

JAN MORAWSKI

## CZWARTORZĘDOWE OSADY GŁĘBOKOMORSKIE

**E**POKA LODOWA, która zapanowała na Ziemi z początkiem okresu czwartorzędowego, nie miała jednolitego charakteru. Powszechnie wiadomo, iż fazy transgresji lodowców kontynentalnych w kierunku równika poprzedzane były okresami recesji i ciepłych interglacjałów. Zjawisko to było uwarunkowane zmianami klimatycznymi, które w pewnych okresach wytwarzały warunki sprzyjające tworzeniu się lodowców, w innych zaś powodowały ablację powstałych uprzednio czasz lodowych.

Podział plejstocenu na glacjały i interglacjały oraz ich paralelizacja w różnych obszarach kuli ziemskiej do dziś jeszcze sprawia geologom zajmującym się stratygrafią czwartorzędu wiele kłopotu. Wciąż jeszcze absorbuje badaczy plejstocenu zagadnienie ilości stadiałów oraz interstadiałów, przy czym nie można powiedzieć, by nad tym problemem postawiono już kropkę nad „i“. Co jakiś czas pojawiają się sporne kwestie, które rzucają pewien cień na opracowane już schematy.

Stratygrafia plejstocenu została opracowana dotychczas przede wszystkim na podstawie osadów glacialnych i interglacialnych, występujących w różnych częściach kontynentów, które w plejstocenie przykryte były bądź czaszami lądolodów, bądź lodowcami górskimi. Nie wszędzie zachowały się do dziś osady glacialne i dzielące je — interglacialne, w wielu miejscach zostały one całkowicie zniszczone przez erozję i denudację, a nawet przez egzarycyjną działalność samych lodowców. Dlatego brak jest całkowitych profilów osadów plejstocen-

skich, co uniemożliwia odtworzenie rzeczywistej ilości zlodowaceń, a także charakteru i ilości dzielących je interglacjałów oraz wyciąganie wniosków co do ilości stadiałów i interstadiałów. Ten brak kompletnego materiału do stratygrafii czwartorzędu na obszarach lądowych skierował myśl uczonych do szukania go gdzie indziej — na dnach oceanów. Jeżeli osady lądowe ulegają szybkiej erozji i nie mogą dać nam wystarczających danych do podziału epoki lodowej, to zajmujące największe przestrzenie kuli ziemskiej — osady morskie, mogłyby nam pomóc w odtworzeniu ostatniego odcinka historii Ziemi.

Badanie osadów głębokomorskich poczyniło w ostatnich 10 latach znaczne postępy, przede wszystkim dzięki metodycznym badaniom przeprowadzonym przez szwedzką ekspedycję oceanograficzną na statku „Albatros“ w latach 1947/1948. Pomimo że wydobywanie próbek osadu z dna morskiego sprawia do dziś duże trudności, wyprawie szwedzkiej udało się uzyskać z dna Atlantyku próbki o długości 15—20 m (4). Wyniki te zawdzięczamy przede wszystkim wysiłkom uczonych, którzy ulepszyli stare i opracowywali nowe aparaty do wydobywania próbek z dna morskiego z tą myślą, by można z nich uzyskać jak najdłuższe rdzenie osadów głębokomorskich. Ma to bardzo duże znaczenie, ponieważ prędkość akumulacji materiału na dnie głębokiego morza jest bardzo mała, przeciętnie około 1 cm na 1000 lat (4). Rdzeń osadu metrowej długości odzwierciedla nam więc historię ostatnich 100 000 lat.

Na podstawie dotychczas opracowanego materiału uzyskanego z oceanograficznej ekspedycji szwedzkiej otrzymaliśmy nowe dowody, potwierdzające wielodzielność ostatnich dwu glacjałów, a zwłaszcza zlodowacenia Würm, odnośnie do którego posiadamy najbardziej pewne dane. Dowody te są tym bardziej przekonujące, że pochodzą z obszaru, który od plejstocenu nie uległ prawie żadnym zmianom — jest to międzyzwrotnikowy pas współczesnego Atlantyku.

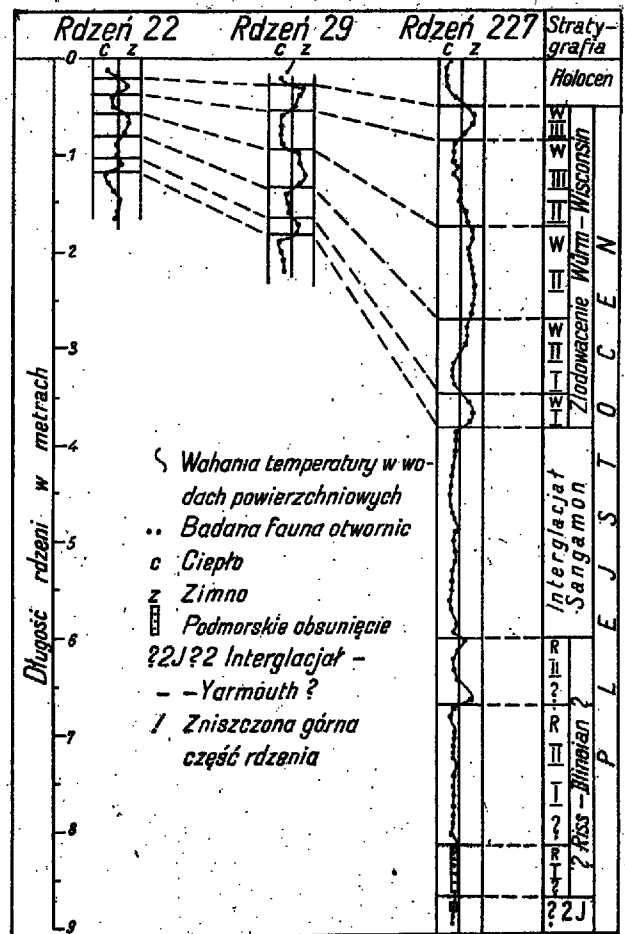
Jeżeli na powierzchni globu ziemskiego zachodziły zmiany klimatyczne, to były one rejestrowane w osadach morskich przez zmianę w faunie otwornic. Te mikroskopijnej wielkości organizmy są bardzo czułym wskaźnikiem temperatury wód (3). Można wyróżnić pewne zespoły otwornic żyjące w wodach ciepłych oraz zespoły związane z wodami chłodnymi. Fakt ten stwierdzono już podczas badania próbek osadów dennych, pobranych przez niemiecką ekspedycję oceanograficzną na statku „Meteor“. Wyprawa niemiecka uzyskała 359 próbek z dna Atlantyku (7) pobranych za pomocą rur uderzeniowych i czerpaków\*. Niestety, próbki tych osadów głębokomorskich osiągały zaledwie granicę między holocenem a plejstoceniem, długość wydobytych rdzeni dochodziła do 0,94 m. Natomiast opracowane już trzy rdzenie osadów z „Albatrosa“ mają kolejno długość: 1,70 m, 2,08 m i 9,09 m. Jak się przypuszcza, najdłuższy rdzeń nie tylko reprezentuje w swojej środkowej części ostatni interglacjał Riss-Würm (eemski)\*\*, ale dolna jego część zawiera osady zlodowacenia Riss i być może kończy się warstewkami mułu globigerinowego, który akumulował podczas interglacjału Mindel-Riss (mazowieckiego). W każdym razie z graficznego zestawienia opracowanego materiału wynika, że podział zlodowacenia Würm na trzy stadiały jest całkiem możliwy.

Warto przypomnieć, że na podstawie teoretycznych bardzo znużonych obliczeń uczony jugosłowiański Milankowicz — wykreślił „krzywą“ obrazującą zmiany ilości ciepła otrzymywanego od słońca na poszczególnych szerokościach geograficznych. Z krzywej tej wynika, że w ciągu ostatniego miliona lat każdy okres lodowcowy był przynajmniej dwudzielny.

Wnioski paleoklimatyczne i opartą na nich stratygrafię końcowego odcinka czwartorzędu szwedzcy uczeni opracowali na podstawie występowania w próbkach osadów głębokomorskich różnych zespołów ciepło- chłodno- i zim-

\* Opis aparatów i sposobu pobierania próbek osadów głębokomorskich znajdzie czytelnik w pracy K. Pożaryskiej (3).

\*\* W nawiasach podano nazwy glacjałów i interglacjałów wg podziału W. Szafera z 1952 r dla obszaru Polski.



Stratygraficzny podział trzech rdzeni osadów głębokomorskich wydobytych z dna Atlantyku przez szwedzką ekspedycję oceanograficzną (wg W. Schotta)

nowodnych otwornic oraz ich wzajemnego stosunku procentowego. Osady głębokomorskie zawierające olbrzymie ilości skorupki otwornic są znacznie rozprzestrzenione. Sam tylko czerwony ił głębinowy zajmuje około 39% powierzchni dna morskiego (4) i 26% ogólnej powierzchni kuli ziemskiej; muł globigerinowy pokrywa 37% obszaru dna i około 25% powierzchni całego globu. Te dwa osady zajmują większą część powierzchni ziemi, a faktycznie pokrywają niemal całe dno głębokich mórz, zajmując ponad 0,75 ogólnej powierzchni dna oceanów. W obszarze otwartego Atlantyku muł globigerinowy i czerwony ił głębinowy zajmują zwarty obszar ciągnący się od 65° szer. północnej po 50° szer. południowej (5).

Współczesne rozmieszczenie żyjących zespołów pelagicznych otwornic w przestrzeniach wodnych oceanów zależy w dużej mierze od temperatury wody, a także od układu prądów wód powierzchniowych. Podobna zależność istniała niewątpliwie i dawniej. Porównanie współczesnego rozmieszczenia zespołów ciepłowodnych i zimnowodnych otwornic na Atlantyku z podobnymi zespołami wymarłymi, któ-

rych skorupki zawarte są w osadach dennych, daje nam możliwość prześledzenia zmian termicznych, jakie zachodziły w wodach powierzchniowych tego oceanu.

Wprawdzie wyciąganie wniosków paleoklimatycznych opierać się powinno na większej ilości próbek osadów głębokomorskich, by wykluczyć moment przypadkowości, to jednak otrzymane już wyniki odnośnie do ostatniego zlodowacenia z trzech opracowanych rdzeni całkowicie się zgadzają. Przy ich opracowywaniu określono w każdej próbce osadu, którego miąższość nie przekraczała 0,5—1,0 cm, poszczególne gatunki otwornic oraz obliczano ich procentowy udział w całej faunie, odliczając jednak przeciętnie 600—800 dorosłych osobników.

W pasie podzwrotnikowym Oceanu Atlantyckiego można wyróżnić dwie grupy otwornic pelagicznych:

- 1) zespół otwornic ciepłowodnych,
- 2) zespół otwornic chłodnowodnych i zimnowodnych.

Fauna ciepłowodna składa się przede wszystkim z:

*Globigerinoides sacculifera* (H. B. Brady)  
*Globigerinoides rubra* (d'Orbigny)  
*Globigerina dubia* (Egger)  
*Globigerinella aequilateralis* (H. B. Brady)  
*Orbulina universa* (d'Orbigny)  
*Globorotalia menardii* (d'Orbigny)  
*Globorotalia tumida* (H. B. Brady)  
*Globorotalia truncatulinoidea* (d'Orbigny)

zaś chłodnowodna aż po zimnowodną z:

*Globigerina bulloides* (d'Orbigny)  
*Globigerina inflata* (d'Orbigny) i innych.

W skład tej fauny wchodzi otwornice charakterystyczne dla chłodnych, a zwłaszcza zimnych obszarów równikowego pasa Atlantyku. Oczywiście nie chodzi tu o otwornice z chłodnych czy zimnych obszarów podbiegunowych i biegunowych.

Najczęstszą i najbardziej rozprzestrzenioną otwornicą ciepłowodną w równikowym pasie Oceanu Atlantyckiego jest *Globigerinoides sacculifera* (H. B. Brady), z tego gatunku składa się ponad 50% całego osadu otwornicowego dna na garbie środkowo-atlantyckim, między równikiem a 20° szer. północnej oraz ponad 40% w obszarze Wysp Zielonego Przylądka. Ku wschodowi wraz z obniżaniem się dna morskiego od garbu środkowo-atlantyckiego do niecki atlantyckiej (rów w okolicach Wysp Zielonego Przylądka) oraz w kierunku zachodnim (odnoga rowu północno-amerykańskiego i rów brazylijski) zmniejsza się procen-

towy udział tej otwornicy. Według W. Schotta (6) skorupki wapienne *Globigerinoides sacculifera* (H. B. Brady) ulegają tu w obrębie czerwonego łu głębinnego szybkiemu rozpuszczeniu przez wody głębinnowe. Podobny spadek w ilościowym występowaniu tej otwornicy obserwuje się także od obszaru Wysp Zielonego Przylądka w kierunku kontynentu afrykańskiego, gdzie udział jej wynosi miejscami nawet poniżej 10%.

Przyczyną tego są wydobywające się na powierzchnię oceanu wzdłuż wybrzeża afrykańskiego (od Tangeru do Cap Blanco) zimne wody głębinnowe oraz chłodne wody płynące od północy prądu kanaryjskiego. Istniejące tu warunki termiczne w wodach powierzchniowych są przeszkodą w rozmnażaniu się ciepłowodnych otwornic.

Jeżeli chodzi o otwornice „chłodnowodne” i „zimnowodne” dla równikowych szerokości Atlantyku, to najważniejsze znaczenie ma *Globigerina bulloides* (d'Orbigny). W przeciwieństwie od poprzedniej można ją spotkać w dość chłodnych wodach prądu kanaryjskiego i zimnych wodach występujących (wzdłuż afrykańskiego wybrzeża), wody te są szczególnie pomyślne dla jej rozwoju. Przeszło 30% występującej tu fauny otwornic składa się z tego gatunku, gdy udział jej w wodach równikowego pasa Atlantyku wynosi najczęściej poniżej 50%.

We wszystkich trzech rdzeniach wydobytych z dna Oceanu Atlantyckiego, których lokalizację uwidacznia zamieszczona tabelka, utrzymuje się stała zmiana w procentowym składzie pelagicznej fauny otwornic.

Nr rdzenia	Szerokość geograficzna pñ.	Długość geograficz. zachodnia	Głębokość morza
22	32°02'	19°30'	4010 m
29	21°24'	46°24'	3180 m
227	16°56'	23°56'	3450 m

Jeżeli zwiększa się procentowo ilość gatunków ciepłowodnych w całej faunie, to jednocześnie zmniejsza się udział gatunków zimnowodnych oraz chłodnowodnych i odwrotnie — przy wzroście liczby gatunków zimnowodnych i chłodnowodnych następuje procentowy spadek gatunków ciepłowodnych.

Ponieważ rozmieszczenie i skład fauny otwornic w dzisiejszym Atlantyku, na obszarach skąd zostały wydobyte próbki osadu, jest znany już z poprzednich wypraw oceanograficznych, możliwe jest porównanie składu faunistycznego otwornic żyjących obecnie ze składem otwornic w poszczególnych próbkach osadu, występujących na różnych wysokościach

w wydobytych rdzeniu. Zmiany w procentowym składzie otwornic powinny nas zorientować, czy wymarłe zespoły żyły w ciepłej czy chłodnej wodzie. Zmieniający się skład pelagicznej fauny otwornic wewnątrz długich rdzeni osadów głębokomorskich dostarcza nam materiałów umożliwiających wnioskowanie o wahanach temperatury w wodach powierzchniowych równikowego pasa Oceanu Atlantyckiego — w najmłodszej geologicznie przeszłości i o ogólnych warunkach klimatycznych, jakie wówczas istniały na globie ziemskim. Oczywiście ostrożność w wyciąganiu wniosków paleoklimatycznych ze zmian w składzie otwornic pelagicznych jest konieczna. Zwraca na to uwagę K. Pożaryska (3), która podkreśla, że nie wszystkie otwornice opadły na dno pochodzą z planktonu powierzchniowego. Duża ich część stanowi głębszy plankton żyjący w strefie położonej na głębokości 200 m, gdzie temperatura wód jest inna niż wód powierzchniowych. Przypuszcza się, że niektóre z otwornic pelagicznych żyją tylko część swego życia na powierzchni oceanu, a w miarę jak ich skorupki stają się cięższe, przebywają one na większych głębokościach.

#### STRATYGRAFICZNY PODZIAŁ OPRACOWANYCH RDZENI

**Rdzeń 22:** krzywa temperatury wykazuje w warstewkach występujących na głębokości między 0,22 m a 0,38 m, następnie między 0,58 m i 0,81 m oraz między 1,06 m do 1,19 m — stosunkowo zimną wodę na powierzchni Oceanu Atlantyckiego. Wpływ zimnej wody na charakter tworzącego się osadu jest najslabszy w warstwie występującej wewnątrz rdzenia, na głębokości 1,06 m do 1,19 m. Wydzielenie krzywej temperatury w warstwie stropowej rdzenia od 0,0 m do 0,22 m nie jest możliwe. Z tych głębokości mamy do dyspozycji tylko jedną próbkę, która składa się z mieszaniny osadu. Wskazuje ona na to, że w czasie akumulacji materiału górnej części rdzenia, (do 0,22 m) na powierzchni równikowego pasa Atlantyku musiała istnieć ciepła woda.

**Rdzeń 29:** także i w tym rdzeniu występują wyraźnie trzy warstwy ze stosunkowo chłodną wodą powierzchniową, a mianowicie od 0,08 m do 0,35 m, następnie 0,75 m — 1,15 m — 1,47 m — 1,67 m. Podobnie jak w rdzeniu poprzednim warstewka najniższa wykazuje stosunkowo najmniej „zimną“ wodę na powierzchni oceanu. Górna część rdzenia 29 nie może być brana pod uwagę, ponieważ przy jego wydobywaniu zostało zniszczone około 0,10 m osadu z partii stropowej. Prędkość akumulacji osadu w rdzeniu 29 była większa niż w rdzeniu poprzednim, gdyż wszystkie wydzielone warstewki są grubsze od odpowiadających im warstewek w rdzeniu 22.

**Rdzeń 227** zawiera do głębokości 3,85 m trzy warstewki odpowiadające „zimnej“ wodzie powierzchniowej, znajdują się one na głębokości 0,50 do 0,85 m; 1,75 — 2,72 m i 3,50 — 3,85 m. Podział tej części rdzenia prawie się zgadza z dwoma poprzednimi, jedynie wydzielone warstewki są znacznie grubsze niż analogiczne w rdzeniach 22 i 29. Osad z dolnej części rdzenia (od 3,85 m do 9,09 m) wskazuje, że woda na powierzchni oceanu była przeważnie ciepła, jedynie między 6,05 a 6,75 m zaznaczają się wpływy zimne. Możliwe jest także, iż podczas sedymentacji materiału odpowiadającej głębokości rdzenia 8,20 — 8,75 m woda na powierzchni była stosunkowo chłodna. Rozstrzygnąć tego jednak nie można, ponieważ na głębokości 8,25 — 8,70 m i 8,83 — 8,90 m w wydobytym rdzeniu znajdował się biogeniczny piasek, który dostał się tu z dalszego sąsiedztwa rdzenia wskutek podmorskiego osunięcia. Zawiera on pomieszane ze sobą zespoły otwornic.

Krzywe temperatur wody powierzchniowej z rdzeni 22 i 29 można dobrze paralelizować z krzywą temperatury rdzenia 227 na odcinku od 0 do + 4,50 m, pomimo że miejsca wydobywania rdzeni były od siebie znacznie oddalone.

Próbki osadów głębokomorskich pobrane z powierzchni dna przez niemiecką ekspedycję oceanograficzną na statku „Meteor“ świadczą, że układ prądów wód powierzchniowych w tej części Atlantyku był u schyłku plejstocenu taki sam jak dzisiaj (W. Schott, 1935).

Powyższe obserwacje wskazują, że nie można łączyć rytmicznych wahań temperatury wody powierzchniowej podczas akumulacji osadu tych trzech rdzeni z lokalnymi zakłóceniami zachodzącymi w powierzchniowej warstwie Atlantyku. Przyczyny te muszą mieć związek z większymi zmianami klimatycznymi zachodzącymi na wielkich obszarach, a więc wahania temperatury wody powierzchniowej, wyróżnione przy opracowywaniu rdzeni, wskazywałyby nam zmiany klimatyczne, jakie zaszły w końcu plejstocenu i w holocenie.

Według W. Schotta (6) biostratygraficzny podział 3 rdzeni osadów głębokomorskich od powiada stratygrafii czwartorzędu, opracowanej na podstawie osadów lądowych. Wygląd on następująco: granica między plejstocenem a holocenem ostro zaznacza się w zmianie fauny wskutek gwałtownego ocieplenia się wód z początkiem holocenu i występuje w rdzeniu 22 na głębokości 0,22 m; w rdzeniu 29 na głębokości 0,08 m i w rdzeniu 227 na głębokości 0,50 m. W ostatnim rdzeniu (227) można rozpoznać także optimum klimatyczne postglacjalu w warstwie od 0,10 m do 0,30 m poniżej dzisiejszej powierzchni dna.

Trzy poziomy, w których występujące zespoły otwornic wskazują na zimną wodę na

powierzchni Atlantyku w rdzeniach 22 i 29 i „zimne“ warstwy rdzenia 227 między 0,00 m i 3,85 m odpowiadają trzem stadiom ostatniego zlodowacenia Würm (bałtyckiego): W I, II, III, natomiast zawarte między nimi warstewki świadczące o cieplej wodzie na powierzchni oceanu odpowiadają dwóm interstadialom W I/II i W II/III. Ostatni interglacjał (eemski), dla którego brak już materiałów w rdzeniach 22 i 29, występuje w rdzeniu 22 poniżej głębokości 1,19 m, w rdzeniu 29 poniżej 1,65 m a w rdzeniu 227 poniżej 3,85 m.

Do tych głębokości można uważać podział stratygraficzny czwartorzędowy za dość pewny, poniżej zaś wolno nam go traktować jako hipotezę, ponieważ opieramy się tylko na jednym rdzeniu (227). W rdzeniu tym zimny charakter wód powierzchniowych zaznacza się na krzywej temperatur wewnątrz warstwy osadu

szere osady drugiego interglacjału (mazowieckiego). Niewątpliwie wyniki z opracowań dalszych rdzeni osadów głębokomorskich rzucają szersze światło na stratyografię niedawnej epoki lodowej i prawdopodobnie potwierdzą wysnu-te już wnioski.

Oceanograficzna ekspedycja szwedzka otrzymała także nowe liczby odnośnie do prędkości procesów sedymentacji osadów głębokomorskich. Zostały one uzyskane na razie z trzech opracowanych rdzeni i zbliżone są do wyników otrzymanych już poprzednio, zwłaszcza przez niemiecką ekspedycję oceanograficzną na statku „Meteor“. Niektóre liczby obrazujące prędkość akumulacji materiału na dnach oceanów podaje w swoim artykule K. Pożaryska (3).

Wyniki szwedzkiej ekspedycji oceanograficznej wyglądają następująco:

Rdzeń	Prędkość akumulacji osadu w ciągu 1000 lat	Rodzaj osadu	Obszar wydobycia próbki	Uwagi
22	10 mm	silnie ilasty muł globigerinowy	na południe od Madery	Zawiera stosunkowo mało otwornic — dlatego wolno się tworzy
29	mm	bardzo silnie ilasty muł globigerinowy	równikowy pas grzbietu środkowoatlantyckiego	duża ilość zawartych w nim otwornic o grubych skorupkach przyspiesza sedymentację
227	mm	ilasty muł globigerinowy	okolica Wysp Zielonego Przylądka	zawiera znaczne domieszki grubego biogenicznego materiału (pteropody, heteropody, szczątki szkarłupni itd) oraz produktów wulkanicznych, zwłaszcza pumeksu

od 6,05 m do 5 m i może wskazywać na drugi stadium zlodowacenia Riss (środkowo-polskiego): R II. Ostatni interglacjał (eemski) występuje w rdzeniu 227 na głębokości od 3,85 m do 6,05 m.

Wskutek porównawczego obsunięcia i wtrącenia obcego materiału nie można stwierdzić, czy na głębokości od 8,20 m po 8,75 m osad pochodzi faktycznie z pierwszego stadia Riss — R I. Gdyby istotnie tak było, wtedy między 8,75 m a 9,09 m zachowałyby się młod-

Oprócz podziału stratygraficznego rdzeni 22, 29 i 227, opartego na otwornicach planktonicznych, przeprowadzono także próbę uzyskania analogicznego podziału z fauny otwornic bentonicznych. Nie dało to jednak pozytywnych wyników, co można było z góry przewidzieć, ponieważ trzy opracowane rdzenie osadów pochodzą z głębokiego dna równikowego pasa Oceanu Atlantycznego, którego wody denne nie różniły się istotnie temperaturą w czasie zlodowacenia i nie różnią się dzisiaj.

#### LITERATURA

- Halicki B. — O geomorfologicznej metodzie wykrywania organogenicznych osadów interglacjałnych i jej konsekwencjach. „Acta Geologica Polonica“ vol. III/1 Warszawa 1953.
- Książkiewicz M. — Geologia dynamiczna. Warszawa 1951.
- Pożaryska K. — Badania dna oceanów. „Wiadomości Muzeum Ziemi“ Tom V. Warszawa 1950/1951.
- Pratje O. — Die Erforschung des Meeresbodens. „Geologische Rundschau“ Band 39, Heft 1. Stuttgart 1951.
- Schott G. — Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg 1944.
- Schott W. — Zur Klimaschichtung der Tiefseesedimente im äquatorialen Atlantischen Ozean. „Geologische Rundschau“ Band 40, Heft 1. Stuttgart 1952.
- Spieß F. — Die Meteor-Fahrt. Forschungen und Erlebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition 1925—1927. Berlin 1928.