

WŁADYSŁAW POŻARYSKI

Instytut Geologiczny

NOWA TEKTONIKA GLOBU ZIEMSKIEGO CZĘŚĆ II — GÓROTWÓRCZOŚĆ

UKD 551.240:001.5.(100)

Na tle przedstawionego w części I obrazu przemian skorupy oceanicznej oczywiste jest, że powiązanie jego z dotychczasowymi poglądami na powstawanie gór nastrocza wiele trudności. W miarę jak kształtował się pogląd o mobilizmie skorupy i płaszczu oraz wynikający z tego nowy model procesów orogenezy wzrastała rozbieżność między tym modelem a tradycyjnym, opartym na stosunkowo stabilnym pojęciu ewolucji geosynkliny, mieszczącym się dobrze w „mobilizmie” teorii Wegenera.

Jednym z pierwszych, który zorientował się w sytuacji, był jak pisze W. J. Chajn (3) czołowy tektonik radziecki Biełousow. Przed paru laty podjął on dyskusję w obronie tradycyjnych poglądów, polemizując z Wilsonem na łamach czasopisma amerykańskiego „Geotimes”. Jasne stało się, przynajmniej Chajn, że musimy przejść do obozu mobilistów. Piśze on, iż stary, statyczny model tektonosfery musi być zastąpiony nowym dynamicznym, opartym o mobilizm oceanów, ale uwzględniającym również osiągnięcia klasycznej „kontynentalnej” geologii.

Nowe poglądy na procesy górotwórcze podaje według kilku podsumowujących prac: J. F. Dewey, J. M. Bird (6); J. F. Dewey, B. Horsfield (7); P. J. Coney (4) oraz syntetycznych opracowań ewolucji tektonicznej Appalachów i Kaledonidów Brytyjskich (5, 2) oraz Uralidów (9).

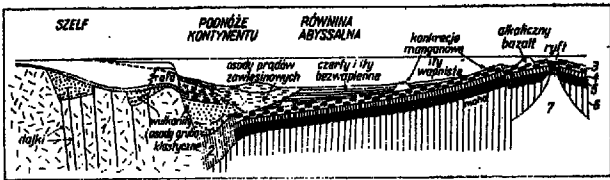
Wyjściowym pojęciem klasycznej teorii górotwórczej jest geosynklina. Powstało ono przed przeszło 100 laty (Hall J. 1859, Dana J. 1873) na podstawie obserwacji poczynionych w tych samych Appalachach, które służą obecnie do krytycznej jego rewizji. Geosynklinalne ugięcie, jakie stanowi strefa obciążonej osadami skorupy oceanicznej przy brzegu kontynentu typu atlantyckiego, stanowi już geosynklinę, jak pisze W. R. Dickinson (8). Nie jest ona jednak powiązana przyczynowo z powstawaniem orogenu. Twierdzi się tylko, iż są szanse, że z tego układu sedimentów powstanie kiedyś orogen i nie ma konieczności porzucania tego pojęcia. Wysuwane są jednak sugestie, iż w wielu trzeciorzędowych orogenach raczej dryft kontynentu niż przygotowanie geosynklinalne tworzy orogeny (1).

Dla wyżej opisanej strefy przybrzeżnej proponowany jest termin geoklina (geocline), a nie geosynklina, ze względu na wybitny brak symetrii w jej formie i rozmieszczeniu osadów (4). Klasycznym przykładem współczesnej geokliny jest strefa przybrzeżna Atlantyku przy kontynencie Ameryki Pn.

(ryc. 1). Miąższość osadów w strefie zbrocza kontynentalnego dochodzi do 10 km. Wulkanizm (wyłącznie zasadowy) występuje w strefie grzbietu oceanicznego tak współczesnego, jak i kopalnego. Obszar geokliny stale rozszerza się do chwili pojawienia się subdukcji, kiedy to zaczyna się zwązać. Osady szelfu i zbrocza kontynentalnego reprezentują strefę mio-geokliny, a podnóże zbrocza (Continental rise) i abysalna równina — strefę eugeokliny, jak realacjonuje Dickinson (8).

Tworzenie się orogenu właściwie zaczyna się dopiero od momentu pojawienia się przy wybrzeżu przełamania płyty oceanicznej, jej pograżenia i pochłaniania w głębi astenosfery, czyli strefy subdukcji. Przyczyny tego przełamania nie są jednak jasne. Podaje się przeciążenie i ochładzanie starzejącej się części skorupy oceanicznej przy krawędzi skorupy kontynentalnej. Powstaje wówczas orogen typu kordylierowego, którego przykładem są dzisiejsze Andy. Ewolucyjne tworzenie się jego przedstawia ryc. 2. Od strony oceanu (ryc. 2A) powstaje głęboki rów w dnie morza, w strefie subdukcji. Płyta zanurzająca się skorupy oceanicznej wciąga przykrywającą ją osady w głąb litosfery pod płytę nadległą. Przez to składniki sialiczne i węglanowe są dostarczane do górnego płaszczu i astenosfery w strefie brzeżnej kontynentu. Ma to duży wpływ na powstawanie i chemizm intruzji magmowych i wulkanitów.

Na dnie rowu panują warunki kompresji i następuje bardzo intensywna deformacja osadów nieskonsolidowanych (typ argile scagliose) i skonsolidowanych w formie druzgotu tektonicznego (mélangé). Ze zbrocza rowu położonego od strony kontynentu, które jest silnie dyslokowane, dostają się do rowu bloki skorupy oceanicznej typu ofiolitowego a nawet ultrabazyty górnego płaszczu. W głębszych częściach rowu po stronie kontynentu ulegają one metamorfizacji niskotemperaturowej w warunkach silnego stresu, tworząc skały zieleńcowe. W szczelinach uskokowych iniekcje magmowe powodują powstanie serpentynitów. Po pewnym czasie, gdy czoło oceanicznej płyty zanurzy się do głębokości ponad 100 km, pojawia się od strony kontynentu podmorski wulkanizm spilitowo-keratofirowy. Jest to faza geosynklinalna, chociaż jej model nie tak prosto przedstawia się jak w teoriach statycznych. Należy do niej również wyżej opisane stadium poprzedzające powstanie rowu.

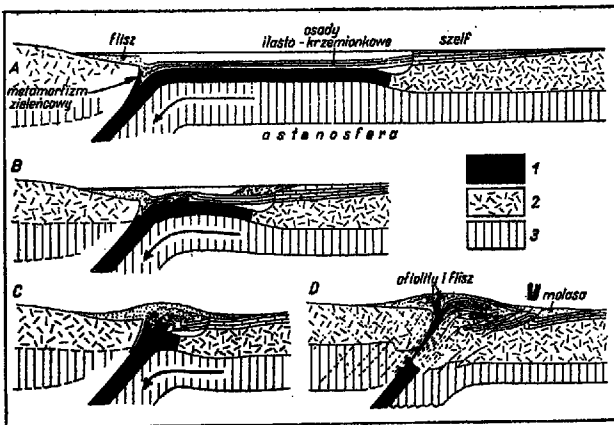


Ryc. 1. Przekrój przez zachodnią część Atlantyku i wybrzeże Ameryki Pn.

1 — skorupa kontynentalna, 2 — skorupa przejściowa między kontynentalną a oceaniczną, 3—5 — skorupa oceaniczna, 3—6 — litosfera, 3 — warstwa bazaltu poduszkowego i spilitów, 4 — warstwa obfitująca w dajki, 5 — gabbro, 6 — górny płaszcz, 7 — astenosfera (wg J. H. Birda i J. F. Deweya, 2)

Fig. 1. Cross section through the western part of the Atlantic Ocean and the North America sea-coast.

1 — continental crust, 2 — transitional crust between the continental and oceanic crusts, 3—5 — oceanic crust, 3—6 — lithosphere, 3 — bed of pillow basalt and of spilites, 4 — bed rich in dikes, 5 — gabbro, 6 — upper mantle, 7 — asthenosphere (according to J. H. Bird and J. F. Dewey, 2)



Ryc. 3. Przekrój modelowych stadiów ewolucyjnych orogenu powstającego z kolizji kontynentów (wg J. H. Birda i J. F. Deweya).

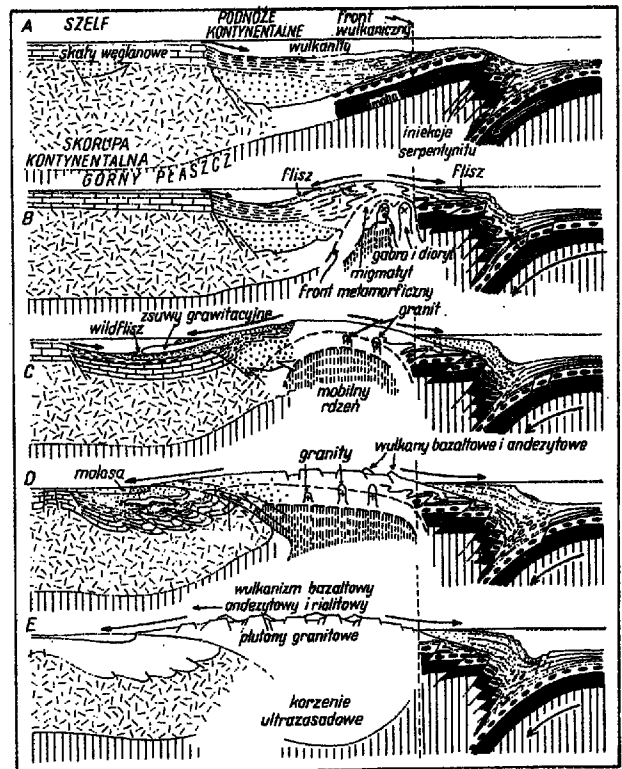
Litosfera: 1 — skorupa oceaniczna, 2 — skorupa kontynentalna, 3 — górny płaszcz.

Fig. 3. Model cross section of evolution stages of the orogen formed due to the collision of continents (according to J. H. Bird and J. F. Dewey).

Lithosphere: 1 — oceanic crust, 2 — continental crust, 3 — upper mantle.

W stadium następnym (ryc. 2B) kordyliera położona nad strefą subdukcji podlega stopniowemu wypiętrzeniu ku górze, a w jej podłożu podnosi się rdzeń o wysokiej temperaturze, związany z górnym płaszczem. Dyferencjacja magmowa w jego stropie daje zróżnicowanie intruzji wciskających się w skorupę kontynentalną i oceaniczną strefy brzeżnej kontynentu. Proces orogeniczny wkracza w fazę tektonogeny i inwersji.

Na ryc. 2C kordyliera leżąca nad strefą subdukcji podlega stopniowemu wypiętrzeniu ku górze. Dopyw ciepła z wysoko położonego płaszczka powoduje podchodzenie magmy bazaltowej (wapienno-alkalicznej). Tworzą się wielkie intruzje, początkowo gabbro-diorytowe, a następnie granitowe. Pojawia się wśród nich metamorfizm wysokotemperaturowy, obejmujący osady w obrębie kordyliery. W tym czasie tworzą się także sedimentacyjne spolarzowanie na zewnątrz od osi termicznego podniesienia. Ku oceanowi osadza się flisz poddany transportowi tektonicznemu w formie łusek. Ku kontynentowi flisz



Ryc. 2. Przekroje modelowe stadiów ewolucyjnych orogenu kordyliierowego. Kolorem czarnym zaznaczono skorupę oceaniczną z bazaltami poduszkowymi w stropie. Strzałki wskazują kierunek sedimentacji i ruchu płyty pochłanianej (wg J. H. Birda i J. F. Deweya, 2).

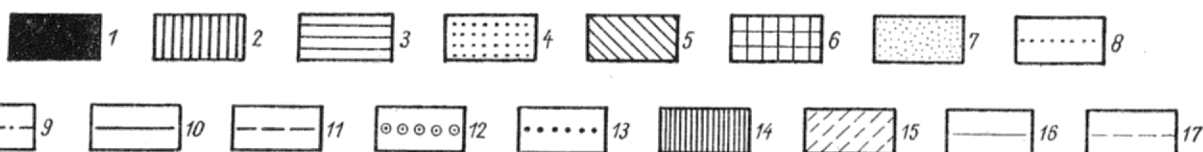
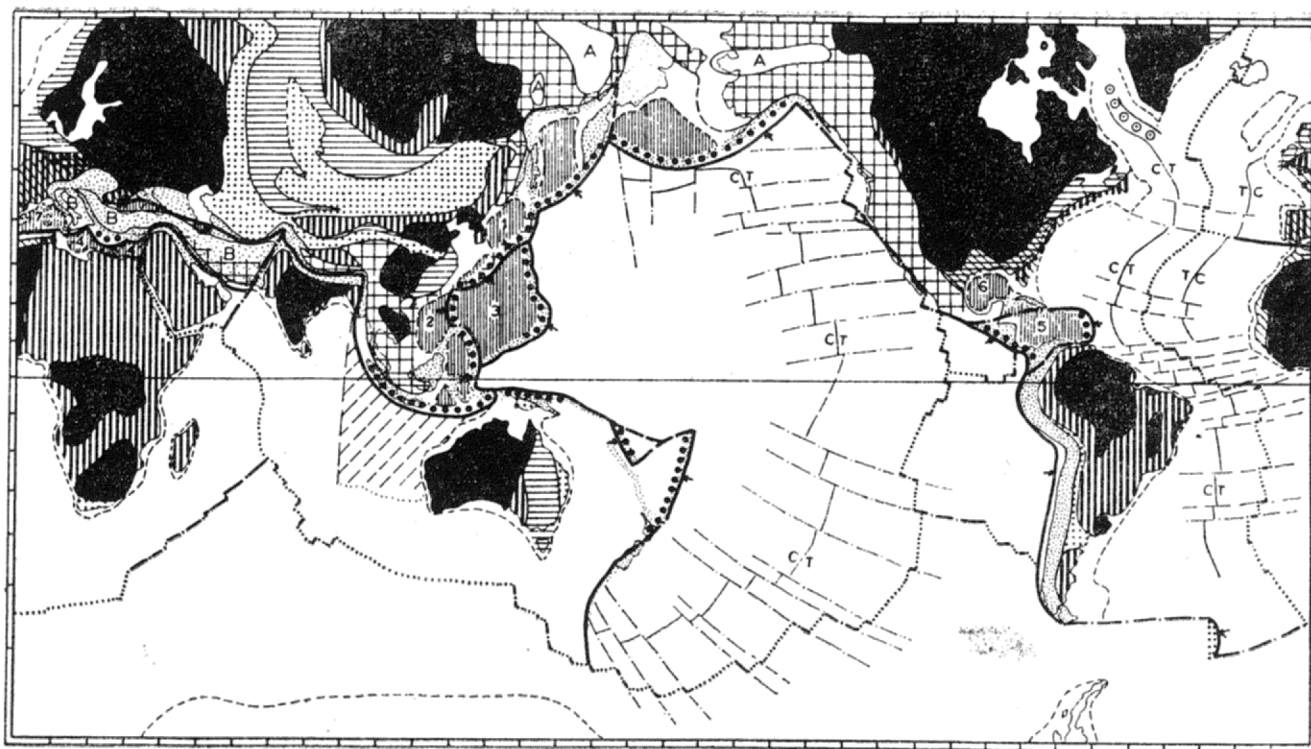
Fig. 2. Model cross sections of evolution stages of the Cordilleran orogen. Oceanic crust with pillow basalts at the top is shown with black colour. Arrows point to the direction of sedimentation and to the movement of the plate engulfed (according to J. H. Bird and J. F. Dewey, 2).

i szarowaka wypełnia stopniowo basen strukturalny powstały w obszarze podłoża zbrocza i szelfu, podlegającego teraz subsydencji. Tworzą się w tym kierunku rozległe płaszczowiny grawitacyjne, można tu mówić o wkraczaniu fałdowanej się geosynkliny i frontu deformacji na kraton.

Stopniowo (ryc. 2D) rdzeń magmowy o wysokiej temperaturze rozprzestrzenia się górną ku kontynentowi, nasilając proces transportu tektonicznego w tym kierunku. Powstają płaszczowiny ze skałami starszego podłoża w jądrach, wyrwanymi przez nasilający się front deformacyjny, postępujący ku lądowi. Dalej w tym kierunku zaczyna się już tworzyć egzogeosynklina wypełniona molasą. Jest to główna faza tektoniczna.

Faza posttektoniczna (orogeniczna; ryc. 2E) cechuje się postkinematycznymi intruzjami granitów, dyslokacjami dysjunktywnymi i bazaltowym oraz wapienno-alkalicznym wulkanizmem. W tych ostatnich stadiach wyraźne są przejawy polaryzacji magmatyzmu zarówno intruzywnego, jak i wulkanicznego, warunkowanego permanentnym istnieniem strefy subdukcji. Plutony granitowe ku kontynentowi zmieniają stosunek potasu do sodu i krzemionki na korzyść potasu. Pierwsze plutony pojawiają się blisko strefy subdukcji, a lava bazaltowa zmienia się z typu toleitowego bliżej rowu w bazalt alkaliczny w kierunku lądu.

Front wulkaniczny w orogenach typu kordyliierowego przebiega w odległości około 130 km od rowu.



Ryc. 4. Tektonika litosfery.

1 — stare kratony prebajkalskie, 2 — bajkalidy, 3 — kaledonidy, 4 — waryscydy, 5 — obszary regenerowane w górnym paleozoiku, 6 — kimerydy, 7 — alpidy trzeciorzędowe, 8 — ryfty, 9 — uskoki transformujące, stanowiące granice płyt, 10 — strefy subdukcji (strzałki wskazują kierunek pochłaniania), 11 — granice płyt niezdefiniowane, 12 — zamarte ryfty, 13 — wulkanizm wapienno-alkaliczny, 14 — małe baseny oceaniczne, 15 — relikty oceanu Tetydy, 16 — granica kredowego i trzeciorzędowego dna oceanicznego, 17 — brzozy kontynentów. A — stare kratony niepewnego wieku, B — wewnętrzne mikrokontynenty orogenu Tetydy (wg J. F. Deweya i B. Hornsfielda, 7).

Fig. 4. Tectonics of lithosphere.

1 — old pre-Baikal cratons, 2 — Baikalids, 3 — Caledonids, 4 — Variscids, 5 — areas regenerated at the Upper Palaeozoic time, 6 — Kimmeridgians, 7 — Tertiary Alps, 8 — rifts, 9 — transforming faults constituting the boundaries of plates, 10 — zones of subduction; arrows present direction of engulfing, 11 — undefined boundaries of plates, 12 — extinct rifts, 13 — calcareous-alkaline volcanism, 14 — small oceanic basins, 15 — relics of the Tethys ocean, 16 — boundaries of the Cretaceous and Tertiary ocean bottom, 17 — continental margins. A — old cratons of indefinite age, B — internal microcontinents of the Tethys orogen (according to J. F. Dewey and B. Hornsfield, 7).

Odległość pierwszych wulkanów od rowu uzależniona jest od nachylenia płyty zanurzającej się i od szybkości zanurzania. Plutony granitowe występują jako ser- i anorogeniczne, tworząc się w długim przeciągu czasu. W kaledoniku szkockim przejawy plutonizmu granitowego miały miejsce jeszcze po 100 mln lat od zakończenia ordowickiej metamorfizacji. Nasuwa się tu analogia z waryscydami sudeckimi i przedsudeckimi, których granitoidy najmłodsze są datowane na 262 mln lat (informacja ustna T. Depciucha i J. Lisa), co odpowiada połowie dolnego permu. Jest to opóźnienie 60 mln lat w stosunku do ostatniej fazy tektonicznej, która miała tu miejsce na pograniczu wizeny i namuru.

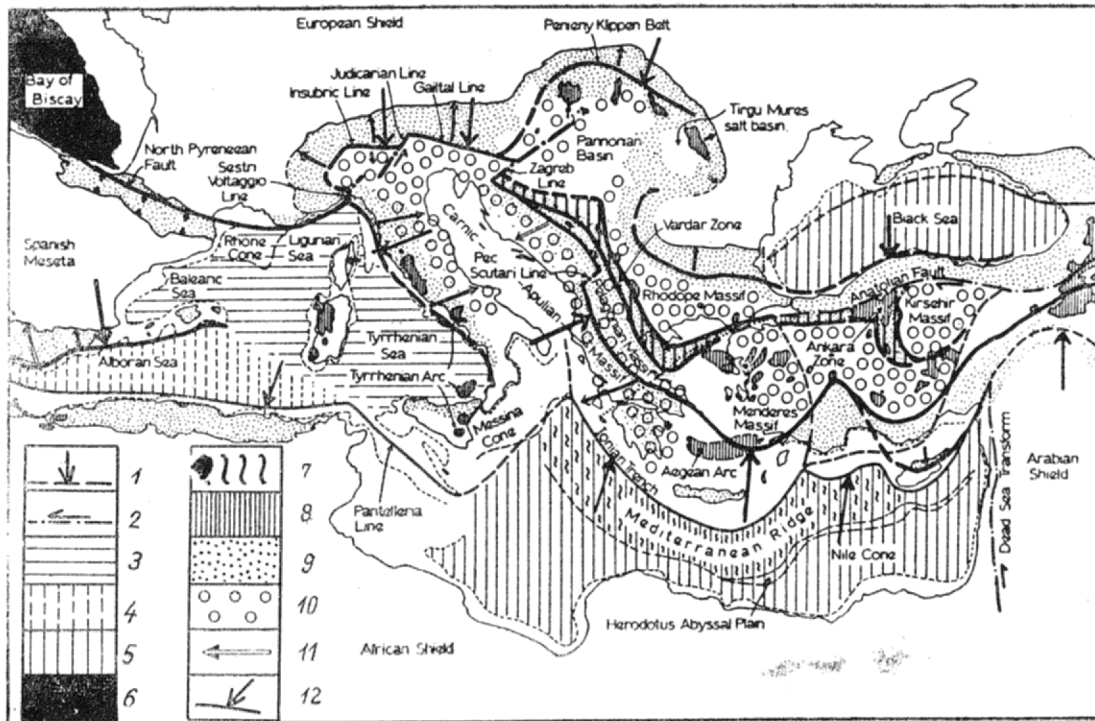
Finalny i postorogeniczny wulkanizm jest zróżnicowany od bazaltowego do andezytowego i riolitowego.

Tektokineza ma cechy symetrii, występuje w niej jednak diachronizm. Nasunięcia ku oceanowi są wcześniejsze, zaś ku lądowi późniejsze i związane z występującą na dość długim odcinku czasu migracją ruchów ku kontynentowi. Podawany jest przykład z kordyliery zachodnich stanów USA, gdzie jurajskie ruchy Newady migrują ku wschodowi, doprowadzając do powstania laramijskiego orogenicznego frontu Gór Skalistych, powstałego w obrębie

typowej starej platformy. Migracja frontu deformacyjnego wiąże się z migracją przejawów magmatyzmu.

W wielu przypadkach płyta skorupy oceanicznej przesuwaną się ku lądowi przynosi łuk wysp, które dobudowują płytę kontynentalną, komplikując formę orogenu. Czasami są to mikrokontynenty, dryfujące wraz z płytą oceaniczną szczątki rozpadłych kontynentów, w obu przypadkach pierwotna strefa subdukcji po zderzeniu (kolizji) zanika i powstaje nowa, po oceanicznej stronie dobudowanego elementu. W tak powstałym orogenicie stwierdza się więc dwie strefy silnego zdyslokowania i występowania ofiolitów z zieleńcami oraz fliszem, przy czym wewnętrzna jest starsza od zewnętrznej. Znany jest przypadek, gdy na blok skorupy kontynentalnej nasuwa się skorupa oceaniczna, ma to miejsce przy subdukcji skierowanej ku oceanowi. Wydzwignięte w tym przypadku na powierzchnię są warstwy ultrazasadowych skał skorupy i górnego płaszcza (ma to miejsce na wyspach Macquarie koło Nowej Zelandii).

Inny model stanowi typ kolizyjny kontynentu z kontynentem (ryc. 3). Najbardziej znanym przykładem gór tego typu jest pasmo alpidów śródziemnomorskich sięgające po Himalaje (ryc. 4 i 5). Jest to



Ryc. 5. Szkic tektoniczny obszaru alpejsko-śroziemnomorskiego.

1 — strefy subdukcji dzisiejszej (strzałki wskazują kierunek pochłaniania), 2 — uskoki transformujące, 3—5 — małe baseny oceaniczne (3 — oligomioceneskie, 4 — nieznanego wieku, 5 — przedmezozoiczne), 6 — skorupa oceaniczna Atlantyku, 7 — deformacja osadów współczesnych, 8 — neogenny wulkanizm, 9 — zdykowania mezo-kenozoiczne, 10 — mikrokontynenty Tetydy, 11 — polaryzacja tektoniczna, 12 — strefy subdukcji (strzałki wskazują kierunek zanurzenia; wg J. F. Deweya i J. H. Birda, 2).

Fig. 5. Tectonic sketch of the Alpine-Mediterranean area.

1 — zones of present-day subduction; arrows show direction of engulfing, 2 — transforming faults, 3—5 — small oceanic basins, (3 — Oligo-Miocene basins, 4 — basins of unknown age, 5 — pre-Mesozoic basins), 6 — Atlantic ocean crust, 7 — deformation of present-day deposits, 8 — Neogene volcanism, 9 — Mesozoic dislocations, 10 — Tethys microcontinents, 11 — tectonic polarization, 12 — zones of subduction; arrows show direction of plunging (according to J. F. Dewey and J. H. Bird, 2).

bardzo zagmatwany kompleks łańcuchów górskich, w którym wyróżnia się szereg mikrokontynentów stanowiących dziś masywy wewnętrzne, ślady łuków wysp, liczne dzielące je strefy ofiolitowe odpowiadające rowom oceanicznym. Cechą tego typu orogenu jest bardzo silna kompresja i związany z nią transport tektoniczny. Płaszczyzny posiadają w jądrach kliny skał podłoża wyrwane z głębi. Pierwsze stadia rozwojowe tych orogenu są podobne do poprzednio opisanych. Zbliżające się do siebie kontynenty zeszkrobują osady pelagiczne z pochłanianej płyty skorupy oceanicznej. W strefie szwu są więc obecnie oprócz brył pochodzących z tej skorupy, intruzji i wulkanitów z nią związanych skały krzemionkowe i ilaste głębokowodne. Występują tu także osady fliszowe. Płyta podsuwająca się nie może zagłębiać się zbyt głęboko, gdyż przeciwdziała temu pływalność sialu w stosunku do gęstszych skał płaszczka. Następuje spiętrzenie skorupy kontynentalnej i wypychanie jej izostatycznie ku górze. Strefa szwu jest miejscem maksymalnej kompresji, w której występuje zbrekcionowanie tektoniczne. W tego typu orogenu dominuje czynnik mechanicznego nacisku, a zróżnicowanie w obrębie tego typu zależy od charakteru brzegów kontynentu, od powstałych tam osadów i kształtu brzegu. Szczególnie ten ostatni moment rzutuje na niejednoczesne wchodzenie w stadium kolizji różnych odcinków brzegu, co pociąga rozciąganie w czasie faz tektonicznych.

Podsumowując należy stwierdzić, iż istnieją 2 główne typy orogenu: 1) kordylerowy typ rządzoney **przemianami termalnymi**, 2) kolizyjny typ, w którym decydują czynniki **mechanicznego nacisku**.

Typy te wykazują szereg podstawowych różnic, np.: dwukierunkowość nasunięć cechuje tylko pierwszy typ, natomiast w drugim jest niemal wyłącznie

transport jednokierunkowy ku płycie pochłanianej. Zsuwy grawitacyjne w typie kordylerowym poprzedzają płaszczowiny angażujące podłoże krystaliczne, w typie kolizyjnym kolejność jest odwrócona. Silny metamorfizm, zróżnicowany na dwa obszary wysoko i niskotemperaturowy w kordylerach, w typie drugim odgrywa mniejszą rolę i powstawał na ogół w niskiej temperaturze. Przy kolizji kontynentów na strefę szelfową są nasunięte nie tylko osady podłoża kontynentu tak jak w kordylerach, ale i osady rowu oraz łuku wysp oceanicznych. Flisz w typie pierwszym ma podwójną polaryzację i pochodzi z osiowego obszaru matamorfizowanego. Flisz w drugim typie jest pojedynczo spolaryzowany i powstawał dwufazowo. W stadium przedkolizyjnym jest wcześniejszy pochodzący z rowu oceanicznego, zaś późniejszy w stadium kolizyjnym związany z płaszczowinami nasuwającymi się. Korzenie orogenu w kordylerowym typie wiążą się z zasadowymi intruzjami, gdy w drugim typie są sialiczne, powiązane ze złuskowaniem podłoża.

Nowa teoria globowa przyjmuje, iż łańcuchy górskie powstawały przede wszystkim drogą interkontynentalnych procesów diastroficzno-sedymentacyjnych. Były to procesy długotrwałe, gdyż dla Appalachów okres ich tworzenia przyjmuje się od późnego prekambriu do dewonu. Obszar fałdowy Europy południowej był permanentnym miejscem procesów orogenicznych od wczesnego eokambriu (około 1000 do 800 mln lat do dziś). Dowodem tego jest istnienie na obszarze Morza Śródziemnego (ryc. 5) rowu po południowej stronie Grecji, Krety i Cypru, w którym stwierdzono zaburzone osady współczesne. Odpowiada on strefie subdukcji. Płyta Afryki podsuwa się więc stale pod Europę. Jej przedłużenie — tarcza Arabii podsuwa pod krawędź orogenu Iranu

z szybkością 4,3 cm rocznie. Jest to związane z rozsuwaniem się Morza Czerwonego, którego środkiem przebiega ryft.

Analiza genetyczna prowadzi do wniosku, że orogeny alpejskie regionu śródziemnomorskiego są głównie typu kolizyjnego, a typ kordylierowy cechuje orogeny paleozoiczne Europy. Wskazuje na to dominowanie procesów termicznych w drugich, a mechanicznych (dalekich nasunięć) w pierwszych. W związku z tym można by próbować rozwiązywać orogen wartyński w Polsce na podstawie modelu typu kordylierowego. Zdaje się, że istnieje dostatecznie dużo elementów przewodnich związanych z tym typem, jak: strefy ofiolitowe, zróżnicowane intruzje, wysokotemperaturowy metamorfizm. Z drugiej jednak strony, tak jak i w Appalachach musiało tu dojść w końcu i do kolizji interkontynentalnych, nie powodujących tylko tak daleko idących zmian mechanicznych jak w Alpach i Karpatach. Blok czeski musiałby być zgodny z tym modelem potraktowany jako obcy mikrokontynent, który został dobudowany do fałdowego obrzeżenia starej platformy wschodnioeuropejskiej przypuszczalnie w środkowym paleozoiku.

Nowa teoria globalowa jest zbyt młoda, aby mogła już dziś ująć w swój logiczny system wszystkie przejawy diastrofizmu kopalnego. Ma jednak tę wyższość nad poprzednimi, że sięgnęła poznawczo aż do podstawy litosfery. Może więc przyczynowo łączyć procesy zachodzące obecnie i zasze kiedyś w całej

SUMMARY

New orogenic theory, based on plate tectonics of lithosphere has recently been developed. It connects orogenic processes with subduction phenomena. Two types of orogeny are distinguished. The first, called Andean or Cordilleran type, was formed under a dominant influence of thermal processes. The second, called Himalayan type, arose as a result of an intercontinental collision, accompanied by strong mechanical factors.

tektonosferze, ponadto objęła po raz pierwszy całą powierzchnię globu, stąd też wywodzi się jej nazwa.

LITERATURA

1. Ahmed F. — Orogeny, geosynclines and continental drift. *Tectonophysics*, 1968, No. 5.
2. Bird J. M., Dewey J. F. — Lithosphere Plate-Continental Margin Tectonics and the Evolution of the Appalachian Orogen. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 1970, 81, No. 4.
3. Chajn W. J. — Proisходит ли научная риволуция в геологии? *Природа*, 1970, nr 1.
4. Coney P. J. — The geotectonic Cycle and the New Global Tectonics. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 1970, 87, No. 3.
5. Dewey J. F. — Evolution of the Appalachian (Caledonian orogen). *Nature*, 1969, 222, No. 12.
6. Dewey J. F., Bird J. H. — Mountain Belts and the New Global Tectonics. *Jour. of Geof. Research*, 1970, 75.
7. Dewey J. F., Horsfield B. — Plate Tectonics, Orogeny and Continental Growth. *Nature*, 1970, 225, No. 7.
8. Dickinson W. R. — The new global Tectonics. The Second Penrose Conference of Geol. Soc. of Am. Dec. 1969. *Geotimes*, 1970, 15, 3.
9. Hamilton W. — The Uralides and the Motion of the Russian and Siberian Platforms, *Geol. Soc. of Am. Bull.* 1970, 81, No. 9.

РЕЗЮМЕ

За последние несколько лет получила развитие новая орогеническая теория, основанная на глыбовой тектонике литосферы. Она связывает орогенические процессы с явлениями субдукции. Различаются два типа орогенезов. Первый тип — андийский или кордильерский развивался под господствующим влиянием термических процессов. Второй — гималайский тип возникал вследствие интерконтинентальных нарушений при участии сильно действующих механических факторов.