



POSTĘP W BADANIACH OFIOLITÓW

UKD 552.3/.4.08ofiolity(26.03):551.242.22(1—191).001.6(091):[061.31.055.1.(100)(564.3),1979.04*]

Termin petrologiczno-tektoniczny „ofiolity” pojawił się już w pierwszej połowie XIX wieku. Znaczenie zblizone do obecnie przyjętego nadał temu terminowi G. Steinmann (17). Ofiolitem nazwał on kompleks skalny złożony z trzech głównych członów: serpentynitów, serii diabazowo-spilitowej oraz radiolarytów. Dalsze sprecyzowanie terminu „ofiolit”, uwzględniające genezę, nastąpiło dopiero w połowie dwudziestego wieku. W 1965 r. przedstawił je w swej pracy o geosynklinach J. Aubouin, wiążąc występowanie ofiolitów z inicjalnym wulkanizmem. Ofiolity miały być ekstruzjami podmorskimi i intruzjami rozmieszczonymi na rozłamacz, na flance geosynkliny w okresie silnej subsydencji i tworzenia się głębokowodnych osadów (ryc. 1).

Taką interpretację pojęcia ofiolity zawierają podręczniki, nieraz aż do lat siedemdziesiątych, i tak są przez wielu autorów jeszcze dziś rozumiane. W obrębie ofiolitów widziano sekwencję wertykalną, w której najwyżej były umieszczone lawy poduszkowe, a najniżej — ultramafity. Sekwencji tej nie uznawano jednak za powszechną. Największą przeszkodą były z reguły bardzo silne zdyslokowania ofiolitów i porozrywanie na drobne fragmenty, a niejednokrotnie i silny metamorfizm regionalny, co wynikało z ich pozycji w orogenezie.

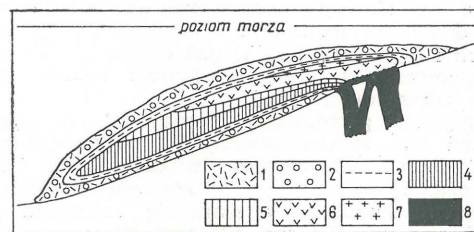
Następny pogląd wiązał powstawanie intruzji ultrazasadowych z głębokimi rozłami w skorupie kontynentalnej. Wynikał on z obserwacji tych — pionowo stojących — ciał w wielu punktach występowania ofiolitów. Natomiast nie obserwowano prawie nigdzie ich poziomego ułożenia.

Z pojawieniem się teorii tektoniki płyt litosfery wszystkie te poglądy, z wyjątkiem sekwencji wertykalnej, stopniowo traciły na aktualności. Zdecydowało o tym przyjęcie mobilizmu skorupy kontynentalnej i oceanicznej oraz szczegółowe poznanie samych ofiolitów, szczególnie zaś prawidłowości i stałości rozwoju ich asocjacji. W 1972 r. na konferencji ofiolitowej w Penrose przyjęto nową definicję tych skał. Podstawą jej było przyjęcie stałej wertykalnej sekwencji tej asocjacji. Poczynając od góry były to: lawy poduszkowe, niżej kompleks dajek pakietowych (sheeted dike complex), pod nim gabro niewarstwowane, a jeszcze niżej warstwowane kumulaty ultramafitowe i mafitowe, spoczywające na ste-

tonizowanych perydotytach. Definicja oparta na takich przesłankach stała się stymulatorem do poszukiwania i opracowywania sekwencji ofiolitowej we wszystkich wystąpieniach ofiolitów na świecie.

Na Sympozjum Ofiolitowym na Cyprze w kwietniu 1979 r., na które przybyło około 400 specjalistów z 40 krajów, przedstawiono wyniki tych poszukiwań. W pewnym stopniu uprościły one zagadnienie ofiolitów i ułatwiły powiązanie większości wystąpień ultramafitów — a w znacznym stopniu i mafitów — wspólną genezą. Uznaje się je obecnie jako szczątki litosfery oceanicznej wmontowane w struktury orogeniczne.

Skorupa oceaniczna zajmuje na kuli ziemskiej blisko 3/4 jej powierzchni. Tymczasem bezpośrednim badaniom na lądach jest ona dostępna tylko na znikomych obszarach (por. 14). Na ogół mamy do czynienia z drobnymi jej fragmentami, zawsze w orogenezach i to w ich szwach, w strefach najsilniej zaburzonych tektonicznie. Wobec tego wykrycie ich se-



Ryc. 1. Tworzenie się ofiolitów na dnie morza geosynkliny, według J. Aubouina (1*).

1 — bazyalty, 2 — lawy poduszkowe, 3 — doleryty, 4 — perydotyty, 5 — piroksenity, 6 — gabra i dioryty, 7 — dioryty kwarcowe i skały bardziej kwaśne, 8 — szczeliny erupcyjne.

Fig. 1. Origin of submarine ophiolites within geosyncline, according to J. Aubouin (1).

1 — basalts, 2 — pillow lavas, 3 — dolerites, 4 — peridotites, 5 — pyroxenites, 6 — gabbros, 7 — quartz diorites and the more acid rocks, 8 — eruptive fissures.

* Pozycja ofiolitów w geosynklinie wg J. Aubouina — patrz Prz. Geol. nr 7 1979, str. 407, ryc. 2.

kwencji warstwowej („litostratygrafii”) jest niezwykle trudne.

Uznano, że jest tylko jedno miejsce na świecie, gdzie skorupa oceaniczna została dźwignięta powyżej poziomu morza i leży płasko w stanie prawie nie stektonizowanym — to właśnie masyw Troodos na Cyprze. Stała się ona „litostratotypem” dla szeroko pojętych badań ofiolitowych, gdyż jest w niej odświeżona cała magmowa sekwencja skorupy oceanicznej wraz z morskimi przykryciem osadowym i podścielającymi ją najwyższymi częściami górnego płaszczka Ziemi. Geolodzy nie są zgodni co do tektonicznego przekroju przez ten masyw (ryc. 2), ale to nie zmniejsza jego znaczenia jako obiektu wzorcowego. Należy dodać, że jest on bardzo dokładnie zbadany pod względem geologicznym, geofizycznym, petrologicznym i geochemicznym. Jego znaczenie jest szersze niż to by wynikało z powyżej przytoczonych danych. Skorupa kontynentalna nie ma takiego dobrze odświeżonego pełnego profilu i dla rozważań dolnej jej granicy, która ma wiele problemów wspólnych ze skorupą oceaniczną, jest to jedyne miejsce, gdzie możemy zbierać bezpośrednie obserwacje. Miałyby one także znaczenie dla interpretacji powierzchni Moho w Polsce oraz dla badania genezy niektórych mafitów i ultramafitów w Sudetach.

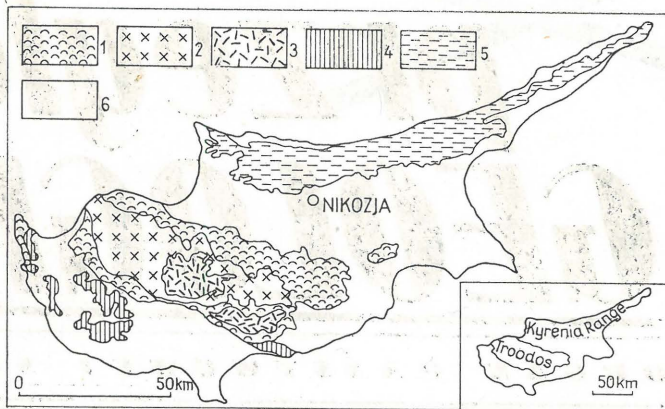
SEKWENCJA OFIOLITU TROODOS

Ofiolit Troodos (głównie wg I. G. Gassa; 8) składa się z trzech głównych serii skalnych. Od stropu ku spągowi w skład jego wchodzi: seria wulkaniczna law poduszkowych, kompleks hipabisalny pionowych, płasko-równoległych dajek pakietowych (sheeted dikes) oraz kompleks plutoniczny (ryc. 3).

Seria law poduszkowych jest dwudzielna. Górna lawa poduszkowa ma skład bazaltu oliwinowego z przejściami do limburgitów i pikrytów, dolna zaś lawa jest bazaltem toleitowym wykazującym nadmiar krzemionki. W dolnej lawie poduszkowej miejscami pojawiają się andezyty. Lawy poduszkowe uległy metamorfizmowi w facji zeolitowej. Poduszki mają przeciętne wymiary 0,5 m, chociaż czasami przekraczają 1 m. Dolną lawę poduszkową przecinają nieliczne dajki.

Pod lawami poduszkowymi, lecz nad gabrami kompleksu plutonicznego, znajduje się kompleks dajek pakietowych. Budują je głównie diabazy zmetamorfizowane w facji zieleńcowej bądź amfibolitowej. Dajki powstały w głównej mierze (w 80%) w szczelinie wywołanej spredingiem. Nie są one na ogół przekładane innymi utworami i stanowią 100% skały (ryc. 4). Obserwowana szerokość dajek waha się w granicach 0,5–5,0 m, długość zaś 0,3–3,0 km. W profilu prostopadłym do biegu stwierdzono w masywie Troodos obecność 48 000 dajek. Są one asymetryczne i mają na ogół zachowane jednostronne brzegi szybkiego stygnięcia. Górna granica serii nie jest ostra, gdyż część dajek wnika w wyżejległą lawę poduszkową. Pasowe anomalie magnetyczne tak charakterystyczne dla skorupy oceanicznej są wywołane przez skały dwóch górnych ogniw ofiolitu, tj. law poduszkowych i dajek (10). Dajki pakietowe łącznie z dolną lawą poduszkową noszą w ofiolicie Troodos zbiorczą nazwę sekwencji osiowej.

Kompleks plutoniczny składa się od spągu ku stropowi ze stektonizowanych harzburgitów, serii uwarstwionych kumulatów ultrazasadowych i zasadowych oraz skał intruzyjnych górnego poziomu. Stektonizowane harzburgity stanowią residuum prymitywnej materii górnego płaszczka Ziemi o składzie lherzolit plagioklazowego, z której w procesie frakcyjnego upłynniania wytopiły się magmy bazaltowe. W harzburgicie występują nieregularne soczewki dunitu, a także wtrącenia bazaltów, które powstały w wyniku zakrzepnięcia magmy podczas jej wędrówki ku górze. Strefa harzburgitowa residualnego górnego płaszczka Ziemi jest w masywie Troodos odświeżona w profilu pionowym ok. 1 km, w innych miejscach kuli ziemskiej może ona osiągać 7 km, a sądząc z przeliczeń może nawet dochodzić do ponad 20 km. Kompleks plutoniczny ulegał serpentynizacji, która miejscami w masywie Troodos obejmowała też kompleks dajek. Grubość skorupy oceanicznej w Troodosie ocenia się na 5 do 6 km.



Ryc. 2. Szkic geologiczny Cypru.

1 — lawy poduszkowe — kreda górna, 2 — kompleks dajek pakietowych — kreda górna, 3 — gabry i skały ultrazasadowe kompleksu plutonicznego — kreda górna, 4 — skały mezozoiczne płaszczowiny Mamonnia, 5 — flišz mioceniński i skały starsze fałdowań młodoolpejskich, 6 — osady neogenu i czwartorzęd.

Fig. 2. Geological sketch map of Cyprus.

1 — pillow lavas — Upper Cretaceous, 2 — sheeted dike complex — Upper Cretaceous, 3 — gabbros and ultrabasic rocks of the plutonic complex — Upper Cretaceous, 4 — Mesozoic rocks of Mamonnia complex, 5 — Miocene flysh and older rocks of the Late Alpine orogenic events, 6 — Neogene and Quaternary sediments.

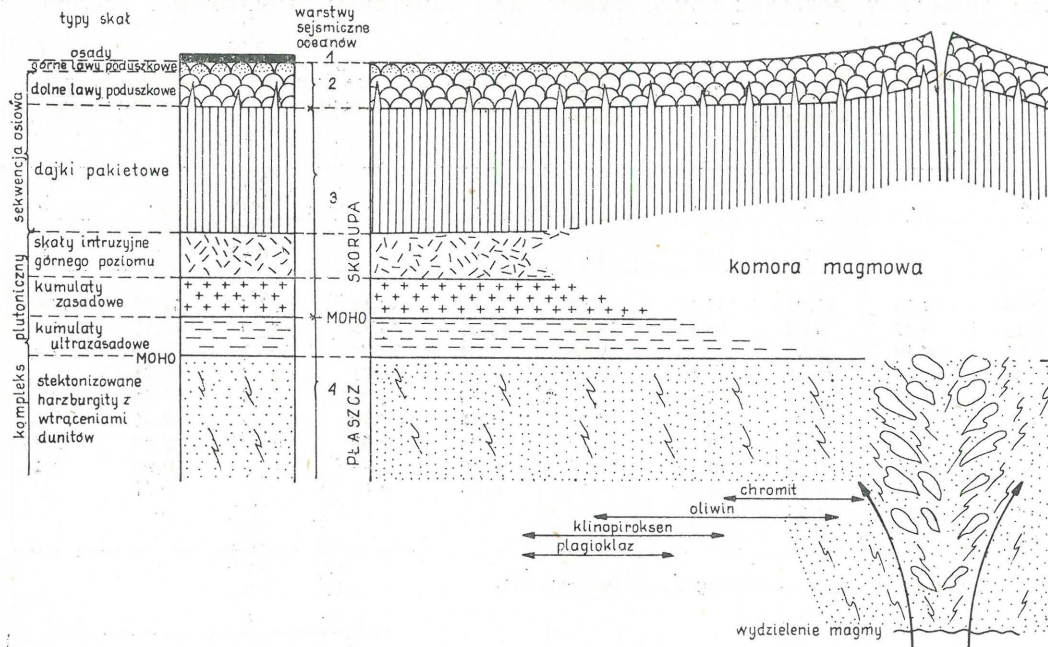
KOMORA MAGMOWA

Sekwencję kompleksu plutonicznego można wyjaśnić na podstawie ewolucji zbiornika magmowego powstającego pod osią spredingu. Źródłem magmy bazaltowej są głębsze partie górnego płaszczka Ziemi znajdujące się nad hipotetyczną powierzchnią rozdziału fazowego transformacji lherzolit spinelowego w lherzolit plagioklazowy. Transformacja ta zachodzi przypuszczalnie pod ciśnieniem 1,1 GPa, tj. na głębokości 33 km. Nieco wyżej, pod ciśnieniem 1 GPa, zaczyna się prawdopodobnie frakcyjne upłynnianie lherzolit plagioklazowego, a stopień upłynniania wzrasta wyraźnie ze spadkiem ciśnienia. Pod ciśnieniem ok. 0,7 GPa stop magmowy po raz pierwszy oddziela się w postaci drobnych ciał od fazy stałej — residualnego harzburgitu (ryc. 3).

W wyniku konwekcji zachodzącej w płaszczu, wydzielone porcje stopu magmowego o chemizmie bazaltowym wędrują razem z harzburgitem w formie diapiru ku górze. Ruch ten zachodzi w warunkach adiabatycznych przy znacznym spadku ciśnienia. Warunki te sprzyjają frakcyjnej krystalizacji oliwinu i chromitu, które wydzielają się z magmy w postaci niewielkich ciał dunitowych, często spotykanych w residualnym harzburgicie. Pozostała magma uwolniona z diapiru, pod ciśnieniem nie większym niż 0,3 GPa, zasila zbiornik magmowy pod osią spredingu.

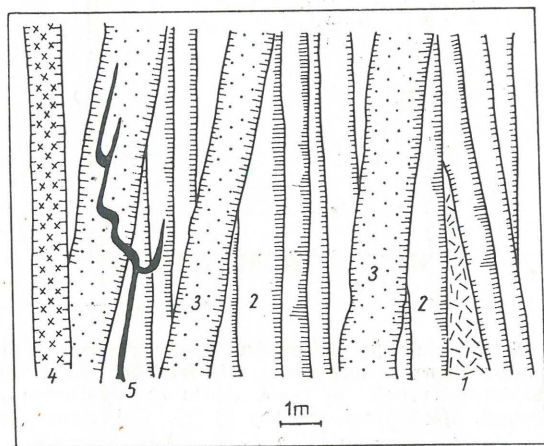
Komorą magmowa charakteryzuje się znacznym różnicowaniem temperatur między podstawą a stropem. Wywołuje to szybką frakcyjną krystalizację i opadanie na dno komory kolejno oliwinów z chromitem, piroksenów i plagioklazów. Jednocześnie stop magmowy gwałtownie ochłodzony w zetknięciu ze stopem komory krystalizuje w postaci mikrogabra lub dolerytu. W ten sposób przechodzi w stan stały prawie połowa stopu, który dotarł do komory magmowej, zaś pozostała jego część intruduje tworząc dajki bądź ekstruduje w postaci podmorskich law poduszkowych. Skały o teksturze warstwowej, powstające w wyniku frakcyjnej krystalizacji i grawitacyjnego opadania kryształów w komorze magmowej są zwane kumulatami.

W spągowej części kompleksu magmowego występują kumulaty ultrazasadowe z dominującą cyklicznie powtarzającą się sukcesją dunit → werlit → piroksenit → troktolit. W wyższych partiach kompleksu występują kumulaty zasadowe, składające się z uwarstwionych gabr jedno-, dwupiroksenowych i oliwinowych. Przyczyny pulsacji zbiornika magmowego, powodującej rytmiczną zmienność skał w serii kumulatów ultrazasadowych i zasadowych nie zostały dotychczas wyjaśnione.



Ryc. 3. Przekrój przez stacjonarną komorę magmową istniejącą pod strefą osiową grzbietu oceanicznego ulegającego powolnemu spredingowi i jego korelacji z wyidealizowaną sekwencją ofiolitu Troodos. Poszczególne ogniwa skalne ofiolitu są paralelizowane z warstwami sejsmicznymi współczesnej litosfery oceanicznej. Diagram został opracowany na podstawie koncepcji D. Greenbauma (9), K. O. Simoniana i I. G. Gassa (16) oraz I. G. Gassa (8).

Fig 3. Space form of a single steady-state magma chamber beneath the axial zone of a slow spreading oceanic ridge and its relation to simplified sequence of the Troodos ophiolite. The ophiolite rock units are compared with seismic layers of the modern oceanic lithosphere. The diagram compiled after D. Greenbaum (9), K. O. Simonian and I. G. Gass (16) and I. G. Gass (8).



Ryc. 4. Schematyczny przekrój przez wycinek kompleksu dajek pakietowych. Liczby oznaczają chronologiczną sukcesję dajek.

Fig. 4. Sketch section of a part of the sheeted dike complex. The numbers stand for the chronological order of the dike injection.

W stropie kompleksu plutonicznego nad kumulatami zasadowymi występują skały intruzyjne górnego poziomu, dzielące się na trzy grupy. Pierwszą z nich stanowią produkty szybkiego stygnięcia magmy przy jej zetknięciu z chłodnym stropem komory — mikro-gabra, gabra i doleryty. Do drugiej grupy należą plagiogranity, które są krańcowymi, bogatymi w krzemionkę dyferencjatami magmy bazaltowej. Trzecią grupę stanowią masywne gabra, ferrogabra i gabra uralitowe, które pojawiają się w końcowym etapie krystalizacji wzbogaconej w wodę magmy bazaltowej.

Sekwencja kumulatów kompleksu plutonicznego może być wyjaśniona za pomocą modelu, istniejącej pod osią spredingu, stacjonarnej komory magmowej

z permanentnym zasilaniem. W stacjonarnej komorze magmowej szybkość spredingu jest tak sprzężona z szybkością krystalizacji magmy i dopływem jej nowych porcji, że objętość zbiornika magmowego nie ulega zmianom w czasie. Kumulaty kompleksów ofiolitowych powstają więc w warunkach dynamicznych.

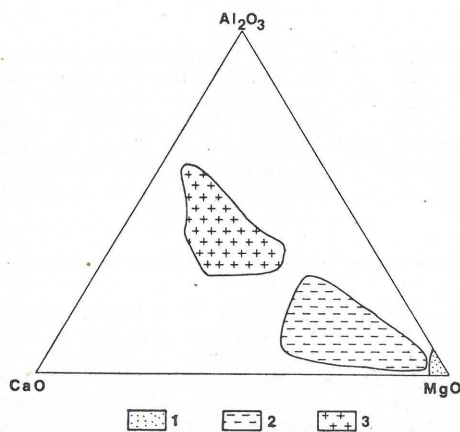
Alternatywną w stosunku do modelu stacjonarnej komory magmowej jest hipoteza zakładająca istnienie wielu krótko żyjących oddzielnych zbiorników magmowych. Hipoteza ta znajduje ostatnio licznych zwolenników.

MECHANIZM TWORZENIA SIĘ SKORUPY OCEANICZNEJ

Na przykładzie masywu Troodos i na podstawie faktów zebranych na różnych terenach, mechanizm tworzenia się skorupy oceanicznej jest obecnie dość dobrze sprecyzowany w górnym odcinku profilu. Prace R. G. W. Kidda (10) i innych autorów pozwalają sądzić, że w Troodosie występuje skorupa, której oś spredingu przebiegała na zachód od Cypru, gdyż w dajkach zachowały się głównie wschodnie brzozy szybkiego stygnięcia. Przypuszcza się, że strefa rozwarcia przy spredingu nie przekraczała 50 m szerokości. Tą drogą podnosiła się magma dajki osiowej, powodując akrecję płyty oceanicznej, i tą drogą również wylewała się magma na dno morskie na odległość 1—2 km od szczeliny, dając nagromadzenia lawy poduszkowej na dnie oceanicznym. Część dajek (ok. 20%) wchodziła w wąskie szczeliny powstające na zewnątrz od szczeliny osiowej i docierała w obręb law poduszkowych przykrywających kompleks dajek pakietowych. Obszar aktywnych iniekcji dajkowych jest ograniczony szerokością komory magmowej zasilającej dajki. Można na tej podstawie obliczyć szerokość komory magmowej. Obszar skorupy położony nad komorą znajdował się w strefie mobilnej, intensywnie tektonizowanej, w którą wnikała woda morska przyspieszając procesy metamorficzne. W procesie akrecji, rozsuwająca się na boki skorupa stopniowo wychodziła z tej strefy, a nad nią gromadziła się w dalszym ciągu lava, zwana górną lawą poduszkową.

	Dunit	Harzburgit	Lherzolit plagioklazowy	Gabro	Dajki diabazowe	Plagiogranity	Dolne lawy poduszkowe	Górne lawy poduszkowe	Ultra-zasadowe górne lawy poduszkowe		
Autor	a	a	a	a	a	a	a	b	a	b	a
Ilość analiz	6	8	2	6	13	9	17	6	8	9	3
SiO ₂	40,68	43,73	42,91	51,47	54,62	71,84	53,89	56,36	51,21	52,65	46,44
Al ₂ O ₃	0,14	0,47	3,64	18,14	15,88	13,27	15,83	16,49	15,17	15,70	5,98
FeO	8,79	8,19	8,31	6,35	10,09	4,94	11,22	10,37	8,49	9,56	8,92
MgO	49,38	46,00	40,49	8,56	6,79	1,62	5,71	7,07	9,48	8,13	32,55
CaO	0,18	0,77	3,47	13,86	7,59	3,45	8,81	4,63	10,18	9,36	5,07
Na ₂ O	—	0,01	0,06	0,98	3,40	4,05	2,70	3,65	2,50	1,73	0,51
K ₂ O	—	—	0,01	0,12	0,70	0,28	0,59	0,39	2,20	2,45	0,08
TiO ₂	—	0,01	0,02	0,40	0,77	0,49	1,08	1,03	0,60	0,42	0,29
MnO	0,17	0,15	0,18	0,12	0,17	0,05	0,17	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,41	0,39	0,65	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	0,24	0,27	0,25	—	—	—	—	—	—	—	—

a — według R. G. Colemana (4), b — według J. A. Pearce'a (12)



Ryc. 5. Zróznicowanie dolnych ogniw kompleksu plutonicznego ofiolitów w trójkącie koncentracyjnym CaO-MgO-Al₂O₃ według R. G. Colemana (4).

1 — stektonizowane harzburgity, 2 — kumulaty ultrazasadowe, 3 — kumulaty zasadowe.

Fig. 5. Differentiation of the lower units of the ophiolite plutonic complex within the triangular diagram CaO-MgO-Al₂O₃ according to R. G. Coleman (4).

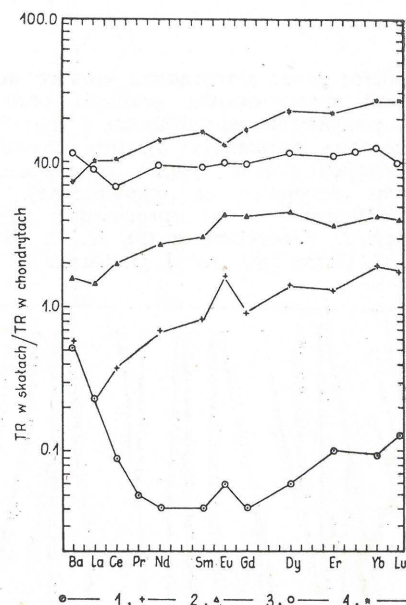
1 — tectonized harzburgites, 2 — ultramafic cumulates, 3 — mafic cumulates.

BADANIA GEOCHEMICZNE KOMPLEKSÓW OFIOLITOWYCH

Badania geochemiczne pozwalają na oszacowanie składu chemicznego materiału wyjściowego kompleksów ofiolitowych, prześledzenie kolejności i nasilenia procesów magmowych oraz na określenie pierwotnej pozycji tektonicznej stropowych ogniw ofiolitów. Średni skład chemiczny skał magmowych i metamorficznych poszczególnych kompleksów ofiolitowych w ich pełnym wykształceniu odpowiada według A. E. Ringwooda (15) składowi prymitywnego górnego płaszczu Ziemi.

O różnicowaniu się chemizmu magm w procesie powstawania kompleksów ofiolitowych można sądzić na podstawie tabeli, podającej średni skład chemiczny różnych typów skał ofiolitu Troodos, oraz na podstawie ryc. 5, poświęconej zmienności dolnych ogniw kompleksu plutonicznego. Zróznicowanie kumulatów na tej rycinie wskazuje na jednakowo intensywne ubożenie magmy bazaltowej zarówno w Al₂O₃, jak i w CaO w procesach frakcyjnych krystalizacji i grawitacyjnej dyferencjacji.

Ewolucję magmy bazaltowej w czasie tworzenia się kompleksów ofiolitowych można badać za pomo-



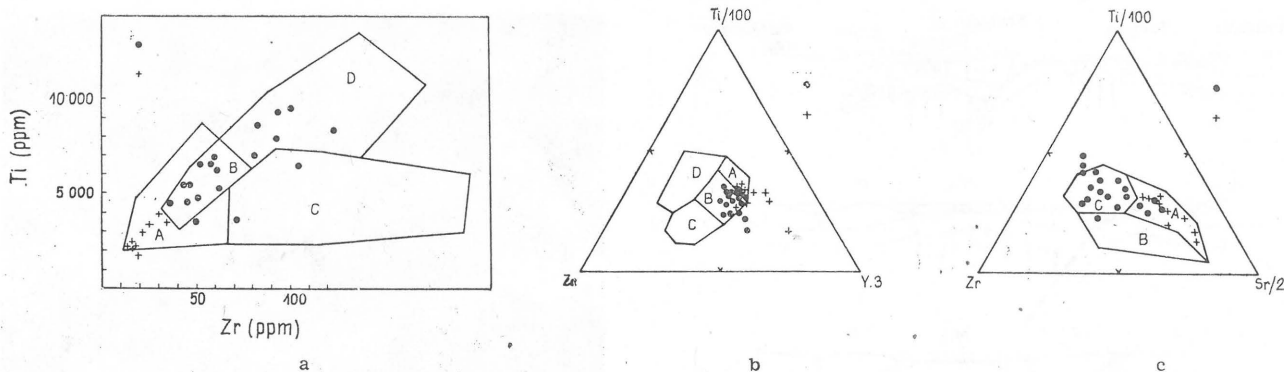
Ryc. 6. Rozkład pierwiastków ziem rzadkich (TR) znormalizowanych względem ich średnich koncentracji w chondrytach, w poszczególnych ogniwach sekwencji ofiolitowej według R. G. Colemana (4).

1 — residualne perydotyty, 2 — kumulaty gabrowe, 3 — gabra górnego poziomu, 4 — dajki i lawy poduszkowe, 5 — plagiogranity.

Fig. 6. Rare earth element (REE) patterns, normalized to standard chondritic abundance, for separate rock units of the ophiolite suite, after R. G. Coleman (4).

1 — residual peridotite, 2 — gabbroic cumulates, 3 — upper level gabbros, 4 — dykes and pillow lavas, 5 — plagiogranites.

cą pierwiastków śladowych, wśród których szczególnie efektywnymi wskaźnikami są ziemie rzadkie — TR, wykazujące bardzo niską mobilność podczas wietrzenia i przemian hydrotermalnych (ryc. 6). Rozkłady pierwiastków ziem rzadkich w kumulatach, skałach intruzyjnych górnego poziomu i w lawach poduszkowych wskazują na pomagmowe pochodzenie tych skał. Wybitne, dochodzące do dwóch rzędów wielkości, zubożenie residualnych harzburgitów we wszystkie pierwiastki ziem rzadkich wskazuje na to, że harzburgity nie mogły być źródłem magmy bazaltowej, z której krystalizowały później kolejne wyższe ogniwka kompleksu ofiolitowego. Harzburgity wy-



Ryc. 7. Diagramy dyskryminacyjne do odróżniania pierwotnych pozycji tektonicznych zasadowych wulkanitów na podstawie analizy zawartości pierwiastków śladowych, według J. A. Pearce'a i J. R. Cann (13) oraz J. A. Pearce'a (12). Zaczernione kółka oznaczają skały sekwencji osiowej ofiolitu Troodos: dajki i dolne lawy poduszkowe, zaś krzyżyki symbolizują górne lawy poduszkowe.

7a — bazalty dna oceanicznego znajdują się w polach B i D, bazalty łuków wysp w polach A i B, zaś bazalty alkaliczno-wapniowe — w polach B i C; 7b — bazalty dna oceanicznego gromadzą się w polu B, bazalty łuków wysp w polach A i B, bazalty alkaliczno-wapniowe w polach B i C, zaś bazalty erupcji śródpłytowych skupiają się w polu D; 7c — bazalty dna oceanicznego znajdują się w polu C, bazalty łuków wysp w polu A, zaś bazalty alkaliczno-wapniowe w polu B.

Fig. 7. Discrimination diagrams for distinguishing of various tectonic settings of basic volcanics, based on trace element analyses, according to J. A. Pearce and J. R. Cann (13) and J. A. Pearce (12). Solid circles stand for the rocks of the Troodos ophiolite axial sequence, whereas crosses represent the upper pillow lavas.

7a — ocean-floor basalts plot in fields B and D, island-arc basalts in fields A and B and calc-alkali basalts in fields B and C; 7b — ocean-floor basalts plot in field B, island-arc basalts in fields A and B, calc-alkali basalts in field B and C, whereas within-plate basalts in field D; 7c — ocean-floor basalts plot in field C, island-arc basalts in field A and calc-alkali basalts in field B.

stępujące w spągu kompleksu plutonicznego stanowią więc najprawdopodobniej residuum znacznie starszych od samego ofiolitu etapów frakcyjnego upłynniania prymitywnej materii górnego płaszczka Ziemi. Hipotezę tę potwierdzają także wyniki badań izotopów strontu. Residualne harzburgity, w porównaniu z wyższymi ogniwami ofiolitów są także wybitnie zubożone w pierwiastki śladowe nie rozpraszające się izomorficznie w głównych skałotwórczych minerałach ultramafitów (incompatible elements), takie jak: K, Rb, Sr, Ba, U, Th i Zr, wzbogacone zaś są w metale śladowe rozpraszające się diadochowo (compatible elements), tj. Ni, Co i Cr.

J. A. Pearce i J. R. Cann (13), stosując metody geochemiczne w poszukiwaniach tektonicznego środowiska erupcji law bazaltowych, badali takie pierwiastki podrzędne i śladowe, których koncentracje nie ulegają zmianom w procesach wtórnych przeobrażeń skał. Poddali oni analizie statystycznej koncentracje Ti, Zr, Y, Sr i Nb w próbkach współczesnych bazaltów i wyznaczyli pola zmienności charakteryzujące bazalty z różnych środowisk tektonicznych, tj. bazalty erupcji śródpłytowych i bazalty erupcji brzeżnych, wśród których wyróżnili bazalty zbieżnych brzegów płyt, czyli łuków wysp, oraz bazalty rozbieżnych brzegów, czyli bazalty grzbietów oceanicznych i dna oceanicznego (ryc. 7). Stosując zasadę aktualizmu geologicznego można za pomocą odpowiednich diagramów dyskryminacyjnych Pearce'a i Cann określić pierwotne środowisko tektoniczne górnych ogniw sekwencji ofiolitów. Metoda ta, aczkolwiek często nie daje jednoznacznych wyników, jest obecnie w powszechnym użyciu.

Z badań geochemicznych dajek i law poduszkowych ofiolitu Troodos przeprowadzonych przez Pearce'a (12) wynika, że skały sekwencji osiowej mają charakter bazaltów dna oceanicznego, górne lawy poduszkowe zaś mają cechy bazaltów wczesnych stadiów rozwoju łuków wysp. Petrogenetyczny model rozwoju górnych ogniw ofiolitu Troodos wyróżnia dwa stadia magmatyzmu. W pierwszym stadium w wyniku upłynniania materii ubogiej w wodę płaszczka Ziemi nad strefą subdukcji powstawały magmy bazaltowe, które ekstrudowały w warunkach powolnego spredingu w grzbiecie marginalnego basenu oceanicznego. W drugim stadium zachodziła dehydratacja zagłębiającej się płyty litosfery, co powodowało wzrost stopnia upłynniania górnego płaszczka, o

czym świadczy m.in. obecność pikrytów w serii górnych law poduszkowych. Lawy te ekstrudowały najprawdopodobniej w początkowym etapie rozwoju łuków wysp.

POŁOŻENIE TEKTONICZNE I CZAS POWSTAWANIA MASYWU TROODOS

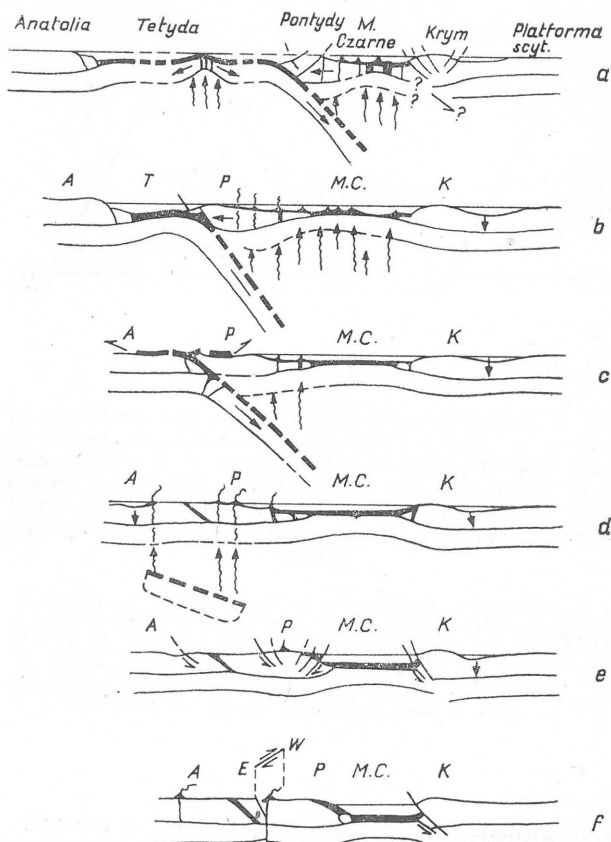
Na Sympozjum Ofiolitowym w Nikozji wielokrotnie omawiano położenie tektoniczne ofiolitu Troodos i czas jego powstania. Lawy poduszkowe są przykryte osadem kruchego wapienia w facji kredy piszącej z otwornicami wieku mastrychckiego. Skorupa ofiolitowa powstała według I. G. Gassa (8) w kampanie, według A. Desmeta, H. Lapiere'a i G. Rocchiego (5) w albie-cenomanie, z tym że serpentynizacja nastąpiła według tych ostatnich w santonie. Masyw zaczął się wypiętrzać w miocenie dolnym. Dane paleomagnetyczne wskazują, że masyw uległ w trzeciorzędzie rotacji o 90° w kierunku przeciwnym do obrotu wskazówek zegara, w związku z ruchami w geosynklinie Tetydy. Pierwotnie skorupa oceaniczna powstawała tu więc wzdłuż ryftu zgodnego z rozciągłością osi tej części Tetydy, po jej południowej stronie. Grubość skorupy jest tu niewielka, gdyż wynosi bez skał osadowych 5 km. Natomiast w Omanie wynosi ona 11–20 km.

Jak podaje I. G. Gass (8) Troodos stanowił część marginalną basenu położonego wewnątrz łuku wysp ponad strefą subdukcji płyty Afryki podsuwającej się od południa. Osady bezpośrednio przykrywające serię ofiolitową nie mają tu również cech pelagicznych, brak radiolarytów. Wynurzenie nastąpiło na granicy kredy i trzeciorzędu.

GENEZA OFIOLITÓW A TEKTONIKA PŁYT

Mimo utrzymującego się poglądu, że ofiolity są litosferą oceaniczną, wyłaniają się liczne trudności zrozumienia ich genezy. Proste modele powstawania i przemieszczeń ofiolitów są na ogół podważane przy badaniach szczegółowych. Najczęściej wiąże się genezę ofiolitów z basenami położonymi wewnątrz łuków wysp.

W pierwszym okresie rozwoju Tetydy w początkowym etapie powstawania geosynkliny w triasie, jurze i dolnej kredzie lawy ofiolitów mają cechy mniej typowo oceaniczne. Dominowały wtedy procesy rozciągania i rozrywania skorupy kontynentalnej, jak to



Ryc. 8. Ewolucja skorupy ziemskiej Morza Czarnego — interpretacja wstępna według J. Letouzey'a i in. (11). Kolor czarny oznacza skały zasadowe i ultrazasadowe.

a — jura środkowa, b — kreda środkowa + górna, c — schyłek kredy, d — paleocen, e — eocen środkowy, f — pliocen i czwartorzęd.

Fig. 8. Tentative geological evolution of the Earth's crust of the Black Sea according to J. Letouzey et al. (11). Black colour stand for basic and ultrabasic rocks.

a — Middle Jurassic, b — Middle and Upper Cretaceous, c — toward the end of Cretaceous, d — Palaeocene, e — Middle Eocene, f — Pliocene and Quaternary.

przedstawił w swym referacie J. F. Dewey (6). W obręb wycieniającej się skorupy wdzierają się magmy zasadowe, powodując częściowe nadtopienie sialu i tworząc nową skorupę w licznych „oknach” oceanicznych. Procesy obdukcji, łączące się z zamykaniem basenów leżących nad tymi „oknami”, wynosiły na powierzchnię ofiolity, czyli fragmenty nowo powstałej skorupy oceanicznej z podścielającymi ją najwyższymi partiami górnego płaszczu Ziemi.

W bardziej zaawansowanym etapie ewolucji Tetydy, z końcem kredy, formowały się pasy ofiolitów, wiązanych już wyraźnie z basenami powstałymi wewnątrz łuków wysp. Magmy tych ofiolitów cechuje wyższa zawartość wody wprowadzonej w wyniku dehydratacji płyt litosfery, zanurzających się w procesie subdukcji.

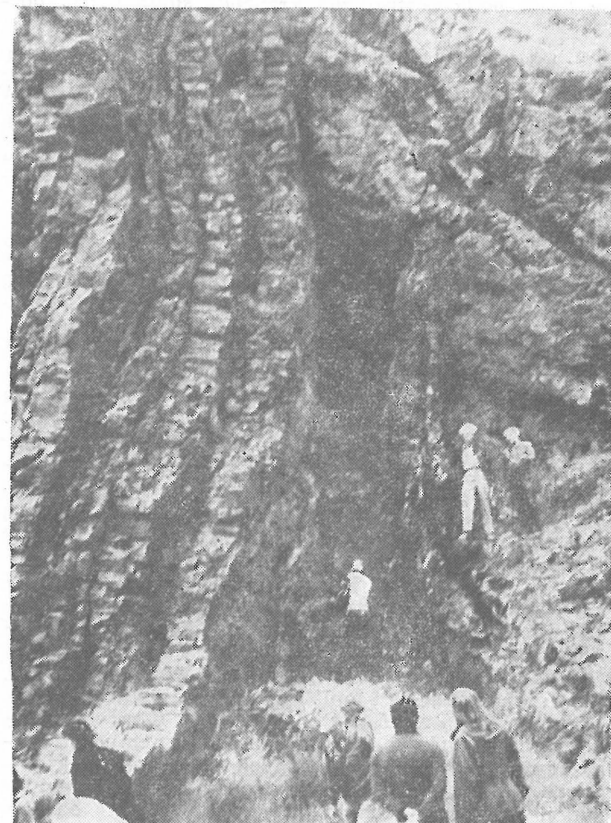
Jak z tego wynika, ofiolity nie są na ogół pozostałościami litosfery oceanicznej wielkich basenów, formującej się pod wpływem spredingu w grzbietach śródoceanicznych. Różnią się one od niej również pewnymi cechami chemicznymi. Ponadto musiałyby być one zachowane na długich jednolitych pasach wewnątrz orogenów. W rzeczywistości są to liczne oddzielne masywy umieszczone zwykle po wewnętrznej stronie łuków orogenicznych i nasunięte w kierunku ich wypukłości.

Budowa i własności geochemiczne większości ofiolitów na świecie wskazują na to, że powstały one w morzach marginalnych typu mórz okalających zachodni Pacyfik, tj. w basenach zawartych między łukami wysp z jednej strony oraz brzegami kontynentów z drugiej strony. Rozważania na tematy ofio-



Ryc. 9. Górnokredowe lawy poduszkowe północnych peryferii masywu Troodos, okolice wsi Agrokipia.

Fig. 9. Upper Cretaceous pillow lava in northern periphery of the Troodos Massif, vicinities of Agrokipia village.



Ryc. 10. Dajki diabazowe tnące dolne lawy poduszkowe (górnokredowe), Melanda, północne peryferie masywu Troodos.

Fig. 10. Diabase dykes cutting lower pillow lava (Upper Cretaceous), Melanda, northern periphery of the Troodos Massif. Fot. W. Pożaryski

litowe, jak wynikało z referatów i dyskusji na Sympozjum Ofiolitowym w Nikozji, są prowadzone całkowicie na podstawie tektoniki płyt litosfery. Teoria ta przeszła już stadium wstępnej konsultacji i stała się obowiązującą.

W związku z problemem ofiolitów odzywa zagadnienie oceanizacji skorupy kontynentalnej. Na przykładzie Niziny Padańskiej, Morza Czarnego i basenu panońskiego rozpatrywany jest wpływ płyty zanurzającej się w procesie subdukcji na oceanizację nadległej skorupy (11) (ryc. 8). Byłaby to bardzo prawdopodobna hipoteza tłumacząca dzisiejsze pozostałości dużych obszarów skorupy oceanicznej w obrębie Tetydy.

Analiza tektoniczna litosfery oceanicznej dowodzi, że najintensywniejsze przemieszczenia zacho-

dziły u podstawy skorupy w kompleksie harzburgitowym. Powstawały tu brekcje tektoniczne, które, jak referował N. A. Bogdanow (2, 3), były stwierdzone we współczesnych rowach oceanicznych u podstawy skorupy, na kontakcie z płaszczem Ziemi. Na powierzchni tego kontaktu, czyli na powierzchni Mocho zachodziły procesy horyzontalnych przemieszczeń w obrębie litosfery. Badania omawiane przez tego autora dowiodły pełnej zgodności profilu ofiolitowego na kontynentach i oceanach.

Należy wspomnieć także o bezpośrednich badaniach skorupy oceanicznej przez „Glomar Challenger” i inne statki. Wiercenia prowadzone z tego statku sięgały do głębokości 600 m w skorupę, wchodząc w obręb sejsmicznej warstwy 2, złożonej z law poduszkowych, których nie przewierciły. Napotkały one prócz poduszek także potoki lawy oraz trochę skał intruzyjnych i klastycznych. Różnorodność składu chemicznego law dowodzi, że erupcje następowały z wielu różnych małych ognisk magmowych.

Na zakończenie przytaczamy fakt odkrycia przez zespół naukowców Cyamex, w 1978 r., złoża mineralnego na głębokości 2620 m, na skorupie oceanicznej grzbietu wschodniego Pacyfiku (21°N, 109°W). Są to ciemne masywne skupienia siarczków, głównie: sfalerytu, pirytu i markasytu. Złoże to jest współczesnym analogiem miedzionośnych złóż siarczkowych, związanych genetycznie z kompleksami ofiolitowymi, zwanych złożami typu cypryjskiego (7).

LITERATURA

1. Aubouin J. — Geosynclines. Elsevier Amsterdam 1965.
2. Bogdanow N. A. — Okieaniczeskaja kora i ofiolity kontinentow. Wiest. Akad. Nauk SSSR Moskwa 1978 nr 2.
3. Bogdanow N. A. — On tectonic shifts in oceanic crust. International Ophiolite Symposium. Abstracts of papers submitted. Geological Survey Department. Nicosia 1979.
4. Coleman R. G. — Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere? Springer Verlag 1977.
5. Desment A., Lapierre H., Rocci G. — Constitution and significance of the Troodos sheeted complex. Nature 1978 vol. 273.
6. Dewey J. F. — Ophiolites: complicated oceanic geology. International Ophiolite Symposium. Abstracts of papers submitted, Geological Survey Department. Nicosia 1979.
7. Francheteau J., Needham D. et al. (Cyamex Scientific Team) — Discovery of massive sulphide deposits by submersible on the East Pacific Rise, by 21° North („RITA” Project). Ibidem.
8. Gass I. G. — The Troodos Massif: its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes. Ibidem.
9. Greenbaum D. — Magmatic processes at ocean ridges, evidence from the Troodos Massif, Cyprus. Nature Phys. Sci. 1972 no. 238.
10. Kidd R. G. W. — A model for the process of formation of the upper oceanic crust. Geophys. J. R. Astr. Soc. 1977 no. 50.
11. Letouzey J., Bijou-Duval B. et al. — The Black-Sea: a marginal basin geophysical and geological data. [In:] Structural history of the mediterranean basins. Editions Technip Paris 1977.
12. Pearce J. A. — Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics 1975 vol. 25 no. 1—2.
13. Pearce J. A., Cann J. R. — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters 1979 vol. 19 no. 2.
14. Pożaryski W. — Nowa tektonika globu ziemskiego (cz. I). Fakty i ogólne podstawy. Prz. Geol. 1971 nr 8—9.
15. Ringwood A. E. — Composition and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill International

Series in the Earth and Planetary Sciences 1975.

16. Simonian K. O., Gass I. G. — Arakapas fault belt, Cyprus: A fossil transform fault. Geological Society of America Bulletin, 1978 vol. 89.
17. Steinmann G. — Die ophiolitischen Zonen in dem mediterranen Kettengebirge. 14th International Geological Congress Madrid 1927 vol. 2.

SUMMARY

The definition of petrologic-structural term „ophiolite” in its present usage was accepted by participants of the Ophiolite Conference in Penrose, 1972. According to the definition, ophiolite means a close assemblage of ultramafic and mafic igneous rocks with a peculiar composition and a specific vertical sequence. The Troodos Massif, Cyprus (fig. 2) is considered to be the standard ophiolite complex, as it is fully developed, well exposed, underformed and most extensively studied ophiolitic suite around the world. The Troodos ophiolite complex consists of the three following parts listed from top to bottom:

- 1) extrusive series of pillow lavas: olivine basalts, tholeiites, picrites with minor limburgites and andesites;
- 2) intrusive series of diabase sheeted dikes;
- 3) plutonic complex consisting of high level intrusives: gabbroic to plagiogranitic rocks; layered ultrabasic and basic cumulates: peridotites, troctolites and other gabbros, which overly tectonized harzburgites representing the depleted uppermost Earth's mantle.

The sequence of the plutonic complex can be accounted for on the basis of crystallization with the steady-state magma chamber with a permanent supply, i.e. the magma reservoir existing beneath a spreading axis of an oceanic ridge (fig. 3). Crystallization takes place there under dynamic conditions.

Geochemical investigations of ophiolitic suites allow to estimate the chemical composition of a primary material for ophiolites, to trace a sequence and intensity of magmatic processes as well as to reconstruct the past geological setting of the upper parts of ophiolites (figs. 5, 6 and 7).

During the International Ophiolite Symposium in Nicosia, Cyprus in April 1979 ophiolites were viewed upon as remnants of ancient oceanic lithosphere incorporated into orogenic structures. All the problems of ophiolites were considered on the basis of plate tectonics. An influence of a plate descending in process of subduction on the oceanization (basification) of and overlying crust was also discussed (fig. 8).

The Troodos Massif has originated in a marginal back-arc basin of the Tethys, above a palaeo-subduction zone of the African plate. The uplift of the massif occurred at the turn of the Cretaceous and Tertiary.

It is nowadays believed that the majority of ophiolites around the world originated within the Western Pacific-type marginal seas, i.e. within small basins bordered by island arcs on one side and continental margins on the other.

During the Ophiolites Symposium there were also presented and discussed results of investigations of present-day oceanic lithosphere and its comparison with ophiolite sequence.

РЕЗЮМЕ

Петролого-тектонический термин „офиолит” согласно актуальной дефиниции принятой участниками коаференции в Пенрозе, в 1972 г., обозначает комплекс ультраосновных и основных магматических пород со специфической вертикальной очередностью. Стандартным, полностью развитым, лучше всех сохранным и лучше всех изученным офиолитовым комплексом в мире является массив Троодос на Кипре (фиг. 2). Офиолит Троодос состоит из трёх следующих частей, перечисленных в порядке от кровли к подошве: