charakter umowny. Kompleks osadów ediakarsko-dolnopaleozoicznych kontynuuje się w tym kierunku, tj. na Ukrainę, aczkolwiek pogrzebanie pod nadkładem dewońsko-karbońskim także tutaj utrudnia rozpoznanie głębszej budowy geologicznej. Istnieje też wspomniana wcześniej alternatywna możliwość traktowania ediakarsko-dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego od Morza Czarnego do Morza Północnego jako osadów powstałych w jednym basenie osadowym (basen bałtycko-dniestrzański; Poprawa, 2020).

W odniesieniu do dewońsko-karbońskiej pokrywy osadowej tradycyjnie stosowano określenie basen lubelski (np. Narkiewicz, Dadlez, 2008; Tomaszczyk, 2015), bądź też rów lub obszar lubelsko-radomski (np. Żelichowski, 1987; Miłaczewski, 1981a; Narkiewicz i in., 1998). Obszar ten określany jest również niekiedy jako rów mazowiecko-lubelski (Żelaźniewicz i in., 2011), choć raczej w odniesieniu do basenu karbońskiego. W kierunku południowo-wschodnim podobny styl budowy piętra dewońsko-karbońskiego kontynuuje się w rejon Lwowa, a ponieważ osady dewonu i karbonu deponowane były we wspólnym basenie, zasadne wydaje się stosowanie zbiorczego określenia „basen lubelsko-lwowski" (np. Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Na omawianym tu obszarze obecny zasięg osadów dewońsko-karbońskich jest ograniczony erozyjnie, zaś basen lubelsko-lwowski pierwotnie obejmował większy obszar.

Na obszarze lubelskiej części basenu lubelsko-lwowskiego występuje prawie kompletna sekwencja paleozoiku, przy czym stan jej zachowania różni się znacząco w poszczególnych częściach obszaru (fig. 5, 11). Najpełniejszy profil litologiczny obserwowany jest w obrębie synklinorium lubelskiego. Na wyniesieniu Hrubieszowa całkowicie lub częściowo usunięte zostały utwory od prekambru po dewon. W obrębie jednostki radomsko-kraśnickiej, poza izolowanymi płatami nie zachowały się utwory karbonu, zaś utwory dewonu uległy częściowej erozji (fig. 11).

Geometria paleozoicznej pokrywy osadowej obszaru została w największym stopniu ukształtowana przez dwie waryscyjskie fazy tektoniczne, wczesnokarbońską oraz późnokarbońską, tradycyjnie określane jako fazy odpowiednio: bretońska i asturyjska. W ich trakcie poszczególne elementy pokrywy osadowej zostały w różnym stopniu zaangażowane tektonicznie (Jarosiński, 2004;

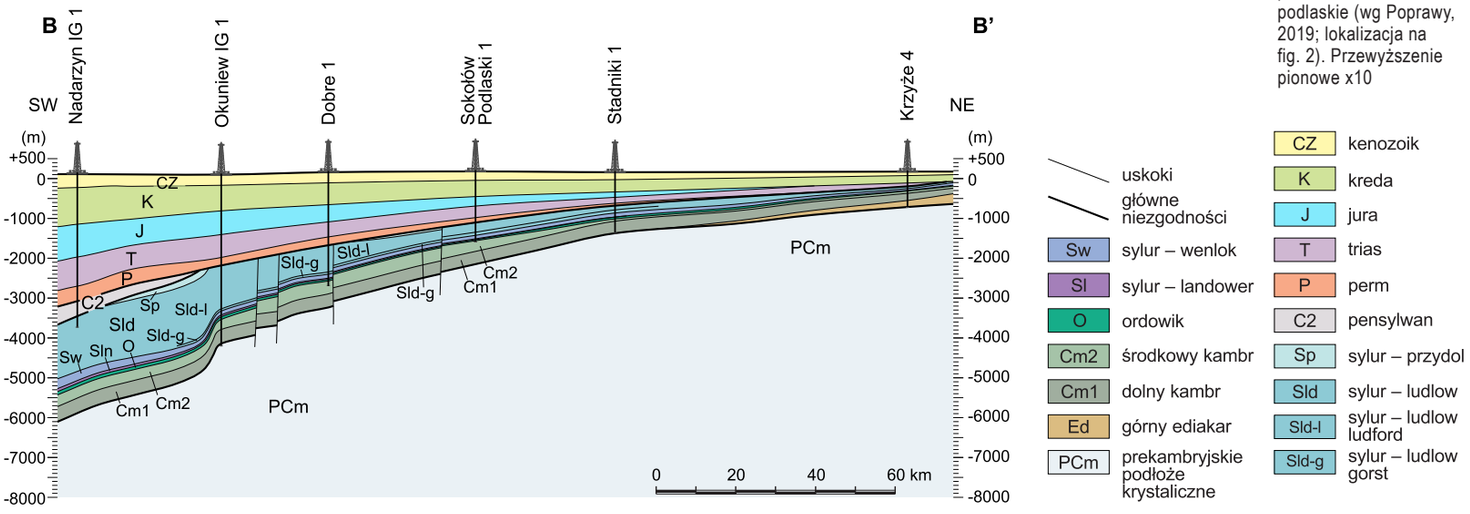


FIG. 9. Przekrój geologiczny SW–NE przez obniżenie podlaskie (wg Poprawy, 2019; lokalizacja na fig. 2). Przewyższenie pionowe x10

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

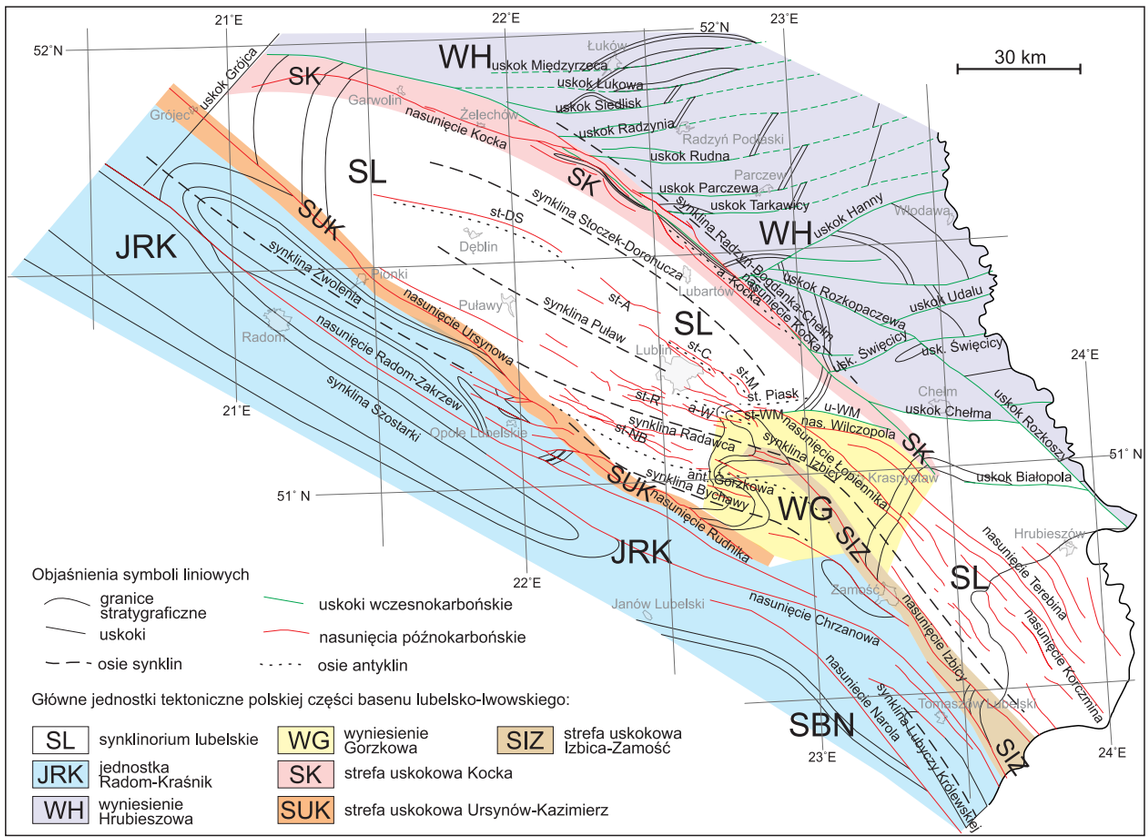


FIG. 10. Szkic tektoniczny regionu lubelskiego (wg Poprawy, Tomaszczyka, 2024, w centralnej i SE części wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017). Użyte skróty: SBN – strefa Biłgoraj-Narol; a-W – antyklina Wilczopola; u-WM – uskok Wilczopole-Marynin; st-WM – struktura Wilczopole-Marynin; st-A – struktura Abramowa; st-C – struktura Ciecierzyna; st-DS – struktura Dęblin-Stężyca; st-M – struktura Mełgwii; st-NB – struktura Niedrzwica-Bełżyce; st-R – struktura Radawca

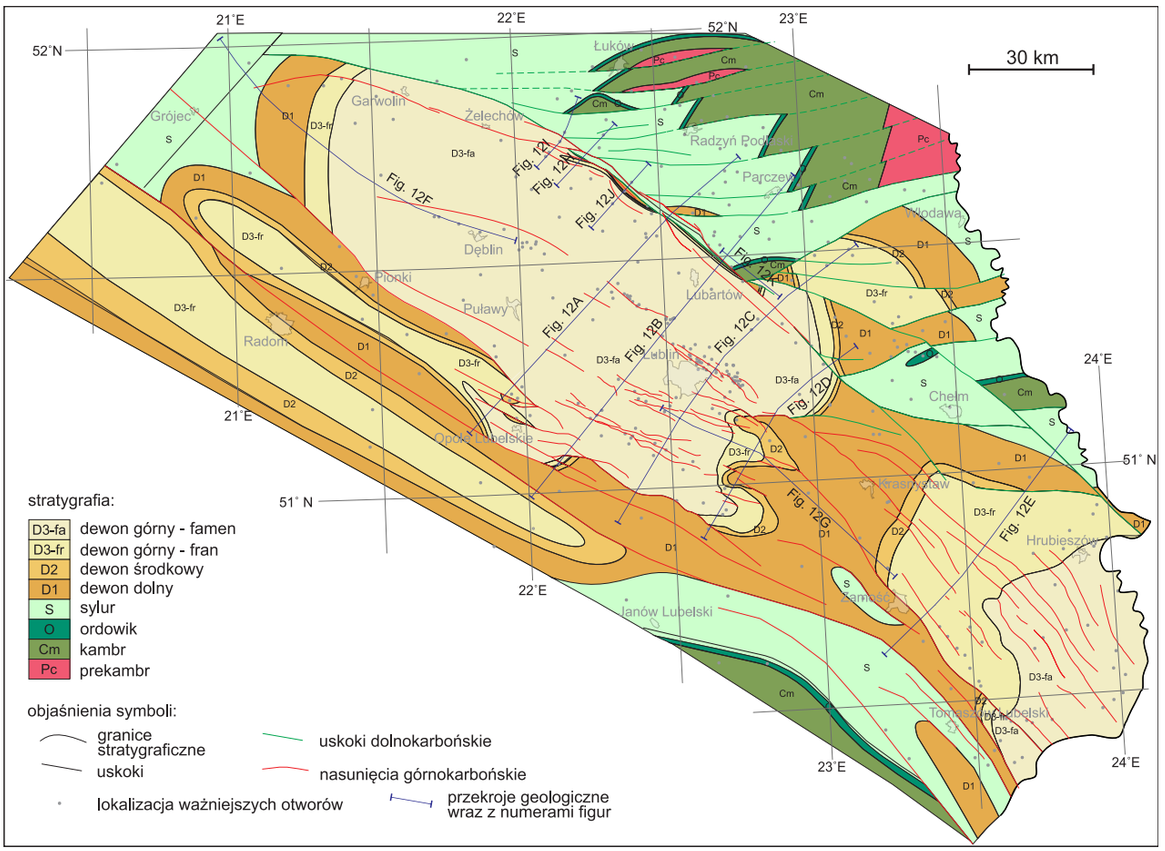


FIG. 11. Mapa geologiczna regionu lubelskiego odkryta po dewon (bez karbonu, permu, mezozoiku i kenozoiku), oparta na danych otworowych i sejsmicznych (wg Poprawy, Tomaszczyka, 2024, w centralnej i południowo-wschodniej części wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017). Porównaj z fig. 4C

Narkiewicz i in., 2007a; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; Krzywiec i in., 2017b).

W obrębie polskiej części basenu lubelsko-lwowskiego można wyróżnić trzy jednostki niższego rzędu o rozciągłości zgodnej z wydłużeniem basenu. Są to, począwszy od SW: jednostka radomsko-kraśnicka, synklinorium lubelskie oraz wyniesienie Hrubieszowa (fig. 10, 11).

Jednostka Radom–Kraśnik (JRK), określana jest również jako radomsko-kraśnicki pas fałdowo-nasuwczy (Krzywiec, 2017b), podniesienie radomsko-kraśnickie (Żelichowski, 1972, 1983, 1984), elewacja radomsko–kraśnicka (Narkiewicz, Dadlez, 2008; Tomaszczyk, 2015) bądź też jako zrąb radomsko-kraśnicki (Konon, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011). Południowo-wschodnie przedłużenie tej jednostki stanowi strefa Biłgoraj–Narol, charakteryzująca się brakiem osadów górnopaleozoicznych, usuniętych przez erozję. W trakcie sedymentacji dewońsko-karbońskiej jednostka ta była częścią basenu sedymentacyjnego obejmującego swym zasięgiem kraton wschodnioeuropejski.

Dalej w kierunku wschodnim i północno-wschodnim, tj. w osiowej części basenu, znajduje się element strukturalny określany jako rów mazowiecko-lubelski (Żelichowski, 1972, 1983; Pożaryski, Tomczyk, 1993), rów lubelski (Narkiewicz, 2007; Narkiewicz i in., 2007a) lub jako synklinorium lubelskie (fig. 10; Helcel-Weil, Dzięgielowski, 2003; Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Helcel-Weil i in., 2007; Tomaszczyk, 2015). Natomiast północno-wschodnią część basenu stanowi wyniesiony element platformy wschodnioeuropejskiej (Żelichowski, 1972), obecnie nazywany elewacją bądź wyniesieniem Hrubieszowa (fig. 10; Narkiewicz, Dadlez, 2008; Tomaszczyk, 2015).

Granice poszczególnych elementów strukturalnych basenu lubelsko-lwowskiego są dobrze czytelne w podkarbońskim planie strukturalnym (fig. 10, 11). Jednostkę radomsko-kraśnicką od synklinorium lubelskiego oddzielają strefy uskokowe Ursynów–Kazimierz oraz Izbica–Zamość, zaś granicę pomiędzy synklinorium lubelskim a wyniesieniem Hrubieszowa stanowi strefa uskokowa Kocka (Żelichowski, 1972; Żelichowski, Kozłowski, 1983; Narkiewicz, Dadlez, 2008; Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

Synklinorium lubelskie (SL) zajmuje osiową część polskiego sektora basenu lubelsko-lwowskiego, położoną przy krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Synklinorium stanowi szerokopromienną synklinę, której geometria jest dobrze widoczna zwłaszcza w utworach dewonu i karbonu (fig. 4B, C; 11; 12A–D). Podłoże krystaliczne znajduje się tu nawet 5–6 km niżej niż na wyniesieniu Hrubieszowa (Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017), na którym najczęściej występuje ono na głębokościach od kilkuset metrów na wschodzie do ponad 3000 m na zachodzie. Na stropie podłoża krystalicznego, zapadającego równomiernie w kierunku południowo-zachodnim, leży kompleks, w porównaniu do wyniesienia Hrubieszowa, o dużej miąższości skał ediakaru i dolnego paleozoiku. Miąższość osadów kambru, syluru oraz dewonu dolnego generalnie rośnie w kierunku południowo-zachodnim. Skały te charakteryzują się mniejszym, w porównaniu z kompleksem strukturalnym dewońsko-karbońskim, zaangażowaniem tektonicznym. Brak jest tu znaczących deformacji i przemieszczeń pionowych związanych z późnokarbońską inwersją basenu. Ze względu na stan zachowania pokrywy dewońskiej oraz stopień deformacji późnokarbońskich, synklinorium można podzielić na trzy segmenty: zachodni, centralny oraz wschodni. Segment centralny i wschodni oddziela kolejny element strukturalny zwany wyniesieniem Gorzkowa, nienależący do synklinorium (fig. 10, 11, 12G).

Granice synklinorium lubelskiego są dobrze zdefiniowane przez strefy uskokowe oraz lateralny zasięg poszczególnych systemów lub oddziałów paleozoicznych. Jego północno-wschodnią granicę stanowi strefa uskokowa Kocka (SK) i związany z nią obecny zasięg występowania utworów dewonu górnego, z wyłączeniem zapadliska włodawskiego (fig. 10, 11). Południowo-zachodnia granica synklinorium odpowiada obecnemu zasięgowi utworów karbonu wzdłuż strefy uskokowej Ursynów–Kazimierz i jej kulisowego przedłużenia na południowy zachód od strefy uskokowej Izbica–Zamość (SIZ; fig. 4B, 10). Dobrze widoczna jest też różnica w stopniu zaangażowania tektonicznego oraz stopniu erozji pomiędzy jednostką Radom–Kraśnik(JRK) a synklinorium lubelskim. Północno-zachodnią granicę synklinorium wyznacza uskok Grójca. Synklinorium kontynuuje się dalej ku południowemu wschodowi na Ukrainę (fig. 10, 11).

Segment centralny synklinorium charakteryzuje się obecnością utworów górnego dewonu, zwłaszcza famenu, o miąższości, która w osiowej części synklinorium, w rejonie Lublina przekracza 2000 m (fig. 11, 12A–C). W przypadku osadów górnego dewonu miąższość ulega redukcji w kierunku skrzydeł synklinorium do pojedynczych setek metrów, co jest dobrze widoczne zwłaszcza w jego południowo-zachodnim skrzydle (fig. 11, 12A–C). Ten rozkład miąższości w obrębie synklinorium lubelskiego uznać można w dużej mierze za pierwotny. Znajduje to uzasadnienie w zapisie sejsmicznym, gdzie na granicy dewon/karbon pomimo luki stratygraficznej nie obserwuje się niezgodności kątowych, co świadczy o braku erozji, lub o jej niewielkich rozmiarach (fig. 12A–C). Południowo-zachodnia flanka centralnego segmentu synklinorium (synklina Bychawy) jest podniesiona i ostro ścięta przez nasunięcia związane ze strefą uskokową Ursynów–Kazimierz (SUK). Natomiast jego flanka północno-zachodnia, stanowiąca skrzydło synkliny Stoczek-Dorohucza, stanowi równocześnie stropowe skrzydło nasunięcia Kocka (fig. 12A–C).

W segmencie centralnym synklinorium, w obrębie utworów dewonu środkowego i górnego oraz karbonu, występują liczne deformacje niższego rzędu, tworzące równoległe do osi synklinorium elewowane struktury fałdowo-nasuwcze o charakterze generalnie antyklinalnym, związane z późnokarbońską fazą tektoniczną. Idąc od SW, są to struktury Niedrzwica–Bełżyce, Radawca oraz najdłuższy zespół struktur Dęblin–Stężyca–Abramów–Ciecierzyn–Mełgiew, zwany również wyniesieniem centralnym (fig. 10). Struktury te charakteryzują się skomplikowaną budową wewnętrzną, wynikającą z obecności dużej liczby uskoków odwróconych, nasunięć oraz związanych z nimi zafałdowań. Struktury te są oddzielone od siebie synklinami: Bychawy, Radawca, Puław oraz Stoczek–Dorohucza (fig. 10). Pomiędzy segmentem centralnym a segmentem zachodnim synklinorium brak jest ostrej granicy (fig. 11). Dalej dobrze widoczna jest synklinalna geometria tego obszaru. Charakterystyczną cechą jest pojawienie się od zachodu erozyjnej niezgodności kątowej na granicy dewon/karbon (fig. 12F).

W kierunku północno-zachodnim, tj. w rejonie uskoku Grójca, w zapisie sejsmicznym dobrze jest widoczne podniesienie kompleksu paleozoicznego (fig. 11), związane z wczesnokarbońskim wypiętrzaniem i erozją kolejnych pięter od dewonu do syluru włącznie (fig. 12F). Intensywność deformacji tektonicznych w kompleksie dewońsko-karbońskim ulega tu zmniejszeniu, co dobrze obrazuje mapa geologiczna powierzchni podkarbońskiej.

We wschodnim segmencie synklinorium, synklinalny układ warstw nie jest już tak dobrze widoczny (fig. 12E). Wszystkie ogniwa paleozoiku łagodnie zapadają w kierunku południowego zachodu, a ponadto widoczny jest też wzrost w tym kierunku miąższości skał dewonu dolnego. Południowo-zachodnią granicę tego fragmentu synkliny lubelskiej stanowi strefa uskokowa Izbica–Zamość, będąca również granicą obecnego zasięgu pokrywy skał karbońskich. W kierunku wyniesienia Gorzkowa obserwuje się podniesienie podłoża krystalicznego i związane z nim erozyjne usunięcie kolejnych pięter dewonu, przykrytych niezgodnie utworami karbonu. Północno-wschodnią granicę synklinorium wyznacza uskok Rozkoszy.

W obrębie utworów starszego paleozoiku dane sejsmiczne dobrze uwidaczniają uskoki normalne oraz strome uskoki odwrócone, których część ma charakter uskoków przesuwczych o azymutach NW–SE (fig. 12). Zrzuty na tych uskokach nie przekraczają kilkuset metrów. Część z tych uskoków została odmłodzona podczas wczesnokarbońskiej fazy tektonicznej. W obrębie kompleksu dewońsko-karbońskiego obserwuje się równoległe do osi basenu nasunięcia z towarzyszącymi antyklinami naduskokowymi. Deformacje te związane są z późnokarbońską inwersją basenu.

Wyniesienie Gorzkowa znajduje się pomiędzy centralnym a wschodnim segmentem synklinorium lubelskiego (fig. 10, 11, 12G; Żelichowski, 1972). Jest to silnie wyniesiony element strukturalny charakteryzujący się głęboką erozją utworów dewonu oraz karbonu (fig. 11, 12E). Elewacja Gorzkowa od NE jest ograniczona przez strefę uskokową Wilczopole–Marynin, a od południa przez strefę uskokową Ursynów–Kazimierz wraz z jej południowo-wschodnim przedłużeniem (fig. 10, 11).

Obecna struktura tego obszaru to przede wszystkim wynik dwóch faz deformacji: wczesnokarbońskiej i późnokarbońskiej. Podczas wczesnokarbońskiej fazy deformacji tektonicznych obszar ten został wypiętrzony, w wyniku czego erozji uległy utwory dewonu środkowego, górnego i częściowo dolnego (fig. 11, 12). Procesy zachodzące w późnokarbońskiej fazie deformacji skutkowały aktywnością nasunięć Izbicy, Wilczopola i Łopiennika, a także doprowadziły do częściowej lub całkowitej erozji utworów karbonu oraz zwiększenia erozji skał dewonu dolnego.

W północnej części elewacji Gorzkowa, tj. w synklinie Izbicy, utwory karbonu leżą kolejno na zerodowanych piętrach dewonu. Stopień erozji zwiększa się w kierunku uskoku Wilczopole–Marynin. Uskok ten jest głęboko zakorzenioną w podłożu strukturą o upadzie południowym i przebiegu równoleżnikowym. Obecnie w planie podkarbońskim widoczna jest tylko jego wschodnia część, zaś zachodnia została przykryta przez nasunięcia Wilczopola i Łopiennika. Analiza danych sejsmicznych wskazuje na znaczny wzrost miąższości utworów syluru w południowym skrzydle uskoku, co może świadczyć o jego sylurskiej, ewentualnie również kambryjskiej, aktywności synsedymentacyjnej. Obecnie pierwotnie zrzucone, południowe skrzydło uskoku normalnego jest w położeniu podniesionym, co

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

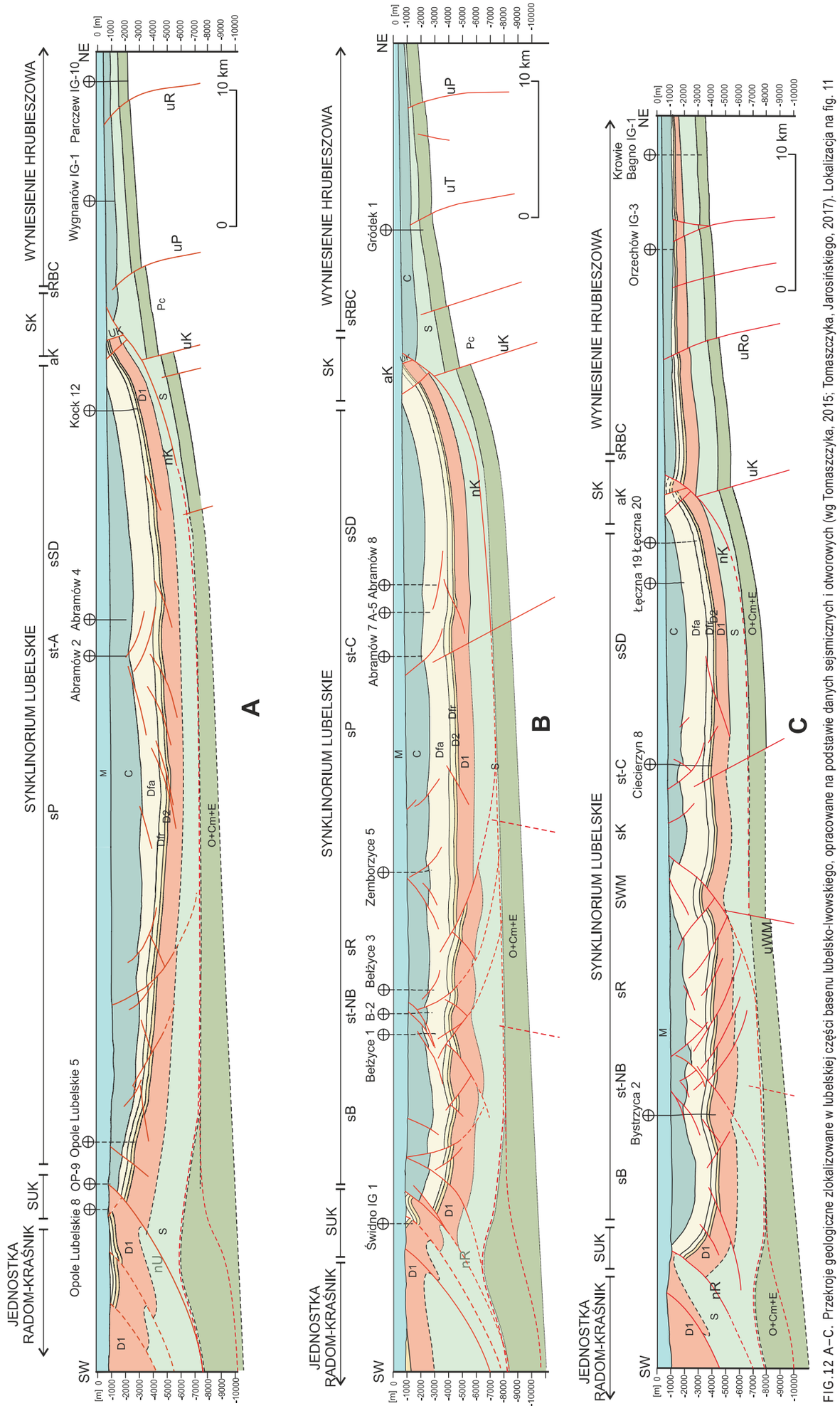


FIG.12 A–C. Przekroje geologiczne zlokalizowane w lubelskiej części basenu lubelsko-lwowskiego, opracowane na podstawie danych sejsmicznych i otworowych (wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017). Lokalizacja na fig. 11

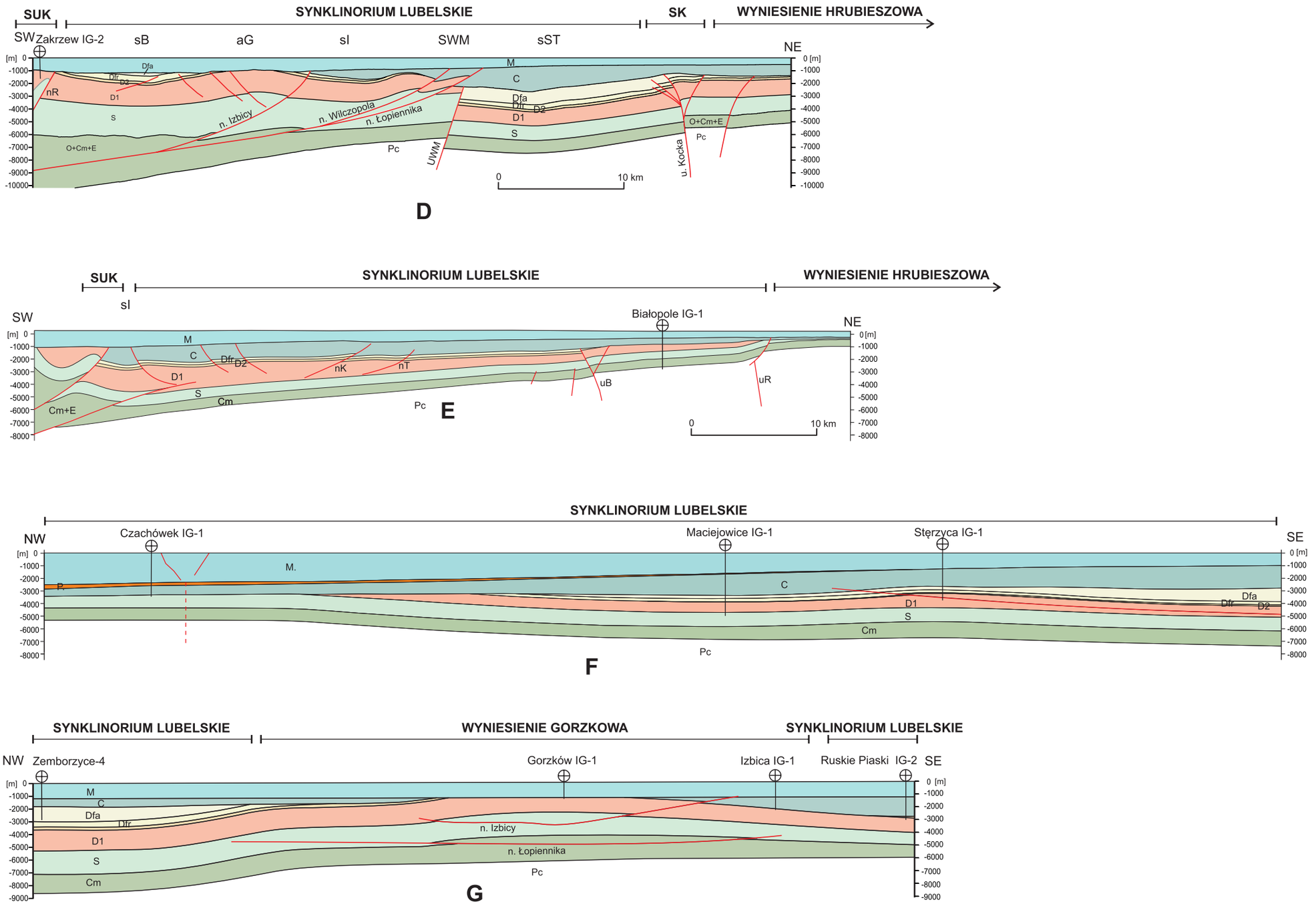


FIG.12 D–G. Przekroje geologiczne zlokalizowane w lubelskiej części basenu lubelsko-lwowskiego, opracowane na podstawie danych sejsmicznych i otworowych (wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017). Lokalizacja na fig. 11

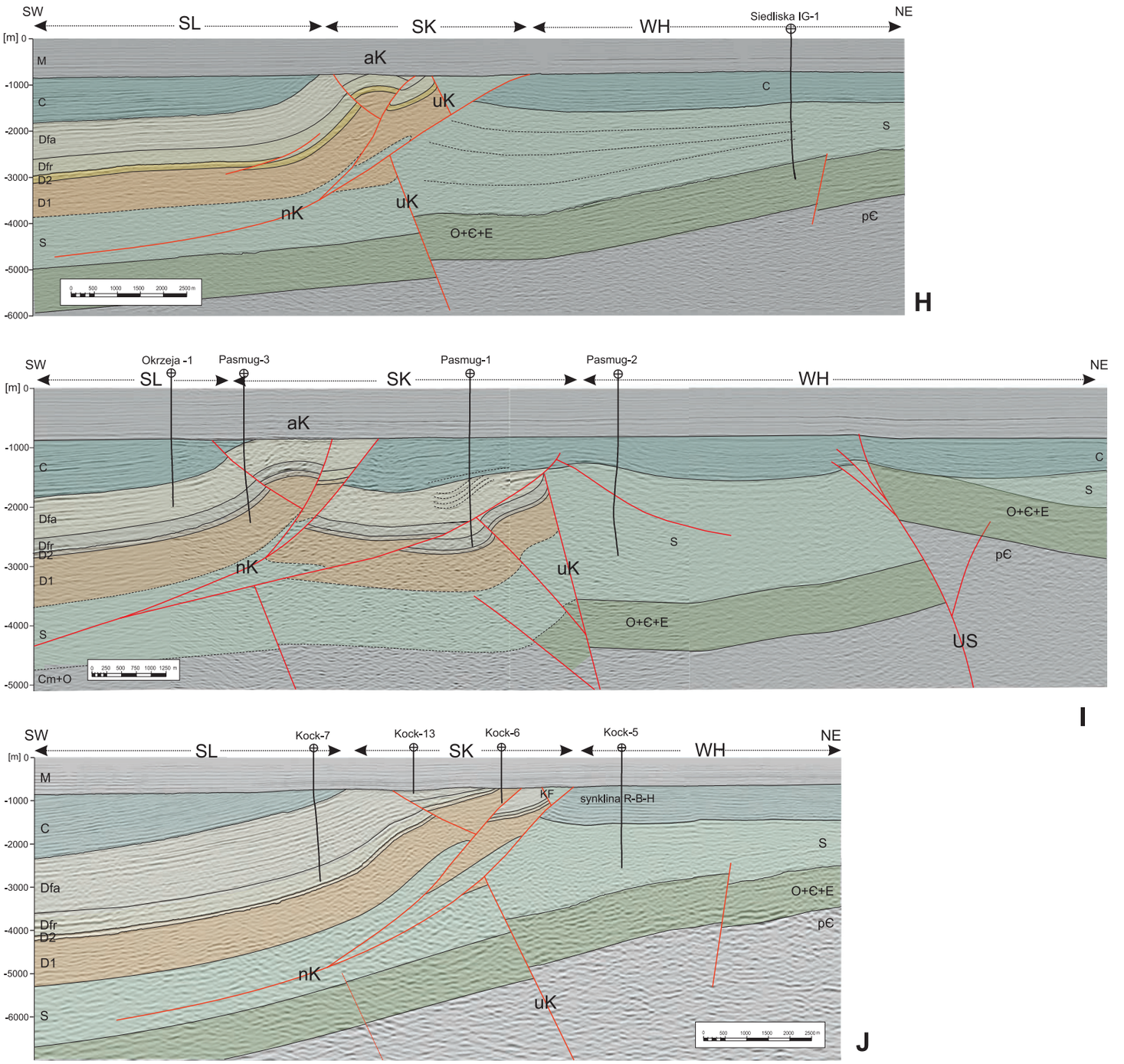


FIG. 12 H–J. Przekroje geologiczne zlokalizowane w lubelskiej części basenu lubelsko-lwowskiego, opracowane na podstawie danych sejsmicznych i otworowych (wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017). Lokalizacja na fig. 11

wskazuje na inwersję uskoku przed rozpoczęciem sedymentacji karbonu (fig. 12D). Porównując stopień erozji skał dewonu po obu stronach uskoku, można skalę tej inwersji szacować na ok. 2000 m.

Pomimo dużej erozji przedkarbońskiej pokrywy osadowej na wyniesieniu Gorzkowa, podłoże krystaliczne znajduje się na głębokości 8–10 km, co związane jest z lokalnym wzrostem pierwotnych miąższości utworów ediakaru, kambru, syluru oraz dewonu dolnego. Wzrost ten jest wynikiem zarówno zwiększania się subsydencji w kierunku południowo-zachodnim, jak i późniejszych, późnokarbońskich deformacji kompresyjnych.

Strefa uskokowa Kocka (SK) to wąska strefa o długości ok. 190 km i szerokości maksymalnie 6 km w centralnej części, która na mapie powierzchni podmezozoicznej manifestuje się jako wychodnia skał dewońskich i sylurskich (fig. 10, 11). Jej szerokość maleje ku obu jej krańcom. Ten wyraźnie zaznaczający się w basenie lubelsko-lwowskim element strukturalny stanowi granicę pomiędzy synklinorium lubelskim a wyniesieniem Hrubieszowa. Złożona budowa tej strefy to wynik jej wieloetapowej aktywności w paleozoiku (fig. 12; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Ze względu na znaczną odległość od strefy waryscyjskiej kolizji obszar strefy uskokowej Kocka w podłożu nasunięć waryscyjskich został w mniejszym stopniu objęty deformacjami związanymi z późnokarbońską inwersją basenu lubelsko-lwowskiego niż obszar synklinorium lubelskiego i jednostki Radom–Kraśnik. Względnie płytkie (w stosunku do obszarów położonych na SW) zaleganie stropu podłoża krystalicznego (fig. 12A–D), a więc niewielka (w porównaniu z synklinorium lubelskim oraz jednostką radomsko-kraśnicką) głębokość występowania stropu utworów kompleksu paleozoicznego w znaczący sposób przekładają się na wysoką jakość obrazowania sejsmicznego w obrębie całej pokrywy osadowej.

W podkarbońskim planie strukturalnym (fig. 11) strefa uskokowa Kocka stanowi wyraźną granicę pomiędzy utworami dewonu górnego synklinorium lubelskiego a utworami starszego paleozoiku wyniesienia Hrubieszowa. Wyjątkiem jest zapadlisko włodawskie pomiędzy uskokiem Hanny i uskokiem Święcicy, gdzie zachowały się również utwory dewonu środkowego i górnego (fig. 11, 12C). Strefa uskokowa Kocka jest bardzo dobrze widoczna w obrazie pól potencjalnych, zwłaszcza na mapach grawimetrycznych (por. fig. 8 w podrozdziale 5.1.4.2), co jest związane z dużą, choć generalnie stopniową zmianą głębokości zalegania stropu podłoża

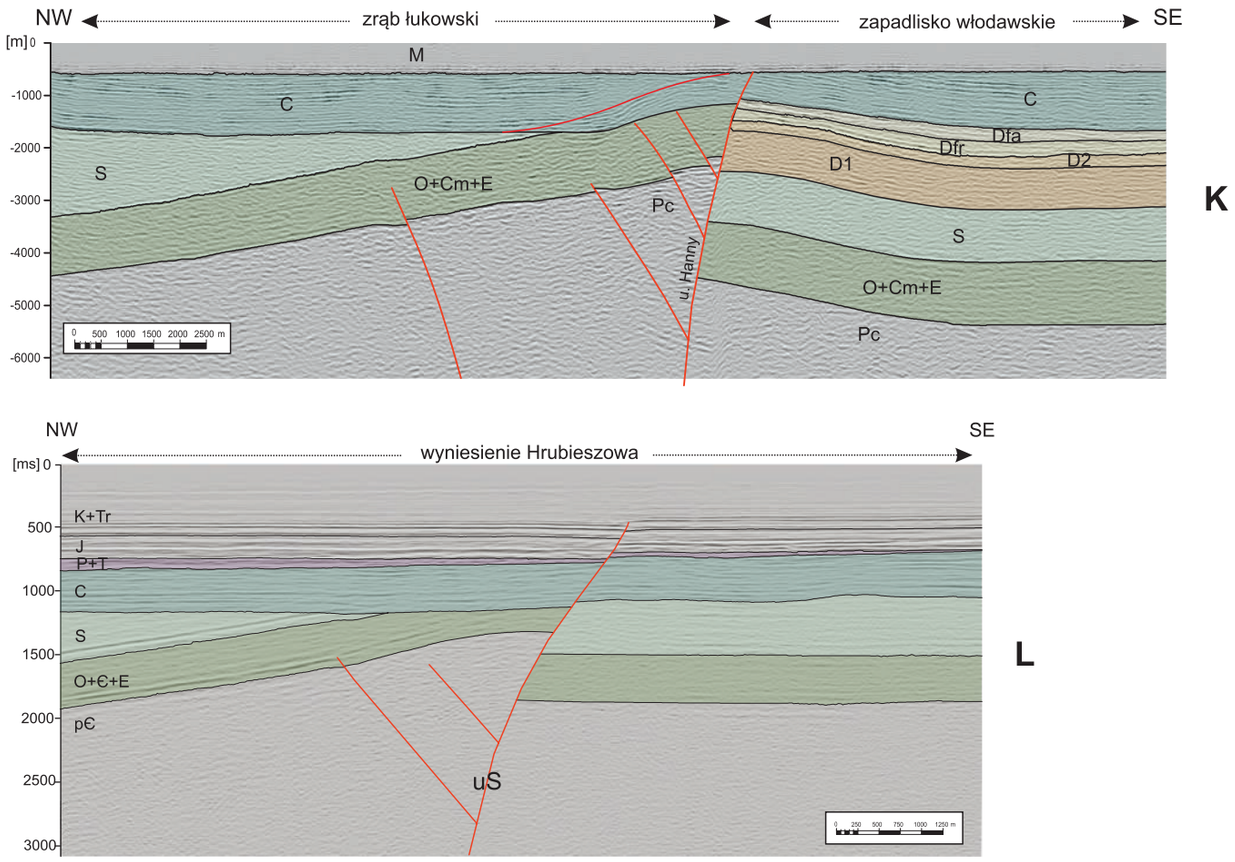


FIG. 12 K, L. Przekroje geologiczne zlokalizowane w lubelskiej części basenu lubelsko-lwowskiego, opracowane na podstawie danych sejsmicznych i otworowych (wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017). Lokalizacja na fig. 11

krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej podścielającego tę strefę (fig. 12).

W części wyniesienia Hrubieszowa położonej w bezpośredniej bliskości strefy Kocka głębokość zalegania stropu podłoża krystalicznego wynosi od 3 do 4,5 km, podczas gdy po zachodniej stronie tej strefy, tj. w obrębie synklinorium lubelskiego, jest ona położona maksymalnie o 1–2 km głębiej. W obrębie strefy uskokowej Kocka można wyróżnić dwa dominujące elementy strukturalne, które różnią się zarówno wiekiem, jak i rodzajem deformacji. W dolnej części strefy znajduje się uskok Kocka, ponad nim rozwinięty jest młodszy zespół połogich nasunięć, określanych jako nasunięcie Kocka (fig. 12A–C, H–J).

Uskok Kocka jest nieciągłością stromo zapadającą i głęboko zakorzenioną w podłożu krystalicznym platformy wschodnioeuropejskiej, która w trakcie wieloetapowej ewolucji strefy uskokowej Kocka uległa inwersji i została rozerwana młodszymi uskokami (fig. 12A–C, H–J). W najgłębszym poziomie strukturalnym uskok ten bezpośrednio odzwierciedla się w różnicy głębokości zalegania stropu podłoża krystalicznego na jego skrzydłach.

Pierwszy etap aktywności tektonicznej uskoku Kocka, udokumentowany danymi sejsmicznymi, zaznacza się w obrębie kompleksu sylurskiego (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Na profilach sejsmicznych, szczególnie w centralnej części strefy uskokowej Kocka (fig. 12A, B), dobrze widoczna jest różnica miąższości utworów sylurskich po obu stronach uskoku. Na południowy zachód od uskoku Kocka miąższość utworów syluru jest miejscami ponad dwukrotnie mniejsza niż po jego północno-wschodniej stronie, pomimo że w drugiej z wyżej wymienionych stref profil górnego syluru został zredukowany o kilkaset metrów na skutek erozji pod koniec famenu i (lub) we wczesnym karbonie (fig. 12H–J). Miąższość syluru na wyniesieniu Hrubieszowa wzrasta w kierunku uskoku Kocka, osiągając maksimum w bezpośrednim jego sąsiedztwie.

Ten pierwotny rozkład miąższości jest wynikiem synsedymentacyjnej sylurskiej aktywności uskoku, co jest widoczne również w zapisie sejsmicznym w postaci niezgodności kątowych. Podczas sedymentacji utworów syluru uskok Kocka był uskokiem normalnym, którego maksymalny zrzut szacować można na 2000 m (Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). W późnym famenie rozpoczęła się inwersja uskoku Kocka, która doprowadziła do podniesienia i znaczącej erozji obszaru położonego na północny wschód od niego. W bezpośrednim sąsiedztwie uskoku Kocka maksymalna erozja wyniesienia Hrubieszowa mogła osiągnąć nawet 2500 m (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

Obecnie uskok Kocka ma charakter uskoku odwróconego, który zachował upad w granicach 60–70°, co jest charakterystyczne dla reżimu uskoków normalnych w pierwszej fazie jego oddziaływania (fig. 12). Analiza strukturalna rdzenia wiertniczego z otworu Kock IG 1 potwierdza pierwotne wychylenie warstw dewonu dolnego i syluru (Jarosiński, 2004; Tomaszczyk,Jarosiński, 2017).

Ze względu na znaczną przebudowę górnej części uskoku Kocka przez późnokarbońskie nasunięcia i częściową erozję, odtworzenie jego przedkarbońskiej geometrii nie jest łatwe. Jednak przyjąć można, że w wyniku inwersji uskoku normalnego, w jego południowo-zachodnim skrzydle mógł powstać zespół dwu lub więcej odwróconych uskoków towarzyszących, o mniejszych zrzutach i mniejszych kątach upadu niż uskok główny. Geometria uskoków opierzających z charakterystycznym spadkiem kąta upadu ku górze jest typowa dla uskoków zakorzenionych w podłożu (ang. *basement involved faults*; Mitra, 1993; Miller, Mitra, 2011) lub dla uskoków, które powstały w wyniku inwersji uskoku głównego w przesuwczym, transpresyjnym reżimie tektonicznym. Tego typu uskoki obserwować można w skrajnej południowo-wschodniej części strefy uskokowej Kocka, gdzie nie występują późnokarbońskie nasunięcia, które w innych miejscach zaburzają pierwotną geometrię uskoku inwersyjnego (fig. 12D), a także w rejonie otworów Pasmug (1, 2, 3), gdzie bezpośrednio nad uskokiem Kocka tego typu seryjne nasunięcia słabo się manifestują (fig. 12I).

Wzdłuż prawie całej rozciągłości strefy uskokowej Kocka (uK na fig. 12), poza jej SE zakończeniem, w jej nadkładzie występuje zespół późnokarbońskich deformacji o genezie kompresyjnej, których głównym elementem jest połogi uskok odwrócony o charakterze nasunięcia, nazwany nasunięciem Kocka (nK na fig. 12). Ku SW, w kierunku synklinorium lubelskiego powierzchnia nasunięcia Kocka staje się połoga i jest prawdopodobnie zakorzeniona w ilastych utworach syluru. W centralnym segmencie omawianej strefy, na południowy zachód od czoła nasunięcia głównego występują nasunięcia towarzyszące, posiadające wspólną powierzchnię odkłucia z nasunięciem Kocka, które stanowi nasunięcie spągowe (fig. 12). Maksymalne przemieszczenie wzdłuż powierzchni nasunięcia w jego centralnym segmencie szacowane jest na 3500 m (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017), a w peryferyjnych segmentach wielkość nasunięcia stopniowo się zmniejsza.

4
Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

Wyniesienie Hrubieszowa zamyka basen lubelski od północnego wschodu (fig. 10, 11). Jest ono znacząco wyniesione względem synklinorium lubelskiego (fig. 12). Na terenie Polski jego południowo-zachodnią krawędź stanowią strefa uskokowa Kocka i dalej w kierunku wschodnim uskoki Chełma i Rozkoszy. Generalnie na tym obszarze strop podłoża krystalicznego podnosi się w kierunku północno-wschodnim. W tym kierunku obserwuje się na mapie odsłonięte przez erozję kolejne, coraz starsze ogniwa paleozoicznej pokrywy osadowej (fig. 11), a całość przykryta jest niezgodnie utworami karbonu.

Wyniesienie Hrubieszowa stanowi zespół bloków tektonicznych różniących się głębokością zalegania podłoża krystalicznego (Żelichowski, 1972, 1984; Żelichowski, Kozłowski, 1983), co w planie podkarbońskim skutkuje m.in. obecnością charakterystycznego „zębatego" układu wychodni utworów prekambryjskich, dolnopaleozoicznych i dewońskich (fig. 11). Związane jest to z obecnością stromych uskoków o biegu WSW–ENE, dochodzących kulisowo do uskoku Kocka, głęboko zakorzenionych w podłożu platformy wschodnioeuropejskiej, dzielących wyniesienie Hrubieszowa na bloki. Wyjątek stanowią uskoki Hanny i Święcicy o przebiegu SW–NE, tj. prostopadle do strefy uskokowej Kocka (fig. 10). Na wyniesieniu Hrubieszowa tradycyjnie wydzielano następujące bloki tektoniczne: obniżenie terebińsko-sokólskie, podniesienie kumowskie, zapadlisko włodawskie, zrąb łukowski i zapadlisko podlaskie (Żelichowski, 1984).

Biorąc pod uwagę obecny stan wiedzy, obniżenie terebińsko-sokólskie stanowi część synklinorium lubelskiego. Natomiast wydzielanie w części przylegającej do SK zapadliska podlaskiego i zrębu łukowskiego wydaje się nieuprawnione (Tomaszczyk, 2015). Powstanie poszczególnych bloków jest związane z fazą aktywności tektonicznej na przełomie późnego dewonu i wczesnego karbonu. W tym czasie uskok Kocka uległ reaktywacji w transpresyjnym, prawoskrętnym reżimie przesuwczym. Jego północno-wschodnie skrzydło uległo wyniesieniu, a dodatkowo ruchy te doprowadziły do powstania zespołu uskoków opierzających o charakterze kulisowym (fig. 10; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Uskoki te mają charakter asymetrycznych pozytywnych struktur kwiatowych (Tomaszczyk, 2015; Poprawa, Tomaszczyk, 2024), co jest doskonale widoczne w zapisie sejsmicznym, jak np. uskok Siedlisk czy uskok Hanny (fig. 12K, L). W podniesionych skrzydłach uskoków tworzyły się antykliny, których jądra uległy erozji, miejscami odsłaniając skały podłoża krystalicznego, jak np. uskok Łukowa i Międzyrzeca.

Najmniejszy stopień erozji kompleksu paleozoicznego obserwuje się pomiędzy uskokami Hanny i Święcicy, tj. w obrębie zapadliska włodawskiego, gdzie zachowane zostały skały do famenu włącznie. Ukierunkowanie tych uskoków z SW na NE może świadczyć o reaktywacji starszych, prekambryjskich stref uskokowych. Na elewacji hrubieszowskiej poniżej utworów permo-mezozoiku występują utwory karbonu. Pierwotna miąższość utworów karbonu została tu częściowo zredukowana w wyniku inwersji basenu w późnym karbonie. W porównaniu z synklinorium lubelskim, sąsiadującym z wyniesieniem Hrubieszowa od południowego zachodu, pokrywa osadowa została tu znacznie mniej zaburzona tektonicznie w czasie inwersji basenu lubelskiego pod koniec karbonu. Nieliczne pologie uskoki odwrócone oraz fałdy o niewielkich amplitudach są związane ze strefą bezpośrednio graniczącą ze strefą uskokową Kocka. Część istniejących uskoków wieku wczesnokarbońskiego uległa niewielkiej reaktywacji w mezozoiku i kenozoiku.

Jednostka Radom–Kraśnik (JRK) to pas nasuwczo-fałdowy o szerokości ok. 40–50 km. Przed waryscyjskimi deformacjami obszar tej jednostki stanowił skrajny element basenu lubelsko-lwowskiego, graniczący od NE z synklinorium lubelskim (fig. 10, 11), zaś od południowego zachodu – z blokiem łysogórskim. Występujące tu poszczególne systemy paleozoiku są w różnym stopniu dotknięte przedpermską erozją. Utwory karbonu są prawie całkowicie zerodowane – występują jedynie w postaci niewielkich izolowanych płatów (Poprawa, Tomaszczyk, 2024). W części południowo-wschodniej, wydzielanej jako strefa Biłgoraj–Narol, w planie podmezozoicznym występują wychodnie starszego paleozoiku (fig. 5) – syluru, ordowiku bądź kambru. Na pozostałym obszarze są to wychodnie różnych pięter dewonu.

W porównaniu z synklinorium lubelskim obszar ten jest znacznie bardziej zaangażowany tektonicznie (Tomaszczyk, 2015; Krzywiec i in., 2017b). Dane sejsmiczne, zwłaszcza w SE części JRK, pozwalają interpretować obecność zespołu dużych nasunięć ku NE i związanych z nimi fałdów nadnasuwczych (ang. *fault-propagation folds* i *fault-bend folds*). Stosunkowo wysoki stopień deformacji tego obszaru jest głównie wynikiem późnokarbońskiej, kompresyjnej aktywności tektonicznej (Tomaszczyk, 2015; Krzywiec i in., 2017b). Jednak obecność płatów utworów karbonu leżących niezgodnie na różnych piętrach dewonu, obserwowana w profilach kilku otworów wiertniczych, dowodzi wpływu deformacji tektonicznych i wypiętrzania jednostki Radom–Kraśnik jeszcze we wczesnokarbońskiej fazie tektonicznej (Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Nieliczne profile sejsmiczne zlokalizowane w NW części jednostki radomsko-kraśnickiej również dostarczają danych przemawiających za obecnością wczesnokarbońskich deformacji, reprezentowanych przez strome uskoki odwrócone o charakterze pozytywnych struktur kwiatowych, które były ścięte i przemodelowane przez młodsze deformacje wieku późnokarbońskiego (Poprawa, Tomaszczyk, 2024).

Jednostka Radom–Kraśnik pozostaje wciąż słabo rozpoznana głębokimi otworami wiertniczymi, a zapis sejsmiczny poniżej kompleksu mezozoicznego na większości obszaru jest słabej jakości. Dlatego obecnie niemożliwe jest dokładne rozpoznanie jej budowy geologicznej, zwłaszcza w północno-zachodniej części.

Południowo-wschodnią kontynuacją jednostki radomsko-kraśnickiej jest strefa Biłgoraj–Narol (fig. 10). Odróżnia się ona od wyżej omówionej jednostki tym, że osady dewońsko-karbońskie zostały z niej całkowicie zdarte erozyjnie w wyniku znacznego karbońskiego wypiętrzenia (fig. 13), a zatem na powierzchni podmezozoicznej bezpośrednio występuje tu kompleks dolnopaleozoiczny, dobrze rozpoznany wiertniczo. Przypuszczać można, że w słabiej rozpoznanym podłożu dewońskiego kompleksu jednostki radomsko-kraśnickiej osady dolnopaleozoiczne mają podobne wykształcenie jak w strefie Biłgoraj-Narol.

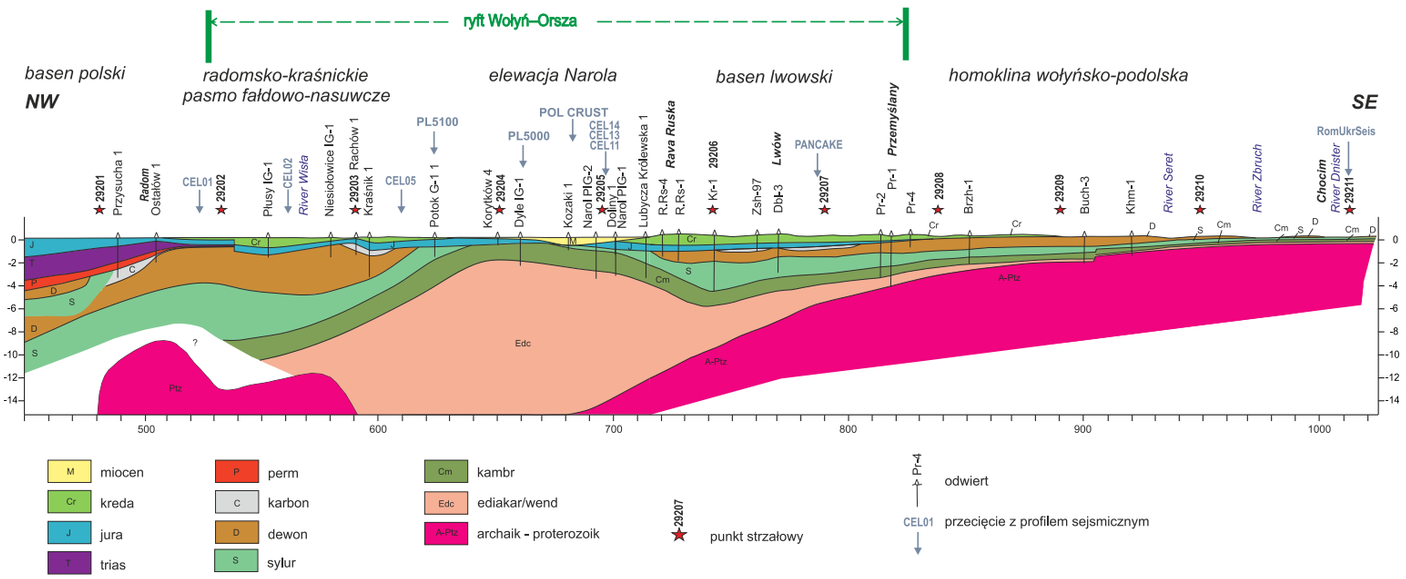


FIG. 13. Uproszczony regionalny przekrój geologiczny dla górnych partii skorupy wzdłuż głębokiego profilu sejsmicznego TTZ-South (wg Aleksandrowskiego w: Janik i in., 2022). Przewyższenie x5, odległości poziome i pionowe w kilometrach. Źródła danych: otwory wiertnicze, dane sejsmiki refleksyjnej projektu PolandSPAN (wg Mikołajczaka i in., 2019) oraz dla głębokich partii stropu krystalicznego podłoża kratonu, model sejsmiczny szerokokątowej refleksji/refrakcji (WARR) dla profilu TTZ-South. Szczegóły w tekście oraz w rozdziale WZS 4.1

W odniesieniu do podkambryjskiego podłoża strefy Biłgoraj–Narol, a po części też jednostki radomsko-kraśnickiej, model oparty na wynikach wysokiej jakości sejsmiki refleksyjnej projektu POLAND-SPAN, w połączeniu z danymi z wierceń oraz z wynikami głębokich sondowań sejsmicznych, pozwala stwierdzić występowanie kompleksu o bardzo dużych miąższościach, interpretowanego jako neoproterozoiczna, osadowo-wulkaniczna sukcesja ryftu Wołyń–Orsza (fig. 13; Janik i in., 2022). Jego stratygraficzna miąższość została tu najprawdopodobniej zwielokrotniona wskutek deformacji waryscyjskiej w karbonie, prawdopodobnie przez wytworzenie struktury typu megadupleksu, w którym nasuwanie jego składowych łusek/płaszczowin odbywało się ku NE, czyli prostopadle do rozciągłości przekroju (Janik i in., 2022). Doprowadziło to jednocześnie do tektonicznego wypiętrzenia paleozoicznego nadkładu o ok. 3000–4000 m. Struktura przedkambryjskiej sukcesji ryftu Wołyń–Orsza przedstawiona na modelu implikuje tektoniczny charakter strefy Biłgoraj–Narol jako waryscyjskiego wypiętrzenia (elewacji) utworów paleozoiku nad tektonicznie pogrubionym podkambryjskim osadowym wypełnieniem ryftu (zob. też rozdział WZS 4.1).

Strefa uskokowa Ursynów–Kazimierz (SUK), zlokalizowana w południowo-zachodniej części basenu lubelskiego (fig. 10), stanowi granicę pomiędzy zachodnim i centralnym segmentem synklinorium lubelskiego a jednostką Radom–Kraśnik (Żelichowski, 1972). Jej przebieg jest tożsamy z południowo-zachodnią granicą występowania podmezozoicznych, ciągłych wychodni karbonu. Jest to wąska strefa o długości ok. 170 km i szerokości nie przekraczającej 10 km, rozciągająca się od uskoku Grójca na północnym zachodzie do południowo-wschodniej części elewacji Gorzkowa. Za jej kulisowo przesuniętą kontynuację uznać można strefę uskokową Izbica–Zamość (Żelichowski, 1972).

W części graniczącej z zachodnim segmentem synklinorium lubelskiego, w planie podmezozoicznym, strefę tę można utożsamiać z nasunięciem Ursynowa, które wygasa w rejonie Opola Lubelskiego. W tym miejscu granice strefy ulegają rozmyciu, co jest spowodowane obecnością kilku równoległych do siebie, kulisowo ułożonych nasunięć o niewielkich zrzutach (fig. 10, 11). W kierunku południowo-wschodnim granicę pomiędzy centralnym segmentem synklinorium lubelskiego a strefą uskokową Ursynów–Kazimierz lokalnie stanowi nasunięcie Rudnika. Wzdłuż całej długości strefy SUK zaznacza się podniesienie przyległej, południowo-wschodniej części synklinorium (fig. 12A–C), co jest związane z obecnością spiętrzonych łusek w obrębie starszego paleozoiku (Antonowicz i in., 2003; Tomaszczyk, 2015; Krzywiec i in., 2017b).

Strefa uskokowa Izbica–Zamość stanowi granicę pomiędzy wschodnim segmentem synklinorium lubelskiego a jednostką Radom–Kraśnik (fig. 10–12; Żelichowski, 1972). Stanowi ona kulisowo przesuniętą kontynuację strefy uskokowej Kazimierz–Ursynów. Jej głównym elementem jest nasunięcie Izbicy. Jest to dobrze czytelna granica, tożsama z południowo-zachodnim zasięgiem utworów karbonu, a w części południowo-wschodniej także skał dewonu górnego. Strefa ta rozpoczyna się na obszarze elewacji Gorzkowa i kontynuuje się w kierunku południowo-wschodnim poza granicę Polski. W skrzydle spągowym nasunięcia Izbicy występuje nasunięcie wsteczne, stanowiące element strefy trójkątnej (fig. 12E; Krzywiec i in., 2017b).

4.3.5. Neoproterozoiczno-paleozoiczna ewolucja tektoniczna

Zachodni skłon kratonu wschodnioeuropejskiego jest miejscem współwystępowania i częściowego nakładania się na siebie kompleksów skał osadowych reprezentujących kilka basenów i pięter strukturalnych, łącznie tworzących zapis wieloetapowej, złożonej ewolucji tektonicznej. Niniejszy rozdział ewolucję tę omawia jedynie w odniesieniu do przedziału czasu od neoproterozoiku do wczesnego karbonu. Zatem poza jego zakresem pozostaje ewolucja przedneoproterozoicznych basenów osadowych, których wypełnienie osadowe zostało zmetamorfizowane (np. Krzemińska, Krzemiński, 2017; zob. też podrozdział 4.1), a także późnopermsko-mezozoiczne i kenozoiczne etapy rozwoju (zob. rozdział 8 i 9).

4.3.5.1. Ryft środkowoneoproterozoiczny a rozpad superkontynentu Rodinia

Najstarszym, zachowanym basenem osadowym na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego jest basen Wołyń–Orsza, tradycyjnie określany jako aulakogen, który ma charakter dużego rozmiarami systemu rowów tektonicznych o rozciągłości NE–SW, tj. prostopadłych do krawędzi kratonu (fig. 14; Mahnatsch i in., 1976; Pożaryski, Kotański, 1979; Bogdanova i in., 1997; Poprawa, Pacześna, 2002). Ekstensyjny charakter rowów, w których deponowane były osady omawianego basenu, powoduje, że przyjmowana jest dla niego geneza ryftowa (Mahnatsch i in., 1976; Pożaryski, Kotański, 1979; Bogdanova i in., 1997; Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022). Ryft ten rozwijał się na reaktywowanych, starszych założeniach, głównie wykorzystujących paleoproterozoiczny szew tektoniczny spajający Fennoskandię z Sarmacją.

Basen Wołyń–Orsza wraz z regionem otaczającym ulegał długotrwałej erozji, zachodzącej w okresie ok. 1–0,57 mld lat, zakończonej depozycją niezgodnie zalegającej, młodszej pokrywy osadowej. Z tego powodu jest on zachowany tylko częściowo. Najpełniejszy profil osadów wypełniających basen Wołyń–Orsza jest

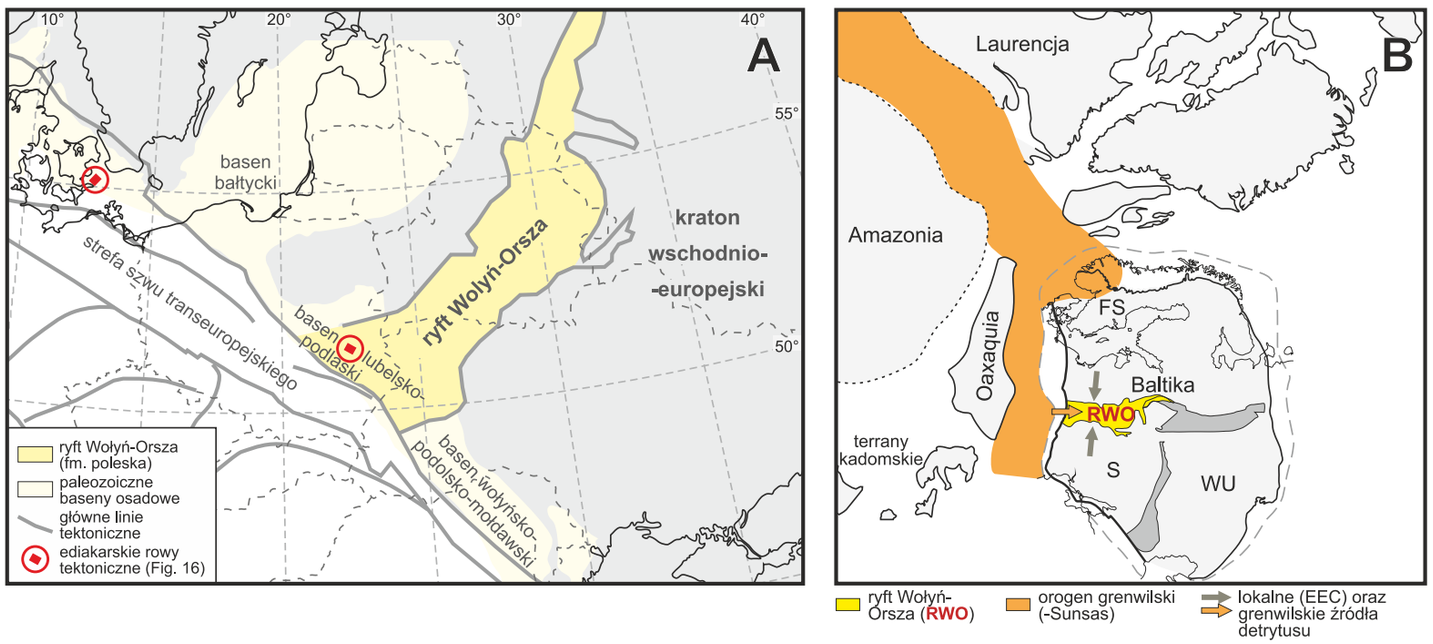


FIG. 14. Pozycja ediakarskich ryftów w obrębie rozpadającego się superkontynentu Rodinii, w tym w obrębie rodzącej się Baltiki. A – lokalizacja neoproterozoicznego, ryftowego rowu tektonicznego Wołyń-Orsza, wypełnionego osadami klastycznymi formacji poleskiej, stanowiącymi najstarszą pokrywę osadową zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego. Ponadto lokalizacja neoproterozoicznych półrowów tektonicznych w basenie lubelsko-podlaskim oraz na szelfie duńskim, rozpoznanych w oparciu o dane sejsmiczne. B – pozycja paleogeograficzna Bałtyki i ryftu Wołyń-Orsza w neoproterozoiku. Materiał detrytyczny dostarczany do tego basenu świadczy o dużym prawdopodobieństwie występowania grenwilskiego pasa orogenicznego, położonego w obecnym układzie geograficznym, na południowy zachód od Baltiki (wg Krzemińskiej i in., 2024; Pacześnej i in., 2025). Pas ten powstawał w wyniku kolizji kontynent–kontynent w czasie formowania się w późnym mezoproterozoiku (ok. 1,3–1,0 mld lat temu) superkontynentu Rodinii. FS – Fennoskandia; S – Sarmacja; WU – Wołgo-Uralia

rozpoznany na Białorusi i północnej Ukrainie, gdzie osady osiągają maksymalną miąższość rzędu 700–1000 m (Mahnatsch i in., 1976; Shumlyanskyy i in., 2015; Paszkowski i in., 2019). W polskiej części basenu w profilach otworów wiertniczych nie przekracza ona 300 m, które stanowią kontynentalne klastyki formacji poleskiej (Juskowiakowa, 1974; Wichrowska, 1992). Zdaniem Mikołajczaka (2016) oraz Mikołajczaka i in. (2019) dane wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej projektu PolandSPAN pozwalają interpretować obecność na Lubelszczyźnie niezwykle miąższego (ponad 15 km) ediakarsko-wendyjskiego kompleksu osadowego, wypełniającego basen Wołyń–Orsza (fig. 13). Ta niezwykle duża miąższość miałaby mieć charakter wtórny, tektoniczny, związany z orogenezą waryscyjską podczas późnego karbonu. Koncepcja ta nie znajduje odpowiednika po ukraińskiej czy białoruskiej stronie granicy, gdzie basen ten jest lepiej rozpoznany otworami wiertniczymi aż do swojego podłoża.

Wiek ryftowania, równoznaczny z wiekiem niemych biostratygraficznie osadów formacji poleskiej, wypełniających rowy tektoniczne, jest trudny do ustalenia. Osady te leżą niezgodnie na paleoproterozoicznym podłożu krystalicznym (Ryka, 1984; Krzemińska i in., 2017), a nadścielone są niezgodnie osadami klastycznymi i tufami oraz pokrywami lawowymi wieku górnoediakarskiego, nie starszymi niż 580–570 mln lat (Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022). Pierwotnie przyjmowano, że niższa cześć profilu basenu Wołyń–Orsza reprezentuje środkowy mezoproterozoik (ektas do niższy sten), bazując na mało dokładnych datowaniach intruzji w osadach zbliżonych facjalnie do wypełnienia basenu Wołyń–Orsza, w sąsiednim rowie Wałdaj/Krestsy (Bogdanowa i in., 2008). Obecnie prowadzone datowania U-Pb najmłodszych detrytycznych cyrkonów z formacji poleskiej pozwoliły wyznaczyć maksymalny wiek depozycji tych osadów na ok. 1044–1073 mln lat, a w efekcie zaliczyć formację poleską do neoproterozoiku (Shumlyanskyy i in., 2023; Krzemińska i in., 2024).

Ryft Wołyń–Orsza stanowi element systemu rowów tektonicznych w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego, które rozwijały się głównie w czasie rozpadu prekambryjskiego superkontynentu Rodinia, ok. 800–650 mln lat temu (Bogdanova i in., 2009). Przyjmując tę przesłankę, można stwierdzić, że rozwój ryftu Wołyń–Orsza miał miejsce w środkowej części neoproterozoiku. Następnie obszar ten podlegał wypiętrzaniu i erozji, trwających do późnego ediakaru (Ryka, 1984). W tym czasie doszło do rekonfiguracji rozpadającej się Rodinii w jej sukcesor, tj. efemeryczny superkontynent Pannocja (Scotese, 2009; Nance, Murphy, 2019; Poprawa i in., 2020).

Analizy pochodzenia materiału detrytycznego formacji poleskiej z zachodniej części ryftu Wołyń–Orsza dostarczają dodatkowych przesłanek co do ewolucji zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Osady formacji poleskiej zawierają populację cyrkonów o wiekach Pb-Pb w zakresie 1290–1050 mln lat, których udział ku wschodowi zanika (Paszkowski i in., 2019; Shumlyanskyy i in., 2023; Krzemińska i in., 2024). Pozwala to sądzić, że w środkowym neoproterozoiku kraton wschodnioeuropejski był obrzeżony od południowego zachodu orogenicznym pasmem grenwilskim, powstałym w trakcie kolizji kontynent/kontynent w czasie powstawania superkontynentu Rodinii. W środkowym neoproterozoiku materiał detrytyczny z erodowanego orogenu grenwilskiego rozprowadzany był z SW ku NE wzdłuż osi basenu Wołyń–Orsza. W polskiej części basenu materiał ten mieszał się z detrytusem dostarczanym głównie z północnego obrzeżenia basenu, w szczególności z produktami erozji skał magmowych asocjacji AMCG (anortozytowo-mangerytowo-czarnokitowo-granitowej o wieku ok. 1560–1450 mln lat) oraz swekofeńskiego podłoża Fennoskandii o wieku konsolidacji ok. 1850–1750 mln lat (Krzemińska i in., 2024).

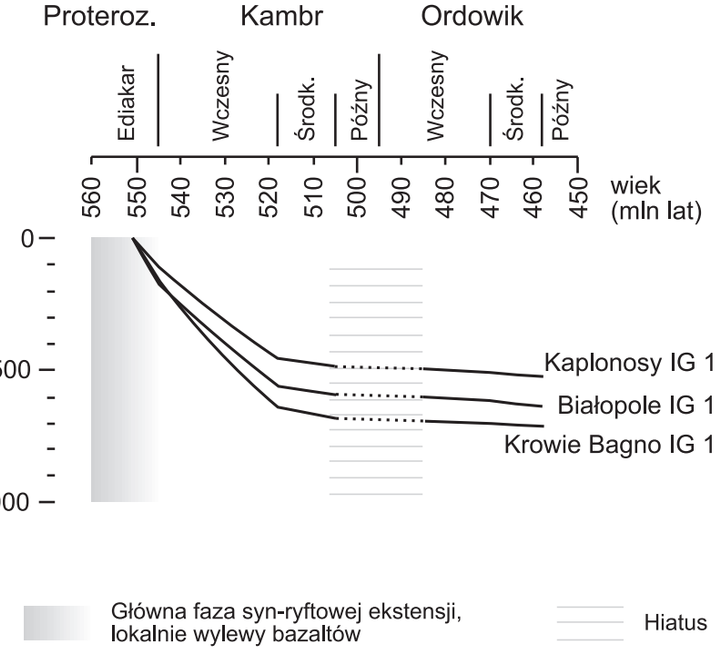


FIG. 15. Ediakarsko-kambryjsko-ordowicka historia subsydencji tektonicznej dla przykładowych profili otworów wiertniczych z regionu lubelskiego (wg Poprawy, Pacześnej, 2002; Poprawy i in., 2020)

4.3.5.2. Ryfty późnoediakarskie a rozpad superkontynentu Pannocji

Pod koniec ediakaru w systemie basenów osadowych na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego rozpoczął się proces nieomal ciągłej subsydencji i depozycji, kontynuujący się, zależnie od lokalizacji, aż do dewonu lub karbonu (Poprawa, 2019). Inicjalna faza ich rozwoju jest wiązana z ryftową ekstensją, która miała miejsce pod koniec ediakaru i w najwcześniejszym kambrze. Odzwierciedlała ona m.in. ówczesną fazę szybkiej subsydencji tektonicznej w obrębie rowów tektonicznych, która następnie stopniowo spowalniała (fig. 15–18; Greiling i in., 1999; Poprawa i in., 1999, 2018; Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa, 2006a; Eriksson, 2012).

Kolejną przesłankę wskazującą na późnoediakarskie procesy ryftowe na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego stanowi lokalnie dowiedziona głębokimi przekrojami sejsmicznymi obecność dużych, ekstensyjnych półrowów przypuszczalnie tego wieku, o głębokości sięgającej 5 km (fig. 16, 17, 18A; Lassen i in., 2001; Krzywiec i in., 2018; Poprawa, 2019). Model ryftu na zachodnim skłonie kratonu znajduje ponadto uzasadnienie w wykształceniu facjalnym osadów najwyższego ediakaru-najniższego kambru (Pacześna, Poprawa, 2005; Pacześna, 2006, 2014).

Późnoediakarski ryft rozwijał się wzdłuż całej zachodniej krawędzi kratonu, aczkolwiek najintensywniej zaznaczył się w rejonie basenu lubelsko-podlaskiego, tj. na złączu struktur związanych z zachodnią krawędzią kratonu oraz poprzecznych do nich struktur środkowoneoproterozoicznego ryftu Wołyń–Orsza. W rejonie tym profil basenu rozpoczynają synryftowe zlepieńce formacji żukowskiej (Poprawa, Pacześna, 2002; Pacześna, 2006, 2014), przechodzące ku górze w synryftowe skały magmowe formacji sławatyckiej (fig. 19, 20; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022). Skały wylewne, głównie bazalty, i piroklastyczne formacji sławatyckiej, których miąższość sięga maksymalnie prawie 500 m, reprezentują wołyńską prowincję magmową, obejmującą obszar łącznie co najmniej 120 000 km^2 (fig. 6, 21A; Ryka, 1984; Savchenko i in., 1984; Velikanov, Korenchuk, 1997; Krzemińska, 2005; Shumlyanskyy i in., 2007; Nosova i in., 2008; Kuzmenkova i in., 2010). Są to głównie lawy pikrytowe, subalkaliczne bazalty, andezyty, tufy i aglomeraty o chemizmie wskaźnikowym dla śródpłytowych stref ryftowych (Bakun-Czubarow i in., 2002; Białowolska i in., 2002; Emetz i in., 2004; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022).

Osady podścielające kompleks wulkanogeniczny formacji sławatyckiej są stratygraficznie nieme, zaś wyżej w profilu dokumentację stratygraficzną posiadają jedynie osady poryftowe, datowane na późny ediakar (Moczydłowska, 1991; Moczydłowska, Vidal, 1995). W tej sytuacji kluczowe znaczenie dla precyzyjnego określenia czasu głównej fazy ryftowania ma geochronologia skał magmowych i (lub) piroklastycznych formacji sławatyckiej. Datowania U-Pb cyrkonów z tufów przeławicających się z pokrywami lawowymi pozwoliły określić wiek fazy ryftowania na przedział czasowy od ok. 580 do ok. 547 mln lat, czyli na późny ediakar (Krzemińska i in., 2022; por. Compston i in., 1995; Shumlyanskyy i in., 2016; Paszkowski i in., 2019; Poprawa i in., 2020; Środon i in., 2023).

Intensywność synryftowej subsydencji wzrastała ku zachodowi, tj. w stronę krawędzi kratonu, wskazując na to, że główna strefa ryftowa była z nią związana (fig. 21A). Oś ryftu o przebiegu, w dzisiejszym układzie geograficznym, NE–SW znajdowała się na południowy zachód od strefy Teisseyre'a-Tornquista. W rejonie basenu bałtyckiego dowodzi tego dostawa w późnym ediakarze kratonicznego materiału detrytycznego z zachodu, spoza obecnej krawędzi basenu (Sikorska, 2000; Jaworowski, Sikorska, 2003; Poprawa i in., 2006b), a także dowodzą tego przesłanki geofizyczne (Mazur i in., 2015).

Jednocześnie ze wzmiankowanym powyżej procesem ryftowania wzdłuż krawędzi kratonu, ekstensyjnej reaktywacji ulegała też zachodnia część ryftu Wołyń–Orsza, co powodowało, że w rejonie basenu lubelsko-podlaskiego, tj. w strefie nakładania się tych struktur, ukształtował się węzeł potrójny (Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa i in., 2020). Następnie jego ramię związane ze strukturami Wołyń–Orsza zamarło, zaś ryft rozwijający się wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi kratonu stopniowo odspoił od niego przyległe płyty litosferyczne, tj. prawdopodobnie Amazonię i (lub) Oaxaquię (fig. 21B; Poprawa, Pacześna, 2002; Krzemińska i in., 2022; por. Ernst, Bell, 2010; Tegner i in., 2019; Weber i in.,

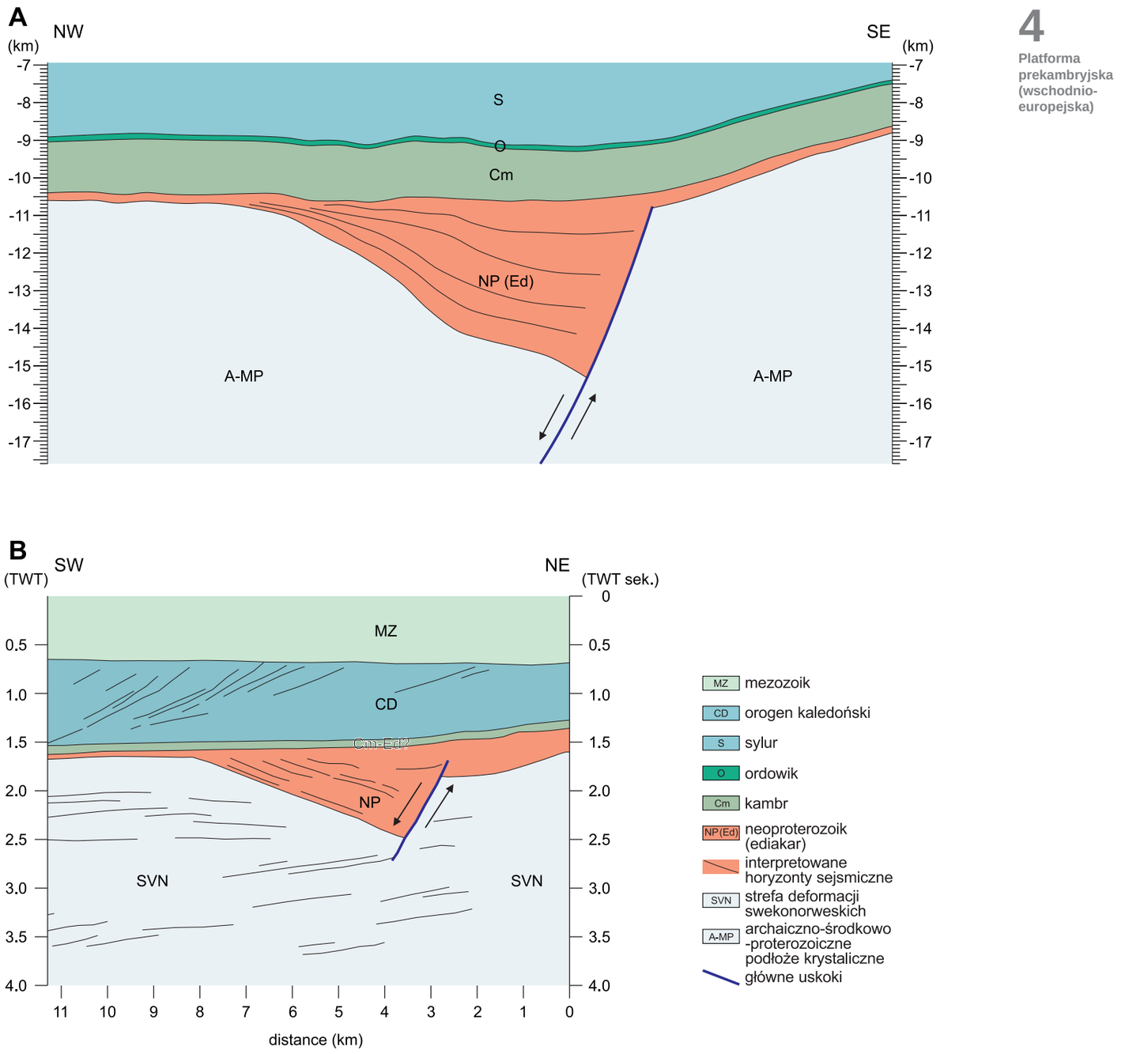


FIG. 16. Głęboko pogrzebane późnoneoproterozoiczne (ediakarskie) ryftowe półrowy tektoniczne na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (lokalizacja: fig. 14), odtworzone na podstawie danych sejsmicznych: A – w basenie lubelsko-podlaskim (Krzywiec i in., 2018, zmodyfikowano; skala pionowa w domenie głębokości); B – na duńskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (Lassen i in., 2001, zmodyfikowano; skala pionowa w domenie czasu)

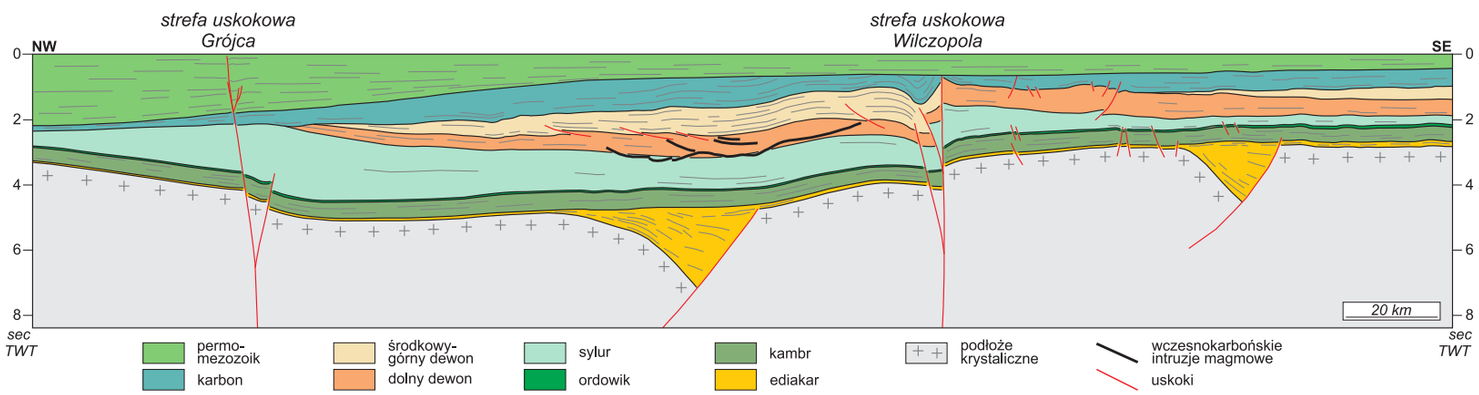


FIG. 17. Przekrój geologiczny NW–SE przez region lubelski, na podstawie głębokiego, wysokorozdzielczego, refleksyjnego profilu sejsmicznego ION SPAN PL1-1000. Skala pionowa w domenie czasu

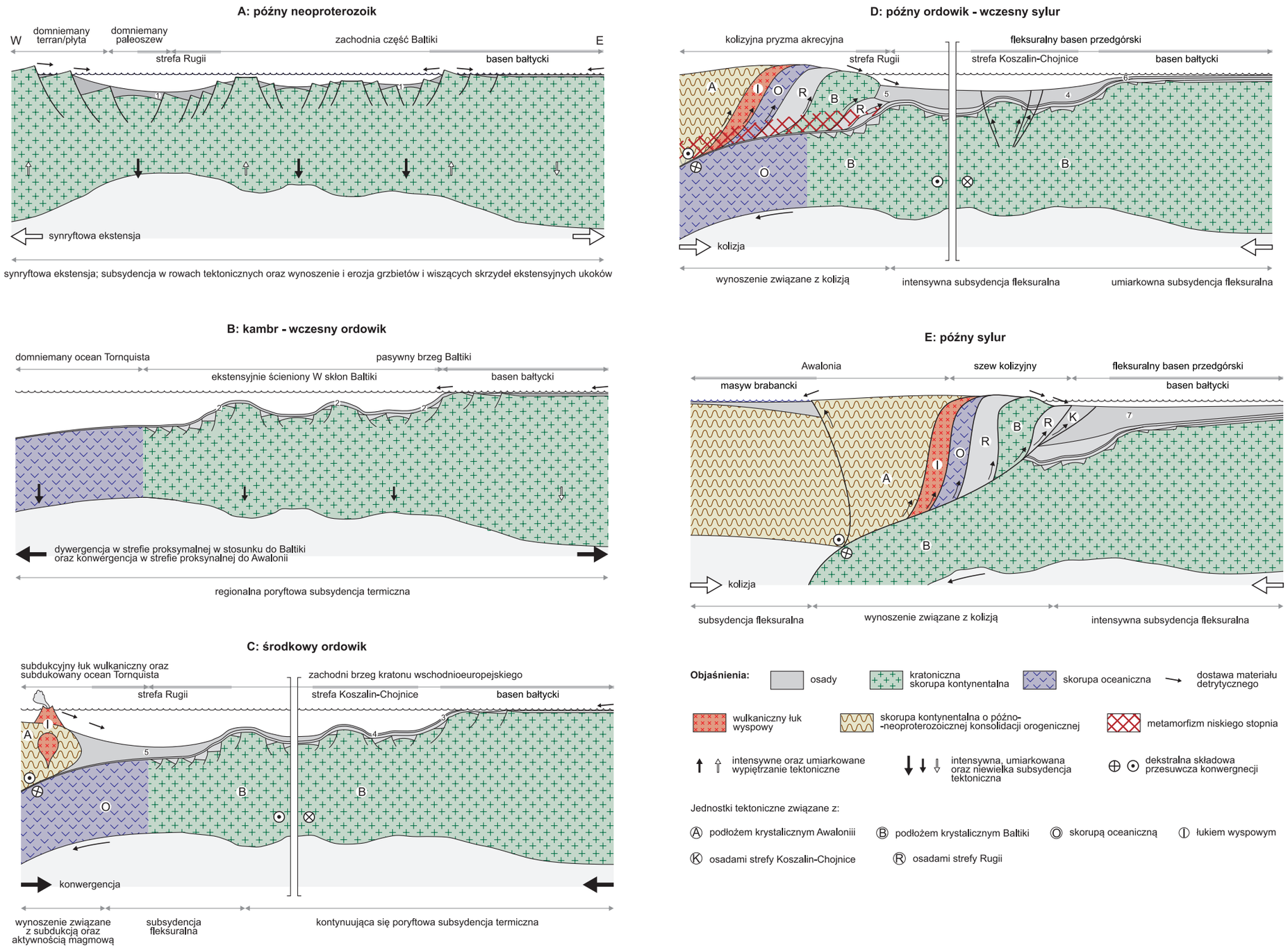


FIG. 18. Model późnoneoproterozoicznej–wczesnopaleozoicznej ewolucji tektonicznej basenów osadowych na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego oraz przyległej strefy szwu transeuropejskiego (wg Poprawy, 2006a, b). 1 – piaskowce formacji żarnowieckiej (basen bałtycki) oraz formacji Lubmin (otwór Loissin 1, NE Niemcy); 2 – płytkomorskie silikoklastyki oraz węglany basenu bałtyckiego oraz ich ewentualne lateralne odpowiedniki; 3 – płytkomorskie węglany i silikoklastyki o niewielkiej miąższości (basen bałtycki); 4 – iłowce, mułowce i margle skłonu szelfowego (strefa Koszalin–Chojnice); 5 – głębokomorskie szarowaki i iłowce o znacznej miąższości (strefa Rugii); 6 – iłowce, mułowce i margle skłonu szelfowego o umiarkowanych miąższościach (basen bałtycki); 7 – płytkowodne iłowce, mułowce i margle o bardzo dużych miąższościach (basen bałtycki)

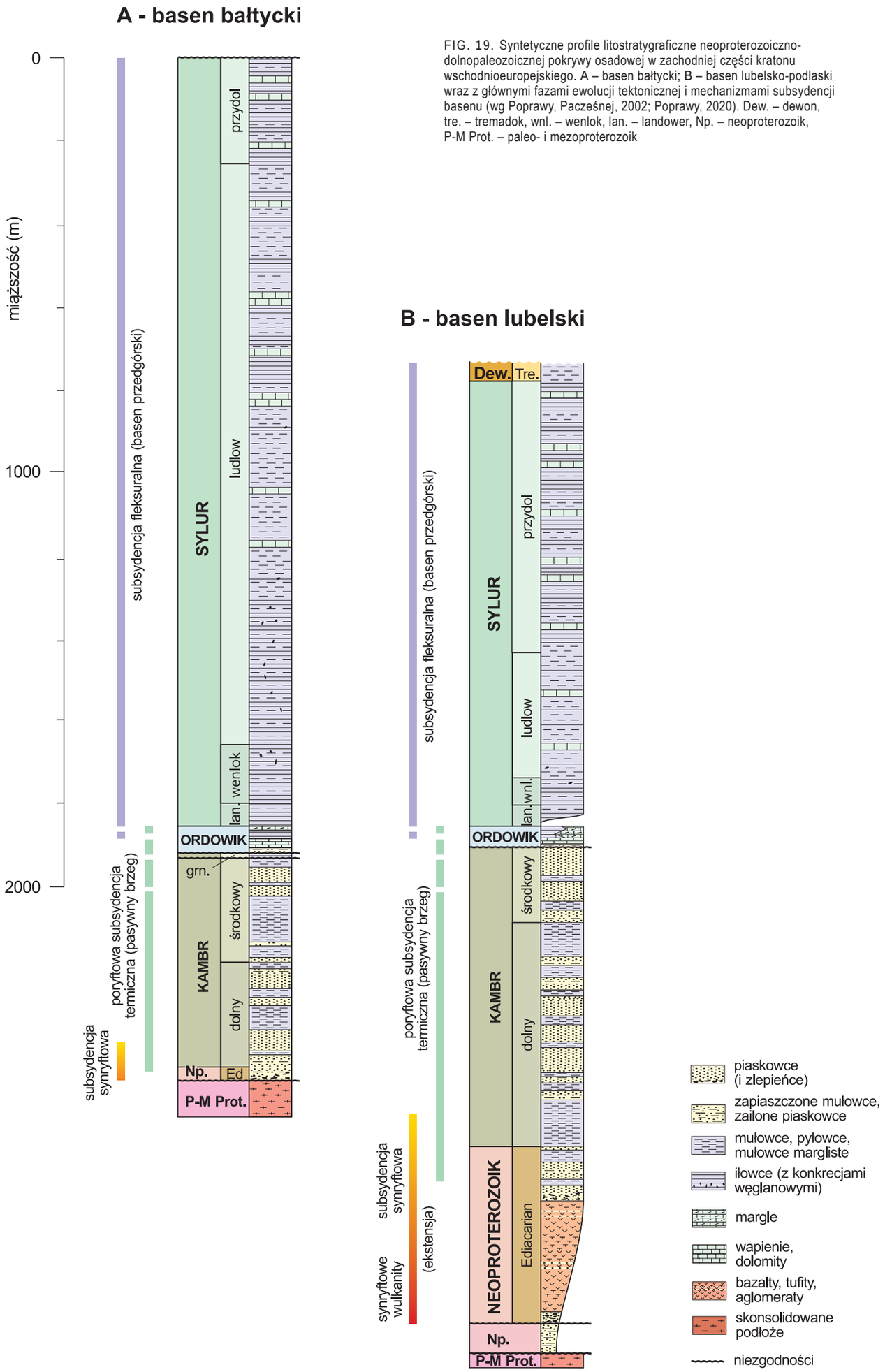


FIG. 19. Syntetyczne profile litostratygraficzne neoproterozoiczno-dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. A – basen bałtycki; B – basen lubelsko-podlaski wraz z głównymi fazami ewolucji tektonicznej i mechanizmami subsydencji basenu (wg Poprawy, Pacześnej, 2002; Poprawy, 2020). Dew. – dewon, tre. – tremadok, wnl. – wenlok, lan. – landower, Np. – neoproterozoik, P-M Prot. – paleo- i mezoproterozoik

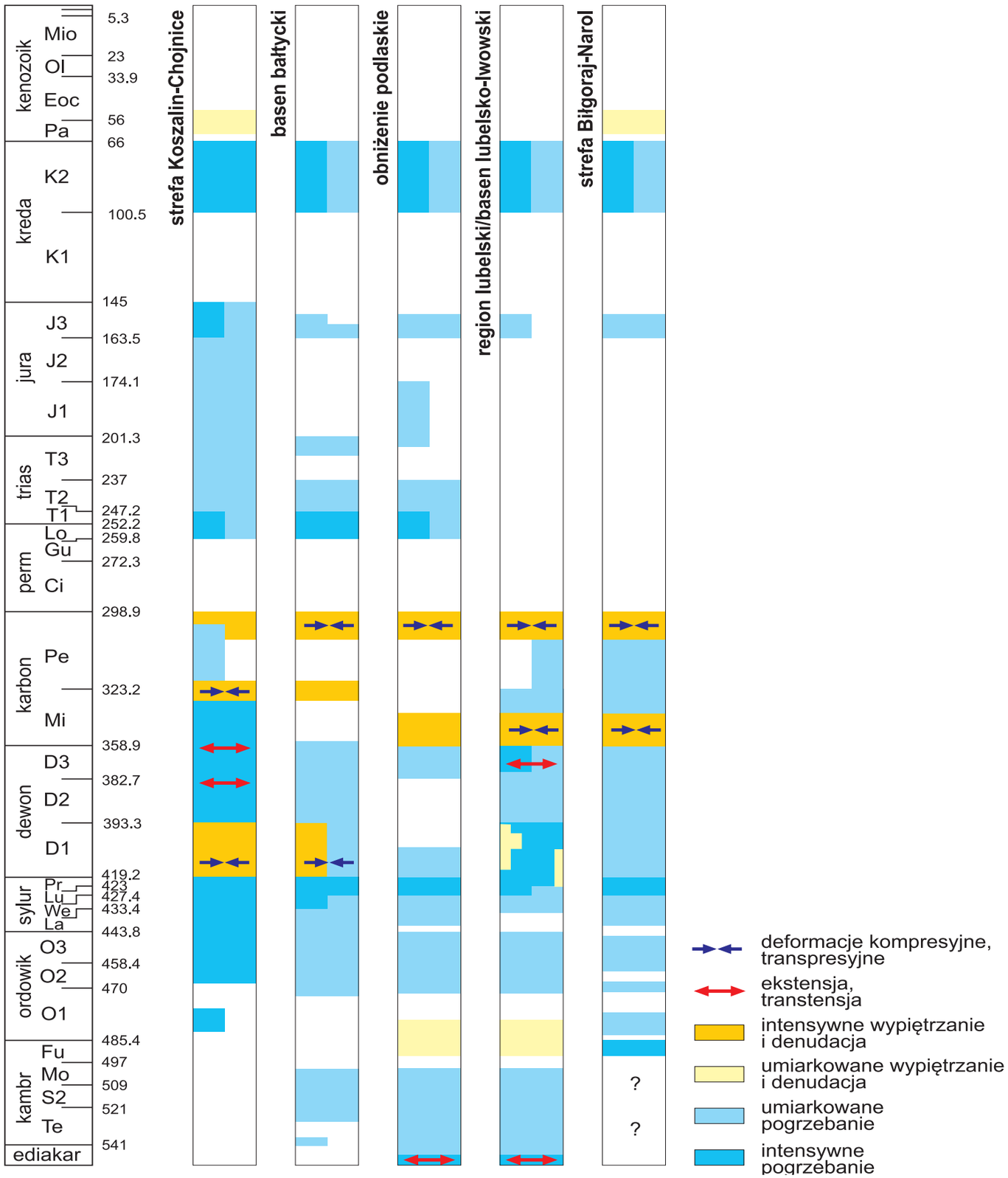


FIG. 20. Kluczowe fazy subsydencji/pogrzebania oraz wypiętrzania/denudacji w basenach osadowych zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarach przyległych (wg Poprawy, 2019). Objaśnienia skrótów jak na fig. 4. Określenie basen lubelsko-lwowski odnosi się do basenu dewońsko-karbońskiego. We wczesnym paleozoiku obszar ten wraz z obniżeniem podlaskim stanowił basen lubelsko-podlaski

2019, 2020), bądź, alternatywnie, Laurencję (Scotese, 2009). Separacja i przeciwstawny dryf tych płyt doprowadziły ostatecznie do powstania między nimi Oceanu Tornquista, a zachodni skłon kratonu, tj. rodzącej się Baltiki, przybrał charakter pasywnego brzegu kontynentalnego (fig. 18B; Poprawa i in., 1999, 2018; Poprawa, Pacześna, 2002; Eriksson, 2012).

Rozwój ryftu wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi Baltiki, a następnie dryf zaangażowanych przez niego paleokontynentów, był częścią procesu rozpadu późnoneoproterozoicznego, efemerycznego superkontynentu Pannocji (Poprawa, 2006b; Poprawa i in., 2020). Elementem tego procesu był również rozwój w podobnym przedziale czasowym strefy ryftowej wzdłuż północno-zachodniej (w dzisiejszym układzie odniesienia), skandynawskiej krawędzi Baltiki, co następnie doprowadziło do rozdzielenia Laurencji i Baltiki oraz do powstania oceanu Japetus (fig. 21; np. Bingen i in., 1998; Roberts i in., 2010; Kjøll i in., 2019; Tegner i in., 2019; Poprawa i in., 2020). Wskutek rozwoju obu ryftów, a następnie oceanów, Baltika wyodrębniła się jako oddzielny kontynent, obejmujący kraton wschodnioeuropejski.

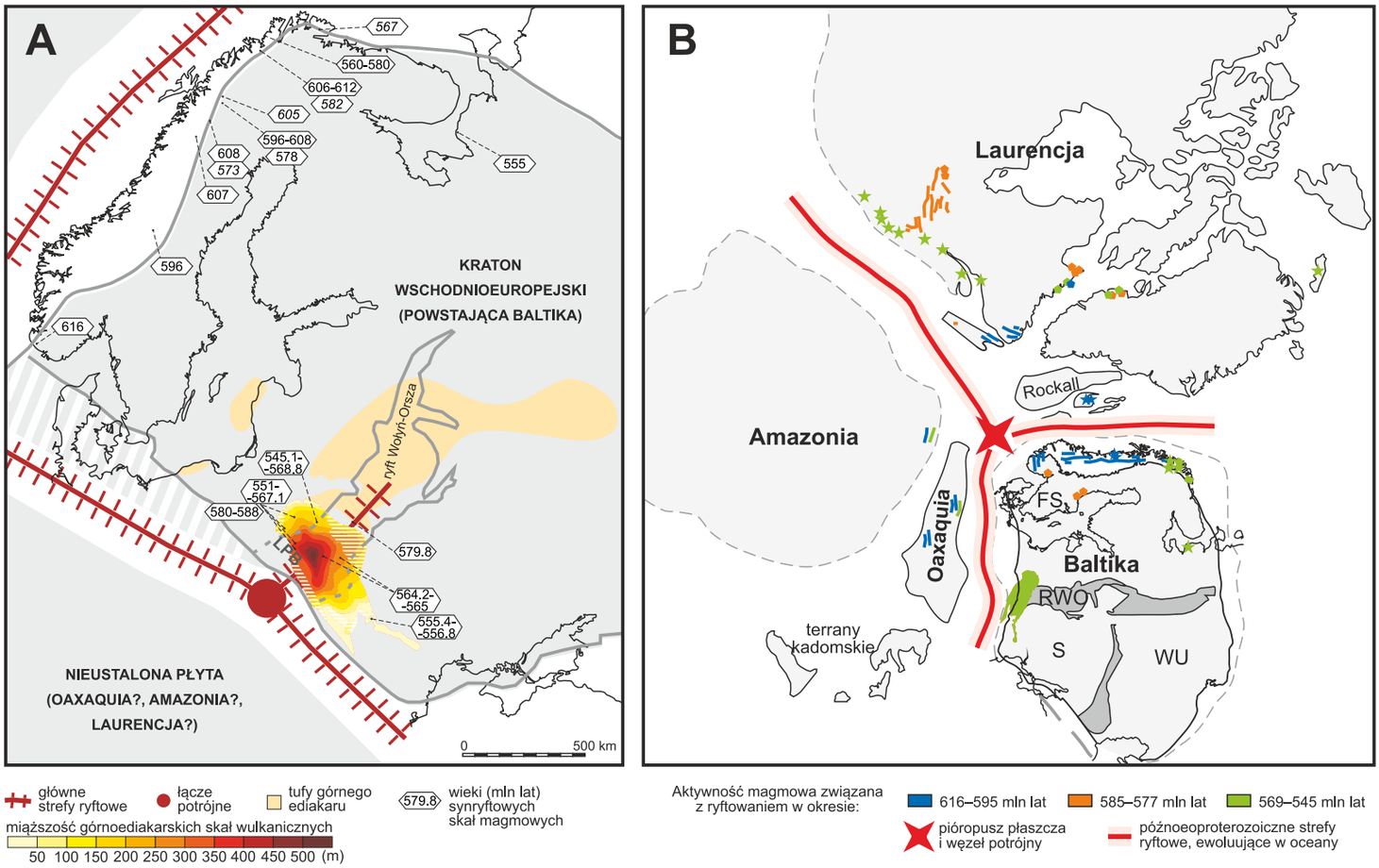


FIG. 21. Pozycja zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego w czasie ediakarskiego ryftowania, związanego z rozpadem superkontynentu Rodinii/Pannocji.
A – główne strefy ryftowe i wiek synryftowego magmatyzmu wzdłuż SW i NE krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (wg Poprawy i in., 2020, wraz z odniesieniami tamże).
LPB – basen lubelsko-podlaski. B – pozycja paleogeograficzna powstającej Baltiki ok. 615 mln lat temu w odniesieniu do lokalizacji stref ryftowych (wg Krzemińskiej i in., 2022, wraz z odniesieniami tamże). FS – Fennoskandia, S – Sarmacja, WU – Wołgo-Uralia. RWO – ryft Wołyń-Orsza.

Nieco bardziej złożona była ewolucja południowo-zachodniego brzegu Baltiki, co wynika z analizy pochodzenia materiału detrytycznego (U-Pb na cyrkonach) ediakarsko-kambryjsko-ordowickich osadów klastycznych z południowej części zachodniego skłonu kratonu, a także z Gór Świętokrzyskich oraz bloków małopolskiego i górnośląskiego. Analiza ta prowadzi do wniosku, że elementy orogenu kadomskiego, tworzące zespół terranów Teisseyre'a-Tornquista, dokowały tu do świeżo powstałej pasywnej krawędzi kontynentu już z końcem ediakaru i we wczesnym kambrze (Żelaźniewicz i in., 2020).

4.3.5.3. Pasywny brzeg kontynentalny Baltiki (późny ediakar–późny ordowik)

Po fazie późnoediakarskiej synryftowej subsydencji nastąpiła długotrwała tendencja do stopniowego zmniejszania się tempa subsydencji w basenach na południowo-zachodnim (w dzisiejszym układzie geograficznym) skłonie powstającej wówczas Baltiki (fig. 15, 20). W efekcie, krzywe subsydencji tektonicznej dla kambru i ordowiku mają charakter typowy dla basenów poryftowych, w których głównym mechanizmem rozwoju jest subsydencja termiczna (fig. 19; Poprawa i in., 1999, 2018; Poprawa, Pacześna, 2002). W okresie tym systematycznie spadało również tempo depozycji osadów, co odzwierciedla stopniowo deniwelowaną topografię obszarów źródłowych dla materiału detrytycznego, a tym samym ich zamierającą aktywność tektoniczną (Poprawa, 2006a). Wraz ze spowalnianiem subsydencji w późnym ediakarze, kambrze i ordowiku następowała oboczna ekspansja zasięgu systemu basenów na zachodnim skłonie Baltiki oraz basenu Wołyń–Orsza, a także względne ujednolicenie facjalne ich osadowego wypełnienia. Równocześnie w basenach tych zamarła aktywność uskoków ekstensyjnych. Zjawiska takie również są indykatywne dla basenów poryftowych (np. Allen, Allen, 2013).

Obserwacje powyższe stanowią podstawę modelu przyjmującego że pod koniec ediakaru, w kambrze oraz we wczesnym i środkowym ordowiku zachodni skłon kratonu wschodnioeuropejskiego stanowił pasywny brzeg kontynentalny Baltiki (fig. 18B; Poprawa i in., 1999, 2018; Poprawa, Pacześna, 2002). Koncepcja taka znajduje uzasadnienie również w wynikach badań paleomagnetycznych (Dalziel, 1992; Torsvik i in., 1996; Torsvik, Rehnström, 2003).

Poryftowa subsydencja termiczna pasywnego brzegu Baltiki, w jego części położonej na południe od wyniesienia Łeby, została przerwana w późnym kambrze i wczesnym ordowiku przez krótkotrwały epizod wypiętrzania o niewielkiej skali (fig. 15, 20; Modliński, Szymański, 2008; Szymański, 2008; Poprawa, 2006a; Modliński i in., 2010). Epizod ten był równoczesny z intensywną subsydencją i depozycją osadów o facjach głównie piaszczystych w przyległej strefie Biłgoraj–Narol oraz na bloku łysogórskim (fig. 5; Orłowski, 1992), podczas gdy na bloku małopolskim dochodziło wówczas do deformacji kompresyjnych (Salwa, 2002; Gągała, 2005). Obserwacje powyższe stanowią uzasadnienie dla modelu, przyjmującego że basen górnokambryjski strefy Biłgoraj–Narol i blok łysogórski stanowiły niewielki basen fleksuralny, którego powstanie spowodowane było tektonicznym obciążeniem, wywołanym przez skośne dokowanie bloku małopolskiego do Baltiki (Poprawa, 2006a). W modelu tym późnokambryjskie wypiętrzanie zachodniego skłonu kratonu było powodowane przez reżim kompresyjny. We wczesnym tremadoku wypiętrzanie wygasło i powrócił proces subsydencji termicznej pasywnego brzegu.

4.3.5.4. Kaledońska kolizja i rozwój zapadlisk przedgórskich (późny ordowik–wczesny dewon)

W późnym ordowiku i sylurze zaszły zasadnicze zmiany w tektonicznym rozwoju basenów osadowych na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego, wyrażające się przede wszystkim zmianą charakteru subsydencji oraz rozkładu facji. W okresie tym we wszystkich częściach omawianego systemu basenów tempo subsydencji intensywnie wzrastało z czasem, odzwierciedlane krzywymi subsydencji tektonicznej o charakterystycznym „kolanowym" kształcie, wskaźnikowym dla uginania płyty pod obciążeniem tektonicznym (fig. 22; Poprawa i in., 1999, 2018; Poprawa, Pacześna, 2002; Eriksson, 2012; por. Allen, Allen, 2013). Biorąc powyższe pod uwagę, późnoordowicko-sylurski system basenów

4
Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

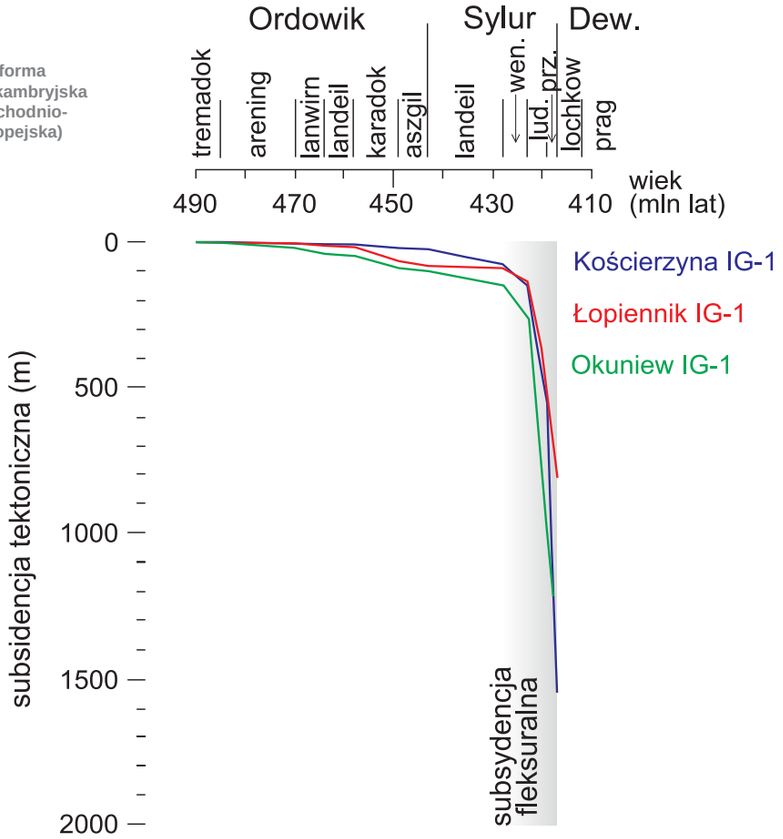


FIG. 22. Kluczowe fazy subsydencji/pogrzebania oraz wypiętrzania/denudacji w basenach osadowych zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarach przyległych (wg Poprawy, 2019). Objaśnienia skrótów jak na fig. 4. Określenie basen lubelsko-lwowski odnosi się do basenu dewońsko-karbońskiego. We wczesnym paleozoiku obszar ten wraz z obniżeniem podlaskim stanowił basen lubelsko-podlaski

bałtycko-dniestrzańskich interpretowano jako ciąg zapadlisk przedgórskich północnoniemiecko-polskiej gałęzi orogenu kaledońskiego, powstającej w następstwie kolizji Awalonii i Baltiki (fig. 18C–E, 19; Poprawa i in., 1999, 2018; Lazauskienė i in., 2002; Poprawa, 2006b, 2019; Tari i in., 2012; Mazur i in., 2018; por. też podrozdział 5.1.3).

Postulowana powyżej geneza systemu basenów południowo-zachodniego brzegu Bałtyki wyraża się również w ich asymetrycznym kształcie, wynikającym z systematycznego wzrostu miąższości utworów sylurskich ku zachodowi (fig. 8, 9). W zachodniej części basenu bałtyckiego sylurską fleksurę uwidaczniają również wyniki badań sejsmicznych (fig. 8; Krzywiec i in., 2014; Tari i in., 2016; Mazur i in., 2016). Model kaledońskiego zapadliska przedgórskiego znajduje ponadto uzasadnienie w wynikach badań sedymentologiczno-facjalnych, przeprowadzonych dla polskiego sektora basenu bałtyckiego i obniżenia podlaskiego (Jaworowski, 2000), dla duńskiego i niemieckiego sektora basenu bałtyckiego (Vejbæk i in., 1994; Maletz i in., 1997; Beier i in., 2000) oraz dla basenu wołyńsko-podolsko-mołdawskiego (Radkovets, 2015; Poprawa i in., 2018). Model ten jest ponadto spójny z obserwowanymi zmianami tempa dostawy i depozycji materiału detrytycznego w omawianych basenach. W całym tym obszarze tempo depozycji stopniowo wzrastało począwszy od późnego ordowiku, osiągając w późnym sylurze w strefach położonych przy krawędzi kratonu bardzo wysokie wartości, lokalnie przekraczające 1000 m/mln lat (Poprawa, 2006b; Poprawa i in., 2018). Jednocześnie specyfiką tego systemu basenów jest bardzo duży udział wolumetryczny materiału klastycznego drobnej frakcji, tj. mułowców, margli i iłowców (fig. 19, 23, 24; Modliński i in., 2006). Znaczna część tego materiału pochodzić musiała z zachodu, gdyż od wschodu strefa jego depozycji przechodziła w rozległe platformy węglanowe, w obrębie których nie stwierdzono przesłanek dla wniosku o transferze materiału detrytycznego (Poprawa, 2006b). Podobny obszar źródłowy posiada materiał detrytyczny dla klinoform piaskowców występujących na zachodnim brzegu basenu bałtyckiego w profilu wenloku i ludlowu, szybko wyklinowujących się ku wschodowi (Poprawa, 2019).

Na pochodzenie materiału detrytycznego z zachodu wskazują również datowania K/Ar łyszczyków i U-Pb cyrkonów, dokumentujące obecność materiału pozakratonicznego (Poprawa i in., 2006b), jak również badania geochemiczne mułowców i piaskowców (Schovsbo, 2003; Krzemiński, Poprawa, 2006) oraz badania sedymentologiczne (Jaworowski, 2000). Dostawa materiału z zachodu jest widoczna również na przekroju sejsmicznym w zachodniej części basenu bałtyckiego, gdzie w utworach wenloku obserwuje się struktury sedymentacyjne typu zalegania przekraczającego (ang. *onlap*; fig. 8; Krzywiec i in., 2014; Tari i in., 2016). Progradacja strefy kolizji ku południowemu wschodowi, prowadząca do wypiętrzania i erozji kolejnych jednostek, tworzyła efektywny mechanizm dla bardzo intensywnej dostawy materiału detrytycznego do basenu (fig. 18C, D; Poprawa, 2006b).

W początkowej fazie rozwoju kaledońskie zapadlisko przedgórskie miało charakter basenu wygłodniałego (ang. *starved basin*). W późnym ordowiku i landowerze fleksuralne uginanie południowo-zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego stworzyło, zwłaszcza w basenie bałtyckim, przestrzeń akomodacyjną, której nie zdołała wypełnić słaba dostawa materiału detrytycznego. W efekcie w zbiorniku o zwiększonej batymetrii deponowane były w tym czasie osady ilasto-mułowcowe o małej miąższości, wzbogacone w substancję organiczną (Poprawa, 2020). Faza basenu wygłodniałego została zaburzona w hirnancie spłyceniem basenu i zmianą facji na węglanowe, co jednak wyraża globalny spadek poziomu morza (por. Ross, Ross, 1990) i nie ma komponentu tektonicznego (Poprawa i in., 1999; Podhalańska, 2009). Stopniowa progradacja deformacji i wypiętrzania w strefie kolizji ku wschodowi i południowemu wschodowi oraz ich intensyfikacja doprowadziły do depozycji dużej miąższości kompleksu utworów drobnoklastycznych w spłycającym się zbiorniku.

Rozwój systemu górnoordowicko-sylurskich zapadlisk przedgórskich na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego jest wyraźnie diachroniczny w kierunku z NW ku SE. Dotyczy to m.in. fazy rozwoju basenu wygłodniałego, w czasie której osadzały się łupki wzbogacone w substancję organiczną. W zachodniej i centralnej części basenu bałtyckiego faza ta rozpoczęła się pod koniec środkowego ordowiku, we wschodniej części basenu bałtyckiego i obniżeniu podlaskim – we wczesnym landowerze, zaś w basenach lubelskim i wołyńsko-podolsko-mołdawskim – we wczesnym wenloku (Poprawa, 2020). Diachroniczny był również początek intensywnej subsydencji tektonicznej i intensywnej dostawy materiału detrytycznego. W strefie rowu Oslo duże miąższości osadów, przekładające się na wysokie tempo subsydencji, obserwuje się już w późnym ordowiku (Kristoffersen i in., 2013). W niemieckim sektorze basenu bałtyckiego ma to miejsce w landowerze, w jego polskiej części – głównie w wenloku, zaś w basenie lubelsko-podlaskim (fig. 20) i wołyńsko-podolsko-mołdawskim w ludlowie (Poprawa, 2006b). Powyższe zjawiska diachronizmu odzwierciedlają skośny charakter kolizji Awalonii z Baltiką (np. Scotese, McKerrow, 1990; Torsvik, Rehnström, 2003; Poprawa, 2019; Jaworowski, 2000).

Konwergencję, a następnie kolizję Awalonii i Baltiki umożliwiała konsumpcja skorupy oceanicznej Japetusa, oddzielającej obie płyty, a której istnienia dowodzą badania geochemiczne górnoordowicko-sylurskich popiołów wulkanicznych, deponowanych w systemie basenów pery-Tornquista, tj. w bałtycko-dniestrzańskim systemie basenów. Wskazują one bowiem na to, że źródłem dla popiołów wulkanicznych był magmatyzm w obrębie subdukcyjnego łuku wyspowego, położonego na zachód od Baltiki (fig. 18C; Huff i in., 1992, 2000; Bergström i in., 1995; Anczkiewicz i in., 2017). Materiał detrytyczny erodowany z subdukcyjnego łuku wyspowego stwierdzono ponadto w osadach ordowickich i sylurskich na południowo-zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (Schovsbo, 2003) oraz w ordowickich utworach strefy Rugii (Giese i in., 1994; McCann, 1998; Giese, Köppen, 2001). Konwergencji obu omawianych płyt dowodzi także obecność w osadach górnego ordowiku strefy Rugii materiału detrytycznego dostarczanego z Baltiki, znajdującego się w nadkładzie osadów o awalońskim pochodzeniu (Giese i in., 1994, 1997).

Koncepcja górnoordowicko-sylurskiego zapadliska przedgórskiego na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego wymaga obecności kaledońskiego orogenu w pozycji dziś zajmowanej przez strefę szwu transeuropejskiego (TESZ). Interpretacja badań geofizycznych i modelowania grawimetryczne, przeprowadzone w odniesieniu do zachodniego basenu bałtyckiego, strefy Koszalin–Chojnice i Pomorza Zachodniego, wykazały występowanie na zachód od linii Teisseyre'a-Tornquista naskórkowego pasa nasuwczo-fałdowego, nasuniętego na ścienioną płytę kratonu wschodnioeuropejskiego (Mazur i in., 2016). Aktywności kolizyjnych procesów tektonicznych w strefie Koszalin–Chojnice dowodzą badania mezostrukturalne osadów ordowicko-sylurskich (Tomczyk, 1980; Pożaryski i in., 1982; Żaba, Poprawa, 2006). Badania geofizyczne w północno-wschodnich Niemczech również potwierdzają obecność orogenu, nasuniętego na płytę Baltiki (Berthelsen, 1992; Piske i in., 1994; Schlüter i in., 1997; Krawczyk i in., 1999).

Pośrednich przesłanek wskazujących na udział orogenicznych procesów w kształtowaniu obszarów położonych na zachód od Baltiki dostarczają wyniki datowań izotopowych materiału detrytycznego, dostarczanego do basenu bałtyckiego i strefy Rugii. Detrytyczne muskowity z piaszczystych i pyłowcowych osadów wenloku i ludlo-

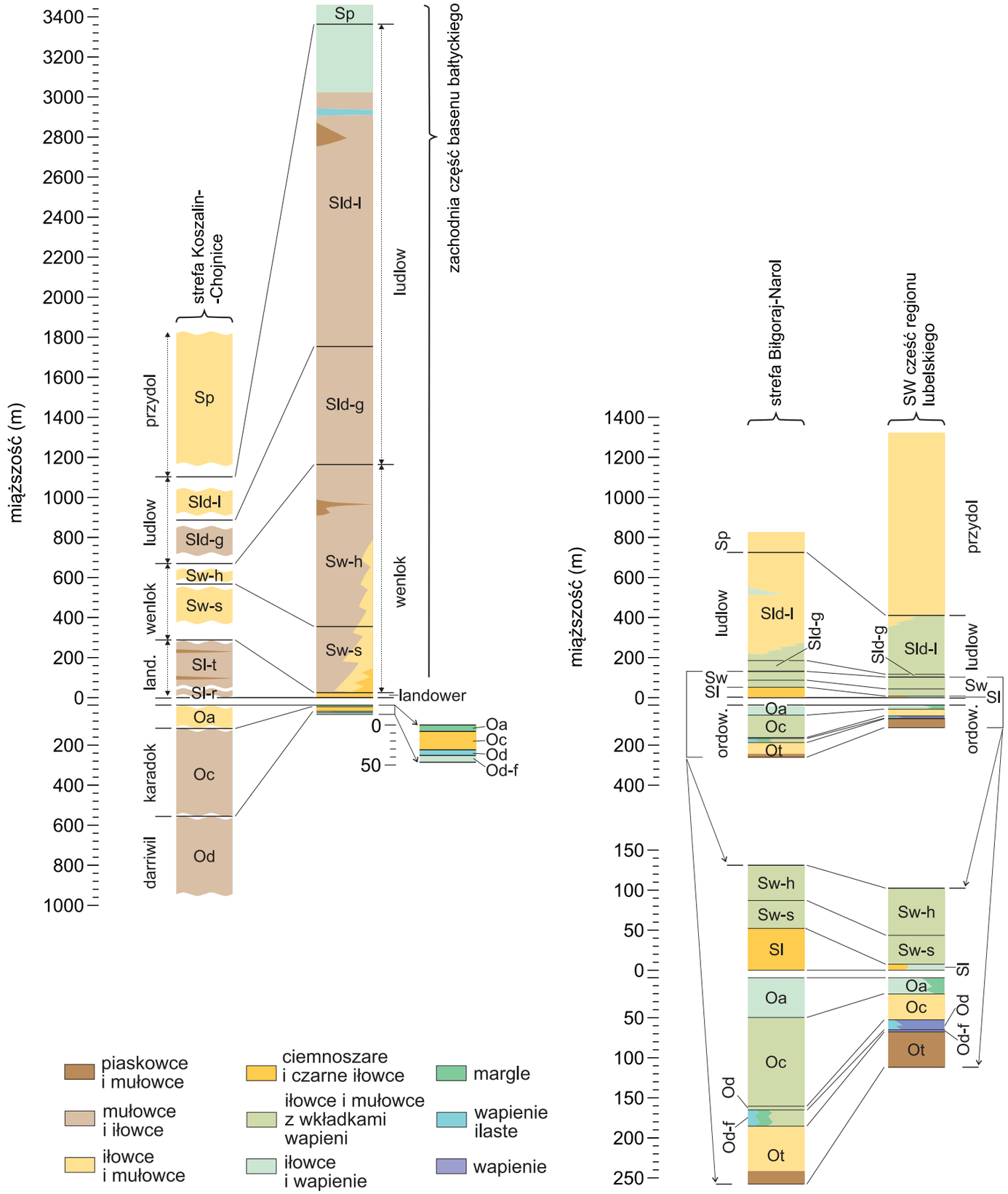


FIG. 23. Porównanie litofacji, miąższości ordowickich i sylurskich osadów w zachodniej części basenu bałtyckiego oraz przyległej strefie Koszalin Chojnice, a także w regionie lubelskim i przyległej strefie Narol-Biłgoraj (wg Poprawy, 2019). Sp – przydol; Sld-l – ludford; Sld-g – gorst; Sw –wenlok; Sw-h – homer; Sw-s – Sheinwood; land. oraz Sl – landower; Sl-r – rhuddan; Sl-t – telych and aeron; Oa – aszgil; Oc – karadok; Od – darriwil (lanwirn); Od-f – daping-fo (arenig); Ot – tremadok

wu w zachodnim basenie bałtyckim wykazują wieki K/Ar, odpowiadające środkowemu i górnemu ordowikowi oraz najwcześniejszemu sylurowi, co świadczy o obecności tektoniczno-termicznego zdarzenia w tym czasie w ich obszarze źródłowym (Poprawa i in., 2006b). Ponadto datowania $^{40}Ar/^{39}Ar$ wykazały obecność równowiekowego metamorfizmu w strefie kaledonidów szlezwickich (Frost i in., 1981; Ziegler, 1990; Katzung, 2001) oraz równowiekowego zdarzenia tektoniczno-termicznego w strefie Rugii (Dallmeyer i in., 1999; Giese, Köppen, 2001), które dobrze wpisują się w model kaledońskich procesów orogenicznych.

Ordowicko-sylurska pokrywa osadowa kratonu wschodnioeuropejskiego kontynuuje się dalej ku zachodowi, poza obecny zasięg basenów bałtyckiego i lubelsko-podlaskiego. Na południowy zachód od strefy Teisseyre'a-Tornquista osady te zostały zdeformowane oraz głęboko pogrzebane, wskutek czego stan ich rozpoznania

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

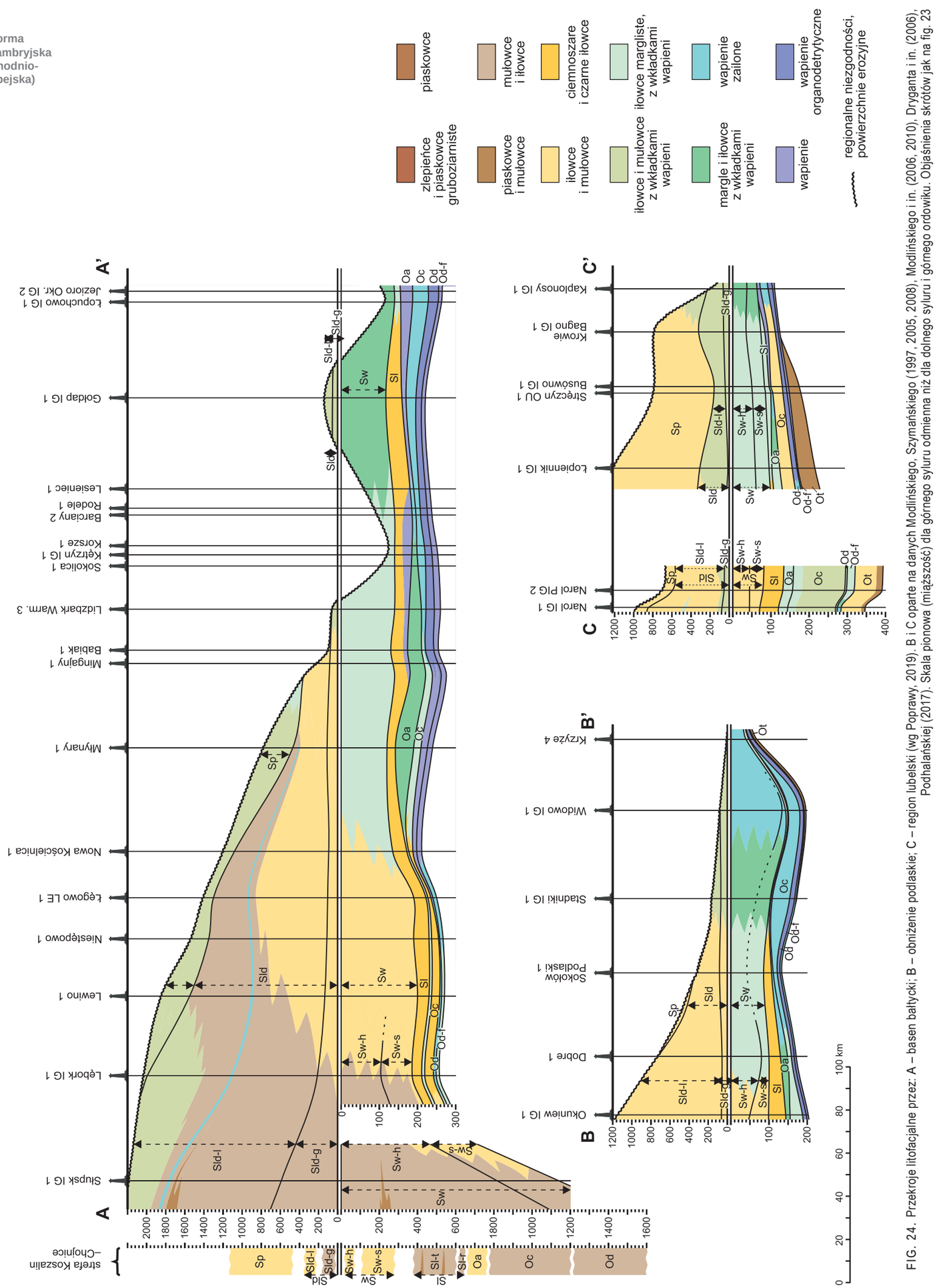


FIG. 24. Przekroje litofacjalne przez: A – basen bałtycki; B – obniżenie podlaskie; C – region lubelski (wg Poprawy, 2019). B i C oparte na danych Modlińskiego, Szymańskiego (1997, 2005, 2008), Modlińskiego i in. (2006, 2010), Dryganta i in. (2006), Podhalańskiej (2017). Skala pionowa (miąższość) dla górnego syluru odmienna niż dla dolnego syluru i górnego ordowiku. Objaśnienia skrótów jak na fig. 23

jest słabszy niż osadów pokrywy kratonu. Skały osadowe ordowiku i syluru występują w obrębie kaledońskiego pasma fałdowego Koszalin–Chojnice (fig. 7, 23; zob. podrozdział 5.1.3) oraz w strefie Biłgoraj–Narol (fig. 10, 23). W strefach tych w ordowiku i landowerze były akumulowane osady o miąższościach większych, niż w basenach położonych na kratonie wschodnioeuropejskim, natomiast począwszy od wenloku po przydol proporcja ta się odwróciła (fig. 23, 24; Poprawa, 2019). Wykształcenie facjalne osadów obu wyżej wymienionych stref jest bardziej proksymalne niż pokrywy osadowej na kratonie, zwłaszcza w przypadku strefy Biłgoraj–Narol, aczkolwiek w przypadku osadów syluru powinowactwo facjalne z basenami bałtyckim i lubelsko-podlaskim pozostaje wyraźne (fig. 23, 24). Pokrewieństwa osadów klastycznych strefy Koszalin–Chojnice i basenu bałtyckiego dowodzą wyniki badań geochemicznych (Krzemiński, Poprawa, 2006).

Strefy Koszalin–Chojnice i Biłgoraj–Narol początkowo stanowiły proksymalne części kaledońskiego zapadliska przedgórskiego, rozwiniętego na zachodnim skłonie kratonu (Poprawa, 2019, 2006b; fig. 18C, D). Spowolnienie wenlocko-przydolskiej subsydencji w tych strefach względem równowiekowej subsydencji w krawędziowej strefie kratonu, wiązać można z oddziaływaniem kaledońskiej kompresji oraz z wertykalną składową kolizyjnych ruchów tektonicznych. Strefy Koszalin–Chojnice i Biłgoraj–Narol cechuje znacznie wyższy stopień deformacji tektonicznych w porównaniu z deformacjami pokrywy kratonu, które w przypadku pierwszej z tych stref są związane z kaledońską kolizją (Tomczyk, 1980; Pożaryski i in., 1982; Żaba, Poprawa, 2006).

Ewolucja kaledońskich zapadlisk przedgórskich na południowo-zachodniej flance kratonu wschodnioeuropejskiego zakończyła się diachroniczną fazą kompresyjnych i transpresyjnych deformacji tektonicznych, skutkujących powstaniem niezgodności kątowych. W przypadku basenu bałtyckiego miały one miejsce w późnym lochkowie i stanowiły przejaw kompresyjnego oddziaływania skandynawskiej gałęzi kaledonidów na ich przedpole (Poprawa i in., 1999; Poprawa i in., 2006a). Natomiast w wołyńskim sektorze omawianego tu systemu basenów, niezgodność wiązana z późnokaledońską kompresją rozwinęła się prawdopodobnie w emsie (Poprawa, 2019).

Kaledońska kolizja zamyka cykl ewolucji zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego i stref przyległych do niego od zachodu. Stanowi on pełny cykl Wilsona w klasycznym wykształceniu, rozpoczynający się ryftowaniem, powstawaniem skorupy oceanicznej i przeciwstawnym dryftem płyt, po czym konwergencją, konsumpcją skorupy oceanicznej i kolizją kontynent–kontynent.

4.3.5.5. Baseny dewońsko-karbońskie

Zarówno w basenie bałtyckim, jak i w regionie lubelskim rozwinęła się dewońsko-karbońska pokrywa osadowa, niemniej o wzajemnie odmiennym wykształceniu (fig. 5). W basenie bałtyckim osady dewonu, lokalnie również dolnego karbonu, zachowane są w jego centralnej części (fig. 4B, C; Paškevičius, 1997; Matyja, 2006). W południowej i zachodniej części basenu kompleks permsko-mezozoiczny leży niezgodnie bezpośrednio na skałach dolnopaleozoicznych (fig. 8), podobnie jak w obniżeniu podlaskim (fig. 9). Na zachód od basenu bałtyckiego, w tym w basenie pomorskim i strefie Koszalin–Chojnice, są zachowane osady od środkowego dewonu (ewentualnie górnego emsu) do dolnego karbonu, lokalnie również górnego karbonu, wykształcone w facjach pozwalających zakładać, że pokrywa osadowa pierwotnie kontynuowała się ku wschodowi (fig. 4B, C; Matyja, 2006, 2008; Modliński i in., 2010; Seidel i in., 2018).

Stwierdzona w strefie Koszalin–Chojnice luka stratygraficzna, obejmująca najwyższy sylur i dolny dewon, wiązała się z poorogenicznym, izostatycznym wypiętrzaniem i erozją, a proces ten najprawdopodobniej obejmował również zachodnią część basenu bałtyckiego (fig. 20; Poprawa, 2006b). Na proces ten nałożyła się omówiona powyżej faza deformacji kompresyjnych i transpresyjnych w basenie bałtyckim w lochkowie.

W centralnej i wschodniej części basenu bałtyckiego obserwuje się zapis ciągłej sedymentacji na granicy syluru i dewonu (Paškevičius, 1997; Matyja, 2006). Jego rozwój kontynuował się przez cały dewon, lokalnie do wczesnego karbonu (turneju), akumulując osady, których zachowana miąższość wynosi maksymalnie ponad 1000 m. Geneza większości środkowodewońsko-dolnokarbońskich basenów we wnętrzu kratonu związana była z ryftową ekstensją (Nikishin i in., 1996; Stephenson i in., 2006, 2021). W przypadku basenu bałtyckiego brak jest jednak przesłanek na taką jego genezę. Tektoniczny mechanizm rozwoju tego basenu nadal pozostaje słabo rozpoznany. Basen bałtycki po turneju ulegał wypiętrzaniu i erozji o obocznie zmiennej skali, a następująca po nim przerwa sedymentacyjna trwała do późnego permu.

W strefie położonej na południe od basenu bałtyckiego, tj. na wyniesieniu mazurskim i obniżeniu podlaskim, depozycja osadów dewońskich i karbońskich częściowo również miała miejsce. Zostały one jednak erozyjnie usunięte przed permem, a kompleks dolnopaleozoiczny lub paleo- i mezoproterozoiczne podłoże są bezpośrednio przykryte osadami basenu permsko-mezozoicznego (fig. 9). Jedynie w strefie mazowieckiej (płockiej) na zachód od obniżenia podlaskiego zachowane zostały karbońskie skały osadowe. Ogranicza to możliwość odtworzenia zachodzących na tym terenie w dewonie i karbonie procesów tektonicznych.

W regionie lubelskim obserwuje się ciągłe przejście od syluru do dewonu (Tomczykowa, 1988). Rozpoczyna ono rozwój dolnodewońskiego kompleksu basenu lubelsko-lwowskiego, zdominowanego przez osady klastyczne z dużym udziałem frakcji mułowcowej i iłowcowej (Miłaczewski, 1981b; Miłaczewski, Radlicz, 1974; Radkovets, 2016). Osady te deponowane były w basenie o dużym tempie subsydencji tektonicznej podczas lochkowu, które zmniejszało się podczas pragu-emsu (fig. 25; Narkiewicz i in., 1998; Poprawa i in., 2018). Lochkowska faza subsydencji stanowiła końcowy etap rozwoju kaledońskiego zapadliska przedgórskiego.

Dalsze zmniejszanie się tempa subsydencji tektonicznej w basenie lubelsko-lwowskim trwało do środkowego dewonu (fig. 24). Łącznie dla wczesnego i środkowego dewonu tworzy to typ krzywych subsydencji tektonicznej wskaźnikowy dla basenów zdominowanych przez ekstensję i subsydencję termiczną. W tym przypadku brak jest jednak strukturalnych przesłanek na ekstensję w basenotwórczej skali dla tego przedziału wiekowego (Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

W późnym dewonie miał miejsce kolejny etap tektonicznego rozwoju basenu lubelsko-lwowskiego. Tempo subsydencji tektonicznej istotnie wzrosło, aczkolwiek było ono wówczas obocznie silnie zróżnicowane (fig. 24; Narkiewicz i in., 1998; Poprawa i in., 2018). Intensywną subsydencją wyróżniało się zwłaszcza synklinorium lubelskie (rów lubelski). Tego typu pojedyncze impulsy subsydencji o znacznej skali są indykatywne dla basenów powstających w reżimie transtensyjnym, stąd też dla późnodewońskiej fazy rozwoju basenu lubelsko-lwowskiego przyjmowano model synsedymentacyjnego rowu, niekiedy rozumianego jako basen typu *pull-apart* (Żelichowski, Kozłowski, 1983; Narkiewicz i in., 1998; Poprawa i in., 2018). Jednakże, z uwagi na brak w obrazie sejsmicznym synsedymentacyjnych, górnodewońskich uskoków o dużej skali, odpowiedzialnych za rozwój ówczesnych depocentrów, dla tego etapu rozwoju basenu zaproponowano alternatywny mechanizm tektoniczny. Synklinalna geometria basenu górnodewońskiego i malejąca w kierunku skrzydeł synkliny miąższość, pozwalają sugerować ówczesne fałdowe wyboczenie górnej części skorupy ziemskiej, spowodowane kompresją zorientowaną poprzecznie do rozciągłości basenu (fig. 26; Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

Z końcem famenu rozpoczął się proces zasadniczej przebudowy tektonicznej basenu lubelsko-lwowskiego, kontynuujący się do środkowego wizenu (tj. przez ok. 15 mln lat), związany z rozwojem sieci uskokowej, wypiętrzaniem i erozją. Tradycyjnie był on określany jako faza bretońska poprzez odniesienie do faz orogenezy waryscyjskiej (np. Żelichowski, 1972). Sieć uskokowa tego wieku, zilustrowana jest na figurach 10 i 11; interpretowana była jako efekt ekstensji równoległej do osi basenu (Narkiewicz i in., 2007b), jako system uskoków odwróconych (Krzywiec i in., 2017b), bądź jako system uskoków powstałych w reżimie transpresyjnym (Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Skutkiem tych deformacji i związanej z nimi erozji jest powstanie regionalnej niezgodności o znacznej skali, na której zalega post-tektoniczna pokrywa osadowa górnowizeńsko-westfalska, przykrywając różne ogniwa dewonu, syluru, ordowiku, kambru lub prekambru (por. fig. 4B, 4C i 11).

Obocznie zmienna miąższość skał usuniętych w trakcie wczesnokarbońskiego wypiętrzania, jak również wielkość zrzutów na poszczególnych, aktywnych wówczas uskokach, mieszczą się w przedziale od kilkuset do ok. 2500 m (Tomaszczyk, 2015, Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Systematyczna analiza danych sejsmicznych pozwala wykazać transpresyjną genezę ówczesnej sieci uskokowej (fig. 12, 26; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Podobnie interpretowany jest kulisowy układ głównych stref uskokowych, widocznych na mapie odkrytej bez karbonu i osadów młodszych, zwłaszcza w strefie elewacji Hrubieszowa, wskazujący na przesuwczość prawoskrętną (fig. 11). Mapa ta, oparta na interpretacji zarówno profili głębokich otworów wiertniczych, jak i pełnej siatki profili sejsmicznych, weryfikuje styl budowy strukturalnej kompleksów podkarbońskich, uprzednio enigmatycznie określanej jako „tektonika blokowa" (por. fig. 4C z 11). Wczesnokarbońskie wypiętrzanie i erozja intensywnie zachodziły również w jednostce radomsko-kraśnickiej, w tym w strefie Biłgoraj–Narol, a prawdopodobnie również w obrębie obniżenia podlaskiego i na wyniesieniu mazurskim (Poprawa, 2019; Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Zjawiska

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

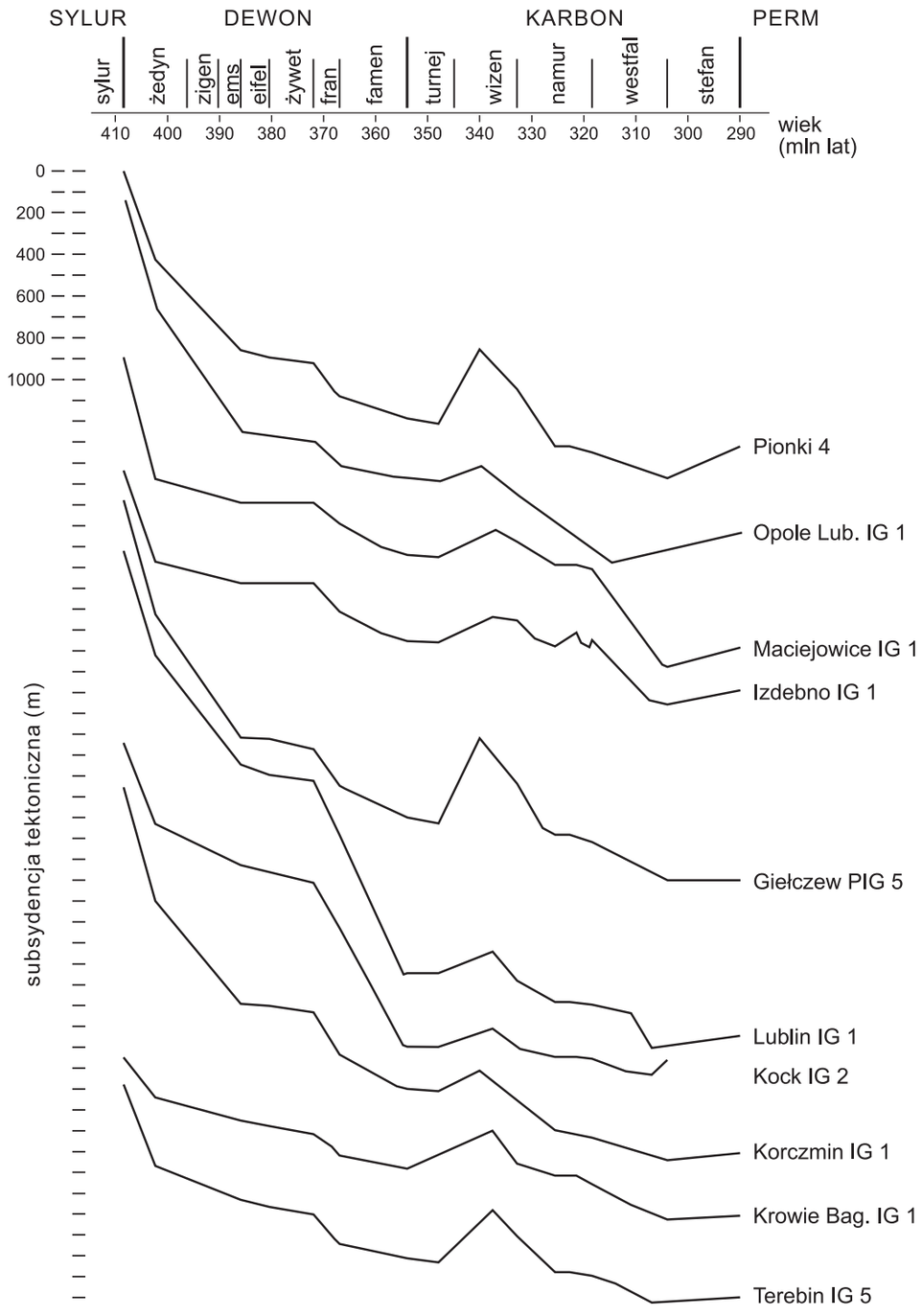


FIG. 25. Dewońsko-karbońska historia subsydencji tektonicznej dla przykładowych profili otworów wiertniczych z lubelskiej części basenu lubelsko-lwowskiego (wg Narkiewicza i in., 1998)

te stanowią przykład śródpłytowych deformacji na dalekim przedpolu orogenu waryscyjskiego, który był źródłem naprężeń.

Transpresyjny mechanizm wypiętrzania był wspierany przez proces termicznego nabrzmienia skorupy ziemskiej (ang. *thermal doming*), powodujący charakterystyczny, owalny kształt izolinii miąższości zerodowanych skał (Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Proces ten stanowił pierwszy przejaw wczesnokarbońskiej aktywności magmowej na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego. Aktywność ta wyraziła się powstaniem na zwartym obszarze, od regionu lubelskiego po centralną część szelfu bałtyckiego, systemu intruzji, masywów, pokryw lawowych i osadów piroklastycznych, które zinterpretowano jako lubelsko-bałtycką dolnokarbońską prowincję magmową, o powierzchni przekraczającej 120 000 km^2 (fig. 6; Poprawa, 2019; Poprawa i in., 2024). Jej najlepiej poznaną dotąd cześć stanowią względnie płytko położone dolnokarbońskie intruzje i kompleksy na wyniesieniu mazurskim (Krzemińska, Krzemiński, 2012; Demaiffe i in., 2013; Wiszniewska i in., 2020; Krzemińska i in., 2025).

Wystąpienia skał związanych z lubelsko-bałtycką prowincją magmową mają charakter wyłącznie podpowierzchniowy i rozpoznawane są w profilach otworów wiertniczych, jak również w zapisie danych magnetycznych i sejsmicznych. Skały te mają wspólne pochodzenie, co podkreśla ich geochemicznie spójny, alkaliczny charakter, a także wiek w przedziale 352–337 mln lat (Poprawa i in., 2024; Krzemińska i in., 2025). Powyższa charakterystyka geochronologiczna wyraźnie odróżnia lubelsko-bałtycką, dolnokarbońską prowincję magmową od późnodewońskich, alkalicznych prowincji półwyspu Kola oraz rowu Prypeć–Dniepr–Donieck, z którymi uprzednio wiązano ją genetycznie (por. Demaiffe i in., 2013).

Dane sejsmiczne uwidaczniają obecność na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego intruzji w obrębie ediakarsko-dol-

nopaleozoiczno-dewońskiej pokrywy osadowej oraz w prekambryjskim podłożu krystalicznym, związanych z omawianą, lubelsko-bałtycką prowincją magmową. W południowej części basenu bałtyckiego jest to system silli Pasłęk–Polik, występujących w obrębie podłoża krystalicznego na głębokości ok. 7–18 km i rozciągających się na długości, co najmniej 160 km (Poprawa i in., 2024; Krzywiec i in., 2025). Dalej ku północy, w centralnej, szelfowej części basenu bałtyckiego, w obrębie sylurskiej i ordowickiej pokrywy osadowej występuje system silli Gdańsk–Dalders o rozciągłości ok. 150 km w kierunku N–S, natomiast w regionie lubelskim w obrębie osadów sylurskich i dolnodewońskich na głębokości 5,5–6,5 km rozpoznano system silli Minkowice–Pliszczyn o rozciągłości co najmniej 50 km (fig. 17; Poprawa i in., 2024).

Rozwój lubelsko-bałtyckiej prowincji magmowej był w przybliżeniu równoczesny z kolizją kontynent–kontynent i główną fazą orogenezy waryscyjskiej w środkowej Europie. Przyjąć można zatem genetyczny związek tych procesów. Tezę taką wspiera interpretacja towarzyszących magmatyzmowi wczesnokarbońskich, transpresyjnych deformacji tektonicznych, wypiętrzania i erozji w basenie lubelsko-lwowskim, jako efektu oddziaływania orogenu waryscyjskiego (Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Zatem jako czynnik sprawczy wczesnokarbońskiej aktywności magmowej na zachodnim skłonie kratonu należy brać pod uwagę dekompresję płaszcza ziemskiego wywołaną reorganizacją pola naprężeń tektonicznych na przedpolu orogenu waryscyjskiego i/lub anomalią termiczną o skali litosferycznej (Poprawa i in., 2024; Krzemińska i in., 2025).

Wydzielenia stratygraficzne			Miąższość (m)	Reżim tektoniczny	Opis faz i procesów tektonicznych
Perm			luka	transpresja	lokalnie intruzje magmowe (diabazy) niewielka, przesuwcza reaktywacja uskoków
Karbon	pensylwan	gżel		kompresja naskorkowa	powstanie nasunięć i głównych ciągów strukturalnych; wypiętrzanie i erozja
		kasim.			
		moskow		kompresja zakorzeniona	niewielka inwersja uskoków
		baszkir	0–2000		
	missisip	sierp.		ekstensja?	zapis strukturalnych na danych sejsmicznych i w rdzeniu wiertniczym nie daje przesłanek na obecność synsedymentacyjnej tektoniki dysjunktywnej
		wizen	luka	transtensja?	aktywność magmowa (pokryw bazaltowe, tufity, intruzje); migracja stopów wzdłuż głęboko zakorzenionych uskoków
		turnej		ekstensja?	uskoki normalne o niewielkich zrzutach; ekstensyjne żyły kalcytowe
Dewon	górny	famen	0–2000	prawoskrętna transpresja	kontynuacja inwersji uskoków normalnych; powstanie zespołu transpresyjnych uskoków towarzyszących uskokowi Kocka (np. Siedlisk, Hanny)
		fran		kompresja	inwersja uskoków normalnych Kocka i Wilczopola-Marynina szerokopromienny fałd skorupowy, ugięcie w poprzek basenu lubeleskiego; w osi utworzonej synkliny wzmożona sedymentacja famenu
	środk.	żywet	0–150	relaksacja; umiarkowana ekstensja	umiarkowana subsydencja
		eifel			
	dolny	ems	0–1200		
		prag			
		lochkow			
Sylur			1200–2700	ekstensja	kaledońskie zapadlisko przedgórskie; synsedymentacyjna aktywność uskoków normalnych Kocka oraz Wilczepola i Marynina

FIG. 26. Sekwencja paleozoicznych procesów tektonicznych w centralnej części regionu lubelskiego (strefa uskokowa Kocka), związanych z nimi naprężeń tektonicznych i stylów deformacji (wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017; uzupełniono i zmodyfikowano)

4
Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

Powierzchniowe i przypowierzchniowe produkty aktywności magmowej prowincji lubelsko-bałtyckiej na znacznej części jej obszaru (w północnej części regionu lubelskiego, na obniżeniu podlaskim, wyniesieniu mazurskim i w basenie bałtyckim) uległy późniejszej erozji. Jej zapisem jest powstanie dużej miąższości dolnokarbońskich osadów wulkanoklastycznych w basenach osadowych, położonych na zachód od kratonu wschodnioeuropejskiego, głównie w basenie pomorskim i w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Krzemiński, 1999; Matyja, 2006, 2008; Poprawa i in., 2024).

Wraz z końcem tektonicznych deformacji i wygasaniem aktywności magmowej rozpoczęła się ostatnia, wizeńsko-górnokarbońska faza rozwoju basenu lubelsko-lwowskiego, w trakcie której były akumulowane skały osadowe, głównie szelfowe, deltowe i fluwialne, o miąższości do 2000 m (np. Żelichowski, 1972; Dębowski, Porzycki, 1988; Porzycki, Zdanowski, 1995; Waksmundzka, 1998; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; Waksmundzka i in., 2021). Dla tego etapu rozwoju basenu obserwowano kilka epizodów przyśpieszonej subsydencji tektonicznej w różnych lokalizacjach i interpretowano je jako skutek transtensji (Narkiewicz i in., 1998). Z kolei analizy danych sejsmicznych i mezostrukturalne badania rdzeni wiertniczych mogą wskazywać na reżim ekstensyjny w okresie od późnego wizenu do wczesnego westfalu (baszkiru), a następnie na reżim kompresyjny w późnym westfalu (moskow) (fig. 26; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

W przypadku basenu lubelsko-lwowskiego istotne jest to, że obecnie stanowi on erozyjną pozostałość basenu o pierwotnie większym zasięgu obocznym. Traktowanie głównego depocentrum tego basenu – synklinorium lubelskiego – jako synsedymentacyjnego rowu tektonicznego (np. Kotas i in., 1983; Żelichowski, Kozłowski, 1983) nie znajduje uzasadnienia w danych sejsmicznych. Dane te dowodzą, że synklinorium lubelskie stanowi pasywną synklinę podścieloną przez regionalną powierzchnię odkłucia i nasunięcia, związaną z naskórkową tektoniką na przedpolu waryscydów (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Efekty orogenicznych deformacji waryscyjskich zachodzących w regionie lubelskim pod koniec karbonu omawiane są w tym tomie w podrozdziale 5.1.4.2.

LITERATURA

Allen P.A., Allen J.R., 2013. Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. 3rd Edition. Wiley-Blackwell, Oxford.

Anczkiewicz R., Porębski S.J., Kędzior A., Paszkowski M., 2017. Geochronologia i tektogeneza ordowicko-sylurskich K-bentonitów basenu bałtyckiego. *W*: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 306–319. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Antonowicz L., Iwanowska E., 2004. Naskórkowy typ tektoniki waryscyjskiej na obszarze Lubelszczyzny. Przegląd Geologiczny, 52: 128–130.

Antonowicz L., Hooper R., Iwanowska E., 2003. Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. Przegląd Geologiczny, 51: 344–350.

Areń B., 1978. Problemy zróżnicowania serii osadowych na granicy kambru z prekambrem na platformie prekambryjskiej w Polsce. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 309: 29–47.

Areń B., Lendzion K., 1978. Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendu i kambru dolnego. Prace Instytutu Geologicznego, 90: 7–46.

Artemieva I.M., 2003. Lithospheric structure, composition, and thermal regime of the East European Craton: implications for the subsidence of the Russian platform. Earth and Planetary Science Letters, 213: 431–446.

Bakun-Czubarow N., Białowolska A., Fedoryshyn Y., 2002. Neoproterozoic flood basalts of Zabolottya and Babino Beds of the volcanogenic Volhynian Series and Polesie Series dolerites in the western margin of the East European Craton. Acta Geologica Polonica, 52: 481–496.

Beier H., Maletz J., Böhnke A., 2000. Development of an Early Palaeozoic foreland basin at the SW margin of Baltica. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 218: 129–152.

Bergström S.M., Huff W.D., Kolata D., Bauert K., 1995. Nomenclature, stratigraphy, chemical fingerprinting, and areal distribution of some Middle Ordovician K-bentonites in Baltoscandia. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar GFF, 117: 1–13.

Berthelsen A., 1992. Mobile Europe. *W*: A Continent Revealed – the European Geotraverse (red. D.J. Blundell, R. Freeman, S. Mueller): 11–32. Cambridge University Press, Cambridge.

Białowolska A., Bakun-Czubarow N., Fedoryshyn Y., 2002. Neoproterozoic flood basalts of the upper beds of the Volhynian Series (East European Craton). Geological Quarterly, 46: 37–58.

Bingen B., Demaiffe D., van Breemen O., 1998. The 616 Ma old Egersund basaltic dike swarm, SW Norway, and late Neoproterozoic opening of the Iapetus Ocean. The Journal of Geology, 106: 565–574.

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., Pisarevsky S.A., Li Z.X., 2009. Assembly and Breakup of Rodinia (Some Results of IGCP Project 440). Stratigraphy and Geological Correlation, 17: 259–274.

Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 171: 1–89.

Buła Z., Habryn Z., 2008. Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego w skali 1:300 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydłowska M., Vidal G., Claesson S., 1995. Numerical ages of volcanics and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland. Journal of the Geological Society, London, 152: 599–611.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J., 2000. Mapa geologiczna Polski bez osadów kenozoicznych. 1 : 1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Wydawnictwa Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej, Warszawa.

Dallmeyer R.D., Giese U., Glasmacher U., Pickel W., 1999. First ^{40}Ar-^{39}Ar age constraints for the Caledonian evolution of the Trans-European Suture Zone in NE Germany. Journal of Geological Society, London, 156: 279–290.

Dalziel I.W.D., 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. GSA Today, 2: 237–241.

Demaiffe D., Wiszniewska J., Krzemińska E., Williams I.S., Stein H., Brassinnes S., Ohnenstetter D., Deloule E., 2013. A hidden alkaline and carbonatite province of Early Carboniferous age in Northeast Poland: Zircon U-Pb and pyrrhotite Re-Os geochronology. The Journal of Geology, 121: 91–104.

Dembowski Z., Porzycki J. (red.), 1988. Karbon lubelskiego zagłębia węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 122: 1–250.

Domżalski J., Górecki W., Mazurek A., Myśko A., Strzetelski W., Szamałek K., 2004. The prospects for petroleum exploration in the eastern sector of Southern Baltic as revealed by sea bottom geochemical survey correlated with seismic data. Przegląd Geologiczny, 52: 792–799.

Drygant D., Modliński Z., Szymański B., 2006. Korelacja litostratygraficzna ordowiku rejonu Biłgoraj–Narol z równowiekowymi osadami sąsiednich obszarów brzeżnej strefy kratonu wschodnioeuropejskiego Polski i Ukrainy. Przegląd Geologiczny, 54: 219–227.

Emetz A., Piestrzyński A., Zagnitko V., 2004. Geological framework of the Volhyn copper fields with a review of the Volhyn flood basalt province (western margin of the East-European Craton). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 257–265.

Eriksson M., 2012. Stratigraphy, facies and depositional history of the Colonus Shale Trough, Skåne, southern Sweden. Department of Geology, Lund University, Lund [praca magisterska].

Ernst R.E., Bell K., 2010. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites. Mineralogy and Petrology, 98: 55–76.

Frost R.T.C., Fitch F.J., Miller J.A., 1981. The age and nature of the crystalline basement of the North Sea Basin. *W*: Petroleum Geology of the Continental Shelf of the North-West Europe (red. L.V. Illing, G.D. Hobson): 43–64. Institute of Petroleum, Heyden & Son, London.

Gareckij R.G., Zinovienko G.V., Visnjakov I.B., Glusko V.V., Pomjanovskaja G.M., Lvov G.M., 1987. Die perikratone Baltik-Dnestr-Senkungszone. Zeitschrift für angewandte Geologie, 33: 207–213.

Gautier D.L., Pitman J.K., Charpentier R.R., Cook T., Klett T.R., Schenk Ch.J., 2012. Potential for Technically Recoverable Unconventional Gas and Oil Resources in the Polish-Ukrainian Foredeep, Poland, 2012. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Fact Sheet 2012–3102, Reston.

Gągała Ł., 2005. Pre-Ordovician polyphase tectonics of the Cambrian sequences in the Kielce Unit, Holy Cross Mts. (Central Poland). Geological Quarterly, 49: 53–66.

Giese U., Köppen S., 2001. Detrital record of Early Palaeozoic and Devonian clastic sediments at the southwestern border of the Fennoscandian Shield – provenance signals for a Caledonian geodynamic evolution. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen, 222: 215–251.

Giese U., Katzung G., Walter R., 1994. Detrital composition of Ordovician sandstones from the Rügen boreholes: implications for the evolution of the Tornquist Ocean. Geologische Rundschau, 83: 293–308.

Giese U., Dallmeyer R.D., Kramm U., Tschernoster R., 1997. Provenance analysis across a Caledonian Suture, NE-Germany. EUG 9 Abstracts, Strasbourg, Terra Nova, 9, 595.

Grachev A.F., Nikolaev V.A., 2006. East European platform development in the Late Precambrian and Paleozoic: Structure and sedimentation. Russian Journal of Earth Sciences, 8: ES4001.

Greiling R.O., Jensen S., Smith A.G., 1999. Vendian-Cambrian subsidence of the passive margin of western Baltica – application of new stratigraphic data from the Scandinavian Caledonian margin. Norsk Geologisk Tidsskrift, 79: 133–144.

Grendaitė M., Michelevičius D., Radzevičius S., 2022. A large array of inselbergs on a continuation of the sub-Cambrian peneplain in the Baltic Basin: evidence from seismic data, Western Lithuania. Geological Quarterly, 66: 1–14.

Grocholski A., Ryka W., 1995. Karboński magmatyzm w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 181–189.

Heeremans M., Faleide J.I., Larsen B.T., 2004. Late Carboniferous-Permian of NW Europe: an introduction to a new regional map. Geological Society, London, Special Publications, 223: 75–88.

Literatura

Helcel-Weil M., Dzięgielowski J., 2003. Basen lubelski – wyniki złożowe dotychczasowych prac i ich znaczenie dla dalszych poszukiwań. Przegląd Geologiczny, 51: 764–770.

Helcel-Weil M., Dzięgielowski J., Florek R., Maksym A., Słyś M., 2007. Wyniki złożowe dotychczasowych prac poszukiwawczych w basenie lubelskim w aspekcie możliwości poszukiwań węglowodorów. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 422: 51–60.

Huff W.D., Bergström S.M., Kolata D., 1992. Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: Biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. Geology, 20: 875–878.

Huff W.D., Bergström S.M., Kolata D.R., 2000. Silurian K-bentonites of the Dnestr Basin, Podolia, Ukraine. Journal of the Geological Society, London, 157: 493–504.

Jacyna J., Lauritzen O., Zdanaviciute O., Sliaupa S., Nasedkin V., 1997. Lithuania – Petroleum Potential and Exploration Opportunities. Lithuanian Geological Survey, Vilnius.

Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zayats K., Mechie J., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Omelchenko V., Legostaieva O., Głuszyński A., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn D., Chulkov S., 2022. Lithospheric structure of the East European Craton at the transition from Sarmatia to Fennoscandia interpreted from the TTZ-South Seismic Profile (SE Poland to Ukraine). Minerals, 12: 112.

Jarosiński M., 2004. Opracowanie zmienności strukturalnej rdzeni w profilach wierceń z basenu lubelskiego i stref obrzeżających wraz z syntezą tektonicznej ewolucji obszaru. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Jarosiński M., Dąbrowski M., 2006. Modele reologiczne litosfery w poprzek szwu transeuropejskiego w północnej i zachodniej części Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 143–166.

Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P.A., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. Geological Quarterly, 53: 3–26.

Jaworowski K., 1997. Warunki depozycji ciał piaszczystych kambru dolnego i środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 377: 1–118.

Jaworowski K., 2000. Facies analysis of the Silurian shale-siltstone succession in Pomerania (northern Poland). Geological Quarterly, 44: 297–316.

Jaworowski K., Sikorska M., 2003. Composition and provenance of clastic material in the Vendian–lowermost Cambrian from northern Poland: geotectonic implications. Polish Geological Institute Special Papers, 8: 1–60.

Juskowiakowa M., 1974. Utwory najmłodszego prekambru. *W*: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce (red. A. Łaszkiewicz). Pokrywa osadowa. Część 2. Prace Instytutu Geologicznego, 74: 20–39.

Kaminskas D., Michelevičius D., Blažauskas N., 2015. New evidence of an early Pridoli barrier reef in the southern part of the Baltic Silurian basin based on three-dimensional seismic survey, Lithuania. Estonian Journal of Earth Sciences, 64: 47–55.

Kanev S., Margulis L., Bojesen-Koefoed J.A., Weil W.A., Merta H., Zdanavičiūtė O., 1994. Oils and hydrocarbon source rocks of the Baltic syneclise. Oil and Gas Journal, 92: 69–72.

Katzung G., 2001. The Caledonides at the southern margin of the East European Craton. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 222: 3–53.

Kheraskova T.N., Volozh Y.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Sapozhnikov R.B., 2015. Correlation of Late Precambrian and Paleozoic Events in the East European Platform and the Adjacent Paleooceanic Domains. Geotectonics, 49: 27–52.

Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Postnikova I.S., 2020. Features of the Structure and Development of the Southeastern Part of the East European Platform and the Caspian Basin in the Late Precambrian–Early Paleozoic. Geotectonics, 54: 628–651.

Kjøll H.J., Andersen T.B., Corfu F., Labrousse L., Tegner C., Abdelmalak M.M., Planke S., 2019. Timing of breakup and thermal evolution of a pre-Caledonian Neoproterozoic exhumed magma-rich rifted margin. Tectonics, 38: 1843–1862.

Konon A., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. Przegląd Geologiczny, 56: 921–926.

Kostyuchenko S.L., Egorkin A.V., Solodilov L.N., 1999. Structure and genetic mechanisms of the Precambrian rifts of the East-European Platform in Russia by integrated study of seismic, gravity, and magnetic data. Tectonophysics, 313: 9–28.

Kotas A., Pożaryski W., Tomczyk H., Żelichowski A.M., 1983. Przekroje regionalne. *W*: Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1:1000 000 (red. W. Pożaryski, Z. Dembowski). Instytut Geologiczny, Warszawa.

Krawczyk C.M., Stiller M., DEKORP-Basin Research Group, 1999. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the North German Basin. Tectonophysics, 314: 241–253.

Kristoffersen M., Andersen T., Andresen A., 2013. U-Pb age and Lu-Hf signatures of detrital zircon from Palaeozoic sandstones in the Oslo Rift, Norway. Geological Magazine, 151: 816–829.

Królikowski C., Wybraniec S., 1996. Gravity and magnetic maps of Poland — historical background and modern presentation. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, M18: 87–92.

Krzemińska E., 2005. The outline of geochemical features of the Late Neoproterozoic volcanic activity in the Lublin-Podlasie basin, eastern Poland. Mineralogical Society of Poland, Special Papers, 26: 47–51.

Krzemińska E., Krzemiński L., 2012. Alkaliczna intruzja syenitowa Mławy a perspektywy występowania pierwiastków ziem rzadkich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 448: 401–408.

Krzemińska E., Krzemiński L., 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, 1:1000 000. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Krzemińska E., Krzemiński L., Poprawa P., Pacześna J., Nejbert K., 2021. First evidence of the post-Variscan magmatic pulse on the western edge of East European Craton: U-Pb geochronology and geochemistry of the dolerite in the Lublin Podlasie basin, eastern Poland. Minerals, 11, 1361.

Krzemińska E., Poprawa P., Pacześna J., Krzemiński L., 2022. From initiation to termination: The evolution of the Ediacaran Volyn large igneous province (SW East European Craton) constrained by comparative geochemistry of proximal tuffs versus lavas and zircon geochronology. Precambrian Research, 370, 106560.

Krzemińska E., Pacześna J., Poprawa P., 2024. Detrital zircon Pb-Pb dating of the Polesie Formation – provenance and maximum deposition age of the oldest sediments at the western slope of the East European Craton (Orsha-Volyn rift, SE Poland). Mineralogia - Special Papers, 52, 67.

Krzemińska E., Krzemiński L., Demaiffe D., Poprawa P., Williams I.S., Wiszniewska J., 2025. Evidence of magmatic versus hydrothermal zircon ages and mantle-crust interactions obtained from the Carboniferous alkaline intrusions at the margin of East European Craton (NE Poland). Gondwana Research, 142: 44–72.

Krzemiński L., 1999. Anorogeniczne piaskowce karbonu z północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 47: 978–986.

Krzemiński L., Poprawa P., 2006. Geochemia klastycznych osadów ordowiku i syluru ze strefy Koszalin-Chojnice i zachodniej części basenu bałtyckiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 123–147.

Krzywiec P., Malinowski M., Lis P., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2014. Lower Palaeozoic basins developed above the East European Craton in Poland: New insight from regional high-effort seismic reflection data. 1–6, SPE-167739-MS. European Unconventional Resources Conference and Exhibition, SPE/EAGE, Book of Abstracts, Vienna.

Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017a. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting?. Tectonophysics, 718: 83–91.

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017b. Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data – Correlations with the Variscides and the Appalachians. Geological Society of America Memoir, 213: 353–372.

Krzywiec P., Poprawa P., Mikołajczak M., Mazur S., Malinowski M., 2018. Deeply concealed half-graben at the SW margin of the East European Craton (SE Poland) – evidence for Neoproterozoic rifting prior to the break-up of Rodinia. Journal of Palaeogeography, 7: 88–97.

Krzywiec P., Słonka Ł., Poprawa P., 2025. Lower Carboniferous igneous intrusions within the crystalline basement of the Baltic Basin (SW edge of the East European Craton, Poland) – insight based on seismic data interpretation and seismic forward modelling. Solid Earth, EGUsphere [preprint].

Kuzmenkova O.F., Nosova A.A., Shumlyanskyy L.V., 2010. Correlation of the Neoproterozoic Volyn-Brest magmatic province with large continental plateau basalt provinces of the world, nature of low- and high-titanium basite magmatism. Litasfera, 2: 3–16.

Lassen A., Thybo H., Berthelsen A., 2001. Reflection seismic evidence for Caledonian deformed sediments above Sveconorwegian basement in the southwestern Baltic Sea. Tectonics, 20: 268–276.

Lazauskienė J., Stephenson R., Šliaupa S., Van Wees J.-D., 2002. 3-D flexural modelling of the Silurian Baltic Basin. Tectonophysics, 346: 115–135.

Levendal T.C., Lehnert O., Sopher D., Erlström M., Juhlin C., 2019. Ordovician carbonate mud mounds of the Baltoscandian Basin in time and space – a geophysical approach. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 535, 109345.

Makhnatsch A.S., Weretennikov N.W., Shkuratov W.I., Bordon W.E., 1976. Rifiej i wend Bielorussii. Nauka i Technika, Mińsk.

Maletz J., Beier H., Katzung G., Niedzwiedz A., 1997. A Lower Palaeozoic (Ordovician - Silurian) foreland basin at the south-western rim of Baltica. Terra Nostra, 97/11: 81–84.

Maliszewska A., Jackowicz E., Kuberska M., Kiersnowski H., 2016. Lower Permian (Rotliegend) rocks of western Poland: a petrographic monograph. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 204: 6–115.

Matyja H., 2006. Stratygrafia i rozwój facjalny osadów dewonu i karbonu w basenie pomorskim i w zachodniej części basenu bałtyckiego a paleogeografia północnej części TESZ w późnym paleozoiku. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 79–122.

Matyja H., 2008. Pomeranian basin (NW Poland) and its sedimentary evolution during Mississippian times. Geological Journal, 43: 123–150.

Mazur S., Mikołajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2015. Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? Tectonics, 34: 2465–2477.

Mazur S., Mikołajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Buffenmyer V., 2016. Pomeranian Caledonides, NW Poland – a collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? Tectonophysics, 692: 29–43.

Mazur S., Porębski Sz. J., Kędzior A., Paszkowski M., Podhalańska T., Poprawa P., 2018. Refined timing and kinematics for Baltica-Avalonia convergence based on the sedimentary record of foreland basin. Terra Nova, 30: 8–16.

Literatura

Mazur S., Malinowski M., Maystrenko Y.P., Gągała Ł., 2021. Pre-existing lithospheric weak zone and its impact on continental rifting–The Mid-Polish Trough, Central European Basin System. Global and Planetary Change, 198, 103417.

McCann T., 1998. Lower Palaeozoic evolution of the northeast German Basin/borderland. Geological Magazine, 135: 129–142.

Mikołajczak M., 2016. Analiza struktury podłoża prowincji łupków gazonośnych centralnej Polski w oparciu o dane grawimetryczne i magnetyczne. Rozprawa doktorska, Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Kraków, 345 p.

Mikołajczak M., Mazur S., Gągała Ł., 2019. Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. International Journal of Earth Sciences, 108: 547–567.

Miller J.F., Mitra S., 2011. Deformation and secondary faulting associated with basement-involved compressional and extensional structures. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 95: 675–689.

Miłaczewski L., 1981a. Warunki geologiczne występowania dolomitów w dewonie na obszarze radomsko-lubelskim. Przegląd Geologiczny, 29: 510–513.

Miłaczewski L., 1981b. Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 101: 1–90.

Miłaczewski L., Radlicz K., 1974. Dewon. *W*: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Część 2, Pokrywa osadowa (red. A. Łaszkiewicz). Prace Instytutu Geologicznego, 74: 83–98.

Mitra S., 1993. Geometry and kinematic evolution of inversion structures. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 77: 1159–1191.

Moczydłowska M., 1991. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland. Fossils and Strata, 29: 1–127. Universitetsforlaget, Oslo.

Moczydłowska M., Vidal G., 1995. The Neoproterozoic of Baltica - stratigraphy, paleobiology and general geological evolution. Precambrian Research, 73: 197–216.

Modliński Z., 1982. Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 102: 1–66.

Modliński Z., Szymański B., 1997. The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland). Geological Quarterly, 41: 273–288.

Modliński Z., Szymański B., 2005. Litostratygrafia ordowiku strefy Biłgoraj-Narol (SE Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 416: 45–79.

Modliński Z., Szymański B., 2008. Litostratygrafia ordowiku w obniżeniu podlaskim i w podłożu niecki płocko-warszawskiej (wschodnia Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 430: 79–112.

Modliński Z., Jacyna J., Kanev S., Khubldikov A., Laskova L., Laskovas J., Lendzion K., Mikazane I., Pomeranceva R., 1999. Palaeotectonic evolution of the Baltic Syneclise during the Early Palaeozoic as documented by palaeothickness maps. Geological Quarterly, 43: 285–296.

Modliński Z., Szymański B., Teller L., 2006. Litostratygrafia syluru polskiej części obniżenia perybałtyckiego – część lądowa i morska (N Polska). Przegląd Geologiczny, 54: 787–796.

Modliński Z. (red.), Jaworowski K., Miłaczewski L., Pacześna J., Podhalańska T., Sikorska M., Szymański B., Waksmundzka M.I., 2010. Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich, 1:2 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Nance R.D., Murphy J.B., 2019. Supercontinents and the case for Pannotia. Geological Society, London, Special Publications, 470: 65–85.

Narkiewicz M., 2007. Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). Geological Quarterly, 51: 231–256.

Narkiewicz M., Dadlez R., 2008. Geologiczna regionalizacja Polski — zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. Przegląd Geologiczny, 56: 391–397.

Narkiewicz M., Poprawa P., Lipiec M., Matyja H., Miłaczewski L., 1998. Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 31–49.

Narkiewicz M., Jarosiński M., Krzywiec P., Waksmundzka M.I., 2007a. Regionalne uwarunkowania rozwoju i inwersji rowu lubelskiego w dewonie i karbonie. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 422: 19–34.

Narkiewicz M., Jarosiński M., Krzywiec P., Waksmundzka M.I., 2007b. Wpływ diagenezy i tektoniki na rozwój właściwości zbiornikowych dolomitów frańskich w centralnej części rowu lubelskiego. Przegląd Geologiczny, 55: 61–70.

Neumann E.-R., Wilson M., Heeremans M., Spencer E.A., Obst K., Timmerman M.J., Kirstein L., 2004. Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North Sea and northern Germany: a review. Geological Society, London, Special Publications, 223: 11–40.

Nielsen A.T., Schovsbo N.H., 2010. The Lower Cambrian of Scandinavia: Depositional Environment, Sequence Stratigraphy and Palaeogeography. Earth Science Reviews, 107: 207–310.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V., 1996. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution. Tectonophysics, 268: 23–63.

Nordbäck N., Sopher D., Niemi A., Juhlin Ch., Shogenova A., Shogenov K., Šliaupa S., Šliaupiene R., Wójcicki A., Nagy S., Klimkovski L., 2017. CGS Baltic seed project (S81). Project substance report. EUSBSR EU Strategy for the Baltic Sea Region: 84.

Nosova A.A., Kuzmenkova O.F., Veretennikov N.V., Petrova L.G., Levskiy L.K., 2008. Neoproterozoic Volyn-Brest magmatic province on western margin of the East European Craton: Peculiarities of intracratonic magmatism in the area of ancient suture zone. Petrology, 16: 115–147.

Orłowski S., 1992. Cambrian stratigraphy and stage subdivision in the Holy Cross Mountains, Poland. Geological Magazine, 129: 471–474.

Otmas, A., 2013. Geology study and opportunities and perspective to storage CO2 in Kaliningrad region and Baltic sea shelf (Russian sector). All-Russia Petroleum Research Exploration Institute (VNIGRI): 16.

Pacześna J., 2006. Ewolucja późnoneoproterozoiczno-wczesnokambryjskich ryftowych depocentrów i facji w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 9–38.

Pacześna J., 2014. Litostratygrafia utworów ediakaru w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym (wschodnia i południowo-wschodnia Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 460: 1–24.

Pacześna J., Poprawa P., 2005. Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica). Geosciences Journal, 9: 117–127.

Pacześna, J., Poprawa, P., Krzemińska, E., 2025. Provenance and stratigraphy of the oldest sediments at the western slope of the East European Craton (Volyn-Orsha Rift, SE Poland) – constraints from detrital zircon geochronology. Geological Quarterly, 69: 1–23.

Pańczyk M., Nawrocki J., 2015. Tournaisian 40Ar/39Ar age for alkaline basalts from the Lublin Basin (SE Poland). Geological Quarterly, 59: 473–478.

Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Sláma J., Shumlyanskyy L., Środoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A., 2019. Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. Precambrian Research, 331, 105352.

Paškevičius J., 1997. The Geology of the Baltic Republics. Vilnius University, Geological Survey of Lithuania, Vilnius.

Piske J., Rasch H.-J., Neumann E., Zagora K., 1994. Geologischer Bau und Entwicklung des Präperms der Insel Rügen und des angrenzenden Seegebietes. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 22: 211–226.

Podhalańska T., 2009. Późnoordowickie zlodowacenie Gondwany – zapis zmian środowiskowych w sukcesji osadowej obniżenia bałtyckiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 193: 1–132.

Podhalańska T., 2017. Biostratygrafia ordowiku i syluru zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. *W*: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 116–143. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Podhalańska T., Modliński Z., 2006. Stratygrafia i wykształcenie facjalne osadów ordowiku i syluru strefy Koszalin-Chojnice; podobieństwa i różnice z obszarami zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 39–78.

Pokorski J., 2010. Geological section through the lower Paleozoic strata of the Polish part of the Baltic region. Geological Quarterly, 54: 123–130.

Poprawa P., 2006a. Neoproterozoiczny rozpad superkontynentu Rodinii/Pannotii – zapis w rozwoju basenów osadowych na zachodnim skłonie Baltiki. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 165–188.

Poprawa P., 2006b. Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 189–214.

Poprawa P., 2019. Geological setting and Ediacaran–Paleozoic evolution of the western slope of the East European Craton and adjacent regions. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 347–380.

Poprawa P., 2020. Lower Paleozoic oil and gas shale in the Baltic-Podlasie-Lublin Basin (central and eastern Europe) – a review. Geological Quarterly, 64: 515–566.

Poprawa P., Pacześna J., 2002. Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku-wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. Przegląd Geologiczny, 50: 49–63.

Poprawa P., Tomaszczyk M., 2024. Early Mississippian transpressional deformation and thermal doming at the distal foreland of the Variscan orogen (SW East European Craton, Lublin-Lviv Basin). 20th meeting of the Central European Tectonic Studies Group, Srebrna Góra, 24–27 April 2024. Abstract Volume and Field Trip Guide.

Poprawa P., Šliaupa S., Stephenson R.A., Lazauskienė J., 1999. Late Vendian-Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional implications from subsidence analysis. Tectonophysics, 314: 219-239.

Poprawa P., Šliaupa S., Sidorov V., 2006a. Późnosylursko-wczesnodewońska śródpłytowa kompresja na przedpolu kaledońskiego orogenu (centralna część basenu bałtyckiego) – analiza danych sejsmicznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 215–224.

Poprawa P., Paszkowski M., Fanning M.C., Pécskay Z., Nawrocki J., Sikorska M., 2006b. Charakterystyka geochronologiczna obszarów źródłowych dla dolnopaleozoicznych utworów z NW kratonu wschodnioeuropejskiego oraz strefy Koszalin-Chojnice; datowania detrytycznych łyszczyków (K/Ar) i cyrkonów (U/Pb SHRIMP). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 149–163.

Poprawa P., Radkovets N., Rauball J., 2018. Ediacaran–Paleozoic subsidence history of the Volyn-Podillya-Moldova basin (Western and SW Ukraine, Moldova, NE Romania). Geological Quarterly, 62: 459–486.

Literatura

Poprawa P., Krzemińska E., Pacześna J., Amstrong R., 2020. Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton – relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. Precambrian Research 346, 105817.

Poprawa P., Nejbert K., Krzywiec P., Krzemińska E., Krzemiński L., Mazur S., Słaby E., 2024. Alkaline magmatism from the Lublin-Baltic area of Poland (SW slope of the East European Craton) – manifestation of hitherto unrecognized early Carboniferous igneous province. Terra Nova, 36: 77–88.

Porębski S.J., Podhalańska T., 2019. Ordovician–Silurian lithostratigraphy of the East European Craton in Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 95–104.

Porzycki, J., 1988. Charakterystyka litologiczno-sedymentologiczna karbonu. *W*: Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego (red. Z. Dembowski, J. Porzycki). Prace Instytutu Geologicznego, 122: 40–76.

Porzycki J., Zdanowski A., 1995. Southeastern Poland (Lublin Carboniferous basin). *W*: The Carboniferous System in Poland (red. A. Zdanowski, H. Żakowa). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 102–109.

Pożaryski W., Dembowski Z., 1983. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1 : 1 000 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.

Pożaryski W., Kotański, Z., 1979. Rozwój tektoniczny bajkalski oraz kaledońsko-waryscyjski przedpola wschodnioeuropejskiej platformy w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 23: 7–19.

Pożaryski W., Tomczyk H., 1993. Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. Przegląd Geologiczny, 41: 683–694.

Pożaryski W., Tomczyk H., Brochwicz-Lewiński W., 1982. Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermskiego między Koszalinem i Toruniem (Pomorze). Przegląd Geologiczny, 356: 658–666.

Prokhorov, V.L., Alekseeva, I.B., 2022. Main results of the 2009-2020 period of geological exploration activity, concerning the hydrocarbon accumulations belonging to the territory of the Kaliningrad onshore area and suggestions for the further research. Neftegasovaâ geologiâ, Teoriâ i practika, 17: 1–12.

Radkovets, N., 2015. The Silurian of southwestern margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania): lithofacies and palaeoenvironments. Geological Quarterly, 59: 105–118.

Radkovets N., 2016. Lower Devonian lithofacies and palaeoenvironments in the south western margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania). Estonian Journal of Earth Sciences, 65: 207–220.

Roberts R.J., Corfu F., Torsvik T., Hetherington C.J., Ashwal L.D., 2010. Age of alkaline rocks in the Seiland Igneous Province, Northern Norway. Journal of the Geological Society, London, 167: 71–81.

Ross C.A., Ross J.R.P., 1990. The Paleozoic sea-level curve. *W*: A geological time scale (red. W.B. Harland, A.V. Cox, A.V. Llewellyn, C.A.G. Pickton, A.G. Smith, R. Walters). Cambridge University Press, Cambridge.

Ryka W., 1984. Precambrian evolution of the East-European Platform in Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 347: 17–28.

Sachsenhofer R.F., Koltun Y.V., 2012. Black Shales in Ukraine – A Review. Marine and Petroleum Geology, 31: 125–136.

Salwa S., 2002. Deformacje tektoniczne skał staropaleozoicznych - zachodni odcinek jednostki łysogórskiej, Góry Świętokrzyskie. Przegląd Geologiczny, 50: 1221.

Savchenko N.A., Bernadskaya L.G., Dolgova V.I., Buturlinov N.V., Bugaenko V.N., Semka V.A., Bondarenko V.G., Plakhotny L.G., 1984. Palaeovolcanism of the Ukraine. Naukova Dumka, Kiev.

Schlüter H.-U., Best G., Jürgens U., Binot F., 1997. Interpretation reflexionsseismischer Profile zwischen baltischer Kontinentalplatte und kaledonischem Becken in der südlichen Ostsee – erste Ergebnisse. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 148: 1–32.

Schovsbo N.H., 2003. The geochemistry of Lower Palaeozoic sediments deposited on the margins of Baltica. Bulletin of the Geological Society of Denmark, 50: 11–27.

Scotese C.R., 2009. Late Proterozoic plate tectonics and palaeogeography: a tale of two supercontinents, Rodinia and Pannotia. Geological Society, London, Special Publications, 326: 67–83.

Scotese C.R., McKerrow W.S., 1990. Revised World Map and Introduction. *W*: Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography (red. W.S. McKerrow, C.R. Scotese). Geological Society, London, Memoirs, 12: 1–24.

Seidel E., Meschede M., Obst K., 2018. The Wiek Fault System east of Rügen Island: origin, tectonic phases and its relationship to the Trans-European Suture Zone. Geological Society, London, Special Publications, 469: 59–82.

Shumlyanskyy L., Andréasson P.G., Buchan K.L., Ernst R.E., 2007. The Volynian flood basalt province and coeval (Ediacaran) magmatism in Baltoscandia and Laurentia. Mineralogical Journal, 29: 47–53.

Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billström K., Claesson S., Storey C., 2015. $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: Crustal growth of the south-western part of East European Craton from Archaean to Neoproterozoic. Precambrian Research, 260: 39–54.

Shumlyanskyy L., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson P.-G., Kuzmenkova O., 2016. The U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant. Geol. Foeren. Stockholm Foerh., 138: 17–30.

Shumlyanskyy L., Bekker A., Tarasko I., Francovschi I., Wilde S.A., Melnychuk V., 2023. Detrital Zircon Geochronology of the Volyn-Orsha Sedimentary Basin in Western Ukraine: Implications for the Meso-Neoproterozoic History of Baltica and Possible Link to Amazonia and the Grenvillian–Sveconorwegian–Sunsas Orogenic Belts. Geosciences, 13: 152.

Sikorska M., 2000. Provenance petrological study of the Upper Vendian and Cambrian clastic material; foreland of the Pomeranian Caledonides (northern Poland). Geological Quarterly, 44: 237–248.

Sliaupa S., Fokin P., Lazauskienė J., Stephenson R.A., 2006. The Vendian–Early Palaeozoic sedimentary basins of the East European Craton. Geological Society, London, Memoirs, 32: 449–462.

Stephenson R.A., Yegorova T., Brunet M.-F., Stovba S., Wilson M., Starostenko V., Saintot A., Kusznir N., 2006. Late Palaeozoic intra- and pericratonic basins on the East European Craton and its margins. *W*: European Lithosphere Dynamics (red. D.G. Gee, R.A. Stephenson). Geological Society, London, Memoirs, 32: 463–479.

Stephenson R., Yegorova T., Stovba S., 2021. An investigation of how intracratonic rifting is “seeded”: Case study of the Late Devonian Dniepr-Donets Basin rift within the East European Craton. Precambrian Research, 362, 106305.

Szymański B., 2008. Zapis litologiczny i mikrofacjalny osadów euksynicznych kambru górnego i tremadoku obniżenia bałtyckiego (północna Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 430: 113–154.

Środoń J., Condon D.J., Golubkova E.Yu., Millar I.L., Kuzmenkova O.F., Paszkowski M., Mazur S., Kedzior A., Drygant D., Ciobotaru V., Liivamägi S., 2023. Ages of the Ediacaran Volyn-Brest trap volcanism, glaciations, paleosols, Podillya Ediacaran soft-bodied organisms, and the Redkino-Kotlin boundary (East European Craton) constrained by zircon single grain U-Pb dating. Precambrian Research, 386: 106962.

Tari G., Poprawa P., Krzywiec P., 2012. Silurian Lithofacies and Paleogeography in Central and Eastern Europe: Implications for Shale Gas Exploration. SPE 151606, SPE/EAGE European Unconventional Resources Conference and Exhibition, Vienna, Austria, SPE-151606-MS.

Tari G., Poprawa P., Krzywiec P., Popescu B., Micu M., Krezsek C., Rainer T., 2016. Pro-foreland flexural basin interpretation of the Silurian Basin of Central and Eastern Europe: a review. *W*: Regional Conference (red. G. Tari, G. Ionescu), 19–20 May 2016, AAPG, Book of Abstracts. Bucharest: 153–154.

Tegner C., Andersen T.B., Kjøll H.J., Brown E.L., Hagen-Peter G., Corfu F., Planke S., Torsvik T., 2019. A mantle plume origin for the Scandinavian dyke complex: a “piercing point” for 615 Ma plate reconstruction of Baltica? Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20: 1075–1094.

Tomaszczyk M., 2015. Ewolucja tektoniczna centralnej części basenu lubelskiego. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa [rozpr. doktor.].

Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017. The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). Geological Quarterly, 61: 908–925.

Tomczyk H., 1980. Sylur w brzeżnej części platformy prekambryjskiej na tle wyników wiercenia Toruń 1. Kwartalnik Geologiczny, 24: 421–422.

Tomczykowa E., 1988. Silurian and Lower Devonian Biostratigraphy and Palaeoecology in Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 359: 21–41.

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 Paleozoic – a tale of Baltica and Laurentia. Earth Science Reviews, 40: 229–258.

Ulmishek G., 1990. Geologic Evolution and Petroleum Resources of the Baltic Basin. *W*: Interior Cratonic Basins (red. M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel, A.B. Coury). AAPG Memoir, 51: 603–632.

Vejbæk O.V., Stouge S., Poulsen K.D., 1994. Palaeozoic tectonic and sedimentary evolution and hydrocarbon prospectivity in the Bornholm area. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Serie A, 34: 1–23.

Velikanov V.A., Korenchuk L.V., 1997. Phases of magmatism and their relation to the sediment deposition in the Late Precambrian (Riphean-Vendian) of the Volhyn-Podolia. Geologichnyy Zhurnal, 1–2: 124–131.

Waksmundzka M.I., 1998. Architektura depozycyjna basenu karbońskiego lubelszczyzny. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 89–100.

Waksmundzka M.I., Kozłowska A., Pańczyk M., 2021. A putative Tournaisian and Visean volcanic-sedimentary succession in the Lublin Basin, SE Poland: depositional processes, petrological characteristics and sequence stratigraphy. Acta Geologica Polonica, 71: 305–344.

Weber B., Schmitt A.K., Cisneros de León A., González-Guzmán R., 2019. Coeval Early Ediacaran breakup of Amazonia, Baltica, and Laurentia: Evidence from microbaddeleyite dating of dykes from the Novillo Canyon, Mexico. Geophysical Research Letters, 46: 2003–2011.

Weber B., Schmitt A.K., Cisneros de León A., González-Guzmán R., Gerdes A., 2020. Neoproterozoic extension and the Central Iapetus Magmatic Province in southern Mexico – new U-Pb ages, Hf-O isotopes and trace element data of zircon from the Chiapas Massif Complex. Gondwana Research, 88: 1–20.

Wichrowska, M., 1992. Ryfej na obszarze platformy Polski. Przegląd Geologiczny 40: 94–99.

Wiszniewska J., Petecki Z., Krzemińska E., Grabarczyk A., Demaiffe D., 2020. The Tajno ultra mafic-alkaline-carbonatite massif, NE Poland: a review. Geophysics, petrology, geochronology and isotopic signature. Geological Quarterly, 64: 402–421.

Wybraniec S., 1999. Transformations and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers, 1: 1–88.

Literatura

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. 2nd Edition. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V./Geological Society of London/Elsevier, Amsterdam. Second edition.

Zdanavičiūtė O., Khubldikov A.I., Bojesen-Koefoed J.A., 1998. Geology and Oil Geochemistry of the Eastern Part of the Baltic Syneclise. *W*: Perspective of Petroleum Exploration in the Baltic Region (red. P. Suveizdis, O. Zdanavičiūtė). Proceedings of the International Conference. Institute of Geology, Vilnius: 58–65.

Żaba J., Poprawa P., 2006. Historia deformacji strefy Koszalin-Chojnice (pomorski segment szwu transeuropejskiego) na podstawie analizy strukturalnej utworów paleozoicznych i mezozoicznych w otworach Polskie Łąki PIG-1 oraz Toruń-1. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 225–252.

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.

Żelaźniewicz A., Oberc-Dziedzic T., Slama J., 2020. Baltica and the Cadomian orogen in the Ediacaran–Cambrian: a perspective from SE Poland. International Journal of Earth Sciences, 109: 1503–1528.

Żelichowski A.M., 1972. Rozwój budowy geologicznej obszaru pomiędzy Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Z badań tektonicznych w Polsce III. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 263: 7–97.

Żelichowski A.M., 1983. Mapa tektoniczna. *W*: Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego (red. A.M. Żelichowski, S. Kozłowski). Wydaw. Geol., Warszawa.

Żelichowski A.M., 1984. Tektonika lubelskiego zagłębia węglowego. *W*: Przewodnik LVI zjazdu PTG (red. M. Harasimiuk). Wydaw. Geol., Warszawa.

Żelichowski A.M., 1987. Development of the Carboniferous of the SW margin of the East-European Platform in Poland. Przegląd Geologiczny, 35: 230–237.

Żelichowski A.M., Kozłowski S. (red.), 1983. Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Wydaw. Geol., Warszawa.