

Ryszard A. Kotliński*

POLE KONKRECJONOŚNE CLARION–CLIPPERTON – ŹRÓDŁO SUROWCÓW W PRZYSZŁOŚCI

1. Wprowadzenie

Wszechstronny rozwój zainteresowań w sferze poznawczej Oceanów Ziemi, zmierzający między innymi do zabezpieczenia dostępu i racjonalnego wykorzystania zasobów kopalin mineralnych, dzięki zintensyfikowanym w ostatnim dwudziestoleciu, zintegrowanym badaniom w zakresie geologii morza uległ istotnemu rozszerzeniu. Rozpoznanie dominujących czynników i procesów formowania złóż kopalin tlenkowych oraz prawidłowości ich rozmieszczenia, w zależności od środowiskowych warunków sedymentacji, umożliwiły określenie związków i odrębności genetycznych występowania pól konkrecjonośnych oraz oszacowania w nich zasobów metali strategicznych.

Złoża konkrecji polimetalicznych stanowią obecnie przedmiot intensywnie prowadzonych badań geologiczno-dokumentacyjnych. Szczególną wartość przemysłową, ze względu na wysoki stopień koncentracji metali w konkrecjach mają takie metale jak: Ni, Cu, Co, Mn, Mo, Ti, V i RRE.

Prowadzone, w ramach prac *International SeaBed Authority* (ISA) — ONZ, badania potwierdzają odrębność pola konkrecjonośnego Clarion–Clipperton (C-C), w porównaniu do innych oceanicznych pól konkrecjonośnych (Peruwiańskiego, Centralno-Pacyficznego, Menarda, Centralno-Indyjskiego, Diamantina). Odrębności te wynikają z ewolucji geologicznej strefy CCZ, w tym: aktywności geodynamicznej, wieku, budowy i subsydencji fundamentu oraz charakteru wykształcenia pokrywy osadowej, głębokości i ukształtowania dna, położenia głębokości kompensacji węglanu wapnia (CCD), wysokiej produktywności biologicznej wód i relatywnie niskiego tempa sedymentacji osadów [1–5, 7, 9–11, 13–17, 19–22, 24–26, 28–34].

Prowadzone przez IOM, w strefie Clarion–Clipperton (*Clarion–Clipperton Fracture Zone* — CCZ), na Pacyfiku prace studialne i kompleksowe badania geologiczno-geofizyczne (w latach 1988–2009, 20 ekspedycji) ujawniły zróżnicowane w obrębie wschodniej części

* Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Szczeciński;
Wspólna Organizacja Interoceanmetal (IOM), Szczecin

poła konkrecyjonośnego C-C zależności rozmieszczenia i warunki występowania konkrecji polimetalicznych oraz prawidłowości koncentracji w nich metali, w tym zarówno zmienności wskaźnika konkrecyjoności (ilość konkrecji w kg/m^2) oraz zawartości metali ($\text{Ni} + \text{Cu} + \text{Co} > 2,5\%$).

2. Zarys geologiczno-strukturalny strefy Clarion–Clipperton

Strefa rozłamowa (*Clarion–Clipperton Fracture Zone* — CCZ) położona jest w Basenie Północno-Wschodniego Pacyfiku, który stanowi zróżnicowany, pod względem batymetrycznym i morfogenetycznym region abysalny, w obrębie Płyty Pacyficznej.

Pacyfik jest najstarszym z oceanów Ziemi, a jego formowanie (Paleopacyfik) rozpoczęło się w neoproterozoiku, tj. około 800 Ma, po śródkontynentalnym rozpadzie Rodinii. Uwzględniając etapy powstania i rozwoju Pacyfiku, z punktu widzenia globalnej tektoniki płyt litosferycznych Ziemi, ocean ten reprezentuje etap dojrzałego rozwoju, w trzecim cyklu Wilsona (W-3). Odnacza się on zróżnicowaną morfometrię stref Benioff’a, przekształceniem krawędzi pasywnych w aktywne, obecnością aktywnych łuków wulkanicznych w basenach marginalnych, łagodną rzeźbą grzbietów wyróżniających się szerokimi, płytkimi dolinami ryftowymi, przeskokami osi spreadingu i relatywnie wysokim tempem rozprzestrzeniania skorupy oceanicznej [8, 14, 19].

Pacyficzna płyta litosferyczna położona jest w centralnej części współczesnego mezozoicznego Pacyfiku, który podlegał przeobrażeniom morfostrukturalnym, po rozpadzie superkontynentu Pangea. Płyta pacyficzna zajmuje największą powierzchnię, pośród płyt oceanicznych. [8, 14]. Odnacza się ona wysoką aktywnością wulkaniczną i sejsmiczną oraz od miocenu geodynamiczną aktywnością uskoku transformujących i oceanicznych stref rozłamowych. W jej obrębie, w porównaniu z innymi oceanami, rejestruje się wyższą ilość metali doprowadzanych do wód oceanicznych ze źródeł endogenicznych. Wyróżniającą cechą budowy kredowo-kenozoicznych segmentów tej płyty są nakładające się i wzajemnie przecinające się różnowiekowe strefy uskoku, w tym transformujące, oraz obecność śródpłytowych stref rozłamowych, łańcuchów wulkano-tektonicznych, gór podmorskich oraz paleoryftów, np. *Mathematicians*). W północno-wschodniej części płyty pacyficznej, na obszarze rozpatrywanego basenu, fundament oceaniczny jest wieku kampan-neogen [34].

Synteza wyników badań regionalnych Basenu Północno-Wschodniego Pacyfiku wykazała, że basen ten stanowi region sedymentacji eupelagicznej, odznaczający się strefowym rozmieszczeniem osadów poligenicznych, biogenicznych i chemogenicznych [17].

Przebieg procesów formowania pokrywy osadowej kształtowany był przez następujące czynniki:

- morfostrukturalne, pozostające pod wpływem wysokiego reżimu geodynamicznego stref rozrostu Wypiętrzenia Wschodniopacyficznego;
- schodkowo-blokową strukturę fundamentu krystalicznego, wykształconego w warstwie II jako bazyty toleitytowe typu MORB, determinującą batymetrię dna;

- wewnątrzplytową okresową aktywizacją procesów magmatycznych, w tym wulkanicznych;
- charakter litologiczny i zróżnicowane miąższości sekwencji osadowych, odzwierciedlających niskie tempo akumulacji kompleksu górnokredowo-eoceńskiego ($0,15\text{--}0,18\text{ cm}/10^3\text{ lat}$), w porównaniu do kompleksu oligoceńsko-plejstocześńskiego ($0,45\text{ cm}/10^3\text{ lat}$).

Strefa rozłamowa Clarion–Clipperton (CCZ), o orientacji równoleżnikowej, zajmuje powierzchnię około $5,5\text{ mln km}^2$, a jej rozciągłość wynosi około 5200 km , przy średniej szerokości do około 1000 km . Skorupa oceaniczna ma miąższość $10,6\text{--}10,8\text{ km}$ [15, 20, 31–33]. Strefa ta objęta była w miocenie intensywnymi przekształceniami dna oceanicznego, wyraźnie zaznaczającymi się w budowie geologicznej i w geomorfologii [33]. Fundament krystaliczny, zbudowany z bazaltów toleitowych typu MORB, charakteryzuje się skomplikowaną budową schodkowo-blokową i odznacza się stopniowym obniżaniem, od wschodu (od paleoryftu Mathematicians — około 110°W), w kierunku południowo-zachodnim do łańcucha wulkano-tektonicznego Lain. Przejawem aktywizacji geodynamicznej jest rozdrobnienie fundamentu, wyrażające się obecnością wzajemnie przecinających się stref uskokowych, o orientacji południkowej i równoleżnikowej oraz ukształtowanie dna i jego głębokość (rys. 1).

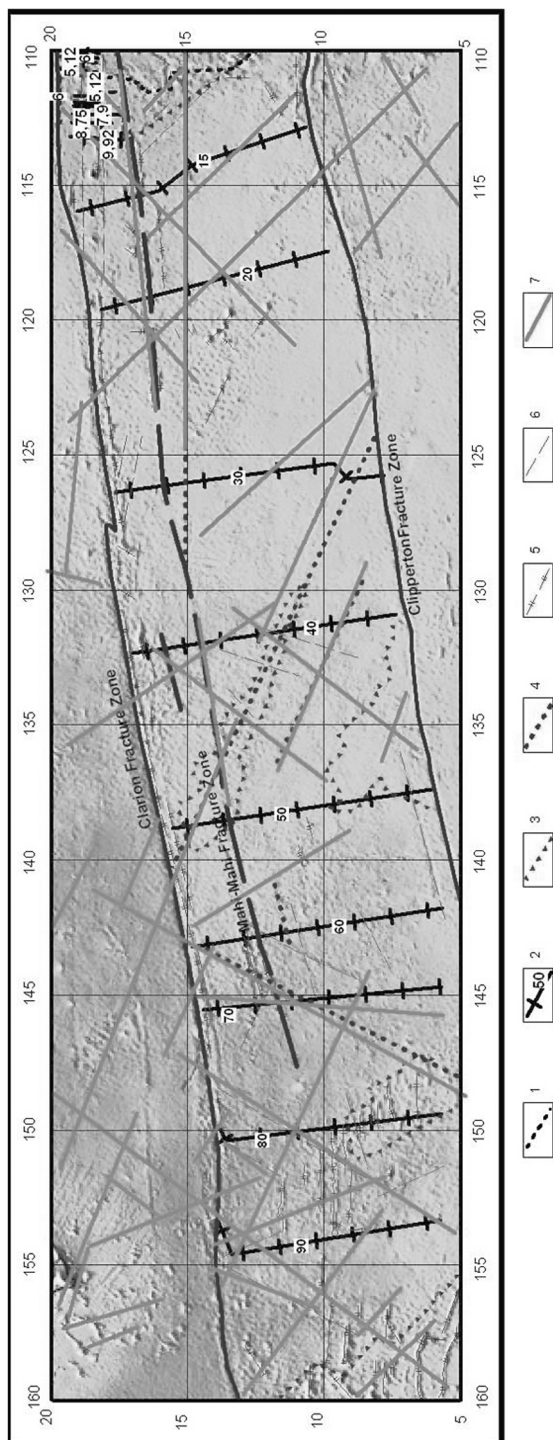
Okresowo wysoką aktywność geodynamiczną potwierdza obecność bazaltowych pokryw lawowych oraz ilów metalonośnych, w węzłach przecięcia licznych uskokuw lokalnych oraz wzmożony wulkanizm [6, 11, 20, 33].

Powierzchnia dna wykazuje nachylenie ze wschodu ku zachodowi, od około 3500 m p.p.m. i odznacza się obecnością naprzemianległych wyniesień i obniżień, o orientacji południkowej, tworzących falisto-pagórkowatą rzeźbę dna. Pionowa amplituda zmian głębokości waha się w zakresie $100\text{--}200\text{ m}$, lokalnie przy wartościach nachylenia dna $> 3^\circ$. Powierzchnia dna urozmaicona jest obecnością wulkanicznych masywów gór podmorskich lub plato podobnych wyniesień wulkano-tektonicznych oraz skarp w strefach uskokuw.

Wyróżniającymi cechami budowy tej strefy są:

- głębokość dna, zwiększająca się zgodnie z nachyleniem fundamentu krystalicznego (w kierunku zachodnim od osi Wypiętrzenia Wschodnio-Pacyficznego — EPR, tj. od wartości bezwzględnych około 3000 m p.p.m. do ponad 5000 m p.p.m.);
- wiek fundamentu bazaltowego — od 10 Ma lat na wschodzie do 90 Ma lat na zachodzie (w oparciu o wiek bazaltów i przebieg liniowych anomalii magnetycznych);
- zwiększająca się, od wschodu ku zachodowi, miąższość pokrywy osadowej oraz zmienność litostratygraficzna kompleksów osadowych (węglanowych i krzemionkowych);
- przestrzenna struktura i charakter stref uskokuw wraz z przejawami wzmożonej aktywności hydrotermalnej (lokalnie obecność ilów metalonośnych).

Pokrywa osadowa odznacza się sukcesywnym następstwem wiekowym osadów, od późnej kredy do czwartorzędu, oraz stopniowym obniżeniem, z zachodu na wschód, ich miąższości, od około 300 m do około 100 m .



Rys. 1. Szkic geologiczno-strukturalny i wiek bazaltów fundamentu:

1 — paleoryft Mathematician; 2 — wiek fundamentu; 3 — wyniesienia wulkanotektoniczne;

4 — lineamenty strukturalne; 5 — masywy i łańcuchy wulkanotektoniczne; 6 — rozłamy i strefy uskokowe; 7 — sejsmo-struktury linearne

Pionowa struktura budowy pokrywy osadowej i przebieg granic litostratygraficznych tej strefy, rozpoznane przez T.H. van Andel'a i G.R. Heath'a (1973) potwierdzone są nowymi wynikami badań sejsmoakustycznych [16, 30–33] — (rys. 2).

Zgodnie z rozciągłością strefy w pokrywie osadowej obserwuje się, w tym kierunku, tendencję do stopniowej redukcji miąższości i wyklinowywanie się kolejnych kompleksów od najstarszych węglanowych zespołów osadów do krzemionkowych osadów mioceno-czwartorzędowych [11, 20, 31, 33].

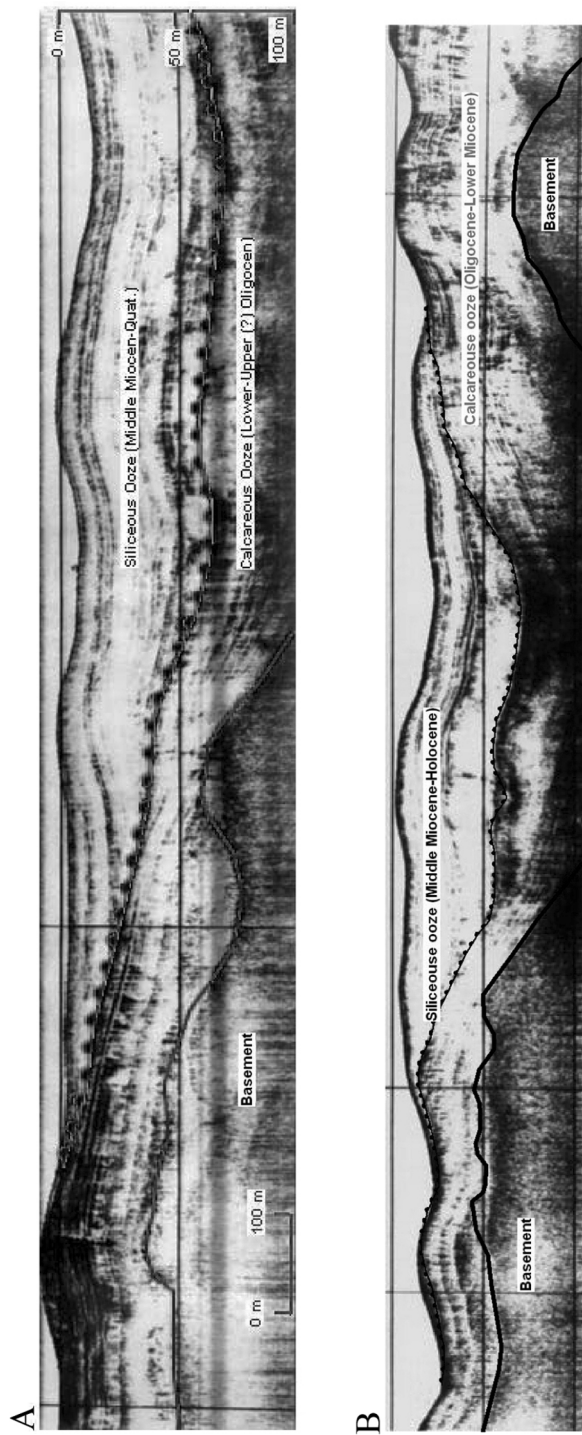
Pionowe i poziome zróżnicowanie osadów w tym regionie, z pozycji tektoniki płyt, determinowane było przez dwa czynniki: obniżanie się poszczególnych bloków w miarę ich oddalania od osi rozrostu Wypiętrzenia Wschodniopacyficznego, z równoczesnym przemieszczeniem strefy w kierunku północno-wschodnim, co skutkowało relatywną zmianą położenia w czasie poszczególnych segmentów dna, w stosunku do stref podwyższonej produktywności biologicznej wód. Zarówno pierwszy jak i drugi czynnik determinowały ilość bioklastów w osadach, w zależności od głębokości dna (wapiennych w stosunku do położenia poziomu kompensacji węglanu wapnia — CCD i krzemionkowych w stosunku do położenia poziomu kompensacji krzemionki SCD) oraz produktywności biologicznej wód. We wszystkich wierceniach stwierdzono niskie tempo akumulacji, wynoszące do 5 mm/na 1000 lat. Stąd przyjęto, że w czasie sedymentacji węglanowej dno basenów znajdowało się okresowo na poziomie lizokliny, gdzie miało miejsce częściowe rozpuszczanie węglanów. Udział w osadach składników krzemionkowo-ilastych wzrasta stopniowo od miocenu przy równoczesnej zmianie warunków litodynamicznych, doprowadzających do okresowej aktywizacji procesów erozji [11, 20, 21, 33].

Ewolucja warunków sedymentacyjnych, determinująca od miocenu przebieg procesów formowania osadów, spowodowana była globalnymi zmianami struktury pionowej i poziomej wód oceanicznych, ich chemizmu i produktywności oraz ilości i rodzaju materiału osadowego dostarczanego do oceanów.

Za wyróżniające czynniki środowiska sedymentacyjnego przyjęto:

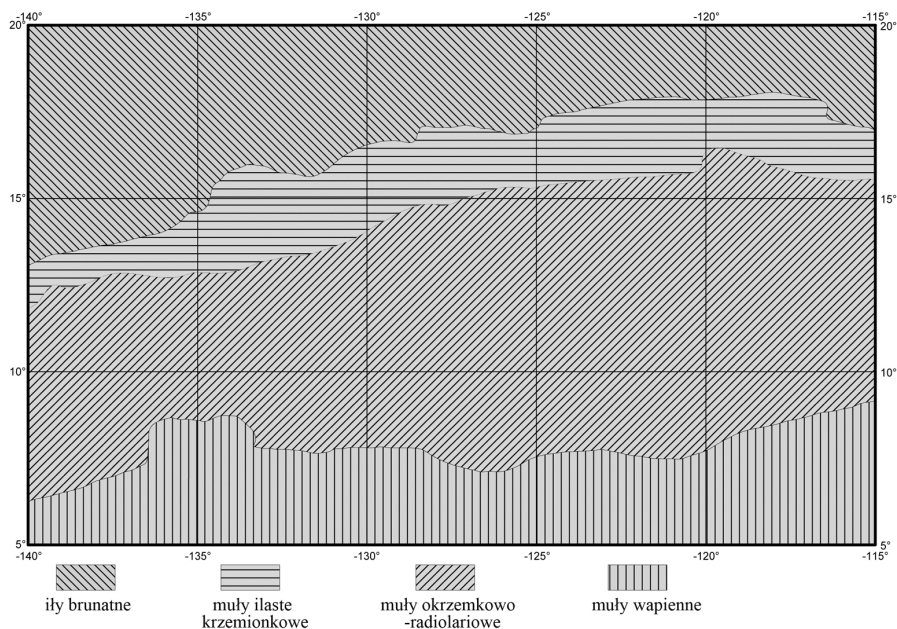
- zróżnicowaną w jego obrębie produktywność biologiczną wód powierzchniowych (wyższą w obszarze wschodnim, i wyraźnie niższą w obszarze zachodnim) [28];
- niskie tempo akumulacji [14];
- położenie węglanowej głębokości krytycznej CCD (*Carbonate Critical Depth*) w interwale poniżej 4000 m, determinującą zawartość CaCO_3 w osadach poniżej 10% [20, 33, 34];
- asymetrię geochemiczną wyrażającą się zróżnicowanym w obrębie regionu C-C spektrum określonych metali (od wschodu w kierunku zachodnim stopniowy wzrost zawartości Mn-Ni-Cu-Fe-Co) [16, 20, 21, 31, 33, 34].

Pierwszorzędne znaczenie ma przewaga, w bilansie materiału doprowadzonego do tego basenu, składników ze źródeł endogenicznych, w tym metali, nad terygenicznymi oraz interwał głębokości położenia barier geochemicznych i relatywnie niskie tempo akumulacji osadów [11, 16, 20, 21, 28, 30–34].



Rys. 2. Przekroje sejsmoakustyczne pokrywy osadowej

Wyróżniającą cechą sedymentacji współczesnych osadów jest stopniowe strefowe przejście facjalne od mułów wapiennych¹ na poziomie CCD do mułów krzemionkowych na poziomie SCD, będących wyraźną granicą litofacjalną, poniżej której udział bioklastów zmniejsza się (rys. 3).



Rys. 3. Rozmieszczenie osadów eupelagicznych

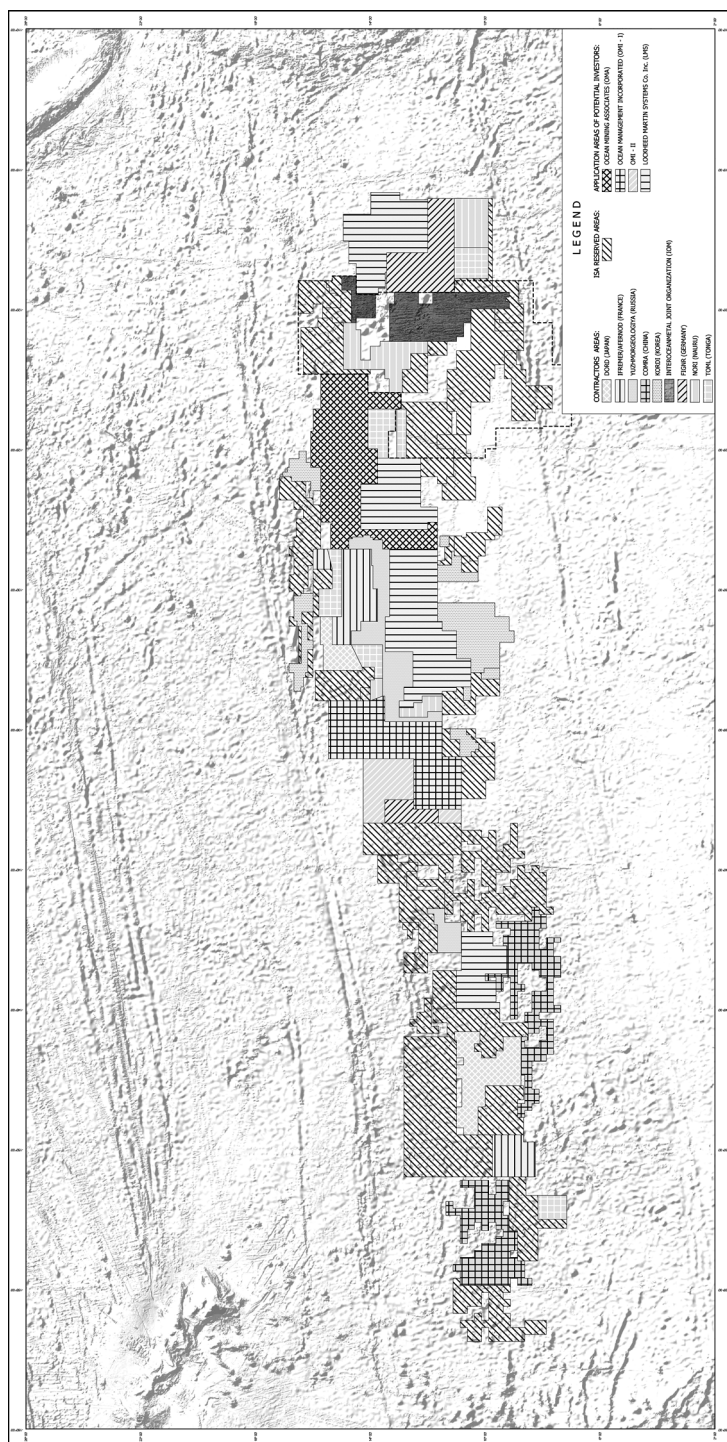
Poniżej poziomu głębokości krytycznej kalcytu (CCD) zawartość CaCO_3 w osadach nie przekracza 10%, zaś w interwale głębokości poziomu SCD udział w osadach opalu wynosi do około 10–15%.

W strefach charakteryzujących się niewielką dostawą zarówno składników mineralnych i bioklastów istotną rolę w przebiegu procesów sedymentacyjnych odgrywają procesy hydrogeniczne, lokalnie hydrotermalnie-ekshalacyjne oraz intensywność i zasięg procesów erozyjnych.

3. Rozpoznane zależności rozmieszczenia i występowania kongrecji w polu C-C

Ujawnione w obrębie strefy CCZ pole kongrecyjne Clarion–Clipperton zajmuje powierzchnię około 2,0 mln km^2 . Obszar wydobywczy IOM położony jest we wschodniej części pola na zachodnim skłonie Wypiętrzenia EPR (rys. 4).

¹ Typy osadów zgodnie z podziałem genetycznym osadów oceanicznych [17].



Rys. 4. Rozmieszczenie obszarów wydobywczych kontraktorów ISA

W obszarze tym wiek fundamentu wyznaczony jest przez liniowe anomalie magnetyczne od chrony C3 (4–7 Ma lat) do chrony C15 (34–36 Ma lat) [31, 33]. Powierzchnia dna obniża się, od wschodu ku zachodowi i wykazuje nachylenie od strefy rozłamowej Clarion, w kierunku południkowym. Strefy uskokowe tworzą wzajemnie przecinający się system. W późnym miocenie-pliocenie, wskutek wzmożonej aktywności wulkaniczno-tektonicznej pomiędzy (12°N–13°20'N), uformowały się wulkaniczne masywy gór podmorskich, zorientowane w kierunku NNW [20, 33, 34].

Pokrywa osadowa osiąga miąższości do około 150 m [11, 16, 20, 21, 33, 34]. Obszar ten odznacza się przejawami współczesnej wulkanicznej aktywności wewnątrzpłytkowej, np. Shimada Seamount [3, 33] oraz maksymalną koncentracją chlorofilu w wodach powierzchniowych, odzwierciedlającą najwyższą produkcję pierwotną [28].

Na obszarze wydobywczym IOM powierzchnia dna odznacza się wyrównanym lub pagórkowatym ukształtowaniem powierzchni (w interwale głębokości 4300–4400 m p.p.m.). Strefy wyniesień (4100–4300 m p.p.m.) oraz obniżeń (4400–4750 m p.p.m.) wykazują orientację zbliżoną do południkowej. W obrębie występowania masywów wulkanicznych rejestruje się lokalne zmiany głębokości i nachylenia powierzchni dna. Rozmieszczenie wyniesień i obniżeń wykazuje ścisły związek z orientacją i przebiegiem stref strukturalno-tektonicznych [11, 20, 33, 34].

Naprzemianległy „falisto-pasmowy” relief dna ograniczony jest izobatą bazową 4300 m. Szerokość wyniesień waha się od 1,0 do 15 km, przy ich rozciągłości od 5 do 70 km. Największą szerokość i rozciągłość wykazują wyniesienia występujące w centralnej i południowej części obszaru, które są zarówno symetryczne jak i asymetryczne. Asymetryczne zbocza wyniesień odznaczają się bardziej stromym nachyleniem powierzchni dna (powyżej 10°). Maksymalna wysokość wyniesień osiąga 200 m (na północy), zaś w części centralnej rozpatrywanego obszaru do 75 m. Bazową głębokością obniżeń jest izobata 4400 m. Szerokość obniżeń waha się od 0,8 do 25 km, a ich rozciągłość zmienia się od 4,5 do 150 km. Poprzeczny profil dna obniżeń ma przebieg nieciągły. W obrębie dna występują lokalne obniżenia do 210 m o rozmiarach od $0,8 \times 1,4$ km do 3×18 km. Zbocza obniżeń są zwykle strome. Konfiguracja poprzecznego profilu obniżeń jest najczęściej symetryczna. Głębokości obniżeń wahają się od 225 m (na południu) do 310 m (w części centralnej). Zarówno dla wyniesień jak i obniżeń charakterystyczne są przeskoki przebiegu osi [11, 20, 33, 34].

4. Konkrecje polimetaliczne pola Clarion–Clipperton

Konkrecje polimetaliczne stanowią hydrogeniczne skupienia uwodnionych tlenków żelaza i manganu oraz minerałów ilastych. Szczegółowa charakterystyka konkrecji polimetalicznych przedstawiona została we wcześniejszych publikacjach [1, 9–11, 14, 16, 21, 22, 33, 34].

Uwzględniając wyniki opróbowania (548 stacji) perspektywicznego rejonu wydobywczego IOM-B₂, stwierdzono wysoki wskaźnik konkrecjoności (> 10 kg/m²) na 228 (41,6%) punktach opróbowania. Najwyższe wartości tego wskaźnika rejestruje się w północnej i centralnej części badanego obszaru, gdzie konkrecje pokrywają zróżnicowane pod względem

morfologicznym elementy rzeźby i występują na różnych poziomach batymetrycznych. Wysokim wskaźnikiem konkrecjonowości odznaczają się strefy produktywne zarówno w obniżeniach jak też na wyniesieniach dna, w interwale głębokości 4200–4500 m p.p.m. W omawianym rejonie średni wskaźnik konkrecyjności wynosi $9,8 \text{ kg/m}^2$, a najwyższe średnie wskaźniki rejestruje się dla wyróżnionych typów genetycznych konkrecji „D” i „HD”, odpowiednio $12,7 \text{ kg/m}^2$ i $9,0 \text{ kg/m}^2$. W rejonie B₂ dominują konkrecje typu „D” i „D₁”, których wskaźnik konkrecyjności wzrasta z północy na południe, przy równocześnie zmniejszającym się wskaźniku dla konkrecji „HD” [24, 34].

Przyjmując za podstawę zmienność składu mineralno-chemicznego konkrecji i zróżnicowane tempo przyrostu generacji manganowych wyróżniono następujące odmiany genetyczne konkrecji: hydrogeniczne „H” i diagenetyczne „D” oraz przejściowe „HD”, który pod względem składu i zawartości metali zajmuje pozycję pośrednią między typami „H” i „D”. Wyróżniony typ „D₁” wyróżnia odznacza się wyższą ilością Cu niż Ni. Szczegółowe badania generacji manganowych w konkrecjach, odzwierciedlających aktywny okres akumulacji tlenkowych minerałów manganu (o grubościach 0,5–3,0 cm) wskazują, że konkrecje typu „H” i „HD” wyróżniają się obecnością 2 generacji przyrostu, a typu „D” zwykle 3 generacji. W przypadku konkrecji „H” maksymalne koncentracje Fe, Co i Mn stwierdzono w zewnętrznych mikrolaminach drugiej generacji. Natomiast w konkrecjach „D” maksymalne koncentracje Mn rejestruje się w jądrach, a Fe, Co i Pb w zewnętrznych starszych mikrolaminach 3 generacji [34]. Tempo przyrostu poszczególnych generacji jest zróżnicowane i waha się od 19,8 mm/mln lat w pierwszej – późno plioceńskiej generacji do 5,7 mm/mln lat w trzeciej — plejstocenieńskiej generacji. Generacje w konkrecjach są odzwierciedleniem cykliczności formowania konkrecji oraz „przerw” w akumulacji rejestrując np. znaczące zahamowania tempa przyrostu w późnym plejstocenie [33, 34]. Na formowanie konkrecji typu „H” dominujący wpływ mają procesy hydrogeniczne, prowadzące do wytrącania jonów metali i substancji koloidalnych Fe i Mn z wód przydennych. Natomiast konkrecje typu „D” podlegały przeobrażeniom przy udziale procesów diagenetycznych. Źródłem składników, w tym jonów metali są wody przydenne i porowe w tzw. warstwie „granicznej” osadów (ang. *semi-liquid layer*), o miąższości od 1 do 12 cm, bardzo niskiej wytrzymałości na ściskanie (0,2–2,0 kPa) oraz wilgotności 75–85%. Konkrecje typu „HD” — hydrogeniczno-diagenetyczne charakteryzują się, w porównaniu do konkrecji typu „D”, zmiennymi zawartościami manganu, niklu, miedzi, a wyższymi zawartościami żelaza i kobaltu. Własności fizyczne konkrecji, tj. ciężar właściwy, wilgotność, porowatość i inne wykazują dużą zmienność wartości w zależności od rozmiarów i morfologii konkrecji [11, 13, 16, 20–22, 33, 34].

Konkrecje typu „H” są z reguły sferoidalne lub nieprawidłowo sferoidalne i odznaczają się wygładzoną lub szorstką drobnochropową strukturą powierzchni oraz niewielkimi rozmiarami modalnymi (zwykle poniżej 4,0 cm) (rys. 5).

Jądra konkrecji stanowią skupienia zeolitowe lub rzadziej fragmenty starszych konkrecji czy mikrokonkrecje, o wielkościach do 0,5 cm lub tworzą je fragmenty bioklastów. Wokół jądra mikro-laminy minerałów Mn przerastają z minerałami ilastymi, tworząc sukcesywnie generacje.



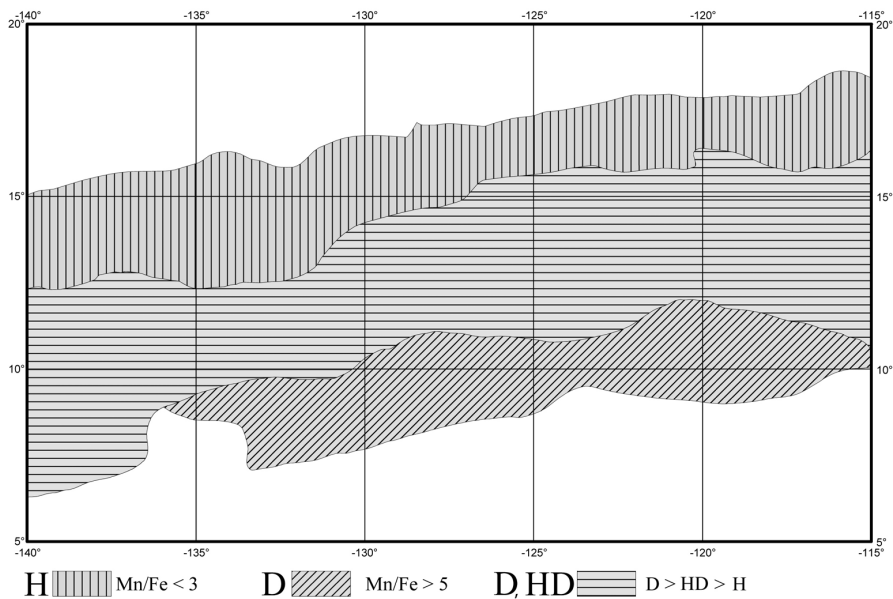
Rys. 5. Konkrecja typu „H”

Główny składnik mineralny stanowi 5 Å amorficzny wernadyt (δ MnO_2), a wartość stosunku Fe/Mn z reguły nie przekracza 3. Konkrecje te są często spękane i odznaczają się obecnością wtórnych żyłek ilastych lub manganowych oraz koncentrycznych, cienkich mikro-laminek o grubości do 3 μm [25, 29, 34]. Średnie zawartości głównych składników w typie „H” wynoszą MnO (31,3%), SiO_2 (22,8%), Al_2O_3 (6,6%) i są wyraźnie niższe niż w innych wyróżnionych typach. Średnie koncentracje metali wynoszą: Ni — 1,05%, Cu — 0,81%, Co — 0,202%, Mn — 24,40%, Fe — 8,71%, Zn — 0,098% i Mo — 0,45%. Konkrecje „H” wykazują relatywnie niski udział REE. Suma zawartości metali (Ni+Cu+Co) średnio wynosi 2,06%, porowatość 52–69%, a średnia wilgotność wynosi 31,2%. Konkrecje typu „H” występują w północnej części obszaru wschodniego, w interwale głębokości 3900–4200 m poniżej poziomu kompensacji kalcytu $\text{CCD} \pm 200\text{--}300$ m, na ilach brunatnych i mułach ilastych krzemionkowych (rys. 6).

Konkrecje typu „D” z reguły są dyskoidalne lub elipsoidalne i odznaczają się zwykle silnie urozmaiconą powierzchnią, o rozmiarach modalnych 6,5 cm (od 6,0 do 12,0 i więcej cm) (rys. 7).

Konkrecje tego typu wykazują wyższe zawartości Mn, Ni, Cu i Zn, a niższe od typu „HD” zawartości Co i pierwiastków ziem rzadkich. Jądra konkrecji reprezentowane są zwykle (50–80%) przez okruchy starszych konkrecji o wielkościach do 1–2 cm, rzadziej bioklasty. Wykazują one masywną, radialno-promienistą, dendrytową lub kolomorficzną teksturę i charakteryzują się obecnością radialnych spękań. Obserwuje się wyraźną przemienność krystalizacji minerałów Mn i wyższe ich tempo przyrostu. Z głównymi krystalicznymi minerałami manganu (10 Å todorokit) i (7 Å birnessyt) związane są wyższe koncentracje Ni i Cu, wartość stosunku Mn/Fe jest zwykle powyżej 5. Warstewki minerałów Mn często przerastają z minerałami ilastymi lub pomiędzy nimi występują warstewki piroklastyczne/29/. Średnie zawartości głównych składników wynoszą: MnO — 40,0%, SiO_2 — 13,1%, Al_2O_3 — 4,24%. Zawartość P_2O_5 , który ma znaczenie w procesach piro-hydrometalurgicznej

przeróbki konkrecji jest niska w konkrecjach typu „D” – 0,375%, a najwyższa w typie „H” – 0,505%. Omawiany typ konkrecji występuje zarówno w strefach charakteryzujących się wyrównanym czy lekko falistym reliefem, zwykle w interwale głębokości poniżej 4500 m. Zalegają one z reguły na mułach okrzemkowo-radiolariowych oraz na mułach ilastych krzemionkowych i zwykle pograżone są w tzw. aktywnej warstwie osadów.



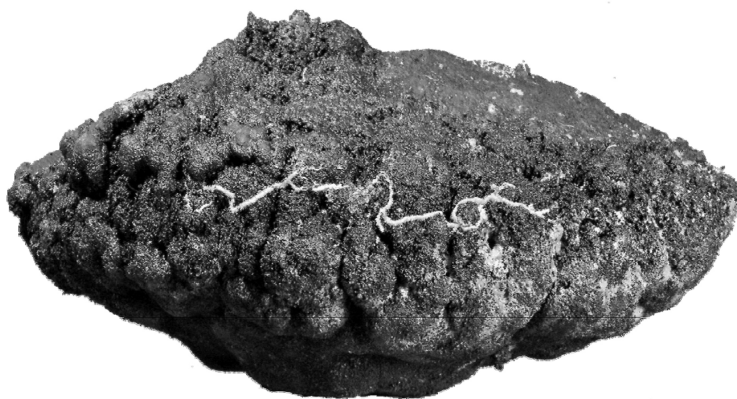
Rys. 6. Rozmieszczenie typów genetycznych konkrecji w obszarze wschodnim



Rys. 7. Konkrecja typu „D”

Średni udział metali w konkrecjach „D” wynosi: Ni — 1,38%, Cu — 1,26%, Co — 0,174%, Mn — 32,44%, Fe — 5,43%, Zn — 0,146%, Mo — 0,059%. Suma zawartości (Ni+Cu+Co) wynosi średnio 2,80%, porowatość 52–71%, a wilgotność — 31,6%.

Konkrecje typu „HD”, które wyróżniają się obecnością na powierzchni konkrecji pierścieniowego zgrubienia, powstającego na kontakcie woda-osad (rys. 8), zwykle występują w interwale krytycznej głębokości CaCO_3 , 4200–4600 m. Średnia zawartość Ni+Cu+Co — 2,58%, Mo — 0,05%, Zn — 0,083%, przy podwyższonych zawartościach REE, tworzących szereg koncentracji Ce-Nd-La-Y-Sm-Eu.



Rys. 8. Konkrecja typu „HD”

Wyróżniającą cechą konkrecji w omawianym regionie jest relatywnie wyższy niż w innych regionach Pacyfiku udział konkrecji dyskoidalnych, o rozmiarach > 6 cm, z jądrami starych konkrecji, co wpływa na wyższą zawartością metali. Zróznicowanie rozmiarów i kształtu konkrecji (sferoidalnych, dyskoidalnych, elipsoidalnych) związane jest z interwalem głębokości ich zalegania. Na głębokościach poniżej < 4300 m dominują konkrecje o rozmiarach < 4 cm, a na głębokościach większych > 4500 m przeważający udział mają konkrecje o rozmiarach 6–8 cm (69,7%). Konkrecje z wysoką zawartością metali, mają rozmiary 4–8 cm, a ich udział wynosi 45–50%. Najwyższe gęstości pokrycia dna konkrecjami występują w interwale głębokości 4200–4500 m.

Zależności występowania konkrecji tj. głębokości ich położenia na powierzchni dna wskazują na znaczące różnice w ich morfologii w stosunku do interwału głębokości barier geochemicznych (poziomu kompensacji CCD i SCD). Konkrecje hydrogeniczne „H”, zalegające w interwale poziomu CCD, są mniejsze w porównaniu do konkrecji typu „D” i „HD” występujących poniżej poziomu CCD i SCD. Różnice w wielkości konkrecji są również odzwierciedleniem cech teksturalnych generacji przyrostu, co związane jest z tempem ich przyrostu. Tempo przyrostu konkrecji hydrogenicznnych „H” jest mniejsze, w porównaniu

z konkrecjami typu „D”. Występują one zwykle w odmiennych warunkach litofacjalnych, odznaczających się obecnością lub brakiem silnie uwodnionej — geochemicznie aktywnej — tzw. granicznej warstwy osadów [11, 16, 20, 21, 24, 34].

Stopień koncentracji metali w konkrecjach jest bezpośrednio powiązany z ilością Mn, Ni, Cu, Co, które doprowadzane są do wód przydennych, głównie ze źródeł endogenicznych [7, 14]. W przebiegu procesów formowania konkrecji istotną rolę odgrywają własności fizyczno-chemiczne wód przydennych i porowych, produktywność biologiczna wód, a także diagenetyczna dyfuzja jonów Mn^{2+} i Fe^{2+} z utlenionej, słabo alkalicznej (pH — 7,20–7,80) tzw. granicznej warstwy osadów. W warstwie tej uwalniane jony Ca^{2+} stymulują odczyn (pH) na poziomie niezbędnym do wytrącania się wodorotlenków Mn i Fe. Stąd właśnie wynikają zróżnicowania w generacjach przyrostu konkrecji wyróżnionych typów konkrecji „H”, „D” i „HD” oraz przewaga w ich składzie określonych minerałów Mn przyporządkowanych do głębokości położenia barier geochemicznych.

Geneza konkrecji oceanicznych pozostaje nadal przedmiotem ożywionych dyskusji i różnorodnych hipotez. Złożoność tego problemu polega na współzależnym wpływie różnorodnych czynników fizycznych, chemicznych i biologicznych, które były istotnie zróżnicowane w różnych okresach i polach położonych w odmiennych regionach geograficznych. Najnowsze wyniki badań umacniają przyjętą hipotezę formowania konkrecji pola Clarion–Clipperton, które wyróżniają się znacząco od zależności ujawnionych w innych polach oceanicznych.

Amorficzne wodorotlenki Mn i Fe oraz współwystępujące z nimi metale podlegają migracji w procesach oceanicznej cyrkulacji i mieszania się wód przydennych. Głównym mechanizmem przechodzenia tych metali do osadów są procesy utleniania i koagulacji amorficznych koloidów $Mn(OH)_2$ i $Fe(OH)_3$. Kompleksy te tworzą koloidy hydrofobowe łatwo ulegające agregacji. Przestrzenne rozdzielenie wodorotlenków Fe i Mn jest rezultatem okresowo zmiennej ich koncentracji w wodach przydennych oraz warunków koagulacji. Wodorotlenki te wykazują właściwości dipoli i dzięki siłom wiązania tworzą, przy udziale mikroorganizmów, aglomeraty koloidalne na intraklastach, przy równoczesnym selektywnym nagromadzeniu pierwiastków w procesach sorpcji, wymiany jonowej i współstrącania. Obecność w osadzie $CaCO_3$ pochodzenia biogenicznego, który ulega powolnej hydrolizie, sprawia, że jony Ca^{2+} utrzymują odczyn (pH) powyżej punktu izoelektrycznego dla amorficznego $Fe(OH)_3$ i $Mn(OH)_2$ na odpowiednich poziomach niezbędnych do ich selektywnego wytrącenia. Stąd w konkrecjach ich jądra pokryte są w pierwszej kolejności mikrolaminą głównych minerałów żelaza $FeO(OH)$ – (ferroxyhyt i goethit) [33]. Zmiana stopnia nasycenia w wodach przydennych, w odpowiednich warunkach natlenienia, pH i Eh skutkuje wytrącaniem amorficznych koloidów $Mn(OH)_2$, tworzących pierwszą generację. Procesy formowania kolejnych generacji przebiegają cyklicznie, przy czym tempo przyrostu każdej generacji manganowej jest w różnych regionach zróżnicowane (rys. 9 i 10).

Intensywność przebiegu procesów hydrogenicznych związana jest z dostarczaniem do wód przydennych jonów metali, selektywnym wytrącaniem koloidów Fe i Mn oraz adsorbpcją z wód Ni, Cu, Co, Mo i innych metali.



Rys. 9. Generacje przyrostu konkrecji typu „HD”



Rys. 10. Generacje przyrostu konkrecji typu „D”

Badania wód porowych wskazują, że w warstwie osadów powierzchniowych nieznaczne zmniejszenie Eh, w wyniku utlenienia amorficznej substancji organicznej, prowadzi do uprzywilejowanego rozpuszczania Mn^{2+} kosztem słabo rozpuszczalnego Fe^{3+} . Również ważną rolę w dostarczaniu pierwiastków śladowych do osadów odgrywają procesy biogenicznej migracji i akumulacji [9, 14, 16, 21, 28, 30, 31, 33].

Nie mniej ważnym czynnikiem jest tempo akumulacji osadów. Niskie tempo sprzyja formowaniu konkrecji. Tempo akumulacji zależy zarówno od ilości dostarczanego materiału, jak też od prędkości prądów przydennych. W warunkach wysokiego tempa akumulacji intraklasty stanowiące potencjalne jądra konkrecji są szybciej przysypane osadami, co uniemożliwia wytrącanie się na nich tlenków.

Procesy koncentracji metali w konkrecjach są również wielofazowe i przebiegają w zależności od tego, czy głównym minerałem jest wernadyt (podwyższone udziały Co, Pb i Ti) czy też todorokit i birnessyt (wyższe zawartości Cu, Ni, Mo oraz Zn).

5. Perspektywy surowcowe

Przeprowadzone badania potwierdzają, że pole konkrecyjne Clarion–Clipperton jest wyjątkowe pod względem surowcowym w porównaniu do innych oceanicznych pól konkrecyjno nośnych [4, 5, 10, 11, 14, 16, 18, 22, 23, 24, 25, 26, 28, 30, 31, 32, 33 i 34]. Pośród rozpoznanych pól odznacza się ono wysokim wskaźnikiem konkrecyjności oraz podwyższoną koncentracją metali Mn, Ni, Cu, Co, Mo, Zn oraz REE. W obrębie tego pola konkrecje polimetaliczne zalegają na zmiennych głębokościach od 3800 do 5200 m.

Szacunkowe zasoby prognostyczne konkrecji polimetalicznych (mokrych — *in situ*) wynoszą około 34 mld ton, w tym zasoby metali Mn — 7.500 mln t, Ni — 340 mln t, Cu — 265 mln t, a Co — 78 mln t [28].

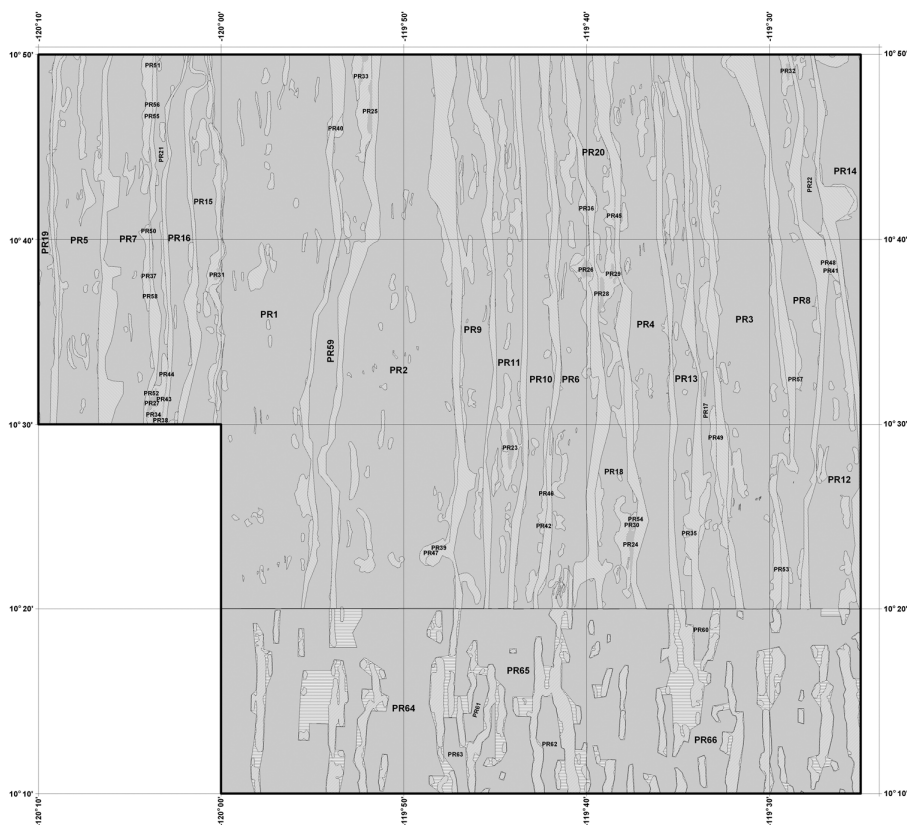
W omawianym polu stwierdzono regionalną zmienność wskaźnika konkrecyjności i zawartości metali w konkrecjach. Perspektywiczne regiony wydobywcze wykazują również skrajne zróżnicowanie i odrębność geologiczno-górnictwowych parametrów eksploatacji. Stąd też wynika duża zmienność wskaźnika wydobycia konkrecji.

Obszar wydobywczy IOM, w tym perspektywiczny rejon B₂ odznacza się sprzyjającymi parametrami, umożliwiającymi efektywne wydobycie konkrecji (głębokość, przestrzena struktura produktywnych stref konkrecyjnych oraz nachylenie powierzchni dna, obecność skarp i wychodni bazaltów oraz zasoby metali. Potwierdzone wysokie koncentracje metali w konkrecjach pozwalają zaklasyfikować je do rud bogatych.

Na obszarze wydobywczym IOM-B₂ kontury, rozmiary i forma izolowanych produktywnych stref konkrecyjnych są ściśle powiązane z ukształtowaniem powierzchni dna i jego głębokością. W obrębie perspektywicznego obszaru złożowego o powierzchni 28181 km² izolowane produktywne strefy konkrecyjne są zróżnicowane tworząc formy „pasmowe” (ang. *streaked*) oraz „płatowe (ang. *patchy*) (rys. 11) [16, 20, 34].

Granice nagromadzeń „pasmowych”, o szerokościach od 2 do 10 km i długości kilkudziesięciu kilometrów, pokrywają się z konturami i orientacją przestrzenną wyniesień i obniżen. Z kolei nagromadzenia „płatowe” wykazują szerokości od 10 do 70 km i osiągają długość do 120 km. Występują one na stosunkowo łagodnej, wyrównanej powierzchni dna. W ich granicach obecność naturalnych przeszkód jest ograniczona.

Szacunkowe zasoby prognostyczne konkrecji na perspektywicznym obszarze złożowym IOM-B₂ o powierzchni 19,726 km² wynoszą, przy wskaźniku konkrecyjności 13,3 kg/m² konkrecji mokrych oraz współczynnika rudoności 0,7–261,7 mln t (suchych 178,3 mln t), w tym: Ni — 2,37 mln t; Cu — 2,2 mln t, Co — 0,31 mln t, Mn — 56,37 mln t, Zn — 0,25 mln t, Mo — 0,10 mln t. Wyniki badań (rejs 2009) najbardziej perspektywicznego bloku eksploatacyjnego o powierzchni 3,8 tys. km² potwierdziły wysoką zasobność konkrecji — 36,3 mln t, w tym Mn — 11,5 mln t, a sumy Ni, Cu i Co około 1 mln t.



Rys. 11. Orientacja i forma produktywnych stref konkrecjonowych

Należy podkreślić, że zasoby na obszarze wydobywczym IOM umożliwiają przemysłowe wydobycie na maksymalnym dopuszczalnym poziomie $4,5 \times 10^6$ ton konkrecji mokrych rocznie przez okres licencyjny 20–25 lat. Przy rocznym maksymalnym poziomie wydobycia (średnim wskaźniku konkrecjonowości 13 kg/m^2 , powierzchnia eksploatacji wynosi około 350 km^2 , przy 100% wydobyciu konkrecji.

Planowane szczegółowe rozpoznanie geologiczno-dokumentacyjne wytypowanych najbardziej perspektywicznych bloków wydobywczych umożliwi określenie konturów złoża oraz zasobów eksploatacyjnych.

6. Podsumowanie

W obszarze wschodnim występują konkrecje dwóch podstawowych typów genetycznych: „H” i „D”, z którymi współwystępuje typ przejściowy „HD” i „D₁” — o wyższej

zawartości Cu niż Ni. Z reguły konkrecje są pogrążone w aktywnej warstwie osadów i częściowo przysypane osadami współczesnymi. Obecność przysypanych konkrecji stwierdzono na około 70% stacji. Stopień przysypania konkrecji osadami wzrasta z głębokością w kierunku z N na S. Ustalona prawidłowość rozmieszczenia konkrecji związana jest z poziomem głębokościowym położenia CCD – 3900 do 4200 m, na której to głębokości dominujące znaczenie mają małe (2–4 cm) konkrecje sferoidalne, o gładkiej powierzchni typu „H”. Natomiast z reguły poniżej głębokości 4200 m występują konkrecje dyskoidalne, większe (6–12 cm), o silnie urzeźbionej powierzchni. Z obserwowanym ogólnym wzrostem głębokości z N na S zmniejsza się udział konkrecji „H” i „D”, o rozmiarach modalnych powyżej 8 cm, zaś stopniowo zwiększa się udział konkrecji „D”, o rozmiarach modalnych 4–6 cm.

Najwyższą gęstość pokrycia dna konkrecjami, przy wysokiej częstotliwości występowania, rejestruje się w interwale głębokości 4300–4500 m. Ze wzrostem głębokości z N na S rejestruje się pewną prawidłowość zmiany zawartości metali w konkrecjach. Maksymalnymi zawartościami Ni i Co odznaczają się konkrecje występujące na północy (typu „H” i „HD”), wzrost zawartości Cu rejestruje się w konkrecjach centralnej części obszaru wschodniego (typ: „D”, zaś na południu wyraźnie wzrasta w konkrecjach udział Mn (typ „D”).

Rozmieszczenie konkrecji na powierzchni dna i gęstość pokrycia dna są skrajnie zróżnicowane. Kontury, rozmiary i forma złóż determinowane są przez relief dna. Granice nagromadzeń „pasmowych” (streaked), wyznaczone są przez kontury wyniesień i obniżień, zwykle o stromo nachylonych zboczach. Natomiast nagromadzenia „płatowe” (patchy), występują na wyrównanych powierzchniach dna. Wyróżnione rodzaje nagromadzeń wykazują dużą zmienność zarówno pod względem rozmiarów, jak też rozmieszczenia konkrecji w ich obrębie.

LITERATURA

- [1] *Andrieev S.I., Anikeeva L.J.*, *ŻelEZomargancevyje konkrecii Mirovogo okieana*. Niedra, Leningrad, 1984.
- [2] *Andrieev S.I., Gramberg I.S./Eds.*, *Geodynamics and Ore Genesis of the World Ocean*. Ministry of Natural Resources of the Russian Federation. All-Russian Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean. VNIOKEANGEOLOGIA, St.-Petersburg, 1999, pp. 208.
- [3] *Andrieev S.I., Gramberg I.S./Eds.*, *Metallogenic Map of the World Ocean 1: 15 000 000*. Vniiokeangeologia, St.-Petersburg, 2000.
- [4] *Andrieev S.I. (Ed.)*, *Mineragenic Map of the World Ocean 1:15 000 000*. All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the Ocean .VNIOKEANOLOGIA, St.-Petersburg, 2009.
- [5] *Cronan D.S. (Ed.)*, *Handbook of Marine Minerals Deposits*. CRC Press, Boca Raton, 2000, pp. 347–368.
- [6] *Gardner J.V., Dean W.E., Blakely R.J.*, Shimada Seamount: an example of recent mid plate volcanism. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1984, 95, N 7, pp. 855–862.
- [7] *Glasby G.P.*, Deep-sea manganese nodules in the stratigraphic record: Evidence from DSDP cores. *Mar. Geol.*, 1978, 2, pp. 51–64.
- [8] *Gramberg I.S.*, Sravnitelnaia geologia i mineragenia okeanov i ich kontynentalnych okrain s pozicii stadijnogo razvitiia okeanov. In the Russian Arctic: geological history, mineragenesis, environmental geology/Dodin D.A., Surkov V.S., red. Ministry of Natural Resources of the Russian Federation. All-Russian Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean. St.-Petersburg, 2002, pp. 17–34.
- [9] *Hein J.R., Koshinsky A., Halbach P., Manheim F.T., Bau M., Kang J.K., Lubick N.*, Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific. *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial*

- and Marine Deposits, edycja: Nicholson K., Hein J.R., Dasgupta S. Geological Society Special Publication, 1997, No. 119.
- [10] *Hoffert M.*, Les Nodules Polymetalliques Dans Les Grands Fonds Oceaniques. Une Extraordinaire aventure Miniere et Scientifique Sous-marine. Societe Geologique de France. VUIBERT. Paris, 2008, pp. 205–415.
 - [11] *Kotliński R.*, Geologia i koncentracja pierwiastków w rejonie południowej części IOM (In:) Tkaczewski G. Geologia, koncentracja pierwiastków i warunki twardości rejonu południowej części IOM, Szczecin, 1993.
 - [12] *Kotliński R.*, International law-related aspects of research and exploitation of oceanic seabed, with a particular reference to Interoceanmetal as a Registered Pioneer Investor. (In:) Problemy rozwoju techniki okrętowej. Mat. Symp., PAN, Kom. Tech., Szczecin, 1995, pp. 61–68.
 - [13] *Kotliński R.*, Morphogenetic Types of Polymetallic Nodules in the Clarion–Clipperton Ore Field. Proceeding of the International Seminar on Deep Sea-Bed Mining Technology, Beijing, China, 1996, D1–D11.
 - [14] *Kotliński R.*, Metallogenesis of the World's ocean against the background of oceanic crust evolution. Special Papers, 4. Polish Geological Institute. Warszawa, 1999, pp. 1–59.
 - [15] *Kotliński R.*, Current state of knowledge on oceanic deposits. Proceedings of the 1st International Congress of Seas and Oceans. Szczecin, 2001, vol. 2 pp.57–84.
 - [16] *Kotliński R.*, Relationships Between Nodule Genesis and Topography in the Eastern Area of the C-C region Establishmet of a Geological Model of Polymetallic Nodule Deposits in the Clarion–Clipperton Fracture Zone of the Equatorial North Pacific Ocean. Proceeding of the International Seabed Authority's Workshop, Nadi, Fiji, 2003 ISA, Kingston, Jamaica, 2009, pp. 203–221.
 - [17] *Kotliński R.*, Mapa sadów oceanicznych w skali 1: 40 000 000. Materiały IOM, Szczecin, 2011.
 - [18] *Kotliński R., Parizek A., Rezek K.*, Polymetallic nodules — a possible source of Rare Earth Elements. Proceedings of the 2nd (1997) ISOPE Ocean Mining Symposium, Seoul, Korea, 1997, 50–56.
 - [19] *Kotliński R., Szamalek K. (Eds.)*, Surowce mineralne mórz i oceanów. Wyd. Nauk. Scholar, 1998, pp. 127–184.
 - [20] *Kotliński R., Zadornov M.*, Peculiarities of nodule ore potential of the eastern part of the Clarion–Clipperton field (prospecting area of Interoceanmetal). Proceedings of the International Conference “Minerals of the Ocean, Ministry of Natural Resources”, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia, 2002, pp. 21–24.
 - [21] *Kotliński R., Stoyanova V.*, Control factors of polymetallic nodules distribution within the eastern area of the Clarion–Clipperton Zone (CCZ). Proceedings of the 6th (2005) ISOPE Ocean Mining Symposium, Changsha, China, 2005, pp. 1–11.
 - [22] *Kotliński R., Stoyanova V.*, Buried and surface nodule distribution in the eastern Clarion–Clipperton Zone: main distinctions and similarities. Singapore. Advances in Geosciences, Vol. 9: Solid Earth. Ocean Science & Atmospheric Science (2006). World Scientific Publishing Company, 2006, pp. 67–74.
 - [23] *Kotliński R., Mucha J., Wasilewska M.*, Problemy szacowania zasobów złóż koncentracji polimetalicznych na Pacyfiku. Gosp. Sur. Min., 2008, vol. 24, z. 2/4, Kraków, IGSMiE PAN, pp. 257–266.
 - [24] *Kotliński R., Stoyanova V.*, Nodule coverage, morphology and distribution in the Eastern CCZ. Morgan Ch.L. (Ed.) Prospector's Guide for the Polymetallic Nodule Deposits in the Clarion–Clipperton Fracture Zone. Technical Study: Nr 6. ISA, Kingston, Jamaica, 2010, pp. 34–42.
 - [25] *Kotliński R., Ciesielczuk J., Żaba J., Wojtyczka S.*, New data on the Internal structure of Pacific nodules (Clarion–Clipperton Zone). Mineralogia Special Papers, 35, 2009, p. 95.
 - [26] *Kotliński R., Mucha J., Wasilewska-Błaszczak M.*, Dokładność szacowania zasobów pacyficznych koncentracji polimetalicznych w obszarze IOM. Górnictwo odkrywkowe, POLTEGOR-INSTYTUT, Wrocław, 2011, 1–2, pp. 31–36.
 - [27] *Lenoble J.P.*, A Comparison of Possible Economic Returns from Mining Deep-Sea Polymetallic Nodules, Polymetallic Massive Sulphides and Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts. Workshop on Mineral Resources of the International Seabed Authority, Kingston, Jamaica, 2000, pp. 1–22.
 - [28] *Morgan Ch.L.*, Resources Estimates of the Clarion–Clipperton Manganese Nodule Deposits (In: Cronan (Ed.) — Marine Mineral Deposits, CRC. Press LLC, 2000, pp. 145–170.
 - [29] *Pawlikowski M.*, Wyniki badań mineralogiczno-petrograficznych i geochemicznych koncentracji Mn-Fe z dna Pacyfiku wydobytych przez statek Professor Logatchew w marcu 1997 r. AGH Kraków, Mat. Archiw. IOM, Szczecin, 1998, pp. 3–73.
 - [30] *Stackelberg U. Von., Beiersdorf H.*, The formation of manganese nodules between the Clarion and Clipperton fracture zones southeast of Hawaii. Marine Geology, 1991, 98, pp. 411–423.
 - [31] *Yubko V.M.*, Regional and local trends in the formation of polymetallic nodule deposits in the Clarion–Clipperton Zone. In: Establishment of a geological model of polymetallic nodule deposits in the Clarion–Clipperton fracture zone of the equatorial North Pacific Ocean. Proceedings of the International Seabed

Authority's Workshop held 2003 in Nadi, Fiji, International Seabed Authority, Kingston, Jamaica, 2009, pp. 222–232.

- [32] *Jubko V.M., Stojanov V.V. Gorielik*, Geologiczeskoje strojenje i rudonosnost zony Klarion-Klipperton Tichogo okieana. *Sov. Geol.*, 1990, 12, pp. 72–80.
- [33] *Jubko V.M., Kotlinski R.*, Volcanic, Tectonic, and Sedimentary factors. Morgan Ch.L. (Ed.) Prospector's Guide for the Polymetallic Nodule Deposits in the Clarion–Clipperton Fracture Zone. Technical Study: Nr 6. ISA, Kingston, Jamaica, 2010, pp. 4–30.
- [34] *Zadornov M.M.*, Osobennosti konkretizirovannosti uchastka IOM w wostocznoj czaski zony Klarion-Klipperton (Tichij okien). *Mar. Archiw. IOM*, Szczecin, 2009, pp. 3–29.