

*Dominik Zawadzki**, *Ryszard A. Kotliński***

UWARUNKOWANIA WYSTĘPOWANIA I ROZMIESZCZENIA PERSPEKTYWICZNYCH NAGROMADZEŃ TLENKOWYCH SKUPIEŃ ŻELAZOWO-MANGANOWYCH

1. Wstęp

Zgodnie z podziałem genetycznym osadów oceanicznych [16] tlenkowe skupienia żelazowo-manganowe należą do grupy osadów chemogenicznych (kategorii osadów hydrogenicznych). Tlenkowe skupienia żelazowo-manganowe występują jako kongregacje polimetaliczne, mikrokongregacje oraz naskorupienia kobaltonośne. Do najbardziej perspektywicznych złóż tlenkowych kopaliny mineralnych należą kongregacje polimetaliczne Pacyfiku, które w swoim składzie zawierają podwyższone zawartości manganu, niklu, miedzi i kobaltu, nierzadko przewyższające zawartości w złożach lądowych. Perspektywiczne znaczenie mają także naskorupienia kobaltonośne, w których średnie zawartości kobaltu są nawet 10-krotnie wyższe niż w złożach kontynentalnych oraz zawierają podwyższone koncentracje platyny, molibdenu, REE¹ i PGE².

2. Wyróżniające cechy mineralno-chemiczne kongregacji polimetalicznych

Zintensyfikowanie badań poszukiwawczych kongregacji polimetalicznych nastąpiło po roku 1970, kiedy to rozpoczęto systematyczne badania oceanicznych obszarów kongregacyjnych.

* Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Szczeciński

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

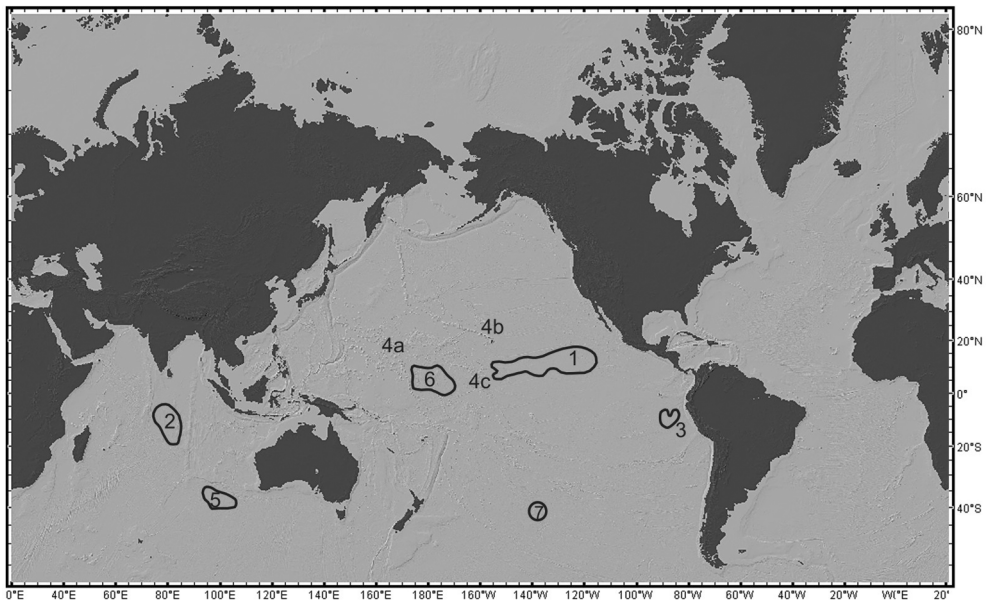
¹ Rare Earth Element (metale ziem rzadkich).

² Platinum Group Elements (platynowce).

Badania konkrecji (rozpoznawcze, poszukiwawczo-dokumentacyjne i dokumentacyjne) doprowadziły do wyznaczenia perspektywicznych pól konkrecyjnych (rys. 1), w tym m.in.:

- Clarion–Clipperton (1);
- Centralnoindyjskie (2);
- Peruwiańskie (3);
- Góry Północno Zachodniego Pacyfiku: Wake, Necker, Magellan (4A), Łuki Wulkaniczne: Hawajski (4b) i Line (4c);
- Diamentina (5);
- Centralnopacyficzne (6);
- Menarda (7).

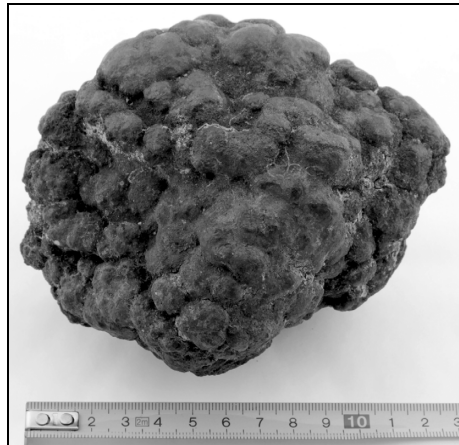
Podstawą wyróżnienia ww. pól były warunki zalegania, szacunkowe zasoby konkrecji oraz ich skład i zawartość w nich metali (Mn, Ni, Cu i Co) [12].



Rys. 1. Perspektywiczne pola konkrecyjne. Na podstawie [13]

Konkrecje polimetaliczne tworzą naturalne skupienia koncentrycznie ułożonych naprzemianległych warstewek tlenków żelaza i manganu stanowiących generacje przyrostu [21, 15]. Wielkość konkrecji waha się od 1 cm do około 20 cm. Najbardziej rozpowszechnione są konkrecje o wielkościach 6–12 cm (rys. 2, 3). Procesy powstawania konkrecji przebiegają na powierzchni osadów wokół różnego rodzaju jąder, które są zwykle pochodzenia biogenicznego (otwornice, radiolarie, otolity, zęby rekinów) lub mineralnego (fragmenty starszych

konkrekcji, okruchy skał krystalicznych podłoża, piroklasty, ziarna mineralne). Występują konkrekcje jedno lub wielojądrowe. Obecność potencjalnych jąder konkrekcji jest niezwykle istotna dla rozpoczęcia procesów ich formowania. Jeżeli warunki środowiskowe są sprzyjające do powstawania konkrekcji a brak jest okruchów skalnych czy też szczątków organicznych stanowiących bazę do wytrącania się tlenków i wodorotlenków żelaza (które są inicjalną fazą formowania konkrekcji), tworzą się w dnie mikrokonkrekcje [12].



Rys. 2. Konkrecja polimetaliczna o kształcie kalafiorowatym, z pola Clarion-Clipperton (ze zbioru Muzeum Geologicznego Uniwersytetu Szczecińskiego) (fot. M. Kowalik)



Rys. 3. Sferoidalna konkrekcja polimetaliczna o urzeźbionej powierzchni, z pola Clarion-Clipperton (ze zbioru Muzeum Geologicznego Uniwersytetu Szczecińskiego) (fot. M. Kowalik)

Szczegółowe badania morfologii konkrecji wykazały dużą zmienność regionalną rodzaju jąder w konkrecjach rozpatrywanych pól konkrecyjonośnych: pola Clarion–Clipperton [11, 13, 21, 17] pola Centralnoindyjskiego [7] i pola Peruwiańskiego [20].

Duże zróżnicowanie morfologii konkrecji (zarówno wielkość, kształt i charakter ich powierzchni) jest bezpośrednim odzwierciedleniem wielkości i kształtu jąder, ich składu chemicznego i mineralnego oraz środowiskowych warunków występowania i zależności rozmieszczenia. Górna powierzchnia konkrecji na kontakcie z wodą jest zwykle gładka, natomiast jej dolna część silnie powierzchniowo urzeźbiona i porowata z reguły pograżona jest w cienkiej (do 8–12 cm), uwodnionej warstwie osadów eupelagicznych [11, 13]. Na wielu obszarach dna konkrecje wykazują zróżnicowany stopień przysypania osadami eupelagicznymi. Gęstość pokrycia dna konkrecjami waha się od 0 do 70%.

Pod względem mineralogicznym w składzie konkrecji polimetalicznych dominujące znaczenie mają minerały manganu tj.: 10Å todorokit, 7Å birnesyt i δ -MnO₂ wernadyt oraz minerały żelaza stanowiące polimorficzne odmiany FeOOH (getyt, akagenit, lepidokrokit i hematyt) [12].

Zawartości metali w konkrecjach polimetalicznych są zmienne w zależności od składu mineralnego, tj. czy dominującym minerałem jest todorokit czy wernadyt. Konkrecje o znaczeniu gospodarczym odznaczają się podwyższoną zawartością metali, oraz wysoką gęstością pokrycia dna konkrecjami (> 10 kg/m²) (tab. 1 i 2).

TABELA 1
Średnie zawartości metali
w konkrecjach polimetalicznych [6]

Metal	Średnia zawartość w konkrecjach polimetalicznych, [%]
Mn	29
Fe	6
Si	5
Al	3
Ni	1,4
Cu	1,3
Co	0,25

Konkrecje polimetaliczne powstają w wyniku złożonych wielofazowych procesów hydrogenicznych polegających na powolnej dostawie i selektywnym wytrącaniu się Fe i Mn oraz Ni, Cu i Co z wód przydennych i porowych.

TABELA 2
Zawartość w metali w konkrecjach polimetalicznych z wybranych pól konkrecyjnych [12]

Pole konkrecyjne	Zawartość podstawowych metali, [%]						Średnia zawartość Ni+Cu+Co, [%]	Średni wskaźnik konkrecyjności, [kg/m ²]
	Fe	Mn	Ni	Cu	Co			
Clarion-Clipperton	$\frac{2,2-18,6}{7,3}$	$\frac{11,2-34,1}{27,0}$	$\frac{0,4-1,98}{1,3}$	$\frac{0,2-1,84}{1,10}$	$\frac{0,11-0,45}{0,25}$		2,65	6,0
Centralnoindyjskie	$\frac{0,00-20,51}{6,59}$	$\frac{0,18-48,58}{24,33}$	$\frac{0,10-2,21}{1,14}$	$\frac{0,06-2,73}{1,09}$	$\frac{0,03-1,08}{0,10}$		2,34	4,4
Peruwiańskie część zachodnia (Bauer Basin)	$\frac{1,2-11,0}{6,5}$	$\frac{15,3-43,6}{30,8}$	$\frac{0,5-1,45}{1,21}$	$\frac{0,25-0,90}{0,61}$	$\frac{0,01-0,17}{0,06}$		1,88	12,33
Wake-Necker	$\frac{9,0-18,8}{14,6}$	$\frac{10,0-25,0}{18,5}$	$\frac{0,41-1,20}{0,48}$	$\frac{0,19-0,95}{0,13}$	$\frac{0,20-1,30}{0,60}$		1,21	6,0
Diamantina	$\frac{5,2-15,8}{12,0}$	$\frac{18,9-34,0}{24,0}$	$\frac{0,39-1,34}{0,79}$	$\frac{0,26-0,71}{0,41}$	$\frac{0,11-0,32}{0,19}$		1,39	do 54,4
Centralnopacyficzne	$\frac{5,0-19,6}{10,1}$	$\frac{6,5-30,2}{22,2}$	$\frac{0,27-1,60}{0,74}$	$\frac{0,19-1,80}{0,60}$	$\frac{0,11-0,43}{0,29}$		1,63	8,6
Menarda	$\frac{3,5-28,3}{12,8}$	$\frac{12,7-27,7}{19,3}$	$\frac{0,2-1,1}{0,81}$	$\frac{0,15-1,53}{0,39}$	$\frac{0,16-0,72}{0,33}$		1,53	12,0

Ważną rolę w procesach koncentracji metali w konkrecjach odgrywiają przemiany dia-genetyczne prowadzące do uporządkowania struktury krystalicznej minerałów manganu oraz aktywność życiowa mikroorganizmów [11, 13, 14, 21].

Kluczowym warunkiem inicjującym procesy formowania konkrecji są stabilne parametry środowiskowe (natlenienie wód przydennych, pH i Eh oraz stopień koncentracji w wodach przydennych i porowych Fe i Mn). Procesy wytrącania przebiegają po przekroczeniu w wodach przydennych granicznego stężenia substancji koloidalnych przy niskim tempie sedymentacji w warunkach utleniających, które dominują przez cały proces formowania. Dla przykładu warunki utleniające w strefie Clarion–Clipperton charakteryzują się wartościami pH 7,24–7,61 i Eh + 343 do + 417 [12, 17]. Pierwszą fazą tworzenia się konkrecji głębokomorskich jest wytrącenie się amorficznego tlenku i wodorotlenku żelaza ($\text{FeOOH} \cdot x\text{nH}_2\text{O}$, getytu), który tworzy na powierzchni jądra ciekłą warstewkę sprzyjającą następnie wytrącaniu tlenków manganu. Procesy te w trakcie przyrostu konkrecji są wielofazowe i prowadzą do powstania zwykle 2–3 generacji przyrostu [19, 21]. Powierzchnia tlenku manganu jest autokatalityczna i włącza mangan do struktur wzrostu oraz bardzo skutecznie adsorbuje inne metale z wody morskiej, takie jak nikiel i miedź.

Tempo przyrostu poszczególnych generacji mineralnych w konkrecjach jest niezwykle zróżnicowane. Przykładowo uśrednione tempo przyrostu konkrecji pacyficznych wynosi 2–3 mm na milion lat, konkrecji w Basenie Centralnoindyjskim 1,2 mm/milion lat [9] a konkrecji na polu Peruwiańskim 160 mm/mln lub nawet do 250 mm/mln lat [20].

3. Oceanograficzne uwarunkowania występowania konkrecji polimetalicznych

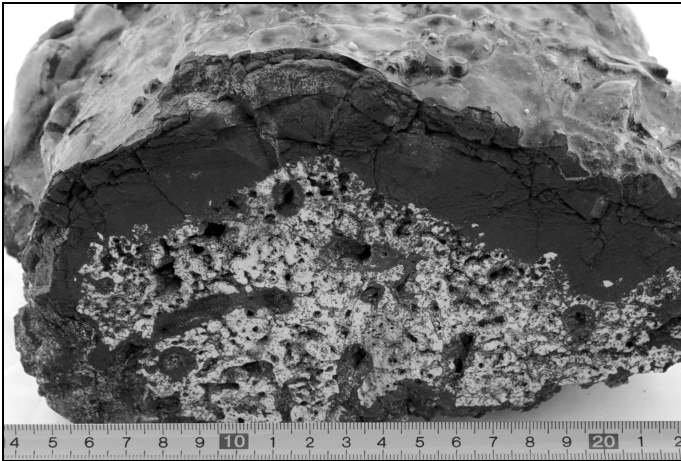
Konkrecje spotykane są na różnych głębokościach, a największe ich koncentracje występują w basenach abysalnych Pacyfiku i Oceanu Indyjskiego na głębokościach pomiędzy 3500 a 6000 m.

3.1. Głębokość, ukształtowanie dna i położenie warstwy CCD

W strefie rozłamowej Clarion–Clipperton położonej w obrębie baseny abysalnego Północno-Wschodniego Pacyfiku perspektywiczne obszary złóżowe konkrecji występują na głębokościach od 4200 do 5200 m p.p.m. [13]. Rozpoznane w tej strefie pole konkrecji nośne odznacza się urozmaiconą powierzchnią dna z obniżeniami i łagodnymi wyniesieniami oraz największą gęstością pokrycia dna konkrecjami (tj. wysokim wskaźnikiem konkrecyjoności).

W polu tym często występują konkrecje sferoidalne, elipsoidalne i dyskoidalne (ryc. 4) oraz wielojądrowe o zróżnicowanych wielkościach. Mniejsze ich zagęszczenie rejestruje się w strefach osiowych dolin oraz na szczytach wzgórz. Duże jednojądrowe konkrecje zwykle występują *in situ* na płaskich powierzchniach [13]. Interwał głębokość CCD (głębokość kompensacji węglanu wapnia) na rozpatrywanym obszarze waha się w przedziale 4000–4300 m.

W Basenie Centralnoindyjskim interwał głębokości występowania kongrecji waha się od 4500 m na 5°S do 5600 m na 10°S. Gęstość pokrycia dna kongrecjami (kg/m^2) w dużej mierze zależy od charakteru ukształtowania dna a największe koncentracje związane są z obszarami wyniesień takimi jak; wzgórza, stoki oraz w dolinach ($6,94 \text{ kg/m}^2$). Najniższe gęstości rejestruje się na podmorskich równinach, na których kongrecje mają najwyższą zawartość Mn, Ni, Cu i Zn [9]. Wyższe gęstości pokrycia dna kongrecjami na zboczach i w dolinach, wskazywać mogą na większą dostępność jąder kongrecji pochodzących z aktywności wulkanicznej i procesów wietrzenia. Krytyczna głębokość węglanu wapnia CCD^3 występuje poniżej 5000 m p.p.m. natomiast lizoklina⁴ węglanowa znajduje się na głębokości 4000 m p.p.m. Cechy te mają istotny wpływ na wzbogacenie kongrecji metalami oraz ich powierzchniowe rozmieszczenie i zróżnicowanie przestrzenne kongrecyjonośnych stref produktywnych.



Rys. 4. Naskorupienie Fe-Mn, z pola Clarion-Clipperton
(ze zbioru Muzeum Geologicznego Uniwersytetu Szczecińskiego)
(fot. M. Kowalik)

Południowa część Basenu Peruwiańskiego ma charakter górzysty, z głębokościami pomiędzy 3500 m i 4500 m. Centralna i północna część obniża się z głębokości 3950 m na północy do 4200 m. Dno na tym obszarze charakteryzuje wyrównana powierzchnia oraz obecność gór podmorskich z przeważającą orientacją N-S. W północnej części obserwowane są pojedyncze wulkaniczne góry podmorskie do 2000 m. Interwał głębokości CCD położony jest od 4200 do 4250 m p.p.m [20].

³ Critical Compensation Depth.

⁴ Lizoklina — poziom, na którym zaczyna się wyraźne rozpuszczanie materiału węglanowego w kolumnie wody oceanicznej.

3.2. Relacje między zagęszczeniem konkrecji a tektoniką i aktywnością wulkaniczną strefy Clarion–Clipperton

Przebieg procesów formowania konkrecji w strefie Clarion–Clipperton pozostaje pod bezpośrednim wpływem okresowo zmiennej intensywności procesów tektonicznych i wulkanicznych, sedymentacyjnych (niskie tempo akumulacji) oraz litodynamicznych (wzmoczona erozja) [18]. Charakter strukturalny fundamentu krystalicznego strefy CCZ związany jest z okresową aktywizacją tektoniczną oraz wulkaniczną tj. stopniowym obniżaniem dna basenu od wschodu (paleoryft *Mathematician*) ku zachodowi do łańcucha wulkaniczno-tektonicznego Lain [21]. Schodkowo-blokowy styl budowy fundamentu krystalicznego determinuje miąższość i charakter litologiczny pokrywy osadowej. Strefa ta pocięta jest systemami spękań o orientacji równoleżnikowej i południkowej oraz lokalnie obecnością pokryw lawowych i masywów wulkanicznych gór podmorskich, które determinują charakter morfostruktur dna o przebiegu południkowym NNW-SSE [10].

Ujawniona w pobliżu strefy załomowej Mahi-Mahi podwyższona zawartość konkrecji i koncentracja w nich kobaltu wskazuje wg Andreeva [1], że strefa ta może być miejscem dostawy tlenu, którego nadwyżka bezpośrednio prowadzi do zwiększenia konkrecyjności. Należy zaznaczyć, że podwyższona zawartość Mn, Fe, Ni i Cu nie wykazuje ujawnionej korelacji natomiast podwyższona zawartość Co ma bezpośredni związek z aktywnością tej strefy.

4. Wyróżniające cechy mineralno-chemiczne naskorupień kobaltonośnych

Naskorupienia kobaltonośne są obok konkrecji polimetalicznych również znaczącym rodzajem oceanicznych złóż kopalin mineralnych, które stanowią potencjalne źródło pozyskiwania metali takich jak: kobalt, tytan, cer, nikiel, platyna, mangan i wiele innych. Podobnie jak konkrecje, naskorupienia należą do grupy osadów chemogenicznych (kategorii osadów hydrogenicznych). Tworzą się one w wyniku wytrącania metali z wody morskiej (hydrogeniczne) oraz przez kombinację wytrąceń hydrogenicznych i hydrotermalnych w miejscach gdzie pojawiają się okresowe podmorskie ekshalacje hydrotermalne (strefy spreadingu, łuki wulkaniczne i aktywne wulkany).

Naskorupienia są tlenkowymi skupieniami żelazowo-manganowymi, zawierającymi niezwykle wysoką koncentrację kobaltu nawet do 1,7% (w przypadku konkrecji jest to 0,2–0,25, a w przypadku złóż lądowych 0,1–0,2%). Naskorupienia kobaltonośne są ściśle związane z wychodniami podłoża krystalicznego oraz górami podmorskimi takimi jak gujoty czy wyniesienia wulkano-tektoniczne. Tworzą one na skałach podłoża „*substrat*” twarde pokrywy (powłoki, skorupy i agregaty) tlenków żelaza i manganu o grubości do 250 mm w miejscach erozyjnej działalności przydennych prądów morskich. Ich powierzchnie są zwykle groniaste mniej lub bardziej wypolerowane na skutek oddziaływania prądów przydennych [4]. Miąższość naskorupień waha się od warstewki patyny do 25 centymetrów i zależy m.in. od:

niskiego tempa sedymentacji, intensywności prądów morskich oraz ukształtowania stoków gór podmorskich.

Tempo wzrostu naskorupień kobaltoonośnych jest regionalnie zróżnicowane i podobnie jak w przypadku konkrecji jest również bardzo powolne i wynosi średnio 1–6 milimetrów na milion lat osiągając wartości od < 1 do około 11 mm/milion lat. Obecnie najbardziej dokładną i najpowszechniej stosowaną techniką obliczania tempa przyrostu naskorupień jest datowanie izotopami berylu [3].

Szacuje się, że około 1,7% (6,35 mln km²) dna oceanicznego pokryte jest przez naskorupienia kobaltoonośne, których całkowita sucha masa wynosi około 200 miliardów ton (2×10^{11} ton) co w przeliczeniu daje około 1 miliarda (10^9) ton kobaltu [3]. Poza kobaltem, który jest metalem o największym ekonomicznym potencjale występującym w naskorupieniach, zawierają one wiele innych rzadkich składników: tytan, cer (0,18%), nikiel (0,48%), platyna (5×10^{-5} %), mangan (23%), miedź (0,09%) fosfor, tal, tellur (0,005%), wolfram, bizmut, i molibden. Zawartość telluru w naskorupieniach około 5 tysięcy razy przewyższa jego koncentrację w litosferze. W przypadku molibdenu, talu, antymonu, kobaltu, manganu, bizmutu, arsenu, seleniu i ołowiu wartości te wahają się od 100 do 500 razy [3].

Pod względem mineralnym w składzie naskorupień dominuje żelazisty amorficzny wernadyt (δ -MnO₂). δ -MnO₂ zwykle stanowi 95% faz mineralnych, pozostałe 5% to minerały detrytyczne takiej jak: kwarc, plagioklasy, skalenie potasowe, pirokseny, filipsyt i autogeniczny węglano-fluoroapatyt (CFA). Innym charakterystycznym minerałem w naskorupieniach jest amorficzny tlenowodorotlenek żelaza (δ -FeOOH, feroksyhit). Należy zauważyć, że todorokit, który dominuje w konkrecjach polimetalicznych w typie genetycznym „D” (diagenetycznym) [11] rzadko występuje w naskorupieniach [3].

5. Oceanograficzne uwarunkowania występowania naskorupień kobaltoonośnych

5.1. Głębokość, dominujące formy dna

Naskorupienia występują na podłożu skalnym głównie na gujotach oraz stożkowych górach podmorskich. Według szacunków Hein [3] w Pacyfiku znajduje się ok. 50 000 takich wyniesień co sprawia, że ocean ten jest najbardziej perspektywicznym akwenem jeżeli chodzi o przyszłe wydobycie naskorupień. W Oceanie Indyjskim i Atlantyckim w związku z młodszym wiekiem akwenów i budową dna oceanicznego, nie występuje tak wiele gór podmorskich, a obecność naskorupień kobaltoonośnych zwykle związana jest z łańcuchami górskimi związanymi ze strefami spreadingu.

Większość naskorupień występuje w przedziale głębokości pomiędzy 400 a 4000 m p.p.m. jednakże najcenniejsze nagromadzenia (najgrubsze oraz z największą koncentracją metali) występują na głębokościach pomiędzy 1500 a 2500 p.p.m. metrów co bezpośrednio wiąże się z położeniem strefy głębokości strefy minimalnej zawartości tlenu (OMZ⁵) [4, 2].

⁵ Oxygen Minimum Zone.

Taki interwał głębokości jest przyjmowanym limitem przy ustalaniu potencjalnych miejsc wydobywania tego surowca. Głębokość wody, na której występują grube naskorupienia z dużą koncentracją kobaltu, waha się regionalnie i zwykle jest mniejsza na Południowym Pacyfiku, gdzie strefa minimalnej zawartości tlenu jest mniej rozwinięta — najgrubsze naskorupienia o maksymalnej zawartości kobaltu występują tam na głębokości 1000–1500 m p.p.m. [3].

Jak dotąd, spośród podmorskich gór i grzbietów, na których stwierdzono największe zasoby naskorupień, dokładnie skartowanych i przebadanych zostało mniej niż 15% (głównie na Pacyfiku). Nie zostało poznane dokładne rozmieszczenie naskorupień na poszczególnych częściach gór podmorskich. Ilość pokrywy osadowej na szczytach gór podmorskich zależy od ich ukształtowania: w przypadku gujotów, których szczyty są płaskie miąższość pokrywy osadowej waha się od 0–500 metrów. Zewnętrzne krawędzie szczytów oraz grzbiety mogą mieć terasowaty charakter a średnie nachylenie stoków wynosi do 14°. Szacowana pokrywa osadowa na różnych grzbietach podmorskich gór waha się od 15 do 75% średnia to około 50%. Naskorupienia na obszarze szczytów i terasach często pokryte są cienkim „pokrywą” osadów. Nie dowiedziono również jak gruba miąższość osadów powoduje zahamowanie przyrostu naskorupień. Obecny stan wiedzy na temat gór podmorskich i występujących na nich naskorupień pozwala przyjąć, że najgrubsze i najbardziej zasobne w kobalt elementy gór to terasy i przełęcze, natomiast znacznie cieńsze naskorupienia zlokalizowane są na stromych zboczach. Szeroką charakterystykę gór podmorskich oraz model mający w przyszłości stanowić podstawę do lokalizowania miejsc wydobywania naskorupień do celów komercyjnych przedstawił w swoim artykule James Hein et al. [5]. Po przebadaniu 155 masywów wulkanicznych znajdujących się w centralnym równikowym Pacyfiku autorzy przyjęli szereg kryteriów, które stanowią o wyborze miejsc eksploatacji naskorupień. Według autorów surowce kobaltonosne wydobywać się będzie z głębokości nie większych niż 2500 metrów, głównie z płaskich szczytowych powierzchni gujotów, grzbietów, podmorskich plato oraz z przełęczy posiadających stosunkowo gładką topografię, które to obszary posiadają najgrubsze i najbardziej zasobne w metal naskorupienia. Preferowane będą regiony z większym zagęszczeniem dużych gujotów wieku kredowego (na młodszych grubość naskorupień jest zdecydowanie mniejsza), które nie są pokryte skałami wapiennymi (w takich przypadkach występują cienkie naskorupienia silniej przyrośnięte do skał podłoża).

Naskorupienia występują na bardzo różnych rodzajach skał (brekcje, bazalty, fosforyty, wapień czy mułowce), co często stwarza problemy z rozróżnieniem ich od skał podłoża podczas badań geofizycznych. Niemniej jednak naskorupienia mogą być rozróżnione od podłoża przez ich podwyższone promieniowanie gamma, które średnio wynosi 475 impulsów/min [3]. Pomiaru te są niezwykle przydatne do poszukiwań i rozpoznania naskorupień, znajdujących się często pod cienką warstwą osadów jak również przy pomiarach grubości naskorupień.

Ze wzrostem głębokości miąższość naskorupień maleje (poniżej 2500 metrów). Rozpoznano również pewną zależność między typem skał a miąższością naskorupień. Naskorupienia na podłożu wapiennym (rafy koralowe) wykazują mniejsze miąższości a pokrywy na skałach wulkanicznych są grubsze. Zróżnicowanie miąższości naskorupień wiąże się z młod-

szym wiekiem wapieni, a co za tym idzie krótszym czasem przyrostu pokryw kobalto-
nośnych.

Naskorupienia o większej grubości rzadko znajdowane są w Atlantyku oraz Oceanie Indyjskim. Najgrubsze (do 125 mm) odkryto na Podmorskim Łańcuchu Górskim Nowej Anglii (NW Atlantyku) oraz na górze podmorskiej w Centralnym Basenie Indyjskim (grubość 72 mm) [3]. Średnie koncentracje Co, Ni, Zn, Cu i Ti w naskorupieniach znajdujących w Atlantyku są niższe w stosunku do tych wydobywanych z dna Pacyfiku. Atlantyckie naskorupienia wykazują przewagę Fe nad Mn i wyższą zawartość Al i Si, co jest bezpośrednio związane z istotną dostawą materiału terygenicznego z kontynentu Afrykańskiego [13].

5.2. Perspektywiczne obszary wydobycia naskorupień kobalto- nośnych

Bazując na jakości i ilości naskorupień kobalto-
nośnych oraz uwarunkowaniach oceanograficznych (takich jak głębokość i ukształtowanie dna oraz prądy przydenne) stwierdzić można, że najbardziej perspektywiczne obszary wydobycia tych kopalin znajdują się w Wyłącznych Strefach Ekonomicznych: Wyspy Johnston i Hawajów (USA), Wysp Marshalla oraz Sfederowanych Stanów Mikronezji [3]. Obszary morza otwartego, znajdujące się poza granicami jurysdykcji państw wyspiarskich kontrolowane są przez Międzynarodową Organizację Dna Morskiego⁶ przy ONZ, która jako najbardziej perspektywiczny region do wydobycia naskorupień kobalto-
nośnych wskazała Międzynarodowe Wody Centralnego Pacyfiku.

6. Problematyka procesów wydobycia

Stan wiedzy o konkrekcjach polimetalicznych jest na dzień dzisiejszy znacznie większy niż na temat naskorupień kobalto-
nośnych. Obecnie obydwa rodzaje kopalin podmorskich są obiektami zainteresowania narodowych i międzynarodowych konsorcjów górniczych, które starają się opracować efektywne systemy wydobywcze oraz optymalne technologie przeróbek naskorupień i konkrekcji [8]. Opracowane w latach 70. techniki wydobywcze i metody obróbki kopalin, nie zostały jak na razie powszechnie wykorzystane do celów komercyjnych gdyż, przeznaczone koszty przewyższałyby zyski.

W porównaniu do konkrekcji polimetalicznych procesy wydobycia naskorupień kobalto-
nośnych są zdecydowanie bardziej skomplikowane. Decyduje o tym fakt, że naskorupienia ściśle przylegają do twardych skał podłoża. Jednym z najistotniejszych zagadnień technologicznych w procesie ich wydobycia jest efektywne oddzielenie ich od skały tak aby nie wydobywać na powierzchnię oceanu zbyt dużej ilości materiału płonego. Pewnego rodzaju ułatwieniem w pozyskaniu naskorupień jest fakt, że zalegają one na płytszych głębokościach niż konkrekcje (nie głębiej niż 2500 metrów) oraz że często znajdują się w strefach ekonomicznych państw wyspiarskich. Nie stwarza to problemów prawnych jakie istnieją

⁶ *International Seabed Authority* powołana została w 1994 roku i liczy obecnie 161 i Unia Europejska członków i jest złożona ze wszystkich sygnatariuszy ONZ-towskiej Konwencji Międzynarodowego Prawa Morza (mat. ISA).

podczas wydobycia kopalin mineralnych na wodach międzynarodowych zarządzanych przez Międzynarodową Organizację Dna Morskiego.

W przypadku konkrekcji polimetalicznych eksploatacja surowca wiąże się ze znacznie większymi głębokościami (3500–6000 m) niemniej jednak proces wydobycia jest o tyle prostszy, że „zbiera” się je z powierzchni osadów eupelagicznych lub „wybiera” z osadu w miejscach gdzie są one częściowo przykryte. Najbardziej perspektywiczne pola konkrekcjonosne leżą na terenach wód międzynarodowych, które kontrolowane są przez Międzynarodową Organizację Dna Morskiego.

LITERATURA

- [1] *Andreev S.I.*: Metallogeny of Ferromanganese Formation of the Pacific Ocean, St Petersburg: Nedra, 1994, s. 191.
- [2] *Halbach P.*: Co-rich Ferromanganese Crusts: Distribution, Origin, Composition. “Shaping the Future Deep-Sea Minerals and Mining”, IFM-GEOMAR Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel, Aachen, Germany, 9-13 March 2008, pp. 3–8.
- [3] *Hein J.*: Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts: Global Distribution, Composition, Origin and research Activities, “Polymetallic Massive Sulphides and Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts: Status and Prospects”, International Seabed Authority, Kingston, Jamaica, June, 2000.
- [4] *Hein J., Koschinsky A, Bau M, Manheim F., Kang J.-K., Roberts L.*: Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts in the Pacific [w:] Cronan D. (red.), Handbook of Marine Mineral Deposits, CRC Press, London, 2000.
- [5] *Hein J., Conrad T., Dunham R.*: Seamount Characteristics and Mine-Site Model Applied to Exploration- and Mining-Lease-Block Selection for Cobalt-Rich Ferromanganese Crust. Marine Georesources and Geotechnology, 27, 2009, pp. 160–176.
- [6] *International Seabed Authority*: <http://www.isa.org.jm/en/home>
- [7] *Iyer S., Sharma R.*: Correlation between occurrence of manganese nodules and rocks in a part of the Central Indian Ocean. Marine Geology. 92, 1990 pp. 127–138.
- [8] *Jędrysek M.-O.*: Krótka historia działań w zakresie złóż rud metali na dnach oceanów w strefach kontrolowanych przez Międzynarodową Organizację Dna Morskiego: wybrane aspekty dotyczące prawa, możliwej eksploatacji i ochrony środowiska. [w:] Zagożdżon P.P., Madziarz M., Dzieje górnictwa — element europejskiego dziedzictwa kultury, Wrocław 2010.
- [9] *Jauhari P. & Pattan J.N.*: Ferromanganese Nodules from the Central Indian Ocean Basin [w:] Cronan D. (red.), Handbook of Marine Mineral Deposits, CRC Press, London, 2000.
- [10] *Kazmin Y.*: Relationships between Nodule Grade and Abundance, and Tectonics and Volcanic Activity in the Clarion-Clipperton Zone. “International Seabed Authority Workshop”, Office of Resource and Environmental Monitoring International Seabed Authority, Nadi, Fiji, 13-20 May 2003, pp. 145–157.
- [11] *Kotliński R.*: Morphogenetic Types of Polymetallic Nodules in the Clarion-Clipperton Ore Field, International Seminar on Deep Sea-Bed mining Technology, Beijing, China, 1996, pp. 1–11.
- [12] *Kotliński R.*: Konkrecje polimetaliczne. [w:] Kotliński R., Szamałek K. (red.) Surowce mineralne mórz i oceanów, Warszawa, Wydawnictwo naukowe Scholar 1998.
- [13] *Kotliński R.*: Metallogenesis of the World’s ocean against the background of oceanic crust evolution. Special Papers, Polish Geological Institute, 4, 1999, pp. 39–41.
- [14] *Kotliński R.*: Sediments in the Eastern CCZ. Prospectors Guide for the Clarion-Clipperton Zone Polymetallic Nodule Deposits. Morgan Ch. (ed.), Development of a Geological Models for the Clarion-Clipperton Zone Polymetallic Nodule Deposits ISA, Jamaica, 2009, Volume 2, pp. 5–16.
- [15] *Kotliński R.*: Udział Polski w badaniach geologicznych Pacyfiku. LXXX Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. „Budowa Geologiczna, geologia naftowa, wody geotermalne i ochrona środowiska bloku Gorzowa — Pojezierza Myśluborskiego”, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Szczecin, 11–14.09.2010, 43–50.
- [16] *Kotliński R.*: Mapa osadów oceanicznych w skali 1:40 000 000. IOM Szczecin, 2011.
- [17] *Kotliński R., Stoyanova V.*: Relationship between nodule coverage, morphology and distribution In the Eastern Clarion-Clipperton Zone. [w:] Morgan Ch. (red.), Prospectors Guide for the Clarion-Clipperton Zone Polymetallic Nodule Deposits. International Seabed Authority ONZ, Kingston, Jamaica, 2009, 1–13.

- [18] *Kotliński R., Yubko V., Stoyanova V.*: Effects of the structural-tectonic and volcanic processes on formation of polymetallic nodules in the CCZ. ISA Workshop December, 2009.
- [19] *Morgan Ch. L.*: Resource Estimates of the Clarion-Clipperton Manganese Nodule Deposits. [w:] Cronan D. (red.), Handbook of Marine Mineral Deposits, CRC Press, London, 2000.
- [20] *Stackelberg U.*: Manganese Nodules of the Peru Basin [w:] Cronan D. (red.), Handbook of Marine Mineral Deposits, CRC Press, London, 2000.
- [21] *Yubko V., Kotliński R.*: Volcanic, Tectonic and Sedimentary Factors. Prospectors Guide for the Clarion-Clipperton Zone Polymetallic Nodule Deposits. Morgan Ch. (ed.), Development of a Geological Models for the Clarion-Clipperton Zone Polymetallic Nodule Deposits ISA, Jamaica, 2009, Volume 1, pp. 11–34.