

REGIONALNE TŁO GEOLOGICZNE

Obszar Pomorza Zachodniego (północno-zachodnia Polska) rozciąga się na zachód od prekambryjskiego kratonu wschodniej Europy i jest od niego oddzielony strefą uskoku Koszalin–Chojnice–Toruń, stanowiącą część transkontynentalnej strefy tektonicznej Teisseyre'a–Tornquista (TTZ). TTZ zdaniem Dadleza (2000) i zgodnie z tradycyjną definicją, jest linearną strefą uskoku, stanowiącą również północno-wschodnią granicę liczącego około 100 km szerokości zespołu bloków skorupy krystalicznej o szczególnej charakterystyce, określanego jako strefa szwu transeuropejskiego (*Trans-European Suture Zone* – TESZ). TESZ jest więc ważną strefą geologiczną, oddzielającą stary kraton wschodnioeuropejski, charakteryzujący się znaczną grubością skorupy, liczącą około 45 km i więcej, od paleozoicznej platformy Europy Zachodniej, charakteryzującej się relatywnie cienką skorupą, rzędu 30–35 km (Guterch i in., 1986, 1994; Grad i in., 2005; Grad, Guterch, 2006). Do tej pory wśród badaczy nie ma jednak pełnej zgody co do rzeczywistego przebiegu południowo-zachodniej granicy kratonu wschodnioeuropejskiego. Głębokie sondowania sejsmiczne, wykonane w ciągu ostatnich kilkunastu lat w północno-zachodniej Polsce, wskazują wprawdzie na wyraźne różnice w budowie skorupy ziemskiej i dolnej litosfery między kratonem wschodnioeuropejskim (EEC), strefą szwu transeuropejskiego (TESZ) a europejską platformą paleozoiczną, jednak na ich podstawie trudno jednoznacznie wskazać położenie brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego (Grad, Guterch, 2006).

W północnej części Polski, po stronie wschodniej TTZ, mamy do czynienia z horyzontalnym lub subhoryzontalnym załagającymi kompleksami osadowymi począwszy od najwyższego neoproterozoiku (ediakaru) po kenozoik, rozwiniętymi na prekambryjskim kratonie wschodnioeuropejskim.

Po stronie zachodniej TTZ, w strefie TESZ, zgodnie z rezultatami głębokich profilowań sejsmicznych, danych grawimetrycznych i głębokich wierceń, mamy do czynienia z paleozoiczną pokrywą osadową, w podłożu której występuje mozaika bloków skorupy krystalicznej, oddzielonych od siebie głębokimi rozłamami (Królikowski i in., 1996, 1999; Dadlez, 1997, 2000; Grad i in., 2005). Jak się przypuszcza, do powstania tej szczególnej mozaiki bloków skorupy krystalicznej doszło w wyniku akrecji paleozoicznych terranów pochodzenia perygondwańskiego (Franke, 1990, 1995; Pożaryski, 1990) i prawdopodobnie proksymalnych terranów pochodzących z samej Baltiki (por. Dadlez, 2000; Nawrocki, Żelaźniewicz, 2005; Mazur, Jaroński, 2006), w trakcie kaledońskiego i wczesnowaryscyjskiego etapu ewolucji tektonicznej obszaru. Na terenie Pomorza Zachodniego kaledońskie podłoże platformy późnopaleozoicznej zachodniej Polski

zostało zidentyfikowane wierceniami w strefie Koszalin–Chojnice. Fragmentarycznie zachowana i monotonicznie ukształtowana seria osadów ordowiku o dużej, lecz trudnej do określenia miąższości (Podhalańska, Modliński, 2006), została ukształtowana przed końcem syluru, w wyniku wielofazowych deformacji tektonicznych (Żaba, Poprawa, 2006), przy czym ich fałdowaniu nie towarzyszył metamorfizm (Dadlez, 1978). Deformacje te były związane z kaledońską kolizją Baltiki i Awalonii oraz oddziaływaniem tworzącego się orogenu na swoje przedpole (Żaba, Poprawa, 2006).

Zdeformowane serie osadowe ordowiku i syluru są niezgodnie przykryte przez słabo zdeformowaną dewońsko-karbońską sekwencję platformową, charakteryzującą się zróżnicowanymi miąższościami osadów. W najbardziej kompletnych profilach, miąższość osadów dewonu i missisipu waha się od około 5000 m w części północnej i północno-wschodniej basenu pomorskiego, dochodząc do 7000 m w jego części centralnej. Deformacje te przypuszczalnie były związane z synwaryscyjskim i przedpóźnopermskim etapem ewolucji obszaru, zwłaszcza z późnokarbońskim–wczesnopermskim dźwiganiem się obszaru i tektoniką blokową (Żaba, Poprawa, 2006).

Wschodni, erozyjny zasięg występowania osadów dewonu i karbonu dolnego wyznacza strefa uskoku Koszalin–Chojnice–Toruń. Na wschód od tej strefy, pod bezpośrednim nakładem osadów kenozoicznych stwierdzono wąski pas wychodni sfałdowanych osadów syluru i ordowiku, nasuniętych na kraton wschodnioeuropejski. Granicę tego nasunięcia określono jako front deformacji kaledońskiej CDF (*Caledonian deformation front*) (por. fig. 5).

Front deformacji waryscyjskiej VDF (*Variscan deformation front*) (por. fig. 5) wyznacza, jak się wydaje, południową granicę basenów epikontynentalnych dewonu i karbonu, charakteryzujących się, z powodu bliskości mobilnego pasa waryscyjdów, wzmożoną ruchliwością podłoża (Dadlez, 1997).

Osady karbońskie są niezgodnie przykryte przez sekwencje osadowe permu i mezozoiku. Na obszarze północno-zachodniej Polski wyraźnie zaznaczają się rozłamy podłużne o przebiegu NW–SE, wiążące się z granicami permsko-mezozoicznej bruzdy śródpolskiej i granicami jej inwersji, jak i rozłamy do nich poprzeczne (Dadlez, 1997, 2000). Dla obszaru pomorskiego, zdaniem Dadleza (*op. cit.*), istotne wydają się dwa rozłamy poprzeczne, rozłam Koronowo–Margonin i położony dalej na południowy wschód rozłam Włocławek–Konin (por. fig. 5; także Matyja, 2006, fig. 1), a także strefa uskoku Poznań–Toruń. Zdaniem Krzywca i innych (2006) przebieg poprzecznych stref tektonicznych na obszarze północno-zachodniej Polski jest nieco odmienny.

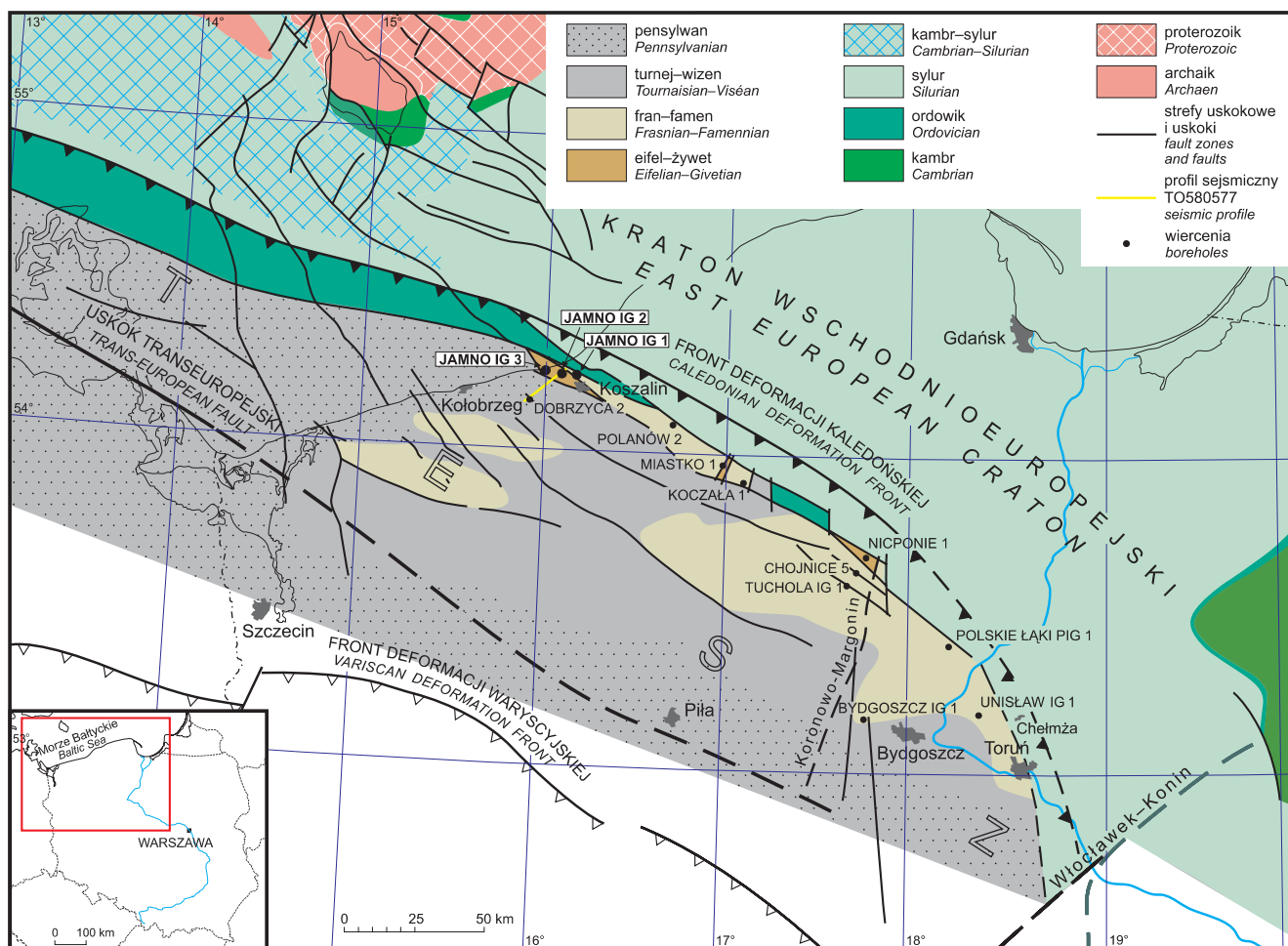


Fig. 5. Lokalizacja wybranych otworów wiertniczych i przebieg profilu sejsmicznego TO580577 na tle uproszczonej (bez utworów permu i młodszych) mapy rejonu Pomorza Zachodniego (por. Matyja, 2006); lokalizacja głębokich rozłamów skorupy i ważniejszych stref uskoku według Królikowskiego i in. (1996, 1999), Dadlez (1997, 2000) oraz Kramarskiej i in. (1999)

Location of some borehole sections and the TO580577 seismic profile on the simplified sub-Permian map of Western Pomerania (see Matyja, 2006); location of some deepcrustal fractures and important faults after Królikowski *et al.* (1996, 1999), Dadlez (1997, 2000) and Kramarska *et al.* (1999)

Przebieg bruzdy śródpolskiej, uformowanej równolegle do krawędzi platformy wschodnioeuropejskiego, w przybliżeniu pokrywa się z przebiegiem TTZ (por. Ziegler, 1990; Dadlez, 1997, 2000). W obrębie bruzdy zachował się najbardziej kompletny profil osadów permu i mezozoiku basenu polskiego, a ich miąższość przekracza tu 10 km (Dadlez i in., 1995). Subsycjencja bruzdy trwała do późnej kredy, a końcowym etapem ewolucji tektonicznej pomorskiego fragmentu bruzdy śródpolskiej był proces inwersji, trwający od późnej kredy do paleogenu (por. Krzywiec, 2008, ten tom), który doprowadził do uniesienia osiowej części basenu i uformowania wału śródpolskiego.

W strefie Koszalin–Chojnice osady ordowickie i sylurskie zostały poznane w profilach kilkunastu wierzeń. W żadnym z otworów nie przebito osadów ordowiku czy syluru, a jedy-

nie osiągnięto fragmenty silnie zaburzonej tektonicznie serii tych osadów, o trudnej do oszacowania miąższości. Najstarszymi zidentyfikowanymi osadami na obszarze Pomorza Zachodniego są osady ordowiku górnego (wyższego lanwimu i karadoku oraz prawdopodobnie aszgilu w profilu Toruń 1), charakteryzujące się dość monotonnym wykształceniem litologicznym (osady mułowcowo-ilaste) oraz zróżnicowanymi, ale zwykle znacznymi upadami tektonicznymi, sięgającymi 90° oraz znacznie większymi miąższościami niż odpowiadające im równowiekowe osady na kratonie wschodnioeuropejskim (por. Podhalańska, Modliński, 2006). Nieznane jest wykształcenie osadów niższego ordowiku, kambry, nieznany jest również ich kontakt z podłożem krystalicznym. Wyniki głębokich sondowań sejsmicznych wydają się wskazywać, że podłoże to może znajdować się na głębokości 7–8 km (Gu-

terch i in., 1994; Grad i in., 1999). Żadne z wierceń wykonanych na obszarze północno-zachodniej Polski nie osiągnęło takich głębokości. W żadnym z dostępnych profili wiertniczych nie przebito osadów syluru, nie zidentyfikowano więc charakteru kontaktu między osadami ordowiku i syluru. Najstarszy rozpoznany fragment profilu syluru odpowiada prawdopodobnie dolnemu landowerowi, który również cechuje się znacznymi upadami tektonicznymi, podobnie jak i wenlok. Natomiast utwory ludlowu i przydolu wykazują zmienne, choć wyraźnie mniejsze upady tektoniczne (Teller, 1974; Dadlez, 1978; Żaba, Poprawa, 2006). Ze względu na fragmentaryczność danych w poszczególnych profilach trudno jest oszacować ogólną miąższość osadów syluru, jak też miąższość poszczególnych serii i pięter syluru.

Kontakt między osadami ordowiku lub syluru a osadami najwyższego dewonu dolnego (?najwyższego emsu) lub najniższego dewonu środkowego (?dolnego lub środkowego eiflu) jest niezgodny. Osady najwyższej części dewonu ?dolnego (?najwyższego emsu) oraz dewonu środkowego wykształcone są w facjach silikoklastyczno-węglanowych, natomiast dewonu górnego w facjach węglanowo-marglistych, podrzędnie silikoklastyczno-węglanowo-ewaporatowych (Matyja, 1993, 2006). Ku południowemu zachodowi od obecnie znanych wychodni (fig. 5) utwory dewonu są niedostępne do badań, ukrywając się pod dużej miąższości osadami karbonu, permu i mezozoiku. W kilkudziesięciu profilach zidentyfikowano większy lub mniejszy fragment sukcesji karbońskiej. W obrębie mississippu stwierdzono niemal kompletną sukcesję osadów turneju i wizen, w żadnym profilu nie stwierdzono obecności osadów najwyższego wizen (wyższego brygant) oraz namuru (serpuchowu i dolnej części baszkiru) (Matyja, 2006, 2008). Obecne rozprzestrzenienie osadów pensylwanu, czyli westfału (górna część baszkiru i moskow) i stefanu (kazimow i gzel), ograniczone jest do obszaru między Sarbinowem a Kamieniem Pomorskim oraz do zachodniej części polskiego sektora Bałtyku, a także do najbardziej południowo-zachodniej części obszaru pomorskiego (fig. 5).

Jedną z charakterystycznych cech obszaru pomorskiego jest silne pierwotne zróżnicowanie miąższości osadów dewonu i karbonu. Miąższość utworów środkowodewońskich w kompletnych lub prawie kompletnych profilach wynosi od około 850 m w północnej części obszaru pomorskiego do około 470 m w profilu ułożonym w części południowo-wschodniej obszaru. Miąższość osadów górnodewońskich w północnej części Pomorza może być szacowana na ponad 1300 m, w części północno-wschodniej – około 1850 m, w części centralnej – 3500 m oraz co najmniej 1600 m w części południowo-wschodniej (por. Matyja, 1993, 1998, 2006). Niekompletne osady mississippu liczą od kilkuset do 1600 m miąższości w profilach zlokalizowanych w pobliżu kratonu wschodnioeuropejskiego, a w części południowo-zachodniej obszaru od 1300 do 1800 m; niekompletne osady pensylwanu liczą od 100 m do około 1200 m w akwenie Bałtyku (por. Matyja, 2008).

Analiza rozprzestrzenienia facji, jak i wykazane różnice miąższości, jasno wskazują na zróżnicowaną subsyduencję podłoża w poszczególnych segmentach basenu sedymentacyjnego (Matyja, 1993, 2008; Matyja i in., 1995, 2000 – fig. 18 i 19; Świdrowska, Hakenberg, 1996). Aczkolwiek multiblokowa struktura podłoża permu wykształciła się głównie w ciągu późnego karbonu (por. Żaba, Poprawa 2006), dane te wskazują, jak trafne były sugestie prezentowane wiele lat temu przez Dadleza (1978), że wielokrotnie reaktywowane głębokie rozłamy skorupowe kontrolowały zarówno miąższość paleozoicznych sekwencji osadowych, jak i rozprzestrzenienie facji w obrębie poszczególnych segmentów basenu (?subbasenów). Skomplikowana mozaika, jaką tworzą różnego wieku wychodnie osadów dewonu i karbonu, którego to stopnia komplikacji nie oddaje uproszczona mapa prezentowana na **figurze 5** (por. Matyja, 1993 – fig. 3A, B i 4; Matyja i in., 2000 – fig. 18 i 19), przedstawiająca jedynie obecnie znany zasięg osadów dewońskich z dokładnością do oddziału, a karbońskich do podsystemu, jest świadectwem tektonicznych i erozyjnych zdarzeń, jakie musiały mieć miejsce w basenie pomorskim w ciągu późnego dewonu, karbonu i permu. Do rzadkości na obszarze pomorskim należą bowiem profile reprezentujące w miarę kompletne przedziały stratygraficzne dewonu czy karbonu. W większości profili jakaś część osadów dewonu i karbonu została usunięta przez kolejne etapy erozji późnodewońskiej czy wczesnkarbońskiej, a głównie późnkarbońskiej, będące następstwem dźwignia się poszczególnych bloków tektonicznych, a także przedcechsztyńskiej penepłenizacji obszaru (por. Dadlez, 1978; Matyja, 1993, 2006, 2008; Matyja i in., 2000).

Obszar pomorski wykazuje zatem wiele cech szczególnych, zarówno w swoim rozwoju strukturalnym, jak i facjalnym. Charakteryzuje go mobilny wczesnopaleozoiczny (kaledoński) etap rozwoju, po którym, począwszy od wczesnego dewonu, rozpoczął się etap rozwoju platformowego, obserwowane w obrębie basenu pomorskiego sukcesje osadowe dewonu i karbonu są już bowiem typowe dla środowisk szelfowych. Strukturalna niestabilność podłoża samego basenu sedymentacyjnego Pomorza w ciągu dewonu i wczesnego karbonu, związana z synsedymentacyjną aktywnością niektórych stref uskokowych, jak i okresowa mobilność pobliskiego obszaru lądowego (kratonu wschodnioeuropejskiego) były przyczynami sprawczymi odpowiedzialnymi za zróżnicowanie miąższości osadów oraz relatywne (na skalę regionalną) zmiany poziomu morza, a tym samym za zróżnicowanie facji. W ciągu późnego karbonu morski basen przedpola waryscydów stał się najpierw paraliczny, a potem był już tylko kontynentalnym, marginalnym zapadliskiem przedgórskim wypiętrzanego orogenu waryscyjskiego. Baseny permskie i mezozoiczne były natomiast typowymi basenami intrakratonicznymi (por. Marek, Pajchłowa, 1997), rozciągającymi się między orogেনem waryscyjskim a wyniesioną częścią kratonu wschodnioeuropejskiego.