

HISTORIA DIAGENETYCZNA PÓŻNOPERMISKIEJ FACJI JĄDRA BIOHERMY NA OBSZARZE WEGENER HALVØ (WSCHODNIA GRENLANDIA)

UKD 551.736.3(988)

ZARYS HISTORII SEDYMENTACJI

Historia geologiczna rejonu Jameson Land (wschodnia Grenlandia — ryc. 1) jest dość złożona. Na obszarze tym początek tworzenia się ryftu przypadł na wczesny dewon. W karbonie, w rezultacie uskoków blokowych, powstał basen o przebiegu południkowym, ok. 400 km długości i 80 km szerokości (13, 24). Basen ten w późnym karbonie i wczesnym permie został wypełniony lądowymi osadami typu red beds o miąższości do 3000 m.

We wczesnym późnym permie, w związku z transgresją morską, osadziła się cienka jednostka zlepieńców fluwialnych i paralicznych (formacja z Huledal), które niezgodnie pokrywają starsze warstwy zdeformowane i częściowo zerodowane (ryc. 1, 2). Następnie powstała szeroko rozprzestrzeniona ewaporatowa prowincja sedymentacji węglanowej. W interwale reprezentowanym przez formację z Karstryggen dominują wapienie mikrytowe i stromatolitowe, rzadko dolomity. Zakończenie depozycji formacji z Karstryggen zostało spowodowane znacznym, prawdopodobnie eustatycznym, obniżeniem się poziomu morza oraz znaczącym okresem ekspozycji subaeralnej. Erozja fluwialna i kras doprowadziły do powstania reliefu topograficznego (co najmniej 70–100 m) w górnej części uprzednio powstałej platformy węglanowo-ewaporatowej na obszarze Wegener Halvø. Wynurzenie subaeralne formacji z Karstryggen doprowadziło do procesów rozpuszczania i zastępowania wcześniejszych osadów węglanowych i ewaporatowych; powstały skalcytyzowane dolomity („dedolomity”), masywne utwory celestynowe zastępujące gips (22), brekcje kolapsyjne, a ponadto nastąpiła kalcytyzacja gipsu. Synsedymantacyjne cechy strukturalne w oczywisty sposób odgrywały rolę w warunkowaniu umiejscawiania i intensywności cech rozpuszczania i zastępowania, być może prowadząc do powstania falistego krajobrazu.

Po tym okresie erozji nastąpiła druga, większa transgresja późnopermska, która doprowadziła do depozycji formacji z Wegener Halvø (ryc. 2) — grubego pakietu całkowicie morskich warstw węglanowych. Ubóstwo fauny biostratygraficznie diagnostycznej utrudnia korelację międzyregionalną, choć ostatnie badania konodontów (20) zdają się wskazywać, że formacja z Wegener Halvø jest ekwiwalentem pierwszego cyklu cechsztynu w Europie. Fakt stwierdzenia trzech podcykli w obu tych jednostkach na obrzeżach zbiorników (15 — notka, 16, 17, 22) dodatkowo potwierdza taką korelację.

Pierwsze osady utworzone podczas transgresji — to biohermy sinicowe o niskim reliefie, z przewarstwieniami wapieni onkolitowo-małżowych i łupków wapiennych na obszarze Wegener Halvø lub warstw oolitowych, onkolitowych, ewaporatowych i intraklastowych na wschodnim i zachodnim skrzydle basenu. Postępująca transgresja i (lub) regionalna subsydencja prowadziły do stopniowego zatapiania niektórych obszarów i szybkiego wzrostu w innych miejscach. Relief górnej powierzchni niżej leżącej formacji z Karstryggen w głównej mierze warunkował rozwój facji: na paleotopograficznych wy-

niesieniach — o genezie krasowej i (lub) strukturalnej — rozwijały się kopce mułowe (rafy wieżyczkowe tworzone głównie przez mszywioly oraz morski cement), biohermy sinicowe i — zwłaszcza — płycizny oolitowe. Biohermy mszywiolowo-cementowe i niektóre osady oolitowe osiągnęły miejscami miąższość przewyższającą 100 m, co wskazuje na rozległą długookresową subsydencję lub podnoszenie się poziomu morza.

Biohermy mają zazwyczaj średnicę kilkuset metrów, pionowy relief 60–150 m i na ogół kształt okrągły do eliptycznego, choć spotyka się także wydłużone grzbiety lub atole. Dla jądra biohermy typowe jest występowanie: mszywiolów z intensywną inkrustacją glonową, morskiej cementacji oraz osadu wewnętrznego — peloidalnego mikrytu. Miejscami częste są także otwornice inkrustujące, ramienionogi, małżoraczki i inne organizmy. Jądro biohermy stopniowo przechodzi w otoczkę jądra, zbudowaną z takich samych jak jądro składników, przy czym w otoczce jest mniej inkrustacji glonowych, więcej zaś szkarłupni, ramienionogów i mułu węglanowego. Osady otoczki jądra zająbiają się ze stromo pochylonymi warstwami skrzydła biohermy, zawierającymi rumosz pochodzący z jądra lub jego otoczki. Osady skrzydła biohermy były transportowane w dół prądami zawieszonymi lub spływami rumuszowymi; wokół każdej biohermy rumosz tworzy halo o szerokości kilkuset metrów, zająbiające się z bogatymi w węgiel organiczny, czarnymi łupkami wapiennymi dolnej formacji z Ravnefeld. Większość bioherm przykryta jest lateralnie progradującymi greinstonami oolitowymi i (lub) szkieletoowymi, o grubości do 30 m, z licznymi przejawami silnej akcji fal lub prądów.

Formacja z Wegener Halvø składa się, jak wspomniano, z co najmniej trzech drobniejszych podcykli. Na obszarze peryferycznej części zbiornika (np. plateau Karstryggen) płytkowodne wapienie wykazują obecność cykli płyciejących ku górze i przykrytych przez ewaporaty, wapienie pizolitowe, czerwone lub żółte piaskowce arkozowe lub czerwone wapienie o cechach gleby. W obszarach głębszych (np. rejon Wegener Halvø) biohermy zawierają cienkie poziomy czarnego łupku, rejestrującego prawdopodobnie przerwy w depozycji węglanowej. W rezultacie spadku poziomu morza pod koniec trzeciego podcyklu nastąpiła rozległa ekspozycja subaeralna grzbietów kopców, erozyjne przerobienie lub zwietrzenie krasowe czap kopców, ustanie sedymentacji węglanowej i być może obfity napływ klastycznego rumoszu terygenicznego. Z tego względu większość kopców została — w wyniku diagenetyzacji meteorycznej — w znacznym stopniu zmieniona, zanim kopce te zostały otulone czarnymi, bogatymi w materiał organiczny, morskimi łupkami formacji z Ravnefeld, te zaś zostały z kolei przykryte piaskowcami fluwialnymi i paralicznymi formacji z Schuchert Dal i młodszymi (ryc. 3).

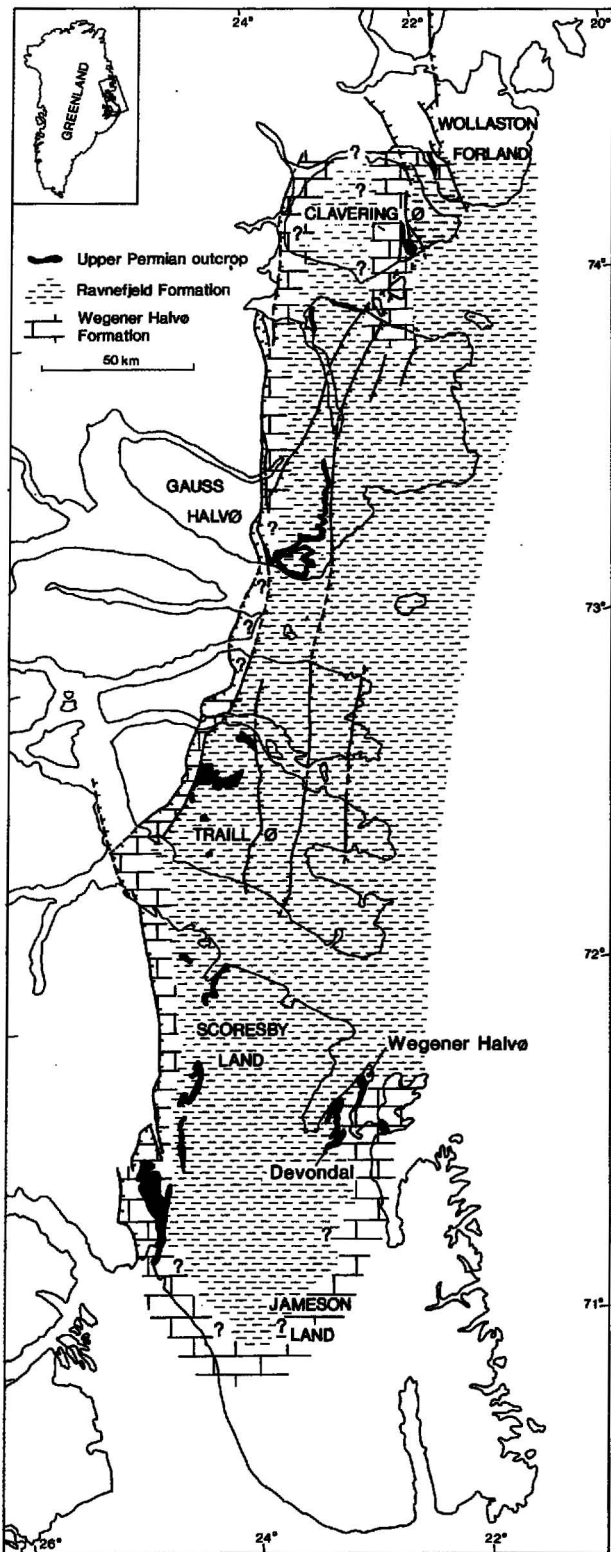
Permska historia — to ciągle pograżanie pod serią terygenicznymi osadami klastycznymi niemorskimi do płytkomorskich, osadzonych od triasu do kredy (24), o miąższości 3–4 km. W związku z powstawaniem ryftu północnego Atlantyku we wczesnym trzeciorzędzie od-

bywała się intensywna, co najmniej na obszarze Wegener Halvø, działalność magmowa, wyrażona intruzją dajek i silli bazaltowych, ekstruzją law plateau i – prawdopodobnie – wzrostem regionalnych gradientów geotermicznych. W późnym trzeciorzędzie i czwartorzędzie nastąpiło wydzwignięcie całego regionu, intruzja ciał granitowych i erozja grubej pokrywy osadowej, co doprowadziło lokalnie do ponownej ekspozycji węglanów permjskich. Każdemu z tych dwóch zjawisk (lub obu) towarzyszyło intensywne spękanie, regionalne podgrza-

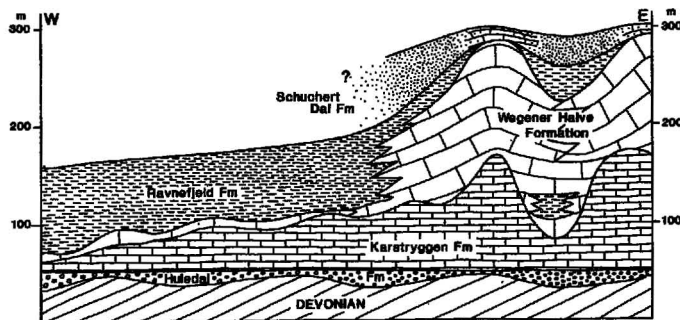
nie i depozycja hydrotermalnych utworów mineralnych (baryt, fluoryt, galena, kwarc).

DIAGENEZA

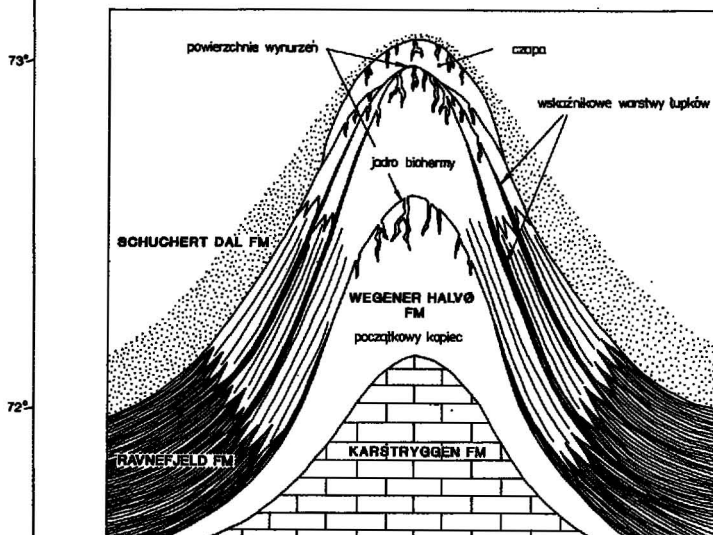
Interpretacja sekwencji i natury zjawisk diagenetycznych w skałach węglanowych jest przedsięwzięciem wysoce subiektywnym, zwłaszcza na obszarze o złożonej historii depozycyjnej i pograżeniowej. Tym niemniej, zastosowanie różnych technik jakościowych i ilościowych pozwala na określenie zarówno względnej sekwencji zjawisk diagenetycznych (paragenety), jak i – w niektórych wypadkach – co najmniej półilościowej interpretacji bezwzględnego datowania takich zjawisk na badanym obszarze.



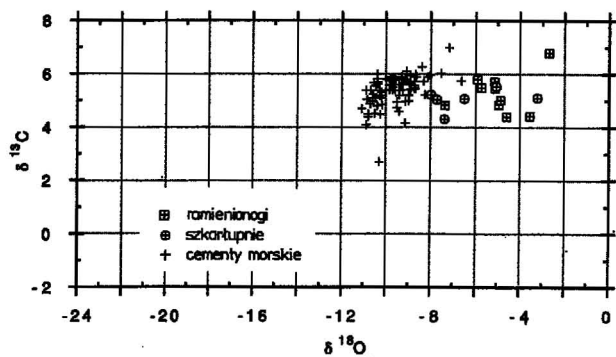
Ryc. 1. Odslonięcia skał górnego permu w rejonie wschodniej Grenlandii



Ryc. 2. Korelacja regionalna jednostek stratygraficznych górnego permu na obszarze Wegener Halvø



Ryc. 3. Typowy rozkład facji w budowie biohermalnej formacji z Wegener Halvø



Ryc. 4. Wyniki analiz izotopowych (wartości delty względem standardu PDB-CO₂) skamieniałości i cementów morskich z formacji z Wegener Halvø

Dla badań diagenetycznych ogromne znaczenie miały analizy izotopów stałych węgla i tlenu w pierwotnych składnikach bioherm (ramienionogi, mszywioly i liliowce). Starannie wybrane skamieniałości morskie wykazują duży zakres wartości izotopów (ryc. 4), z których tylko kilka jest współmiernych z precypitacją z pierwotnej permiejskiej wody morskiej. Wzbogacenie w cięższy izotop węgla (średnio $+5,2\text{‰}$) jest porównywalne do wartości podanych dla środkowo- i późnopermskich skamieniałości z innych obszarów (8, 19, 25) i wskazuje na zasadniczo odmienny skład izotopowy wód morskich permu. Lekkie wzbogacenie w lżejszy izotop tlenu ($-2,7$ do $-7,4\text{‰}$) może odzwierciedlać ciepłe lub lekko brakiczne wody sedymentacyjne albo też — co wydaje się bardziej prawdopodobne — podepozycyjne przemiany skamieniałości.

Morska diagenезa równoczesna z sedymentacją. Większa część porowatości pozostałej po organicznym związaniu została wypełniona w krótkim czasie po depozycji różnymi morskimi cementami oraz osadami wewnętrznymi. Najbardziej wyróżniającymi się wypełnieniami porów, tworzącymi miejscami do 75% objętości osadu, są botrioidalne, chmurzaste (bogate w inkluzje) radialno-włókniste cementy morskie, uderzająco podobne do cementów aragonitowych i wysoko Mg-kalcytowych, opisanych z raf holocenijskich i plejstocenijskich (1, 7, 23) oraz raf karbońskich i permiejskich (4, 10, 14, 18, 27). Inne obszary zostały wypełnione peloidalnym sparytem, który może reprezentować zmienione cementy Mg-kalcytowe, podobne do znajdujących w wielu rafach współczesnych (11, 12) i który — co najmniej miejscami — może być produktem częściowego rozpuszczania inkrustacji glonowych (inkrustujące glony są powszechne w formacji z Wegener Halvø i wykazują złożone tekstury peloidalne, trudne do odróżnienia — zwłaszcza w wypadku słabego stanu zachowania — od cementów „nieorganicznych”). Materiał peloidalny występuje ponadto łącznie z mikrytem i drobnymi fragmentami szkieletowymi w formie osadu wewnętrznego w obrębie jam nie wypełnionych (lub tylko częściowo wypełnionych) cementami morskimi; powszechnie obserwowane ząbienie się osadów wewnętrznych i cementów włóknistych jest dowodem, że wypełnienie jamy nastąpiło na granicy osad — woda (lub blisko niej). Utwory czapy biohermy także uległy rozległej cementacji w środowisku morskim. Mniejsze rozmiary pierwotnych porów zapobiegły powstaniu strzelistych botrioidów występujących w jądrach bioherm, choć pokrywy izopachowe zneomorfizowanego węglanu włóknistego otaczają większość ziarn w przykrywających warstwach. Takie cementy morskie w znacznym stopniu zredukowały porowatość w czapach biohermy, zwykle do mniej niż 15%.

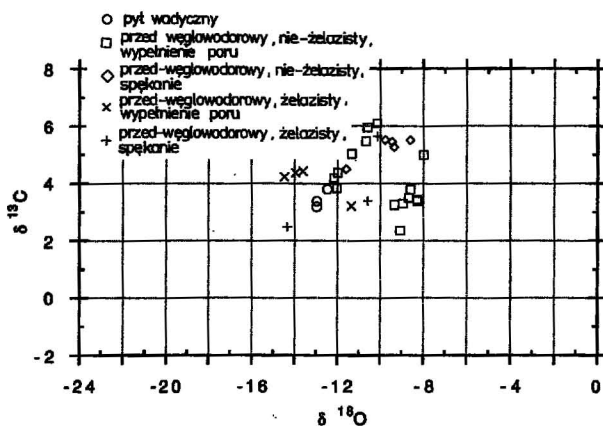
Obfitość syndepozycyjnych cementów morskich spowodowała, że utwory jądra i czapy miały sztywną — choć kruchą — strukturę. Często są syndepozycyjne spękania, ciągnące się 10–15 m w dół biohermy i często obramowane cementami morskimi, potwierdzającymi syndepozycyjną naturę spękania. Wartości izotopów stałych cementów interstycjalnych oraz wypełniających owe spękania pokazano na ryc. 4; wartości tlenu są bardzo lekkie i wykazują rozrzut wartości ($-6,7$ do $-11,1\text{‰}$), najprawdopodobniej w związku z podepozycyjną przemianą w wodach meteorycznych (wniosek taki potwierdzają badania petrograficzne). Zastanawiający jest brak wczesnodiaogenetycznej dolomityzacji węglanów biohermalnych na obszarze Wegener Halvø; równowikowe budowie organiczne w cechszynie Europy są silnie zdolomityzowane, podobnie jak wiele ławic węglanowych

i raf w zachodnim Teksasie i Nowym Meksyku. Wydaje się, że brak sąsiedztwa ewaporatów, nieco głębsze środowisko osadów Grenlandii, w basenie zdominowanym przez depozycję łupkową oraz wysokie opady w trakcie niskich poziomów morza, zmniejszyły prawdopodobieństwo dolomityzacji.

Wczesna diagenезa meteoryczna. Obserwacje terenowe wskazują, że biohermy Wegener Halvø uległy jednemu (lub więcej) okresowi subaeralnej ekspozycji w trakcie — i bezpośrednio po — depozycji czapy. Wiele porów w obrębie jądra i czapy jest obramowanych palisadami ostrzowego, głównie niezłazowego, skalenoedrycznego sparytu kalcytowego, który jest produktem meteorycznej rekrytalizacji wcześniejszych morskich cementów aragonitowych. W innych miejscach stwierdzono intensywne rozpuszczanie tych wcześniejszych cementów, a miejscami są one skorodowane i przykryte wewnętrznym osadem o frakcji pylastej („pył wadyczny” R.J. Dunhama — 6). Dość częste są spękania i próżnie, a nawet brekcje kolapsyjne wielkości jaskiń, spowodowane skoncentrowaniem przepływu wód meteorycznych i lokalnie wzmocnionym rozpuszczaniem niestabilnych cementów aragonitowych i ziarn facji jądra; częste są wielokrotne zjawiska rozpuszczania, na co wskazuje występowanie klasłowych brekcji w obrębie brekcji.

Epizody odsłonięcia pozostawiły rozpoznawalny zapis izotopowy w zmienionych włóknistych do peloidalnych, pierwotnie aragonitowych lub wysoko Mg-kalcytowych, cementach morskich (ryc. 4) i we „wczesnych”, równowymiarowych niezłazistych cementach kalcytowych (ryc. 5).

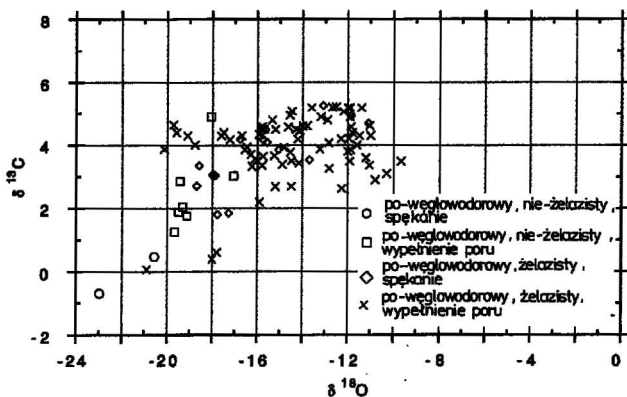
Płytką diagenезa wglębna. Po wydarzeniu subaeralnej ekspozycji, znaczącej zakończenie depozycji sekwencji Wegener Halvø, biohermy zostały w znacznej mierze otulone łupkami bogatymi w materiał organiczny i były stopniowo grzebane poniżej warstw triasowych, jurajskich i kredowych. Okres ten zaznaczył się tylko małymi zmianami diagenetycznymi w jądrze i czapie biohermy: rozległa wczesna morska cementacja i późniejsza meteoryczna stabilizacja mineralogiczna dostarczyła bowiem strukturalnie sztywnej i geochemicznie „inercyjnej” więzby, która nie zmieniała się zasadniczo w trakcie tej fazy diagenезy wglębnej. Niewielki rozwój rozpuszczania pod ciśnieniem w jądrze i przyległych częściach biohermy dostarczył małej ilości węglanu wapnia, z którego większość została zużyta jako syntaksjalne przerosty na fragmentach szkarłupni. Często rozwinęły się także przerosty kwarcu autigenicznego na ziarnach pyłu kwarcowego w facji jądra biohermy.



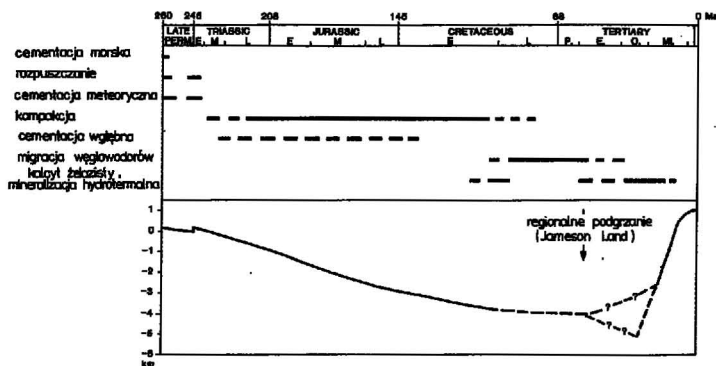
Ryc. 5. Wyniki analiz izotopowych blokowych cementów kalcytowych powstałych przed węglowodorami i „pyłu wadycznego”

Głęboka diagenaza węglbna. Z wyjątkiem syntaksjalnych przerostów, większość miejsc facji jądra i czapy biohermy wykazuje raptowne przejście od syndepozycyjnych, meteorycznie zmienionych, nieżelazistych cementów morskich do wybitnie żelazistego „późnego” kalcytu sparytowego. „Późne” cementy w oczywisty sposób postępują kompakcyjne pęknięcie ziarn i (lub) rozpuszczanie pod ciśnieniem i dlatego musiały powstać na głębokości co najmniej kilkuset metrów. Cementy te, o zawartości Fe średnio 15 000 g/t i Mn średnio 11 000 g/t, to zazwyczaj średnio- i wielokryształowe, równowymiarowe kryształy subhedralne do euhedralnych. W wielu miejscach zarówno w jądrze, jak i czapie w obrębie kalcytów żelazistych występują wrostki węglowodorów lub pozostałość bitumiczna. Wartości izotopów stałych tych cementów żelazistych pokazano na ryc. 5 i 6; cementy powstałe przed węglowodorami nie różnią się zasadniczo od cementów powstałych po węglowodorach. Różne wskaźniki geochemiczne zdają się wskazywać, że tworzenie się cementu żelazistego odbywało się w temperaturze ok. 120–140°C. Rekonstrukcja historii pograżania (ryc. 7) wskazuje, że takie temperatury zostały osiągnięte w późnej kredzie lub najwcześniejszym trzeciorzędzie.

Przyczyna najwidoczniej raptownego zapoczątkowania cementacji kalcytem żelazistym nie jest oczywista, ale wydaje się prawdopodobne, że podwyższone ciśnienie rozтворów porowych w tych biohermach otulonych łupkami i (lub) regionalna aktywność tektoniczna mogło doprowadzić do spękania otaczających ekranów, co umożliwiło wzrost ruchu rozтворów węglbnych w tym — uprzednio — właściwie zamkniętym systemie. Ścisły związek między początkiem cementacji żelazistej i migracją węglowodorową, jak również wybitnie redukcyjna i bogata w metale natura rozтворów, zdają się świadczyć,



Ryc. 6. Wyniki analiz izotopowych późnodiagenetycznych cementów kalcytowych z formacji z Wegener Halv



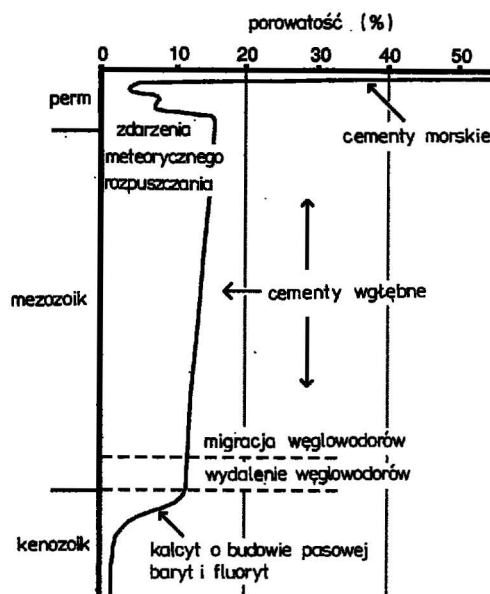
Ryc. 7. Historia pogrzebienia warstw górnego permu w rejonie Wegener Halv i ocena względnego czasu zdarzeń diagenetycznych w facji jądra biohermy formacji z Wegener Halv

że wody wpływały w biohermy z przyległych łupków i (lub) podścielających red beds. W rzeczy samej, proces wytwarzania się węglowodorów sam z siebie mógł przyczynić się do powstania nadciśnienia, zapoczątkowania spękania i odnowienia cyrkulacji rozтворów.

Późna diagenaza. W biohermalnych skałach formacji z Wegener Halv brak pozostałości węglowodorowych: ogromna większość węglowodorów została wypukana ze skał, a ich miejsce zajęły blokowe, wysoce żelaziste cementy kalcytowe. Te sparyty są jednoczesne z minerałami hydrotermalnymi lub nieco je poprzedzają. Minerale hydrotermalne są szczególnie częste w spękaniach, z którymi są czasowo związane, głównie z nieżelazistymi sparytami kalcytowymi o złożonej zonalnej budowie kryształów i o bardzo dużym wzbogaceniu w lekkie izotopy tlenu i węgla (ryc. 6). Wydaje się, że owe kalcyty powstały w wysokiej temperaturze (> 150°C), prawdopodobnie w związku z intruzją dajek i sillów bazaltowych w paleocenie—eocenie (26); badany obszar został wypiętrzony powyżej izotermi 100°C 20 mln lat temu (9), co jest prawdopodobnie górną granicą wieku głównych zdarzeń hydrotermalnych.

DYSKUSJA

Biohermy Wegener były miejscami intensywnej morskiej cementacji, która — w połączeniu z biologiczną inkrustacją i powstaniem osadów wewnętrznych — całkowicie zatarała bardzo istotną pierwotną porowatość jąder bioherm. Jest to charakterystyczne dla większości późnopaleozoicznych budowli zdominowanych przez mszywiolę (2, 3, 5, 10). Osady te mają zazwyczaj 80% (i więcej) pierwotnej przestrzeni porowej, a ich znaczny relief pionowy względem otaczającego dna morza może prowadzić do bardzo długookresowej cyrkulacji wód morskich w porowatym szkielecie. W facji skrzydeł biohermy niskie inicjalne porowatości spowodowane obfitością mikrytu, silnymi zmianami przepuszczalności w kierunku równoległym do warstwowania i wczesno-kompakcyjnym wyciśnięciem rozтворów porowych zapobiegały dopływowi wody morskiej i w ten sposób zminimalizowały wczesną cementację.



Ryc. 8. Porowatość a wiek (głębokość pogrzebienia) w odstawianych się warstwach jądra biohermy formacji z Wegener Halv

Paradoksalnie, bardzo wczesna lityfikacja jądra i czapy rafy zwiększyła jej podatność na zmianę w trakcie meteorycznej ekspozycji. Sztywne jądra rafy i czapy zostały silnie spękanę w czasie cementacji, co pozwoliło słodkim wodom szybko dostawać się do wnętrza kopca. Obfitość niestabilnego aragonitu i (lub) wysoko Mg-kalcytu, występujących w formie botrioidów cementowych, inkrustacji glonowych i otwornicowych, ooidów lub fragmentów małży i glonów listkowatych – *phylloid algae*, prowadziła do intensywnego rozpuszczania, neomorfizmu i freatycznej cementacji w obrębie jąder i czap kopców. Rezultatem była regeneracja porowatości pierwotnie istniejącej w obrębie nowego, stabilnego mineralogicznie (i strukturalnie) szkieletu (ryc. 8). Sztywne warstwy jądra/czapy zawierały tylko niewielką ilość cementów, powstałych w trakcie późniejszego pogrążania, głównie jako przerosty na fragmentach liliowców. W ten sposób w trakcie migracji węglowodorów warstwy jądra miały porowatość w granicach 7–15%. Węglowodory wytworzone w pobliskich morskich łupkach bogatych w materiał organiczny mogły zasilać zarówno warstwy proksymalnego skrzydła, jak i jądra/czapy.

W związku z ruchem roztworów hydrotermalnych w trzeciorzędzie na obszarze Wegener Halvø, wypłukanie węglowodorów i precypitacja kalcytu żelazistego, wypełniającego pory barytu, fluorytu oraz innych minerałów spowodowały, że osady jądra/czapy na koniec nie miały praktycznie ropy, a porowatość ich zawierała się w granicach 2–3% lub mniej.

Fakt, że zwiększanie się porowatości w tych skałach jest związane z subaeralną ekspozycją i meteoryczną przemianą zarówno na granicach większych, jak i mniejszych cykli depozycyjnych (sekwencji) zdaje się wskazywać na to, że takie wzory diagenetyczne są przewidywalne. Z tego względu, jeśli platformy węglanowe lub biohermy zostaną zidentyfikowane sejsmicznie w podłożu basenu Jameson Land, można oczekiwać, że uległy one takiemu samemu zwiększeniu porowatości, jak to jest widoczne w odsłonięciach. Chociaż całkowity brak dolomitu w tych skałach może być zapowiedzią znacznej przemiany pogrążeniowo-diagenetycznej i redukcji porowatości w głębiej pogrążonych profilach (21), to wydaje się prawdopodobne, że systemy porów powiększonych przez rozpuszczanie oraz spękań, charakterystyczne dla jądra kopuła, zachowałyby lepsze właściwości zbiornikowe niż te stwierdzone w przeciętnych wapieniach. W każdym razie, skały węglanowe związane ze strukturalnymi i (lub) depozycyjnymi wyniesieniami mają – jak można przepowiedzieć – najlepsze szanse na przemianę subaeralną i rozwój porowatości o znaczeniu zbiornikowym.

Źródło: T. Peryt

LITERATURA

1. A i s s a o u i D.M. – Sedimentology, 1985 vol. 32 s. 345–361.
2. A h r W.M., R o s s S.L. – Gulf Coast Ass. Geol. Soc. Trans., 1982 vol. 32 s. 185–193.
3. B e a u c h a m p B. – Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 1988 vol. 13 s. 585–589.
4. D a v i e s G.R. – Geology, 1977 vol. 5 s. 11–15.
5. D a v i e s G.R., N a s s i c h u k W.W., B e a u c h a m p B. – Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 1988 vol. 13 s. 658–666.
6. D u n h a m R.J. – SEMP Spec. Publ., 1969 vol. 14 s. 139–181.
7. G i n s b u r g R.N., J a m e s N.P. – Geology, 1976 vol. 4 s. 431–436.
8. G r u s z c z y Ń s k i M., H a ł a s S., H o f f m a n A., M a ł k o w s k i K. – Nature, 1989 vol. 337 nr 6202 s. 64–68.
9. H a n s e n K. – Rapp. Grøn. Geol. Unders., 1988 nr 140 s. 85–89.
10. H o l l i n g w o r t h N.T.J., T u c k e r M.E. – Lecture Notes in Earth Sciences, 1987 vol. 10 s. 23–50.
11. L i g h t y R.G. – SEPM Spec. Publ., 1985 vol. 36 s. 123–151.
12. M a c i n t y r e I.G. – SEPM Spec. Publ., 1985 vol. 36 s. 109–116.
13. M a y n c W. – [In:] G.O. Raasch (ed.) – Geology of the Arctic. Univ. Toronto Press, Toronto 1961 vol. 1 s. 214–233.
14. M a z z u l l o S.J., C y s J.M. – Permian Basin Sect. SEPM Publ., 1977 nr 77–16 s. 151–200.
15. P a u l J. – Geol. Spec. Publ., 1986 nr 22 s. 149–156.
16. P e r y t T.M. – Pr. Inst. Geol., 1984 vol. 109 s. 1–80.
17. P e r y t T.M. – Geol. Soc. Spec. Publ., 1986 nr 22 s. 203–209.
18. P e r y t T.M. – N. Jb. Geol. Palaeont. Mh., 1986 nr 5 s. 307–316.
19. P o p p B.N., A n d e r s o n T.F., S a n d b e r g P.A. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1986 vol. 97 s. 1262–1269.
20. R a s m u s s e n J.A., P i a s e c k i S., S t e m m e r i k L., S t o u g e S. – N.Jb. Geol. Palaeont. Abh., 1990 (in press).
21. S c h m o k e r J.W., H a l l e y R.B. – AAPG Bull., 1982 vol. 66 s. 2561–1570.
22. S c h o l l e P.A., S t e m m e r i k L., H a r p o e t h O. – Jour. Sed. Petrology, 1990 vol. 60 s. 397–410.
23. S c h r o e d e r J.H. – Geol. Rundschau, 1972 vol. 61 s. 708–730.
24. S u r l y k F., H u r s t J.M. et al. – AAPG Mem., 1986 vol. 40 s. 629–659.
25. V e i z e r J., F r i t z P., J o n e s B. – Geochim. Cosmochim. Acta, 1986 vol. 50 s. 1679–1696.
26. W a t t W.S., L a r s e n L.M., W a t t M. – Rapp. Grøn. Geol. Unders., 1986 nr 128 s. 147–156.
27. W e n d t J. – Nature, 1977 vol. 267 s. 335–337.