

UKD 551.24:551.736/.76.02:551.242.5(4–11):550.822+550.834.5.05]:550.834.32.05:551.241(438 strefa Teisseyre'a – Tornquista)

Ryszard DADLEZ

Tektonika permu – mezozoiku a głębokie rozłamy strefy Teisseyre'a-Tornquista na terenie Polski

Przedstawiono korelację między wynikami sejsmicznych badań refrakcyjnych, wyznaczających głębokie uskoki w podłożu, a tektoniką pokrywy platformowej, głównie kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego, zbadanego wierceniami i sejsmiką refleksyjną. Uznając potomność form strukturalnych w pokrywie, wykorzystano jej obraz jako nieporównanie dokładniej rozpoznany do rekonstrukcji budowy głębokiej. Interpretacja przeprowadzona tą metodą przyjmuje, że w strefie tektonicznej Teisseyre'a-Tornquista staropaleozoiczne kompleksy skalne są nasunięte na zewnętrzną krawędź prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. W czasie synwaryscyjskich ruchów blokowych powstał w tej strefie stopień strukturalny, podzielony uskokami poprzecznymi na odrębne segmenty, tworzące razem klawiszowy system uskoków. Ewolucja sedymentacyjno-tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego jest uwarunkowana zróżnicowanymi ruchami pionowymi tych bloków.

Linia tektoniczna Teisseyre'a-Tornquista (J. Znosko, 1969) rysowana jest na terytorium Polski jako ciągła, mniej lub bardziej powyginana granica między dwoma megablokami skorupy ziemskiej (ostatnio np. w pracach J. Znoski, 1974; W. Pożaryskiego, Z. Kotańskiego, 1978; S. Młynarskiego, 1982). Od niedawna określa się ją również jako strefę tektoniczną Teisseyre'a-Tornquista (w skrócie strefę T–T), w rozumieniu nie jednego głębokiego rozłamu, lecz systemu kilku rozłamów (J. Znosko, 1979; R. Dadlez, 1980*a, b*; A. Dąbrowski i in., 1981). Bywa przy tym, że zakres tego terminu ulega rozszerzeniu i powiązaniu ze strukturą granicy Moho (A. Guterch i in., 1975; J. Znosko, 1979); do tej sprawy powrócę jeszcze pod koniec artykułu.

Nowe dane sejsmiczne i wiertnicze przemawiają za tym, że strefa T–T jest zakorzeniona w złożonym systemie uskoków wgłębnych, przecinających skonsolidowane podłoże, a rozpoznanych sejsmicznymi badaniami refrakcyjnymi. Interesująca wydaje się próba ich powiązania z głównymi rysami tektonicznymi cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego. Zbadany jest on stosunkowo gęstą siecią sejsmicznych profilów refleksyjnych o dobrej jakości, a także licznymi wierceniami, który to materiał posłużył ostatnio za podstawę do wykonania mapy kompleksu na całym Niżu Polskim (R. Dadlez, 1980b).

Strefa T–T na terenie zachodniej i środkowej Polski jest obecnie przecięta kilkunastoma przekrojami refrakcyjnymi. Wydaje się, że zarówno głębokość najniższego poziomu sejsmicznego, identyfikowanego z powierzchnią stropową podłoża krystalicznego lub „skonsolidowanego”, jak i szczegóły jego morfologii powinny być traktowane z dużą ostrożnością. Wynika to z niepełnego rozpoznania zagadnienia średnich prędkości fal sejsmicznych oraz z niepewności co do korelacji geofizycznej i dowiązania geologicznego tego głębokiego poziomu. Przykładem tych rozbieżności niech będzie porównanie dwóch równoczesnych interpretacji omawianego poziomu, dokonanych przez J. Skorupę (1980) oraz W. Pożaryskiego i in. (1980), a także nieco później przez S. Młynarskiego (1982). Druga z ostatnio cytowanych interpretacji wyróżnia się znaczną detalizacją obrazu (wielka liczba różnokierunkowych uskoków, urozmaicona konfiguracja głębokiego poziomu), której uzasadnienia nie znalazłem w materiale podstawowym.

Niezależnie od tych ograniczeń przekroje refrakcyjne pozwalają na wyznaczenie – z większą niż w przypadku morfologii stropu podłoża dozą zaufania – głównych uskoków w podłożu. Trudność może stanowić niekiedy jedynie korelacja między poszczególnymi przekrojami ze względu na dzielące je znaczne odległości (20–40 km). Ażeby przezwyciężyć tę trudność spróbowano wykorzystać dla rekonstrukcji przebiegu uskoków wgłębnych lepiej rozpoznane uskoki w cechsztyńsko-mezozoicznym kompleksie strukturalnym. Na przekrojach refrakcyjnych obserwuje się nieraz zgodność lokalizacji uskoków wgłębnych z głównymi uskokami w tym kompleksie. Dotyczy to np. uskoków systemu Koszalina–Chojnic–Tucholi lub Gąbina–Raduczy (R. Dadlez, 1980b). Jest zatem prawdopodobne, jeżeli przyjmie się zasadę potomności rozwoju tektonicznego, że te ostatnie naśladują przebieg uskoków wgłębnych. Jeśli jest to prawda, to i odwrotnie twierdzenie wydaje się usprawiedliwione, tzn. że przebieg uskoków w pokrywie może być wykorzystany przy interpretacji i korelacji uskoków wgłębnych. Ponadto korelując uskoki wgłębne między przekrojami, przyjęto – ze względu na sztywność ośrodka, który one przecinają – w zasadzie ich prostoliniowy przebieg. W jednym przypadku (koło Torunia) kierunek uskoku wgłębnego został potwierdzony przekrojem podłużnym.

Porównanie danych o uskokach prowadzi do dwóch konkluzji: 1 – wzdłuż strefy T–T istnieje podwójny system uskoków wgłębnych; 2 – system ten jest przecięty kilkoma uskokami poprzecznymi (fig. 1).

Prawie każdy sejsmiczny przekrój refrakcyjny ujawnia w strefie T–T istnienie dwóch wgłębnych pęknięć, które wycinają z platformy prekambryjskiej w jej strefie brzeżnej wyraźny stopień strukturalny (fig. 1; S. Młynarski, 1982, fig. 1). W granicach tego stopnia powierzchnia stropowa podłoża jest zazwyczaj silnie nachylona ku SW niż w obszarze platformy prekambryjskiej. Jeśli chodzi o własności sejsmiczne, stopień ten również nieco się różni od obszarów leżących dalej ku NE: prędkości graniczne są tu na ogół mniejsze, a jakość głębokiego poziomu – gorsza. Zważywszy jednak, że różnice te nie są znaczne oraz uwzględniając inne

dane geofizyczne można sądzić, że podłoże w granicach tego stopnia należy nadal do platformy prekambryjskiej. Mam tu na myśli interpretację zdjęcia magnetometrycznego metodą gradientów pola (A. Dąbrowski i in., 1981), która pozwala na precyzyjniejsze wyznaczenie południowo-zachodniej granicy obszarów za-

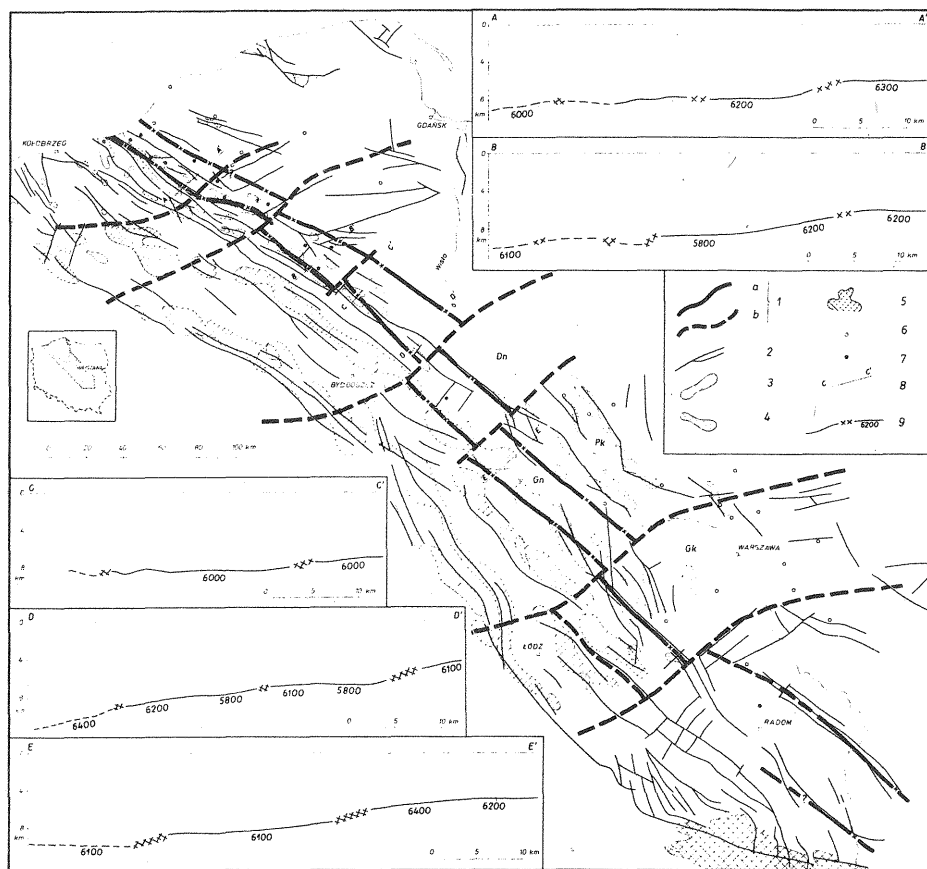


Fig. 1. Głębokie rozłamy w podłożu a tektonika permo-mezozoiku
Deep fractures in the basement versus Permian-Mesozoic tectonics

1 – rozłamy w podłożu: a – udowodnione według sejsmicznych danych refrakcyjnych (krzyżki znaczą punkty przecięcia z profilami), b – przypuszczalne według cech strukturalnych pokrywy osadowej; 2 – uskoki w kompleksie cechsztyńsko-mezozoicznym; 3 – antykliny solne; 4 – antykliny niesolne; 5 – odsłonięcia podpermskie w Górach Świętokrzyskich; 6 – profile wiertnicze ze słabo zdeformowanym starszym paleozoikiem; 7 – profile wiertnicze z silnie zdeformowanym starszym paleozoikiem; 8 – lokalizacja fragmentów sejsmicznych profili refrakcyjnych, przedstawionych w narożach figury; 9 – (na profilach) – głęboki poziom sejsmiczny z rozłamem (krzyżki); liczby oznaczają sejsmiczne prędkości graniczne w m/s; Dn – blok Dobrzyń, Gk – blok Grodziska, Pk – blok Płońska, Gn – blok Gąbina

1 – fractures in the basement: a – proved after seismic refraction data (crosses mark control points on the profiles), b – tentative, after structural features of sedimentary cover; 2 – faults in Zechstein-Mesozoic complex; 3 – salt anticlines; 4 – non-salt anticlines; 5 – sub-Permian outcrops in the Góry Świętokrzyskie Mts.; 6 – borehole sequences of weakly deformed Early Palaeozoic; 7 – borehole sequences of strongly deformed Early Palaeozoic; 8 – fragments of seismic refraction profiles presented in the corners of the figure; 9 – (in the profiles) – deep seismic horizon with fracture (cross hatched); numbers are seismic boundary velocities in m/s; Dn – Dobrzyń Block, Gk – Grodzisk Block, Pk – Płońsk Block, Gn – Gąbin Block

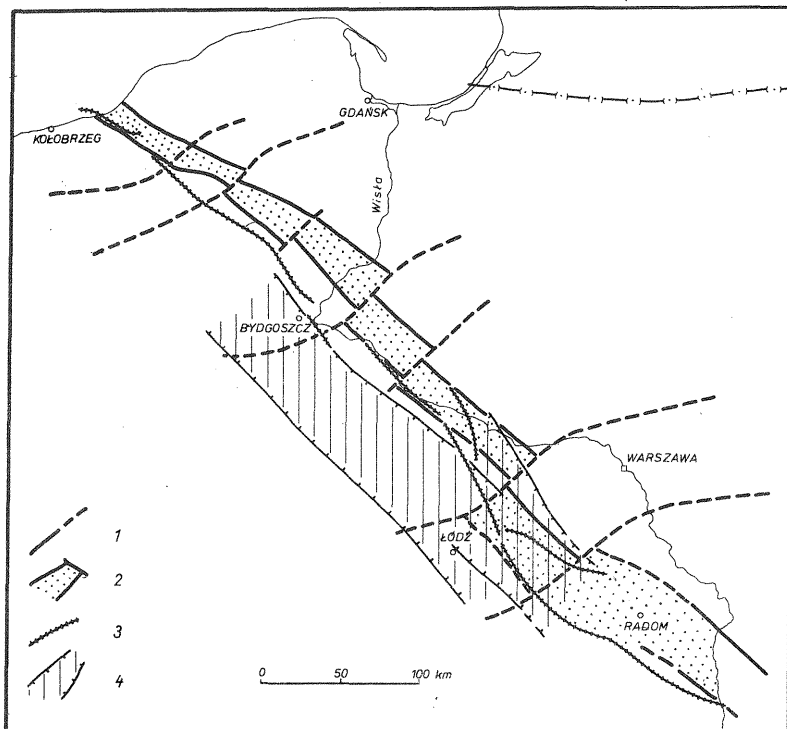


Fig. 2. Głębokie rozłamy interpretowane według różnych metod
Deep fractures as interpreted after various methods

1 – rozłamy w podłożu według sejsmicznych badań refrakcyjnych; 2 – stopień strukturalny w podłożu; 3 – rozłamy w podłożu według danych magnetometrycznych (A. Dąbrowski i in., 1981); 4 – rozłamy w powierzchni Moho według głębokich sondowań sejsmicznych (A. Guterch i in., 1975, praca w druku)

1 – fractures in the basement after seismic refraction data; 2 – structural step in the basement; 3 – fractures in the basement after magnetometric data (A. Dąbrowski et al., 1981); 4 – fractures in the Moho surface after deep seismic soundings (A. Guterch et al., 1975, in press).

burzonych magnetycznie, identyfikowanej z granicą platformy prekambryjskiej. Otóż granica ta, rysowana jako system wglębnych rozłamów, dość dobrze pokrywa się z dolną krawędzią omawianego stopnia strukturalnego (fig. 2).

Na południowy zachód od wspomnianego stopnia wyniki sejsmiki refrakcyjnej stają się zdecydowanie niejednoznaczne, prędkości graniczne są niejednolite, jakość głębokiego poziomu pogarsza się lub może on zaniknąć w ogóle (fig. 1).

Wzmiankowana interpretacja magnetometrii staje się przydatna również w okolicach na SW od Warszawy, gdzie na jednym przekroju refrakcyjnym stwierdzono tylko jeden wglębny uskok. Z porównania retrakcji z magnetometrią i z wynikami wierceń w rejonie Mszczonowa można sądzić, że jest to północno-wschodni uskok rozpatrywanego systemu. Drugi uskok – południowo-zachodni – nie został zarejestrowany zapewne z powodu zbyt głębokiego położenia granicy załamującej. Jego obecność można domniemywać na podstawie danych magnetometrycznych, tym bardziej że wskazują one tu na istnienie dwóch linii gradientowych.

Obszar między nimi może być ekwiwalentem omawianego stopnia strukturalnego¹.

Należy się teraz zastanowić, w jaki sposób koncepcja stopnia strukturalnego w podłożu prekambryjskim odzwierciedla się w budowie geologicznej kompleksów fanerozoicznych?

Otwory wiertnicze wykonane na północny wschód od tego stopnia udowodniły, że skały starszego paleozoiku, choć osiągają znaczną miąższość (do 4000 m), leżą poziomo lub subhoryzontalnie i są wykształcone w typowych facjach platformowych, epikontynentalnych. Na samym stopniu, a w paru przypadkach również i na południowy zachód od niego, ponad dwadzieścia otworów wykonanych na Pomorzu między Bałtykiem a Toruniem (R. Dadlez, 1974, 1978; H. Tomczyk, 1980) oraz w obszarze radomsko-lubelskim (A.M. Żelichowski, 1972, 1979) ujawniło obecność silnie zmiętej, sfałdowanej i zuskokowanej serii łupków graptolitycznych ordowiku i syluru. Te sekwencje są wynikiem sfałdowania osadów powstałych w zupełnie innych warunkach i osiągających znacznie większe miąższości niż w poprzednio wspomnianym obszarze.

Serie te są przykryte przez ogólnie słabo zdeformowane, klastyczne i węglanowe kompleksy dewońsko-karbońskiej pokrywy platformowej albo też (rzadziej) leżą wprost pod osadami cechsztynu o jeszcze niższym stopniu zaangażowania tektonicznego. Kompleks dewońsko-karboński na Pomorzu nie występuje ku NE od stopnia strukturalnego, będąc usunięty przez późniejszą erozję, podczas gdy dalej ku SE uchronił się przed tą erozją w brzeżnej części platformy.

Nie miejsce tu na kontynuowanie długotrwałej dyskusji nad istotą opisanego kaledońskiego pasma fałdowego czy ma ono charakter intrakratoniczny, czy też interkratoniczny. W każdym przypadku, zgodnie z przyjętą wyżej interpretacją, wczesnopaleozoiczne masy skalne w tej strefie są nasunięte na obniżony, brzeżny stopień platformy prekambryjskiej, a fałdy są zakorzenione na południowy zachód od tego stopnia. Wynika stąd, że południowo-zachodnia granica platformy, ukryta pod tymi masami, biegnie wzdłuż południowo-zachodniego systemu uskoków wgłębnych, czyli wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi stopnia strukturalnego.

Myśl o takim nasunięciu skał staropaleozoicznych została wcześniej wysunięta przez J. Znoskę (1970, fig. 7). Również A.M. Żelichowski (1979) przyjął, że w obszarze lubelskim istnieje kaledońskie nasunięcie na przedpole platformy prekambryjskiej.

Dalsze implikacje wynikają z analizy tektoniki permo-mezozoiku. W przypadku użycia kierunków uskoków, stwierdzonych w tym kompleksie strukturalnym, do interpretacji kierunków uskoków wgłębnych okazuje się, że w wielu przypadkach te ostatnie zgadzają się z granicami bloków tektonicznych tego kompleksu. Widoczne to jest w strefie Koszalina—Chojnic—Tucholi, a w środkowej Polsce w przypadku bloków Płońska, Gąbina i Grodziska. Na granicach tych bloków zachodzą wyraźne różnice w tempie subsydencji i w ewolucji sedymentacji, a także zróżnicowania w stylu strukturalnym (fig. 1), które wskazują, że wgłębne uskoki były czynne w ciągu znacznych odcinków czasu.

Ogólnie istnieje fundamentalna różnica w stylu strukturalnym po obu stronach północno-wschodniego systemu uskoków (fig. 1). Obszar na północny wschód

¹ Należy tu wspomnieć, że koncepcja stopnia czy też tarasu strukturalnego w brzeżnej strefie platformy, oparta na danych grawimetrycznych i magnetometrycznych, była wysuwana wcześniej przez niektórych autorów (np. A. Dąbrowski, 1957). Stopień ten był jednak sytuowany dalej ku NE, na obszarze, o którym obecnie wiadomo, iż leży w całości w bardziej wewnętrznej strefie platformy prekambryjskiej.

od niego jest słabo zdeformowany, charakteryzują go różnokierunkowe uskoki, niewielka ilość brachyantyklin, zmienność kierunków strukturalnych i niewielkie gradienty regionalnego nachylenia warstw. Obszar położony na stopniu strukturalnym i na południowy zachód od niego znamionuje obecność licznych, wydłużonych brachyantyklin, które – podobnie jak uskoki – są zorientowane ogólnie w kierunku NW–SE. Antykliny te należą głównie do grupy antyklin niesolnych, poduszki solne wkraczają na obszar stopnia strukturalnego tylko w środkowej części kraju. Gradienty strukturalne w kompleksie permsko-mezozoicznym są tu co najmniej o jeden rząd wielkości większe niż w obszarze poprzednio omawianym.

Jedyny wyjątek w tym ostrym zróżnicowaniu strukturalnym stanowi blok Płońska, który leży ku NE od północno-wschodniego systemu uskoków wgłębnych, a na którym mimo to występuje grupa niesolnych antyklin. Odstępstwo to można wytłumaczyć następująco. Blok ten jest południowo-zachodnim przedłużeniem wypiętrzenia mazurskiego, gdzie strop podłoża krystalicznego leży stosunkowo płytko i jest przykryty bezpośrednio przez osady triasu lub nawet jury. Sejsmiczne dane refrakcyjne dowodzą, że podłoże na bloku Płońska jest silniej spękanie niż na blokach przyległych od NW (blok Dobrzynia) i od SE (blok Grodziska). Co więcej, wiadomo z wierceń, że na powierzchni podpermskiej ukazują się tu skały różnego wieku i składu (od skał krystalicznych prekambriu przez skały klastyczne i wapienne starszego paleozoiku po piaskowce, łupki i skały intruzywne górnego karbonu), podczas gdy na sąsiednich blokach podłoże permu jest bardziej jednolite (sylur na bloku Dobrzynia, górny karbon na bloku Grodziska). To zróżnicowanie bloku Płońska może być przyczyną większej mobilności tektonicznej jego pokrywy permsko-mezozoicznej.

Obserwacje tektoniczne wskazują zatem na dużą rolę północno-wschodniego systemu uskoków wgłębnych, czyli ścisły związek między stopniem strukturalnym a jego południowo-zachodnim przedpołem. Wynika to z faktu, że w obu przypadkach (na samym stopniu z pewnością, a na jego przedpołu prawdopodobnie) głębsze podłoże tworzą sfałdowane skały staropaleozoiczne. Układy miąższości i facji niektórych formacji permu i mezozoiku dowodzą jednak, że to raczej południowo-zachodni system był ważniejszą granicą paleotektoniczną. Okoliczność ta w tym przypadku sugeruje bliższe związki stopnia strukturalnego z obszarem platformy prekambryjskiej, przemawia zatem za koncepcją, że nasunięte skały staropaleozoiczne są na stopniu podestane prekambryjskim podłożem krystalicznym.

Te układy paleotektoniczne są szczególnie dobrze rozpoznane w północno-zachodnim segmencie strefy T–T na terenie Polski, gdzie albo uskoki biegnące dokładnie wzdłuż niższej krawędzi stopnia strukturalnego, albo też towarzyszące im uskoki podrzędne mają bezdyskusyjny charakter synsedymentacyjny (R. Dadlez, 1980a; R. Wagner i in., 1980). Na przykład skały czerwonego spągowca są znacznie cieńsze na północny wschód od tej krawędzi albo też nie występują wcale. W tym brzeżnym pasie przeważają piaskowce i zlepieńce, podczas gdy po przeciwnej stronie krawędzi pojawia się bardzo gruba sekwencja mułowców i łupków. W cechsztynie obszar północno-wschodni charakteryzują skrócone profile przybrzeżne, głównie węglanowo-siarczanowe, a obszar południowo-zachodni – pełny rozwój czterech cyklotemów ewaporatowych ze znaczną ilością soli. W dolnej i środkowej jurze najwyraźniejsze kontrasty w układach miąższości i facji zachodzą również w poprzek dolnej krawędzi.

W Polsce środkowej opisane kontrasty w dużej mierze się zacierają, ponieważ wiele basenów sedymentacyjnych wdziera się daleko poza strefę T–T na obszar platformy prekambryjskiej. Zróżnicowanie daje się jednak zauważyć na całej dłu-

gości strefy w czerwonym spągowcu, a później, w niektórych okresach (szczególnie w dolnej jurze) – na niektórych jej odcinkach, np. na krawędzi bloku Grodziska.

Koncepcja wgłębnych uskoków poprzecznych, które dzielą podwójny system uskoków podłużnych na kilka segmentów, wylania się sama przez się z analizy tektoniki permo-mezozoiku. Ich istnienie zresztą jest domniemywane w tych miejscach, w których poszczególne odcinki uskoków podłużnych wyznaczone poprzednio wspomnianą metodą są względem siebie poprzesuwane. W niektórych przypadkach (fig. 1) ich obecność zdaje się być potwierdzona przez skonstatowanie uskoków poprzecznych w pokrywie permsko-mezozoicznej, jak na przykład w okolicy Brdy i Tucholi na Pomorzu czy też w rejonie Żyrowa – Grójca na południe od Warszawy. Gdzie indziej dominujące w kompleksie permsko-mezozoicznym kierunki elementów strukturalnych (uskoków i brachyanteklin) NW – SE są wyraźnie skrzyżowane w pobliżu przypuszczalnych wgłębnych uskoków poprzecznych i ułożone południkowo. Ma to miejsce np. w okolicach Łowicza i Lipna, na granicach bloków Płońska i Gąbina. Jeszcze w innych miejscach gwałtowny zanik specyficznych grup antyklinal lub zmiany w stylu strukturalnym, obserwowane wzdłuż strefy T – T, przemawiają za istnieniem uskoków poprzecznych. Widać to zarówno na granicach bloków Płońska i Grodziska, jak i w strefie Koszalina – Chojnic.

Przejawy egzystencji tych poprzecznych uskoków można również dostrzec w dewońsko-karbońskim kompleksie strukturalnym. Świadczy o tym np. stosunkowo nagły zanik osadów dewonu i dolnego karbonu na północny zachód od strefy uskokowej Grójca – Żyrowa lub też kontrast między blisko położonymi profilami Unisławia (górną dewon pod permem) i Torunia (najwyższy sylur pod permem), zachodzący w poprzek strefy uskokowej Chodzieży – Radzyna (dawniej Chodzieży – Brodnicy). Na koniec wspomniane poprzednio dane magnetometryczne (A. Dąbrowski i in., 1981) ujawniają także wzajemne poprzeczne przesunięcia stref gradientowych pola magnetycznego, niekiedy przypadające dokładnie w miejscach domniemywanych uskoków poprzecznych.

Cały opisany układ wgłębnych uskoków jest klawiszowy. Każdy z „klawiszy” w paleotektonicznym i tektonicznym wyrazie zachowywał się w permsko-mezozoicznym etapie rozwojowym w pewnym stopniu odrębnie. Ta odrębność zaznaczona była zmianami miąższości i facji, następującymi zarówno w poprzek, jak i wzdłuż strefy T – T, a także różnicami w stylu tektonicznym.

Rozważania na temat możliwego mechanizmu i czasu powstania systemu wgłębnych uskoków wydają się być przedwczesne głównie z powodu skąpych informacji z podłoża permu. Podczas gdy postulowane nasunięcie skał starszego paleozoiku na brzeg platformy prekambryjskiej musiało nastąpić w kaledońskim etapie ewolucyjnym, ostateczne ukształtowanie systemu podłużnych i poprzecznych uskoków wgłębnych powstało – jak należy przypuszczać – w czasie synwaryscyjskich ruchów blokowych. Ruchy te objęły nie tylko brzeżną strefę platformy prekambryjskiej (strefę T – T), lecz także jej bardziej wewnętrzne obszary oraz szerokie przedpole, aż po front łańcucha waryscyjskiego. W ten sposób uskoki poprzeczne położone ściśle w strefie T – T stanowią jedyne odcinki dłuższych stref uskokowych (fig. 1). Przy tym kierunki tych odcinków, prostopadłe lub prawie prostopadłe do rozciągłości systemu podłużnego, należy uważać za uproszczone. Mogą one w istocie być skośne, podobnie jak domniemywane kierunki stref dłuższych, będąc w sumie rezultatem kinematycznego układu naprężeń w waryscyjskiej strefie fałdowej i na jej przedpolu.

Z tego układu mogły też wynikać obecność i rozmiary przesunięć poziomych w strefie T–T, zwłaszcza wzdłuż kierunku SW–NE. Istnienie takich ruchów można zakładać na podstawie obecnego obrazu całego systemu. Rozmiary składowej przesuwej nie są jednak łatwe do określenia, ponieważ zróżnicowane ruchy pionowe poszczególnych segmentów układu klawiszowego mogły także – przynajmniej częściowo – dać efekt pozornego przesunięcia poziomego.

Ku końcowi tych wywodów chcę zająć się sprawą zakresu znaczeniowego pojęcia „strefa tektoniczna Teisseyre'a–Tornquista”. W ujęciu tradycyjnym, przyjętym przez jej odkrywców, których nazwiskami ją obdarzono, była to linia tektoniczna, dzieląca dwa bloki skorupy ziemskiej o różnym profilu geologicznym, miąższościach i facjach osadów oraz o różnym stopniu odkształceń tektonicznych. W tym znaczeniu była ona pojmowana i później przez takich badaczy, jak H. Stille, a w okresie powojennym przez polskich geofizyków i geologów, jak S. Pawłowski, A. Dąbrowski, J. Skorupa, J. Znosko i W. Pożaryski. Nie zawsze wprawdzie była ona nazywana linią Teisseyre'a–Tornquista, zawsze jednak chodziło o granicę między dwoma obszarami o bardzo różnej ewolucji geologicznej.

W ostatnim czasie – zdając sobie sprawę z faktu, że rozpatrywany element tektoniczny składa się w istocie nie z jednego, lecz z paru lub kilku uskoków wglębnych, ułożonych względem siebie równolegle, subrównolegle lub kulisowo – zaczęto stosować pojęcie strefy tektonicznej T–T (R. Dadlez, 1980c; J. Znosko, 1979). Równocześnie jednak w niektórych pracach (A. Guterch i in., 1975; W. Pożaryski, 1975; J. Znosko, 1979) pojęcie to rozszerzono i terytorialnie, i znaczeniowo na strefę anomalnie grubej skorupy ziemskiej i najgłębiej na Niżu położonej granicy Moho, liczącą 50–100 km szerokości i stwierdzoną w podłożu między rejonem Nakła–Koronowa a południowo-wschodnią granicą Polski. A. Guterch i in. (1975) określają ją przy tym jako „...strefę linii T–T...” i zaznaczają wyraźnie, że północno-wschodni rozłam tej strefy „...można przyjąć za wyraźną granicę, która określa brzeg platformy europejskiej w tym rejonie.” (A. Guterch i in., 1975, str. 161). Zdanie to podziela J. Znosko (1979), pisząc: „...the outer north-east fracture delimiting the Teisseyre–Tornquist zone makes an unequivocally defined boundary of the pre-Vendian platform”. Tylko zatem północno-wschodni rozłam, a nie cała szerokość strefy w jej nowym rozumieniu, ma być równoznaczny ze strefą tektoniczną T–T w jej poprzednim, tradycyjnym sensie.

Uważam, że należy utrzymać pierwotny zakres znaczeniowy pojęcia „strefa tektoniczna T–T”, za czym przemawiają nie tylko względy historyczne, lecz i merytoryczne. Strefa ta w nowym ujęciu przestaje być granicą między dwoma blokami skorupy ziemskiej, lecz jest blokiem skorupy, wprawdzie wydłużonym i mającym „strefowy” charakter, ale jednak odrębnym (fig. 2). Przestaje też być kontrastową granicą miąższości, facji i stylu tektonicznego, a staje się równoznaczna z pasem maksymalnych subsydencji, podścielającym dzisiejszy wał środkowopolski i z obu stron ograniczonym głębokimi rozłami. Jest niezaprzeczalne, że północno-wschodni rozłam bloku o anomalnym położeniu Moho jest na znacznej długości geometrycznie i zapewne genetycznie związany ze strefą T–T (w tradycyjnym sensie). Jednakże nieznanne jest dotychczas północno-zachodnie przedłużenie tego anomального pasa, a ku południowemu wschodowi przecina on granicę platformy przewendyjskiej i – ogólnie biorąc – podściela rów lubelski. Powstaje co prawda pytanie czy związek między środkowopolską a lubelską częścią wspomnianego pasa jest istotnie bezpośredni (ze względu na znaczną odległość między profilami LT-5 i LT-3), czy też nie są to struktury odrębne? Związek ten, przedstawiony wcześniej przez A. Gutercha

(1977) jako bezpośredni, może ulec korektom na podstawie wyników najnowszych profilów GSS: LT-4 i LT-5 (A. Guterch i in., praca w druku).

W każdym jednak razie blok o maksymalnej grubości skorupy ziemskiej nie powinien być utożsamiany ze strefą T–T w jej dotychczasowym ujęciu. Ze względu na swe niewątpliwie kardynalne znaczenie tektoniczne blok ten (czy też strefa) winien być traktowany odrębnie i zasługuje na pewno na swą własną nazwę. Myślę, iż można tu zaproponować określenie go jako strefa Gutercha, ponieważ badacz ten był inicjatorem głębokich sondowań sejsmicznych w Polsce, kierownikiem zespołu prowadzącego te badania i, jako pierwszy, zidentyfikował tę strefę na międzynarodowym profilu VII.

Na koniec zasługuje na uwagę przypuszczenie, wypowiedziane również przez A. Gutercha na jednej z sesji naukowych, że geneza omawianej strefy może być związana nie tylko z transformacjami fazowymi na granicy płaszczca i skorupy ziemskiej (z których J. Znosko, 1979, wyprowadził dla niej termin „oscylacyjnej depresji skorupy”), lecz także z procesami subdukcyjnymi. Zgadzać się w pełni ze stwierdzeniem tego ostatniego autora, że obraz geofizyczny tej strefy jest dokładną odwrotnością obrazu ryftów intrakontynentalnych czy też aulakogenów i że wobec tego nie może być tak interpretowany (A. Guterch i in., 1975; W. Pożaryski, 1975), należałoby zatem szukać analogów strefy Gutercha w dzisiejszych i kopalnych strefach kolizji bloków skorupy kontynentalnej. W tym względzie mogą być interesujące np. spostrzeżenia W.B. Sołoguba i A.B. Czekerowa (1980), poczynając od konstatacji zgrubień skorupy ziemskiej pod wczesnoproterozoicznymi geosynklinami w granicach tarczy ukraińskiej, a skończywszy na analogicznych strefach w podłożu Uralu, Kaukazu i Gór Krymskich.

Zakład Stratygrafii, Tektoniki i Paleogeografii
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 28 grudnia 1981 r.

PIŚMIENNICTWO

- DADLEZ R. (1974) – Tectonic position of Western Pomerania (North-Western Poland) prior to the Upper Permian. *Biul. Inst. Geol.*, **274**, p. 49–87.
- DADLEZ R. (1978) – Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin–Chojnice. *Kwart. Geol.*, **22**, p. 269–301, nr 2.
- DADLEZ R. (1980a) – Fault pattern in the Polish Lowlands and its bearing on the Permian – Mesozoic evolution of the area. *Prz. Geol.*, **28**, p. 278–287, nr 5.
- DADLEZ R. red. (1980b) – Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polski. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- DADLEZ R. (1980c) – Tektonika wału pomorskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, p. 741–767, nr 4.
- DĄBROWSKI A. (1957) – Budowa głębszego podłoża Polski zachodniej w świetle wyników badań geofizycznych. *Kwart. Geol.*, **1**, p. 31–39, nr 1.
- DĄBROWSKI A., KARACZUN K., KARACZUN M. (1981) – Południowo-zachodni brzeg platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce w świetle wyników badań magnetycznych. *Prz. Geol.*, **29**, p. 415–419, nr 8.

- GUTERCH A. (1977) – Structure and physical properties of the earth's crust in Poland in the light of new data of DSS. Publ. Inst. Geoph. PAN, nr A-4 (115), p. 347–357.
- GUTERCH A., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ E. (1975) – Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań metodą głębokich sondowań sejsmicznych. *Prz. Geol.*, **23**, p. 153–163, nr 4.
- GUTERCH A., MATERZOK R., GRAD M., TOPORKIEWICZ S. (praca w druku) – Badania metodą głębokich sondowań sejsmicznych. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **103**.
- MŁYNARSKI S. (1982) – Budowa głębokiego podłoża w Polsce na podstawie sejsmicznych badań refrakcyjnych. *Kwart. Geol.*, **26**, p. 285–296, nr 2.
- POŻARYSKI W. (1975) – Interpretacja geologiczna wyników głębokich sondowań sejsmicznych na VII profilu międzynarodowym. *Prz. Geol.*, **23**, p. 163–171, nr 4.
- POŻARYSKI W., KOTAŃSKI Z. (1978) – Baikalian, Caledonian and Variscan events in the fore-field of the East-European Platform. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **129**, t. 2, p. 391–402.
- POŻARYSKI W., TOMCZYK H., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W. (1980) – Tektonika paleozoiku podpermskiego obszaru warszawskiego. *Prz. Geol.*, **28**, p. 73–81, nr 2.
- SKORUPA J. (1980) – Consolidated basement in Poland as recognized by seismic refraction measurements. *Biul. Inst. Geol.*, **323**, p. 7–12.
- TOMCZYK H. (1980) – Sylur w brzeżnej części platformy prekambryjskiej na tle wyników wiercenia Toruń 1. *Kwart. Geol.*, **24**, p. 421–422, nr 2.
- WAGNER R., POKORSKI J., DADLEZ R. (1980) – Paleotektonika basenu permskiego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **24**, p. 553–569, nr 3.
- ZNOSKO J. (1969) – Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. *Przew. XLI Zjazdu PTG*, Konin, p. 5–48.
- ZNOSKO J. (1970) – Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. W: Geologia i surowce mineralne Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **251**, p. 45–70.
- ZNOSKO J. (1974) – Outline of the tectonics of Poland and the problems of Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. *Biul. Inst. Geol.*, **274**, p. 7–47.
- ZNOSKO J. (1979) – Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigation. *Acta Geol. Pol.*, **29**, p. 365–383, nr 4.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1972) – Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, **263**.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1979) – Przekrój geologiczny przez brzeżną część platformy prekambryjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim (bez kenozoiku). *Kwart. Geol.*, **23**, p. 291–307, nr 2.
- СОЛЛОГУБ В.Б., ЧЕКУНОВ А.Б. (1980) – Строение и возраст основания земной коры центральной и юго-восточной Европы. *Геотектоника*, **1**, стр. 17–29.

Рышард ДАДЛЕЗ .

ТЕКТОНИКА ПЕРМО-МЕЗОЗОЯ И ГЛУБОКИЕ РАЗЛОМЫ ЗОНЫ ТЕЙССЕРА-ТОРНКВИСТА НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЬШИ

Резюме

В статье приведено сопоставление результатов сейсмических работ методом преломлённых волн, связанных с глубинными разломами в фундаменте и тектоники осадочного покрова (главным образом цехштейно-мезозойского структурного комплекса). Структурное строение покрова, детально изученное сейсмическими профилями методом преломлённых волн и множеством скважин, было использовано для интерпретации простирающихся разломов в фундаменте. Установлено, что во внешней юго-западной части докембрийской Восточно-Европейской платформы, вдоль тектонической зоны Тейссера—Торнквиста, породы нижнего палеозоя в каледонском этапе были, вероятно, надвинуты на кристаллический фундамент. Позже, во время герцинских блоковых движений, там образовалась система продольных и поперечных сбросов, создавшая в краевой части платформы характерную структурную ступень (фиг. 1). История седиментации и тектоническая эволюция цехштейно-мезозойского структурного комплекса в большой мере зависят от дифференцированных вертикальных движений этих блоков. Наблюдения над тектоникой позволяют заметить тесную связь структурной ступени с её юго-западными подступами. Распределение фаций и мощностей некоторых формаций перми и мезозоя наоборот свидетельствуют о том, что нижний край ступени был важнейшей палеогеографической и палеотектонической границей.

Название „зона Т—Т” должно применяться только к упомянутой двойной системе сбросов, а не к зоне аномальной мощности земной коры, изученной в последнее время в центральной части Польши (фиг. 2). Последняя является независимым, удлинённым тектоническим блоком, а не границей двух блоков, какой является зона Т—Т. Только юго-восточный граничный сброс этого блока может быть пространственно и генетически связан с зоной Т—Т.

Ryszard DADLEZ

PERMIAN—MESOZOIC TECTONICS VERSUS BASEMENT FRACTURES ALONG THE TEISSEYRE—TORNQVIST ZONE IN THE TERRITORY OF POLAND

Summary

Correlation is presented between the results of seismic refraction surveys concerning deep fractures in the basement and the tectonics of the sedimentary cover (mainly of the Zechstein-Mesozoic structural complex). Structural pattern of the cover which is investigated in detail by seismic reflection profiles and by numerous boreholes, has been used for interpretation of the trends of faults in the basement. It is concluded that in the external, south-western part of the East European Precambrian Platform, along the Teisseyre—Tornquist tectonic zone (T-T Zone), Early Palaeozoic rock masses were probably thrust over the crystalline basement during the Caledonian event. Later on, during the Hercynian

block movements, a system of longitudinal and transverse faults developed there, cutting out of the marginal zone of the platform a characteristic structural step (Fig. 1). Depositional history and tectonic evolution of the Zechstein-Mesozoic structural complex depend strongly on differential vertical movements of these blocks. Tectonic observations imply close connections between the structural step and its south-western forefield. On the other hand, the facies and thickness pattern of some Permian and Mesozoic formations prove the lower edge of the step to be an important palaeogeographic and palaeotectonic boundary.

The notion „T-T Zone” should be applied only to the discussed double fracture system, and not to the zone of anomalous thickness of the Earth's crust, recently recognized in central Poland (Fig. 2). The latter is an independent, elongated tectonic block and not the boundary between two blocks, as is the T-T Zone. Only the north-eastern boundary fault of this block may spatially and genetically coincide with the T-T Zone.

Translated by the author