



WIELKOSKALOWE RUCHY PRZESUWCZE WZDŁUŻ SW BRZEGU PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ WE WCZESNYM PALEOZOIKU

UKD 551.242.1(181km2000):551.732/734:551.242.5(4–11–194.2SW)

Badania prowadzone na obszarze Europy Środkowej w ostatnim trzydziestolecu pozwoliły na stwierdzenie wielkiej niezgodności formacji skał osadowych górnego proterozoiku i starszego paleozoiku na kontakcie platform wschodnio- i środkowoeuropejskiej. Niezgodność ta uwiadcza się w ostrej zmianie miąższości, facji i innych cech, włącznie ze stopniem zaangażowania tektonicznego i metamorfizmu. Została ona prześledzona – na kilkudziesięciu przekrojach geologicznych i geofizycznych, tnących strefę kontaktu platform, oraz w analizach profili głębokich wierceń i odsonień – niezależnie od siebie przez wielu badaczy na obszarze od południowej Jutlandii przez Bałtyk, Polskę i zachodnią Ukrainę aż po Morze Czarne.

Charakter i geneza tej niezgodności były od dawna szeroko dyskutowane, dlatego też w literaturze można znaleźć liczne hipotezy. I tak, na odcinku bałtycko-pomorskim niezgodność tę tłumaczono z jednej strony jako kontakt kaledońskiej strefy „miogeosynklinalnej” (kaledonidów rugijsko-pomorskich) z platformą wschodnioeuropejską (48, 10), a z drugiej – przez powstanie wczesno-paleozoicznych aulakogenów (25). Z kolei odcinek przebiegający od SE Polski przez Ukrainę po Morze Czarne interpretowano jako strefę kontaktu bajkalidów (assyntydów) i platformy epigotyjskiej (26, 44, 8) lub też, w SE Polsce i Ukrainie, jako kontakt kaledonidów i wspomnianej platformy (9, 48). Nowsze dane z obszaru Dobrudży Środkowej i Północnej (18) zdają się wskazywać na kontakt późnych bajkalidów, czy też wczesnych kaledonidów i ich dalslandzkiego podłoża oraz cokołu epigotyjskiego platformy wschodnioeuropejskiej. Na ostatnio publikowanych przekrojach (por. ryc. 2) strefę kontaktu poszczególne autorzy coraz wyraźniej interpretują jako głęboki rozłam. Z innych interpretacji należy wymienić nasunięcie zaburzonego starszego paleozoiku na paleozoik platformowy (por. ryc. 2 V–VI) oraz tłumaczenie ostrości kontaktu

istnieniem strefy subdukcji na przedpolu Gór Świętokrzyskich w późnym prekambrze i wczesnym paleozoiku (17).

Rozważany rozłam (strefa rozłamowa) jest zbieżny na odcinku od polskiego wybrzeża SW Bałtyku po Morze Czarne z przebiegiem strefy Teisseyre'a-Tornquista. Wzdłuż tej strefy (linii) zakładano ostatnio ruchy przesuwcze w epoce waryscyjskiej (47, 1) i alpejskiej (23), które tłumaczyłyby częściowo tę niezgodność.

W trakcie badań prowadzonych przez autorów i w miarę napływu nowych materiałów wyłoniły się przesłanki potwierdzające przesuwczy charakter rozważanej strefy. Dane te jednocześnie wskazują na jej powstanie w wyniku znacznie wcześniejszych i inaczej skierowanych ruchów bloków przedpola platformy niż zakładali wyżej wymienieni autorzy (nie ku SE, lecz NW). Ponieważ ten wcześniejszy, kaledoński epizod ruchów przesuwczych może wyjaśnić w sposób najprawdopodobniejszy genezę strefy kontaktu platform, tak istotnej dla poznania geologii Europy Środkowej, warto poświęcić mu nieco uwagi.

CHARAKTER NIEZGODNOŚCI STWIERDZANEJ WZDŁUŻ SW BRZEGU PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ

Analiza danych, a szczególnie profili geologicznych i geofizycznych wskazuje na dość jednolity charakter niezgodności na obszarze od Morza Czarnego po Bałtyk. Maksymalne różnice występują tu w podłożu krystalicznym, wzdłuż rozważanej strefy stwierdza się bowiem kontakt gotyjskich i starszych serii skał krystalicznych platformy wschodnioeuropejskiej z wyraźnie młodszym podłożem krystalicznym jej przedpola (ryc. 2 VII). Na przedpolu platformy, od Dobrudży Środkowej i Północnej po Góry Świętokrzyskie, stwierdza się bowiem grube (do ok. 5 km) serie skał osadowych najwyższego prekambriu i kambriu,

sfałdowane i zmetamorfizowane, a w Karpatach rumuńskich także i pocięte intruzjami granitoidów w okresie od późnego środkowego kambru po wczesny ordowik (18), czy też schyłek kambru (26).

Serie te, tworzące tzw. geosynklinę zielonych łupków Dobrudży, lub też geosynklinę galicyjską (44, 8), spoczywają na podłożu dalslandzkim w Dobrudży Środkowej i Północnej (18) i kadomijskim w zachodniej Ukrainie i SE Polsce (27). Z datowań radiometrycznych, uzyskanych dla skał krystalicznych z wierceń Rzeszotary-2 koło Krakowa i Drażowice 2 koło Brna (14), wynika obecność dalslandydów w podłożu kadonidów, lub też bloków dalslandzkich w obrębie kadomijskiej strefy orogenicznej.

W Polsce Środkowej i Północnej oraz dalej ku NW brak dotychczas bezpośrednich danych o charakterze podłoża krystalicznego. Należy jednak pamiętać, że dane geofizyczne wskazują na utrzymywanie się podstawowych różnic w charakterze tego podłoża po obu stronach kontaktu, tak jak to stwierdzono na południu. Szczególnie istotne są tu dane magnetyczne, na podstawie których wyznaczono przebieg brzegu platformy wschodnioeuropejskiej (22, fig. 9, s. 69; 25). Obszar platformy charakteryzuje się bowiem anomaliami o amplitudach 500–1500 γ , skierowanymi zwykle prostopadłe do jego brzegu, a obszar przedpola – anomaliami o amplitudach zwykle poniżej 100 γ i skierowanych równoległe do brzegu platformy. Tak wyznaczoną granicę pola wysokich anomalii magnetycznych można prześledzić na SW Bałtyku w kierunku na wyniesienie Ringkobing-Fyn aż do punktu przecięcia z przedłużeniem strefy złupkowacenia, stanowiącej granicę gotydów i dalslandydów na obszarze Skandynawii. Wynikałoby stąd, że strefa ta, stwierdzana jeszcze w rejonie Trelleborgu w południowej Skanii (4), kontynuuje się dalej ku południowi, gdzie zostaje ścięta przez strefę kontaktu platform (24).

Równie wyraźnie kontrast ten zaznacza się w profilach ordowiku. Jak wykazały badania w Polsce (19) i zachodniej Ukrainie (13), na obszarze starej platformy ordowik jest rozwinięty w facjach wapieni oraz czarnych ilów bitumicznych o miąższościach zwykle poniżej 100 czy nawet 50 m. Należy zauważyć, że na obszarze Niżu Polskiego osie paleostruktur ordowickich są skierowane nieco ukośnie do przebiegu strefy kontaktu platform (19). Z tak wykształconym ordowikiem kontaktują wzdłuż tej strefy serie ordowiku rozwinięte w „miogeosynkinalnej” asocjacji łupków i szarogłazów o miąższościach ok. 2 km. Prześledzono je od Rugii po Chojnice i Toruń, a obecność miąższych serii ordowiku w wykształceniu łupkowym w profilach wierceń Osucha, Kozaki i Dyle sugeruje, że strefa ordowiku „miogeosynkinalnego” ciągnie się do Biłgoraja (20, 19) czy nawet dalej ku SE.

Na obszarze masywu małopolskiego miąższości ordowiku maleją do ok. 100 m i poniżej. W Łysogórach i w rejonie Zbrzy w południowej części Gór Świętokrzyskich dominują ciemne osady ilaste (33), a w centralnej części Gór Świętokrzyskich i na przedgórzu Karpat – osady gruboklastyczne i węglanowe (34). W profilach z zachodniej Ukrainy (Iwano-Frankowski-1, Dawidieny-1, Zagajpol-1; por. 13) udział węglanów wyraźnie wzrasta, co przy niewielkiej miąższości tych serii nadaje im podobieństwo do utworów znanych z obszaru platformy wschodnioeuropejskiej.

W czasie sylurskiej sedymentacji różnice facjalne i miąższościowe po obu stronach omawianego rozłamu ulegają stopniowo złagodzeniu. W dolnym sylurze są one jednak jeszcze równie duże jak w ordowiku. Warto zauważyć, że typowy landower platformowy reprezentują w obniżeniu

podlaskim i nadbałtyckim ilowce graptolitowe z przewarstwieniami zielonych margli dolomitycznych bez graptolitów, o miąższości ok. 30–60 m. W strefie zaburzonych struktur koszalińsko-chojnickich nawiercono natomiast landower reprezentowany przez ilowce i mułowce o dużych miąższościach (pełny kompleks osadów tego piętra może osiągać tam ok. 800–1200 m).

Znaczne różnice istnieją również w wenloku, lecz układ ich jest przeciwny do opisanego powyżej: platformowy wenlok mułowcowy osiąga ok. 700 m miąższości w profilu Słupsk IG 1, gdy poszczególne poziomy tego piętra nawiercane w zaburzonych strukturach z przedpola platformy nie wykazują ani tak dużych miąższości, ani litofacji mułowcowych.

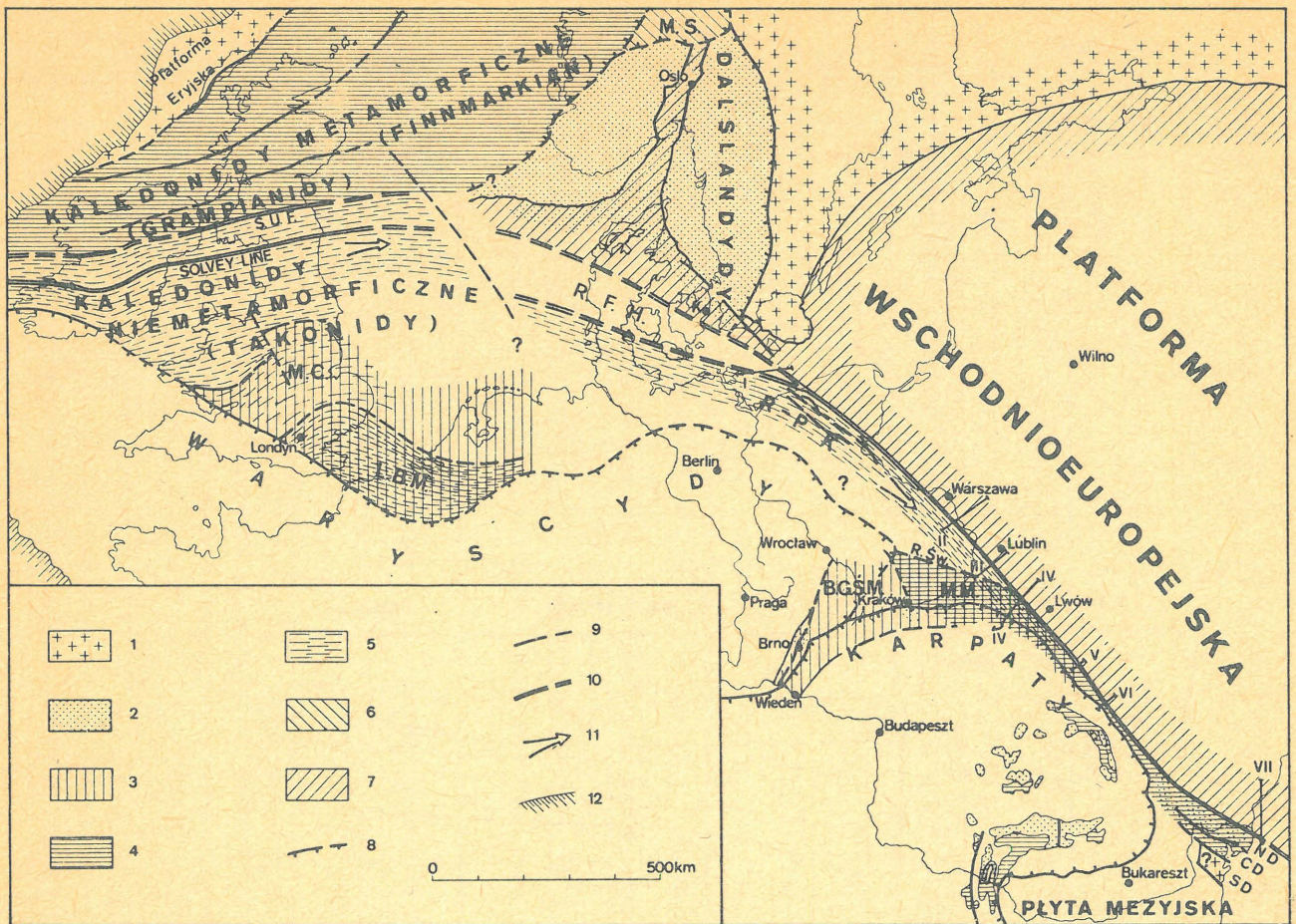
W wyższym sylurze różnice stopniowo maleją, co odzwierciedla sedymentacja grubego kompleksu mułowców z graptolitami zarówno na przedpolu, jak i w pasie o szerokości ponad 200 km na platformie. Od zachodu facje te pojawiają się w niższym ludlowie, tj. w dolnym piętrze mielnickim (41) i można je prześledzić jako tzw. łupki kolonusowe od Jutlandii i Skanii przez S Bałtyk i dalej na odcinku Darłowo – Słupsk – Kościerzyna – Rypin. Wzrost miąższości związany z frakcją mułowcową zaznacza się także w wyższym ludlowie (górnym mielniku), którego maksymalny rozwój na obszarze od Bałtyku po region lubelski przypada na mułowce z *Bohemograptus* dolnych siedlec (36, 38, 41).

Należy zauważyć, że w dalszym ciągu profile z przedpola starej platformy są cieńsze niż na skłonie platformy i nadal większe jest zaangażowanie tektoniczne na przedpolu. Różnice te są szczególnie wyraźne w najwyższym sylurze, gdyż facje graptolitowe utrzymały się jeszcze na obszarze zapadliska podlaskiego i Lubelszczyzny, gdy litofacja węglanowa (plytkowodna, z fauną małżowo-brachipodową i małżoraczkową typu „Beyrichienkalk”, świadcząca o postępującym spłyceciu i wysłodzeniu zbiornika) dominowała w obniżeniu nadbałtyckim (43).

Na przedpolu platformy stwierdza się głównie profile górnego syluru typu warstw rzepińskich z fauną bentoniczną i z dużym udziałem materiału laterytowego z pobliskiego ładu. Ten typ osadów występuje na przedpolu platformy, najprawdopodobniej w kontakcie z sylurem podlasko-lubelskim, rozwiniętym w facji graptolitowej górnych siedlec i podlasia. W Górach Świętokrzyskich (włącznie z Łysogórami), czyli na przedpolu platformy, ilowce z graptolitami utrzymują się tylko do poziomu *Saetograptus leintwardinensis*, a wyżej stwierdza się mułowce czy nawet szarogłazy formacji niewachlowskiej piętra wydrzysowskiego i osady piętra rzepińskiego (7, 38, 41, 42).

Na przedpolu platformy górny sylur w facji graptolitowej stwierdzono dotychczas jedynie w wierceniach Ruda Lubycka i Rawa Ruska (34), tj. w podłożu przedgórza Karpat i jednocześnie skłonu masywu małopolskiego. Facjom tym po przeciwnej stronie rozłamu odpowiada całkiem odmienny górny sylur węglanowy typu Wołynia i Podola, który w rejonie Lwowa dochodzi od wschodu do omawianej strefy niezgodności.

Zarówno na obszarze lubelskim, jak i łysogórskim najwyższy sylur wykazuje ciągłe przejście w facjach morskich do najniższego dewonu. Facje morskie (por. 39, 40) utrzymują się w piętrze bostowskim i ciepielowskim, a więc przez żedyn i środkowy zigen. Z analizy rozkładu miąższości i facji tych osadów wynika, że różnice między obszarem lubelskim na platformie a radomsko-łysogórskim z jej przedpola są wyraźnie mniejsze niż w sylurze. Z końcem zigeny następuje dalsze spłycecie i dochodzi do całkowitego wysłodzenia zbiornika, czemu towarzyszy



Ryc. 1. Przebieg rozważanej strefy przesuwczej na tle uproszczonej mapy Europy (według P.A. Zieglera - 45, B.A. Sturta i in. - 32, H.G. Kräutnera i H. Savu - 18, W. Pożaryskiego i in. - 27, A. Dudka - 14 i innych).

1 - przeddalslandzkie podłoże krystaliczne, 2 - dalslandydy, 3 - kadomidy, 4 - starsze kaledonidy, 5 - takonidy, 6 - kaledonidy sfałdowane w głównej polifazie skandynawskiej, 7 - starszy paleozoik platformowy, 8 - czoła pasm orogenicznych, 9 - główne rozłamy, 10 - strefy przesuwcze, 11 - kierunek ruchów przesuwczych w epoce kaledońskiej, 12 - dzisiejszy skłon kontynentalny. SUF - uskok Southern Uplands, MC - kraton Midland, LBM - masyw londyńsko-brabancki, RFH - wyniesienie Ringkobing Fyn, R-P-K - kaledonidy rugijsko-pomorskie, BGŚM - masyw Brna i Górnego Śląska, MM - masyw małopolski, RŚW - rozłam świętokrzyski, ND - Dobrużda Północna, CD - Dobrużda środkowa, SD - Dobrużda Południowa, I-VII - lokalizacja przekrojów z ryc. 2.

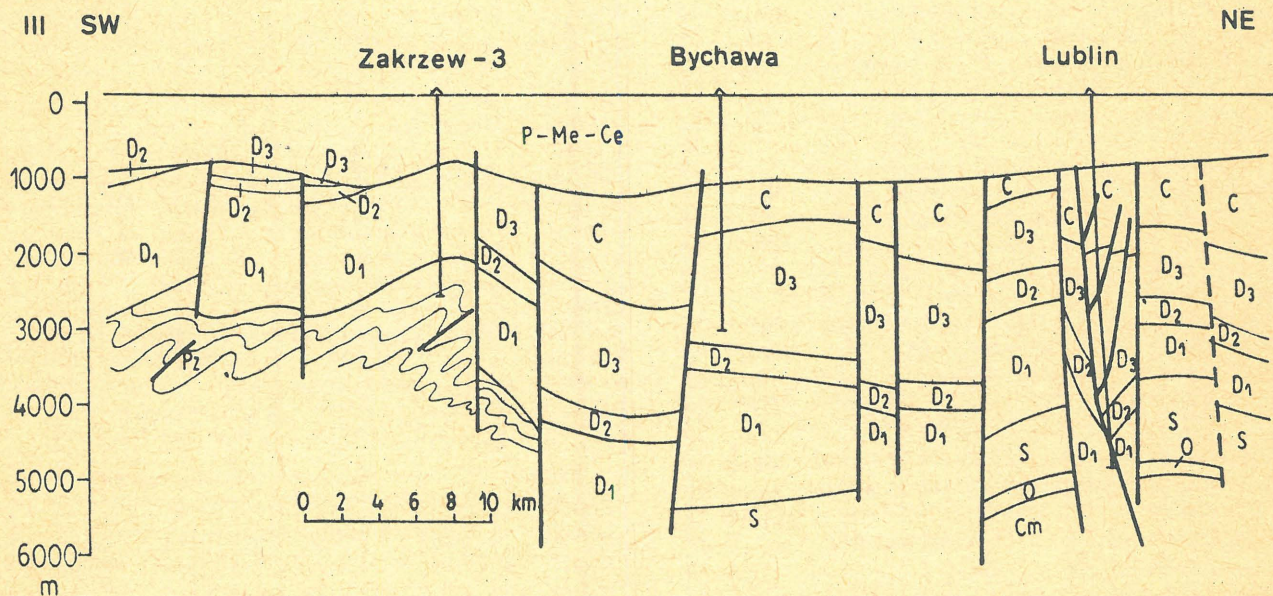
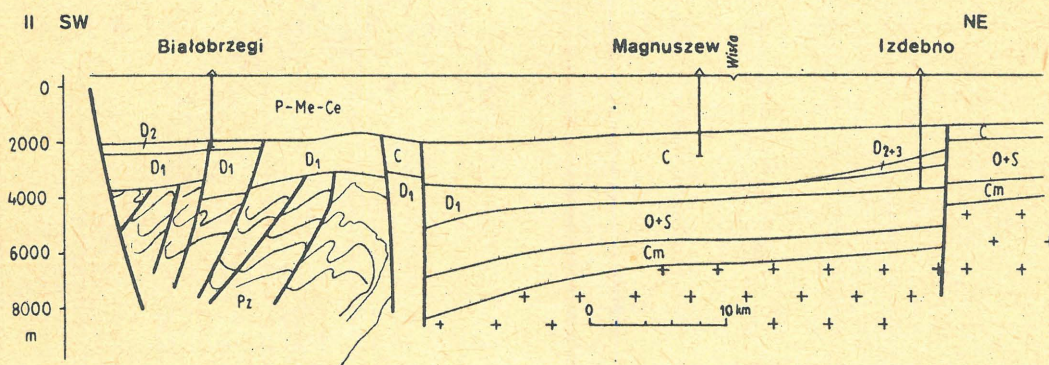
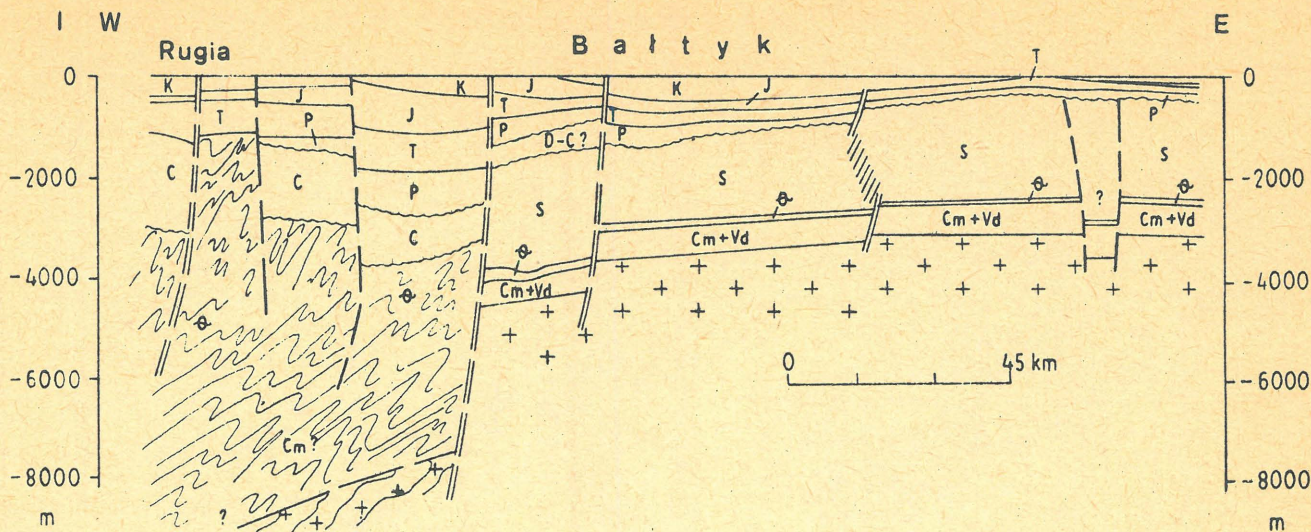
szy zanik przewodniej fauny małżowo-brachiopodowej i trylobitowej. Stopniowo zaczynają dominować osady typu piaskowców oldredowych, powstałych w reliktowych basenach lagunowych z fauną wielkoraków i ryb, a które obecnie stwierdza się po obu stronach strefy kontaktu platform. W tym ujęciu osady emsu należy uznać za piętro pokrywowe w stosunku do omawianej strefy rozłamów, gdyż wykazują one podobne wykształcenie na platformie i na jej bezpośrednim przedpołu, włącznie z Górami Świętokrzyskimi i masywem małopolskim.

Przedstawione fakty, po naniesieniu na mapę (ryc. 1), dają podobny obraz jak u Zwarta i Doornsiepena (51, 52). Na obszarze od Morza Północnego po Morze Czarne zarysowuje się odnoga dalslandydów, nadając kształt litery Y pasom fałdowym tej epoki tektonicznej. Na tę odnogę dalslandydów nakłada się pasmo kadomidów, a następnie kaledonidów, co nadaje kształt litery Y także i pasom fałdowym tej ostatniej epoki tektonicznej. Uzyskany obraz jest trudny do wyjaśnienia w terminach tektoniki płyt.

Fig. 1. The course of the discussed strike-slip zone at the background of simplified map of Europe (after P.A. Ziegler - 45, B.A. Sturt et al. - 32, H.G. Kräutner and H. Savu - 18, W. Pożaryski et al. - 27, A. Dudek - 14 and others).

1 - pre-Dalslandian crystalline basement, 2 - Dalslandides, 3 - Cadomides, 4 - older Caledonides, 5 - Taconides, 6 - Caledonides folded in Main Scandinavian orogenic event, 7 - platform Lower Paleozoic, 8 - front of orogenic belts, 9 - major crustal fractures, 10 - strike-slip zones, 11 - direction of strike-slip movement in Caledonian epoch, 12 - present continental slope of the Atlantic, SUF - Southern Uplands Fault, MC - Midland Craton, LBM - London - Brabant Massif, RFH - Ringkobing - Fyn High, R-P-K - Rügen - Pomeranian Caledonides, BGŚM - Brno - Upper Silesia Massif, MM - Małopolska Massif, RŚW - Świętokrzyski deep crustal fracture, ND - North Dobrogea, CD - Central Dobrogea, SD - South Dobrogea, I-VII - location of cross-sections from Fig. 2.

Dalsze trudności wylaniają się, jeśli chcemy wytłumaczyć nakładanie się dalslandydów, kadomidów i kaledonidów w walijsko-polskiej odnodze, jak również i charakter ich kontaktu z brzegiem platformy wschodnioeuropejskiej, gdyż zarówno w kadomidach, jak i kaledonidach rozłam graniczny między seriami geosynklynalnymi i platformą byłyby jednocześnie szwem rozdzielającym obszary o odmiennym podłożu krystalicznym, tj. szwem odpowiadającym miejscu zamknięcia oceanu. Nie udało się bowiem dotychczas udowodnić jednoznacznie nasunięcia kadomidów lub kaledonidów na platformę epigotyjską (nasunięcia zakładane przez autorów ukraińskich w Karpatach - por. przekroje V i VI - jeśli zostaną potwierdzone, mogą być wieku alpejskiego). Nie można też powyższych zjawisk tłumaczyć gigantyczną erozją, gdyż na bezpośrednim przedpołu „orogenu” stwierdza się ekwiwalentne wiekowo serie rozwinięte w facjach platformowych.

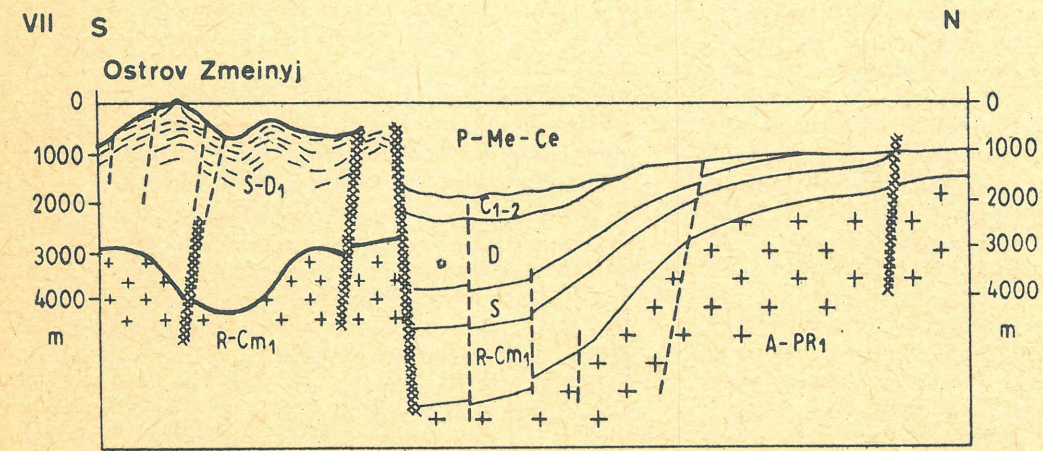
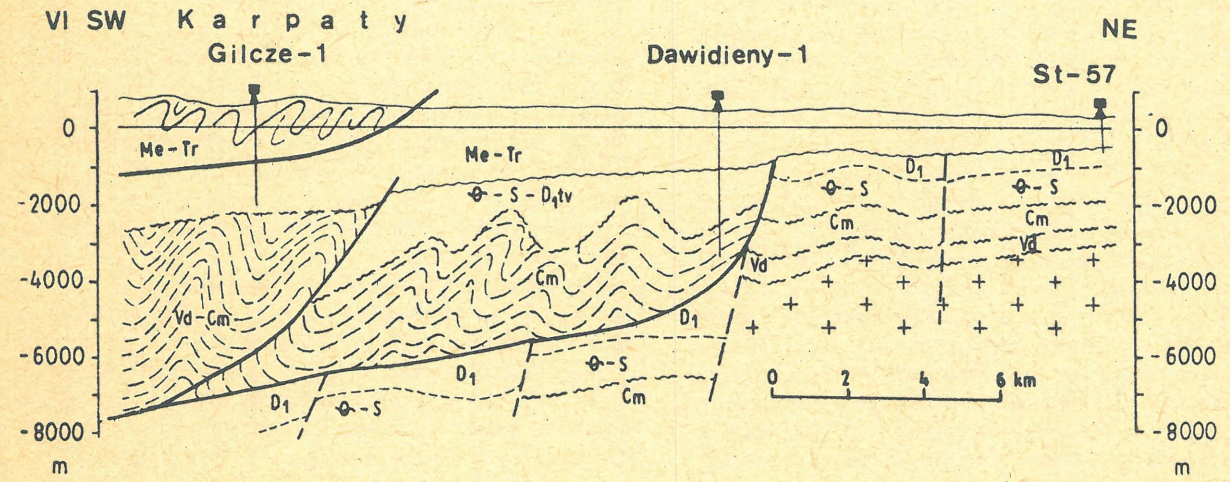
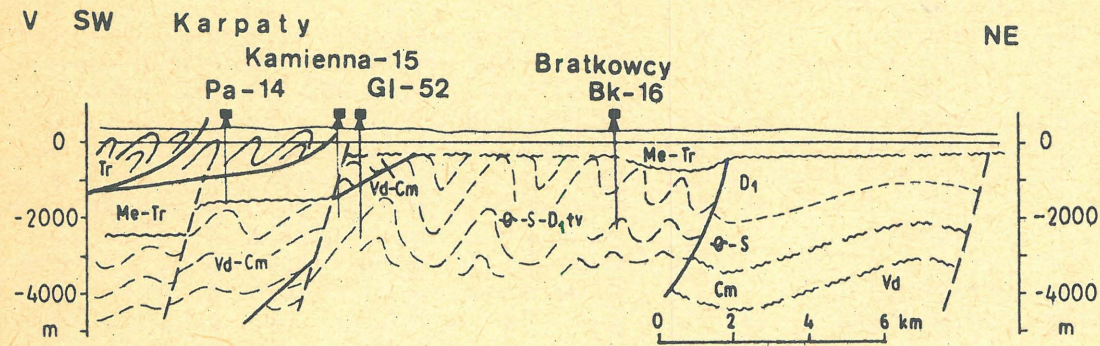
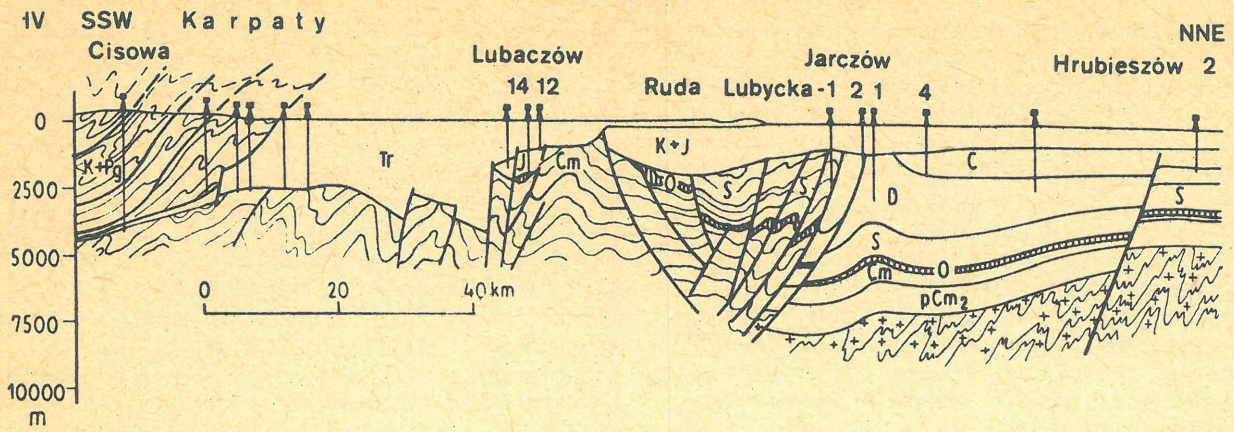


Ryc. 2. Strefa kontaktów platform w środkowej Europie w ujęciu różnych autorów. I - Rugia - południowy Bałtyk na N od Koszalina (A. Witkowski, 1979), II - Białobrzegi - Izdebnó (A. Żelichowski, 1972), III - Zakrzew - Lublin (A. Żelichowski, 1972), IV - Cisowa - Hrubieszów (J. Znosko, 1962), V - Parysze-14 - Bratkowcy-16 (I.B. Wiszniakow i in. w: W.A. Szakin, 1977), VI - Gilcze-1 - Dawidienny (I.B. Wiszniakow i in. w: W.A. Szakin, 1977), VII - Ostrov Zmeinyj - zapadliśko Dolnego Dniestru (Ju.G. Morgunow i P.N. Kurin w: W.E. Chain, 1977)

A-PR₁ - archaiki i starszy proterozoik, pCm₂ - wyższy prekambryj, R - ryfej, Vd - wende, Pz - starszy paleozoik, Cm - kambryj, O - ordowik, S - sylur, D - dewon, D₁ - dewon dolny, D₂ -

dewon środkowy, D₃ - dewon górny, C - karbon, C₁₋₂ - karbon dolny i środkowy, P - perm, Me - mezozoik, T - trias, J - jura, K - kreda, Ce - kenozoik, Tr - trzeciorzęd, Pg - paleogen.

Fig. 2. Zone of contact of the East-European and Central European Platforms as interpreted by individual authors. I - Rügen - southern Baltic N of Koszalin (A. Witkowski, 1979), II - Białobrzegi - Izdebnó (A. Żelichowski, 1972), III - Zakrzew - Lublin (A. Żelichowski, 1972), IV - Cisowa - Hrubieszów (J. Znosko, 1962), V - Parysze-14 - Bratkowcy-16 (I.B. Wiszniakow et al. in: W.A. Szakin, 1977), VI - Gilcze-1 - Dawidienny (I.B. Wiszniakow et al. in: W.A. Szakin, 1977), VII - Ostrov Zmeinyj - Lower Dnestr Depression (Ju.G. Morgunow and P.N. Kuprin in: W.E. Chain, 1977).



A-PR₁ – Archaic and Lower Proterozoic, pCm₂ – Upper Precambrian, R – Riphean, Vd – Vendian, Pz – Lower Paleozoic, Cm – Cambrian, O – Ordovician, S – Silurian, D – Devonian, D₁ – Lower Devonian, D₂ – Middle Devonian, D₃ – Upper

Devonian, C – Carboniferous, C₁₋₂ – Lower and Middle Carboniferous, P – Permian, Me – Mesozoic, T – Triassic, J – Jurassic, K – Cretaceous, Ce – Cenozoic, Tr – Tertiary, Pg – Paleogene.

W tej trudnej sytuacji geologicznej najbardziej trafne rozwiązanie problemu daje uskok przesuwczy. Takie rozwiązanie sugeruje przede wszystkim bardzo mała szerokość rozważanej strefy nieciągłości. Przebieg strefy najlepiej bowiem wyznacza kontakt ordowiku „miogeosynkinalnego” i platformowego na Niżu Polskim, ilastego i węglanowego najwyższego syluru (Podlasia) w SE Polsce i rejonie Lwowa oraz podłoża o odmiennym wieku w Dobrudży i tylko w odniesieniu do nielicznych bloków nie wiadomo dotychczas gdzie je zaliczyć.

Na przesuwczy charakter rozważanej strefy wskazują stwierdzone różnice. Maksymalne różnice mamy bowiem w podłożu krystalicznym. Jak wykazano wyżej, różnice te maleją ku górze, by całkowicie zaniknąć w piętze pokrywowym, zaczynającym się tu od emsu, co jest właśnie cechą szczególną uskoków czy stref przesuwczych. Uskoki przesuwcze są obecnie dość dobrze poznane i uskoki San Andreas z Kalifornii (5 i lit. cyt.) lub nowozelandzkie (3) są tego klasycznymi przykładami. Należy tu zauważyć, że zwykle występuje nie pojedynczy uskok, lecz raczej cała wiązka rozbiegających i zbiegających się uskoków w pasie o szerokości do ok. 100 km (nie licząc przesuwanych większych bloków).

KIERUNEK I CZAS RUCHU ORAZ JEGO PRZYCZYNY

Analiza nieciągłości jako strefy przesuwczej sprzed emsu, tj. sprzed osadzenia się piętra pokrywowego, wskazuje na ruch bloków przedpoła platformy ku SE. Tak skierowany ruch tłumaczy w budowie geologicznej ścięcie granicy między dalslandydami i gotydami (strefa złupkowacenia) na SW Bałtyku, kształt SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej, jak również obecność dalslandydów na jej przedpołu w Dobrudży i podłożu Karpat rumuńskich oraz ostrość kontaktu dalslandydów i gotydów.

Z rekonstrukcji przebiegu pasm fałdowych w Europie i Ameryce Północnej przed otwarciem Atlantyku (51, 52, 32 – Fig. 1) wynika, że pasmo dalslandzko-grenwillskie kontynuowało się łukiem od Skandynawii przez Wyspy Brytyjskie na obszar Ameryki Północnej. Jeśli przyjmiemy ruch przesuwczy ku SE wzdłuż południowo-zachodniego brzegu platformy wschodnioeuropejskiej, to dalslandydy stwierdzone w Dobrudży, podłożu Karpat rumuńskich oraz w podłożu młodszych serii, masywu brneńsko-górnośląskiego (14) i w S Polsce (wiercienie Rzeszotary-2) nie muszą być interpretowane jako odnoga tego pasma, lecz raczej jako fragment przemieszczony przez ten ruch przesuwczy.

Ruch w przeciwną stronę, ku NW, również tłumaczyłby przebieg SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej, ale przeczy mu obecność dalslandydów na przedpołu platformy, jak i brak zakonserwowanych bloków podłoża gotyjskiego, które musiałyby wówczas ulec przemieszczeniu ku NW i występowałyby obecnie na obszarze południowej Danii i RFN.

Skały przeddalslandzkie stwierdzono na przedpołu platformy jedynie w Palazu Mare (S Dobrudża). Skały te zaliczono (Giusca i in. w: 18) do swekokarelidów, ze względu na wyraźne podobieństwo do formacji krzyworskiej. W tej sytuacji wyłania się problem, czy jest to fragment podłoża wciągniętego w obręb młodszej, dalslandzkiego pasa fałdowego, czy też już początek zwartego obszaru bloków gotyjskich, pierwotnie występujących przy kontakcie z dalslandydami (należy tu zauważyć, że skały formacji krzyworskiej stwierdzono ostatnio pod War-

szawą, czyli w strefie dość odległej od masywu ukraińskiego). Jeśli ta ostatnia interpretacja zostanie potwierdzona, to maksymalna amplituda ruchu przesuwczego równałaby się odległości od punktu przecięcia strefy złupkowacenia przez rozważaną niezgodność na SW Bałtyku do wystąpień resztek podłoża przeddalslandzkiego w południowej Dobrudży, czyli prawie 1500 km. Skala ruchu wynoszącego 1500 km oznacza, że obszary usytuowane obecnie naprzeciw punktu przecięcia strefy złupkowacenia przez uskoki przesuwczy musiały pierwotnie znajdować się w podobnej odległości na NW czy W od tego punktu, czyli gdzieś w obrębie pasma kaledońskiego. W tej sytuacji należy zwrócić uwagę na stosunek młodszych serii geosynkinalnych z obszaru przedpoła platformy w Rumunii, zachodniej Ukrainie i SE Polsce do kaledonidów właściwych NW Europy.

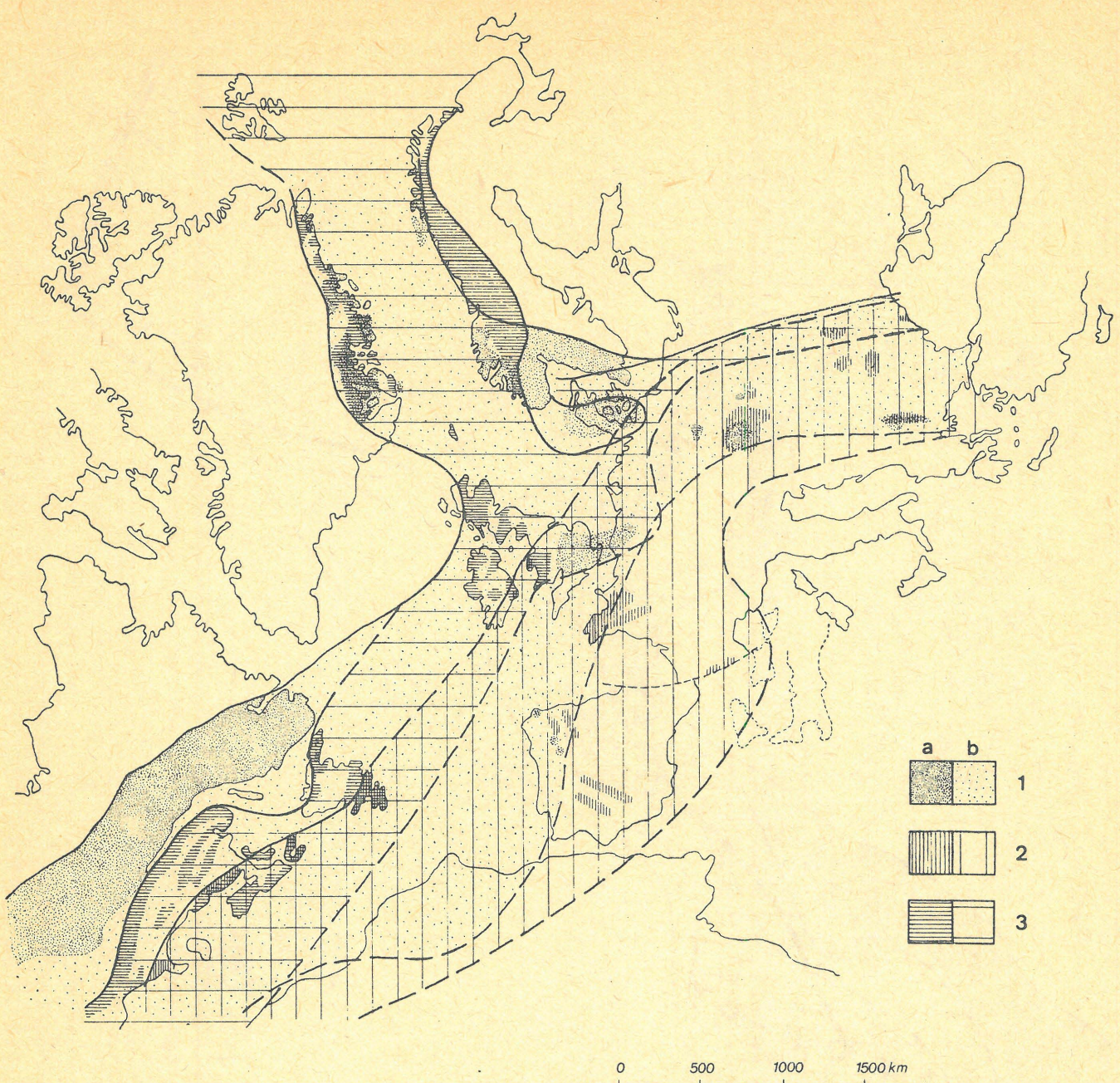
Jak wspomniano wyżej, na przedpołu platformy wschodnioeuropejskiej stwierdza się w podłożu sfałdowane i silniej lub słabiej zmetamorfizowane serie osadowe najwyższego prekambru i niższego kambru. W Dobrudży Środkowej i Północnej podłoża to jest reprezentowane przez grube serie łupków krystalicznych o niskim stopniu metamorfizmu, zasadowe skały metawulkaniczne i klasyczną już „formację zielonych łupków”, a w podłożu Karpat rumuńskich – przez serie metamorficzne (metamorfizm głównie typu Barrowianu), pocięte przez intruzje granitoidów w środkowym kambrze (wiek K/Ar 520-550 MA) i na granicy kambr/ordowik (wiek K/Ar 505 ± 5 – 470 MA) i lokalnie poddane migmatyzacji (18, 29).

Na obszarze zachodniej Ukrainy i masywu małopolskiego kontynuują się te serie geosynkinalne, z tą różnicą, że regionalny metamorfizm jest tu znacznie słabszy i dotychczas nie stwierdzono intruzji magmowych. Strefa fałdowań najwyższego prekambru i niższego prekambru zdaje się być ograniczona ku zachodowi przez wglębne rozłamy Kraków – Myszków i na obszarze masywu Górnego Śląska i Brna dolny kambr leży horyzontalnie na podłożu kadomijskim.

Z dostępnych datowań biostratygraficznych (34, 35) wynika, że na obszarze masywu małopolskiego osadowe serie najwyższego prekambru i kambru zostały sfałdowane w fazie świętokrzyskiej, w wyższym kambrze środkowym i niższym kambrze górnym (miejscami stwierdza się bowiem najwyższy kambr w ciągłości z tremadokiem; – 35). Pewne dane (35) wskazują też na drugą, nieco późniejszą i słabszą fazę sandomierską, którą można datować na przełom tremadoku i arenigu. Izotopowe badania tych skał (J. Lis w: 27) wskazują na późnokambryjski-wczesnoordowicki wiek metamorfizmu na tym obszarze. Tego samego wieku (wyższy kambr środkowy – wczesny ordowik) są: fałdowanie, metamorfizm i intruzje granitowe na przedpołu platformy w Rumunii, jak też fałdowanie serii kambryjskich i starszych w podłożu Karpat ukraińskich.

Należy zauważyć, że powyższe dane są jedynie dalszym potwierdzeniem i sprecyzowaniem niezgodności między sfałdowanym kambrzem i – zalegającym na nim – ordowikiem, jaką stwierdził J. Czarnocki już na początku lat dwudziestych (6) w południowej części Gór Świętokrzyskich. Badania J. Samsonowicza (28) wykazały, że występuje tu pasmo fałdowe nazwane sandomirydami, które kontynuuje się najprawdopodobniej aż po Dobrudżę. Późniejsi autorzy zaliczyli je do młodszych bajkalidów, lub też assyntydów (26, 22, 18), a niektórzy do wczesnych kaledonidów (18).

Odnosnie do kaledonidów NW Europy i N Ameryki należy zauważyć, że coraz bardziej zaznaczają się różnice w czasie, w jakim poszczególne obszary podległy oro-



Ryc. 3. Przebieg pasm dalslandydów, kadomidów i kaledonidów na obszarze Europy i Ameryki Północnej przed otwarciem Atlantyku (według H.J. Zwart'a i U.F. Dornsiepena - 51. ryc. 13-15).

Fig. 3. Reconstruction of Dalshandian, Cadomian and Caledonian orogenic belts in Europe and North America before opening of the North Atlantic (after H.J. Zwart and U.F. Dornsiepen - 51, figs. 13-15).

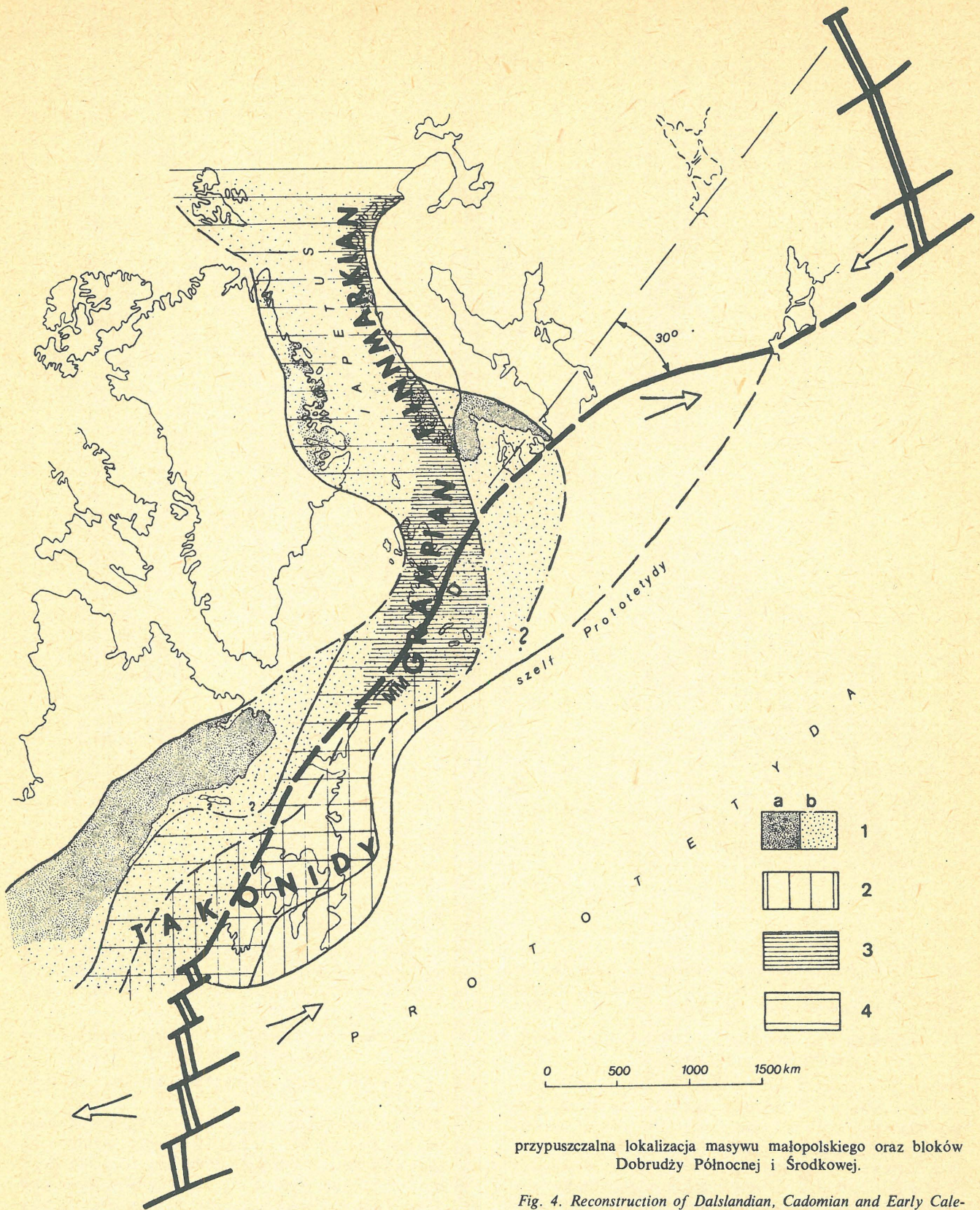
1 - dalslandydy, 2 - kadomidy, 3 - kaledonidy; a - zasięg stwierdzony, b² - przypuszczalny.

1 - Dalslandides, 2 - Cadomides, 3 - Caledonides; a - controlled extent, b - inferred.

genezie (31, s. 608). I tak, rozwój ortotektonicznych kaledonidów Szkocji i N Irlandii zakończył się w polifazie grampiańskiej, a ich późniejszy rozwój tektoniczny cechowały głównie ruchy wznoszące. W tym samym czasie (polifaza finnmarkiańska) uległy także sfałdowaniu i zmetamorfizowaniu kaledonidy norweskie, ale transgresja ordowicka umożliwiła powstanie pokrywy osadowej ordowicko-dolnosylurskiej, która uległa sfałdowaniu i metamorfizmowi w polifazie skandynawskiej, a lokalnie i podczas ruchów śróddewońskich. Z kolei kaledonidy Appalachów powstały w wyniku ruchów takońskich i akadyjskich (śróddewońskich). Kaledonidy Anglii i S Irlandii, zwane w odróżnieniu od kaledonidów Szkocji i N Irlandii niemetalorficznymi, charakteryzują się brakiem przejawów ruchów grampiańskich, z wyjątkiem przerw sedymentacyjnych, niezbyt intensywnymi zaburzeniami związanymi z fazą takoń-

ską i - co się wiąże z ich nazwą - brakiem metamorfizmu (2).

Wczesne kaledonidy, ciągnące się od Morza Czarnego po masyw małopolski, okazują się bardzo podobne do kaledonidów Szkocji i Irlandii Północnej oraz Norwegii, gdyż - jak wspomniano wyżej - ich rozwój zakończył się na początku ordowiku lub wcześniej. Obecność pokrywy ordowicko-sylurskiej czyni je nieco bliższymi kaledonidom norweskim, ale brak bardziej istotnych przejawów ruchów polifazy skandynawskiej (obserwowane późniejsze zaangażowanie tektoniczne jest raczej związane z ruchami waryscyjskimi - por. 18, 29) nadaje im charakter pogrzebanych kaledonidów szkocko-irlandzkich. Wylania się tu problem, czy wczesne kaledonidy stwierdzone obecnie na SW przedpołu platformy wschodnioeuropejskiej nie stanowią elementu odciętego od strefy szkocko-irlandzkiej



Ryc. 4. Przebieg pasm dalslandydów, kadomidów i starszych kaledonidów w chwili powstania strefy przesuwczej (częściowo według H.J. Zwarta i U.F. Dornsiepena – 51, B.A. Sturta i in. – 32 oraz innych autorów).

1 – dalslandydy: a – zasięg stwierdzony, b – prawdopodobny; 2 – kadomidy, 3 – starsze kaledonidy, 4 – młodsze kaledonidy; grube linie – uskoki przesuwcze, podwójne linie – grzbieity śródoceaniczne, strzałki wskazują kierunek ruchu płyt. MM i D –

przypuszczalna lokalizacja masywu małopolskiego oraz bloków Dobruży Północnej i Środkowej.

Fig. 4. Reconstruction of Dalslandian, Cadomian and Early Caledonian orogenic belts for the time of origin of the strike-slip zone (partly after H.J. Zwart and U.F. Dornsiepen – 51, B.A. Sturt et al. – 32, and others).

1 – Dalslandides: a – controlled extent, b – inferred; 2 – Cadomides, 3 – older Caledonides, 4 – younger Caledonides; thick line – strike-slip zone, double line – mid-oceanic ridge, arrows indicate direction of movement of plates. MM and D – assumed location of the Małopolska Massif and North and Central Dobrogea blocks.

DEWON	354	eif - fm	SVALBARDIAN ?ACADIAN	
	370 374	ems zigen		
SYLUR	390 395	zed yn podlasie	MAIN SCANDINAVIAN EVOROGENIC EVENT	Faza Krakowska
	407	siedlce		"Faza Toruńska"
	416	ludlow		
	423	wenlok		
ORDOWIK		landower		
	437		Horg disturbance	
		aszgil		
		karadok	Takoński metamorfizm w Pld. Appalachach	
	468	ld - ln	Ekne disturbance	Faza Łysogórska
KAMBR		arenig	Trondheim disturbance	FAZA SANDOMIERSKA
		tremadok		
	493		GRAMPIAN/FINNMARKIAN POLYPHASE	FAZA ŚWIĘTOKRZYSKA
	górnny			
515	środkowy			
PREKAMBR	540	dolny		
	570		?	
			CADOMIAN 570 - 650	FAZA MAŁOPOLSKA 600±5
		MORARIAN 750 - 850		
		DALSANDIAN/GRENVILLIAN 850 - 1200		

Ryc. 5. Korelacja zjawisk tektonicznych w kaledonidach Skandynawii, Wysp Brytyjskich, Appalachów oraz w Polsce (według D. Roberts i B.A. Sturt, 1980, B.A. Sturt i in. 1980, R.D. Hatcher i in. 1980, H. Tomczyk, 1963, W. Pożaryski i in. 1981, i inni). Z korelacji tej wynika, że polifaza grampiańska (finnmarkiańska) odpowiada czasowo ruchom młodobajkalskim czy też assyntyjskim tak jak interpretowano je w SE Polsce, zachodniej Ukrainie i Rumunii. Skalę wieku bezwzględny utrzymano tylko dla paleozoiku.

Fig. 5. Correlation of tectonic events in the Caledonides of Scandinavia, British Isles, Appalachians and Poland (after D. Roberts and B.A. Sturt, 1980, B.A. Sturt et al., 1980, R.D. Hatcher et al., 1980, H. Tomczyk 1963, W. Pożaryski et al., 1981, and others). It follows that the Grampian (Finnmarkian) polyphase corresponds to Late Baikalian or Assynthian movements as hitherto interpreted for SE Poland, western Ukraine and Romania. Absolute age in scale for the Paleozoic only.

przez omawiany uskok przesuwczy i przemieszczonego wzdłuż SW brzegu platformy.

Z analiz kaledonidów Wysp Brytyjskich (12, 21, 32) wyraźnie wynika ich podział na metamorficzne grampianidy i niemetaformiczne takonidy. Granicę stanowi linia rozłamów wglębnych, znana jako Solvey Line. Wzdłuż tej linii Phillips i in. (21) przyjmowali ruch przesuwczy na odległość ok. 980 km w trakcie orogenezy kaledońskiej. Niemetaformiczne kaledonidy byłyby pchane wzdłuż linii Solvey z NE ku SW, w wyniku ruchu płyty amerykańsko-grenlandzkiej ku E i płyty Europy Środkowej ku W. Model taki jest trudny do przyjęcia, zwłaszcza że nowsze dane sugerują raczej otwieranie niż zamykanie oceanu

między Ameryką Północną a Gondwaną w czasie po fazie grampiańskiej a przed ruchami waryscyjskimi. Poza tym strefa kaledonidów norweskich została sfałdowana i zmetaformizowana w fazie grampiańskiej (finnmarkiańskiej) i obdukcja ofiolitów zakończyła się w rejonie Trondheim przed późnym ordowikiem, czy też środkowym arenigiem, dlatego trudno zakładać możliwość przywleczenia niezmetaformizowanych kaledonidów z północnego zachodu.

Jeśli ruch wzdłuż Solvey Line odbywał się w kierunku przeciwnym niż zakładają Phillips i in. (21), to mógł on doprowadzić do odcięcia części ortotektonicznego pasma szkocko-irlandzkiego i przemieszczenie jej wzdłuż S brzegu wyniesienia Ringkobing Fyn i dalej wzdłuż rozłamów tworzących SW skraj platformy wschodnioeuropejskiej po Morze Czarne. Pasma to powstało w wyniku najwcześniejszej z kolizji kaledońskich, która spowodowała zamknięcie oceanu Iapetus na obszarze dzisiejszych Wysp Brytyjskich i która znalazła swój oddźwięk w ruchach polifazy grampiańskiej (finnmarkiańskiej). Kaledonidy niemetaformiczne, obecnie kontaktujące z metaformicznymi wzdłuż Solvey Line, mogły zostać przetransportowane tylko z południowego zachodu, tj. z obszaru, na którym do kolizji doszło nieco później, w fazie takońskiej. Należy zauważyć, że kaledonidy niemetaformiczne Wysp Brytyjskich są właśnie interpretowane jako takonidy (51, 52). Pewne ślady metaformizmu towarzyszą jednak zaburzeniom takońskim, dlatego początek ruchów przesuwczych można datować na: po polifazie grampiańskiej a przed główną fazą metaformizmu takońskiego w Appalachach.

Powyższa interpretacja potwierdza przedstawioną próbę wyjaśnienia obecności dalslandydów w podłożu Dobrudzy i Karpat rumuńskich przez ich przesunięcie z przedpola wyniesienia Ringkobing Fyn. Wyjaśnia ona także rozprzestrzenienie kadomidów, czy też podłoża dalslandzkiego o regeneracji kadomidów, obecnie stwierdzanych w Europie Zachodniej i Środkowej aż po masyw małopolski i Górny Śląsk oraz Brno, a które pierwotnie musiały występować po tej samej stronie oceanu Iapetus co Baltika, czyli kontynent Fennosarmacji. Należy też zauważyć, że taka interpretacja tłumaczy kształt litery Y pasm kaledońskiego i dalslandzkiego (por. ryc. 3) – pasmo kaledońskie biegnące od Skandynawii i Grenlandii do Appalachów byłoby głównym pasmem, a odnoga środkowoeuropejska byłaby tu wynikiem działania uskołu przesuwczego. Ponieważ przemieszczenie kaledonidów musiało wiązać się z przemieszczeniem ich podłoża, taki sam kształt uzyskało pasmo dalslandydów.

Z wykonanej rekonstrukcji wynika (ryc. 4), że skalę ruchu można szacować na ok. 2500 km. Kaledonidy Dobrudzy Północnej i Środkowej były pierwotnie usytuowane naprzeciw Szkocji, te tworzące dzisiejsze podłoże Karpat rumuńskich – naprzeciw N Irlandii, a masyw małopolski – nieco dalej ku zachodowi. W tej sytuacji „miogeosynklinalny” ordowik strefy rugijsko-pomorskiej tworzyłby się jeszcze dalej, w pobliżu obszarów objętych następnie ruchami takońskimi. Spoczywa on na podłożu kontynentalnym, prawdopodobnie skonsolidowanym w czasie ruchów grampiańskich.

Profile wiertnicze wykazują silne zaburzenia tektoniczne starszego syluru i ordowiku w strefie od Koszalina po Toruń. Szczególnie istotne jest tu wiercenie Toruń 1, w którym stwierdzono (37) kompleks iłwów dolnego podlasia, zalegający niezgodnie na zaburzonych iłwach wenloku i landoweru. Ta niezgodność „toruńska” odpowiada wiekowo fazie skandynawskiej. Można przypuszczać, że strefa ta znalazła się w czasie fazy skandynawskiej w obszarze objętym przez te ruchy, czyli naprzeciw Telemarku.

W sylurze stwierdza się, jak zaznaczono wyżej, pewne ujednoczenie facji na obszarze Niżu Polskiego, wskazujące na malejącą stopniowo amplitudę ruchu. W odniesieniu do serii młodszych od poziomu *leintwardinensis* możemy już nawet mówić o zamknięciu zbiornika od zachodu, gdyż utwory tego wieku rozwinięte w facji mułowców i ilowców z graptolitami zdają się być ograniczone do obszaru Polski, a głównie marginalnej części platformy wschodnioeuropejskiej, gdy z obszarów położonych dalej ku N, NW i W znamy już tylko serie mniej lub bardziej brakiczne czy kontynentalne. We wczesnym dewonie można zakładać już tylko niewielkie przesunięcia bloków przedpoła platformy ku SE, świadczące o wygasaniu ruchów w żędynie i zigenie.

PRZYCZYNY RUCHU

Uskok przesuwczy, który musiał powstać po ruchach polifazy grampiańskiej, a prawdopodobnie przed najsilniejszymi ruchami takońskimi i który wygasł pod koniec zigenu, można uznać za wynik rozrastania się oceanu Prototetydy na odcinku między Ameryką Północną i Gondwaną. Prawdopodobnie przed kolizją grampiańską ocean ten łączył się z oceanem Iapetus, ale po niej (na odcinku od Irlandii popółnocną Norwegię) jego dalsze rozrastanie musiało być hamowane na obszarze na SW od Irlandii. Grzbiet oceaniczny odpowiedzialny za to rozwieranie przebiegał najprawdopodobniej łukiem na SE i S od kontynentu północnoamerykańskiego (por. ryc. 4) i jeśli podchodził do zamkniętego już irlandzko-szkockiego odcinka kaledonidów, to rozsuwanie dna oceanicznego mogło być kompensowane przez subdukcję pod płytą N Ameryki (co tłumaczy andyjski charakter kaledonidów Appalachów) (47), a po stronie europejskiej – przez transformację w ruch przesuwczy. Uzyskany obraz (ryc. 4) zdaje się być zwierciadlanym odbiciem sytuacji obecnej z zachodniego wybrzeża Ameryki Północnej. Odpowiednikiem grzbietu śródoceanicznego odpowiedzialnego za otwieranie się Prototetydy byłby East Pacific Rise, rozważany uskok przesuwczy – odpowiednikiem uskoku San Andreas, a pozostałoby odnalezienie odpowiednika dzisiejszego grzbietu Juan de Fuca. Obecność takiego grzbietu można przypuszczać na S i SE od dzisiejszego krymsko-kaspijskiego brzegu platformy wschodnioeuropejskiej.

Rozważany uskok przesuwczy w swym obecnym kształcie ma łukowaty przebieg, a na Morzu Północnym trudno przeszedź ewentualne połączenie Solvey Line i strefy uskokowej ograniczającej wyniesienie Ringkobing Fyn od południa. Nie jest jednak wykluczone, że nastąpiło tu nałożenie późniejszych deformacji (1, 45, 46). Sam przebieg uskoku mógł być bardziej prostoliniowy (ryc. 4), gdyż skręt na obszarze na SE od Bałtyku można tłumaczyć rotacją Baltiki zaledwie o 30° w młodszym paleozoiku (30). Ponadto, obszar Europy Środkowej i Zachodniej uległ pewnemu skręceniu pod koniec epoki waryscyjskiej (stefan-autun), w związku z wygaśnięciem ruchów orogenicznych w waryscydach właściwych i ich kontynuacją w pasmach uralidów i appalacho-mauretaniidów (1, 46 i lit. cyt.). Rozładowanie powstałych w ten sposób naprężeń nastąpiło przez powstawanie wielu stref przesuwczych o kierunkach NW-SE. Odnowieniu musiały też ulec już istniejące strefy o takich lub zbliżonych kierunkach, w tym i rumuńsko-polski odcinek omawianej strefy kaledońskiej, jak i wszelkie uskoki z nią związane. Na ten czas jesteśmy skłonni datować powstanie skanijskiego przedłużenia SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej

(linii Tornquista) i innych podobnie zorientowanych w Skanii, jak i licznych rozłamów w podłożu permomezozoicznych basenów Niżu Polskiego, Niziny Niemieckiej i Morza Północnego. Ruchy poszczególnych bloków względem siebie wzdłuż tych rozłamów, choć niewielkie, były przeciwnie skierowane i mogły w dość istotny sposób zatrząć pierwotny przebieg rozważanego uskoku kaledońskiego na obszarze Niziny Niemieckiej i Morza Północnego, tj. tam, gdzie kontrast podłoża krystalicznego był już znacznie mniejszy niż w Polsce czy Rumunii. Należy także zauważyć, że podobnie zorientowane ruchy odbywały się na tym samym obszarze pod koniec kredy i na początku trzeciorzędu.

LITERATURA

1. Arthau F., Matte P. – Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1977 vol. 88 no. 9.
2. Barber A. J., Max M. D. – A new look at the Mona Complex (Anglesey, North Wales). *J. Geol. Soc. Lond.* 1979 vol. 136 no. 4.
3. Bishop D. G. – The geometric relationships of structural features associated with major strike-slip faults in New Zealand. *N. Z. Jour. Geol. Geophys.* 1968 vol. 11 no. 2.
4. Bjelm A. i in. – Geotermisk energiutvinning i Skåne, Slutrapport Etapp 1, Förutsättningarna för utvinning i Skåne. Tekniska högskolan i Lund 1977.
5. Crowell J. C. – The San Andreas fault system through time. *J. Geol. Soc. Lond.* 1979 vol. 136 no. 3.
6. Czarnocki J. [W:] Badania terenowe wykonane w lecie r. 1919. *Spraw. Pol. Inst. Geol.* 1921 t. 1 z. 2–3.
7. Czarnocki J. – Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 1936 t. 8 z. 4.
8. Czekunow A. W., Zajka-Nowackij W. S. – Bajkalskij tiektoniczeskij kompleks jugo-jewropejskoj czasti SSSR i sopriedielnych riegionow. *Geofiz. Sbornik* 1972 nr 50.
9. Czermiński J., Znosko J. – Zum Problem der Kaledoniden in Südostpolen. *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. A* 1967 Bd 12 H. 1–2.
10. Dadlez R. – Tectonic position of western Pomerania (NW Poland) prior to the Upper Permian. *Biul. Inst. Geol.* 1974 nr 274.
11. Dadlez R. – Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin–Chojnice. *Kwart. Geol.* 1978 nr 2.
12. Dewey J. F. – Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen. *Nature* 1969 vol. 222.
13. Drygant D. M. – Korrelacja i tiektoniczeskije usłowija formirowania ordowiczeskich otłożenij jugo-zapada okrainy Wostoczno-Jewropejskoj Platformy. *Gieoł. i Gieochim. Gorjuczich Iskop.* 1979 nr 52.
14. Dudek A. – The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. *Rozpr. Českoslov. Akad. Věd.* 1980 t. 80 z. 8.
15. Franke D. – Entwicklung und Bau der Paläozoiden im nördlichen Mitteleuropa. *Z. Geol. Wiss. Berlin* 1978 Bd 6 H. 1.
16. Hatcher R. D. Jr., Odom A. L. – Timing of thrusting in the southern Appalachians, USA: model for orogeny. *J. Geol. Soc. Lond.* 1980 vol. 137 no. 3.

17. Kowalczewski Z. — [In:] Guide to excursions, 6th Working Meeting of IGCP Project no. 86, Warsaw, 30 Sept. — 6 Oct. 1979.
18. Kräutner H. G., Savu H. — Precambrian of Romania. Materials to the IGCP Project no. 22. Precambrian in younger fold belts. Prague 1978.
19. Modliński Z. — Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. Pr. Inst. Geol. 1981 t. 102 (w druku).
20. Pawłowski S. — Średnie prędkości sejsmiczne osadów mezozoiku i starszego paleozoiku Lubelszczyzny (otwór Dyle). Kwart. Geol. 1969 nr 1.
21. Phillips W. E. A., Stillman C. J., Murphy T. — A Caledonian plate tectonic model. J. Geol. Soc. Lond. 1976 vol. 132 no. 6.
22. Pożaryski W. — Geology of Poland, t. IV, Tectonics. Wyd. Geol. 1977.
23. Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W. — On the Polish Trough. Geologie en Mijnbouw 1978 vol. 57 no. 4.
24. Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Jaskowiak-Schoeneichowa M. — The geology of the southern Baltic: some remarks. Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Terre 1978 vol. 24 no. 2.
25. Pożaryski W., Kotański Z. — Baikalian, Caledonian and Variscan events in the forefield of the East-European Platform. Z. Dt. Geol. Ges. Hannover 1978 H. 129.
26. Pożaryski W., Tomczyk H. — Assyntian orogen in south-east Poland. Biul. Inst. Geol. 1968 nr 237.
27. Pożaryski W., Vidal G., Brochwicz-Lewiński W. — Some new data on the Lower Cambrian at S margin of the Holy Cross Mts. Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Terre, 1981 vol. 27 no. 2 (w druku).
28. Samsonowicz J. — Objasnienia arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol. 1934.
29. Savu H. — Pre-Hercynian types of metamorphism in Romania and their relationships to the synorogenic plutonism. Materials to the IGCP Project no. 22. Precambrian in younger fold belts. Prague 1978.
30. Scotese C. R. et al. — Paleozoic base maps. J. Geol. 1979 vol. 87 no. 3.
31. Sturt B. A., Pringle I. R., Ramsay D. M. — The Finnmarkian phase of the Caledonian orogeny. J. Geol. Soc. Lond., 1978 vol. 135 no. 6.
32. Sturt B. A., Soper N. J., Bruck P. M., Dunning F. W. — Caledonian Europe. Episodes. 1980 no. 1.
33. Tomczyk H. — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. Pr. Inst. Geol. 1962 t. 35.
34. Tomczyk H. — Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpackiego. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1963 z. 3.
35. Tomczyk H. — The Ordovician and Silurian sedimentation cycles in Poland and the phenomena of Caledonian orogeny. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Geol. Géogr. 1964 vol. 12 no. 2.
36. Tomczyk H. — Rozwój litofacji syluru w zachodniej części syneklizy perybaltyckiej. Biul. Inst. Geol. 1976 nr 270.
37. Tomczyk H. — Sylur w brzeżnej części platformy prekambryjskiej na tle wyników wiercenia Toruń 1. Kwart. Geol. 1980 nr 2.
38. Tomczyk H., Tomczykowa E. — The development of the Prototethys Ocean and its influence on the differentiation of paleozoic deposits in Poland. Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Terre 1978 vol. 26 no. 2.
39. Tomczykowa E. — Warstwy bostowskie i ich odpowiedniki facjalno-stratygraficzne. Prz. Geol. 1962 nr 8.
40. Tomczykowa E. — Homalonotinae in Upper Silurian and Lowermost Devonian biostratigraphy and paleogeography. Fossils and Strata 1975 vol. 4.
41. Tomczykowa E., Tomczyk H. — Stratigraphy of the Polish Silurian and Lower Devonian and development of the Prototethys. Acta Palaeont. Pol. 1979 no. 1.
42. Tomczykowa E., Tomczyk H. — On the developments in correlation and nomenclature of the Silurian and lowermost Devonian in Poland. Bull. Acad. Sc. Pol., Sér. Sc. Terre, 1980 vol. 28 no. 1.
43. Tomczykowa E., Witwicka E. — Stratigraphic correlation of Podlasiian deposits on the basis of ostracodes and trilobites in the Peri-Baltic area of Poland. Biul. Inst. Geol. 1974 nr 276.
44. Zajka-Nowackij W. S., Czekunow A. W. — Osnownyje osobienosti soczlenienija Wostoczno-Jewropiejskoj Platformy s Galicyjskoj skladczatoj oblasti bajkalid. Soviet. Geol. 1970 nr 12.
45. Ziegler P. A. — North-western Europe: tectonics and basin development. Geologie en Mijnbouw 1978 vol. 57 no. 4.
46. Ziegler P. A. — Northwestern Europe: subsidence patterns of post-Variscan basins. [In:] Colloque C 6, Geology of Europe from Precambrian to the post-Hercynian sedimentary Basins. Publ. du 26^e Congr. Géol. Int. 1980.
47. Ziegler W. H. — Outline of the geological history of the North Sea. [In:] A. W. Woodland (red.) — Petroleum and the continental shelf of north-west Europe, 1. Geology. Applied Science Publ. London 1975.
48. Znosko J. — Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. Biul. Inst. Geol. 1965 nr 188.
49. Znosko J. — Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. Biul. Inst. Geol. 1974 nr 274.
50. Znosko J. — The Teisseyre-Tornquist Zone in the light of geological and geophysical investigations. Bull. Pol. Acad. Sc. Sér. Sc. Terre 1980 vol. 27 no. 1-2.
51. Zwart H. J., Dornsiepen U. F. — The tectonic framework of Central and Western Europe. Geologie en Mijnbouw 1978 vol. 57 no. 4.
52. Zwart H. J., Dornsiepen U. F. — The Variscan and pre-Variscan tectonic evolution of Central and Western Europe; a tentative model. [In:] Colloque C 6, Geology of Europe from Precambrian to the post-Hercynian sedimentary basins. Publ. du 26^e Congr. Géol. Int. 1980.

SUMMARY

There is growing evidence for a very sharp contrast of Upper Precambrian and Lower Paleozoic formations at the contact of the East- and Central-European Platforms, coinciding with widely discussed Teisseyre-Tornquist Line (Zone) from Polish coast of the Baltic to the Black Sea.

The differences are reflected by rapid changes in thickness, facies and other features including tectonic involvement and metamorphism. Crystalline epi-Gothian sockle of the East-European Platform contacts Dalslandian basement in Dobrogea and Romanian Carpathians and the Cadomian in western Ukraine and SE Poland. Weakly diagenesed sedimentary cover of the sockle contacts folded and more or less strongly metamorphic Upper Precambrian-Middle Cambrian sequences in the former areas and also folded but less metamorphic in the latter. In the case of the Ordovician, the contrast is related to contact of thin (usually below 100 m thick) platform carbonates and black clays and very thick (up to 2 km or more) series of „miogeosynclinal” claystones, siltstones and coarser rocks from the forefield of the East-European Platform. The differences remain marked in the Silurian and lowermost Devonian to cease completely in the Emsian. So sharp differences and the lack of transitions in the contact zone suggest tectonic, or more precisely, strike-slip fault nature of the contact. The differentiation of Emsian „cover” indicates that the movements ceased in the Siegenian.

The presence of the Dalslandides and Cadomides in the forefield of the East European Platform in SE Poland, western Ukraine and Romania suggests movement of relevant crustal blocks to SE along the Platform margin. Such direction of movement explains truncation of boundary of the Dalslandides and Gothides (schistosity zone in Scania) in SW Baltic. If this is the case, we would be dealing here with strike-slip fault with displacement at distance of at least 1500 km.

Paleogeographic reconstruction made by pushing back the Dalslandides to their inferred original position (beyond the extension of schistosity zone in SW Baltic) shows that folded and metamorphic Upper Precambrian-Middle Cambrian series of Romania and adjoining areas become placed surprisingly close to orthotectonic metamorphic Caledonides of the British Isles. From new works on the latter (32 and others) it follows that the development of orthotectonic Caledonian zone ended in the British Isles in the Grampian polyphase (before Middle Arenigian). It should be noted that folding and metamorphism of Upper Precambrian-Middle Cambrian series from the forefield of the East-European Platform are dated at Świątokrzyska phase (latest Middle-Late Cambrian) or Sandomierz phase (before Arenigian) (26, 27, 35) or Late Cambrian-Early Ordovician (18). This implicates that we are dealing here with a part of the same Grampian fold belt, cut off of the main mass and moved apart by strike-slip fault after its folding and metamorphism.

In the British Isles, the displacement was taking place along Solvey Line, i.e. boundary of metamorphic and non-metamorphic Caledonides, along which such movements were assumed but in the opposite direction (21). Further eastwards, the strike-slip boundary may be traced along S margin of Ringkobing Fyn High and, from Kozalin at the Baltic coast to the Black Sea, along deep crustal fractures treated as SW margin of the East-European Platform. The movements resulted in displacement of a part of Scottish-Irish Caledonides and their Dalslandian basement as far as the Black Sea and the scale is estimated at over 2000 km. At the place of displaced elements, there came non-metamorphic Caledonides from areas west of Ireland, from SE margin of the Iapetus Ocean, distant from the zone of Grampian collision. These Caledonides, developed on Cadomian basement, display sequences typical of the Appalachians and they may be treated as Taconides which, thanks to the displacement, have escaped

intense folding and metamorphism of the Taconian polyphase. They are nowadays distributed south of the Solvey Line (or Southern Uplands Fault) and Ringkobing Fyn High and further eastwards as far as NW Poland. The lack of any more intense Taconic deformations implicates that the movement began before the polyphase, i.e. before the Llandeilan.

The movement presumably began when a mid-oceanic ridge, responsible for sea-floor spreading in the Variscan Proto-Tethys Ocean (between North America and Africa — 47) reached the margin of Grampian fold belt at southern slope of Laurasian continent. The ridge was reaching the margin in similar way as the East Pacific Rise is nowadays approaching North American continent. Sea-floor spreading was being compensated by subduction in the west (which explains Andean nature of the Appalachians — 47, 16) and the above discussed strike-slip fault in the east.

The course of strike-slip zone presumably became somewhat modified in Variscan and Laramie tectonic epochs. There is growing evidence for its reactivation in these epochs but the movements were undoubtedly on much smaller scale and in opposite direction (1, 47, 23). The Teisseyre-Tornquist Zone as interpreted nowadays (from the Black Sea to Scania), most probably originated during the Variscan epoch, due to reactivation of the Caledonian strike-slip zone and its propagation to NW so it should be treated as heterogenous.

РЕЗЮМЕ

По мере наплыва новых геологических и геофизических данных всё более резко видно горизонтальное несогласие формаций верхнего докембрия и нижнего палеозоя на контакте центральноевропейской платформы и восточноевропейской платформы. Это несогласие выражается в резком изменении мощности, фации и других свойств, таких как тектоническое строение и метаморфизм. Здесь находится контакт эпиготийского кристаллического массива с далсландским основанием Добруджы и румынских Карпат и с кадомийским основанием украинских Карпат и ЮВ Польши в нижних тектонических ярусах, а также контакт слабо диагенизированного осадочного покрова этой платформы со складчатыми и слабо метаморфизированными сериями нижнего кембрия и верхнего докембрия в ЮВ Польше, а сильно метаморфизированными сериями, пересечёнными гранитными интрузиями — в основании румынских Карпат. В ордовике здесь находится контакт тонких серий восточноевропейской платформы с мощными „миогесинклинальными” сериями её предполя. Эти различия видны ещё в силуре и самым нижним девоне, но совсем угасают в эмсе. Резкие различия в формациях, а также отсутствие переходных осадков в зоне контакта указывают на тектонический, а в этом случае — переместительный характер этого контакта. Угасание различий кверху, позволяющее на выделение покрова над этой прерывностью, документирует угасание переместительного движения в раннем девоне (зиген).

Присутствие далсландидов и кадомидов на предполье древней платформы в южной Польше и далее на ЮВ указывает на перемещение блоков литосферы к ЮВ вдоль её края. Такое направление движения выясняет срезание границы далсландидов и готидов (зона сланцеватости в Скандинавии) в ЮЗ части Балтийского моря. Присутствие далсландидов в основании румын-