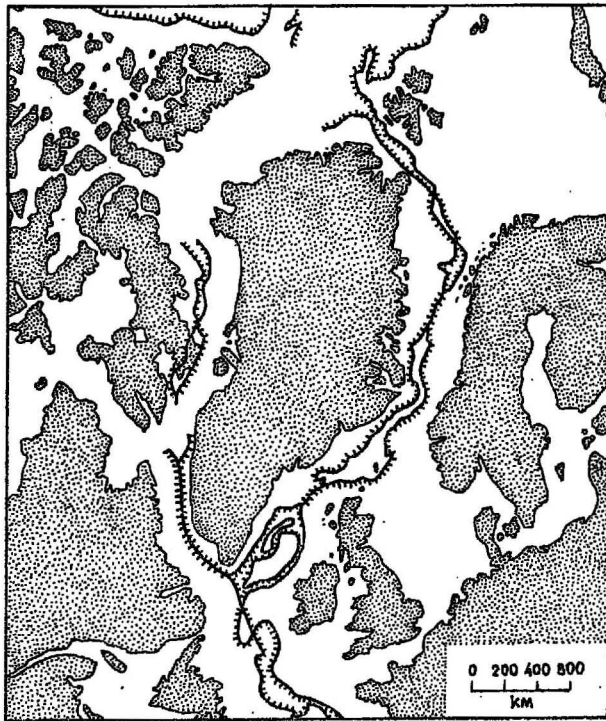


**EWOLUCJA STRUKTURALNA BASENU
ARKTYCZNO-ATLANTYCKIEGO W KENOZOIKU**

UKD 551.242.2:551.243:551.77(261.1:268.9)

Obszar basenu arktyczno-atlantycznego, obejmującego Morze Norweskie i Morze Grenlandzkie oraz przyległy obszar szelfowego Morza Barentsa i Morza Arktycznego, stanowi klasyczny obszar zastosowania teorii tektoniki kier litosfery do odtworzenia ewolucji powierzchni naszego globu. Zgodność zarysów granicy szelfu kontynentalnego jest jednym z głównych argumentów na korzyść teorii wędrówki kontynentów. Bullard, Everett i Smith (11) zastosowali technikę komputerową do uzyskania największego dopasowania współrzędnych długości i szerokości geograficznej odpowiadających sobie punktów na obu krawędziach szelfu kontynentalnego (zachodniej i wschodniej), wykorzystując izobatę 500 sążni, jako najlepiej spełniającą założenia (ryc. 1). Hipoteza powstania basenu na drodze poszerzania, znajduje się w centrum dyskusji lat ostatnich (10, 15, 32). Rozpoznanie morfologii i głównych elementów strukturalnych dla basenu arktyczno-atlantycznego (13, 16, 29, 31, 3, 28, 30, 46, 36, 45, 34, 27) pozwala na coraz to większą dokładność rekonstrukcji etapów jego powstania. Powiązanie ewolucji dna oceanicznego z historią rozwoju obrzeżenia basenu w strefie szelfowej Wschodniej Grenlandii oraz Norwegii i Svalbardu (19—23, 6, 7, 9, 35) doprowadziło do bliższego sprecyzowania charakteru poszczególnych etapów ewolucji litosfery tego obszaru w ciągu ery kenozoicznej.

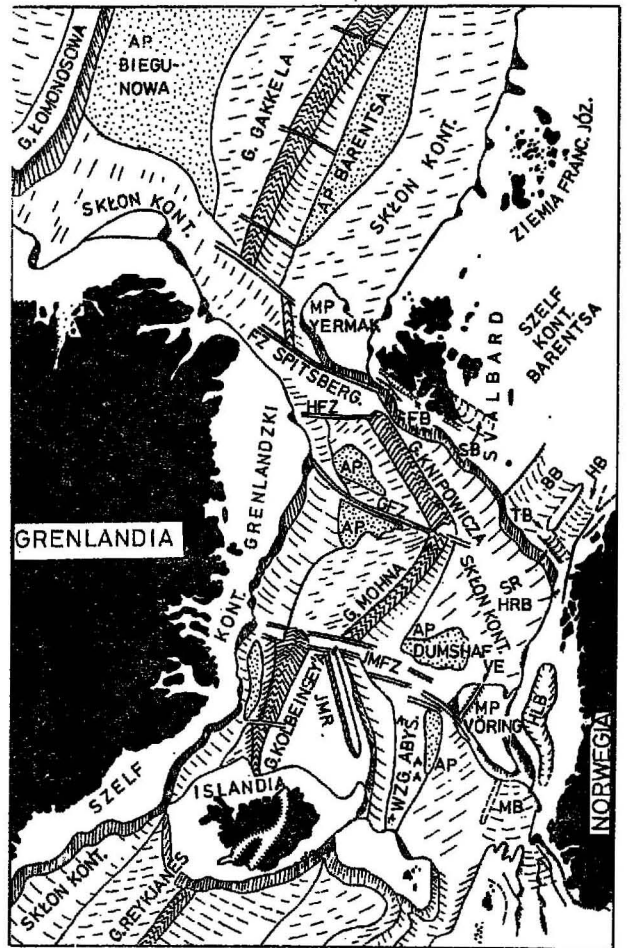


Ryc. 1. Najlepsze dopasowanie bloków kontynentalnych Kanady, Grenlandii i Eurazji, przy użyciu techniki komputerowej (według Bullarda et al., 1965, przerysowano z Frienda, 1967). Grube linie oznaczają izobatę 500 sążni na skłonie kontynentalnym; ząbki oznaczają kierunek pochylecia skłonu.

Fig. 1. Computed best fit for Canada, Greenland and Eurasia (after Bullard et al., 1965; redrawn from Friend, 1967). Heavy lines denote 500-fathom isobath on continental slope; short lines denote down slope.

ELEMENTY STRUKTURALNE BASENU

Elementy strukturalne basenu arktyczno-atlantycznego przedstawiono na ryc. 2. Grzbiet Śródatlantyki na północ od śródoceanicznego szelfu Islandii — Wysp Owczych dzieli się na trzy odcinki ograniczone strefami uskoków transformujących (transform faults). W kierunku na NNE od Islandii Grzbiet Śródatlantyki kontynuuje się jako Grzbiet Kolbeinseya.



Ryc. 2. Wybrane elementy struktury dna oceanicznego i przyległych szelfów kontynentalnych w basenie arktyczno-atlantycznym (zestawione przez Birkenmajera, 1976, z różnych źródeł).

AP — równie abysalne; BB — basen Björnøyrenna; FB — basen Forlandsundet; GFZ — strefa dyslokacji Grenlandii; HB — basen Hammerfestu; HFZ — strefa dyslokacyjna Hovgaard; HLB — basen Helgelandu; HRB — basen Harstadu; JMFZ — strefa dyslokacyjna Jan Mayen; JMR — grzbiet Jan Mayen; MB — basen Möre; MP — płaskowyż marginalny; NR — zrąb Nordlandu; SB — głowowy basen Spitsbergenu; SR — zrąb Senji; TB — basen Tromsø; VE — pogrzebana struktura wulkaniczna Vøring.

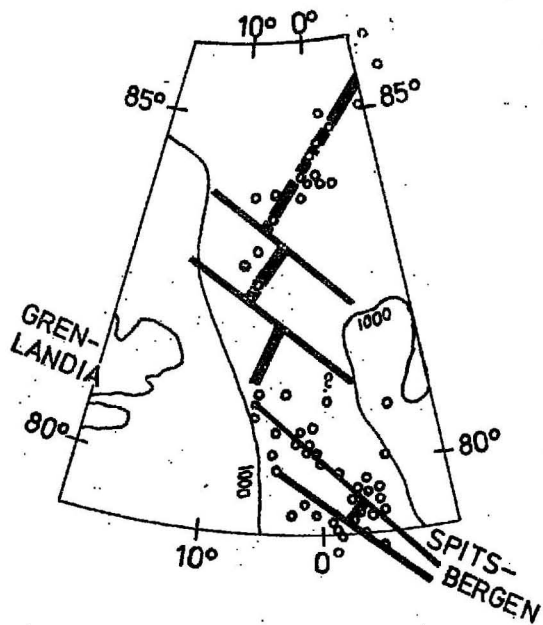
Fig. 2. Selected structural elements of the ocean bottom and adjoining continental shelves, Arctic-Atlantic basin (compiled from various sources by Birkenmajer, 1976).

AP — Abyssal Plain; BB — Björnøyrenna Basin; FB — Forlandsundet Basin; GFZ — Greenland Fracture Zone; HB — Hammerfest Basin; HFZ — Hovgaard Fracture Zone; HLB — Helgeland Basin; HRB — Harstad Basin; JMFZ — Jan Mayes Fracture Zone; JMR — Jan Mayes Ridge; MB — Möre Basin; MP — Marginal Plateau; NR — Nordland Ridge; SB — Main Spitsbergen Basin; SR — Senja Ridge; TB — Tromsø Basin; VE — Vøring Escarpment.

Grzbiet ten obcięty jest od północy wielką strefą dyslokacyjną Jan Mayen (uskok transformujący), wzdłuż której Grzbiet Śródatlantycki został przesunięty ku wschodowi o 200 km. Jego dalszą kontynuację stanowi Grzbiet Mohna o kierunku NE, który biegnie w kierunku Wyspy Niedźwiedziej, a następnie, w strefie dyslokacyjnej Grenlandii, gwałtownie skręca ku północy jako Grzbiet Knipowicza (lub Atki). Grzbiet ten kontuuje się prawie pod podmorski Płaskowyż Marginalny Yermaka, gdzie kończy się na poprzecznej strefie dyslokacyjnej Hovgaard w sąsiedztwie NW narożnika Spitsbergenu. Z kolei grzbiet śródoceaniczny ulega przerwaniu i przemieszczeniu wzdłuż strefy dyslokacyjnej Spitsbergenu (linia de Geera) w kierunku NW o około 540 km, a następnie pojawia się ponownie jako Grzbiet Gakkela (zwany też Kordyliera lub Grzbietem Nansena), przebiegający w Morzu Arktycznym równoległe do północnej krawędzi szelfu Morza Barentsa-Karskiego (29, 31, 3, 45, 27).

Grzbiet Mohna jest aktywnym grzbietem śródoceanicznym. Wykazuje on obecność głębokiej doliny ryftowej, która zdaje się rozdwajać na $4^{\circ}W$. Dodania anomalia magnetyczna o wartości około 1000 gamma odpowiada dolinie ryftowej. O młodym charakterze grzbietu świadczą brak osadów wzdłuż jego strefy centralnej.

Grzbiet Knipowicza jest zbadany w stopniu niewystarczającym. Jego partia centralna jest słabo rozpoznawalna w obrazie anomalii magnetycznych, które nie wykazują charakterystycznej wysokiej amplitudy dodatniej Brunhes. Dobrze wyróżniający się rów oceaniczny, gwałtownie kończący się na $78^{\circ}30'N$ na zachód od Prins Karls Forland (NW Svalbard) występuje wzdłuż wschodniego skłonu grzbietu (Rów Wyspy Niedźwiedziej — Johnson; 27). Charakter tego rowu jest słabo poznany. Johnson (op. cit.) uważa za prawdopodobne, że jest to strefa destrukcji (subdukcji) dna oceanicznego w chwili obecnej i sugeruje, że oś Grzbietu Knipowicza przebiega o 50 km na zachód od rowu. Jednak nie wyklucza on możliwości,



Ryc. 3. Epicentra trzęsień ziemi (puste kółka) i prawdopodobny przebieg grzbietu śródoceanicznego (najgrubsza linia) i uskoków transformujących (gruba linia) między Spitsbergem a Grenlandią, w interpretacji Vogta et al. (1970). Izobata 1000 m ogranicza obszar prawdopodobnego występowania skorupy oceanicznej.

Fig. 3. Earthquake epicentres and possible configuration of ridge crests and transform faults between Spitsbergen and Greenland, after Vogt et al. (1970). The 1000 m isobath shows possible extent of oceanic crust.

że Rów Wyspy Niedźwiedziej jest centralną doliną (ryftową) Grzbietu Knipowicza, a jej słaba anomalia magnetyczna jest wynikiem wypełnienia doliny przez młode osady.

Charakter strefy dyslokacyjnej Spitsbergenu (29) jest jeszcze słabiej poznany niż Grzbietu Knipowicza. Zarówno Wilson (47) jak i Harland (22) sugerowali, że strefa ta, znana również pod nazwą linii de Geera, jest uskokiem transformującym. Dane Johnsona i Heezena (31) nie wskazują na istnienie żadnej wyraźnej struktury typu grzbietu i ryftu, jednakże Vogt et al. (46) przedstawili północne zakończenie tej strefy (między 80° i $85^{\circ}N$) jako bardzo wąski grzbiet poprzesywany uskokiemi transformującymi w kierunku NW (ryc. 3). Zapisy wstrząsów sejsmicznych zinterpretowane przez Horsfielda i Matona (26) wskazują na obecność stromo zapadającej płaszczyny dyslokacyjnej o kierunku 310° . Interpretacja czterech echogramów, wykonanych w poprzek strefy dyslokacyjnej Spitsbergenu, wskazuje na obecność wydłużonej depresji o głębokości przekraczającej 4390 m między $79^{\circ}10'$ i $80^{\circ}N$, która gwałtownie spłyca się na obu zakończeniach. Depresja ta (rów) jest obrzeżona od SW grzbietem podmorskim o głębokościach w partii najwyższej mniejszych niż 2380 m. Na SW od tego grzbietu znajduje się nowy, większy rów, o głębokościach przekraczających 3100 m (29, 27).

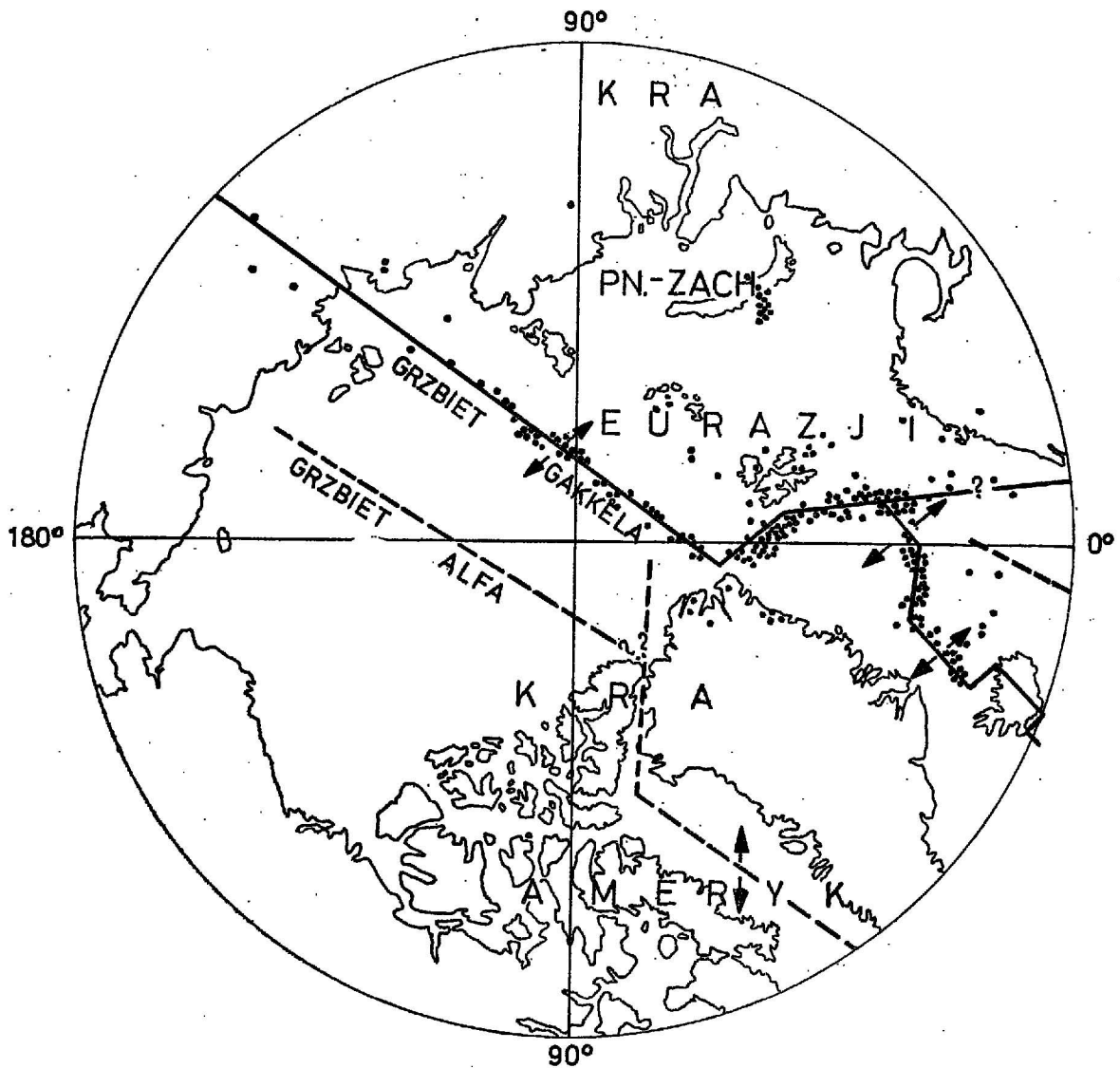
Grzbiet Gakkela uważany za aktywną granicę kry eurazjatyckiej i arktycznej w Oceanie Arktycznym (ryc. 4), jest równoległy do północnej krawędzi szelfu Eurazji między Spitsbergem a Ziemią Północną — Półwyspem Tajmyr (ryc. 5). Hozszerzanie się dna oceanicznego w kierunku poprzecznym do tego grzbietu spowodowało powstanie sąsiadujących basenów znanych jako Równia Abysalna Barentsa (lub Basen Nansena) i Równia Abysalna Biegunowa (lub Basen Amundsena), a łącznie jako Basen Eurazji, w ciągu ostatnich około 40 mln lat.

Na północ od bazaltowego szelfu oceanicznego Islandii, który utworzył się w młodszy trzeciorzędzie jako efekt działalności „pióropusza płaszczka” (mantle plume) od około 20 mln lat do chwili obecnej (por. 10, 14), znajduje się podmorski Płaskowyż Islandzki, na którym leży asejsmiczny Grzbiet Jan Mayen, uważany za fragment oderwany z szelfu Grenlandii. Północne zakończenie płaskowyżu stanowi strefa dyslokacyjna Jan Mayen, gdzie na granicy Grzbietu Jan Mayen znajduje się centrum czwartorzędowej (i prawdopodobnie neogeńskie) działalności wulkanicznej wyspy Jan Mayen, z okresowo czynnym wulkanem Beerenberg (por. Birkenmajer, 8).

Po obu stronach Grzbietu Śródatlantyckiego, na północ od Islandii, znajdują się nieckowate struktury dna oceanicznego obramowane od strony zewnętrznej skarpią szelfu kontynentalnego, w których partii najniższej znajdują się niewielkie równie abysalne. Największą z nich jest Równia Abysalna Dumshaf, którą pokrywają osady terygeniczne o typie zawieszinowym, o miąższości około 200 m, pod którymi mają występować osady pelagiczne o miąższości około 1 km (30).

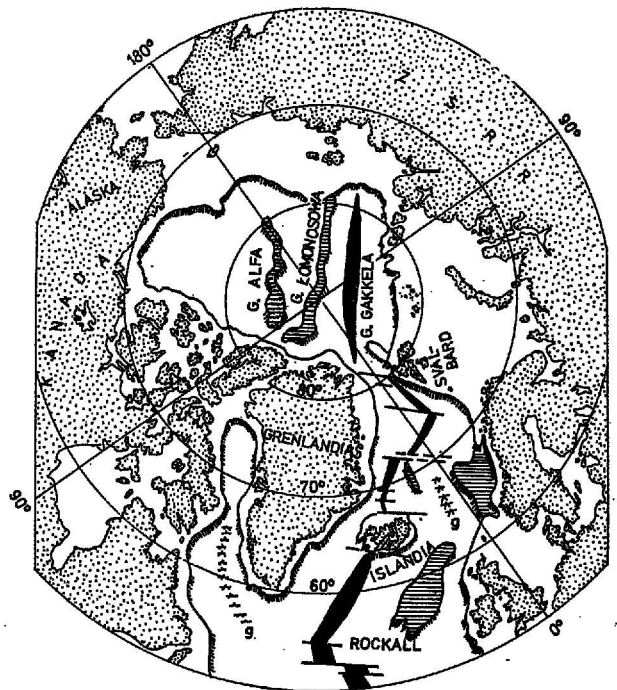
U brzegu szelfu norweskiego znajduje się podmorski Płaskowyż Marginalny Vöring, obcięty od wschodu zrębem Nordlandu, a od południa strefą dyslokacyjną Jan Mayen. Składa się on z płyty osadów o miąższości co najmniej 1,5 km, prawdopodobnie aż po paleozoik włącznie, spoczywających na podłożu o typie kontynentalnym. W zachodniej części płaskowyżu zaznacza się pogrzebana struktura prawdopodobnie pochodzenia wulkanicznego, która może odpowiadać położeniu ryftu oceanicznego w czasie pierwszego etapu otwierania się Morza Norweskiego (31, 28, 18, 44, 27, 38). Na zachodnim skłonie płaskowyżu stwierdzono obecność górnopaleoceanicznej działalności wulkanicznej (bazaltowej).

Duże rozmiary Płaskowyżu Marginalnego Vöring stanowią zasadniczy problem przy uzyskaniu dobrze dopasowania przeciwnieległych krawędzi szelfów kontynentalnych Skandynawii i Grenlandii w etapie poprzedzającym dryf kontynentów (5). Dane przedstawione przez Talwaniego i Eldholma (44) oraz Sellevolla (38) zdają się wskazywać, że tylko część pla-



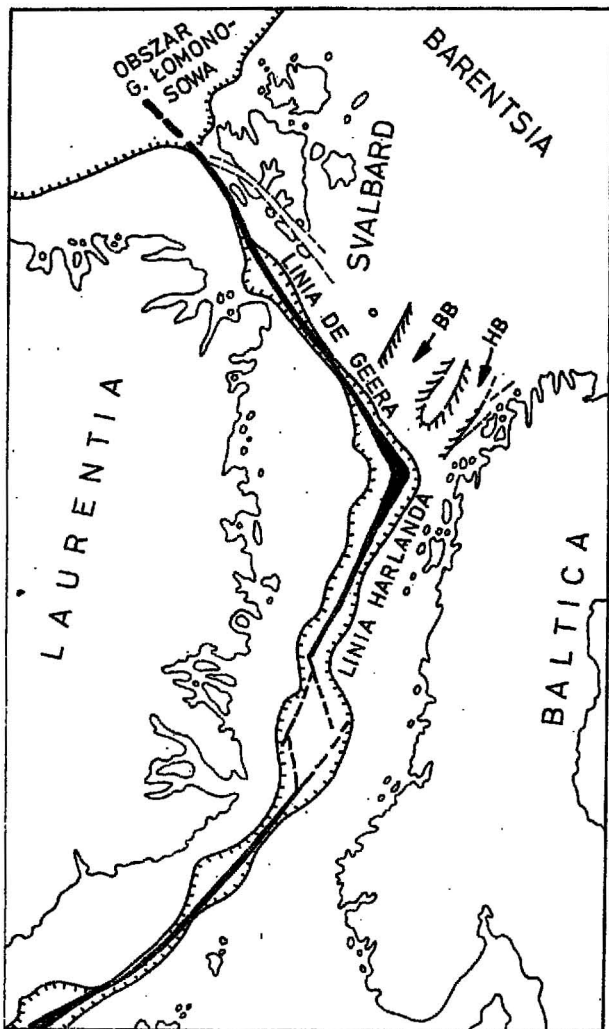
Ryc. 4. Epicentra trzęsień ziemi w latach 1961—1968 (czarne punkty) i granice kier litosfery w Arktyce, według Vogta et al. (1970). Linie ciągłe oznaczają granice aktywne, linie przerywane — granice nieaktywne, strzałki oznaczają kierunek rozprzestrzeniania się dna oceanicznego.

Fig. 4. Earthquake epicentres (1961—1968) and plate boundaries in the Arctic, after Vogt et al. (1970). Continuous lines denote active, and broken lines — extinct plate boundaries.



Ryc. 5. Schematyczne przedstawienie głównych rysów fizjograficznych obszarów głębokomorskich w basenie arktyczno-atlantyckim. Według Johnsona, 1969, przerysowane z Vogta et al. (1970). Obszary zaczerńnione oznaczają przebieg grzbietu śródoceanicznego poprzecinowanego uskokami transformującymi; poziomo kreskowane — obszary podmorskich płaskowyżów; g — ślady nieaktywnych grzbietów oceanicznych.

Fig. 5. Schematic chart of physiographic features in deep-water areas of the Arctic-Atlantic basin. From Johnson, 1969, redrawn from Vogt et al. (1970). Mid-oceanic ridge dissected by transform faults in black; submarine plateau shaded; g — extinct mid-oceanic ridges.



Ryc. 6. Linia rozłamu superkontynentu Laurazji około 60 mln lat temu. Linie de Geera i Harlanda reprezentują aktywne ramiona basenu Hammerfestu (HB) i Bjørnøyrenna (BB), prawdopodobnie trzeciorzędowe, zdają się odpowiadać nieaktywnemu ramieniu trójzączca w obrębie szelfu Morza Barentsa (według Birkenmajera, 1976).

Fig. 6. Rupture of the Laurasia continent around 60 Ma. The De Geer and Harland lines represent active arms, the Hammerfest (HB) and Bjørnøyrenna (BB) basins (probably Tertiary) — apparently correspond to the failed arm of a triple junction on Barents Shelf. After Birkenmajer (1976).

skowyżu, na wschód od pogrzebanej struktury wulkanicznej, jest fragmentem kontynentu Eurazji, natomiast pozostała — zachodnia, ma charakter oceaniczny. Jednakże obecność „skorupy kontynentalnej” pod lawą bazaltową pogrzebanej struktury wulkanicznej nie może być w obecnym stanie badań wykluczona (38).

Bezpośrednio na NW od Spitsbergenu znajduje się podmorski Płaskowyż Marginalny Yermaka (13, 29, 27), oddzielony stromą skarpą od krawędzi szelfu kontynentalnego Svalbardu. Krawędź SW płaskowyżu jest równoległa do strefy dyslokacyjnej Spitsbergenu, a jego brzeg zachodni gwałtownie opada do słabo rozpoznanego basenu o głębokości 3300–3500 m. Jak dotychczas brak jest odpowiednich danych o strukturze geologicznej płaskowyżu. Jego pozycja tuż na SW od Svalbardu, w wycinku ograniczonym strefą dyslokacyjną Spitsbergenu i Grzbietem Gakkela wskazuje, że jest to zrzucony w dół uskoki fragment szelfu Svalbardu pozostawiony w tej pozycji

po oderwaniu się asejsmicznego Grzbietu Łomonosowa od północnej krawędzi szelfu Morza Barentsa — Morza Karskiego przez ekspandujący Grzbiet Gakkela. Płaskowyż znajduje się tak blisko czwartorzędowych centrów wulkanicznych w Bockfjorden (NW Spitsbergen), że jest tu prawdopodobna obecność materiału wulkanicznego czwartorzędowego lub nawet trzeciorzędowego (5).

Struktura szelfu wschodniogrenlandzkiego jest jeszcze słabo rozpoznana. Natomiast intensywne badania szelfu norweskiego i szelfu Morza Barentsa między Norwegią a Svalbardem wskazują na obecność depresji (rowów tektonicznych) wypełnionych grubymi seriami młodych osadów, o przebiegu zarówno równoległym, jak i poprzecznym do granicy szelfu (ryc. 2). Pierwsze z tych struktur znajdują odpowiedniki w strukturach zachodniego obrzeżenia Spitsbergenu (1, 2, 43, 37, 9).

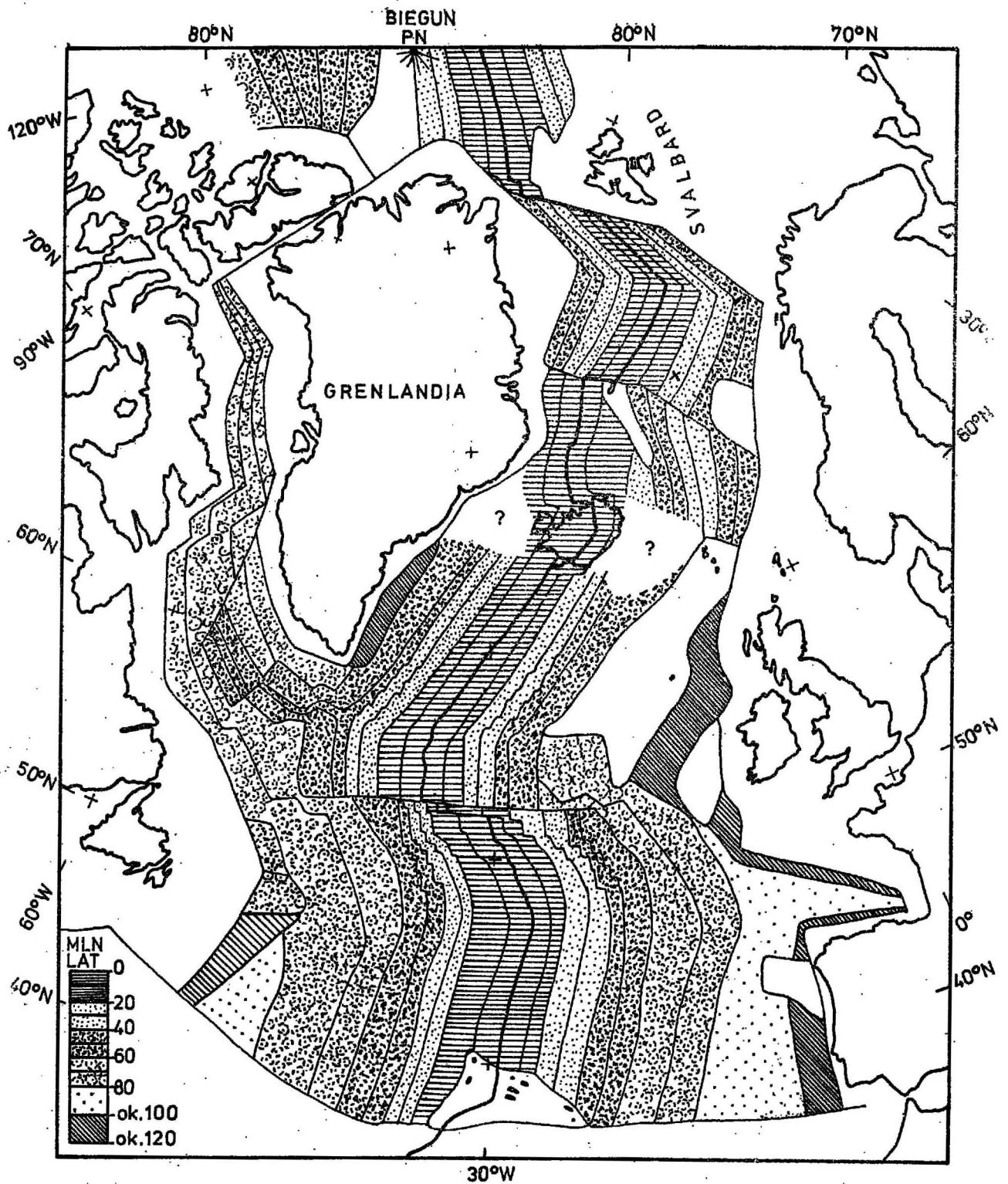
GŁÓWNE ETAPY EWOLUCJI STRUKTURALNEJ BASENU

Rozpad superkontynentu Laurazji, który rozpoczął się na granicy kredy i trzeciorzędu, postępował na północ od Islandii wzdłuż dwóch głównych linii strukturalnych, których dzisiejszym śladem są w przybliżeniu granice szelfów kontynentalnych Grenlandii Wschodniej i Norwegii — Svalbardu: linii Harlanda na południu i linii de Geera na północy (5, 9). System dyslokacyjny linii de Geera jest rozpoznawalny na Svalbardzie jako uskoki o kierunku N-S aktywne od późnego dewonu. System dyslokacyjny linii Harlanda rozpoznawalny jest w strefie brzegowej centralnej Grenlandii Wschodniej jako schodowe uskoki równoległe do brzegu platformy kontynentalnej, wielokrotnie odnawiane od późnego permu. Uskok Great Glen w Szkocji i jego północne przedłużenie na Sztelandach (42) i jeszcze dalej ku północy (33) zdają się być kontynuacją linii Harlanda.

W sytuacji poprzedzającej dryf kontynentów (por. 11, 21–23, 5, 33) systemy dyslokacyjne de Geera i Harlanda tworzyły ze sobą kąt rozwarty około 120° (ryc. 6), a ślad tego połączenia jest do dziś rozpoznawalny w gwałtownych skrętach krawędzi szelfu kontynentalnego na 70°N po wschodniej i na 72–73°N po zachodniej stronie Morza Grenlandzkiego (ryc. 2). Na wyspie Andøya w północnej Norwegii, która znajduje się w sąsiedztwie trójzączca (triple junction) — miejsca zetknięcia się kory Grenlandii i Eurazji wzdłuż linii de Geera i Harlanda oraz drugorzędnej linii Barentsa (oddzielającej szelf północnonorweski od szelfu Svalbardu), wyróżnia się dwa systemy uskoko- we (12). Pierwszy, przeważający, o kierunku NNE, jest z grubsza równoległy do linii de Geera, drugi zaś, podrzędny, o kierunku ENE — do linii Harlanda (9). Tworzenie się uskoko- w na Andøya zachodziło głównie po dolnej kredzie — należą one do trzeciorzędowego systemu uskoko- wego szelfu zachodniej Norwegii, ale ich historię można śledzić wstecz do środkowej-górnej jury i dolnej kredy (12). Kvale (33) uważa, że Płaskowyż Marginalny Vøring znajdował się w sąsiedztwie sugerowanego tutaj trójzączca, zanim przesunął się wzdłuż lewoskrętnego uskoku przesuwczego o 350–450 km ku południowi.

1. Oddzielanie się Norwegii i Grenlandii na północ od Islandii wzdłuż linii Harlanda, rozpoczęło się około 60–70 mln lat temu, na co wskazują studia anomalii magnetycznych Grzbietu Reykjanes (3, 46 — ryc. 7). Oś aktywnej strefy grzbietu śródoceanicznego, nazwana Grzbietem Aegir, znajdowała się wówczas na wschód od obecnej, wzdłuż linii wzgórz abysalnych w centralnej części Morza Norweskiego (31, 27), kontynuując się ku północy jako pogrzebany grzbiet wulkaniczny Płaskowyżu Marginalnego Vøring (44). Stopa poszerzania się dna oceanicznego w basenie Morza Norweskiego-Grenlandzkiego stopniowo malała od 1,7 cm/rok 60 mln lat temu, do 0,8–0,7 cm/rok 40 mln lat temu (46). Około 60 mln lat temu Grzbiet Łomonosowa zaczął się oddzielać od północnej krawędzi szelfu Eurazji wskutek ekspansji Grzbietu Gakkela (36, 45).

W tym stadium ekspansji wczesnotreciorzędowej powstały ogromne, miąższe pokrywy bazaltowe (toleitytowe) w Grenlandii Wschodniej, o objętości szacowanej na 4–5 × 10⁶ km³, których wiek określony ra-



Ryc. 7. Isochrony wieku skorupy oceanicznej Północnego Atlantyku uzyskane z badań anomalii magnetycznych i rekonstrukcji zgodnie z teorią kier litosfery (według Laughtona, 1975).

Fig. 7. Isochrons of the age of oceanic lithosphere derived from magnetic anomaly surveys, and plate tectonic reconstructions (from Laughton, 1975).

diometrycznie na 65–40 mln lat, średnio 55 mln lat (4), został ostatnio bliżej sprecyzowany jako najmłodszy paleocen (późny landen) — najstarszy eocen (wczesny iprez); pokrywy te utworzyły się w ciągu zaledwie 3 mln lat (39, 40).

Na Svalbardzie utworzył się główny basen trzeciorzędowy równoległy do linii de Geera. W SW części szelfu Morza Barentsa, kierunek basenów Björnøyrenna-Hammerfest, prawdopodobnie wypełnionych osadami trzeciorzędu (37), jak się wydaje,

zaznacza obecność nieaktywnego ramienia trójzączca (triple junction), w stosunku do aktywnych ramion reprezentowanych przez linie de Geera i Harlanda (9).

2. W czasie kolejnego etapu wczesnotrzeciorzędowego zaznaczyła się kompresja (transpresja) w strefie Svalbardu, która doprowadziła do silnego sfałdowania i ponasuwania mas skalnych zachodniego wybrzeża Spitsbergenu, wskutek prawoskrętnego przesuwania się bloku Grenlandii w stosunku do bloku Ba-

rentsa-Svalbardu wzdłuż linii de Geera (21—23, 5, 6, 35, 25). Łańcuch fałdowy prawdopodobnie kontynuuje się ku południowi aż do 71°N wzdłuż zachodniej krawędzi szelfu Barentsa, na co wskazują silnie zaburzone utwory głębszej partii zrzębu Senji (37). Wiek tej kompresji (transpresji) jest kontrowersyjny: albo późnopaleoceńsko-oceniński, albo młodszy (patrz Harland, 24).

3. Tworzenie się rowu tektonicznego Forlandsundet na Spitsbergenie, który jest wynikiem ekstensji (dolina ryftowa) i jest wypełniony grubą molasą trzeciorzędową, nastąpiło po głównych trzeciorzędowych fałdowaniach Svalbardu. Basen Tromsø (prawdopodobnie nałożony na starszy odcinek basen Hammerfestu) zdaje się być kolejnym rowem tektonicznym, podobnego wieku i genezy. Obydwie struktury są równoległe do linii de Geera. Ich wiek jest niepewny: albo paleoceńsko-oceniński, albo młodszy.

4. Tworzenie się uskoków poprzecznych do strefy fałdowej Spitsbergenu, a zarazem do linii de Geera, odnoszone jest do słabszej kompresji o kierunku W-E (5, 6). I w tym przypadku wiek kompresji nie jest wystarczająco zdefiniowany.

5. Niskie wartości poszerzania się dna oceanicznego w rejonie na północ od Islandii w czasie od 40 do 18—20 mln lat temu, tj. w czasie oligocenu-dolnego miocenu, które oblicza się na 0,8—0,6 cm/rok (46, 45) mogą odpowiadać studium fałdowań alpejskich Svalbardu (2—4) lub tylko schyłkowemu stadium kompresji (4) fazy fałdowej spitsbergeńskiej.

6. W czasie od 20 do 10 mln lat temu, stopa poszerzania się dna oceanicznego w stosunku do grzbietu śródoceanicznego między Grenlandią a Europą wzrosła. Od około 10 mln lat temu (schyłek miocenu) stopa ta mierzona w kierunku ruchu kier litosfery wynosiła od 1,4 cm/rok w basenie Morza Norweskiego-Grenlandzkiego, do około 0,55 cm/rok w Basenie Eurazji (tj. basenach Amundsena i Nansena) po obu stronach Grzbietu Gakkela (36, 45). Z tym stadium ekstensji (oligocen-miocen) koreluje tworzenie się wielkich uskoków równoległych do Wschodniej Grenlandii, w rejonie Scoresby Sund (8). Grzbiet śródoceaniczny Aegir prawdopodobnie stracił swą aktywność jeszcze wcześniej niż 30 mln lat temu, a oś grzbietu przesunęła się ku zachodowi do pozycji pośredniej (około 18,5 mln lat temu), prawdopodobnie powodując oderwanie się asejsmicznego Grzbietu Jan Mayen od kontynentalnego szelfu Grenlandii Wschodniej, a następnie (około 9,5 mln lat temu) — do obecnej pozycji, tworząc Grzbiet Kolbeinseya (45, 27, 34).

7. Późnotrzeciorzędowe uaktywnienie uskoków o kierunku N-S na Spitsbergenie, z których kilka stanowiło drogę wydobywania się magmy bazaltowej z płaszcza Ziemi (17), w czasie późnego plejstocenu i wczesnego holocenu (22, 5), może odpowiadać tensji w wyniku rozprzestrzeniania się Grzbietu Knipowicza. Skośne rozszerzanie się dna Morza Grenlandzkiego w kierunku równoległym do stref dyslokacyjnych Spitsbergenu i Grenlandii, o stopie wynoszącej prawdopodobnie poniżej 1 cm/rok, może według Johnsona (27) być jednym ze sposobów wyjaśnienia anomalnej struktury dna oceanicznego między Svalbardem i Grenlandią Północną.

8. Nie stwierdzono żadnej wyraźnej rotacji centralnego Spitsbergenu w stosunku do Skandynawii, którą by można było odnieść do trzeciorzędowych stadiów ekspansji północno-wschodniej Atlantyku (41) i wielkich przemieszczeń bloków kontynentalnych wzdłuż linii de Geera i Harlanda. Rotacja struktur tektonicznych, którą obserwuje się wzdłuż zachodniego wybrzeża Spitsbergenu, jest odnoszona do fałdowań trzeciorzędowych tego obszaru (5, 6).

LITERATURA

1. Åm K. — Magnetic profiling over Svalbard and surrounding shelf areas. *Norsk Polarinst. Årbok* 1973: 87—99. 1975a.
2. Åm K. — Aeromagnetic basement complex mapping north of latitude 62°N, Norway. *Norges Geol. Unders.*, 316 (Bull. 29): 351—374. 1975b.

3. Avery A. E., Burton G. D., Heirtzler J. D. — An aeromagnetic survey of the Norwegian Sea. *Jour. Geophys. Res.*, 73: 4583—4600. 1968.
4. Beckinsale R. D., Brooks C. K., Rex D. C. — K-Ar ages for the Tertiary of east Greenland. *Meddr. Dansk Geol. For.*, 20 (1): 27—37. 1970.
5. Birkenmajer K. — Tertiary History of Spitsbergen and Continental Drift. *Acta geol. pol.* vol. 22, 1972, nr 2.
6. Birkenmajer K. — Alpine fold belt of Spitsbergen. *Int. Geol. Congr.*, 24 Sess. Montreal (1972), Sect. 3: 282—292. 1972.
7. Birkenmajer K. — Report on investigations of Tertiary sediments at Kap Brewster, Scoresby Sund, East Greenland. *Rapp. Grönlands Geol. Unders.*, 48: 85—91. 1972.
8. Birkenmajer K. — Geotectonic aspects of the Beerenberg Volcano eruption 1970, Jan Mayen island. *Acta geol. pol.*, vol. 22, 1972, nr 1.
9. Birkenmajer K. — The geology of Svalbard, the western part of the Barents Sea and Continental Margin of Scandinavia. In: *The Ocean Basins and Margins* (A. E. M. Nairn, Stehli F. G., eds), 5. Plenum Press, New York — London. 1976 (w druku).
10. Björnsson S. (ed.) et al. — Iceland and Mid-Oceanic Ridges (Report of a symposium held by the Geoscience Soc. of Iceland, Feb. 27 — March 8, 1967). *Soc. Sci. Islandica*, 38 (1): 1—209. 1967.
11. Bullard E., Everett J. E., Smith A. G. — The fit of the continents around the Atlantic. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. (A)*, 258: 41—51. 1965.
12. Dalland A. — The Mesozoic rocks of Andøya, northern Norway. *Norges Geol. Unders.* 316 (Bull. 29): 271—287. 1975.
13. Diézt R. S., Shumway G. — Arctic Basin geomorphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72: 1310—1330. 1961.
14. Friedrich W. L., Simonarson L. A. — Islands Neogene flora. *Dansk Geol. For. Årsskr.* 1975: 41. 1976.
15. Friend P. F. — The growth of the North Atlantic by the spreading of its floor. *The Polar Record*, 13 (86): 579—588. 1967.
16. Gakkel Ya. Ya., Dibner V. D. — Bottom of the Arctic Ocean. In: *Int. Dictionary of Geophysics*: 1—13. Pergamon Press, London. 1967.
17. Gjelsvik T. — Remarks on the structure and composition of the Sverrefjellet volcano, Bockfjorden, Vestspitsbergen. *Norsk Polarinst. Årbok* 1962: 50—54. 1963.
18. Grönlie G., Ramberg I. B. — Gravity indications of deep sedimentary basins below the Norwegian Continental Shelf and the Vøring Plateau. *Norv. Geol. Tidsskr.*, 50: 375—391. 1971.
19. Harland W. B. — The tectonic evolution of the Arctic — North Atlantic region. *Roy. Soc. Lond. Phil. Trans.*, 258 (A): 59—75. 1965.
20. Harland W. B. — A hypothesis of continental drift tested against the history of Greenland and Spitsbergen. *Cambridge Res.*, 2: 18—22. 1966.
21. Harland W. B. — Early history of the North Atlantic Ocean and its margins. *Nature (Lond.)*, 216: 464—466. 1967.
22. Harland W. B. — Contribution of Spitsbergen to understanding of tectonic evolution of North Atlantic region. In: *North Atlantic — Geology and Continental Drift* (M. Kay, ed.). *Am. Ass. Petrol. Geol., Mem.*, 12: 817—851. 1969.
23. Harland W. B. — Tectonic evolution of the Barents Shelf and related plates. In: *Arctic Geology*. *Am. Ass. Petrol. Geol., Mem.* 19: 599—608. 1973.
24. Harland W. B. — Palaeogene correlation in and around Svalbard. *Geol. Mag.*, 112 (4): 421—429. 1975.
25. Harland W. B., Horsfield W. T. — West Spitsbergen orogen. In: *Mesozoic — Cenozoic orogenic belts. Data for orogenic studies* (A. M. Spencer, ed.). *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, 4: 747—755. 1974.

26. Horsfield W. T., Maton P. I. — Transform faulting along the De Geer Line. *Nature (Lond.)*, 226: 256—257. 1970.
27. Johnson G. L. — The morphology and structure of the Norwegian — Greenland Sea. Thesis, Univ. of Copenhagen: 1—157. 1975.
28. Johnson G. L., Ballard J. A., Watson J. A. Seismic studies of the Norwegian continental margin. *Norsk Polarinst. Arb.* 1966: 112—119. 1968.
29. Johnson G. L., Eckhoff O. B. — Bathymetry of the North Greenland Sea. *Deep Sea Res.*, 13: 1161—1173. 1966.
30. Johnson G. L., Freitag J. S., Pew J. A. — Structure of the Norwegian Basin. *Norsk Polarinst. Arb.* 1969: 7—16. 1970.
31. Johnson G. L., Heezen B. C. — The morphology and evolution of the Norwegian — Greenland Sea. *Deep Sea Res.*, 14: 755—771. 1967.
32. Kay M. (ed.) et al. — North Atlantic — Geology and Continental Drift (a symposium). *Am. Ass. Petrol. Geol., Mem.*, 12: 1—1032. 1969.
33. Kvale A. — Caledonides of Scandinavia compared with East Greenland. *Geol. Soc. Denmark, Bull.*, 24: 129—160. 1975.
34. Loughton A. S. — Tectonic evolution of the Northeast Atlantic Ocean: A review. *Norges Geol. Unders.*, 316 (Bull. 29): 169—193. 1975.
35. Lowell J. D. — Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen Fracture Zone. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 83: 3091—3102. 1972.
36. Pitman W. C. III, Talwani M. — Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 83 (3): 619—646. 1972.
37. Ronnevik H., Bergsager E. I., Moe A., Övrebö O., Narvestad T., Stangenes J. The geology of the Norwegian continental shelf. In: *Petroleum and the Continental Shelf of North-west Europe. I, Geology* (A. W. Woodland, ed.): 117—129. Applied Sci. Publ.
38. Sellevoll M. A. — Seismic refraction measurements and continuous seismic profiling on the continental margin off Norway between 62°N and 69°N. *Norges Geol. Unders.*, 316 (Bull. 29): 219—235. 1975.
39. Soper N. J., Higgins A. C., Downie C., Matthews D. W., Brown P. E. — Late Cretaceous — early Tertiary stratigraphy of the Kangerdlugssuaq area, East Greenland, and the opening of the north-east Atlantic. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 132: 85—104. 1976.
40. Soper N. J., Downie C., Higgins A. C., Costa L. I. — Biostratigraphic ages of Tertiary basalts on the East Greenland continental margin and their relationship to plate separation in the Northeast Atlantic. *Earth a. Planet. Sci. Lettr.*, 32: 149—157. 1976.
41. Storetvedt K. M. — Old Red Sandstone palaeomagnetism of central Spitsbergen and the Upper Devonian (Svalbardian) phase of deformation. *Norsk Polarinst. Arb.* 1970: 59—69. 1972.
42. Storetvedt K. M. — A possible large-scale sinistral displacement along the Great Glen Fault in Scotland. *Geol. Mag.*, 111: 23—30. 1974.
43. Sundvor E. — Thickness and distribution of sedimentary rocks in the southern Barents Sea. *Norges Geol. Unders.*, 316 (Bull. 29): 237—240. 1975.
44. Talwani M., Eldholm O. — Continental margin off Norway: A geophysical study. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 83: 3575—3606. 1972.
45. Voet P. R., Avery O. E. — Tectonic history of the Arctic Basins: Partial solutions and unresolved mysteries: In: *Marine geology and oceanography of the Arctic Seas* (Y. Herman, ed.): 83—117. Springer Verl., Berlin-Heidelberg-N. York. 1974.
46. Voet P. R., Ostenso N. A., Johnson G. L. — Magnetic and bathymetric data bearing on sea-floor spreading north of Iceland. *Jour. Geophys. Res.*, 75: 903—920. 1970.
47. Wilson J. T. — A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature (Lond.)*, 207: 343—347. 1965.

SUMMARY

The paper gives a sketch of structural evolution of the Arctic-Atlantic Basin during the Cenozoic. The break-up of Laurasia continent close to the Cretaceous/Tertiary boundary proceeded north of Iceland along two major structural lines, the traces of which are now apparently the edges of continental shelves of Greenland and Norway-Svalbard: the Harland Line on the south, and the De Geer Line on the north. In a pre-drift position of the continents, the junction of these systems formed an obtuse angle of 120 degrees, and is still recognisable in sharp turns of continental margins at about 70°N on the eastern, and at 72—73°N on the western sides of the Greenland Sea.

The separation of Norway and Greenland north of Iceland along the Harland Line began at about 60—70 Ma, as indicated by the study of magnetic anomalies on the Reykjanes Ridge. The active sea-floor spreading axis — the Aegir Ridge, was located along the line of abyssal hills (seamounts) in central Norwegian Sea and continued northward as buried volcanic ridge on the Vöring Marginal Plateau. About 60 Ma the Lomonosov Ridge began to separate from the northern margin of Eurasian shelf due to the growth of the Gakkel Ridge. During this stage of Early Tertiary extension, a huge pile of plateau basalts (tholeiites) was formed in East Greenland. In Svalbard, the main Tertiary sedimentary basin of Spitsbergen was formed subparallel to the De Geer Line. In the south-west part of the Barents Shelf, the Björnøyrenna-Hammerfest Basins with probably Tertiary sediment fill, apparently mark a failed arm of a triple junction, the other and active arms being the De Geer and Harland lines.

The succeeding stage of Early Tertiary compression (resp. transpression) is well evidenced in Svalbard as strong folding and thrusting of the west coast of Spitsbergen due to dextral translation of the Greenland block relative to the Svalbard-Barents block along the De Geer Line. The fold belt probably continues to the south as far as 71°N along the western margin of the Barents Shelf, as indicated by highly disturbed deeper sediments of the Senja Ridge. The dating of the event is controversial: either Late Paleocene-Eocene or younger.

The formation of the Forlandsundet Graben resulting from extension (rift valley), filled with thick Tertiary molasse, succeeded the main folding in Svalbard. The Tromsø Basin (probably superimposed upon the older Hammerfest Basin) seems to be another rift graben of similar age and origin. Both structures are parallel to the De Geer Line. Their age is uncertain: either Paleocene-Eocene or younger.

Wrench-faulting subsequent to rifting, transverse to the De Geer Line, has been related to a minor west-east compression. Again the age of the faulting is uncertain. Low values of sea-floor spreading, 0.8 to 0.6 cm/yr north of Iceland, between 40 Ma and 18—20 Ma (Oligocene — Lower Miocene), could reflect stages of Alpine folding in Svalbard or only the latest compression stage of the Spitsbergenian phase.

Between 20 and 10 Ma, the spreading rates along the mid-oceanic ridge between Greenland and Europe accelerated. Coast-parallel faulting of Oligocene-Miocene age at Kap Brewster, East Greenland coincides with this extension stage.

Late Cenozoic activation of N—S-directed faults in Spitsbergen, some of which serving as feeder veins for Late Pleistocene — Early Holocene basaltic volcanoes, could correlate with tension generated at the Knipovitch Ridge.

РЕЗЮМЕ

Распадение континента Лавразии на границе меловой системы и третичного периода проходило на север от Исландии, вдоль двух структурных

линий: линии Харланда на юге и линии де Геера на севере. Отделивание Норвегии и Гренландии на север от Исландии вдоль линии Харланда, началось 60—70 миллионов лет тому назад, о чем свидетельствуют магнитные аномалии хребта Рейкьянес. Активная в это время осевая зона расширения океанического дна — хребет Азгир — пробегала вдоль линии аббиссальных возвышенностей в центральной части Норвежского моря и продолжалась к северу в форме скрытого вулканического хребта на подводном маргинальном плато Воринг. Около 60 млн лет тому назад — вследствие расширения хребта Геккеля — хребет Ломоносова начал отделяться от северного края шельфа евразийского материка. В этой стадии раннетретичной экстенсии в восточной Гренландии образовался мощный комплекс базальтных покровов (толеитов). В Свальбарде главный третичный осадочный бассейн Шпицбергена образовался параллельно с линией де Геера. В юго-западной части Барентсова моря направление развития бассейнов Бйорноыренна-Хаммерфест, вероятно выполненных третичными осадками, отмечает неактивное ответвление трёхсоединения (triple junction), которого остальные, активные ответвления составляют линии де Геера и Харланда.

Очередная стадия раннетретичных компрессии (или трансгрессии) хорошо развита на Шпицбергене как стадия сильных складчатостей и надвижных движений вдоль западного побережья Шпицбергена. Они вызваны праворащающим перемещением блока Свальбарда-Барентсова моря вдоль линии де Геера. Складчатая зона вероятно продол-

жается к югу до 71° С вдоль западного края шельфа Барентсова моря, о чем свидетельствуют сильно нарушены осадки хребта Сеньи. Возраст этой складчатости спорный: позднепалеоценово-эоценовый или младший.

Образование впадины Форляндсундет, выполненной третичными осадками, имело место после главной третичной складчатости Свальбарда. Очередной впадиной подобного возраста и генезиса является бассейн Тромсо. Обе эти структуры параллельны с линией де Геера. Их возраст спорный: палеоцено-эоценовый или младший.

Образование сбросов поперечных к складчатой зоне Шпицбергена а также к линии де Геера, младших чем впадина Форляндсундет, относят к слабой компрессии с западно-восточным направлением. Возраст этих сбросов тоже спорный.

Малая скорость расширения океанического дна к северу от Исландии (0,8—0,8 см в год в олигоцене и младшем миоцене от 40 до 18—20 млн лет тому назад) может быть отражением стадий альпийской складчатости на Свальбарде (шпицбергенская фаза).

В период между 20 и 10 млн лет тому назад увеличилась скорость расширения океанического дна вдоль средиевразийского хребта между Гренландией и Европой. С этой стадией экстенсии связано образование сбросов параллельных с границей шельфа на Кап Бревстер в восточной Гренландии.

На Шпицбергене позднекайнозойская активизация сбросов с направлением север-юг может иметь коррелятивную связь с тензией в районе хребта Книповича. Эти сбросы играли иногда роль путей миграции базальтовой магмы.