

ROLA AULAKOGENÓW W TEKTONICE PLATFORM

UKD 551.243.12.031:551.242.5(4)

Zainteresowanie wielkimi rowami synsedymen-tacyjnymi ogromnie wzrosło w przestrzeni ostatnich lat, po wykryciu związków między złożami ropy i gazu a systemem rowów Morza Północnego (18). W próbach wyjaśnienia genezy takich rowów zwrócono uwagę na aulakogeny platformy wschodnioeuropejskiej, ryfty czy grabeny intrakratoniczne typu rowu Renu, ryfty związane genetycznie z rozłamywaniem kontynentu i otwieraniem się oceanu oraz inne różne struktury, znane z oceanów i kontynentów, a określane jako ryfty.

Pojęcie **aulakogen** (z greckiego — zrodzony z bruzdy), wprowadził pod koniec lat czterdziestych — na podstawie wyników badań rowów Paczelmy i dniewprowsko-donieckiego — N. Szackij (28—31) dla późnoprekambryjskich i paleozoicznych rowów synsedymen-tacyjnych rozwiniętych na platformie wschodnioeuropejskiej. Dałsze badania pozwoliły na wyróżnienie całego systemu krzyżujących się rowów ryfejskich, wendyjskich i paleozoicznych na obszarze tej platformy (por. 24, 35 i in.) (por. ryc. 1). Analizując rolę aulakogenów w rozwoju platformy, M. B. Muratow i W. J. Chain wprowadzili pojęcie stadium aulakogenowego w rozwoju starych platform (por. 17, s. 122), wiążąc powstawanie sieci tych rowów z kontynuującym się wypiętrzeniem i rozciąganiem podłoża platformy po cyklu geosynkinalnym (6, s. 289).

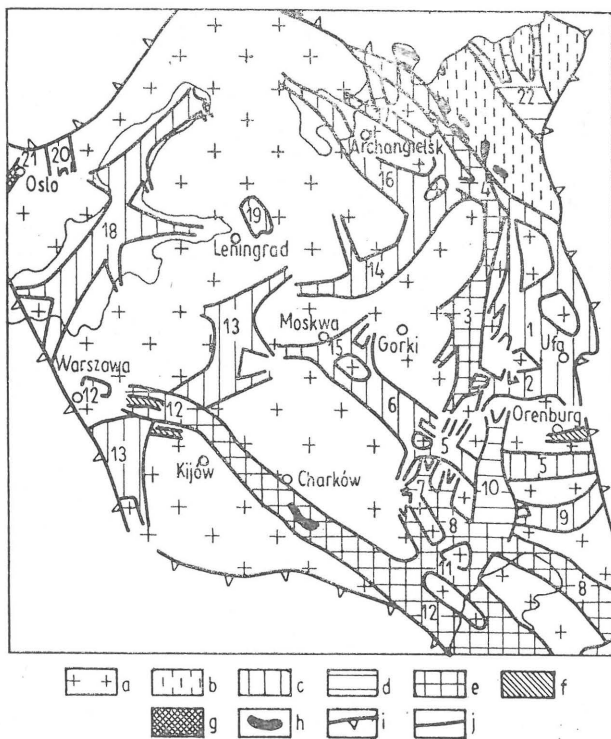
Wielkie rowy synsedymen-tacyjne Europy Zachodniej, a szczególnie Renu, J. Illies (13) interpretuje jako **intrakratoniczne grabeny** rozwinięte na głównych strefach osłabienia skorupy. Najwięcej jednak uwagi skupiły na sobie próby interpretacji genezy wielkich rowów synsedymen-tacyjnych, przedstawione przez P. Hoffmana i in. (12), J. F. Deweya i K. Burkego (8) oraz K. Burkego (4, 5). Autorzy ci tłumaczą powstawanie takich rowów, rozumianych jako **ryfty**, w terminach tektoniki płyt. Przez ryfty rozumiane są tu ... „miejsca, gdzie litosfera uległa rozerwaniu pod wpływem tensji na całej swej grubości. Ryfty występują głównie tam, gdzie litosfera jest anormalnie cienka. Większość aktywnych obecnie ryftów znajduje się na oceanach lub brzegach kontynentów i prawdopodobnie tak było i w przeszłości” (5, s. 1—2) (por. ryc. 2). Stare ryfty, wkraczające w pasma fałdowe, zinterpretowano tu jako aulakogeny Szackiego (12, 5). Rozwijając myśl J. T. Wilsona, że wiele pasm fałdowych stanowi ślad po zamknięciu oceanu, P. Hoffman i in. (12), K. Burke (5) i inni autorzy

twierdzą, że wiele aulakogenów, włącznie z typowymi aulakogenami Paczelmy i dniewprowsko-donieckim — to ryfty powstałe w wyniku rozłamu kontynentu. Tak rozumiane ryfty-aulakogeny były zamartwymi ramionami węzłów potrójnych (triple junction) (ryc. 3), w których spreding rozwijał się w dwóch ramionach, a w trzecim ramieniu ulegał szybko zahamowaniu (por. 12, fig. 1—5 na s. 52). To trzecie, zamarte ramię ryftu (zwane failed rift lub też failed rift arm; 5, s. 2) cechowałoby się centralnym pęknięciem, wzdłuż którego doszło do powstania dajki osiowej o liniowym przebiegu (4, s. 379, fig. 3), na którą wskazuje dodatnia anomalia osiowa, znana z licznych ryftów.

W tym modelu aulakogen reprezentowałby ramię węzła potrójnego, wzdłuż którego spreding był minimalny, niewystarczający dla otwarcia się dna oceanicznego i rozerwania kontynentu. Dlatego też taka forma miała szansę zachować się w stanie kopalnym, w przeciwieństwie do ramion ryftów, wzdłuż których doszło do otwarcia oceanu (ryc. 3). Te ostatnie, tworząc nowy brzeg kontynentu, ulegają szybko pogrzebaniu pod grubym pakietem osadów stoku kontynentalnego, a następnie — jeśli dochodzi do kolizji — ulegają złożonym deformacjom w trakcie orogenezy. W tym modelu przyjmuje się, że aulakogeny powstawały w wyniku rozłamu kontynentu i dlatego stadium aulakogenowe byłoby równoważne ze stadium otwierania się oceanu, np. stadium otwierania się Atlantyku (por. 5, fig. 1) (por. ryc. 2), a nie ze stadium kolizji kontynentów.

Dla rowów nie wykazujących związków genetycznych i przestrzennych z powstawaniem oceanu w wyniku rozpadu kontynentu, a związanych czasowo i przestrzennie z kolizją kontynentów, K. Burke (5, s. 5) zaproponował termin **impaktogen**. Pojęcie to, wprowadzone dla rowu górnego Renu i ryftu jeziora Bajkał, sugeruje że powstały one w wyniku impaktu kontynentów, czyli kolizji. Do tej klasy rowów K. Burke i F. Sawkins (w druku, *vide* 5) zaliczają wcześnie- i późnodewońskie rowy środkowej i południowej Europy, powstałe w związku z eryjską i akadyjską fazą kolizji w paśmie fałdowym kaledonidów-appalachów, a J. Sengör (*vide* 5) — system ryftów permskich Morza Północnego, genetycznie związany z kolizją hercyjską.

Przedstawiona interpretacja okazuje się sprzeczną z poglądami N. Szackiego i jego następców prze-



Ryc. 1. Aulakogeny platformy wschodnioeuropejskiej (według R. N. Walijeva, 31)

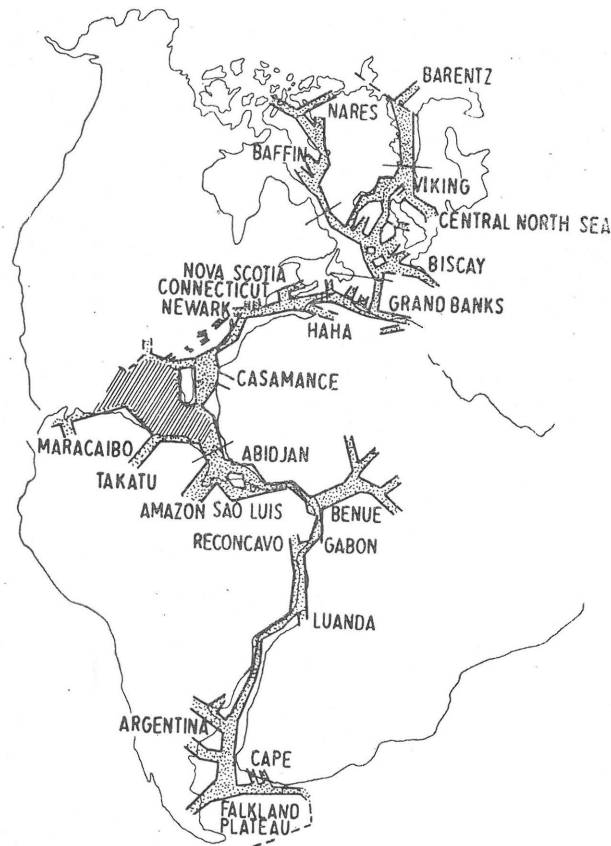
a — tarce i masywy proterozoiczne i archaiczne, b — bajkaldy; aulakogeny: c — bajkalskie, d — warwycyjskie, e — bajkalsko-warwycyjskie, f — kaledonńskie, g — alpejskie; h — wewnątrzplatformowe strefy fałdowe Timania i Donbasu; i — granice platformy, j — granice aulakogenów; grupa aulakogenów wschodnich części platformy: 1 — Kamsko-Bialski, 2 — siergiewsko-abdullinowski, 3 — wiatki, 4 — przed-timański, 5 — pugaczewsko-czelkarski, 6 — Paczelmy, 7 — dono-miedwiedzki, 8 — północnokaspijski, 9 — inderski, 10 — buzuluksko-kuszumski, 11 — środkowokaspijski, 12 — system aulakogenów Wielkiego Donbasu; grupa aulakogenów zachodnich i środkowych części platformy: 13 — wołyńsko-poleski, 14 — środkoworuski, 15 — moskiewski, 16 — kandałakzsko-dwinański, 17 — kierecko-liekuszonki, 18 — botnicko-bałtycki, 19 — onezski, 20 — dalekarijski, 21 — Oslo; grupa aulakogenów platformy Barentsa: 22 — kolwo-dienisowski system.

Fig. 1. Aulacogens of the East-European Platform (after R. N. Valijev, 31).

a — Proterozoic and Archaic shields and massifs, b — Baikaldes; aulacogens: c — Baikalian, d — Variscan, e — Baikalian-Variscan, f — Caledonian, g — Alpine; h — inter-platform Timan and Donbas fold zones, i — platform boundary, j — boundaries of aulacogens; group of aulacogens of eastern part of the Platform: 1 — Kama-Bel'sk, 2 — Sergeev-Abdulino, 3 — Viatka, 4 — Fore-Timan, 5 — Pugachev-Cherkassk, 6 — Pachelma, 7 — Dono-Miedwiedzki, 8 — North-Caspian, 9 — Inderski, 10 — Buzuluksko-Kuschumskij, 11 — Central-Caspian, 12 — Great Donbas aulacogen system; group of aulacogens of western and central parts of the Platform: 13 — Volhyn-Polesie, 14 — Central-Russian, 15 — Moscow, 16 — Kandalaksko-Dvina, 17 — Kierecko-Liekushonskij, 18 — Bothnian-Baltic, 19 — Onega, 20 — Dalekarijski, 21 — Oslo; group of aulacogens of the Barents Platform: 22 — Kolwo-Dienisovskij system.

de wszystkim w tym, że okres największej intensyfikacji procesów prowadzących do powstawania aulakogenów, tj. stadium aulakogenowe, przypada według K. Burkego i innych na czas otwierania się oceanu, a według M. W. Muratowa (17), W. J. Chajna (6) i innych badaczy radzieckich — po końcowych fazach ruchów w geosynklinie, czyli na okres po zamknięciu się oceanu.

Wiarygodność tych alternatywnych interpretacji można sprawdzić rozwiązując problem: czy aulakogeny Paczelmy i dniewrowsko-doniecki, tj. typowe aulakogeny platformy wschodnioeuropejskiej wykazują cechy zamarłych ramion węzła potrójnego, czy też nie. Proces tworzenia się tych aulakogenów jest wciąż jeszcze niedostatecznie poznany, niemniej dysponujemy już dość bogatymi danymi odnośnie do ich historii, aby można było stwierdzić, że bezpośredni związek genetyczny między ich powstaniem i otwarciem się oceanu był co najmniej wątpliwy. W aulakogenie Paczelmy najstarsze serie osadowe, datujące



Ryc. 2. Zamarłe ryfty związane genetycznie z otwarciem się Atlantyku (według K. Burkego, 5) — stadium aulakogenowe w interpretacji autorów amerykańskich.

Kropki — zamarłe ryfty, ukośne kreski — przypuszczalny obszar o skorupie oceanicznej.

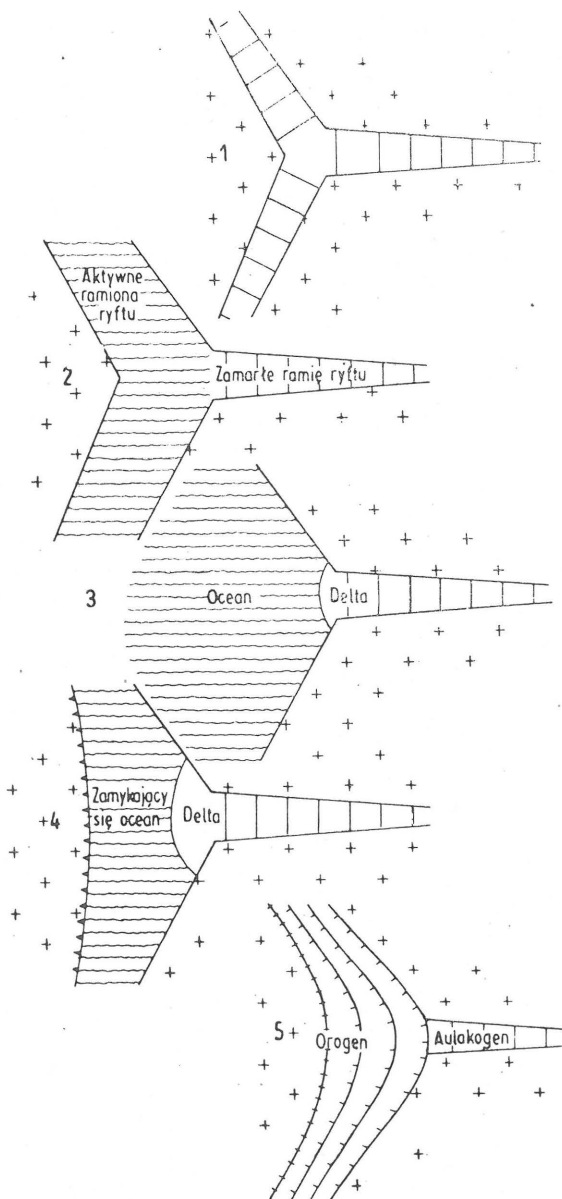
Fig. 2. Failed arm rifts genetically related with opening of the Atlantic (after K. Burke, 5) — aulacogenic stage as interpreted by American authors.

Dotted — failed arm rifts, oblique strokes — inferred area of oceanic crust.

jego powstanie na środkowy ryfej (kaverinska swiata) (24, 33) stwierdza się bliżej centrum, a nie skraj platformy, od którego ten aulakogen jest oddzielony przez wiele innych, zorientowanych prostopadle do niego (35, fig. 1; 33, fig. 42) i oddzielających go od wciąż kontrowersyjnego obszaru syneklizy perykaspjskiej. Przekroje przez ten aulakogen nie wykazują też obecności jakiegokolwiek dajki osiowej (ryc. 4), a wulkanizm wiąże się raczej z uskokiemi brzeżnymi.

Liczne przekroje geofizyczne przez aulakogen dniewrowsko-doniecki (obecnie prypecko-dniewrowsko-doniecki) także nie wykazały obecności dajki osiowej. Ostatnio centrum bardziej ultrazasadowego wulkanizmu, stwierdzone w rejonie Czerniszewa, usiłowano — co prawda — interpretować jako plamę gorącą związaną z węzłem potrójnym (14), ale bardziej słuszną wydaje się jego interpretacja jako pseudo-plamy gorącej, gdyż to późnodewońskie centrum jest usytuowane na przecięciu wyraźnie różnowiekowych stref rozłamów, tworzących brzegi odcinków rowów prypecko-orzańskiego (ryfej) i dniewrowsko-donieckiego (dewon — wczesny perm).

W interpretacji K. Burkego (4, s. 382—384), aulakogen dniewrowsko-doniecki wiąże się z obszarem zapadliska nadkaspjskiego, w którym dopatruje się o reliktyw przedpermskiego dna oceanicznego (por. jednak 33, s. 137—138). Gdyby nawet były to relikty skorupy oceanicznej, to i tak związek genetyczny między tym aulakogenem i otwarciem się oceanu geosynkliny warwycyjskiej pozostałby co najmniej wątpliwy. Połączenie z obszarem geosynkliny warwycyjskiej powstało dopiero w karbonie, gdyż w dewonie subsydencja w północno-zachodniej części



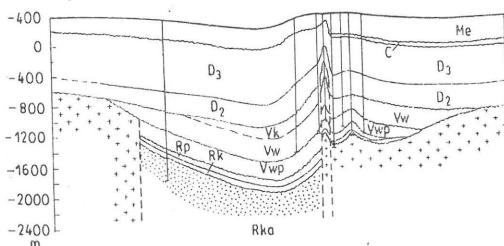
Ryc. 3. Stosunek aulakogenu do oceanu i pasma fałdowego w ujęciu autorów amerykańskich (według P. Hoffmana i in., 11).

1 — powstanie węzła potrójnego i systemu trzech ryftów, 2 — otwieranie się dna oceanicznego wzdłuż dwóch ramion węzła potrójnego doprowadza do powstania oceanu, gotowe trzecie ramie pozostaje zamarłe, 3 — dalszy rozwój oceanu; 4 — zamykanie się oceanu w wyniku subdukcji skorupy oceanicznej, 5 — całkowite zamknięcie się oceanu doprowadza do kolizji i powstania orogenu typu Himalajów; aulakogen pozostaje jako jedyny relikwitu węzła potrójnego.

Fig. 3. The relation between aulacogen and the ocean and orogenic belt as interpreted by P. Hoffman et al. (11).

1 — origin of triple junction and three rift system, 2 — opening of ocean along two arms of triple junction, but not along the third, remaining as failed arm, 3 — further development of ocean, 4 — closing of ocean due to subduction of oceanic floor, 5 — complete closing of ocean, leading to collision of continental landmasses and origin of orogen of the Himalayan type; aulacogen remains as the only relic of triple junction.

rowu była prawie czterokrotnie większa niż w rejonie Donbasu, to jest w regionie, poprzez który nastąpiło połączenie z oceanem Paratetydy i gdzie serie karbonu osiągają miąższość ok. 8000 m. Podobną sytuację stwierdzamy w aulakogenie środkowopolskim (21). Aulakogen ten zaczął się tworzyć we wczesnym permie, a jego połączenie z oceanem Tetydy nastąpiło dopiero w jurze środkowej, po przełamaniu masywu małopolskiego. Maksimum subsydencji w tym aulakogenie jest także związane z obszarem położonym z dala od brzegu strefy geosynkinalnej.



Ryc. 4. Przekrój geologiczny przez aulakogen Pachelmy (według Klewcowej w: (30), s. 160).

Me — mezozoik, C — karbon, D₃ — dewon górny, D₂ — dewon środkowy; seria pachelmska wendu: V_k — formacja krasnooziarska, V_w — formacja wononezka, V_k — formacja wiedeniapinska; seria sierdowska ryfeju: R_p — formacja pieresypinska, R_k — formacja kirgiska, R_{ka} — formacja kawierinska; krzyżyki — podłoże przedryfejskie, linie przerywane — uskoki przesledzone metodami geofizycznymi.

Fig. 4. Geological cross-section through the Pachelma aulacogen (after Klewцова in: (30), p. 160).

Me — Mesozoic, C — Carboniferous, D₃ — Upper Devonian, D₂ — Middle Devonian; Pachelma Group of the Vendian: V_k — Krasnooziarsk Formation, V_w — Vorona Formation, V_{wp} — Vedenyapino Formation; Sierdov Group of the Riphean: R_p — Peresypkino Formation, R_k — Kirgiz Formation, R_{ka} — Kaverino Formation; crosses — pre-Riphean basement, broken lines — faults found by geophysical methods.

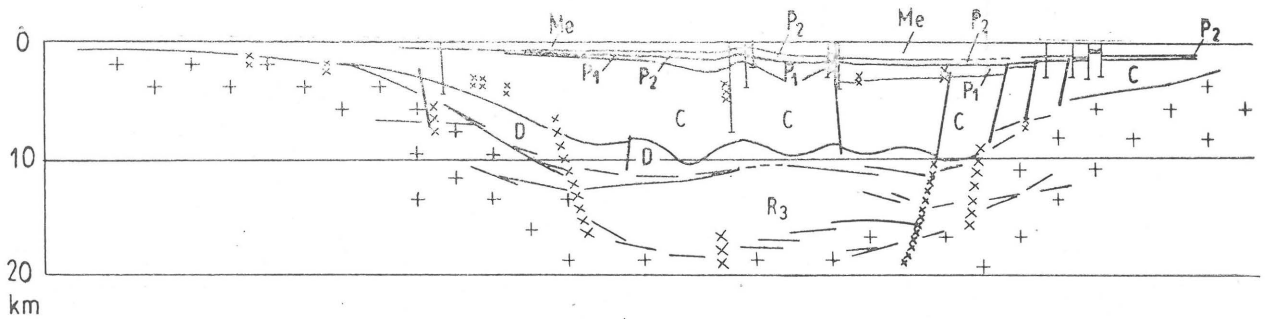
Należy też zauważyć, że w świetle ostatnich wyników głębokich sondowań sejsmicznych (27) okazuje się że dewońsko-wczesnopermijski rów jest rowem potomnym względem rowu ryfejskiego (ryc. 5) o takim samym kierunku i przebiegu (27, figs. 128, 133, 135). W tej sytuacji nie wydaje się prawdopodobne, aby ogromne siły wywołane przez plamę gorącą i związane z nią spreding doprowadziły do rozzerwania i rozsunęcia skorupy kontynentalnej wzdłuż innych kierunków, a okazały się najmniej efektywne w strefie już uprzednio osłabionej przez systemy głębokich rozłamów ograniczających ryfejski aulakogen.

Pozostałe aulakogeny o mniejszej subsydencji (ryfejskie i wendyjskie) platformy wschodnioeuropejskiej, być może z wyjątkiem kilku rowów, głównie Kazhimi i Radajewa-Abdulina (24, s. 251), także nie pasują do modelu zamarłego ramienia węzła potrójnego, ale raczej — podobnie jak aulakogeny: Pachelmy, dniewrowsko-doniecki i środkowopolski — do modelu impaktogenu, spełniając wszystkie wymogi jego definicji. W tej sytuacji termin impaktogen można uznać za synonim aulakogenu i tym samym za zbędny.

Jak z powyższego wynika, interpretacja aulakogenów jako zamarłych ramion węzła potrójnego, zaproponowana przez P. Hoffmana i in. (12), K. Burkego (4, 5) i innych, nie potwierdza się. Dlatego też proponujemy powrócić do klasycznych definicji radzieckich dla aulakogenów, a dla rowów, które mogły powstać w wyniku procesów rozłamu kontynentu i otwierania się oceanu, stosować dalej termin **zamarły ryft** (failed rift).

Analiza danych dotyczących rozprzestrzenienia osadów ryfeju i wendu na platformie wschodnioeuropejskiej wykazała, że występuje tu rzeczywiście cały system rowów, które można najlepiej określić jako produkt stadium aulakogenowego w rozwoju platformy. Z datowań wynika bowiem, że najstarsze osady występują głównie właśnie w tych rowach, a dopiero młodsze — głównie wendyjskie — tworzą mniej lub bardziej ciągłą pokrywę platformową. W tej sytuacji autorzy podjęli próbę ustalenia, czy inne cykle kolizji kontynentalnych doprowadziły do powstania podobnych systemów aulakogenów na młodszych platformach.

Przedtem jednak należy wspomnieć o podziale „ryftów” proponowanym przez E. E. Milanowskiego (16). Wyróżnił on 4 podstawowe typy w zależności od ich charakteru budowy wglębnej skorupy, a następnie szereg grup w odniesieniu do pozycji tektonicznej „ryftu”, struktury podłoża i historii geologicznej danego obszaru, jak również charakteru struktur tektonicznych powstałych wraz z „ryftem” i roli, zasięgu i charakteru procesów magmatycznych towarzyszących lub poprzedzających powstanie „ryftu”. Jednakże podstawowe typy E. E. Milanowskiego odpowiadają



Ryc. 5. Przekrój geofizyczno-geologiczny przez aulakogen dniewrowsko-doniecki w rejonie Charkowa (według W. B. Solłoguba i in., 24).

Me — mezozoik, P₂ — perm górny, P₁ — perm dolny, C — karbon, D — dewon, R₃ — ryfej górny i (przypuszczalnie) niższy paleozoik, xxxx — uskoki przesledzone metodami geofizycznymi, krzyżki — podłoże krystaliczne.

Fig. 5. Geophysical-geological cross-section through the Dnepr-Donets aulacogen in the Charkov region (after V. B. Sollogub et al., 24).

Me — Mesozoic, P₂ — Upper Permian, P₁ — Lower Permian, C — Carboniferous, D — Devonian, R₃ — Upper Riphean and possibly Lower Paleozoic, xxxx — faults found by geophysical methods, crosses — crystalline basement.

wyżej omówionym. I tak: jego kontynentalne (wewnątrzkontynentalne) strefy ryftowe można uznać za odpowiedniki aulakogenów, międzykontynentalne strefy ryftowe (np. Zatoka Adeńska i Kalifornijska) — za aktywne ramiona węzła potrójnego na wczesnym etapie rozwoju, a oceaniczne (wewnątrzoceaniczne) strefy ryftowe — za aktywne ramiona na późnym etapie rozwoju. Ostatni z typów wyróżnionych przez Milanowskiego, perikontynentalne (perioceaniczne), strefy ryftowe, mimo jego zastrzeżeń (16, s. 386), najlepiej dają się chyba zdefiniować jako strefy brzeżne kontynentów, rozdzielone w wyniku spredingu, czyli geokliny w tektonice płyt.

AULAKOGENY NA MŁODYCH PLATFORMACH

Niewiele jest danych odnośnie do cyklu kaledońskiego i bajkalskiego, ale jak już wspomniano, K. Burke i F. Sawkins (fide 5, s. 5) odnotowują powstanie systemu „impaktogenów” we wczesnym i późnym dewonie na terenie środkowej i południowej Europy, w wyniku kolizji eryjskiej i akadyjskiej. Podobnie E. E. Milanovsky (16, s. 389) stwierdza powstanie „pierwszych epiorogenicznych stref ryftowych” na młodych sfałdowanych obszarach epigeosynklinalnych kaledonidów północnego Atlantyku i bajkalidów wschodniej Syberii, odpowiednio w dewonie i kambrze.

W odniesieniu do epiwaryscyjskiej platformy Europy Środkowej i Zachodniej mamy obecnie do dyspozycji wiele niezależnych opracowań (7, 15, 26, 20, 37). Z tych opracowań wynika, że po orogenezie i konsolidacji waryscydwów, na ich brzegu i przedpolu powstały potężne rowy synsedymencyjne (ryc. 6), wypełniane początkowo głównie skałami magmowymi i piroklastycznymi, a później klastycznymi. Można tu wymienić zapadlisko pomorskie lub basen polski, będący z początkiem późniejszego aulakogenu środkowopolskiego, rów dolnosaksoński (20) oraz mniejsze, jak zapadlisko poznańskie i zie.onogórskie. Z późnokarbońsko-wczesnopermską fazą tworzenia się rowów można także wiązać powstanie systemu rowów Morza Północnego (10, s. 144–145). Rów centralny — Viking jest bowiem związany ze skałami wulkanicznymi zaliczanymi do dolnego czerwonego spągowca (38, 9, fide 10 s. 144), a rów północnej Norwegii — z alkalicznymi dajkami bazaltowymi z regionu Sunnhordland, o wieku 275 mln lat. Rów Oslo także uległ odmłodzeniu na początku permu, na co wskazuje pojawienie się w nim osadów tego wieku.

Wiązanie genezy systemu rowów Morza Północnego i innych rowów powaryscyjskich z modelem węzłów potrójnych i plam gorąca (36, 4) wydaje się pochope. Centrum wulkanizmu jurajskiego z rejonu Piper na Morzu Północnym (4, fig. 6) można — podobnie jak centrum magmatyzmu z Czerniszewa — uznać za pseudo-plamę gorącą, gdyż jest ono usytuowane na przecięciu rozłamów wglębnych o starszych, wczesnowaryscyjskich czy kaledońskich założeniach i rozłamów brzeżnych rowu centralnego (wczesnopermskich lub późnokarbońskich) i może być związane z ich późniejszą, jurajską reaktywacją.

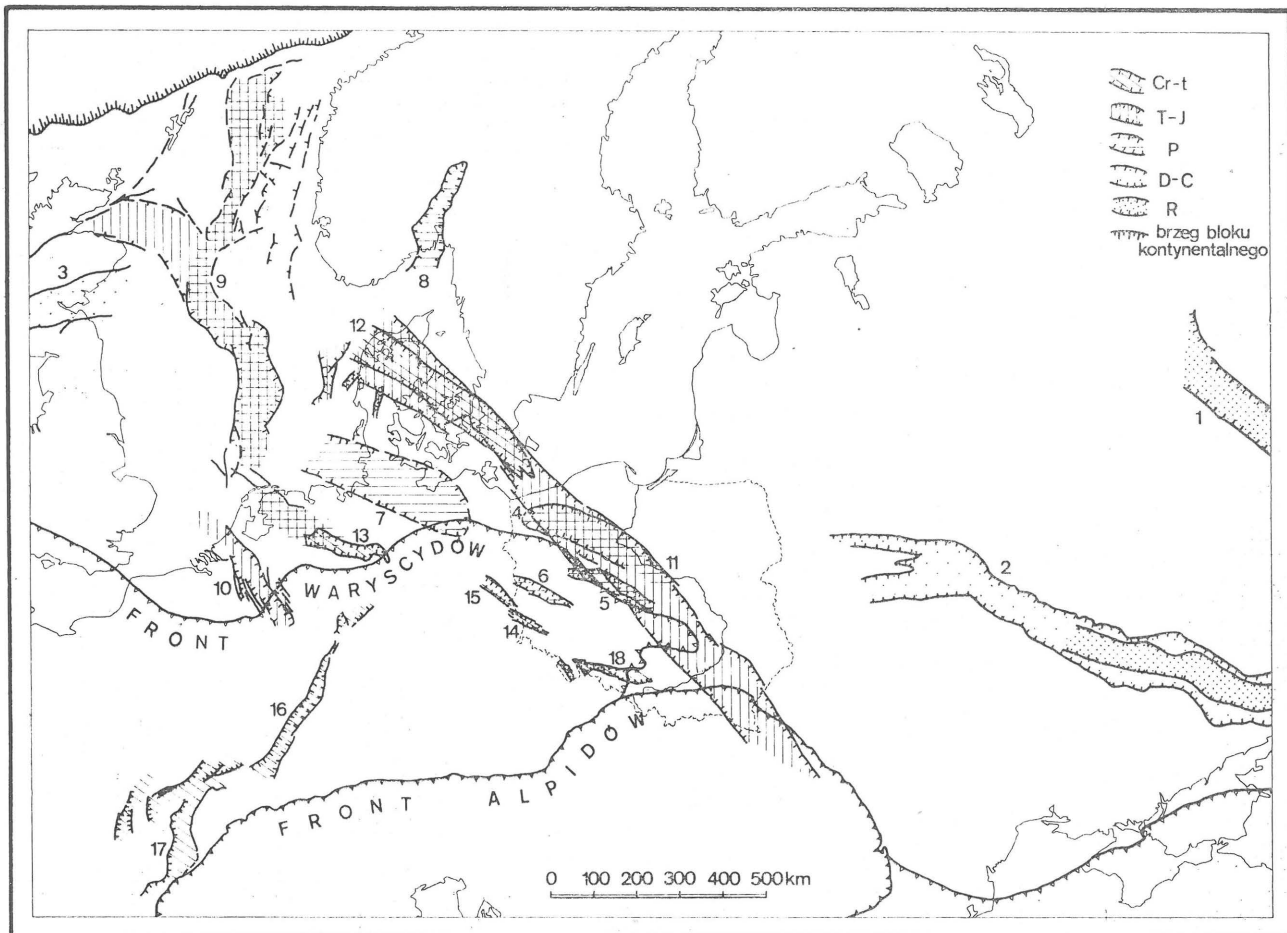
Rów centralny — Viking dostarcza też przekonującego przykładu pozornych związków między aulakogenem i geosynkliną. Został on bowiem ścięty czy też „doszedł” w wyniku rozszerzenia się stref rozłamów do znacznie młodszego brzegu Oceanu Atlantyckiego (? kredowego) (por. ryc. 6)*. Jeśli w przyszłości ocean ten ulegnie zamknięciu (czego nie wyklucza, a wręcz sugeruje cykl Wilsona) i dojdzie do kolizji kontynentów, to aulakogen ten będzie „wchodził” w geosynklinę, sugerując że jego powstanie mogło się wiązać z otwarciem tego oceanu. W odniesieniu do rowu centralnego — Viking, dane stratygraficzne jednoznacznie pokazują, że zjawiska powstania rowu i oceanu były od siebie znacznie odległe w czasie, niemniej należy pamiętać, że dla uprzednio omawianych aulakogenów ryfejskich dane te są o wiele uboższe i łatwiej przeoczyć różnicę czasową między powstaniem tych form a otwieraniem się oceanu i powstaniem brzegu kontynentalnego, który ścina aulakogen.

Warto jeszcze zauważyć, że rowy powstałe na platformie epiwaryscyjskiej są wypełnione podobnymi osadami jak aulakogeny ryfejskie — w niższej części głównie przez skały magmowe i piroklastyczne, a w wyższej przez klastyczne. Jeśli któryś z tych rowów okazał się długowieczny, to gromadzące się później osady są tego samego typu co w przyległych częściach platformy, tj. przekładanecm serii morskich i kontynentalnych. Trzeba też zwrócić uwagę na fakt, że zarysy takich rowów, jak np. aulakogen środkowopolski (21) wyraźnie zaznaczają się w okresach sedimentacji klastycznej, rozmywając się w okresach sedimentacji węglanowej, kontrolowanej nie przez ruchy synsedymencyjne, lecz przez wiele innych czynników. Tłumaczy to mniejszą czytelność rowów mezozoicznych czy nawet paleozoicznych w porównaniu z prekambryjskimi, powstającymi głównie w okresach depozycji osadów klastycznych. Nieuwzględnienie tej zależności może prowadzić do wyróżnienia pozornych etapów odnawiania rowów (renewed rifting phases; 4 s. 386).

W odniesieniu do alpidów, kolizję środkowokredową można uznać za przyczynę powstania licznych aulakogenów i podobnych form tego wieku (ryc. 6): niecki północnosudeckiej w Polsce i NRD, kredowych rowów Niziny Niemieckiej, rowu kredowego Danii, będącego przedłużeniem aulakogenu środkowopolskiego i innych (por. 34).

Klasycznym przykładem rowu, powstałego w wyniku kolizji późniejszej, środkowotrzeciorzędowej, jest rów górny Renu i związane z nim rowy wschodniej Francji (por. 13, fig. 3). Taki sam charakter wykazuje też system rowów Paczkowa i Kędzierzyna na obszarze Polski (9). Na rowy te warto zwrócić uwagę, gdy znamy długowieczność wielu aulakogenów, a nie jest wykluczone, że wymienione rowy na-

* Takie „dojście” do geosynkliny stwierdza się w odniesieniu do aulakogenu dniewrowsko-donieckiego i środkowopolskiego.



Ryc. 6. Aulakogeny epiwaryscyjskie i epialpejskie na obszarze Europy (według P. Karnkowskiego i in., 13; S. Depowskiego, 7; E. Pleina, 18; P. A. Zieglera, 33; W. Pożaryskiego i W. Brochwicz-Lewińskiego, 19; E. Voigta, 37; P. Heybroeka, 38 i in.)

Czas powstawania aulakogenów: Cr-t — kreda-trzeciorzed, T-J — trias-jura, P — perm (głównie dolny), D-C — dewon-karbon, R — górny ryfej i wend. Starsze aulakogeny: 1 — Paczelmy, 2 — dniewprowsko-doniecki, 3 — Midland Valley; aulakogeny epiwaryscyjskie: 4 — zapadlisko pomorskie (basen polski), 5 — zapadlisko poznańskie, 6 — zapadlisko zielonogórskie (kotliny zielonogórska), 7 — rów saksoński platformy wschodnioholsztyńskiej, 8 — Oslo, 9 — Viking-Central graben, 10 — Roer Valley; 11 — polsko-duński (środkowopolski); aulakogeny epialpejskie: 12 — duńska bruzda górno-kredowa, 13 — Niedersächsische Becken (wg nowszych danych — triasowy lub starszy), 14 — niecka północnosudecka, 15 — północno-zachodnie przedłużenie niecki północno-sudeckiej, 16 — rów Renu, 17 — system rowów wschodniej Francji, 18 — rowy Paczkowa i Kędzierzyna.

Fig. 6. Epi-Variscan and epi-Alpine aulacogens in Europe (after P. Karnkowski et al., 13; S. Depowski, 7; E. Plein, 18; P. A. Ziegler, 33; W. Pożaryski and W. Brochwicz-Lewiński, 19; E. Voigt, 37; P. Heybroeka, 38, and others).

Time of origin of aulacogens: Cr-t — Cretaceous-Tertiary, T-J — Triassic-Jurassic, P — Permian (mostly Early), D-C — Devonian-Carboniferous, R — Upper Riphean and Vendian, Older aulacogens: 1 — Pachelma, 2 — Dnepr-Donets, 3 — Midland Valley; epi-Variscan aulacogens: 4 — Pomeranian (Polish) Basin, 5 — Poznań Depression, 6 — Zielona Góra Depression (Basin), 7 — Saxonian trough of the East Holstein Platform, 8 — Oslo, 9 — Central (Viking) graben, 10 — Roer Valley; 11 — Danish-Polish (Mid-Polish); epi-Alpine aulacogens: 12 — Danish furrow (Late Cretaceous-Danian) at the extension of 11, 13 — Niedersächsische Becken (according to newer data, actually Triassic or even older), 14 — North-Sudetic Basin, 15 — western extensions of North-Sudetic Basin, 16 — Upper Rhine graben, 17 — system of troughs of eastern France, 18 — Paczków and Kędzierzyn troughs.

leżą do takich form i cechuje ją stała tendencja do większej niż na sąsiednich obszarach subsydencji. Ta cecha może mieć istotne znaczenie, czyniąc z obszarami niekorzystnymi dla wielu dziedzin działalności gospodarczej człowieka.

ROLA AULAKOGENÓW W ROZWOJU PLATFORM

Ostatnio opracowano teoretycznie model przejścia od rowu synsedymacyjnego do syneklizy (3, 2). W modelu tym regionalna izostatyczna reakcja na ciężar osadu wypełniającego rów powoduje powstanie elastycznego lub wiskoelastycznego ugięcia litosfery, a stąd — depresji sięgającej daleko poza brzegi rowu. Rozwój więc rowów synsedymacyjnych prowadzi do tworzenia się basenów sedymentacyjnych (3, s. 19).

Model ten potwierdzają przytoczone powyżej obserwacje, szczególnie w odniesieniu do aulakogenów ryfejskich i wendyjskich platformy wschodnioeuropejskiej i aulakogenów wczesnopermskich platformy epiwaryscyjskiej, gdzie po stadium rowów następuje stadium syneklizy w rozwoju platformy. Należy

zauważyć, że wiele rowów wczesnopermskich było formami krótkotrwałymi, które przeszły w stadium syneklizy już w późnym permie lub w triasie, gdy inne zaznaczały się nadal jako rowy w jurze i kredzie dolnej (por. 37, 21). W tej sytuacji np. basen Morza Północnego byłby wypadkową efektów wszystkich tych rowów. W tym ujęciu aulakogeny byłyby czynnikiem osłabiającym w pewnym stopniu platformę i ułatwiającym czy wręcz umożliwiającym tworzenie jej pokrywy osadowej.

Destrukcyjny wpływ aulakogenów wiąże się także z ich możliwym rozrastaniem się wzdłuż. Widać to dobrze na przykładzie aulakogenu środkowopolskiego, który od wczesnego triasu do późnej kredy skokowo wydłużał się ku SE i NW. Z rozkładu izolinii miąższości psstrego piaskowca (32, ryc. 31—34), widać jak aulakogen ten przełamuje się na NW i SE przez bardziej sztywne elementy, stanowiące ograniczenie dla wczesno- i późnopermskiego basenu. W. Pożaryski i K. Żytko (23) omówili rozszerzanie się tego aulakogenu dalej ku SE w triasie i jurze, na obszar geosynkliny karpackiej, a W. Pożaryski i in. (22) — jego przełamanie się przez strefę progową

bloku Stevns (Zelandia) i Skanii w środkowej kredzie, w związku z powstaniem rowu kredowego Dani. Doprowadziło to do odcięcia lub też zwiększenia uprzednio istniejących stref rozłamów, oddzielających duńską część tarczy bałtyckiej z Ringkobing-Fyn od reszty tarczy. Nie jest wykluczone, że dzięki procesom odpowiedzialnym za powstanie przedłużenia rowu środkowopolskiego, wyniesienie Ringkobing-Fyn będzie w przyszłości zachowywać się niezależnie od reszty tarczy bałtyckiej. Podobnie masyw ukraiński został odcięty od reszty płyty wschodnioeuropejskiej przez systemy głębokich rozłamów związane z aulakogenami: orszańsko-wołyńskim, prypeckim i ryfejskim oraz młodopaleozoicznym dniewrowsko-donieckim.

PRZYCZYNY POWSTAWANIA AULAKOGENÓW

Przyczyny powstawania aulakogenów są wciąż przedmiotem spekulacji, niemniej stwierdzenie ich związku czasowego z końcowymi etapami orogenezy i początkiem rozwoju platformy pozwala na wyeliminowanie wielu hipotez. Jak wspomniano, powstawanie aulakogenów wiązano z kontynuującym się wypiętrzaniem i rozciąganiem podłoża platformy po cyklu geosynkinalnym (6, s. 289). Z kolei J. H. Illies (13) i inni geolodzy niemieccy skłonni byli wiązać powstawanie takich rowów z istnieniem wielkich stref nieciągłości w podłożu. Wydaje się, że oba te poglądy są słuszne. Potwierdzeniem tego są dwa największe spośród aulakogenów epiwaryscyjskich: środkowopolski, powstały wzdłuż wglębnych rozłamów SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej, oraz rów centralny — Viking, powstały na W skraju bloków dalslandydów tarczy bałtyckiej (por. 37). Ogólnie można stwierdzić, że im większe są niejednorodności w budowie podłoża wzdłuż jakiejś linii wglębnych rozłamów, tym silniejszy i bardziej długotrwały jest rozwój rowu. Wynika z tego, że takie rowy powstają wzdłuż wielkich stref nieciągłości w skorupie, w okresie jej wypiętrzania i rozciągania po lub pod koniec cyklu geosynkinalnego. Nie można też wykluczyć pewnego udziału ruchów horyzontalnych w tych procesach, zwłaszcza w świetle ostatnio opublikowanych wyników analizy takich ruchów na obszarze Europy pod koniec cyklu waryscyjskiego (1, 25). Różnice w tempie przesuwania się poszczególnych bloków byłyby tu kompensowane przez subsydencję jednych i podnoszenie innych. Problemy te wymagają jednak dalszych badań.

LITERATURA

1. Arthaud F., Matte Ph. — 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. Amer. Bull.* 1977 vol. 88 no. 9.
2. Beaumont C. — The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere: theory and examples. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1978 vol. 55.
3. Beaumont C., Sweeney J. E. — Graben generation of major sedimentary basins. *Tectonophysics* 1978 vol. 50.
4. Burke K. — Aulacogens and continental breakup. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1977 vol. 5.
5. Burke K. — Evolution of continental rift systems in the light of plate tectonics. [In:] I. B. Ramberg i E. R. Neumann (red.) — *Tectonics and geophysics of continental rifts*. D. Reidel Publ. Co. Dordrecht 1978.
6. Chain W. J. — *Geotechnika ogólna*. Wyd. Geol. 1974.
7. Depowski S. (red.) — *Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski*. Wyd. Geol. 1978.
8. Dewey J. F., Burke K. — Hot spots and continental breakup: some implications for collisional orogeny. *Geology* 1974 vol. 2.
9. Dyjor S., Dendewicz A., Grodzicki A., Sadowska A. — Neogeńska i staroplejstocęńska sedimentacja w obrębie stref zapadliskowych

- rowów Paczkowa i Kędzierzyna. *Geol. Sudet.* 1977 vol. 13.
10. Francis E. — The Midland Valley as a rift, seen in connection with the Late Paleozoic European rift system. [In:] I. B. Ramberg i E. R. Neumann (red.) — *Tectonics and geophysics of continental rifts*. D. Reidel Publ. Co. Dordrecht 1978.
11. Heybroek P. — Explanation to tectonic maps of the Netherlands. *Geol. en Mijnbouw* 1974 no. 2.
12. Hoffman P., Dewey J. F., Burke K. — Aulacogens and their genetic relation to geosynclines with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. *SEMP Special Publ.* 1974 no. 19.
13. Illies J. H. — Two stages Rhinegraben rifting. *Tectonics and geophysics of continental rifts*. D. Reidel Publ. Co. Dordrecht 1978.
14. Jermakow Ju. G. — O strukturalno-gienetyczeskiej swiazii mineralnych koncentracji s uczastkami pieriesiecznej razlomow w zonach tafrogienieza prziczernomorskogo skłona wostoczno-jewropiejskoj platformy. *Tiekt. i Strat.* 1978 nr 15.
15. Karnkowski P., Krzysztofowicz Z., Solak M. — Podcechsztyńska budowa geologiczna basenu permskiego. *Kwart. Geol.* 1978 nr 4.
16. Milanovsky E. E. — Some problems of rifting development in the Earth's history. [In:] I. B. Ramberg i E. R. Neumann (red.) — *Tectonics and geophysics of continental rifts*. D. Reidel Publ. Co. Dordrecht 1978.
17. Muratow M. W. — Proischozhdienije materikow i okieianiczeskich wpadin. *Izd. Nauka Moskwa* 1975.
18. Naylor D., Rees G., Pegrum R. M., Whiteman A. J. — Norway, oil and gas the North Sea Troughs. *Nordoil* 1974 no. 4.
19. Pennington J. J. — The geology of the Argyll Field, [In:] A. W. Woodland (red.) — *Petrology and the continental shelf of north-west Europe*, 1. *Geology, Applied Science Publ.* London 1975.
20. Plein E. — Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. *Z. Dt. Geol. Ges.* 1978 Bd. 129.
21. Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W. — On the Polish trough. *Geol. en Mijnbouw* 1978 no. 4.
22. Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Jaskowiak-Schoeneichowa M. — The geology of the Southern Baltic: some remarks. *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. de la Terre* 1978 no. 2.
23. Pożaryski W., Żytko K. — Aulakogen środkowopolski a geosynklina karpacka. *Prz. Geol.* 1979 no. 6.
24. Salop L. J. — Precambrian of the northern hemisphere. *Elsevier Sci. Publ. Co.* 1977.
25. Schwab G., Nöldeke W., Teschke H. J., Benek R., Jubitz K. B., Meier R. — Zur Paläomobilität junger Tefeln, dargestellt am Beispiel der Norddeutsch-Polnischen Senke. *Z. Geol. Wiss. Berlin* 1979 No. 5.
26. Sokołowski J. i in. — *Atlas geosynoptyczny Polski*, 1:750 000. Wyd. Geol. 1979.
27. Sollogub W. B., Guterch A., Prosen D. i in. — Strojienije ziemnoj kory i wierchniej mantii Cienralnoj i Wostocznoj Jewropy. *Nauk. Dumka. Kiev* 1978.
28. Szackij N. S. — Osnownyje czerty strojenija i razwitija Wostoczno-Jewropiejskoj Platformy. *Izw. AN SSSR Ser. Geol.* 1946 nr 1.
29. Szackij N. S. — Bolszoi Donbass i sistiema Wiczita. *Srawnitielnaja tiektonika driewnich platform*. *Ibidem* 1946 nr 6.
30. Szackij N. S. — O strukturalnych swiazach platform so składcztatymi geosynkinalnymi oblastiami. *Ibidem* 1947 nr 5.

31. Szackij N. S. — O proischożdienii Paczelm-skiego progiba. Biul. Mosk. Obszcz. Ispyt. Prir. Geol. Sect. 1955 nr 5.
32. Szyperko-Śliwczyńska A. — Trias dolny w północno-wschodniej Polsce. Pr. Inst. Geol. 1979 t. 91.
33. Tiektonika Jewropy i smieżnych obłastiej; driew-nije platformy, bajkalidy, kaledonidy (objasni-tielnaja zapiska k Międzynarodnoj tiektonicznej kartie Jewropy i smieżnych obłastiej, 1:2 500 000). Izd. Nauka Moskwa 1978.
34. Voigt E. — Ueber Randtröge vor Schollen-rändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäishren Senke und angrenzender Ge-biete. Z. Dt. Geol. Ges. 1963 Bd. 114 Teil 2.
35. Walijew P. N. — Awlakogieny wostoczno-je-wropiejskoj platformy. Niedra Moskwa 1978.
36. Whiteman A. J., Rees G., Naylor D., Peg-rum R. P. — North Sea throughs and plate tectonics. Norges Geol. Unders. 1975 no. 316.
37. Ziegler P. A. — North-Western Europe: tecto-nics and basin development. Geol. en Mijnbouw 1978 no. 4.
38. 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.

SUMMARY

The finding of relations between oil and gas fields and the system of great synsedimentary troughs of the North Sea has focussed attention on other troughs of that type. The main kinds of synsedimentary troughs accepted in the literature include aulacogens, grabens or intercontinental rifts of the Upper Rhinne type and rifts genetically related to continental break-up and sea-floor spreading. In the latest interpretations carried out in the terms of plate tectonics (4—5, 8, 11) it is possible to note a trend to differentiate two trough types only: failed arm rifts (including aulacogens), genetically related to continental break-up, and impactogens, related to continental collision (5). However, the analysis carried out by the authors has shown that the origin of typical aulacogens of the East-European Platform (Pachelma and Dnepr-Donetz aulacogens) had not been related to continental break-up but rather to collisions. The analysis has also given support to the concept of the aulacogenic stage as the earliest in evolution of platforms (6, 15). This stage, previously differentiated in evolution of epi-Gothian East-European Platform, may be also recognized in the case of the epi-Alpine, epi-Variscan and even epi-Caledonian platforms of the central and western Europe. In turn, the maximum intensity of processes leading to formation of failed arm rifts corresponds to the time of opening of an ocean, e.g. the Atlantic.

The role of aulacogens in evolution of platforms is mainly connected with formation of sedimentary cover. On the one hand, we are dealing here with regional isostatic adjustment to the load infilling the trough, leading to elastic or viscoelastic downwarp of lithosphere and, therefore, a depression (sedimentary basin) much wider than the trough (2—3), and on the other hand — extension of fractures delineating the trough, leading to its extension and, at the same time, cutting off fragments of a platform.

РЕЗЮМЕ

За последние годы, после выявления связей между месторождениями нефти и газа и системой впадин Северного моря, значительно увеличилась заинтересованность большими синседиментационными впадинами. В литературе выделены три главных типа этих впадин: авлакогены, грабены (или интра-тектонические рифты) типа впадины Рена и рифты генетически связанные с разломыванием континентальных блоков в результате расступания океана. В интерпретациях проводимых с точки зрения тектоники плит, в последнее время наблюдается тенденция к выделению только двух типов впадин: замерших рифтов — генетически связанных с расступанием океана, к которым принадлежат типичные авлакогены и импактогенов — генетически связанных со столкновением континентов. Проведенный анализ показал однако, что типичные авлакогены связаны не с расступанием океана, но скорее со столкновением континентов. Так что понятие импактоген является синонимом понятия авлакоген. Анализ подтвердил также правильность выделения авлакогеновой стадии, как начальной стадии развития платформ. Эта стадия, выделяемая в развитии эпи-готийской платформы, наблюдается также в развитии других платформ: эпи-альпийской, эпи-варисийской и эпи-каледонской. Максимальная интенсивность процессов ведущих к образованию замерших рифтов соответствует периоду расступания океана, например Атлантического.

Роль авлакогенов в развитии платформ связана прежде всего с образованием осадочного покрова. С одной стороны это связано с региональной изостатической реакцией на вес осадков заполняющих впадину, вызывающей образование эластичного или вискоэластичного прогиба литосферы и по этой причине — депрессии протягивающейся далеко за береги впадины (переход со стадии впадины в стадию прогиба то есть синеклиза). С другой стороны это связано с увеличением впадины в длину, что вызывает отсечение частей платформы от их главной массы зонами глубоких береговых разломов, ограничивающих эти впадины.