

**SYLUR POLSKI JAKO WSKAŹNIK ZRÓŻNICOWANIA SZELFU
FENNOSARMACJI I ROZWOJU OCEANU PROTOTETYDY***

UKD 551.733.3.02+551.833.3(438)+550.8.01.:551.83:551.41+551.461.83

Osady górnosylurskie i dolnodewońskie platformy wschodnioeuropejskiej scharakteryzowała po raz pierwszy E. Tomczykowa w 1973 r. jako utwory szelfowe północno-wschodniego brzegu oceanu Prototetydy. Problemy te przedstawiła autorka w referacie wygłoszonym w ramach Międzynarodowego Sympozjum Trylobitowego, które odbyło się w Oslo w dniach 1—8 VII 1973 r. i następnie opublikowała (51). Podstawą tych rozważań były duże różnice, które stwierdzono w zespołach fauny bentonicznej, w tym również trylobitowej między obszarami platformy epigotyjskiej oraz Gór Świętokrzyskich z jednej strony a środkowo-czeskim Barrandienem i Alpami Karnickimi z drugiej strony. Przy tym różnice zachodzące między facją reńską i facją hercyńską związane były z kierunkami migracji fauny bentonicznej.

Obecnie autorzy rozszerzają problem ewolucji oceanu Prototetydy, wraz ze zróżnicowaniem szelfu Fennosarmacji i jego stosunku do szelfu Gondwany, na środkowy i dolny sylur. W rozważaniach tych poruszają problem ruchów kaledońskich, w tym fazy takońskiej (6, 43, 45, 49) na pograniczu z ordowikiem i młodszą — krakowskiej (23, 36) oraz kolejne etapy: starsze — formowania i młodsze — zamykania Prototetydy.

W latach 1973—1977 nowe dane do powyższych zagadnień wniosły liczne opracowania profilów głębokich wierceń, wykonanych głównie przez Instytut Geologiczny, jak: Słupsk IG-1, Kościerzyna IG-1, Mszczonów IG-2, Łopienik IG-1, Bożęta IG-1, Goczałkowice IG-1 itp. Wykorzystano tu ostatnie wyniki korelacji i uściślenia stratygrafii wraz z zastosowaniem nowej nomenklatury dla regionalnych pięter i serii syluru i dolnego dewonu polskiego (tab.). Uwzględniono również nową interpretację H. Tomczyka (6, 48), dotyczącą głębokiej budowy Łysogór i antykliny łysogórskiej oraz niektóre wyniki głębokich sondowań sejsmicznych w opracowaniu A. Gutercha i in. (15), a także nowe interpretacje geologiczne głębokich rozłamów i budowy Polski, przedstawione głównie przez W. Pożaryskiego i in. (33, 34, 35, 22, 43).

Po zlodowaceniu na Gondwanie (1) i w klimacie, w którym dominowały warunki postglacjalne fauna graptolitowa — rozpowszechniona bardzo szeroko w basenach sedymentacyjnych — miała głównie cechy planktoniczne (3, 11, 13, 14) zarówno w obrębie wpływów oceanu Prototetydy, jak i oceanu Protoatlantyku. Dotychczasowe badania stratygraficzne potwierdziły w pełni, że graptolity stanowią doskonały wskaźnik dla ustalania większości biozon, nawet w ujęciu korelacji globalnej między megaprowincjami. Jednak fauna ta nagromadzona zazwyczaj w osadach

ilastych otwartego morza, bez udziału fauny bentonicznej, nie dawała istotnych podstaw do interpretacji odrębności szelfów, np. Fennosarmacji w stosunku do Gondwany (51, 18). Odrębności te ujawniły się zwłaszcza przy korelacji fauny bentonicznej górno-syluru i dolnego dewonu północno-wschodniej Polski z obszarem środkowych Czech (Barrandienem), co doprowadziło do stosowania odrębnej nomenklatury stratygraficznej np. podlasie — pŕidoli lub ŕedyn — lochkov itp. (5, 18, 19, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52).

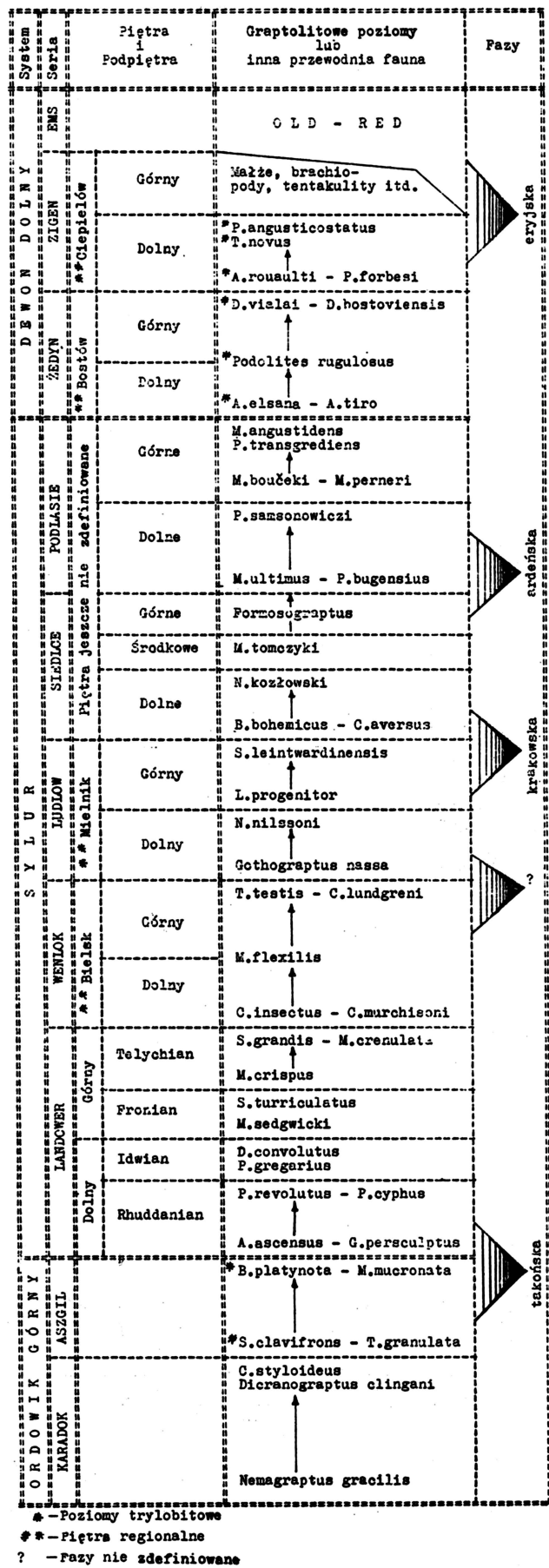
*

Między kontynentem platformy północno-wschodniej Europy, czyli Fennosarmacją i rozległym kontynentem od południa — Gondwaną następowało w paru fazach (45, 6) — zapewne od wczesnego kambriu (38) — stopniowe formowanie się geosynkliny kaledońskiej, czyli oceanu Prototetydy, pogłębiającej się konsekwentnie w ordowiku (2, 39). W obrębie tego oceanu już w arenigu mogły istnieć łądy tektoniczne czy mikrokontynenty (masywy wewnętrzne), które odgrywały ważną rolę w poszczególnych etapach historii geosynkliny. Na zachodzie Europy takimi mikrokontynentami były wówczas: masyw Arden i Brabantu, masyw wschodniolabski, natomiast bardziej ku południo-wschodowi podobną rolę mogły spełniać: masyw gnejsowy Frankenwaldu, masyw czeski, blok masyw gnejsowy Frankenwaldu, Masyw Czeski blok (masyw) Górnego Śląska, masyw Małopolski, platforma mezyjska itd.

Powstawały one w różnym czasie i różny był ich udział w rozwoju oceanu, albo jako źródło alimentacji dla obszarów o wzmożonej subsydencji, lub też miały one znaczenie buforowe (oporowe) w procesach subdukcji. Warto wspomnieć, że części spośród wspomnianych masywów przypisywano zblizoną rolę w oceanie Prototetydy, jednak głównie w tektonicznej epoce warwycyjskiej (54, 55, 31, 34, 21, 12) a nie kaledońskiej. Rozwój bowiem geosynkliny warwycyjskiej w Europie i kolizja kontynentalna w tej epoce jest coraz powszechniej przyjmowana, jednak kolizja ta bardzo silnie zatarła i utrudniła odtworzenie starszej epoki tektonicznej (33, 35, 56, 30, 31), co wiąże się nie tylko z symbolicznym już problemem przebiegu cirkumfennosarmackich kaledonidów i tzw. strefą Törnquistaisseyre'a.

Najprawdopodobniej z początkiem ordowiku, od rozwiniętego wcześniej oceanu Protoatlantyku odgraniczał Prototetydę łąd położony na zachód od Normandii, Bretanii, Półwyspu Iberyjskiego oraz północnego Maroka, za czym może przemawiać budowa geologiczna tych obszarów oraz rozprzestrzenienie piaszczowców armorykańskich (39, 7, 25). W ordowiku maksimum rozwoju oceanu Prototetydy przypada głównie na sedymentację osadów serii landeii — karadok. W tym czasie istniało jeszcze połączenie z geosynkliną kaledońską Protoatlantyku, oceanu Iapetus (26) wzdłuż szelfu Fennosarmacji, od Walii i rejonu Oslo aż do obszarów Rugii i strefy strukturalnej Koszalin — Chojnice (47), jako miogeosynklinalna odnoga północno-

* Niniejsze opracowanie stanowi rozwinięcie tematu rozwoju Prototetydy, poruszonego w referacie autorów pt. „The studies on the Silurian of Poland show that graptolites are important for biostratigraphy but not paleogeography”, wygłoszonego w ramach Międzynarodowej Konferencji Graptolitowej, która odbyła się w Warszawie w dniach 13—17 IX 1977 r. Referat ten będzie publikowany w specjalnym zeszycie Acta Palaent. Polonica, 1978 r. vol. 23, no. 3—4.



23) oraz ku E masywem wschodniolabskim, jednak miała jeszcze dogodne połączenia i plankton graptolitowy mógł swoodnie migrować (13, 11).

Do środkowej Polski odnoga ta wkraczała wzdłuż skłonu platformy dość szeroką strefą w ooszar tzw. przegiębienia perykaraonicznego (36, 21). Basen karadoku w Polsce — z powszechnie rozwiniętą racją graptolitową — sięgał daleko na południe, gdzie został rozpoznany wierceniami w podłożu przedgorza karpat (otwory: Doliny 1 k. Cieszanowa, Zalesie 1 k. Szczucina), skąd łączył się zapewne swoodnie z oceanem Prototetydy, rozprzestrzenionej wówczas aż do Anty-Atlasu Maroka i dalej ku SW. Na Gondwanie, po zlodowaceniach górnoodrowickich (1), ukształtował się w północnej Afryce płytki szelf, w którym powstawały osady terygenicne landoweru, wenloku i dolnego ludłowu (2, 3, 18).

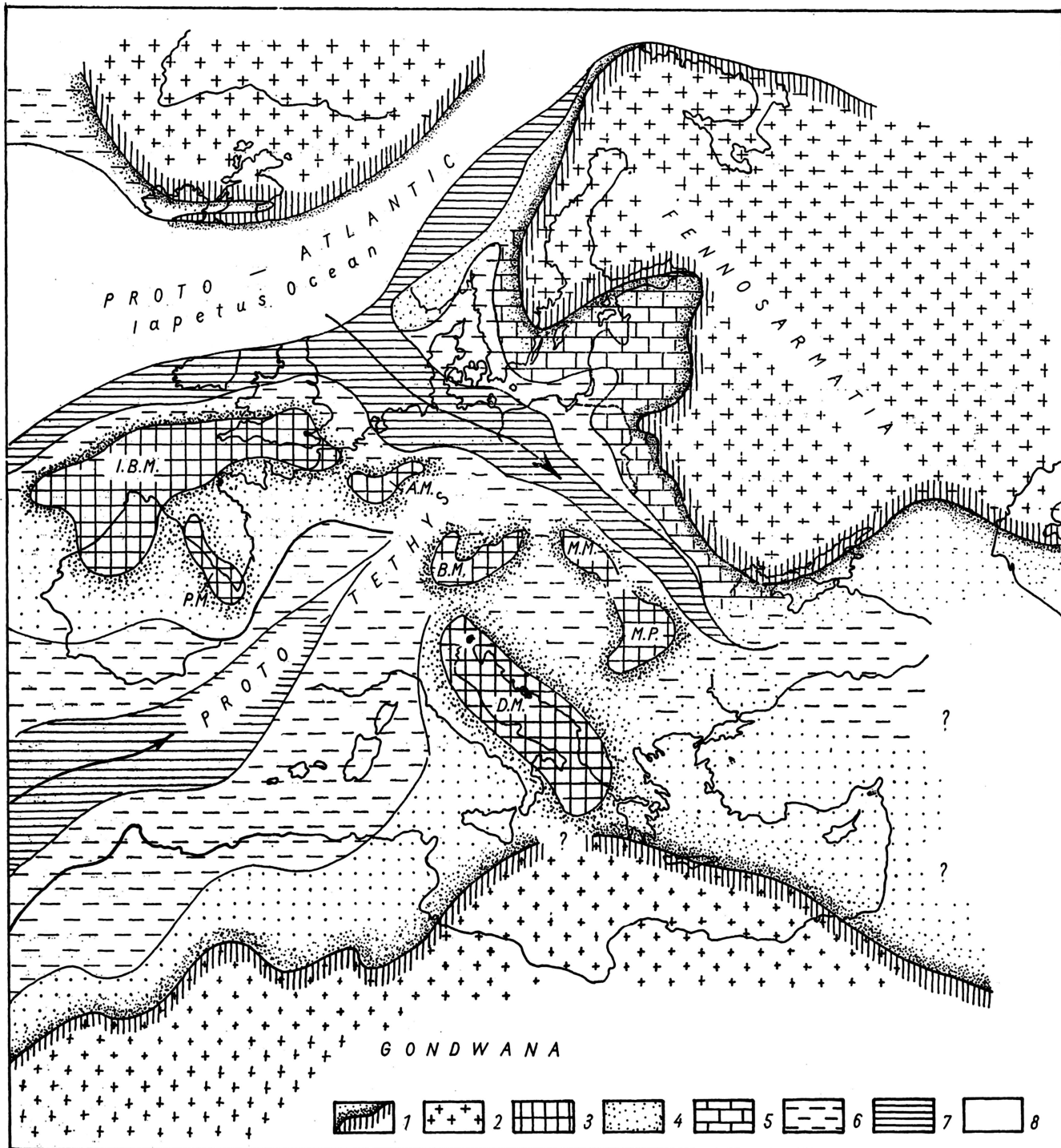
Z końcem ordowiku i początkiem syluru natomiast w północnej Europie i na rozległym szelfie Fennosarmacji zaszły nie tylko zmiany klimatyczne, ale odbywały się również ruchy taksyńskie, które wpłynęły decydująco na przebudowę oceanów: Protoatlantyku i Prototetydy. W wyniku nasilającej się subdukcji strefa oceanu Iapetus uległa całkowitemu zwięzieniu, a więc stopniowemu zamykaniu geosynkliny kaledońskiej (4, 27). Wówczas nastąpiło również stopniowe zamykanie miogeosynkinalnej odnogi północno-wschodnio-europejskiej. Zapewne z jednej strony masywy Arden, Brabantu oraz wschodniolabski dosunęły się do platformy wschodnioeuropejskiej, a z drugiej na zachód od rejonu Oslo powstawał wydzwignięty ład Telemark (16).

Ruchy fazy taksyńskiej wpłynęły także na przebudowę labilnej części zachodniego Pomorza, powodując na przylegającym od południa skłonie platformy kompresję dość grubych osadów ordowiku (56, 47, 29, 9). W wyniku tych ruchów w landowerze, począwszy od zachodniego obszaru syneklizy perybałtyckiej, powstawały wydzwignięte paleostruktury (43, 49) o przebiegu NW-SE które objęły również wschodnią część zapadiska podlaskiego oraz obszary Wołynia i Podola. Ponowna sedimentacja wkroczyła tutaj nierównomiernie, lokalnie z końcem landoweru lub dopiero w poziomie *Monograptus flexilis*, dając typowe osady płytkonerytyczne. W nowo powstałym układzie cykl tworzących się osadów syluru platformy wschodnioeuropejskiej zaczął reprezentować północny szelf Prototetydy (51).

Osady syluru na obszarze Polski (tab.) wykazują tak znaczny rozwój w różnych litofacjach, wyznaczających różne strefy głębokościowe zbiornika, że pozwalają w porównaniu z innymi obszarami Europy na wyciągnięcie bardzo ważnych wniosków. Szczególnie profile z głębokich wierzeń w brzeżnej części epigotyjskiej platformy potwierdziły występowanie ikowców, od landoweru po żedyn, od 800 do 3500 m miąższości (43). Dominujące osady facji graptolitowej, która wkroczyła daleko na szelf Fennosarmacji, wykazywały nie mniejszy zasięg regionalny niż w karadoku, jednak bez wyraźnego zróżnicowania przebiegu stref litofacyjnych. W obrębie rozwiniętego oceanu Prototetydy zaznaczyły się wyraźnie cykle stabilizacji i okresy wzmożonego niepokój, związane z etapami ryftu lub subdukcji, które mogą odpowiadać kolejnym fazom kaledońskim (45).

Poza wspomnianymi ruchami taksyńskimi, na północnym szelfie Prototetydy wyraźny etap niepokój zaznaczył się w górnym wenloku, a zwłaszcza na granicy wenlok — ludłow, co w Polsce jest lokalnie podkreślone wzmożoną subsydencją lub zmianami litofacyjnymi (46, 43). Strop wenloku przypada z końcem pionowego zasięgu graptolitów *Testograptus testis* (tab.), który jest najlepiej rozwinięty w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej w osadach dochodzących do 300 m miąższości. W obrębie Prototetydy rozpoczęły się wówczas przejawy subdukcji skorupy oceanicznej, za czym przemawiałyby wspomniana: wzmożona subsydencja i zróżnicowanie osadów górnego wenloku, a na innych obszarach — rozwinięta aktywność wulkaniczna, szczególnie znana w Barrandienie (5). Takie etapy nasilającej się subsydencji występo-

-wschodnio-europejska. Sedimentacja w tych obszarach miała przede wszystkim charakter ilasto-mułowcowy z graptolitami, lokalnie dość dużych miąższości (29, 41, 9). Miogeosynklina ta od południa była częściowo ograniczona masywami: Arden (28), Brabantu (44,



Ryc. 1. Mapa ukształtowania szelfów Fennosarmacji i Gondwany w stosunku do oceanu Iapetus z odnogą miogeosynklynalną walijsko-polską we wczesnym karadoku.

1 - granica brzegów makrokontynentów, 2 - obszary lądowe starych kontynentów, 3 - masywy wewnętrzne lub mikrokontynenty: P.M. - (?) pirenejski masyw; I.B.M. - iberyjsko-biskajski masyw, A.M. - ardeński masyw, B.M. - Masyw Czeski, D.M. - dynarski masyw, M.P. - mezyjska platforma, M.M. - Małopolski masyw; 4 - osady szelfu, głównie terygeniczne, 5 - osady szelfu, głównie węglanowe, 6 - osady ilaste morza graptolitowego lub głębszego skłonu szelfów, 7 - obszary miogeosynklynalne z sedymentacją małowcowo-ilałą, lokalnie z graptolitami, 8 - geosynklina kaledońska Protoatlantyku oceanu Iapetus.

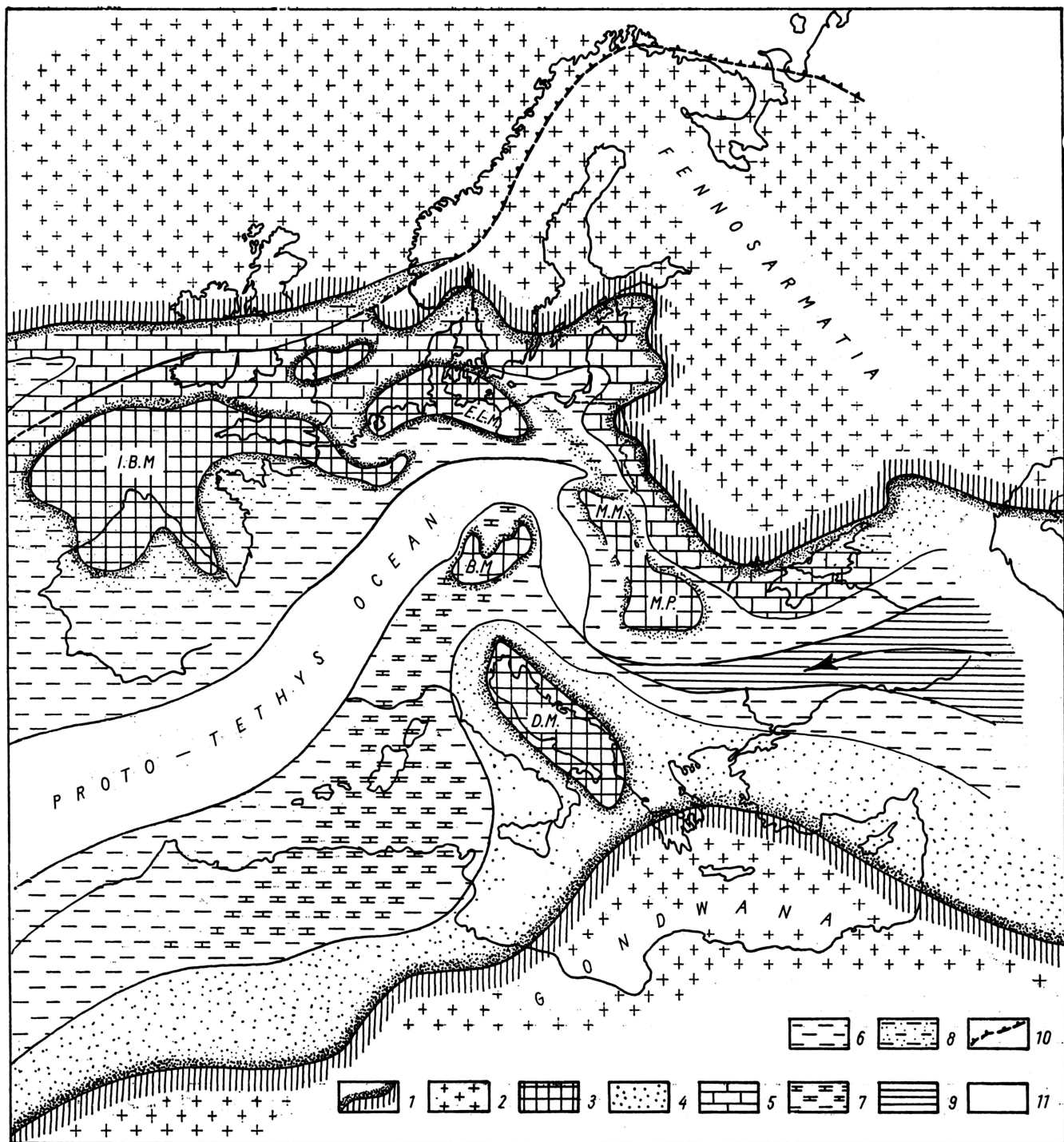
wały również w dolnej części ludłowu Skanii, o czym świadczą łupki kolonusowe (Colonus Shales), a w Polsce - poważny wzrost miąższości osadów od *Gothograptus nassa* po *Saetograptus leintwardinensis*,

Fig. 1. The relation of shelves of Fennosarmatia and Gondwana to the Iapetus Ocean and its Welsh-Polish miogeosynclinal branch in the Early Caradocian.

1 - macrocontinent margins, 2 - land areas of old continents, 3 - inner massifs or microcontinents: P.M. - (?) Pyrenees massif, I.B.M. - Iberian-Biskay massif, A.M. - Ardennes massif, B.M. - Bohemian massif, D.M. - Dinaric massif, M.P. - Moesian plate, M.M. - Małopolska massif, 4 - mainly terrigenous shelf deposits, 5 - mainly carbonate shelf deposits, 6 - clay deposits of graptolite sea or deeper continental slope, 7 - miogeosynclinal areas of siltstone-clay deposition and in places with graptolites, 8 - Caledonian geosyncline of Proto-Atlantic Iapetus Ocean.

stwierdzono wzdłuż wąskiej strefy przegłębienia na linii Słupsk - Kościerzyna - Grudziądz - Żurmin (43) w brzeżnej części basenu sedymentacyjnego.

Zdecydowane zmiany nastąpiły w ludłowie w związku z przejawami ruchów kaledońskich fazy kra-



Ryc. 2. Mapa rozwoju oceanu Prototetydy po fazie krakowskiej (w czasie leintwardinensis).

Objaśnienia 1 do 6 jak na ryc. 1. B.-A.M. — brabancko-ardenski masyw, E.-E.M. — wschodniolabski masyw, 7 — osady wapieni ochrowych (Ockerkalk) lub ich lokalnych odpowiedników wapieni ortocerasowych w obrębie dominującej facji graptolitowej, 8 — osady ilasto-mułowcowe z graptolitami, głównie na skłonie szelfów, 9 — obszar miogeosynklijalny, 10 — zasięg kaledonidów szkocko-norweskich, 11 — obszar geosynkliny młodokaledonjskiej Prototetydy.

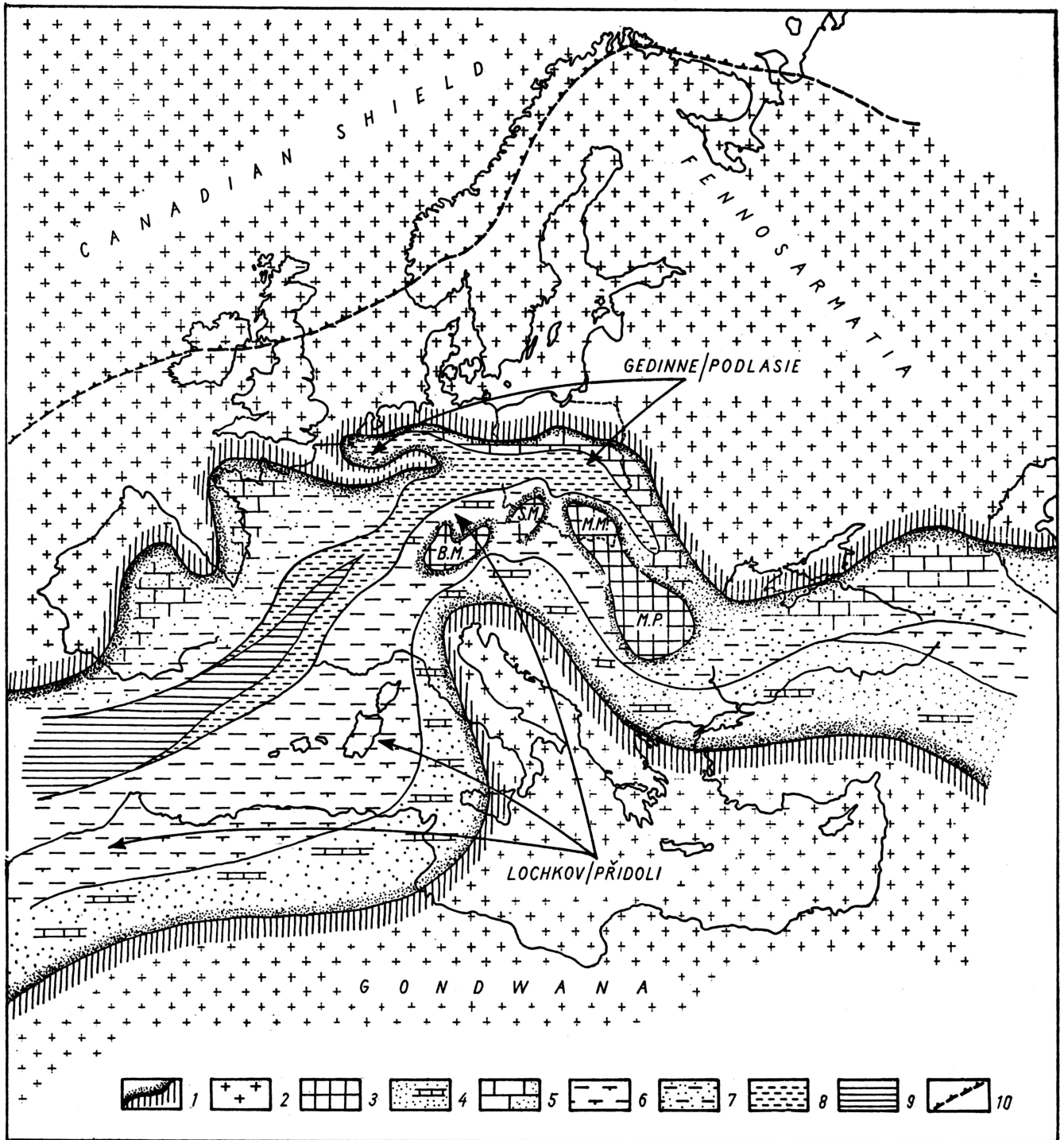
kowskiej (23, 45), nasilającej się od poziomu *Lobograptus scanicus* do *Saetograptus leintwardinensis*. Faza ta z pewnością przypadła na końcowy etap zamknięcia Protoatlantyku, oceanu Iapetus. Spęgowanie ruchów zaznaczyło się pod koniec poziomu *S. leintwardinensis*, kiedy prawie na obszarze całej Europy nastąpiła wyraźna przebudowa i zmiana linii brzegowych oraz stref litofacyjnych zarówno na szelfach Prototetydy, jak i w jej obrębie, na brzegach

Fig. 2. Map showing development of the Proto-Tethyan Ocean after the Cracow phase (i.e. in the leintwardinensis times).

Explanations 1—6 as given in Fig. 1., B.-A.M. — Brabant-Ardennes massif, E.E.M. — East-Elbe massif, 7 — ochreous limestones or their local equivalents, Orthoceras limestones, in areas of predominance of graptolite facies, 8 — clay-siltstone graptolite-bearing deposits of continental slopes, 9 — miogeosynclinal area, 10 — extent of Scottish-Norwegian Caledonides, 11 — extent of Early Caledonian Proto-Tethyan geosyncline.

mikrokontynentów. Lokalnie zmiany te wyraziły się przerwaniem lub zamknięciem cyklu sedimentacji ilastej, np. w Walii dolnych łupków z Ludlow wraz z zanikiem dopływu planktonu graptolitowego.

Na obszarze europejskich waryscydów natomiast najlepiej dotychczas poznany sylur w strefie saksoturynskiej wykazuje powstawanie wówczas osadów typu wapieni ochrowych (Ockerkalk), całkowicie po-



Ryc. 3. Mapa ukształtowania szelfów Fennosarmacji i Gondwany na pograniczu syluru i dewonu (etap schyłkowy Prototydy).

1 — granica brzegu makrokontynentu, 2 — obszary lądowe starych kontynentów i pokaledońskich platform, 3 — masywy wewnętrzne lub mikrokontynenty: M.M. — masywy Małopolski, B.M. — Masyw Czeski, S.M. — górnośląski masyw, M.P. mezyjska platforma, 4 — osady szelfu, głównie terygeniczne, 5 — osady szelfu, głównie węglanowe i piaszczyste, 6 — osady łaiste schyłkowego morza graptolitowego, 7 — osady łaisto-piaszczyste strefy płytkoneritycznego, 8 — osady łaisto-mułowcowe i lokalnie wapieniste strefy nerytycznej, 9 — strefa miogeosynklynalna końcowego etapu Prototydy, 10 — granica kaledonidów szkocko-norweskich.

Fig. 3. Map of shelves of Fennosarmatia and Gondwana at the turn of the Silurian and Devonian (decline of the Proto-Tethys).

1 — macrocontinent margins, 2 — land areas of old continents and post-Caledonian platforms, 3 — inner massifs or microcontinents, MM — Małopolska massif, BM — Bohemian massif, SM — Upper Silesian massif, MP — Moesian Plate, 4 — shelf deposits, mainly terrigenous, 5 — shelf deposits, mainly carbonate and sandy, 6 — clay deposits of declining graptolite sea, 7 — clay-sandy deposits of shallow-neritic zone, 8 — clay-siltstone and locally calcareous deposits of neritic zone, 9 — miogeosynclinal zone in the end phase of the Proto-Tethys, 10 — boundary of Scottish-Norwegian Caledonides.

zbawionych graptolitów, które lokalnie bywają zastąpione wapieniami ortocerasowymi z fauną głównie nektoniczną. Strefa występowania tych wapieni wyraźnie przedłuża się z obszaru Turyni i Frankenwal-

du (18, 19) w zachodnią część Alp Karnickich, a dalej w rejon wysp: Korsyka — Sardynia — Majorka, skąd zapewne przechodzi w obszar północno-zachodniej Afryki (Libia — Algieria), aż do Maroka rejonu Rabatu.

Wydaje się, że strefa rozprzestrzenienia wychodni wapieni ochrowych i ich odpowiedników może wyznaczać zbliżony kierunek do osiowej części ówczesnej geosynkliny Prototetydy (ryc. 2). Pozycja stratygraficzna bowiem spagu i stropu wapieni ochrowych dość ściśle koreluje się z pozycją zielonych ilów bez graptolitów, znanych z profilów facji łupków graptolitowych z zachodniej części Alp Karnickich lub w Zdanowie w Górach Bardzkich w Sudetach, a więc zapewne już osadów geosynkлинаlnych. Cechy petrograficzne i chemiczne tych wapieni wskazują na niegłęboką sedymentację, jednak nie wiążącą się z szelfem, a raczej z podniesionym dnem oceanicznym (18).

W wyniku ruchów fazy krakowskiej podstawowe zmiany zaznaczają się na obszarze Polski. Wzdłuż szelfu platformy wschodnioeuropejskiej o kierunku zbliżonym do NW-SE występują charakterystyczne i osiągnące znaczne miąższości osady ilasto-mułowcowe serii siedlce (46, 43, 52). Rozwinięta frakcja mułowcowa dominuje w dolnym piętrze tej serii (tab.) w całym zasięgu pionowym graptolitów *Bohemograptus* wraz z *Neolobograptus* i *Neocucullograptus* (53). Grubsza frakcja tych mułowców ujawnia się jeszcze wyraźniej w regionie łysogórskim w północnej części Gór Świętokrzyskich jako utwory mułowcowe-szarogłazowe formacji wydrzyszowskiej (8). Na południu obszaru świętokrzyskiego natomiast, w regionie kieleckim, jest znana formacja szarogłazów niewachłowskich, mniejszej miąższości, ale o frakcji znacznie grubszej i cechach arkozowych z licznym materiałem piroklastycznym. Regionalne występowanie tych utworów jest ograniczone, gdyż w bardziej południowej części masywu małopolskiego (36) osady te nie zachowały się lub w ogóle nie sedymentowały, podobnie jak i na platformie mezyjskiej (37).

Różnice w rozkładzie subsydencji między regionami kieleckim i łysogórskim związane są z krawędzią skłonu epibajkalskiej platformy, czyli z masywem małopolskim (36). Najprawdopodobniej wzdłuż północnego skłonu Łysogór (antykliny łysogórskiej) przebiegała strefa głębokiego rozłamu świętokrzyskiego (6), która formowała się już z początkiem środkowego kambriu, w fazie świętokrzyskiej (45, 6, 48). Jej odzwierciedlenia najsilniej zaznaczyły się ponownie z końcem ludłowa przy powszechnym zaniku facji graptolitowej, dając w efekcie zróżnicowanie osadów formacji wydrzyszowskiej w stosunku do szarogłazów niewachłowskich. Nadmienić wypada, że jeszcze w ruchach waryscyjskich rozłam ten został podkreślony dyslokacją świętokrzyską (8) przebiegającą wzdłuż nasunięcia łysogórskiego z WNW-ESE, co zaznacza się nie tylko w budowie powierzchniowej, ale jest także notowane w głębokim sondażu geofizycznym (15). Odmienny układ strukturalny między powyższymi regionami został jeszcze dziedziczony w sedymentacji dewonu, głównie dolnego (8, 50, 51), ale nawet jego wyższych pięter (42).

W południowo-zachodniej Polsce, na obszarze bloku (masywu) Górnego Śląska, w podłożu karbonu lub dewonu (otwór Goczałkowice IG-1, Sosnowiec IG-1 i in.) nie stwierdzono osadów syluru. Dopiero na jego bezpośrednim północno-wschodnim przedpołu, w strefie rozłamowej krakowsko-myszkowskiej (40) przebiegającej NE-SE, a ograniczonej od wschodu masywem małopolskim, stwierdzono występowanie zaburzonego syluru. Strefa ta, rozpoznana dotychczas wierceniami od rejonu Kotowic i Myszkowa ku SE, ujawnia udokumentowane osady ludłowa w rejonie Mrzygłodu (40, 46), a następnie Zawiercia i Olkusza (6). Litologicznie są to głównie ilowce laminowane, z przewarstwieniami mułowców oraz z graptolitami poziomów *Lobograptus progenitor* i *L. scanicus*, które w stropie przechodzą w mułowce mikowe lub w szarogłazy drobnoziarniste z licznym materiałem piroklastycznym. Bardziej ku SE, w rejonie Krakowa, utwory „molasowe” są znane jako zlepienie z Łączycy (23) powstałe w wyniku omawianej orogenicznej fazy krakowskiej.

W Sudetach natomiast w ładowerze i w enloku rozwinęła się głęboka facja łupków graptolitowych z lidytami. W profilu Zdanowa w Górach Bardzkich facja ta utrzymuje się prawie aż do poziomu *Lobograptus scanicus* (24). Wyższe osady, mogące zapewne

stanowić odpowiedniki czasowe serii siedlce i podlasie (tab.) są tutaj reprezentowane kilkumetrowymi zaledwie ilami zielonymi bez graptolitów, o cechach być może geosynkлинаlnych. Pozycja stratygraficzna tych ilów w stosunku do dolnych i górnych łupków graptolitowych znanych z Turynii (18) wykazuje zgodną korelację do wapieni ochrowych.

W czasie ciągłej sedymentacji serii siedlce, brzeg platformy wschodnioeuropejskiej jest konsekwentnie pogrążany. Bardzo grube osady tego wieku, dochodzące lokalnie do 2500 m, z pełnym rozwojem graptolitów są klasycznym tego przykładem. Osady te, głównie mułowcowe o laminacji przekątnej i konwolutowej z licznymi strukturami sedymentacyjnymi (20), świadczące o ogólnym niepokoju, zostały podzielone na trzy piętra (tab.): dolne, środkowe i górne, określane dotychczas jako warstwy siedleckie (46, 52).

Strefa płytkonerytyczna z osadami węglanowymi, odpowiadającymi serii siedlce, przebiegała szeroko wzdłuż szelfu Fennosarmacji od Podola, poprzez Wołyn, zachodnią Białoruś i wschodnią część zapadliska podlaskiego (otwory: Mielnik IG-1, Terespol 1), skąd ku N obejmowała kraje bałtyckie: Litwę, Łotwę i Estonię. Następnie skręcała ona ku W na południową część Gotlandii i Morza Bałtyckiego aż do Skanii. Na zachodzie strefa ta łączyła się z obszarem Walii, gdzie — po zamknięciu oceanu Iapetus i przerwaniu w poziomie *Saetograptus leintwardinensis* sedymentacji ilastej z graptolitami — tworzyły się osady węglanowe piętra Whitcliffian (3, 32, 13) z fauną bentoniczną, typową dla szelfu Fennosarmacji. O zamknięciu głębokiej sedymentacji Protoatlantyku (4, 10, 27) i przynależności do tej samej strefy szelfowej świadczy analogiczna fauna bentoniczna z formacji Stonehouse w Nowej Szkocji w Appalachach Ameryki Północnej (51, 10, 4, 27).

Po fazie krakowskiej szelf północny Prototetydy sięgał daleko na zachód od obszaru Walii. Natomiast głębsza strefa z facją graptolitową rozwinęła się na skłonie epigotyjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. Tymczasem mikrokontynenty, jak małopolski i górnośląski, w wyniku postępujących procesów subdukcji, docierały coraz bliżej brzegu platformy. Dopiero na południe i na zachód od nich występowała szeroka i głęboka strefa oceanu, która w dalszym ciągu utrudniała migrację fauny muszlowej — bentonicznej z płytkiego szelfu Masywu Czeskiego — Barrandienu do północnego szelfu Fennosarmacji, co przejawiało się aż po zigen włącznie.

Kolejny etap zamykania geosynkliny Prototetydy może przypadać na granicę serii siedlce — podlasie. Nastąpiło wówczas przerwanie sedymentacji i wydzwignięcie południowej części Gór Świętokrzyskich wraz z masywem małopolskim, gdy w Łysogórach powstawał gruby kompleks warstw rzepińskich. Na platformie, w obniżeniu perybałtyckim zaznaczyło się wyraźne spłylenie, dając w efekcie osady marglisto-węglanowe z fauną bentoniczną (46), korelujące się z osadami Beyrichienkalk. W głębszej strefie oceanu nie zaszły prawdopodobnie większe zmiany, gdyż Ockerkalk tworzył się nadal na podniesionym dnie. Na rozległym szelfie Gondwany następowały spłylenia związane z powstawaniem wapieni ortocerasowych znanych od Barrandienu, przez Alpy Karnickie i Sardynię aż do obszaru Maroka. W Barrandienie uniemożliwiły one rozwinięcie się osadów z pełnym cyklem ewolucyjnym graptolitów *Formosograptus* oraz spowodowały brak w osadach dolnego piętra odpowiedników niektórych biozon graptolitowych dolnego podlasia.

Z tym etapem subdukcji oceanu Prototetydy wiąże się wyraźne zwięźlenie jego zasięgu, o czym świadczą bardzo płytkie osady najwyższego syluru w Montagne Noire na Półwyspie Iberyjskim i w Bretanii oraz lagunowe osady dauntou w Wielkiej Brytanii. Na platformie wschodnioeuropejskiej cykl sedymentacji morskiej wycofuje się stopniowo od północno-wschodu z obszaru Estonii, Łotwy i Litwy, a następnie z Gotlandii i symeklizy perybałtyckiej. Z początkiem zedynu strefa szelfowa zwięźla się jeszcze bardziej, prze-

suwając się na obszar Polski Środkowej (51, 57), w bezpośrednie północne przedpole masywu małopolskiego, skąd na zachód przebiegała ona do Nadrenii, Arden, Bretanii i Hiszpanii, zaś na południo-wschodzie łączyła się jeszcze z Podolem i Mołdawią. Strefy głębsze istniały jeszcze w Sudetach, Turynii, Frankenwaldzie, Sycylii oraz częściowo w Barrantienie.

Ostatni etap zamknięcia geosynkliny Prototetydy nastąpił zapewne w zigenie a przed emsem, co przypada na maksimum rozwoju oldredu w Europie (17, 51). W Polsce uwidocznił się on całkowitą regresją zbiornika morskiego; pozostały tylko laguny, które swym zasięgiem objęły nawet Sudety. Inaczej przebiegały te procesy w Nadrenii, o czym świadczą ogromne miąższości zigeny. Można je wiązać z finalnym już etapem zamknięcia geosynkliny Prototetydy. Do bezpośredniej kolizji kontynentalnej typu norwesko-szkockiego między Gondwaną i Fennosarmacją nie doszło. Zapobiegły temu zapewne wspomniane wewnętrzne masywy (mikrokontynenty), które powstały zarówno z szelfu Gondwany, jak i Fennosarmacji od kambriu po ems, a które odgrywały rolę oporową (buforową) przy zamykaniu Prototetydy.

Bliższe poznanie historii tych mikrokontynentów i ich szelfów wraz z kierunkami migracji fauny głównie bentonicznej może dać w przyszłości bardziej uściślony obraz wzajemnej zależności między kontynentami Gondwany i Fennosarmacji w świetle tektoniki płyt. Historia rozwoju Prototetydy jest jednak bardziej skomplikowana i trudniejsza do odtworzenia niż historia Protoatlantyku. Głębokie rozłamy, jakie stwardza się obecnie na obszarze Polski przy badaniach wstępnej budowy geologicznej (34, 35), a także prześledzone badaniami geofizycznymi w moho (15), świadczą również o istnieniu omawianych powyżej masywów, względnie mikrokontynentów. Rozwój lito- i biofacji starszego paleozoiku, a zwłaszcza syluru może dopomóc w poznaniu historii ich powstawania.

W podsumowaniu warto podkreślić, że między Gondwaną i Fennosarmacją przypada największe zbliżenie w strefie Bałkanów i Apeninów wraz z obszarami Alp Karnickich i Barrantienem. Strefy centralnej geosynkliny Prototetydy, w dzisiejszym obrazie, można doszukiwać się w kierunkach południowych a nie równoleżnikowych. Obraz geologiczny pokaledoński został głęboko przebudowany w epoce warszawskiej, co spowodowało zatarcie lub całkowite wchłonięcie niektórych starszych elementów i uniemożliwiło ich odtworzenie.

Schemat przekroju geosynkliny kaledońskiej Prototetydy w interpretacji H. Jaegera z 1976 r. (18) ma charakter statyczny, gdy bardziej szczegółowe badania, prowadzone już wcześniej przez E. Tomczukową (51) wykazały, że nie przebiega ona równoleżnikowo, ale raczej łukiem o kierunkach południowych.

LITERATURA

- Allen P. — Ordovician glacials of the central Sahara. [In:] Ice Ages: Ancient and Modern. Geol. Jour. Spec. Is., Liverpool, 1975, no. 6.
- Aspects of Tethyan biogeography, Systematics Ass. Publ., London, 1967, no. 7.
- Atlas of Palaeobiogeography (ed. A. Hallam). Elsevier Sci. Publ. Company, London — New York, 1973.
- Bird J. M., Dewey J. F. — Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, no. 4.
- Bouček B. — Einige Bemerkungen zu der Fauna und Beziehungen der Übergangsschichten zwischen Silur und Devon in Mitteleuropa und zu der Frage der Genze zwischen Silur und Devon. Giorn. Geol., Bologna, 1963, vol. 31.
- Budowa geologiczna Polski, T. IV, Tektonika. cz. 1, Niż Polski. Wyd. Geol., 1974.

- Cogne J. — Les grandes lignes structurales du Massif Armoricaïn. Leopoldina-Symposium, 1974. Nova Acta Leopoldina, Halle, 1976, Bd 45, nr 224.
- Czarnocki J. — Geologia regionu Iysogórskiego. Pr. Inst. Geol., 1967, t. 18.
- Dadlez R. — Najnowsze profile podłoża cechsztynu w północno-zachodniej Polsce. Kwart. geol., 1967, nr 3.
- Dewey J. F. — Evolution of the Appalachian (Caledonian Orogen). Nature, 1969, no. 222.
- Erdmann B. D. — Die Graptolithenfauna der Exploits Gruppe (Oberes Ordovizium, Caradoc) von Zentral-Neufundland. Mitt. Geol.-Palaont. Inst. Univ. Hamburg, 1976, H. 45.
- Fahraeus L. E. — Conodontophorid ecology and evolution related to global tectonics. Geol. Ass. Canada Spec. pap. 1976 no. 15.
- Faunal Provinces in Space and Time. Geol. Jour. Spec. Is. Liverpool, 1971, no. 4.
- Fisher D. W. — Correlation of the Hadrynian, Cambrian and Ordovician Rocks in New York State. Univer. State New York, Albany, 1977.
- Guterch A., Kowalski T. J., Materzok R., Pajchel J., Perchuc E. — O głębokiej strukturze skorupy ziemskiej w rejonie Gór Świętokrzyskich. Przewodnik XLVIII Zjazdu PTG, Starachowice. Wyd. Geol., 1976.
- Henningsmoen G. — Cambro-Silurian deposits of the Oslo region. [In:] O. Holtedahl — Geology of Norway. Norg. geol. Unders. Oslo, 1960.
- House M. R. — Facies and time in Devonian tropical areas. Proc. Yorks. Geol. Soc., 1975, vol. 40, no. 16.
- Jaeger H. — Das Silur und Unterdevon vom thuringischen Typ in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung. Leopoldina-Symposium, 1974. Nova Acta Leopoldina, Halle, 1976, Bd 45, nr 224.
- Jaeger H. — Das Silur/Lochkov-Profil im Frankenberger Zwischengebirge (Sachsen). Freiburger Forschungshefte, C. 326, Berlin, 1977.
- Jaworowski K. — Sedimentary structures of the Upper Silurian Siltstones in the Polish Lowland. Acta geol. pol. 1971, vol. 21, no. 4.
- Khain V. E. — The new international tectonic map of Europe and some problems of structure and tectonic history of the continent. [In:] Ager D. V. Brooks M. (eds) — Europe from Crust to Core. Wiley, London, 1976.
- Książkiewicz M., Oberc J., Pożaryski W. — Tectonics. Geology of Poland. Vol. IV, Inst. Geol., Wyd. Geol. 1978.
- Łydka K., Siedlecki S., Tomczyk H. — On the Middle Ludlovian Conglomerates in the Cracow Region. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. geol. geogr., 1963, vol. 11, no. 2.
- Malinowska L. — Stratygrafia gotlandu Gór Bardzkich. Biul. Inst. Geol., 1955, nr 95.
- Matte Ph. — Record des segments hercyniens de l'Europe sud-occidentale. Leopoldina-Symposium — 1974. Nova Acta Leopoldina, Halle, 1976, Bd 45, nr 224.
- Mc Kerrow W. S. — The north-west margin of the Iapetus Ocean in Ordovician and Silurian times. Univer. Aston — 139th An. meeting British Ass., Section C — Geology, 1977, (kserokopia referatu).
- Mc Kerrow W. S., Ziegler A. M. — Silurian Palaeogeographic development of the Proto-Atlantic Ocean. Rep. XXIV Sess. Inter. Geol. Congr. 6. Montreal, 1972.
- Michot P. — Le segment varisque et son antécédent caledonien dans le cadre de la Belgique et des régions limitrophes. Leopoldina-Symposium, 1974. Nova Acta Leopoldina, Halle, 1976, Bd 45, nr 224.
- Modliński Z. — Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. Pr. Inst. Geol., 1973, t. 72.

30. Oberc J. — Besteht ein kaledonisches Tektonogen in Südpolen. *N. Jb. Geol. Palaeont. Mn. Stuttgart*, 1977, H. 1.
31. Petroleum and the Continental Shelf of North West Europe. Vol. 1, *Geology* (ed. Woodland A. M.). Inst. Petrol. Great Britain. App. Sc. Publ., Barking, 1975.
32. Organisms and continents through time (ed. Hughes N. F.) *Spec. pap. Palaeontology*, London, 1973, no. 12.
33. Pożaryski W. — Południowo-zachodnia krawędź Fennoarmacji. *Kwart. geol.* 1957, nr 3—4.
34. Pożaryski W. — Pozycja tektoniczna Polski w świetle wyników badań Morza Północnego. *Prz. geol.*, 1975, nr 12.
35. Pożaryski W. — Powstanie i ewolucja krawędzi starej platformy w Polsce w świetle tektoniki płyt. *Kwart. geol.* 1977, nr 2.
36. Pożaryski W., Tomczyk H. — Schemat pionowego podziału tektonicznego Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 1969, nr 236.
37. Rickards R. B., Jordan M. — Rumanian graptolites from boreholes on the Moesian Platform. *Geol. Mag.*, 1975, vol. 112, no. 3.
38. Sdzuy K. — Das Kambrium der acadobaltischen Faunenprovinz Gegenwärtiger Kenntnisstand und Probleme. *Zbl. Geol. Palaeont. II*, 1972, H. 1—2.
39. Spjeldnaes N. — The Palaeogeography of the Tethyan Region during the Ordovician. Aspects Tethyan Biogeogr. System. Ass. Publ., London 1967, no. 7.
40. Siedlecki S. — On the Occurrence of Silurian in the Eastern and North-Eastern Periphery of the Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. geol. geogr.*, 1962, vol. 10, no. 1.
41. Störmer L. — Some Aspects of the Caledonian Geosyncline and Foreland West of the Baltic Shield. *Quart. J. Geol. Soc.* 1967, no. 123.
42. Szulczewski M. — Główne regiony facjalne w paleozoiku Gór Świętokrzyskich. *Prz. geol.*, 1977, nr 8—9.
43. Starszy paleozoik zachodniej części syneklizy perybaltyckiej (red. B. Areń). *Biul. Inst. Geol.* 1976, nr 270.
44. Stubblefield J. — Tectonic Map of Great Britain and Northern Ireland (Based on the work of the Geological Survey and other published data). *Inst. Geol. Sc.*, 1966.
45. Tomczyk H. — The Ordovician and Silurian Sedimentation Cycles in Poland and the Phenomena of Caledonian Orogeny. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. geol. geogr.*, 1964, vol. 12, no. 2.
46. Tomczyk H. — The Silurian. [In:] *Geology of Poland*, vol. I. pt. 1, *Inst. Geol.*, 1970.
47. Tomczyk H. — The Arenigian Transgression in Poland and its Relation to Earlier Formations. *Colloque Ordovicien-Silurien Brest. Mem. BRGM Paris*, 1971, no. 73.
48. Tomczyk H. — Problem ruchów tektonicznych w antyklinie Iysogórskiej. *Badania geodynamiczne w Polsce. Referat wygłoszony na Konferencji Naukowej PAN, Jabłonna k. Warszawy*, 4—6 V 1975.
49. Tomczyk H., Tomczykowa E. — Development of Ashgill and Llandovery sediments in Poland. [In:] *Bassett M. G. (ed.) — The Ordovician System. Palaeont. Ass. sympos.*, Birmingham, 1974, Univ. Wales, Cardiff, 1976.
50. Tomczykowa E. — Warstwy bostowskie i ich stratygraficzno-facjalne odpowiedniki. *Prz. geol.*, 1962, nr 10.
51. Tomczykowa E. — Homalotinae in Upper Silurian and lowermost Devonian biostratigraphy and paleogeography. *Fossils and Strata*, Oslo, 1975, no. 4.
52. The Silurian — Devonian Boundary (ed. Martinsson A.). *Inter. Union Geol. Sc. Ser. A. no. 5*, Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1977.
53. Urbanek A. — Neocucullograptinae n. subfam. (Graptolithina) — their evolutionary and stratigraphic bearing. *Acta palaeont. pol.* 1970. vol. 15, no. 2—3.
54. Walter R. — Paläogeographie des Siluriums in Nord-, Mittel- und Westeuropa. *Geotekt. Forsch.*, Stuttgart, 1972, H. 41.
55. Ziegler P. A. — North Sea Basin History in the Tectonic Framework of North-Western Europe. *Petrol. a. Continental Shelf of North-West Europe*, vol. 1, *Geology*, Inst. Petr. G. B. Barking, 1975.
56. Znosko J. — Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. *Biul. Inst. Geol.*, 1970, nr 251.
57. Żelichowski A. M. — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Ibidem*, 1972, nr 263.

SUMMARY

The Caledonian geosyncline, that is Proto-Tethyan Ocean, gradually originated between landmasses of the north-east European Platform and Gondwana presumably since the Early Cambrian, becoming fairly wide and deep in the Ordovician. Tectonic lands (microcontinents) could have appeared in that Ocean as early as the Arenigian. They played an important role in the history of the Caledonian geosyncline, acting as either alimentary areas for rapidly subsiding zones or buffers in subduction.

The Taconian movements from the end of the Ordovician affected the Fennoarmatian shelf and resulted in structural remodelling of the Proto-Atlantic and Proto-Tethyan Oceans. At that time the Ardennes Brabant and East-Elbe massifs were pushed towards the East-European Platform, resulting in compression of fairly thick Ordovician series from southern slope of that Platform. The formation of uplifted paleostructures began in the western part of the Peri-Baltic syncline in Llandovery time. The structures also comprised eastern part of the Podlasie depression and the Volhyn and Podole areas. The sedimentation began in these areas in different times but generally after the Llandoveryan or not before the Wenlockian.

A phase of marked disquiet in the Proto-Tethys may be traced in the Upper Wenlockian and especially at the Wenlockian/Ludlowian boundary. In some places it is accentuated by increased subsidence or lithofacial changes and increased volcanic activity as e.g. in the Barrandian. Essential changes took place in the Proto-Tethys in the Ludlowian in connection with Caledonian movements of the Cracow phase. That phase clearly coincides with final stage of closing of the Proto-Atlantic (Iapetus) Ocean which broke deposition of clays with graptolites and initiated formation of carbonates with benthic fauna typical of the Fennoarmatian shelf in the Wales. The ceasing of deep-water deposition in the Proto-Atlantic and the affinity to the same shelf zone is evidenced by identical benthic fauna recorded in the Stonehouse Formation in the New Scotland in the Appalachians in North America. At these times ochreous limestones originated in the Saxo-Thuringian zone. These limestones indicate that the Ocean was moderately deep, most probably in result of uplift of oceanic floor. The zone of distribution of these limestones may delineate direction close to that of axial part of contemporaneous geosyncline (Fig. 2). In Poland, characteristic siltstones and claystones of a remarkable thickness (Siedlice series) were formed along the Platform shelf. Coarser deposits were originating in northern parts of the Holy Cross Mts, greywackes and arcoses south of these Mountains and conglomerates in the Cracow area.

A successive phase of disquiet in the Proto-Tethys, coinciding with the boundary of the Siedlice and Podlasie series, resulted in shallowing connected with deposition of the *Orthoceras* limestones known from the Barrandian, Carnic Alps, Sardinia and Morocco.

This facies precluded development of complete cycle of graptolites *Formosograptus* in the Barrandian and the equivalents of some Podlasie graptolite biozones in the Pridoli deposits. The extent of the Proto-Tethys diminishes which is evidenced by very shallow-water Upper Silurian deposits from the Montagne Noire, Spain and Brittany and lagoonal Devonian deposits from Great Britain. Marine sedimentation gradually retreated from Estonia, Latvia and Lithuania and thereafter from Gotland and Peri-Baltic syncline where appeared marly-carbonate equivalents of Beyrichienkalk facies.

The shelf zone retreated to Central Poland at the beginning of the Gedinian. It was very closely connected with Rhineland, Ardennes, Brittany and Spain on the west and the Podole region on the east. A deeper zone still existed in the Sudety Mts, Thuringien, Frankenwald, Sardinia and parts of Barrandien.

The closing of the Proto-Tethyan geosyncline presumably took place in the Siegenian and before the Emsian. There was no continental collision of the Norwegian-Scottish type between Gondwana and Fennosarmatian landmasses presumably because of the buffer effect of microcontinents (Figs. 1, 2, 3). A better knowledge of history of these microcontinents may markedly contribute to accuracy of reconstruction of interdependences of Gondwana and Fennosarmatian continents in the terms of plate tectonics.

РЕЗЮМЕ

Между континентом платформы северно-восточной Европы, то есть Фенносармацией и континентом Гондваны вероятно уже в нижнем кембрии происходило постепенное формирование каледонской геосинклинали, то есть океана Прото-Тетиды, которая углублялась постепенно в ордовике. В предлеях этого океана уже в арениге могли существовать тектонические материка или микроконтиненты, которые играли большую роль в развитии геосинклинали, как источник питания для территорий с увеличенной субсиденцией.

В конце ордовикского периода на шельфе Фенносармации происходили таконские орогенетические движения, которые стали причиной перестроения океанов Прото-Атлантического и Прото-Тетиды. Массивы: Арден, Брабанта и восточно-лабский отодвинулись от восточно-европейской платформы, что вызвало компрессию довольно мощных осадков ордовика на южном склоне платформы. В ландоверском ярусе, начиная с западной части перибалтийского синеклиза, формировались выдвинутые палеоструктуры, которые охватили тоже восточную часть подляской впадины, а также Вольты и Подоле. Поновная седиментация отмечена там в конце ландоверского яруса или даже в венлокском ярусе.

В океане Прото-Тетиды движения наступили в верхнем венлоке, а особенно на границе венлок/лудлов, что отмечено увеличением субсиденции,

литофациальными изменениями и вулканической активностью. Решительные изменения Прото-Тетиды наблюдаются в лудлове в связи с каледонскими движениями краковской фазы. Они происходили в окончательном этапе закрытия Прото-Атлантического океана, что вызвало в Уэльсе прекращение глинистой седиментации с граптолитами и образование карбонатных осадков с бентонической фауной типичной для шельфа Фенносармации.

О прекращении глубинной седиментации Прото-Атлантического океана свидетельствует нахождение аналогической бентонической фауны в формации Стонехаус в Новой Шотландии (Северная Америка). На территории европейской варисцидов, в саксонско-тюрингской зоне, образуются в это время охровые известняки, указывающие на неглубокую седиментацию, связанную с выдвинутым дном океана. Зона расположения обнажений этих известняков определяет направление близкое к осевой части тогдашней геосинклинали (фиг. 2).

На территории Польши вдоль шельфа платформы образуются характеристические осадки — алевролиты и уплатненные глины серии Седльце. Осадки крупнейшей фракции образовались в северной части Свентокшиских гор: в южной части граувакки и аркозы, а в районе Кракова даже конгломераты. Очередной этап движений в Прото-Тетиде, на границе серий Седльце и подлясе, вызвал обмеление связанное с образованием ортоцерамовых известняков встречаемых в Баррандъене, Карницких Альпах, Сардинии и Марокко. В Баррандъене они сделали невозможным развитие полного цикла граптолитов *Formosograptus*, а в осадках Придоли — элементов соответствующих некоторым граптолитовым био зонам Подлясы.

Дальность Прото-Тетиды значительно уменьшается, на что указывают очень мелководные осадки верхнего силура в Монтань Нуар, Испании и Бретани, а также лагунные отложения дантона в Великобритани. Морская седиментация постепенно отступает из Эстонии, Латвии и Литвы, а потом из Готландии и перибалтийского синеклиза, где выступают мелкие мергелисто-карбонатные осадки.

С началом жединского яруса шельфовая зона отступает на территорию центральной Польши, соединяется с Подолем на востоке, а на западе имеет точные связи с Надренией, Арденами, Бретанией и Испанией. Более глубокая зона существовала тогда еще в Судетах, Тюрингии, Сардинии и частично в Баррандъене.

Этап закрытия геосинклинали Прото-Тетиды вероятно имел место в зигене, а перед эмсом. Между Гондваной и Фенносармацией не наступило континентальное столкновение типа норвежско-шотландского. Его предотвратили микроконтиненты (фиг. 1, 2, 3), которые играли роль буферов. Изучение их истории может уточнить изображение зависимостей между континентами Гондваны и Фенносармации в свете тектоники плит.