

WŁADYSŁAW POŻARYSKI
Instytut Geologiczny

NOWA TEKTONIKA GŁOBU ZIEMSKIEGO (Cz. I) FAKTY I OGÓLNE PODSTAWY

UKD 338.984.3:553.3/.9.042(438)''313''

Powstanie nowej teorii tektoniki globu* można uznać za rewolucję w naukach geologicznych. Problem ten rozważa na płaszczyźnie filozoficznej W. E. Chain (2). Teoria ta zakłada mobilizm skorupy ziemskiej i płaszcza, spowodowany prądami konwekcyjnymi, nazywana jest również teorią wielkich płyt tektonicznych, tzw. „Plate tectonics” i przy jej użyciu można tłumaczyć podstawowe problemy geologii litosfery. W wielu punktach odbiega ona daleko od teorii przyjmowanych dotychczas.

Przyczyny narodzenia się nowej teorii tkwią nie tyle w postępie teoretycznym nauk przyrodniczych, co w rozwoju techniki, zastosowaniu nowych narzędzi badawczych, jak również w uruchomieniu w ostatnich paru dziesiątkach lat niewspółmiernie dużych środków finansowych na badania naukowe w tej dziedzinie.

Wyniki poznawcze, które zadecydowały o zmianie poglądów na tektonikę globu ziemskiego nie dotyczyły badań kontynentów, lecz dna morskiego. Właściwie do ostatnich niemal czasów prawie nic nie było wiadomo o budowie geologicznej dna oceanów, które zajmują ponad dwie trzecie powierzchni naszego globu. Pierwsze prace syntetyczne na ten temat mogły być wykonane dopiero po zebraniu wstępnych danych ze wszystkich większych basenów oceanicznych. Rok 1968 był rokiem przełomowym, w którym opublikowano opracowane wyniki tych badań w interpretacji około 6 lat wcześniej postawionych hipotezycznych teorii dotyczących głównie grzbietów, ryftów i rowów oceanicznych oraz rozprzestrzeniania się skorupy oceanicznej (4, 7), a następnie uskoków transformujących (16). Nowa tektonika globu ziemskiego jako teoria już, a nie hipoteza, ma więc zaledwie trzy lata.

BADANIA DNA METODĄ SOND I WIERCEN

Historia badań dna oceanów zaczęła się od wypraw oceanograficznych statku brytyjskiego „Challenger” w latach 1872—1876. Rezultatem wyprawy było, poza rozproszonymi sondowaniami głębokości, jedynie zbadanie osadów współczesnych. Miało ono zasadnicze znaczenie dla sedimentologii i petrografii skał osadowych oraz biologii oceanów, ale prawie żadnego

dla rozpoznania budowy skorupy ziemskiej pod hydrosferą oceaniczną.

Badania budowy geologicznej dna wymagały użycia osadów dennych takich rdzeni, jak z wierceń na lądzie i przebicia co najmniej całej pokrywy osadowej. Przez pierwsze 50 lat („Challenger” 1874 — „Meteor” 1924) długość rdzeni osadów z dna pobieranych przez statki badawcze wzrosła zaledwie z 60 do 90 cm. W 1942 r. Szwedzi ulepszonym aparatem Kullenberga uzyskali próbki o długości 13 m, a w 1947 r. — 20 m próbek. Była to granica możliwości konwencjonalnej metody polegającej na wbijaniu rury w dno morskie.

Pierwsze głębsze wiercenia rzucające światło na historię geologiczną oceanów wykonano na wyspach Oceanii. W 1949 r. ogłoszono wyniki wiercenia wykonanego do głębokości 750 m na słynnym atolu Bikini. Dowiodło ono, że przynajmniej do tej głębokości najstarszymi osadami są mioceńskie wapienie. Nie stwierdzono również starszych osadów na wyspach położonych w osiowej części Oceanu Atlantyckiego. Wykonano tysiące wierceń głębokich na szelfach, które dostarczyły bardzo istotnych danych rozszerzających znajomość budowy geologicznej na zatopione części kontynentów, nie wniosły one jednak prawie nic do poznania geologii dna poza zbroczem kontynentalnym.

Decydującym stymulatorem, który spowodował opracowanie techniki głębienia otworów w dnie oceanów było podjęcie próby przewiercenia skorupy ziemskiej, czyli problem „mohole”. Powstał on w wyniku postępu badań geofizycznych, które doprowadziły do ustalenia powierzchni nieciągłości Mohorovičića, jako granicy skorupy ziemskiej i płaszcza. Cel ten po pewnym czasie się zdezaktualizował, gdyż prace przygotowawcze dały tak imponujące wyniki naukowe i otworzyły tak szerokie perspektywy badań płytszych warstw skorupy ziemskiej na terenie oceanów, że chwilowo o nim zapomniano.

W 1961 r. rozpoczęto eksperymenty z wierceniami w dnie oceanicznym z niezakotwiczonego statku na wodach głębokości 3600 m na Pacyfiku i przewiercono 580 m osadu morskiego, pod którym świder utknął w warstwie bazaltu. Dotychczas wiercenia prowadzone na głębokich wodach nie mogą przewiercać skał twardych, możliwe natomiast jest pobieranie pojedynczych próbek ze stropowej części skał. Okra-

* The new global plate tectonics.

zało się przy tym, że pokrywa skał osadowych poza obszarami przybrzeżnymi nie jest skonsolidowana i przewiercanie jej nie nastęrcza trudności. Największa większość osadów przebita na otwartym oceanie do jesieni 1970 r. wynosiła 1015 m. W 1968 r. w Stanach Zjednoczonych wprowadzono w życie program badań den oceanów, zwany Deep Sea Drilling Project, przewidziany na okres 6 lat i polegający na rejsach statku oceanograficznego „Glomar Challenger”, którego głównym zadaniem jest wykonywanie na oceanach wierceń w celu zbadania całej pokrywy osadowej i stropu podłoża. Do dziś wykonano około 200 tego typu wierceń, których wyniki stały się podstawą naszej wiedzy o budowie geologicznej den oceanów i mórz śródlądowych, gdyż jeden z rejsów był poświęcony Morzu Śródziemnemu. Program ekspedycji nie jest jeszcze zakończony i wyniki nie są w pełni opracowane. Wstępne informacje o nich są podawane systematycznie w czasopiśmie amerykańskim „Geotimes”.

Osiągnięte wyniki mają bardzo duże znaczenie. Skorupa ziemska na terenie oceanów, poza obszarem kontynentalnych bloków i niewielkich izolowanych i zatopionych ich relików, zbudowana jest ze skał typu bazaltów oceanicznych, przykrytych kilkuset metrową grubą warstwą prawie nie skonsolidowanych osadów, nie starszych od górnej jury. 600 km od brzegu Atlantyku, pod Nowym Jorkiem, nawiercono wapienie oksfordu leżące na bazaltach. Wiek tych ostańców określono na 155 mln lat, jak podaje J. E. Erving (5). Nieaktualny stał się więc pogląd o cienkiej warstwie sialu pokrywającego warstwą bazaltową w dnie Oceanu Atlantyckiego. Najważniejsze jednak jest to, że prawdopodobnie wszystkie oceany są młode w sensie wieku ich skorupy bazaltowej i osadów. Atlantyk np. na średnich szerokościach geograficznych powstał przed 175—180 mln lat (5). Nie tylko bowiem, osady, ale i wiek nawiercanego pod nimi bazaltu badany metodami radioaktywnymi jest odpowiednio młody. Istnienie pod nawierconymi bazaltami skał osadowych starszych nie może być nawet alternatywnie przyjmowane, gdyż nie wskazują na to wyniki badań sejsmicznych, a poza tym brak jakichkolwiek skał starszych w porwakach wulkanitów oceanicznych, które są dostępne do szczegółowych badań na wyspach.

BADANIA MORFOLOGII DŃA

Momentem przełomowym w badaniach morfologii dna było wynalezienie echosondy. Szersze oceanograficzne zastosowanie jej wiąże się z wyprawą niemieckiego statku „Meteor” w latach 1924—1925, który pierwszy przywiózł szczegółowe profile morfologiczne przez grzbiet środkowoatlantycki, który zresztą został już wykryty w końcu XIX w., a dokładnie zbadany do 1967 r. Szczególnie trudnym obszarem było Morze Arktyczne pokryte stałe lodem. Największy wkład w rozpoznanie morfologii dna wniosły wyprawy Związku Radzieckiego (13). Badania prowadzone echosondą pozwoliły ustalić nie tylko głębokość morza, ale, podobnie jak sejsmika prospekcyjna, ułożenie warstw w głąb aż do powierzchni skorupy bazaltowej, a na zatopionych cokołach kontynentalnych do powierzchni silnej konsolidacji. Mapy den oceanów i ich morfologii, uwydatniające główne istotne dla geologii elementy morfologiczne, zostały opublikowane w skalach przeglądowych przez National Geographical Society w wydawnictwie „Geographical Magazine” w latach 1967—1969. W polskim piśmiennictwie można znaleźć ich reprodukcje w artykule K. Pożaryskiej w „Problemach” (12).

W wyniku tych badań stwierdzono we wszystkich wielkich basenach łącznie z Morzem Arktycznym grzbiety środkowoceaniczne. Są one szerokie, z najwyższą osiową częścią przeciętą podłużnym rowem morfologicznym stanowiącym ryft. Regułą są liczne grzbiety i bruzdy ułożone równoległe i symetrycznie do osi ryftu. Grzbiet oceaniczny jest poprzecinany poprzecznymi bruzdami równoległymi, nieraz bardzo długimi, rozmieszczonymi w odstępach dziesiątków

i setek kilometrów, które J. T. Wilson (10) zinterpretował jako uskoki transformujące. Przemieszczają one poszczególne odcinki grzbietu i ryftu poziomo. Są to więc wg polskiej terminologii tektonicznej — uskoki przesuwcze (9).

Drugim bardzo ważnym odkryciem było stwierdzenie głębokich rowów obrzeżających wszystkie luki wysp oceanicznych oraz Amerykę Północną i Środkową w stronę Pacyfiku. Są one zawsze asymetryczne, bardziej strome od strony lądu. Płaska strona oceaniczna rowów wykazuje na przegięciu zbocza wąskie równoległe do jego osi bruzdy, będące drugorzędowymi rowami tektonicznymi. Ponadto wykryto szereg innych, mniej interesujących dla nowej teorii tektonicznej elementów morfologicznych, jakimi są izolowane góry podmorskie w formie ściętych stożków tzw. guyots (czytaj „gijots”).

BADANIA WŁASNOŚCI MAGNETYCZNYCH SKAŁ

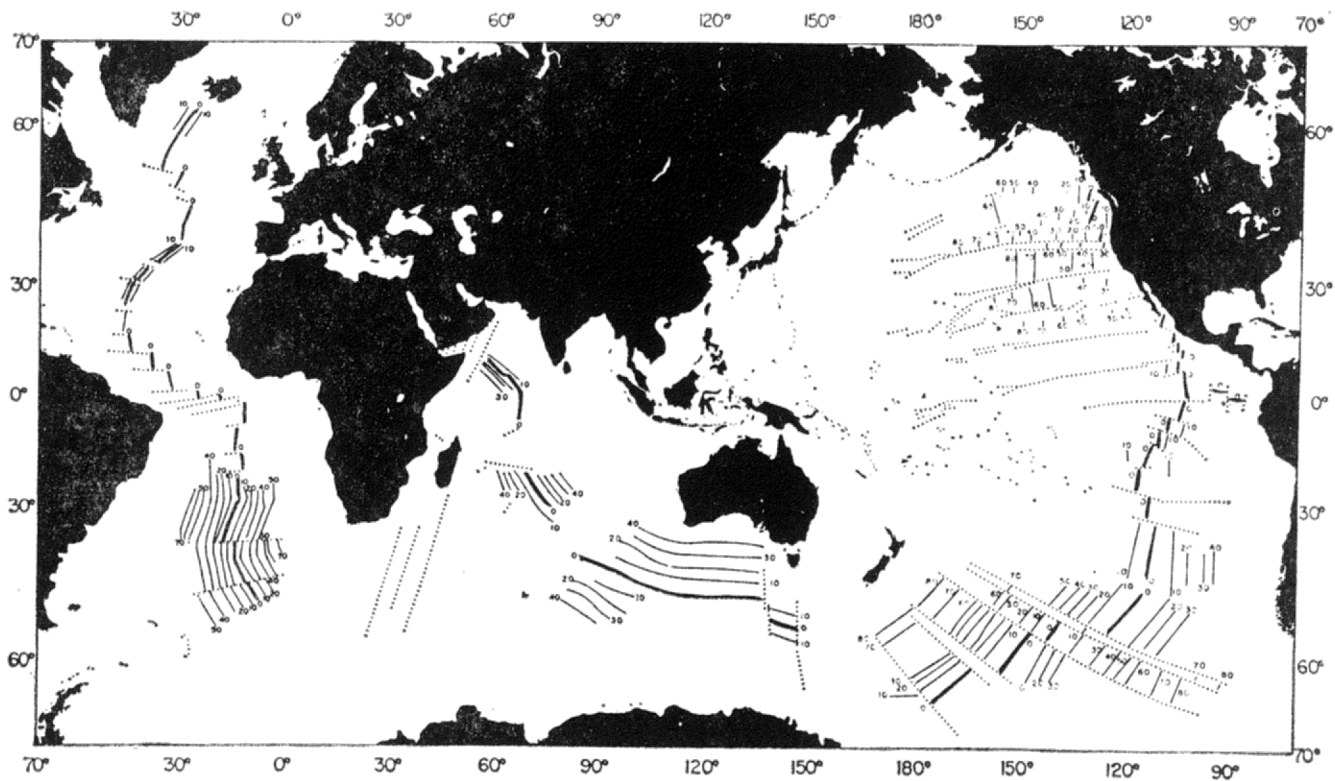
Z różnorodnych metod badań geofizycznych wy-suwają się tu na czoło badania anomalii magnetycznych, rozpoczęte już dość dawno. Wykresy ciągów wykonywanych ponad grzbietami oceanicznymi, prostopadłe do ich osi, wykazywały podobne kształty jak sondowania akustyczne. Dopiero jednak postawienie hipotezy rozprzestrzeniania się dna morskiego przez R. S. Dietza (4) i H. H. Hessa (7), pozwoliło R. J. Vine'owi i D. H. Matthewsowi (15) zinterpretować te anomalie jako odpowiadające normalnemu i odwróconemu namagnesowaniu skał wulkanicznych występujących w skorupie oceanicznej w formie wydłużonych listew, ustawionych symetrycznie po obu stronach ryftów. Listwy te rozsuwają się stale w kierunkach na zewnątrz od osi ryftów.

Barczo liczne badania anomalii magnetycznych na oceanach doprowadziły przed trzema laty do podstawowych syntetycznych opracowań opublikowanych w „Journal of Geophysical Research” w 1968 r. Praca J. R. Heirtzela i innych zawarta w tym tomie sumuje podstawy teorii i podaje wnioski dotyczące całego globu ziemskiego.

Od dawna znany był fakt częstego w historii geologicznej kuli ziemskiej odwracania kierunku pola magnetycznego o 180°. W konsekwencji tego można mówić o istnieniu pola normalnego i odwróconego w skali czasowej. Zmiany te zostały ściśle ustalone co najmniej dla ery kenozoicznej, co zostało przedstawione na ryc. 1. Poszczególne okresy czasu spokoju magnetycznego są różnej długości, co bardzo ułatwia ich scharakteryzowanie i identyfikację.

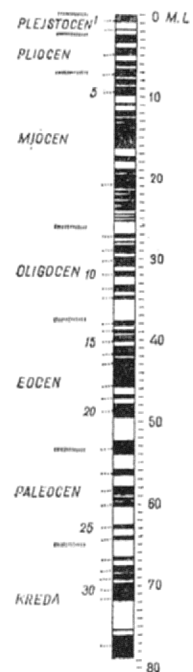
Dane magnetyczne porównywane w formie przekrojów poprzecznych grzbietów środkowoceanicznych na obszarze wielu basenów wykazują dwie podstawowe cechy, a mianowicie krzywe są symetryczne w stosunku do osi grzbietów, ściślej ryftu, i są korelatywne z różną dokładnością dla prawie wszystkich obszarów oceanicznych. Można więc było opracować krzywą modelową i ustalić anomalie przewodnie. Przeprowadzono poza tym identyfikację skał magnetycznie czynnych bądź też osadów na nich spoczywających, pobranych z dna morskiego w miejscach występowania określonych anomalii. Punktów takich oczywiście nie mogło być wiele. Badania wieku bezwzględne i badania paleontologiczno-stratygraficzne pozwoliły na ustalenie wieku powstania poszczególnych anomalii, czyli czasu wylewu skały wulkanicznej anomalie tę wywołującej. Oddalając się w obie strony od ryftu wiek anomalii jest coraz starszy. Skałami wulkanicznymi wywołującymi anomalie są tu zawsze bazalty oceaniczne, tworzące skorupę ziemską dna oceanu. Te obserwacje doprowadziły do ustalenia na wielkich obszarach oceanu czasu powstania skorupy oceanicznej w sąsiedztwie ryftów, a w niektórych miejscach, w odległościach paru tysięcy kilometrów od nich (ryc. 1).

Stwierdzono, że odległości izochron od ryftów są różne w różnych miejscach basenów oceanicznych, co dowodzi, że rozsuwanie dna morskiego odbywa się z różną szybkością, która została w ten sposób pomierzona (ryc. 3).



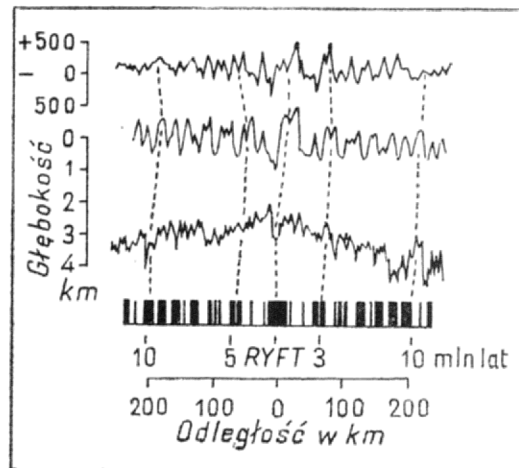
Ryc. 1. Mapa izochron dna morskiego przeprowadzonych zgodnie z anomaliami magnetycznymi. Grubsza linia odpowiada ryftowi, stanowiącemu izochronę zerową. Liczby odpowiadają czasowi tworzenia się skał wywołujących anomalię i podane są w milionach lat. Linie przerywane to uskoki transformujące (wg Isacksona i in. — 1968).

Fig. 1. Isochronous map of sea bottom, drawn according to magnetic anomalies. Thick line corresponds to a rift that constitutes here the zero isochronous line. Numbers correspond to the formation time of the rocks causing the anomaly, and are given in millions of years. Dashed lines illustrate transforming faults (according to Isacks et al., 1968).



Ryc. 2. Geomagnetyczna skala czasu. Czas polaryzacji normalnej oznaczony kolorem czarnym, odwrotnej — białym. Po lewej stronie napisane liczby oznaczają numery anomalii; po prawej — czas w milionach lat (wg Heirtzlera i in. — 1968).

Fig. 2. Geomagnetic time scale. Time of normal polarization shown with black colour, that of reverse polarization — with white colour. Numbers to the left determine anomalies, those to the right — time in millions of years (according to Heirtzler et al., 1968).



Ryc. 3. Wykres anomalii magnetycznych wykonany w poprzek grzbietu oceanicznego na Oceanie Indyjskim. Krzywa najwyższa — anomalie pomierzone; krzywa pośrednia — wyliczona teoretycznie (modelowa); krzywa dolna — morfologia dna na podstawie echosondy. Na dole skala anomalii jak na ryc. 2; (wg Le Pichona i Heirtzlera — 1968).

Fig. 3. Diagram of magnetic anomalies made across the ocean ridge in the Indian Ocean. The uppermost curve — measured anomalies, the intermediate curve — theoretically calculated (model) curve, the lower curve — morphology of sea bottom determined by echosounder. Below — the scale of anomaly as in Fig. 2 (according to Le Pichon and Heirtzler, 1968).

Jedną z najważniejszych podstaw nowej tektoniki globu są wyniki studiów trzęsień ziemi. Zostały one opracowane przez B. Isacksa, J. Olivera i L. R. Sykesa (8). Trzęsienia ziemi występują przeważnie na pasach kontaktu wielkich płyt, a więc przede wszystkim na łukach wysp, w rowach oceanicznych, rzadziej na grzbietach środkowoceanicznych i związanych z nimi uskawkach transformujących. Wstrząsy obserwuje się tylko w litosferze, ponieważ ma ona cechy ciała sztywnego, nigdy zaś nie występują w astenosferze. Szczególnie liczne są w skorupie ziemskiej.

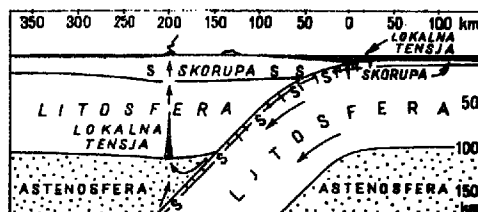
W strefach tensji ogniska wstrząsów są płytko położone i na ogół sąsiednie. Dotyczy to grzbiętów oceanicznych. W ich rejonie wstrząsy stosunkowo częściej występują w miejscach przesunięć osi ryftów przez uskoki transformujące. Ale sejsmiczne powstają w tym przypadku przez tarcie boczne dwóch przesuwających się względem siebie bloków. Zgodność mechanizmu powstawania fal i modelu jest tu potwierdzona przez obliczony na podstawie obserwacji kierunek wektora składowej poziomej, który jest zgodny z kierunkiem uskoku transformującego.

Znacznie więcej wnoszą badania przeprowadzone na obszarze łuku wysp, gdzie przyjmuje się ciągły ruch zanurzający płyty litosfery oceanicznej pod wyspę. Rozmieszczenie ognisk i kierunek wektorów składowej poziomej wyznacza dokładnie położenie zanurzającego się odcinka litosfery. Wykazuje on aktywność sejsmiczną tylko w kontaktowej strefie o grubości 20 km. Aktywność ognisk zmniejsza się nagle poniżej głębokości 100 km, co tłumaczy się występowaniem na tej głębokości spągu litosfery — nieruchomej płyty, pod którą pogrąża się płyta inwazyjna (ryc. 4). Najgłębsze ogniska rejestrowano z głębokości 700 km, na której prawdopodobnie następuje całkowity zanik sztywności litosfery roztopiającej się w astenosferze. Kąt nachylenia zanurzenia waha się od 30 do 70°, przeważnie wynosi 45°. Wstrząsy mogą również występować na płycie łuku wysp, są one tam płytko położone i powstają na skutek nacisku płyty inwazyjnej od strony oceanu. Na Alasce strefa pogrążenia w łuku Aleutów dochodzi do kontynentu przedłużając się na jego obszar. Obserwowano tu na powierzchni ładu zjawiska sejsmiczne i aktywne uskoki, w których następowało podsuwanie się obniżonego bloku wschodniego pod blok zachodni.

PLITY LITOSFERY I ICH WZAJEMNY RUCH
TEKTONIKA PŁYT (PLATE TECTONICS)

W wyniku opisanych badań W. J. Morgan (10), a następnie X. Le Pichon (11) opracowali teorię podziału litosfery na całej kuli ziemskiej na niezależne płyty będące stałe w ruchu względem siebie. Wyróżnili 6 wielkich płyt i kilka mniejszych. Są to płyty: Eurazja, Pacyfik, Ameryka (Północna i Południowa łącznie), Afryka, Indie i Antarktyda. Są one utworzone głównie ze skorupy oceanicznej, a nazwy ich zostały urobione od nazw bloków kontynentalnych sztywno z tą skorupą związanych. Jak podają późniejsi autorzy, w szczególności F. J. Dewey, J. H. Bird (3), wielkie płyty mogą być rozczłonkowane na części w pewnym stopniu niezależne. Płyta Eurazji składa się z trzech takich części, Ameryka z dwóch. Niektóre małe płyty wykazują wyraźną niezależność. Do nich należą: płyta Morza Karaibskiego, płyta wschodniego Pacyfiku, płyta Filipin.

Linie graniczne między płytami są dwojakiego rodzaju. Są to albo grzbiety środkowoceaniczne, albo głębokie rowy oceaniczne. Jeśli granica przebiega przez obszar kontynentalny, jak np. między Indostanem a Tybetem, to linia Indusu i Himalajów odpowiada rowom oceanicznym. Te dwa typy granic różnią się zasadniczo. Pierwsze są strefami wstępujących prądów konwekcyjnych, drugie zaś strefami prądów zstępujących. Istnieje na to szereg dowodów związanych z wynikami omawianych badań. Bardziej



Ryc. 4. Przekrój modelowy przez strefę pogrążania (subdukcji) płyty oceanicznej i tworzenia się łuku wysp. Litera S oznaczają miejsca silnych ognisk sejsmicznych. Czarny kolor na powierzchni skorupy oznacza ocean, a czarne kliny w skorupie na przegięciach znaczą szczeliny otwarte, powstające wskutek wygięcia płyty i lokalnych naprężeń rozrywających (tensja). W dolnej części litosfery płyty nadległej powstają szczeliny przez które podnosi się magma tworząc wulkany (wg Isacksa — 1968).

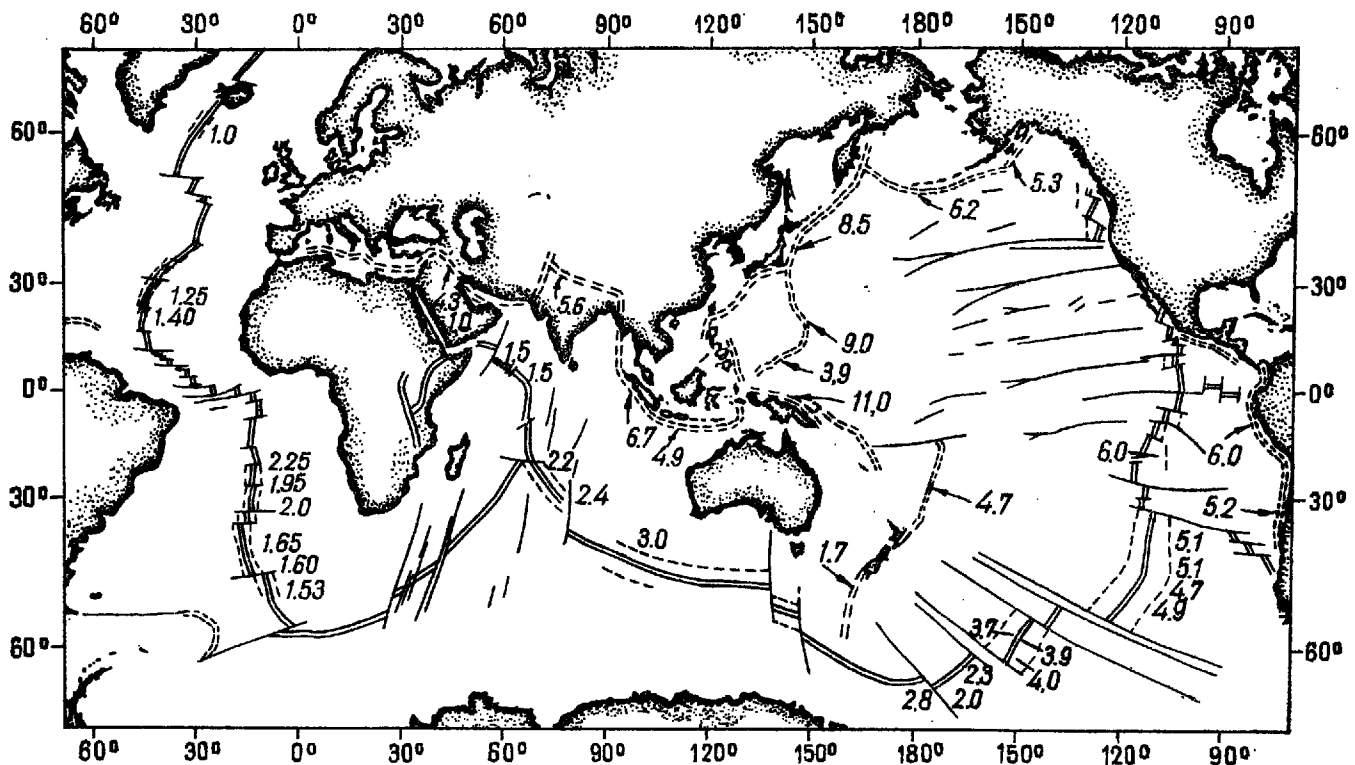
Fig. 4. Model cross section through the subduction zone of the ocean plate and of the formation of island arc. Letters S show sites of strongly active seismic centres. Black colour on the crust surface determines the ocean, and black wedges in the crust at bends illustrate gaping fissures formed due to bending of the plate and to local tensional forces. In the lower part of lithosphere of the overlying plate there are formed fissures where magma migrates making volcanoes (according to Isacks, 1968).

bezpośrednim dowodem jest istnienie bardzo silnych anomalii dodatnich strumienia ciepła nad grzbiętami, a ujemnych nad rowami.

Hipotezę prądów konwekcyjnych wprowadził jeszcze O. Ampferer (1). Była ona potem rozbudowywana i modyfikowana przez wielu badaczy, co omawia szeroko w swym podręczniku M. Książkiewicz (9). Nowe fakty, które stały się podstawą opracowania nowej tektoniki globu ziemskiego wykazały, że ta właśnie teoria spośród wielu możliwych jest najbardziej z nimi zgodna. Są jednak brane pod uwagę i inne teorie. S. S. Uszakow i M. S. Krass (14) wybrali teorię ekspansji kuli ziemskiej, która przeciwnie niż teoria kontrakcji dowodzi, że Ziemia się rozszerza, a deformacje z tym związane prowadzą do ograniczonych ruchów poziomych, co wystarcza do wytłumaczenia zaobserwowanych przesunięć litosfery den oceanów.

Bardzo istotnym elementem jest budowa samej litosfery. Problem ten jest obecnie bardzo intensywnie badany i komplikowany. Najbardziej ogólnym uproszczeniem jest podział na litosferę grubości około 100—150 km i niżej leżącą astenosferę. Pierwsza zachowuje się jak ciało sztywne i bywa nazywana tektonosferą, druga jest plastyczna. W litosferze rozróżnia się co najmniej dwie warstwy: górną — skorupę ziemską i dolną — górny płaszcz. Skorupa ziemska pod ładami ma większą grubość kilkudziesięciokilometrową, a pod oceanami — kilkukilometrową. Litologia tych warstw zmienia się w kierunku wzrostu zasadowości skał w głąb.

Najistotniejsze jednak dla geologii skorupy ziemskiej jest to, że grzbiety oceaniczne (ryfty) są strefami stałego powstawania nowej skorupy, a rowy jej zanurzania się i unicestwiania w niżej położonej astenosferze. Mamy więc stały ruch skorupy, a co za tym idzie obecne dna morskie mają w podłożu skorupę stosunkowo młodą, nie starszą prawdopodobnie od górnego triasu. Przeciwnie, skorupa kontynentalna jest na ogół stara, jak wiadomo z badań skał metamorficznych cokołów platform powstałych w protogeyku przed kilku miliardami lat. Skorupa kontynentalna, zwana często granitową, składa się ze skał lżejszych (siału) niż oceaniczna utworzona z bazaltu. Dlatego uważana jest za nie ulegającą wciąganiu w głąb płaszczu. Jest ona porównywana do piany na rzece, która w dużym stopniu jest uniezależniona od składowej pionowej ruchu wody.



Ryc. 5. Mapa rozmieszczenia grzbietów śródkooceanicznych z ryftami (linie podwójne) i uskokami transformującymi przesuwającymi odcinki ryftów. Anomalia magnetyczna odpowiadająca 10 mln lat zaznaczona pojedynczą linią przerywaną. Linie przerywane podwójne to rowy oceaniczne i szwy orogeniczne na lądach. Liczby przy ryftach oznaczają szybkość (jednostronną) rozprzestrzeniania się dna morskiego w centymetrach. Liczby ze strzałkami to kierunek i szybkość zanurzania się płyty w strefie rowu oceanicznego lub szwu orogenicznego na kontynencie (wg różnych autorów, głównie Le Pichona — 1968)

Fig. 5. Location map of middle-oceanic ridges with rifts (double lines) and with transforming faults that displace the individual parts of the rifts. Magnetic anomaly corresponding to 10 mill. years is marked with a single dashed line. Double dashed lines illustrate oceanic grabens and orogenic sutures within the continents. Numbers at the rifts determine the (unilateral) velocity of expansion of the sea bottom in cm. Numbers with arrows emphasize both direction and velocity of plunging of the plate within the zone of the ocean trench or of the orogenic suture within the continent (according to various authors, mainly according to Le Pichon, 1968).

Prądy konwekcyjne występują w obrębie astenosfery i tworzą prawdopodobnie niezależnie zamknięte obieg. Ruch astenosfery uruchamia płytę litosfery. Poszczególne warstwy są dziś powszechnie charakteryzowane prędkościami rozchodzenia się fal sejsmicznych śledzonych przy badaniu ich metodą sejsmiki refrakcyjnej. Stały ruch sztywnych płyt litosfery jest warunkowany wieloma czynnikami. Duże znaczenie dla ruchu ma fakt, że płyty mieszczą się w zamkniętej powierzchni naszego globu, do której muszą się one dostosować. Sztywność wielkich płyt jest przyczyną rozdzielania ich uskokami transformującymi na bardzo liczne odcinki wykazujące niewielkie, w stosunku do dryftu całej płyty, wzajemne przesuwanie się. Uskoki te nie są prostolinijne, a mają kształt łuków koncentrycznych kół, jak wykazali Morgan i Le Pichon, ustalając kilka centrów biegunów ruchów, wokół których poszczególne części płyty zakreślają łuki.

Grzblety oceaniczne nie zawsze biegną środkiem basenu, szczególnie jest to widoczne na Pacyfiku, gdzie grzbiet przybliżył się od południa do kontynentu północnoamerykańskiego, wchodząc nawet w Zatokę Kalifornijską. Podobnie na Oceanie Indyjskim, grzbiet Karlsberga, biegnący południkowo środkiem basenu, skręca na północ ku zachodowi wchodząc w Zatokę Adeńską i w Morze Czerwone. Nie ma on tu już charakteru grzbietu, a zachowany jest jedynie ryft, który rozgałęzia się na północy, biegnąc rowem tektonicznym Morza Martwego, a ku południowi wchodząc w wielkie rowy tektoniczne Afryki. Morze Czerwone, Martwe i rowy Afryki stanowią przykłady powstawania ryftów w obrębie bloków skorupy kon-

tyntentalnej. Wstępujące prądy konwekcyjne rozrywają kry sialu i powstałe otwarte szczeliny wleiska się magma zasadowa. W miarę ich rozszerzania powstaje coraz szersza, rozprzestrzeniająca się skorupa oceaniczna, a części kontynentów rozjeżdżają się na boki. Najlepiej zbadanym przykładem tego zjawiska jest Morze Czerwone, gdzie stwierdzono dodatnią anomalię strumienia ciepła.

Przy procesie rozrywania i rozprzestrzeniania skorupy oceanicznej na grzbietach tworzą się uskoki podługne zrzucające stronę przyryftową, tak że morfologia grzbietu oceanicznego cechuje się obfitością długich, ostrych grzbiecików równoległych do osi głównej. Forma ta wypukła się w wyniku braku erozji na dnach oceanów. Jedynie na stromych ścianach uskoczków tworzą się osuwiska podmorskie. W obrębie litosfery oceanicznej stwierdzono na grzbietach liczne odmiany skał metamorficznych, wskazujące na istnienie w nich procesów zeolityzacji, chlorytazacji i amfibolizacji bazytu i gabra. Wiaże się to z obfitym dopływem ciepła, wytwarzającym duży gradient temperaturowy oraz z iniekcjami w szczeliny uskoczkowe, gdzie powstają serpentynity.

Strefy rowów oceanicznych odpowiadają pochłanianiu litosfery zanurzających się płyt przez astenosferę i są miejscami występowania najstarszej skorupy oceanicznej. Subdukcja (zanurzanie się płyta inwazyjnego pod płytą stabilną litosfery) następuje albo na brzegu kontynentu, czego najlepszym przykładem jest zachodni brzeg Ameryki Południowej, albo w obrębie otwartego oceanu, gdzie powstają łuki