

Nowa koncepcja podziału metalogenicznego wszechoceanu

Ryszard Kotliński*

Megaprowincje morfotektoniczne, prowincje metalogeniczne i formacje złożowe wszechoceanu odznaczają się swoją odrębnością, będącą efektem zróżnicowanej intensywności przebiegu procesów tektoniczno-magmatycznych i sedymentacyjnych, kształtowanych na poziomie regionalnym i lokalnym, przez odmienne grupy czynników. Dominującym czynnikiem wyróżniającym są źródła, a ściślej wzajemne relacje pomiędzy rodzajem i ilością materiału allochtonicznego i autochtonicznego doprowadzanego do poszczególnych oceanów, odległość od źródeł endogenicznych, głębokość oraz charakter morfotektoniczny dna oceanicznego, właściwości fizyczno-chemiczne wód przydennych i porowych, a także swoista struktura i dynamika wód oceanicznych. Na tle ewolucji skorupy oceanicznej wykazano, że najbardziej istotny wpływ na formowanie złóż miały procesy zachodzące w ostatnim etapie przeobrażeń skorupy. Manganowy okres metalogeniczny związany jest z najmłodszym alpejskim cyklem geotektonicznym Ziemi. Decydujące znaczenie miały przy tym procesy subwulkaniczne i wulkaniczne przebiegające w stadium tektoniki załomowej, w okresie magmatyzmu końcowego. W obrębie dwóch głównych megaprowincji morfotektonicznych (Indopacyficznej i Indoatlantyckiej) wydzielono prowincje metalogeniczne. W każdej z nich rozpoznano następujące główne formacje złożowe: manganowa formacja konkrecyjna, odznaczająca się dominacją procesów hydrogenicznych i hydrogeniczno-diagenetycznych, polimetaliczna formacja siarczkowa z dominacją procesów hydrotermalnych i ekshalacyjnych; fosforytowa formacja konkrecyjna z dominacją procesów biohydrogenicznych; formacja minerałów ciężkich, z dominacją procesów mechanogenicznych. Formacje złożowe są regionalnie zróżnicowane.

Słowa kluczowe: systematyka metalogeniczna wszechoceanu, megaprowincje morfotektoniczne, prowincje metalogeniczne, formacje złożowe, pola, obszary złożowe, złoża

Metalogeneza wszechoceanu stanowi jeden z najbardziej aktualnych problemów współczesnej geologii morza. Dotyczy to w szczególności rozpoznania związków i zależności pomiędzy ewolucją oceanów, tj. etapami formowania skorupy oceanicznej w końcu mezozoiku i kenozoiku, a genezą złóż. Powstawanie skorupy oceanicznej i ukształtowanie morfostrukturalne dna oceanów przebiegało równoległe z alpejskim cyklem górotwórczym na kontynentach. Zasięg i intensywność przebiegu procesów geologiczno-tektonicznych dna wszechoceanu są odzwierciedleniem ewolucji Ziemi nie mających analogii w przeszłości tej planety.

Andreev w 1985 r. przedstawił koncepcję strefowości metalogenicznej wszechoceanu, którą konsekwentnie rozwijał w następnych latach (Yegyzarov, 1989; Gramberg, 1991; Andreev, 1994, 1995, 1997; Andreev & Gramberg, 1997; Andreev i in., 1996, 1998). Autor ten, na podstawie danych geologicznych i geofizycznych przyporządkował jednostki metalogeniczne strefowości klimatycznej. W tej klasyfikacji wyróżnione jednostki metalogeniczne, odpowiadające różnym kopalinom, zaszeregowano do trzech poziomów. Dla konkrecji autor ten wyróżnił następujące jednostki metalogeniczne: na poziomie planetarnym (megastrefy, strefy), regionalnym (pola, pasy, regiony), lokalnym (węzły rudne, złoża i ciała rudne), dla polimetalicznych rud siarczkowych na poziomie planetarnym (megastrefy, strefy), regionalnym (pasy, regiony), lokalnym (pola), zaś dla fosforytów na poziomie planetarnym (megaprowincje), regionalnym (prowincje), lokalnym (regiony). Przykładowo, w takim ujęciu megastrefa konkrecyjna przebiega przez wszystkie oceany pomiędzy 35°N i 45°S, strefy zaś pokrywają się ze strefami klimatycznymi na Ziemi, mają więc przebieg równoleżnikowy. W tym podziale pola konkrecyjne przyporządkowano regionalnym jednostkom strukturalno-metalogenicznym. Megastrefy i strefy polimetalicznych rud siarczkowych są przyporządkowane centrom magmatycznym, rozmieszczonym wzdłuż osi grzbietów oceanicznych, np. megastrefa wschodniopacyficzna, zaś megaprowincje fosforytowe — superregionom, np. mega-

prowincja centralnopacyficzna (Andreev, 1994, 1997; Andreev i in., 1998).

Zdaniem Andreeva, znaczącą rolę w przebiegu procesów powstawania konkrecji (hydrogenicznych, sedymentacyjnych i wczesnodiagenetycznych), w basenach głębokowodnych, odgrywa pozycja morfo-strukturalna i „młody” wiek skorupy oceanicznej (kampan–oligocen). Na „starych” fragmentach płyt procesy wczesnodiagenetyczne, decydujące o wysokich koncentracjach metali w konkrecjach (głównie Mn, Ni i Cu), zaznaczają się słabo. Wyrazem strefowości geologiczno-tektonicznej jest wzrost koncentracji Mn, Ni i Cu w kierunku od „starych” do „młodych” obszarów dna, wzrost zaś koncentracji Fe i Co — w kierunku przeciwnym. Rola procesów wczesnodiagenetycznych wraz z remobilizacją Mn i Ni zwiększa się w sąsiedztwie grzbietów oceanicznych (np. pole peruwiańskie). Ważnym czynnikiem jest poziom głębokości CCD. Powyżej tego poziomu powstają hydrogeniczne konkrecje i manganowe naskorupienia kobaltożelazne (typu Co i 2Co), w pobliżu tego poziomu konkrecje hydrogeniczno-sedymentacyjne typu Ni-Cu-Co, poniżej zaś bogate konkrecje typu Mn-Ni-Cu-Co (Andreev, 1997). Pomimo rozpoznania wielu zależności zmienności składu konkrecji polimetalicznych od ich występowania, autor ten przyjmuje, że geneza konkrecji jest niepoznawalna, gdyż stanowi efekt sumarycznego wpływu różnych czynników działających ze zmiennym natężeniem na poziomie planetarnym, regionalnym i lokalnym. Zmienność ta odzwierciedla sumaryczny wpływ czynników egzogenicznych, następnie hydrogenicznych i endogenicznych narastający, zdaniem cytowanego autora, w kierunku od poziomu planetarnego przez regionalny do lokalnego.

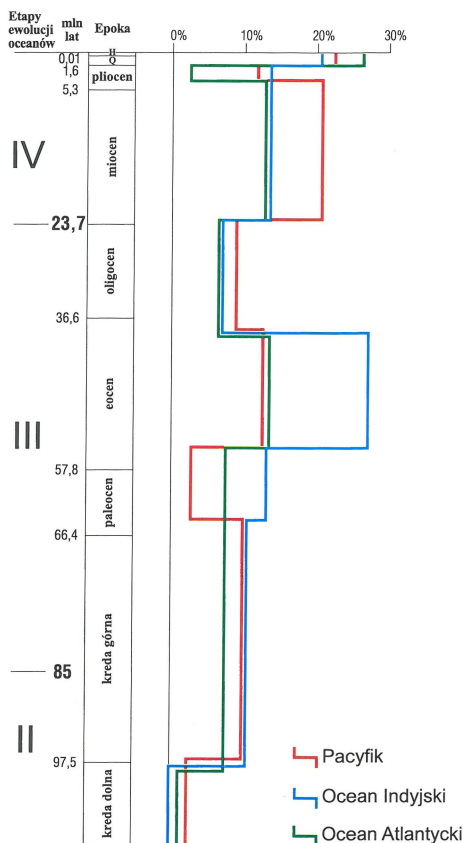
Przyjęte podstawy podziału metalogenicznego

Ewolucja wszechoceanu i ukształtowanie morfostrukturalne dna oceanicznego oraz skala zjawisk magmatyczno-tektonicznych zachodzących w górnej części płaszcza, podczas formowania skorupy oceanicznej, energetycznie i czasowo jest nieporównywalna ze skalą zmian klimatycznych. Cyrkulacja globalna mas wodnych wszechoceanu, stymulująca procesy przenoszenia energii zarówno w obrębie oceanów (Schopf, 1987; Druet, 1994), jak też

*Interoceanmetal, ul. Cyryla i Metodego 9, 71-541 Szczecin

oddziaływująca na atmosferę, w tym w szczególności na cyrkulację mas powietrza (Zieliński, 1998), generowała przy różnej konfiguracji płyt kontynentalnych, głębokości i ukształtowaniu dna zmienną w czasie cyrkulację mas wodnych w oceanie i mas powietrza w atmosferze. Powstały zatem zmienne stany równowagi, czyli różne układy klimatyczne Ziemi.

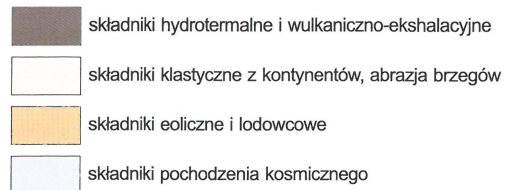
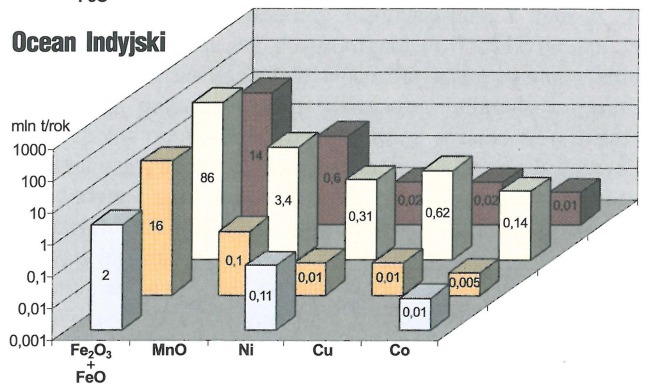
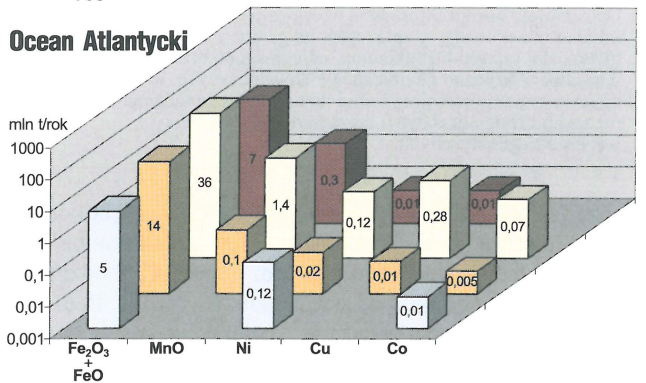
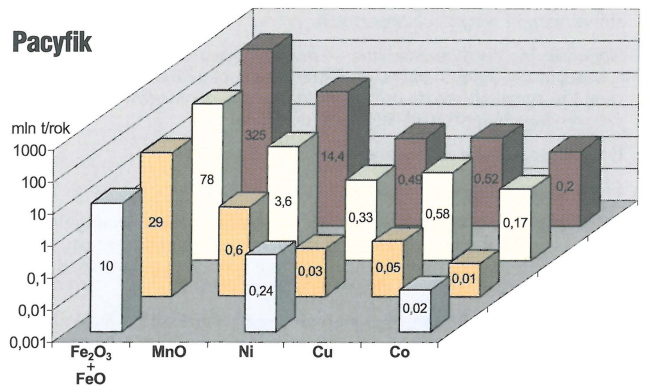
Według koncepcji Andreeva, przy uwzględnieniu proporcjonalnej stałości składu chemicznego wód oceanicznych, złoża koncentracji powinny być jednorodne pod względem składu chemicznego i stopnia koncentracji w nich metali. Tymczasem obserwuje się, w zależności od rodzaju, ilości i odległości od źródeł składników, znaczące różnice w koncentracji metali, mimo że znajdują się w tej samej (Andreev, 1994, 1995) strefie klimatycznej np. zróżnicowanie geochemiczne koncentracji w strefie przyrównikowej północnego Pacyfiku (Piper i in., 1985, 1987). Poza tym, brak jest bogatych pól koncentryjnych w Oceanie Atlantyckim. Hipotezy Andreeva (1994, 1997) nie potwierdza też zróżnicowany stopień koncentracji metali w koncentracjach oraz wiekowy przedział wzmożonej aktywności procesów koncentryjnych w oceanach, np. na Pacyfiku (od około 25 do 5 mln lat temu) i w Oceanie Indyjskim (od 55 do 38 mln lat temu) (ryc. 1). Dane dotyczące rodzaju i ilości składników doprowadzanych do oceanów wskazują na dominującą rolę materiału autochtonicznego, w tym ze źródeł hydrotermalno-ekshalacyjnych w Pacyfiku (ryc. 2). Wzajemne relacje pomiędzy rodzajem i ilością składników doprowadzanych do miejsc ich koncentracji są kształtowane w zależności od mechanizmów transportu i warunków sedymentacji pod wpływem czynników hydrochemicznych i hydrodynamicznych oraz odległości od centrów magmatycznych. Tak przynajmniej rzecz się ma w obszarze indopacyficznym. Z kolei,



Ryc. 1. Częstotliwość występowania koncentracji i mikrokoncentracji w pokrywie osadowej (Andreev & Gramberg, 1997)

w obszarze indoatlantyckim ilość materiału klastycznego doprowadzanego z kontynentów, przeważa nad ilością składników hydrogenicznych i biogenicznych, przy równocześnie względnie niższym ich udziale w porównaniu z obszarem indopacyficznym. Omawiane obszary różnią się także wyraźnie pod względem morfotektonicznym (w tym intensywnością procesów magmatycznych), determinujących swoiste cechy środowiskowych warunków sedymentacyjnych.

Za podstawę, proponowanej przez autora, alternatywnej systematyki metalogenicznej przyjęto rozpoznane zależności formowania głębokowodnych surowców polimetalicznych pod wpływem procesów geologiczno-tektonicznych, przebiegających w środowisku oceanicznym. Charakter i przebieg tych procesów oraz skala i zasięg ich współdziałania są zróżnicowane w zale-



Ryc. 2. Udziały składników doprowadzanych do wód oceanicznych (Fe₂O₃+FeO, MnO, Ni, Cu i Co) z różnych źródeł (Andreev, 1994)

Tab. 1. Dominujące zespoły procesów kształtujące regionalne i lokalne warunki powstawania złóż surowców polimetalicznych oraz główne grupy czynników determinujące charakter koncentracji składników w złożach

Dominujące zespoły procesów kształtujące regionalne i lokalne warunki formowania złóż kopalin w prowincjach metalogicznych	Główne grupy czynników determinujące charakter koncentracji składników w polach i obszarach złożowych
<p>1. Wewnętrzne — kształtowane pod wpływem energii endogeniczej Ziemi.</p> <p>Diastroficzne (tektoniczne, magmatyczne i hydrotermalno-ekshalacyjne) Procesy degazacji płaszcza, magmatyczne, wulkaniczne, infiltracyjne i hydrotermalno-ekshalacyjne są źródłem metali, prowadzą do przeobrażenia składników i przekształcenia struktury pokrywy osadowej, fundamentu oceanicznego oraz kształtują właściwości fizyczno-chemiczne wód oceanicznych.</p> <p>Determinują one wiek i charakter morfostrukturalny dna oceanicznego (budowę fundamentu i pokrywy osadowej).</p>	<p>1. Źródła i mechanizmy transportu materiału. Wzajemne relacje pomiędzy rodzajami i ilością składników autochtonicznych w tym metali do allochtonicznych doprowadzanych do miejsc formowania danej kopaliny.</p> <p>2. Parametry fizyczno-chemiczne wód przydennych i porowych (termodynamika, stopień natlenienia, zawartość dwutlenku węgla, stężenie jonów wodorowych (pH), potencjał oksydacyjno-redukcyjny (Eh), działalność mikroorganizmów).</p> <p>3. Struktura i dynamika wód oceanicznych (głębokość poziomu minimalnej zawartości tlenu, głębokość kompensacji kalcytu (CCD), głębokość kompensacji krzemionki (SCD), prądy przydenne).</p>
<p>2. Zewnętrzne — kształtowane pod wpływem energii promieniowania słonecznego i wiązań chemicznych.</p> <p>Denudacyjne i sedymentacyjne — przebiegające na otaczających kontynentach i w obrębie basenów. Determinują one ilość i rodzaj materiału klastycznego, roztworów koloidalnych i roztworów rzeczywistych doprowadzanych do oceanów.</p> <p>Oceaniczne (hydrochemiczne i hydrodynamiczne)</p> <p>Pierwszorzędne znaczenie mają:</p> <ul style="list-style-type: none"> — wewnętrzne źródła i mechanizmy mieszania się mas wodnych, zmieniające w czasie i przestrzeni stopień koncentracji zawieszin i substancji biogennych, warunkujące przebieg procesów przenoszenia oraz wymiany biomasy i substancji biogennych; — procesy przenoszenia oraz wymiany masy i energii modyfikujące w czasie i przestrzeni pola cech hydrofizycznych i hydrochemicznych, w tym własności wód przydennych i porowych. <p>Determinują one strukturę wód oceanicznych, ich cyrkulację i dynamikę oraz wpływają, w zależności od geometrii basenów, w tym, głębokości i ukształtowania dna, odległości od brzegów na właściwości fizyczno-chemiczne wód oceanicznych, tempo akumulacji, przestrzenne rozmieszczenie materiału biogenicznego, hydrogenicznego i litogenicznego a także przebieg procesów wczesnodiagenetycznych.</p>	

ności od odległości od źródeł składników, głębokości i ukształtowania dna, właściwości fizyczno-chemicznych wód przydennych i porowych oraz pionowej i poziomej struktury i dynamiki wód oceanicznych (ryc. 3). Podwyższona koncentracja pewnych składników w oceanach kształtowana jest w czasie i przestrzeni w zależności od skali, zasięgu i intensywności procesów magmatycznych i oddalenia od centrów magmowych, przebiegu sedymentacji oraz intensywności procesów denudacji na kontynentach. Zasięg i charakter procesów magmatycznych są następstwem odmiennego reżimu geodynamicznego i skali przeobrażeń skorupy oceanicznej, czego wyrazem jest charakter morfotektoniczny tj. rzeźba, ukształtowanie i głębokości dna oceanów, a także zróżnicowana ilość metali doprowadzanych do wód oceanicznych. Ewolucyjny rozwój zjawisk magmatyzmu i określone następstwo przekształceń skorupy oceanicznej determinujących zmiany warunków sedymentacji wskazują na wyraźne związki przebiegu procesów formowania kopalin głębokowodnych z najmłodszym — alpejskim — cyklem geotektonicznym Ziemi. W tym okresie metalogicznym, przebieg procesów subwulkanicznych i wulkanicznych w dolinach ryftowych jest związany ze stadium tektoniki załomowej magmatyzmu końcowego. Odznacza się on powstaniem spękań, rowów i zrębów tektonicznych, będących bezpośrednim efektem przemieszczania płyt. Zróżnicowany przebieg formowania grzbietów oceanicznych i ich dolin ryftowych, wzdłuż granic dywergentnych i uskoków transformacyjnych są odzwierciedleniem zmiennej szybkości rozrastania dna od

liniowych stref spredingu, w ostatnim etapie ewolucji skorupy oceanicznej.

Wyrazem wzmożonej intensywności procesów magmatycznych jest powszechne występowanie w tzw. „młodej” skorupie oceanicznej bazaltów toleitowych oraz wzmożona aktywność procesów hydrotermalnych, ekshalacyjnych i infiltracyjnych w dolinach ryftowych, a także lokalnie w obrębie oceanicznych stref pęknięć, np. w strefie Clarion-Clipperton. Doprowadziły one do znaczącego wzrostu zawartości takich metali, jak: Mn, Fe, Cu, Ni i Co, w wodach oceanicznych (German & Angel, 1995; Elderfield & Schultz, 1996; Glasby, 1998a, b). Przebieg procesów w poziomie subwulkanicznym i wulkanicznym związany jest z relatywnie płytszym położeniem astenosfery wzdłuż stref osiowych grzbietów oceanicznych. Przemieszczenia pionowe i powstające systemy spękań stanowią drogi dla roztworów mineralizujących, pochodzących z tzw. komór magmowych związanych z litosferą podskorupową oraz wód oceanicznych. Wody oceaniczne wnikają w powstałe spękania i ogrzewają się od otaczających skał. Zmieniając swój chemizm i łągując metale po wielofazowym cyklu krążeniowym wydostają się z wodami juwenilnymi, na dnie oceanicznym, w postaci gorących źródeł „pióropuszy termalnych” lub tzw. „czarnych kominów”. W dolinach ryftowych, a także wzdłuż stref osłabień tektonicznych, w wyniku deformacji tektonicznych następuje rozszerzanie się szczelin, powstawanie i odnawianie systemów spękań. W tych warunkach, od ośrodków magmowych w poziomie subwulkanicznym

Tab. 2. Schemat podziału metalogenicznego głębokowodnych złóż surowców polimetalicznych wszechoceanu

Mega-pr.*	Pow.**	Domi-nujące źródła skl.	Główne głęboko-wodne formacje złóżowe	Subformacje złóżowe	Dominujące procesy, paragenety miner. Typy rud	Główne regiony i pola złóżowe		
						Regiony	Pola	
Indopacyficzna I	pacyficzna I ₁	endogeniczne	manganowa formacja konkrecyjna	konkrecji i naskorupień kobaltońskich na górach podwodnych (MF _{S1})	hydrogeniczne wernadyt, goethyt tlenkowe Co, 2Co	Basenu Północno-Wschodniego Pacyfiku (MF _{S1-BPW}) Basenu Centralnopacyficznego (MF _{S1-BCP})	hawajskie (4), Gór Środkowopacyficznych (Magellana-Wake (5)-Necker), Wysp Cooka, Kiribati, Tuvalu Ogasawara-Marcus	
				konkrecji w basenach głębokowodnych (MF _{S2})	hydrogeniczno-dia-genetyczne todorokit, birnessyt, goethyt tlenkowe Ni, Ni-Cu, Ni-Cu-Co	Basenu Północno-Zachodniego Pacyfiku (MF _{S1-BPZ}) Basenu Północno-Wschodniego Pacyfiku (MF _{S2-BPW}) Basenu Centralnopacyficznego (MF _{S2-BCP}) Basenu Peruwiańskiego (MF _{S2-BP}) Basenu Południowo-Zachodniego Pacyfiku (MF _{S2-BPZ})	Clarion-Clipperton (1), kalifornijskie (2) centralnopacyficzne (3) peruwiańskie (6) Menarda (7), południowopacyficzne (8),	
			polimetaliczna formacja siarczkowa	pokryw siarczkowych w dolinach ryftowych (PF _{S1})	hydrotermalne: 260–300°C chalkopiryt, piryt-sfaleryt, wurcyt-galena, markasyt, baryt 350–360°C chalkopiryt-izokubanit, pirotyn-piryt-sfaleryt, markasyt, anhydryt, SiO ₂ amorf. siarczkowe Zn-Cu	Grzbietów Wschodniopacyficznych (PF _{S1-GWP}) Wypiętrzenia Wschodniopacyficznego (PF _{S1-WWP}) ryftu Galapagos (PF _{S1-RG})	północne (Explorer, Endeavour, Juan de Fuca, Gorda, Escanaba) środkowe (9°, 11°, 13°, 14°N, Rivera) południowe (EPR 17°, 18°, 20°, 21°S) Galapagos	
					iłów metalonon-snych na grzbietach oceanicznych (PF _{S2})	hydrotermalne-wodorotlenki Fe i Mn, siarczki Fe, Zn i Cu	kalifornijski (PF _{S2-K})	głębia Guaymas
					fosforytowa formacja konkrecyjna	konkrecji na górach podwodnych (FF _{S1})	biohydrogeniczne ankolit, kolofan fosforanowe	mariańsko-hawajski (FF _{S1-MH}) wschodniopacyficzny (FF _{S1-WP}) zachodniopacyficzny (FF _{S1-ZP})
	filipińska I ₂	endogeniczne	polimetaliczna formacja siarczkowa	pokryw siarczkowych na łukach wyspowych i basenach załukowych (PF _{S3})	hydrotermalne chalkopiryt, piryt, sfaleryt, anhydryt, baryt, SiO ₂ amorf. siarczkowe Zn-Cu, Zn-Pb	Shichito-Iwojima (PF _{S3-SI}) Okinawy (PF _{S3-O})	Kita-Bayonnaise, Myojin-sho, Sumisu, Suiyo, Kaikata, Mariana Minami-Ensei, Iheya, Izena	
				konkrecji na łukach wyspowych (MF _{S3})	tlenkowe Co	Nishi-Shichito (MF _{S3-NS})	Tempo-Kaikata-Fukutoku	
			manganowa formacja konkrecyjna	konkrecji i naskorupień kobaltońskich w basenach załukowych (MF _{S2})	hydrogeniczne wernadyt, goethyt tlenkowe Co, 2Co, Ni-Cu-Co	południowojapoński (MF _{S2-PJ})	Parece Vela, Shikoku, Oki-Daito, Kyushu-Palau	
	australijska I ₃	endogenicznolitologeniczne	manganowa formacja konkrecyjna	konkrecji i naskorupień kobaltońskich w basenach głębokowodnych (MF _{S2})	hydrogeniczno-dia-genetyczne todorokit, birnessyt, goethyt tlenkowe Ni-Cu-Co	Basenu Środkowoindyjskiego (MF _{S2-BSI}) Basenu Północnoaustralijskiego (MF _{S2-BNA}) Basenu Południowoaustralijskiego (MF _{S2-BSA})	centralnoindyjskie (9), północnoaustralijskie (10), Diamentina (11)	

Tab. 2. cd.

Mega pr.*	Prow.**	Domi- nujące źródła skl.	Główne głęboko- wodne formacje złożowe	Subformacje złożowe	Dominujące procesy, paragenazy mineral- ne. Typy rud	Główne regiony i pola złożowe	
						Regiony	Pola
Indopacyficzna	austrijska I ₁	endogeniczne	polimetaliczna formacja siarczkowa	pokryw siarcz- kowych w dol- nach ryftowych (PF _{S1})	hydrotermalne wurecyt, sfaleryt, piryt, markasyt, galena, anhydryt, baryt, siarczkowe Zn-Cu	trójzłazcze centralno- indyjskie (PF _{S1-C1})	Rodriguez
Morza Śródziemnego (PF _{S2-MS})	Palinuro, Enaret, Eolo						
Indoatlantycka II	atlantycka II ₁	endo- geniczno- litololo- geniczne	manganowa formacja konkrecyjna	konkreccji w basenach głębo- kowodnych (MF _{S2})	hydrogeniczne wer- nadety, goethyt hy- drogeniczno-diaгене- tyczne, todorokit, birnessyt, goethyt tlenkowe Ni-Cu-Co, Co, 2Co	Basenu Północnoameryka- ńskiego (MF _{S2-BPA})	północnoamerykańskie (14),
		endogeniczne	polimetaliczna formacja siarczkowa	pokryw siarcz- kowych w dol- nach ryftowych (PF _{S1})	hydrotermalne: 260- 300°C — chalkopi- ryt, pirit-sfaleryt, wurecyt-galena, mar- kasyt, baryt 50-360°C —chalko- pirytyzokubanit, pirotyn-piryty-sfale- ryt, markasyt, anhy- dryt, SiO ₂ amorf. siarczkowe Zn-Cu	Grzbietu Środkowoatlan- tyckiego (PF _{S1-GSA})	pole północne (Lucky Strike) pola środkowe (Broken Spur, TAG, Snake Pit, Polarnoje)
	somalijaska II ₂	endo- geniczno- litololo- geniczne	manganowa formacja konkrecyjna	konkreccji w basenach głębo- kowodnych (MF _{S2})	hydrogenicznower- nadety, goethyt hydro- geniczno-diaгене- tyczne, todorokit, birnessyt, goethyttlenkowe Ni-Cu-Co	Basenu Somalijskiego (MF _{S2-BS})	równikowe (12), madaga- skarskie (13)

Uwaga: konkrecyjne pola złożowe wyróżniono na podstawie średnich wskaźników: powierzchnia (S) > 300 tys. km²; współczynnik niklowy X₁ > 5; wskaźnik konkreccyjności X₂ > 2 kg/m²

— pola złożowe polimetalicznych rud siarczkowych wyróżniono dla nagromadzeń o zasobach > 1,5 mln ton

— fosforytonośne pola złożowe wyróżniono na podstawie zawartości P₂O₅ > 15,0%

numery pól zaznaczone na mapie np. 4); oznaczenia formacji, subformacji i regionu zaznaczone na mapie ryc. 4 np. (MF_{S1-BPW});

* megaprowincje morfotektoniczne, ** prowincje metalogeniczne

(przypowierzchniowym) ma miejsce, na skutek obniżonego ciśnienia i temperatury, szybkie oddzielenie od magmy składników lotnych. Na znaczne obniżanie temperatury, od 900 do 100 mW/m², wskazuje np. duże zagęszczenie geozoterm, w kierunku od osi ryftu Galapagos. Magma subwulkaniczna tworzy trzony, kominy i pokrywy. Duże gradienty zmiany ciśnienia i temperatury, spowodowane wzmożonymi okresami deformacji tektonicznych, jakim są poddawane roztwory hydrotermalne na swej drodze powodują wydzielanie się zmiennych ilości tych roztworów o różnym składzie. Każdej z faz stygnięcia ośrodków magmowych odpowiada charakterystyczny skład roztworów migrujących, zależny od termodynamiki i warunków fizyczno-chemicznych panujących w danej strefie. Hydrotermalne roztwory pomagmowe, w związku z okresowym

odnawianiem działalności magmowej przy równoczesnym oddzieleniu składników lotnych, tworzą charakterystyczne strefowe paragenazy siarczków Fe, Cu, Zn, Pb i Ag z barytem, anhydrytem i krzemionką (Humphris i in., 1995). W tych strefach obserwuje się przejawy rejuwenacji tj. odmładzania mineralizacji w wyniku, współdziałania gazów, gorących par i roztworów.

Z poziomem wulkanicznym, dla którego charakterystyczne są niższe ciśnienia i szybkie gradienty zmian temperatury oraz gwałtowne oddzielenie składników lotnych, są charakterystyczne nagromadzenia ekshalacyjne oraz osady gorących źródeł wulkanicznych. Wzmożona aktywność opisanych wyżej procesów objawia się szczególnie wyraźnie w obrębie basenów węzłowych, w strefach złączy potrójnych (Humphris i in., 1995; Andreev i in.,

Tab. 3. Podział metalogeniczny płytkowodnych złóż surowców mineralnych wszechoceanu

Mega-prowin-cje morfo-tekto-niczne	Prowincje meta-logeniczne	Domi-nujące źródła skład.	Główne płytko-wodne formacje złóżowe	Subformacje złóżowe	Dominujące proce-sy, paragenazy mineralne. Typy rud	Główne regiony i pola złóżowe	
						Regiony	Pola
Indopacyficzna I	pacyfi-czna I ₁	biogeniczne	fosforytowa forma-cja konkrecyjna	konkrekcji i piasków na szelfie i stoku kontynentalnym (FF _{S2})	biohydrogeniczne frankolit, kolofan fosforanowe	wschodniopacy-ficzny (FF _{S2-WP}) japoński (FF _{S2-J}) Nowej Zelandii (FF _{S2-NZ})	peruwiańsko-chilij-skie (6) Honsiu (7) Chatham (8)
	australij-ska I ₃					północnoindyjski (FF _{S2-PI})	kambajskie (9)
Indoatlantycka II	atlantycka I	litogeniczna	żelazowo-manga-nowa formacja konkrecyjna	konkrekcji w jeziorach i morzach wewnętrznych (Fe-Mn _{S4})	hydrogeniczne przy udziale mikroorga-nizmów wernadyt, goethyt	zachodnioatlan-tycki (FF _{S2-ZA})	brazylijskie (10), północnoameryka-ńskie (11)
						wschodnioatlan-tycki (FF _{S2-WA})	marokańskie (12), namibijskie (13), Zat. Św. Heleny (14), Agulhas (15)
Indopacyficzna I	pacyficzna I ₁	litogeniczne	formacja minerałów ciężkich	rozsypek przybrzeżno-morskich (Fmc _X)	hydrodynamiczne (falowanie, prądy) ilmenit, rutył, cyrkon, monacyt, magnetyt, tytanomagnetyt, kasyteryt, chromit, złoto, platyna	M. Bałtyckiego (Fe-Mn _{S4-MB}) Mórz Arktycznych (M. Barentsa, M. Kar-skie, M. Białe) (Fe-Mn _{S4-MA}) Wielkich Jezior Ameryki Północnej (Fe-Mn _{S4-WJ})	lokalne nagroma-dzenia nie tworzące pól o znaczeniu przemysłowym
	australijska I ₃					kordylierski (Fmc _{CK})	Norton Sound, Zat. Bristolskiej, Zat. Cook'a, Arch. Alexandra, Good News, kalifornijskie
Indoatlantycka II	atlantycka II ₁	litogeniczne	formacja minerałów ciężkich	rozsypek przybrzeżno-morskich (Fmc _X)	hydrodynamiczne (falowanie, prądy) ilmenit, rutył, cyrkon, monacyt, magnetyt, tytanomagnetyt, kasyteryt, chromit, złoto, platyna	andyjski (Fmc _{CA})	peruwiańskie, chilijskie
						dalekowschodni (Fmc _{CD})	tonkińsko-tajwa-ńskie, filipińskie, japońskie
Indoatlantycka II	somalijska II ₂	litogeniczne	formacja minerałów ciężkich	rozsypek przybrzeżno-morskich (Fmc _X)	hydrodynamiczne (falowanie, prądy) ilmenit, rutył, cyrkon, monacyt, magnetyt, tytanomagnetyt, kasyteryt, chromit, złoto, platyna	australijsko-nowo-zelandzki (Fmc _{ANZ})	Queensland, Nowej Południowej Walii, Bassa, Timor, Kar-pentaria, Fremant-le, Dorset
	atlantycka II ₁					arabsko-bengalski (Fmc _{AB})	Kerala, Sri Lanka, Narayanpur-Cha-trapur-Gopalpur, Ratnagiri
Indoatlantycka II	atlantycka II ₁	litogeniczne	formacja minerałów ciężkich	rozsypek przybrzeżno-morskich (Fmc _X)	hydrodynamiczne (falowanie, prądy) ilmenit, rutył, cyrkon, monacyt, magnetyt, tytanomagnetyt, kasyteryt, chromit, złoto, platyna	andamańsko-jawajski (Fmc _{AI})	myanmarsko-taj-landzko-malezyj-skie, sundajskie
						zachodnioindyjski (Fmc _{ZI})	madagaskarskie mozambicko-somalijskie
Indoatlantycka II	atlantycka II ₁	litogeniczne	formacja minerałów ciężkich	rozsypek przybrzeżno-morskich (Fmc _X)	hydrodynamiczne (falowanie, prądy) ilmenit, rutył, cyrkon, monacyt, magnetyt, tytanomagnetyt, kasyteryt, chromit, złoto, platyna	wschodnioatlantyc-ki (Fmc _{WA})	kornwalijskie, ibe-ryjskie, gwinejskie, namibijskie, południowoafryka-ńskie
						zachodnioatlantyc-ki (Fmc _{ZA})	Nowej Szkocji, Florydy, brazylij-skie, falklandzkie

1998). Uwalniane są przy tym takie metale jak: Mn, Fe, Cu, Ni, Zn, Cd i Pb i inne. Procesy te przebiegają przy udziale mikroorganizmów.

Krzemionka jest rezultatem reakcji roztworów mineralizujących z otaczającymi skałami. Natomiast siarczki, głównie Fe, Zn, Cu, Pb i Ag tworzą się w zależności od koncentracji w roztworach jonów S^{2-} i tlenu. Źródłem jonów S^{2-} , które są wiązane w nierozpuszczalne siarczki, jest siarkowodor, który w fazie gazowej jest chemicznie bierny, w temperaturach zaś poniżej $400^{\circ}C$ rozpuszcza się i dysocjuje uwalniając jony H^+ , SH^- oraz S^{2-} . Siarczki metali ciężkich tworzą w wodach oceanicznych roztwory koloidalne. Obecność siarkowodoru i krzemionki zapobiega jednak, w tych strefach, szybkiej peptyzacji roztworów koloidalnych siarczków metali, które częściowo migrują dalej od centrów magmatycznych. Obecność w wodzie CO_2 działa utleniająco na związki żelaza i manganu doprowadzając przy temperaturach poniżej $150^{\circ}C$ do tworzenia się wodorotlenków Fe i Mn, z czym związana jest obecność iłów metalonośnych w pobliżu stref ryftowych.

Żelazo oddziela się od manganu blisko centrów magmatycznych. Mangan, jako bardziej mobilny niż żelazo, transportowany jest w wodzie oceanicznej głównie w postaci rozpuszczonej jako Mn^{2+} lub $MnCl^+$, a jego zawartość (około 0,2–0,3 nmol/kg) jest w pionowej strukturze wód oceanicznych zróżnicowana. Według Glasby (1998b) około 90% Mn w wodach oceanicznych jest pochodzenia hydrotermalnego, z czego około 80% wytrąca się w odległości kilkuset kilometrów od źródeł, podczas gdy około 50% żelaza wytrąca się w bliskiej odległości od źródeł hydrotermalnych (do kilku metrów). Powstające minerały manganu, w tym np. todorokit — σMnO_2 , odznaczają się wysokimi własnościami sorpcyjnymi i adsorbują kationy Ni^{+2} , Cu^{+2} czy Zn^{+2} . Według najnowszych wyników

badan (Glasby, 1998b), ilość wprowadzanego rocznie do wód oceanicznych hydrotermalnego manganu szacowana jest na $6,85 \times 10^9$ kg (German & Angel, 1995), podczas gdy ilości manganu transportowanego rzekami szacuje się na $0,27 \times 10^9$ kg/rocznie (Elderfield & Schultz, 1996).

W czwartym etapie ewolucji skorupy oceanicznej decydujący wpływ na ukształtowanie struktury wód oceanicznych i przebieg sedymentacji miał dopływ świeższych natlenionych wód antarktycznych około 12 mln lat temu (Glasby, 1998b).

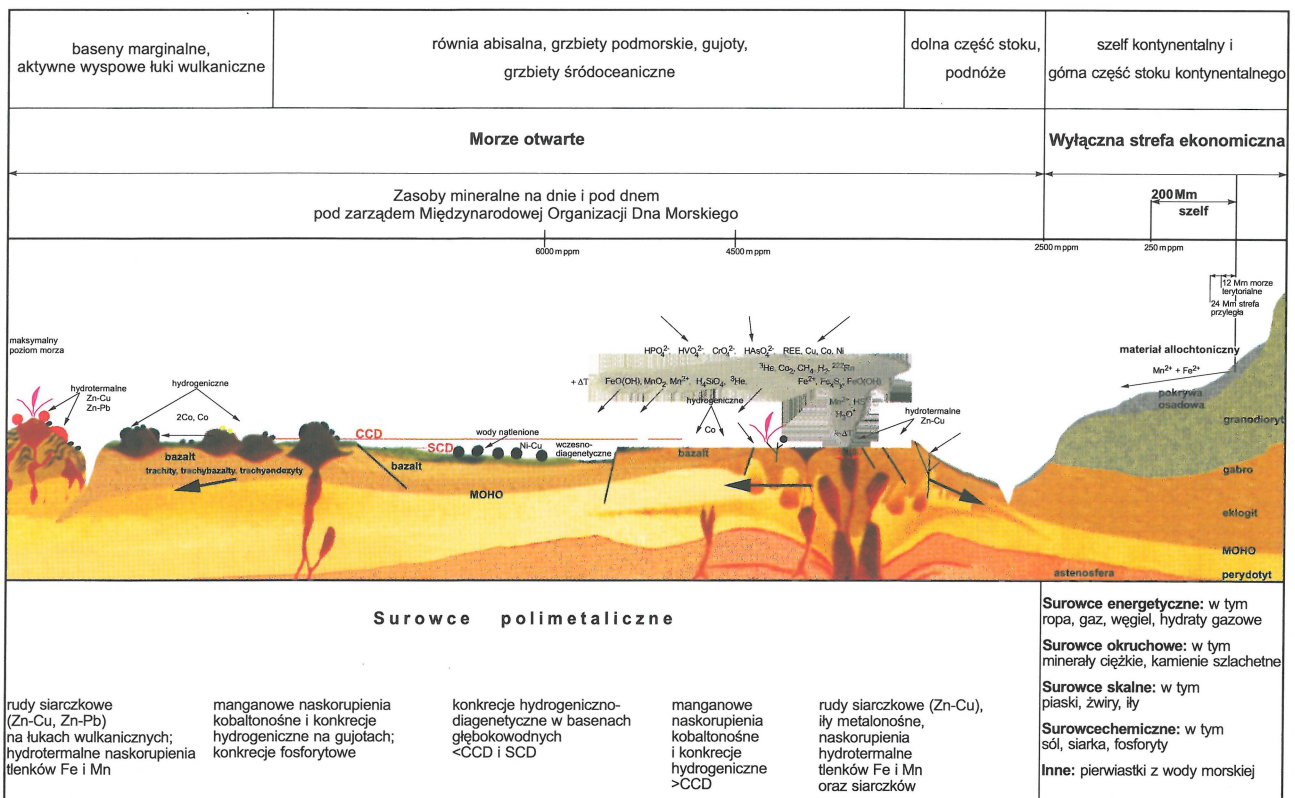
Analizując przyczyny zróżnicowania warunków sedymentacyjnych i wynikającego stąd rozmieszczenia surowców oceanicznych oraz ich odrębności metalogenicznej, należy podkreślić zdecydowanie odmienną pozycję Pacyfiku w porównaniu z innymi oceanami (Kotliński [W:] Kotliński & Szamałek, 1998a, b; Kotliński, 1999).

Megaprowincje morfotektoniczne

Biorąc pod uwagę ujawnione zależności rozmieszczenia oraz warunki formowania głębokowodnych surowców metalicznych, na poziomie planetarnym, wyróżniono trzy megaprowincje morfotektoniczne:

- Indopacyficzną (I),
- Indoatlantycką (II),
- Indośródziemnomorską (III).

Wyróżnione megaprowincje różnią się wyraźnie dominacją określonych zespołów procesów (wewnętrznych i zewnętrznych) kształtujących regionalne warunki formowania złóż kopalin. W obrębie megaprowincji Indopacyficznej zdecydowanie dominujące znaczenie ma ilość składników, w tym metali doprowadzanych do wód oceanicznych ze źródeł hydrotermalnych i ekshalacyjnych. Ilość metali z tych źródeł wielokrotnie przeważa nad ilo-



Ryc. 3. Podział strefowo-genetyczny występowania surowców mineralnych wszechoceanu (Kotliński [W:] Kotliński & Szamałek, 1998b, zaktualizowany na podstawie Massoth i in., 1988 [W:] Humphris i in., 1995)

ścią materiału klastycznego, którego rola jest dominująca w megaprowincji Indoatlantyckiej. Zróznicowane są także tempo akumulacji oraz parametry fizyczno-chemiczne wód przydennych oraz struktura i dynamika wód oceanicznych (Andreev, 1997; Kotliński [W:] Kotliński & Szamałek, 1998a, b). Współczesne warunki środowiska sedymentacyjnego w wyróżnionych megaprowincjach ustalały się w ostatnim etapie ewolucji oceanów, obejmującym mioceno-holoceno etap przekształceń skorupy oceanicznej. Odmienny reżim geodynamicznego rozwoju megaprowincji Indoatlantyckiej w porównaniu z Indopacyficzną, wraz ze zmniejszeniem w drugiej szczególnie wyraźnie w ostatnim okresie, tempa akumulacji doprowadziły do ustalenia położenia, zasięgu i rzeźby dna współczesnych oceanów i w rezultacie swoistych warunków formowania osadów (Dietz, 1961; Dimov i in., 1990; Fisher i in., 1971; Gramberg, 1989).

Prowincje metalogeniczne i formacje złożowe

Prowincje metalogeniczne pokrywają się w zasadzie z granicami współczesnych oceanów lub ich części. Rozwój tych obszarów był determinowany przez zróznicowane mechanizmy przekształceń fundamentu oceanicznego poszczególnych płyt. Występowanie nagromadzeń jest odzwierciedleniem wpływu różnorodnych procesów. Zespoły procesów kształtujących regionalne i lokalne warunki powstawania złóż i grupy czynników determinujące charakter koncentracji składników w złożach przedstawiono w tab. 1. Warunki powstawania złóż, w obrębie prowincji, są kształtowane w zależności od intensywności procesów hydrotermalnych i ekshalacyjnych oraz od ukształtowania rzeźby dna, głębokości i odległości od centrów magmatycznych, a także mechanizmów transportu materiału. Pod wpływem czynników zewnętrznych ustala się struktura wód oceanicznych (poziom CCD, SCD, stopień natlenienia wód przydennych, pH i Eh), cyrkulacja wód i ich dynamika. Tempo akumulacji i rodzaj materiału doprowadzonego do oceanów pozostają w ściślejszej zależności od budowy geologicznej oraz intensywności procesów wietrzenia i denudacji na otaczających kontynentach. Na podstawie ujawnionych różnic w obrębie megaprowincji wyróżniono następujące prowincje metalogeniczne (tab. 2, 3).

Megaprowincja Indopacyficzna (I) obejmuje trzy główne prowincje: pacyficzną (I₁), filipińską (I₂), australijską (I₃).

Megaprowincja Indoatlantycka (II) obejmuje dwie główne prowincje: atlantycką (II₁), somalijską (II₂).

Należy zaznaczyć, że megaprowincja Indośroziemnomorska pokrywa się z zasięgiem prowincji metalogenicznej obejmującej Morze Czerwone i Morze Śródziemne.

Odrębną pozycję zajmuje prowincja antarktyczna (IV) położona na płycie antarktycznej, w której nie stwierdzono dotychczas nagromadzeń omawianych surowców metalicznych (ryc. 4 — załącznik).

Formacje złożowe wydzielono dla poszczególnych rodzajów surowców, formowanych pod wpływem określonych zespołów procesów. Ich przebieg, w poszczególnych prowincjach, jest zróznicowany w zależności od swoistych dla danego regionu czynników środowiskowych. Formacje obejmują tożsame genetycznie grupy złóż. Odnaczają się one zbliżonymi zależnościami występowania, składem mineralno-chemicznym i wykształceniem teksturalno-strukturalnym, kształtowanymi w zależności od dominujących w danym regionie czynników. W obrębie formacji odrębności regionalne są związane z reguły z różnicami w intensywności i przebiegu określonych pro-

cesów, np. tektoniczno-magmatycznych, w tym hydrotermalnych, wulkaniczno-ekshalacyjnych i infiltracyjnych.

Regionalne zróznicowanie odzwierciedla także różnice w zasięgu przebiegu procesów makroskalowych, np. hydrogeniczno-diagenetycznych procesów powstawania kongrecji na równiach abisalnych, czy swoistej sedymentacji hydrogenicznej kongrecji i manganowych naskorupień kobaltonośnych na podwodnych górach wulkanicznych i wyniesieniach. Dla każdej z wyróżnionych formacji jest charakterystyczna jednak wyraźna dominacja określonych zespołów mineralnych, które powstały pod wpływem swoistych procesów: hydrogenicznych i hydrogeniczno-diagenetycznych, hydrotermalno-ekshalacyjnych, biohydrogenicznych, czy mechanicznych.

Na podstawie stwierdzonych różnic, w obrębie prowincji metalogenicznych, wydzielono następujące formacje złożowe:

- manganowa formacja kongrecyjna,
- polimetaliczna formacja siarczkowa,
- fosforytowa formacja kongrecyjna,
- formacja minerałów ciężkich.

Regionalne zróznicowanie w obrębie danej formacji wyraża się stopniem koncentracji kopaliny na powierzchni dna oraz zawartościami w niej określonych składników. Należy podkreślić, że wyróżnione w obrębie formacji regiony występujące w megaprowincji Indopacyficznej różnią się wyraźnie od Indoatlantyckiej. Przykładowo różnice w regionach kongrecyjnych wyrażone są przez ilość kongrecji na powierzchni dna i zawartość w nich metali, co związane jest z odległością od źródeł składników do miejsc ich koncentracji i lokalnymi warunkami sedymentacji. W regionie Gór Środkowopacyficznych subformacja, kongrecji manganowych i manganowych naskorupień kobaltonośnych występujących na obszarze Magellana-Wake-Necker, odznacza się wysoką koncentracją kobaltu. Natomiast subformacja kongrecji w regionie Basenu Północno-Wschodniego, gdzie w obrębie regionalnej morfostruktury dna oceanicznego występuje pole kongrecyjne Clarion-Clipperton czy peruwiańskie w basenie peruwiańskim, wyróżnia się wysoką koncentracją manganu, niklu i miedzi. Na poziomie regionalnym (pole) najbardziej istotny wpływ na koncentrację metali wywierają czynniki sedymentacyjne determinujące strefową akumulację składników, pochodzących głównie ze źródeł hydrotermalnych. W obrębie pól kongrecyjnych powstające nagromadzenia odznaczają się swoistą specjalizacją geochemiczną (Ni, Ni-Cu, Ni-Cu-Co i Co) (Kotliński, [W:] Kotliński & Szamałek, 1998b; Kotliński, 1998b). Współwystępujące typy geochemiczne kongrecji charakteryzują się dominacją w składzie mineralnym określonych faz minerałów manganu; Ni — birnessytu; Ni-Cu — todorokitu; Ni-Cu-Co — birnessytu i todorokitu; Co, 2Co — wernadytu. Zróznicowany jest także stopień koncentracji metali w kongrecjach, w zależności od głębokości ich występowania, w stosunku do poziomu CCD i SCD. Kongrecje Ni, Ni-Cu, Ni-Cu-Co z wysokimi koncentracjami tych metali i Mn zalegają z reguły w interwale głębokości pomiędzy CCD i SCD na osadach, w których udział CaCO₃ nie przekracza 10% (muły radiolariowo-okrzemkowe), typy zaś wzbogacone w Co powyżej CCD na mułach wapiennych. Kongrecje występujące na różnych poziomach głębokościowych wykazują również swoiste cechy morfologiczne. Na podstawie wykazanej zmienności, w obrębie pól wydzielono obszary kongrecyjne i złoża. Uwzględniając stopień geologicznego rozpoznania, na mapie metalogenicznej wszechoceanu zaznaczono w regionach te pola i obszary, które mają zdaniem autora, perspektywiczne znaczenie przemysłowe. Pozostałe zaznaczono na mapie bez numeracji wraz z podaniem dominującego typu geoche-

micznego. Szczegółowa charakterystyka pól i obszarów jest zawarta w opracowaniu Andreeva i in. (1998).

Manganowa formacja konkrecyjna. Manganowa formacja konkrecyjna obejmuje konkrecje głębokowodne i kobaltońskie naskorupienia manganowe (Kotliński, 1999). Cechami uzasadniającymi wydzielenie tej formacji są procesy powstawania konkrecji przebiegające na granicy woda-osad, pod wpływem swoistych czynników środowiskowych (Frazer & Fisk, 1981; Menard, 1976; McKelvey i in., 1983; Andreev, 1994, 1997; Andreev & Gramberg, 1997; Andreev i in., 1998; Glasby, 1998b; Kotliński [W:] Kotliński & Szamałek, 1998a, b; Kotliński, 1999).

Warunki determinujące powstanie konkrecji są kształtowane w zależności od:

- dominujących procesów hydrotermalnych i wulkaniczno-ekshalacyjnych oraz infiltracyjnych będących źródłem składników, w tym metali (Mn, Ni, Cu, Fe, Co);
- oddalenia od aktywnych centrów magmatycznych;
- głębokości występowania tj. położenia w stosunku do poziomu CCD i SCD;
- właściwości fizyczno-chemicznych wód przyrodnych i porowych.

W zależności od współdziałania grup tych czynników zaznacza się, w obrębie wyróżnionej formacji, dominacja określonych procesów hydrogenicznnych lub hydrogeniczo-diagenetycznych. Zróznicowanie regionalne intensywności tych procesów było podstawą wyróżnienia, w obrębie manganowej formacji konkrecyjnej, następujących regionów (tab. 3):

- Basenu Północno-Wschodniego Pacyfiku (MF_{S2-BPW}) obejmującego dwie subformacje: konkrecji w basenach głębokowodnych (MF_{S2-BPW}) pola Clarion-Clipperton i kalifornijskie oraz konkrecji na górach podwodnych (MF_{S1-BPW}) pole hawajskie,
- Basenu Północno-Zachodniego Pacyfiku (MF_{S1-BZP}) — pola Ogasawara-Marcus,
- Basenu Peruwiańskiego (MF_{BP}) — pole peruwiańskie,
- Basenu Centralnopacyficznego (MF_{BCP}) obejmuje dwie subformacje: konkrecji w basenach głębokowodnych (MF_{S2-BCP}) — pole centralnopacyficzne oraz konkrecji na górach podwodnych w obrębie Gór Środkowopacyficznnych (MF_{S1-BCP}) — pola Magellan, Wake, Wecker,
- Basenu Południowo-Zachodniego Pacyfiku (MF_{S2-BPZ}) — pola południowopacyficzne i Menarda,
- Basenu Środkowoindyjskiego (MF_{S2-BSI}) — pole centralnoindyjskie,
- Basenu Północnoaustralijskiego (MF_{S2-BNA}) — pole północnoaustralijskie
- Basenu Południowoaustralijskiego (MF_{S2-BSA}) — pola Diamentina,
- Basenu Somalijskiego (MF_{S2-BS}) — pole równikowe i madagaskarskie,
- Basenu Angolskiego (MF_{S2-BA}) — pole Damir i Cape.

Głębokowodne naturalne skupienia uwodnionych tlenków manganu i żelaza występują w postaci nalotów, naskorupień, konkrecji i mikrokonkrecji. Naloty pokrywają powierzchnię drobnych okruchów skał zwykle cienką warstwą (kilka milimetrów), naskorupienia płytowe zaś pokrywają wychodnie skał podłoża grubszą warstwą od kilku do 15–20 cm. Naskorupienia występują zwykle na głębokości od 750 do 3000 m. Jądro konkrecji stanowią intraklasty otoczone naprzemianległymi warstewkami tlenków Mn i Fe. Konkrecje wykazują przy tym zwykle znaczne zróznicowanie formy

i wielkości (z reguły powyżej 1 cm). Formy konkrecji, szczególnie we wczesnych fazach ich tworzenia, zależą od wielkości i kształtu jądra. Mikrokonkrecje mają rozmiar do 1 mm. Perspektywiczne znaczenie przemysłowe mają konkrecje oceaniczne i manganowe naskorupienia kobaltońskie.

Konkrecje tworzą naturalne polimineralne skupienia uwodnionych tlenków żelaza i manganu oraz minerałów ilastych, zawierające w swym składzie ponad 50 pierwiastków o zawartości z reguły wielokrotnie przekraczającej w skałach osadowych ich wskaźniki częstości geochemicznej, tzw. klarki wagowe. Szczegółowa charakterystyka konkrecji oceanicznych i manganowych naskorupień kobaltońskich przedstawiona została we wcześniejszych publikacjach (McKelvey i in., 1983; Thissen i in., 1985; Andreev, 1994, 1997; Halbach i in., 1982; Ilin i in., 1997; Gramberg & Andreev, 1997; Kotliński i in., 1997; Kotliński [W:] Kotliński & Szamałek, 1998b, Kotliński, 1999; Andreev i in., 1998; Glasby, 1998b).

Konkrecje zalegają na osadach powierzchniowych dna oceanicznego, na zmiennej głębokości. Zgodnie z przyjętym podziałem (Kotliński, 1996) wyróżniono następujące typy genetyczne konkrecji: hydrogeniczne „H”, hydrogeniczo-diagenetyczne „HD” i diagenetyczne „D”. W zależności od głębokości występowania odznaczają się one podwyższoną zawartością określonych metali:

- w przedziale głębokości poniżej warstwy minimalnej zawartości tlenu (500–1000 m) do głębokości około 3500 m, na mułach wapiennych o zawartości >30% CaCO₃ (Kotliński, 1998a), przeważają konkrecje hydrogeniczne (typ genetyczny „H”) i manganowe naskorupienia kobaltońskie, o podwyższonych zawartościach Co, Mn i Pt oraz Fe;
- w przedziale głębokości zalegania mułów ilasto-wapiennych, o zawartościach 30–10% CaCO₃, tj. do głębokości kompensacji kalcytu (CCD) zwykle występują konkrecje hydrogeniczne typu „H” i „HD” z podwyższonymi zawartościami Ni-Cu-Co;
- w przedziale zalegania mułów krzemionkowych pomiędzy CCD a SCD oraz mułów ilastych krzemionkowych i iłów poligenicznych poniżej SCD przeważają konkrecje hydrogeniczo-diagenetyczne typu „D” i „HD” odznaczające się podwyższoną zawartością Ni, Cu i Mn oraz Ni i Mn.

Z przeprowadzonych przez autora badań wynika także, że w zależności od głębokości występowania konkrecji, tj. ich położenia w stosunku do głębokości poziomu CCD i SCD, obserwuje się znaczące różnice w morfologii konkrecji. Konkrecje typu genetycznego „H”, zalegające powyżej poziomu CCD, są mniejsze w porównaniu z konkrecjami typu „D” zalegającymi poniżej poziomu CCD i SCD. Różnice w wielkości konkrecji odzwierciedlają także ich cechy strukturalne i teksturalne, co związane jest z odmiennym tempem ich przyrostu. Tempo przyrostu konkrecji hydrogenicznnych typu „H”, w porównaniu z konkrecjami typu „D” jest mniejsze. Występują one także w odmiennych warunkach litofacjalnych, odznaczających się obecnością lub brakiem silnie uwodnionej tzw. granicznej warstwy osadów o swoistych cechach fizykochemicznych, w której pograżone są konkrecje (tab. 4).

Manganowe naskorupienia kobaltońskie. Naskorupienia stanowią naturalne — skonsolidowane skupienia uwodnionych tlenków żelaza i manganu, wykształcone w formie naskorupień, inkrustacji czy agregatów. Występują one z reguły na wychodniach bazaltów, rzadziej tworzą pokrywy na osadach skonsolidowanych. Naskorupienia formowane są pod wpływem procesów hydrogenicznnych lub hydrotermalnych (Usui & Tarashima, 1997; Glasby, 1998b). Obecność manganowych naskorupień kobaltońskich pochodzenia hydrotermalnego stwierdzono także w gór-

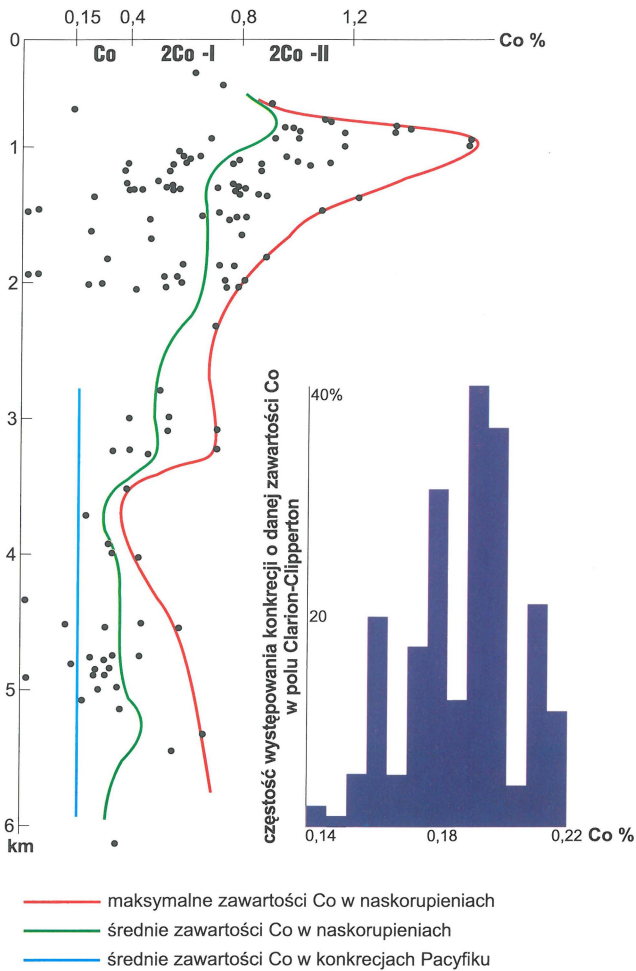
nej części bazaltowej warstwy drugiej; potwierdziły je liczne wiercenia DSDP. Kryterium genetycznym ich wyróżnienia jest skład mineralny i zawartości metali. Wyróżniającą cechą naskorupień hydrotermalnych jest wysoka wartość Mn/Fe oraz dominacja

w składzie mineralnym wernadytu. Manganowe naskorupienia kobaltowo-pochodzenia hydrogenicznego odznaczają się podwyższoną koncentracją kobaltu nawet do 1,6% i wyraźnie niższym, zwykle około 1,0, wskaźnikiem Mn/Fe, z czym wiąże się

Tab. 4. Typy genetyczne konkrecji polimetalicznych pola Clarion-Clipperton

Litofacje:	mułów wapiennych, mułów ilasto-wapiennych pow. CCD	iłów mulistych (słabo wapiennych i słabo krzemionkowych) CCD-SCD	mułów krzemionkowych i brunatnych iłów pelagicznych pon. SCD
Typ genetyczny konkrecji	H	HD	D
Średni wskaźnik konkrecyjności: — ilość konkrecji /m ² — kg/m ²	548 8	268 7	72 9
Głębokość zalegania na powierzchni dna i współwystępowanie:	H+HD	H+HD-HD+D	HD-D
Wielkość (cm):	>4,0	2,0–6,0	4,0–12
Średni rozmiar (cm):	3,41	4,4	6,5
Średni udział typów konkrecji we frakcjach (%): >3 cm 3–6 cm 9–12 cm	75 20 >5	50 45 5	5 60 35
Średnia masa frakcji modalnej (g):	około 20	około 45	około 170
Graficzne wskaźniki uziarnienia wg Traska* — asymetria — wysortowanie	2 1,09	4 1,15	5 1,50
Struktura powierzchni:	r/b; r; s/r; s	s; s/r; r; b	r; s/r; b; r/s; s
Przeważający typ morfologiczny:	Sr/b, SP IPr, IEs/r Ds, EDs/r	I(D,T)s, IT s/r Ps, Pr Dr,b., Es	Dr,s/r,b, EDs/r ITr/s, ISr Br, s, V
Charakter i rodzaj jądra:	ilasto-zeolitowe, rzadziej fragmenty wulkanokla- styczne lub bioklasty	ilasto-zeolitowe, bioklasty rzadziej fragmenty konkrecji	fragmenty starszych konkrecji
Spękania:	radialne	nieregularne	wyraźnie radialne
Laminacja: — ilość lamin na 1 cm — przeważająca grubość lamin (mm)	cienne (<0,5) 15–75 <0,4	średnie (0,5–10) 7–15 0,4–1,5	grube (>1,0) 1–7 >1,5
Tekstury:	radialno-dendrytowa	radialno-dendrytowa, koncentrycznie-laminowana	masywna, radialno-dendrytowa, kolomorficzna
Przeważające minerały Mn i Fe Ni Mn/Fe	wernadyt, goethyt	birnessyt, wernadyt, todorokit goethyt	todorokit, birnessyt, wernadyt, getyt
Średnia zawartość głównych metali (%): Mn Fe Cu Ni Co Zn	23,63 10,09 0,70 1,05 0,23 0,085	27,39 7,41 0,97 1,23 0,20 –	30,50 5,46 1,22 1,27 0,19 0,145
Mn/Fe	2,4	4,6	6,5
Właściwości fizyczne: — gęstość części mineralnej (g/cm ³) — ciężar właściwy (g/cm ³) — ciężar objętościowy (g/cm ³) — wilgotność (%)	3,35 1,94 1,33 31,2	3,35 1,92 1,29 32,1	3,34 1,91 1,28 33,0
Porowatość (%)	58,3		

*Amann, 1992; pozostałe dane wg Kotlińskiego, 1996, 1998 — uściślone

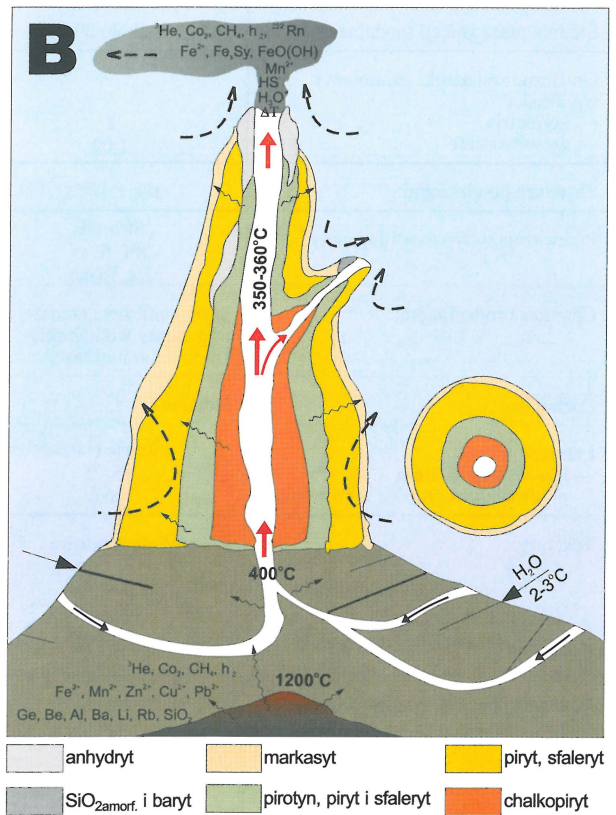
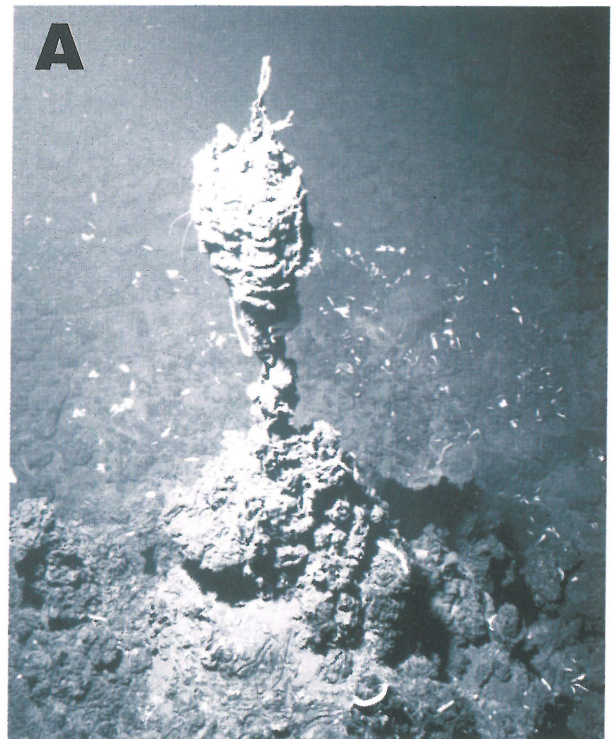


Ryc. 5. Zmiany zawartości kobaltu w naskorupieniach Pacyfiku w zależności od głębokości (Kotliński, na podstawie danych Andreev [W:] Yegyzarov i in., 1989)

także wyższa zawartość Mo i Pt (Andreev i in., 1998). Występują one na zboczach gór podwodnych — gujotów lub subhoryzontalnych powierzchni dna typu tarasowego, w interwale głębokości od 500 do 3000 m (ryc. 5).

Polimetaliczna formacja siarczkowa. W skład wyróżnionej formacji wchodzi polimetaliczne rudy siarczkowe i ropy metalonóśne pochodzenia hydrotermalnego (PF). Nowe dane o wystąpieniach współcześnie aktywnych stref hydrotermalnych z nagromadzeniami tzw. masywnych polimetalicznych rud siarczkowych, na Grzbiętach Wschodniopacyficznych, na Grzbiecie Śródatlantyckim i w trójkącie środkowoiindyjskim, zostały przedstawione w ostatnich latach, w licznych publikacjach (Gramberg & Smyslov, 1988; Rona, 1988; Rona & Claque, 1989; Rona i in., 1993; Humphris i in., 1995; Depowski i in., 1998 oraz Andreev i in., 1998).

Regiony występowania masywnych polimetalicznych rud siarczkowych są związane z osiami rozrostu, wzdłuż grzbiętów oceanicznych oraz aktywnymi wyspowymi łukami wulkanicznymi regionu Shichito-Iwojima i basenami marginalnymi Okinawy, Fidzi i Salomona. Pola masywnych rud siarczkowych są formowane w wyniku współdziałania wód oceanicznych z wysoko temperaturowymi roztworami hydrotermalnymi i bazaltami oceanicznymi, w pobliżu aktywnych centrów magmatycznych. Grzbiecy oceaniczne odznaczają się obecnością asymetrycznych, ograniczonych uskokiemi dolin ryftowych. W osi dolin występują strefy neowulkaniczne (*neovolcanic zones*), odznaczające się intensywnym



Ryc. 6. Szkic przyrostu „czarnego kominia” ze strefowym występowaniem paragenez mineralnych, w miejscu ekshalacji roztworów hydrotermalnych (Kotliński & Szamałek, 1998a, b, z uzupełnieniami na podstawie Haymon, 1983 [W:] Humphris i in., 1995); A — zdjęcie „czarnego kominia” na Oceanie Atlantyckim, B — schemat budowy „czarnego kominia”

przebiegiem procesów hydrotermalnych i wulkaniczno-ekshalacyjnych skoncentrowanych zarówno w osi, jak i na zboczach dolin. Należy zaznaczyć, że w sąsiedztwie masywnych polimetalicznych rud siarczkowych, występujących na wyspowych łukach wulkanicznych i w basenach załuko-

wych, lokalnie powstają hydrotermalne manganowe naskorupienia kobaltonośne (Usui & Iizasa, 1995).

Regiony występowania rud siarczkowych o wysokich koncentracjach metali, są związane z występowaniem pod współczesnymi osiami rozrostu komór magmowych tzw. centrów magmatycznych. Osie rozrostu oznaczają się obecnością otwartych szczelin (nawet do kilku metrów), z przejawami aktywności hydrotermalnej, która jest zróżnicowana w zależności od przebiegu reakcji wód oceanicznych z różnymi klasami magmy (Andreev i in., 1998). W osiach rozrostu, w warunkach dużej aktywności tektonicznej, uskoki i szczeliny umożliwiają infiltrację wód oceanicznych, które ogrzane tworzą mieszaninę z parą juwenilną i powodują selektywne wymywanie z magmy bazaltowej różnych pierwiastków. Wody oceaniczne o temperaturze 2–3°C i odczynie słabo alkalicznym (pH ok. 7,8) zawierają ok. 2678 ppm SO_4^{2-} oraz 1272 ppm Mg, przy niewielkiej zawartości Fe (<0,06 ppb), Mn (<0,06 ppb), Zn (0,65 ppb) i Cu (0,45 ppb) (Seibold & Berger, 1993). Woda oceaniczna w trakcie migracji, na głębokości 3–4 km na kontakcie z bazaltami o temperaturze 1200°C, traci Mg^{2+} , SO_4^{2-} i Na^+ oraz wzbogaca się w Ca^{2+} , Fe^{2+} , SiO_2^{2-} , Mn^{2+} , Cu^{2+} , Pb^{2+} i Zn^{2+} , a także Ge^{2+} , Be^{2+} , Al^{3+} , Ba^{2+} , Li^+ , Pb^+ (Andreev i in., 1998). Powstałe roztwory hydrotermalne, o temperaturze 350–400°C, stanowią mieszaninę juwenilnej pary wodnej i gazów z domieszką wód oceanicznych. Odnaczają się one w czasie ekshalacji wysoką temperaturą i silnie kwaśnym odczynem (pH około 3,5) oraz znacznie podwyższoną zawartością metali (Fe — 80 ppm, Mn — 49 ppm, Zn — 6 ppm, Cu — 2 ppm). Roztwory zawierają Mn^{2+} , $\text{FeO}(\text{OH})$, Fe^{2+} , Fe_xS_y , oraz ^3He , CO_2 , $(\text{CH}_4)_3\text{O}^+$, HS^- , przy całkowitym wyeliminowaniu Mg. FeS i Mn^{2+} w obecności tlenu tworzą w roztworach poekshalacyjnych $\text{Fe}(\text{OH})_2$, MnO_2 i $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ (Jannasch [In:] Humphris i in., 1995).

W strefach neowulkanicznych gorące roztwory hydrotermalne (o temperaturze 350–360°C) z tzw. „czarnych kominów” zawierają domieszki H_2S , HS^- , CH_4 , CO_2 i HF, natomiast chłodniejsze (o temperaturze 260–300°C) z tzw. „białych kominów” zawierają głównie H_3O^+ z domieszką H_2S i CO_2 (Haymon, 1983 — ryc. 6). Udział w wodach oceanicznych gazów zależy od odległości od miejsca ekshalacji i czasu, jaki od niej upłynął. Badania zmian pól anomalii temperaturowych i zasolenia wód w obrębie Grzbietów Wschodniopacyficznych (Juan de Fuca) czy basenu Guayams (Zalew Kalifornijski), nad „czarnymi kominami” wskazują, że warstwa wód o miąższości od 200–300 m nad dnem odznacza się podwyższoną temperaturą (od 0,1 do 0,35°C) i wyższym zasoleniem (od 0,01 do 0,02%). Strefy tych anomalii mają rozciągłość do 10 km. Poziome przemieszczanie się wód od centrów ekshalacji hydrotermalnych osiąga prędkość 270 cm/s, w odległości nawet do kilkuset metrów od źródła (Edmond i in., 1982; Ainemer i in., 1988; Gramberg & Smyslov, 1988). W wodach oceanicznych, w zależności od gradientu temperatury, migrują $\text{FeO}(\text{OH})$, MnO_2 , Mn^{2+} , H_4SO_4 , ^3He , które mieszają się z utlenionymi anionami oraz metalami ciężkimi i REE, a następnie podlegają selektywnej depozycji. Analizy wód, w strefach tych anomalii, wykazują podwyższoną zawartość Mn, Fe, ^3He i CH_4 . Powszechnie przyjmowanym wskaźnikiem ich charakterystyki jest sumaryczna zawartość rozpuszczalnego Mn–TDM (*total dissolvable manganese*), czyli ilości rozpuszczonego w wodzie Mn przechodzącego z zawiesiny w roztwór przy pH=2. Równie ważnym wskaźnikiem jest Mn–TRM (*total reactive*

manganese) i Fe–TRM. Różnica pomiędzy TD i TR dla Mn i Fe wskazuje na różnice w zawartości tych metali w roztworach koloidalnych i w zawiesinie. Podwyższona zawartość TRMn i TRFe rejestruje się bezpośrednio u źródeł aktywnych hydroterm. Wody wykazują również podwyższone udziały ^{210}Pb , ^{210}Po , ^{222}Rh , Hg, Cd, Cr, Cu, Pb, Ni, Al. (Ainemer i in., 1988; Andreev i in., 1998). Strefa anomalii hydrogeochemicznych, Basenu Guaymas różni się od oceanicznych przede wszystkim miąższością anomalnej warstwy wód (do 900 m przy głębokości morza 2000 m), podczas gdy na oceanie miąższość tej warstwy dochodzi do 600 m od dna. Obszary zwiększonego zmętnienia wód osiągają rozciągłość do 100 km.

Wyróżniającą cechą stref aktywności hydrotermalnej są także pasy wulkaniczno-termiczne, odznaczające się podwyższonym strumieniem ciepłemu dna oceanicznego (z reguły powyżej 100 mW/m², 100 mW=0,024 cal/s) oraz aktywnym wulkanizmem (Gramberg & Smyslov, 1988; Kotliński, 1999). Należy zaznaczyć, że lokalnie obserwuje się przejawy ekshalacji roztworów hydrotermalnych w strefach o wartościach strumienia ciepłego ok. 60–80 mW/m². Najbardziej perspektywicznymi miejscami poszukiwań masywnych rud siarczkowych są baseny węzłowe (*nodal basin*), tworzące często złącza potrójne (*triple junctions*) na przecięciu uskoków transformacyjnych z ryftem. Odnaczają się one obecnością struktur nieciągłych, o charakterze ekstensywnym, oraz szczelin i uskoków zrzutowo-przesuwczych (Gramberg & Smyslov, 1988; Dadlez & Jaroszewski, 1994; Andreev & Gramberg, 1997; Krasny, 1998). Przykładowo wymienić można: trójzłącze Rivera, trójzłącze Mendocino czy trójzłącza na grzbietach Gorda i Explorer (Rona, 1988; Rona & Claque, 1989; Tunncliffe i in., 1984).

Innym przykładem występowania bogatych nagromadzeń rud siarczkowych są uskoki transformacyjne wiążące dwa centra spredu — typu RR. Strefy te są położone na Wypiętrzeniu Wschodniopacyficznym pomiędzy (8°20' a 14°N — Siqueiros a Clipperton) oraz na Grzbiecie Śródatlantyckim pomiędzy uskokami Kane i Atlantis (Hannington i in., 1988; Rona i in., 1993; Okamoto & Matsuuro, 1995; Humphris i in., 1995). W każdym z rozpoznanych przypadków, nagromadzenia osadów hydrotermalnych związane są z osiami rozrostu oraz występowaniem stref neowulkanicznych. W strefach tych występują aktywne grzbiety lub rozproszone stożki wulkaniczne (Hannington i in., 1991; Hein, 1996).

Potwierdzeniem zróżnicowanego stopnia mineralizacji roztworów hydrotermalnych, a w konsekwencji różnego udziału metali w rudach, są występujące w północno-zachodnim Pacyfiku nagromadzenia rud siarczkowych, które są związane z aktywnymi wyspami łukami wulkanicznymi (Shichito-Iwojima) oraz basenami marginalnymi Okinawa, Fidzi i Solomon. Łuki wulkaniczne odznaczają się występowaniem magm szeregu bazaltowo-andezytowego, w basenach marginalnych zaś magm szeregu wapieniowo-alkalicznego (dacyty-ryolity) (Usui & Iizasa, 1995; Usui & Tarashima, 1997). Nagromadzenia rud siarczkowych na łukach wulkanicznych Shichito-Iwojima, w porównaniu do rud w dolinach ryftowych, wykazują niższą średnią zawartość Cu i Zn, przy wysokiej zawartości Pb i Ag. W rudach z Suiyo rejestruje się stosunkowo dużą średnią zawartość Cu (34,5%) (Watanabe & Kajamura, 1993). Z kolei hydrotermalne osady siarczkowe w basenie załukowym regionu Okinawy wykazują wyższą zawartość srebra, ołowiu i złota, przy stosunkowo dużych koncentracjach Cu i Zn.

Zdaniem autora, decydujące znaczenie dla przebiegu procesów wytrącania siarczków metali, w poziomie subwulkanicznym i wulkanicznym, ma gradient ciśnienia i temperatury oraz odczyn (pH) i skład chemiczny wód związanych z penetracją lokalnego centrum magmowego.

Polimetaliczne rudy siarczkowe, na grzbietach oceanicznych, obejmują trzy główne grupy złóż: (Zn i Cu), (Cu i Zn) i (Zn i Pb). W zależności od dominujących procesów, charakteru petrograficznego i stopnia zróżnicowania magm (lokalnych centrów magmatycznych) oraz działalności mikroorganizmów różnią się one składem mineralnym rud, wyrażającym się zmiennymi zawartościami metali głównych i pierwiastków towarzyszących. Głównymi minerałami stwierdzonymi w rudach siarczkowych są: sfaleryt, chalkopiryt, piryt, markasyt, pirotyn, wurcyt, galena i izokubanit oraz siarczany: anhydryt i baryt, a także opal i siarka. Należy podkreślić, że w zależności od gradientu ciśnienia i temperatury, chemizmu i odczynu (pH) roztworów hydrotermalnych występują określone zespoły mineralne kolejno wytrączanych siarczków metali (ryc. 6). Dla roztworów hydrotermalnych o temperaturze 260–300°C swoista jest parageniza chalkopiryt, piryt-sfaleryt, wurcyt-galena, markasyt, baryt, $\text{SiO}_{2\text{amorf.}}$ dla roztworów zaś o temperaturze 350–360°C chalkopiryt-izokubanit, pirotyn-piryt-sfaleryt, markasyt, anhydryt- $\text{SiO}_{2\text{amorf.}}$ (Haymon, 1983; Hannington i in., 1991). W regionach i polach powstają w rudach określone zespoły minerałów tworzące swoiste szeregi koncentracji metali. Zróżnicowanie zawartości metali jest bezpośrednim odzwierciedleniem termodynamiki i chemizmu roztworów hydrotermalnych oraz rodzaju procesów mikrobiologicznych i interakcji z roztworami hydrotermalnymi. Najwyższe koncentracje Ag i Au, Cd, Mn rejestruje się w sfalerycie, pirycie i markasycie. Zespół markasyt-sfaleryt odznacza się stosunkowo dużymi koncentracjami Sr. Z kolei, dla zespołu chalkopiryt-piryt charakterystyczna jest stosunkowo duża koncentracja kobaltu (Humphris i in., 1995).

Grupa złóż miedzi i cynku występuje na stożkach wulkanicznych, rozmieszczonych po obu stronach osi rozrostu ryftu Galapagos i w basenach marginalnych Fijii i Solomona (Law i in., 1981; Humphris i in., 1995; Okamoto & Matsura, 1995).

Z kolei grupy złóż cynku i miedzi powszechnie występują w osiach rozrostu Grzbietu Śród atlantyckiego i Wypiętrzenia Wschodniopacyficznego. Złoża te odznaczają się zróżnicowaną zawartością metali, w poszczególnych polach i obszarach. Charakterystyczną cechą tych złóż jest wielokrotnie wyższa zawartość cynku niż miedzi, przy niskiej zawartości ołowiu i zmiennej zawartości srebra. Przykładami są pola złożowe TAG i SNAKE PIT na Grzbiecie Śród atlantyckim oraz pola występujące w regionie Grzbietów Wschodniopacyficznych. Najwyższą zawartość cynku stwierdzono w rudach Grzbietu Juan de Fuca (średnio 34,3%), Grzbietu Gorda (średnio 23,3%) i w polu środkowym (ERP11°N — średnio 28,0%) (Rona & Claque, 1989; Rona i in., 1993; Usui & Iizasa, 1995; Hannington i in., 1991).

Rudy związane ze współczesnym wulkanizmem na łukach wyspowych, w porównaniu z typami formowanymi w osiach rozrostu, odznaczają się stosunkowo dużą zawartością ołowiu, srebra i złota oraz wysoką zawartością cynku (średnio 36,6%), antymonu (11200 ppm) i kadmu (do 3950 ppm) (Hannington i in., 1991; Usui & Iizasa, 1995). Z kolei rudy występujące w basenach załukowych charakteryzują się najwyższą zawartością ołowiu (średnio 15,3%) oraz srebra (średnio od 1645 do 1900 ppm) (Hannington i in., 1991; Usui & Iizasa, 1995), a także arsenu (do 93100

ppm) (Usui i in., 1994). Grupy złóż związane bezpośrednio z osiami rozrostu oraz z wulkanami rozmieszczonymi na zboczach dolin ryftowych występują na Wypiętrzeniu Wschodniopacyficznym w interwale głębokości od 1800 do 3200 m, natomiast w dolinie ryftowej Grzbietu Śród atlantyckiego na większych głębokościach 3400–3700 m. Wielkość nagromadzeń rud, które tworzą różne formy, jest regionalnie zróżnicowana. W regionie Wypiętrzenia Wschodniopacyficznego, w osiach rozrostu o sprengingu szybkim (powyżej 12 cm/rok) i pośrednim (6–12 cm/rok), mają one z reguły formy stożka ściętego o wysokościach do 5 m, a nierzadko nawet do 35 m przy średnicy podstawy do 30 m. Lokalnie nagromadzenia rud tworzą pasy o szerokościach od 0,5–1 km, w których co 100–200 m występują pojedyncze formy przypominające „ogniwa łańcucha”. Nierzadko formy te są zrośnięte i tworzą wały o rozmiarach 10x200x250 m (Explorer) lub 40x100x100 (Galapagos). Na stożkach wulkanicznych rozmieszczonych, na zboczach dolin wzdłuż osi rozrostu, rudy tworzą lokalnie pokrywy o rozmiarach nawet do 9x500x800 m (Ainemer i in., 1988). Natomiast w polach środkowych Grzbietu Śród atlantyckiego, który odznacza się powolnym sprengiem (poniżej 3cm/rok), częściej występują formy kopulaste (TAG i SNAKE PIT), o wysokościach do 70 m, przy średnicy podstawy nawet do kilkuset metrów (Andreev i in., 1998).

Hy metalonośne. Za osady metalonośne uznano osady odznaczające się obecnością tlenków Mn lub wodorotlenków i siarczków Fe o sumarycznej zawartości Fe i Mn powyżej 10%. Osady te, występują w strefach aktywnej działalności hydrotermalnej. Odznaczają się one wysokim współczynnikiem $\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Al}$ (powyżej 2,5), zmianami właściwości fizyczno-chemicznych, wyrażającymi się wczesną ich lityfikacją oraz zróżnicowanym składem. Najwyższe wartości tego współczynnika rejestruje się w osadach rozmieszczonych na zboczach grzbietów w rejonie środkowopacyficznym pół środkowych. Osady występujące w basenie Guayams, czy na Morzu Czerwonym charakteryzują się podwyższoną zawartością Fe (do 19,5%) i Mn (do 5,8%), przy średniej zawartości tych metali w brunatnych ilach pelagicznych (Fe — 5,4%, Mn — 0,44%). Wyróżniają się one przy tym podwyższoną zawartością $\text{SiO}_{2\text{amorf.}}$, $\text{C}_{\text{org.}}$, Ba, Cu, Zn, Pb, Hg, V, Mo, Ag, Au, As, Sb, Cd, U i Se. Hy metalonośne występują na powierzchni dna, blisko źródeł aktywnej działalności hydrotermalnej, na przestrzeni do kilkudziesięciu kilometrów (Ainemer i in., 1988; Andreev i in., 1998). Osady metalonośne związane z gorącymi ekshalacjami występują również w polach północnych i południowych Grzbietu Śród atlantyckiego.

Fosforytowa formacja konkrecyjna. W fosforytowej formacji konkrecyjnej (FF) wyróżniono następujące regiony i pola: Bonin, zachodniopacyficzny, japoński, mariańsko-hawajski, wschodniopacyficzny, Nowej Zelandii, północnoindyjski, zachodnioatlantycki i wschodnioatlantycki. W prowincji pacyficznej wyróżniono subformację gór podwodnych i wyniesień oraz subformację szelfu i stożka kontynentalnego.

Wśród głównych typów osadów fosforanowych występujących na dnie oceanicznym wyróżnia się: konkrekcje fosforanowe, piaski fosforanowe, muły fosforanowe. Rozpoznano tu również warstwy skonsolidowanych osadów sfosforyzowanych, w skałach trzeciorzędowych oraz starszych, tworzące często wychodnie na dnie morskim (np. Agulhas).

Nagromadzenia osadów fosforanowych powstają zwykle na szelfach oraz w górnej części stożka kontynentalnego, przeważnie na głębokościach od 35–400 m oraz na większych głębokościach, na zboczach podwodnych gór — gujotów, zwykle w średnich szerokościach geograficznych, w zróżnicowanych warunkach facjalno-genetycznych i środo-

wiskowych. Formowanie kongrecji fosforanowych przebiega w interwale głębokości od 35 do 4000 m w strefach osadzania mułów biogenicznych (krzemionkowych i wapiennych), przy dużym udziale składników litogenicznych. Kongrecje fosforanowe występują w osadach kredy do holocenu, przy czym na szelfie są to zwykle osady neogeńskie, w obrębie zaś gór podwodnych i wyniesień Pacyfiku górnokredowe i paleogeńskie (Andreev i in., 1998).

Głównymi minerałami są odmiany apatyty węglanowo-fluorowego (francolit i kolofan), kwarc, plagioklasy i skalenie, pirokseny oraz glaukonit, tlenki Fe, piryty i szkliwo wulkaniczne. W zależności od zawartości P_2O_5 wyróżnia się osady fosforanowe: ubogie ($P_2O_5 < 15\%$), średnie ($15\% < P_2O_5 < 30\%$) i bogate ($P_2O_5 > 30\%$).

Warunki formowania osadów fosforanowych są regionalnie zróżnicowane. Analiza materiałów dotyczących rozmieszczenia, składu, geochemii oraz fałszywego rozmieszczenia tych osadów na szelfach oceanicznych pozwala ponownie rozważyć problem ich genezy. Osady fosforanowe neogeńskie i czwartorzędowe i prawdopodobnie starsze powstawały na szelfach w wyniku złożonych procesów biohydrogenicznych, przebiegających według określonego następstwa. W zależności od zawartości fosforu w wodach oceanicznych następuje jego zróżnicowane przyswajanie przez organizmy. W rejonach silnego *upwellingu* organizmy przemieszczane są do stref płytkowodnych, gdzie następuje ich szybkie obumieranie. Przy wysokiej produktywności biologicznej wód ma miejsce intensywne sedymentacja biogeniczna, a więc zwiększona akumulacja w osadach bioklastów wzbogaconych w fosfor. W tych osadach następuje diagenetyczna mobilizacja fosforu, którego zawartość w wodach porowych jest również wysoka, a przesylenie tych wód powoduje jego wytrącanie. Istotne znaczenie ma więc stopień nasycenia wód porowych w fosfor. Wzbogacanie osadów w fosfor następuje w wyniku ciągłego dostarczania bioklastów przez intensywne prądy. Z taką genezą formowania osadów fosforanowych wiąże się nagromadzenia w regionie wschodniopacyficznym (pola: peruwiańsko-chilijskie oraz kalifornijskie — prąd gwatemalski). Zbliżoną genezę mają prawdopodobnie osady fosforanowe regionu japońskiego i Nowej Zelandii (Chatham), chociaż charakteryzują się one odmiennymi warunkami hydrologicznymi (Andreev i in., 1998).

Szczegółowa charakterystyka osadów fosforanowych została przedstawiona przez Safonova (1982); Rühlego [W:] Depowski i in., 1998 oraz Andreeva i in. (1988).

Formacja minerałów ciężkich. Należy zaznaczyć, że formacja przybrzeżno-morskich rozsypisk minerałów ciężkich (F_{MC}) zajmuje odrębną pozycję i obejmuje złoża mechaniczne, formowane pod wpływem procesów hydrodynamicznych w strefach płytkowodnych. Różnice w koncentracji określonych minerałów ciężkich w złożach związane są ściśle z budową geologiczną danego regionu, intensywnością denudacji i przebiegiem procesów abrazji, erozji i akumulacji, w obszarach przybrzeżno-morskich. Wyróżniającą cechą powstawania tych złóż jest fakt, że depozycja poprzedzana jest transportem, w rezultacie którego ma miejsce selektywne zróżnicowanie minerałów w zależności od wielkości, kształtu i ciężaru właściwego pod wpływem prądów falowo-wiatrowych.

Pierwotnym źródłem składników użytecznych, występujących w złożach rozsypiskowych są zarówno macierzyste złoża kopaliny, jak też minerały akcesoryczne występujące w skałach bądź też kopalne złoża rozsypisko-

we. Z niszczenia złóż macierzystych powstają rozsypiskowe złoża złota, platyny, kasyterytu, sfalerytu, wolframitu, szelitu, kolumbitu czy cynobru. Z kolei koncentracje składników akcesorycznych w takich skałach, jak bazalty, andezyty czy skały metamorficzne (bazyty, czarnokity, noryty, anortozyty) są głównym źródłem monacytu, ilmenitu, rutyłu, cyrkonu, magnetytu. Ważnym czynnikiem formowania rozsypisk jest dostawa do morza z otaczających lądów dużych ilości minerałów ciężkich oraz długi czas przemieszczania materiału w strefach przybrzeżno-morskich. Przykładowo, formowanie rozsypisk ilmenitu, rutyłu i monacytu związane jest ze skałami prekambryjskimi i paleozoicznymi, których składniki transportowane są do morza przez rzeki (złoża Indii, wschodniej Australii, USA, Floryda). Z kolei złoża Alaski czy Morza Bałtyckiego są produktem rozmywania osadów lodowcowych. Natomiast w złożach Nowej Zelandii czy dalekowschodnich źródłem składników były głównie skały efuzywne. Źródłem złota, platyny czy kasyterytu mogą być między innymi żyły i strefy skał intruzywnych w osadach mezozoiczno-kenozoicznych, a także osady aluwialne powstałe w zatopionych dolinach na szelfie (Indonezja, Tajlandia, Alaska) (Dimov i in., 1990; Depowski i in., 1998; Andreev i in., 1998).

Do najważniejszych regionów występowania złóż rozsypiskowych należą: w prowincji pacyficznej — kordylierski, andyjski, dalekowschodni z koncentracjami złota, kasyterytu, platyny, chromitu; w prowincji somalijskiej — zachodnioindyjski, z koncentracjami głównie tytanu, cyrkonu, żelaza, ziem rzadkich i diamentów; w prowincji australijskiej — arabsko-bengalski, austalijsko-nowozelandzki, adamańsko-jawajski z koncentracjami ilmenitu, cyrkonu, rutyłu, magnetytu, monacytu; w prowincji atlantyckiej — wschodnioatlantycki i zachodnioatlantycki z koncentracjami złota, chromu, platyny, diamentów oraz tytanu, cyrkonu, ilmenitu i ziem rzadkich. Ze względu na zróżnicowane źródła składników i środowiskowe warunki formowania złóż, determinowane przebiegiem i intensywnością procesów denudacji, regiony, pola i obszary nagromadzeń minerałów ciężkich odznaczają się wyraźnie regionalną i lokalną odrębnością. W przedstawionym opisie pominięto charakterystykę pól i obszarów występowania minerałów ciężkich. Zostały one szczegółowo omówione we wcześniejszych publikacjach (Depowski i in., 1998; Andreev i in., 1998).

Wyróżniona żelazowo-manganowa formacja kongrecyjna obejmuje nagromadzenia kongrecji występujących w obrębie jezior i mórz wewnętrznych. Porównanie zmienności składów mineralno-chemicznego, warunków zalegania i rozmieszczenia nagromadzeń kongrecyjnych w tych akwenach przedstawiono we wcześniejszej publikacji Kotliński [W:] Kotliński & Szamałek, 1998b.

Podsumowanie i wnioski

Powstanie, w okresie mezozoiczno-kenozoicznym, skorupy oceanicznej oraz przeobrażenia górnych części płaszczki Ziemi wraz z kształtowaniem chemizmu i struktury hydrosfery stanowi niezwykle ważny etap ewolucji i rozwoju Ziemi. Powstawanie i przemieszczanie ogromnych ilości magm bazaltowycrónoczesną degazacją górnego płaszczki są efektem megaskalowych procesów wewnętrznych kształtowanych, na poziomie planetarnym, pod wpływem energii endogenicznej Ziemi. Jakkolwiek chemizm oceanu znajduje się w długotrwałym stanie ustalonym już od 2 mld. lat, to jednak w ciągu ostatnich 700

mln. lat ewolucji naszej planety następował stopniowy wzrost stopnia natlenienia wód i alkaliczności (pH na poziomie 7,5–7,8) oraz struktury. Ustalenie się składu jonowego wód oceanicznych jest rezultatem długotrwałych cykli wymiany między atmosferą a litosferą, biosferą i hydrosferą. Począwszy od jury główne zmiany polegały na dopływie tlenu, zwiększonej akumulacji kalcytu i zmiennych zawartościach metali, uwarunkowanych tempem spreadingu (Schopf, 1987). Udział anionów w wodach oceanicznych stabilizował się zasadniczo pod wpływem procesów endogenicznych, natomiast kationów w zależności od ilości produktów wietrzenia i erozji doprowadzanych do oceanów (Andreev i in., 1998). Skład chemiczny wód oceanicznych oraz ich struktura wewnętrzna kształtowane są nadal w zależności od regionalnych warunków środowiskowych. Przeprowadzone analizy potwierdzają, że skala i tempo przeobrażeń skorupy oceanicznej są regionalnie zróżnicowane. Płyty litosferyczne odznaczają się zróżnicowanym przebiegiem ruchów i deformacji. Wyrazem tego jest odmienna geometria między innymi płyt oceanicznych tj. ich wielkość i obecny rozkład głębokości oceanów oraz morfometria, wykształcenie i określone następstwo elementów morfotektonicznych dna oceanicznego. Zróżnicowana wiekowo intensywność procesów magmatycznych i charakter morfotektoniczny współczesnych oceanów bezpośrednio determinują warunki środowiska sedymentacji na poziomie regionalnym.

W ewolucji oceanów autor wyróżnił cztery główne etapy:

I 170–118 mln lat temu,

II 118–85 mln lat temu,

III 85–24 mln lat temu,

IV 24 mln lat temu do czasów współczesnych.

Przyjęcie etapowej ewolucji i przeobrażeń skorupy oceanicznej w okresie mezozoicno-kenozoicznym, z pozycji tektoniki płyt litosferycznych, częściowo tylko umożliwiła interpretację istniejących danych geologicznych (Andreev i in., 1998).

Opracowana mapa metalogeniczna wszechoceanu uwzględnia w szerokim zakresie dotychczasowe dostępne wyniki badań geologicznych oceanów. Synteza wyników tych badań, zarówno regionalnych jak i szczegółowych oraz przeprowadzona analiza porównawcza umożliwiła opracowanie nowej koncepcji systematyki metalogenicznej wszechoceanu. Podstawą do przeprowadzenia nowego podziału metalogenicznego współczesnych oceanów, z pozycji strukturalno-formacyjnych, były rozpoznane prawidłowości powstawania polimetalicznych głębokowodnych złóż kopalin, w powiązaniu z procesami dominującymi w poszczególnych etapach ewolucji oceanów. Szczególną uwagę zwrócono na powiązanie etapów przeobrażeń skorupy oceanicznej i charakteru morfostrukturalnego dna oceanów ze źródłami składników i warunkami ich sedymentacji. Przedstawiona koncepcja metalogenezy wszechoceanu uwzględnia zarówno aspekty geotektoniczne i morfometryczne oceanów, kształtujące wzajemne relacje pomiędzy ilością i rodzajami składników doprowadzanych do wód oceanicznych, jak i określony wpływ czynników sedymentacyjnych doprowadzających do koncentracji składników w złożach. Przebieg i zasięg oddziaływania rozpoznanych mechanizmów i dominujących procesów powstawania złóż są regionalnie zróżnicowane. Wyróżnione jednostki metalogeniczne: prowincje i formacje złożowe (pola, obszary i złoża) odzwierciedlają hierarchiczny wpływ, dominujących zespołów procesów i czynników doprowadzających do powstania określonych złóż surowców, od poziomu planetaryjnego przez regionalny do lokalnego.

Rozpoznane zależności rozmieszczenia surowców polimetalicznych od czynników determinujących koncentrację metali w złożach wyraźnie wiążą się z ostatnim – czwartym etapem ewolucji oceanów. W tym etapie formowane były odgałęzienia Wypiętrzenia Indopacyficznego, z wąską słabo wyrażoną w rzeźbie doliną ryftową oraz Grzbietu Indoatlantyckiego i Indośródziemnomorskiego, z asymetrycznymi szerokimi dolinami ryftowymi. Przekształceniu ulegały uskoki transformacyjne, wzdłuż których następowały przesunięcia i formowana była blokowa struktura dna. Aktywizowały się uskoki w strefach pęknięć oceanicznych, następował rozwój wulkanizmu i wzrastała sejsmiczność tych stref. Następował współczesny etap przekształceń i rozwoju dna oceanicznego, w tym jego obecnej rzeźby. Wyraźnie nowym czynnikiem było pojawienie się około 12 mln lat temu silnie natlenionych wód antarktycznych (Glasby, 1998b). Ustalenie się struktury hydrosfery, w tym szczególnie natlenienia wód przydennych i ich cyrkulacji, były bezpośrednimi przyczynami przemieszczeń ogromnych ilości Mn i Fe, uwolnionych z nowo formowanej skorupy oceanicznej, od słabo do bardziej utlenionych środowisk sedymentacyjnych. Ten etap przekształceń i rozwoju skorupy oceanicznej obejmuje, pod względem metalogenicznym, nowy manganowy okres (Glasby, 1998b).

Obecnie rozpoznane prawidłowości powstawania złóż surowców metalicznych, w powiązaniu tylko z ostatnim etapem ewolucji skorupy oceanicznej, jakkolwiek obecnie uzasadnione, wymagają dalszych badań. Stwierdzone przejawy mineralizacji kruszcowej w powiązaniu z geochemizmem bazaltów oceanicznych wymagają dalszych badań, zmierzających między innymi do rozpoznania mechanizmów przeobrażeń fundamentu oceanicznego i rozpoznania stopnia dyferencjacji magm kompleksu krystalicznego skorupy oceanicznej. Badania metalogenezy wszechoceanu z pozycji strukturalno-formacyjnych w powiązaniu ze zróżnicowaną ewolucją poszczególnych oceanów oraz mineralogenezą na kontynentach stanowią jeden z najbardziej aktualnych problemów geologii morza (Andreev, 1994, 1995; Andreev i in., 1997, 1998; Kotliński, 1999).

Geneza współcześnie rozpoznanych złóż surowców oceanicznych wskazuje na:

— bezpośrednie związki przybrzeżnomorskich złóż rozsy-piskowych, zarówno pod względem występowania, charakteru rozmieszczenia jak też jakościowego składu minerałów użytecznych z budową geologiczną na kontynentach;

— podobieństwa hydrotermalnej mineralizacji miedziowo-cynkowej w oceanach i na kontynentach;

— charakterystyczny, tylko dla oceanów, przebieg procesów powstawania tlenkowych rud żelazowo-manganowych.

Rozpoznane zależności powstawania głębokowodnych złóż surowców polimetalicznych oraz wykazany wpływ zespołu procesów i grup czynników determinujących charakter koncentracji metali w złożach wskazują na dominującą i zróżnicowaną w poszczególnych oceanach rolę procesów endogenicznych determinujących ilościowy i jakościowy udział metali doprowadzanych do wód oceanicznych.

Pola konkrecyjne obejmują nagromadzenia tlenkowych rud żelazowo-manganowych, o szacunkowych zasobach prognostycznych rzędu 86,6 mld t, w których zasoby manganu szacowane są na 18,2 mld t, niklu 569 mln t, miedzi 349 mln t i kobaltu na 339 mln t. Z kolei oceny prognostyczne zasobów metali w hydrotermalnych rudach siarczkowych, w dotychczas rozpoznanych złożach, szacowane są na kilkadziesiąt milionów ton w tym: miedzi, cynku i ołowiu oraz kilkadziesiąt ton złota i srebra. Rozpoznane zasoby metali w

złożach rozspiskowych minerałów ciężkich (118 obszarów) odgrywają wciąż znaczącą rolę w pokryciu światowego zapotrzebowania na cyrkon, tytan, cynę, chrom oraz złoto, platynę i diamenty (Andreev i in., 1998; Kotliński [W:] Kotliński & Szamałek, 1998b).

Uwzględniając istniejącą bazę zasobową surowców metalicznych w złożach lądowych oraz rozmieszczenie i dostępność złóż, przy obecnych prognozach podaży i popytu oraz niskim poziomie cen na metale ocenia się, że zainteresowanie potencjalnych producentów niekonwencjonalnymi sposobami pozyskiwania surowców metalicznych ze złóż głębokowodnych, w najbliższych latach, nie ulegnie istotnej zmianie. Analizy geologiczno-ekonomiczne uwzględniające systematyczny wzrost kosztów wydobycia na lądzie, przy utrzymującym się niskim poziomie cen na metale oraz wzrastających kosztach rekultywacji środowiska wskazują, że wydobycie głębokowodnych kopalni polimetalicznych nie rozpocznie się wcześniej niż za 20–30 lat (Lenoble, 1993; Kunzendorf, 1998; Kotliński [W:] Kotliński & Szamałek, 1998b).

Wykazano, że w megaprowincjach morfotektonicznych (Indopacyficznej, Indoatlantyckiej i Indośródziemnomorskiej) zaznacza się wyraźna dominacja określonych zespołów procesów wewnętrznych i zewnętrznych. Decydujący wpływ na formowanie złóż miały procesy zachodzące w ostatnim czwartym etapie przeobrażeń skorupy oceanicznej. Manganowy okres metalogeniczny jest związany z formowaniem i odmiennym przekształceniem współczesnych grzbietów oceanicznych, ze zróżnicowaną intensywnością procesów magmatycznych, a stąd z ilością doprowadzanych do wód oceanicznych metali, ze źródeł hydrotermalnych i ekshalacyjnych. Wyróżniającą cechą tego okresu jest ilościowa i jakościowa przewaga w megaprowincji Indopacyficznej, w porównaniu z Indoatlantycką, metali pochodzących ze źródeł endogenicznych. Na kształtowanie struktury wód oceanicznych i ich dynamiki miały wpływ procesy tektoniczne determinujące swoisty rozwój rzeźby dna oceanów oraz dopływ około 12 mln. lat temu świeżych natlenionych wód antarktycznych. Odmienny reżim geodynamicznego rozwoju wydzielonych megaprowincji przy zróżnicowanym tempie akumulacji doprowadziły do ustalenia ich współczesnej geometrii. W megaprowincji Indoatlantyckiej, rozwój skorupy oceanicznej był symetryczny, tj. przebiegający od jednego centrum spredingu, w obie strony od Grzbietu Indoatlantyckiego, równocześnie na Oceanie Atlantyckim i Oceanie Indyjskim. W megaprowincji Indopacyficznej przyrost skorupy oceanicznej był asymetryczny. „Stare”, jurajskie i kredowe, części skorupy oceanicznej występują na północny-zachód od współczesnej strefy rozrastania dna oceanicznego. „Młoda” skorupa oceaniczna występuje w części południowej i wschodniej po obu stronach Wypiętrzenia Wschodniopacyficznego (Andreev i in., 1998).

Prowincje metalogeniczne pokrywają się z granicami współczesnych oceanów lub ich części. Rozwój tych obszarów był determinowany przez odmiennie mechanizmy przekształceń fundamentu oceanicznego w obrębie poszczególnych płyt. Warunki powstawania złóż, w wydzielonych prowincjach, są kształtowane w zależności od ukształtowania dna, głębokości i odległości od centrów magmatycznych, a także intensywności procesów hydrotermalnych i ekshalacyjnych oraz mechanizmów transportu i sedymentacji składników. Struktura wód oceanicznych (poziom CCD, SCD, stopień natlenienia wód przydennych, pH i Eh) oraz ich cyrkulacja i dynamika determinujące przebieg sedymentacji są kształtowane pod wpływem czynni-

ków zewnętrznych. Tempo akumulacji i rodzaj materiału doprowadzanego do oceanów pozostają w ściślejszej zależności od intensywności procesów wietrzenia i denudacji na otaczających kontynentach.

W obrębie prowincji metalogenicznych wydzielono dla poszczególnych rodzajów surowców formacje złożowe: manganową formację konkrecyjną, polimetaliczną formację siarczkową, formację fosforytów konkrecyjnych i formację minerałów ciężkich. Formacje obejmują tożsame genetycznie grupy złóż. Charakteryzują się one wyraźnym zróżnicowaniem regionalnym. Powstawanie złóż przebiega pod wpływem określonych zespołów procesów, w zależności od swoistych dla danego regionu czynników środowiskowych. Grupy złóż w obrębie formacji odznaczają się zbliżonymi zależnościami występowania, składem mineralno-chemicznym i wykształceniem teksturalno-strukturalnym, kształtowanymi pod wpływem dominujących w danym regionie procesów (hydrogenicznych, hydrogeniczno-diagenetycznych, hydrotermalno-ekshalacyjnych, biochemogenicznych i mechanogenicznych). Intensywność przebiegu tych procesów jest ściśle związana z określonymi czynnikami determinującymi warunki środowiska sedymentacji. W obrębie formacji, stwierdzono znaczące różnice w koncentracji składników, w tym metali. Pola i obszary złożowe wykazują zróżnicowanie geochemiczne wyrażające się przewagą w kopalinie określonych metali, które tworzą swoiste szeregi koncentracji. Rozpoznane zależności powstawania złóż, ich rozmieszczenie i warunki występowania stanowią kryteria dla poszukiwań nowych złóż.

Literatura

- AINEMER A.I., KRASNOV S.G., LUKOSHKOV A.V., SUDARIKOV S.M., TKATCHENKO G.G. & TCHERKASHEV G.A. 1988 — Mieto-dy issledowanija głubokowodnych polimietalliczeskich sulfidow na dne Mirowogo okieana. *Mors. Geol. i Gieof.*, 5: 1–9.
- AMANN H. (ed.) 1992 — *The Environmental Impact of Deep-Sea Mining. Sec. I, Polymetallic nodules and their natural environment. Research, analysis for BGR by THETIS Technology GmbH. Hannover: 16–283.*
- ANDREEV S.I. 1994 — Mietallogienija železomargancewch obrazowanij Tichogo okieana. *VNIIOkieangieologia, St.-Petersburg: 10–190.*
- ANDREEV S.I. 1995 — Mietallogienija mirowoj talassogiennoj sistemy. [In:] *Litosfera okieanow: sostaw, strojenije, razwittije, prognoz i oцена mineralnych resursov. Zb. Naucz. Trud. Cz. II: 162–185.*
- ANDREEV S.I. 1997 — Rudogieniez Mirowogo okieana. *Tichookie-anskaja Gieol.*, 16: 25–33.
- ANDREEV S.I., ANIKEEVA L.I., IVANOVA A.M., AINEMER A.I., KOTLIŃSKI R., TKATCHENKO G.G., ZADORNOV M.M. & TIKHOMIROV A.G. (eds.) 1998 — *Metallogenic Map of the World Ocean (1: 10 000 000). Explonatory Note. St.-Peterburg: 121–184.*
- ANDREEV S.I., ANIKEEVA L.I., KULIKOV N.N., STARICYNA G.N., TCHERNOMYRDIK A.B., NOVIKOV A.B., IVANOV H.K. & KAZAKOVA W.E. 1996 — *Schiema mietallogieniczeskoi zonalnosti Mirowogo okieana (1 : 25 000 000).*
- ANDREEV S.I. & GRAMBERG I.S. (eds.) 1997 — *Mietallogieniczeskaja zonalnost Mirowogo okieana. VNIIOkieangieologia, St.-Petersburg: 17–146.*
- ANDREEV S.I., GRAMBERG I.S., KRASNY L.I. & STHEGLOV A.D. 1997 — *Osnownyje czerty gieologii i minieragenii Mira. VNIIOkieangieologia. St.-Peterburg: 1–43.*
- ANDREEV S.I., IVANOVA A.M., AINEMER A.I. & YGYZAROV B. H. (eds.) 1985 — *Karta mietallosnosti Mirowogo okieana (1 : 20 000 000). VNIIOkieangieologia, St.-Petersburg.*
- BARRIGA F.J.A.S. 1996 — *Seafloor mineral deposits: the ancient examples. Journal of Conference Abstracts, 1, 2. FARA-IR Mid-Atlantic Ridge Symposium. Cambridge Publications: 754–755.*
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — *Tektonika. PWN: 461–673.*
- DEPOWSKI S., KOTLIŃSKI R. (ed.), RÜHLE E. & SZAMAŁEK K. (ed.) 1998 — *Surowce mineralne mórz i oceanów. Wyd. Nauk. Scholar, Warszawa: 18–237, 279–287.*
- DIETZ R. 1961 — *Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. Nature, 190: 854–857.*

- DIMOV, G., MALINOWSKI J., BERCZA J., GRAMBERG J. & ZYKA V. (eds.) 1990 — Geologia i mineralnyje resursy Mirowogo okieana. Internergeo, Warszawa: 79–606.
- DRUET C. 1994 — Dynamika stratyfikowanego oceanu. PWN: 9–15.
- EDMOND J.M., von DAMM K.L. & McDUFF R. 1982 — The chemistry of the hot springs on the East Pacific Rise and the dispersal of their effluent. *Nature*, 297: 187–191.
- ELDERFIELD H. & SCHULTZ A. 1996 — Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Ann. Rev. Earth Planet. Sc.*, 24: 191–224.
- FISCHER A.G., HEEZEN B.C., BOYCE R.E., BUKRY D., DOUGLAS R.G., CARRISON R.E., KLING S.A., KRASHENIKOV B., LISITZIN A.P. & PIMM A.C. 1971 — Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. VI, Nat. Sc. Found. Washington D.C.: 4–1329.
- FRAZER J.Z. & FISK M.B. 1981 — Geological factors related to characteristics of sea floor manganese nodule deposits. *Deep Sea Res.*, 28A: 1533–1551.
- GADKOWSKI T. 1998 — Prawnomiędzynarodowy status dna mórz i oceanów poza granicami jurysdykcji państwowej. *Mat. Symp. Problemy eksploatacji zasobów mineralnych mórz i oceanów*. UAM, Uniw. Szcz., Szczecin: 1–10.
- GERMAN C.R. & ANGEL M.V. 1995 — Hydrothermal fluxes of metals to the oceans: a comparison with anthropogenic discharges. [In:] Parson L.M., Walker C.L. & Dixon D.R. (eds.), *Hydrothermal Vents and Processes*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 87: 365–372.
- GLASBY G.P. 1998a — The relation between Earthquakes, Faulting, and Submarine Hydrothermal Mineralization. *Mar. Geores. Geotech.*, 16: 145–175.
- GLASBY G.P. 1998b (w druku) — Manganese: predominant Role of Nodules and Crusts (11). [In:] Schulz H. & Zabel M. (eds.), *Marine Geochem.*
- GRAMBERG I.S. (ed.) 1989 — Rezultaty głubokowodnego burienija w Mirowom okieanie. Niedra, St.-Peterburg.
- GRAMBERG I.S. (ed.) 1991 — Map of the mineral resources of the world ocean and geomorphological map of the ocean floor (1 : 25 000 000). Exploratory text. IMRM Kutna Hora: 21–54.
- GRAMBERG I.S. & SMYSLOV A.A. (eds.) 1986 — Karta tieplogo potoka i gidrotiermalnogo orudnienia w Mirowom okieanie (1 : 20 000 000). VNIOkeangeologia, St.-Peterburg.
- GROSVENOR G.M., ALLEN W.L. & SHUPE J.F. 1995 — The Earth's fractured surface (map 1 : 48 000 000). *Geograph. Division Nat. Geograph. Soc. Digital image Sloss P.W., NGDC, NOAA.*
- HALBACH P., GIOVANOLI R. & von BORSTEL D. 1982 — Geochemical processes controlling the relationship between Co, Mn and Fe in early diagenetic deep-sea nodules. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 60: 226–236.
- HANNINGTON M.D., HERZIG P.M., SCOTT S.D., THOMPSON G. & RONA P.A. 1991 — Comparative mineralogy and geochemistry of gold-bearing deposits on the mid-ocean ridges. *Mar. Geol.*, 101: 217–248.
- HANNINGTON M.D., THOMPSON G., RONA P.A. & SCOTT S.D. 1988 — Gold and native copper in supergene sulphides from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 333: 64–66.
- HAYMON R.M. 1983 — Growth history of hydrothermal black smoker chimneys. *Nature*, 301: 695–698.
- HEIN J.R. 1996 — Hydrothermal mineralization along submarine rift zones, Hawaii. *Mar. Geores. and Geotech.*, 14: 177–199.
- HUMPHRIS S.E., ZIERENBERG R.A., MULLINEAUX L.S. & THOMSON R.E. (eds.) 1995 — Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological, and geological interactions. *Geoph. Monograph.*, 91. Amer. Geophysic Union Books Board: 10–466.
- ILIN A.V., BOGOROV G.V. & SKORNIKOVA N.S. 1997 — O prostranstwennoj izmieničnosti zalieganija żelezomargancowych konkiecij (na pole Klarion-Klipperton). *Okeanologia*, 37: 285–294.
- KOTLIŃSKI R. 1992 — Wyniki badań geologiczno-poszukiwawczych złóż konkiecji polimetalicznych w strefie Clarion-Klipperton na Oceanie Spokojnym. *Prz. Geol.*, 40: 253–260.
- KOTLIŃSKI R. 1996 — Morphogenetic Types of Polymetallic Nodules in the Clarion-Klipperton Ore Field. *International Seminar on Deep Sea-Bed Mining Technology*. Beijing, China: D1-D12.
- KOTLIŃSKI R. 1998a — The present state of knowledge on oceanic deposits of polymetallic resources as exemplified by Interoceanmetal Joint Organization's activity. *Mineral. Pol.*, 29: 77–89.
- KOTLIŃSKI R. 1998b — Perspektywy zagospodarowania złóż kopalni oceanicznych. *Centr. Konf. poświęcona obchodom Międzynarodowego Roku Mórz i Oceanów*. Warszawa. *Mat. Inst. Morsk.*, 890, Gdańsk: 79–96.
- KOTLIŃSKI R. 1999 (w druku) — Metalogeneza Wszechocianu, na tle ewolucji skorupy oceanicznej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*
- KOTLIŃSKI R., PARIZEK A. & REZEK K. 1997 — Polymetallic nodules — a possible source of Rare Earth Elements. [In:] *The Proceedings of the 2nd (1997) ISOPE — Ocean Mining Symposium*. Seoul, Korea: 50–56.
- KOTLIŃSKI R. & SZAMALEK K. (ed.) 1998a — Surowce mineralne mórz i oceanów. *Wyd. Nauk. Scholar*, Warszawa: 89–124.
- KOTLIŃSKI R. & SZAMALEK K. (ed.) 1998b — Surowce mineralne mórz i oceanów. *Wyd. Nauk. Scholar*. Warszawa: 127–184.
- KRASNY L.I. 1998 — Geologo-strukturnyje osobiennosti supierstruktur Ziemli i swiazannaja s nimi minieragenija. *Dokł. Akad. Nauk*, 360. St.-Peterburg: 663–665.
- KUNZENDORF H. 1998 — Marine mineral exploration — realities and strategies at the end of the 1990s. *Mar. Geores. Geotech.*, 16: 121–132.
- LAW S., MALAHOFF R. & EMBLEY R. 1981 — Massive polymetallic sulfides of the Galapagos, Rift. *EOS*, 68, 45: 1014–1027.
- LENOBLE J.P. 1993 — New scenarios of the world Metal Markets and the eventual contribution from deep Sea mining. [In:] *Offshore Technol. Conf.*, 25th Annual OTC. Houston, USA: 197–202.
- McKELVEY V.E., WRIGHT N.A. & BOWEN R.W. 1983 — Analysis of the World Distribution of metal-rich subsea manganese nodules. *Geological survey circular 886*. U.S. Department of the Interior: 1–55.
- MENARD H.W. 1976 — Time, change and the origin of manganese nodules. *Amer. Sc.*, 64: 519–529.
- OKAMOTO N. & MATSUURA Y. 1995 — Resource potential of hydrothermal activities on the East Pacific Rise (8°N–14°N). *The Proceedings of the First (1995) ISOPE Ocean Mining Symposium*. MMAJ. Tsukuba: 139–148.
- PIPER D.Z., SWINT T.R., SULLIVAN L.G. & McCOY F.W. 1985 — Manganese nodules, seafloor sediment, and sedimentation rates in the Circum-Pacific region. *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Circum-Pacific Map Project*. AAPG. Tulsa, Oklahoma.
- PIPER D.Z., SWINTIKI T.R. & McCOY F.W. 1987 — Distribution of ferromanganese nodules in the Pacific Ocean. *Chem. Erde*, 46: 171–184.
- RAWSON H.D. & RYAN W.B.F. 1978 — Ocean floor sediments and polymetallic nodules (map). *Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University, N.Y.*
- RONA P.A. 1988 — Hydrothermal mineralization at oceanic ridges. *Can. Mineral.*, 26: 4–431.
- RONA P.A. & CLAQUE D.A. 1989 — Geologic controls of hydrothermal activity at the Northern Gorda Ridge. *Geol.*, 17: 1097–1101.
- RONA P.A., HANNINGTON M.D., RAMAN C.V., THOMPSON G., TIVEY M.K., HUMPHRIS S.E., LALOU C. & PETERSEN S. 1993 — Active and relict sea-floor hydrothermal mineralization at the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. *Econ. Geol.* 18: 1989–2017.
- SAFONOV V.G. 1982 — O genezieisie fosforitow na podwodnych gorach siwiero-zapadnoj czasti Tichogo okieana. *Litol. i Polez. Iskop.*, 2: 16–21.
- SCHOPF T.J.M. 1987 — *Paleoceanografia*. PWN: 70–165.
- SEIBOLD E. & W.H. BERGER 1993 — *The sea floor. An introduction to marine geology*, Sec. Edit., Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg: 15–96, 185–240.
- SHNIUKOV E.F., BELODED R.M. & TSEMKO W.P. 1979 — *Polieznyie iskopajemyje Mirowogo okieana*. *Naukowa Dumka*, Wyd. II. Kiew: 7–171.
- THISSEN T., GLASBY G.P. & FRIEDRICH G. 1985 — Manganese nodules of the Central Peru Basin. *Chem. Erde (Geochemistry)*, 44: 1–46.
- TUNNICLIFFE V., JOHNSON H.P. & BOTROS N. 1984 — Allong-strike variations in hydrothermal activity on Explorer Ridge Rift. *EOS*, 65, 45: 1124.
- USUI A. & IIZASA K. 1995 — Deep Sea mineral resources in the Northwest Pacific Ocean: Geology, geochemistry origin and exploration. *The Proceedings of the First (1995) ISOPE Ocean Mining Symposium*. MMAJ. Tsukuba: 131–138.
- USUI A., IIZASA K. & TANAHASHI M. 1994 — Marine polymetallic mineral deposits in the vicinity of the Japanese Islands, Northwestern Pacific. (Map, Ser. 33, 1: 7 000 000). *Geol. Serv. Japan*.
- USUI A. & TERASHIMA A. 1997 — Deposition of hydrogenetic and hydrothermal manganese minerals in the Ogasawara (Bonin) arc area, Northwest Pacific. *Mar. Geores. and Geotech.*, 15: 127–154.
- WATANABE K. & KAJIMURA T. 1993 — Topography, geology and hydrothermal deposits at Suiyo Seamount. *Proc. JAMSTEC Symp. Deep Sea Res.*, 9: 77–89.
- YEGYAZAROV B.H. (ed.) 1989 — Karta mietałonosnosti Mirowogo okieana (1 : 20 000 000) z objasnitelnoj zapiskoj. Niedra, St.-Peterburg: 6–17, 34–62.
- ZIELIŃSKI A. 1998 — Wpływ oceanu na zmiany ziemskiego klimatu. *Centralna konferencja poświęcona obchodom Międzynarodowego Roku Mórz i Oceanów*. *Mat. Inst. Morsk.*, 890, Gdańsk: 97–110.