

# Meteorologia

Stefan  
Trzeciak

# morska z oceanografią



Wydawnictwo Naukowe PWN

Warszawa 2000

część pierwsza



# Meteorologia

## WSTĘP

**Meteorologia** jest nauką zajmującą się procesami i zjawiskami zachodzącymi w atmosferze, natomiast **oceanografia** - w wodach mórz i oceanów. Zależności, jakie istnieją pomiędzy obydwoma tymi środowiskami, czego przykładem jest np. wywołana pasatami cyrkulacja powierzchniowa wód oceanicznych, łagodzący wpływ oceanów na klimat przyległych obszarów lądowych, charakterystyczne wiatry na pograniczach lądów i mórz, powodują, że dobra znajomość meteorologii nie jest możliwa bez znajomości oceanografii, i na odwrót.

Pierwsza część książki obejmuje zagadnienia z zakresu meteorologii i składa się z trzech rozdziałów. W pierwszym z nich opisano ważniejsze elementy i zjawiska pogodowe oraz istniejące pomiędzy nimi związki, drugi prezentuje tematykę związaną z procesami pogodotwórczymi w szerokościach umiarkowanych (masy powietrza, fronty atmosferyczne i układy baryczne) i w strefie międzyzwrotnikowej (przeważający typ pogody i zaburzenia atmosferyczne), trzeci zaś poświęcono bezpieczeństwu pogodowemu statku (ostrzeżenia i komunikaty meteorologiczne, mapy faksymilowe, obserwacje pogody, zasady unikania cyklonów tropikalnych i planowania podróży oceanicznych).

Część druga zawiera podstawową wiedzę z oceanografii fizycznej - wiadomości na temat wybrzeży oceanicznych i morskich, dna oceanicznego, wody morskiej, związków zachodzących pomiędzy wodami oceanów a atmosferą, falowania, pływów, prądów morskich, cyrkulacji powierzchniowych wód oceanicznych oraz zjawisk lodowych.

Potrzeba ukazania się opracowania o takiej tematyce istniała już od dawna. Większość publikacji z zakresu meteorologii morskiej, mimo wysokiego poziomu merytorycznego (Holec, Prawdzie, Wiśniewski, Gładysz, Zagrodzki i in.), liczy już co najmniej kilkanaście lat i jest na rynku księgarskim, ze względu na brak wznowień, niedostępna. Wydawnictwa dotyczące natomiast oceanografii to, w wielu przypadkach, tłumaczenia z języków obcych (m.in. Riehl, Thurman, Perry i Walker) oraz mające także już kilkanaście lat opracowania autorów polskich (Dera, Druet, Łomniewski, Majewski i in.).

Omawiane zagadnienia przedstawiono w książce zwięźle, bez wdawania się w ich szczegółowe, często niepotrzebne opisy. Zamierzeniem autora było, aby nie zniechęcała ona Czytelników zawiłymi wywodami, lecz dzięki przystępnej i zrozumiałej formie była chętnie czytana.

Autor

# 1. FIZYCZNE PODSTAWY METEOROLOGII

## 1.1. PODSTAWOWE WIADOMOŚCI

### 1.1.1. Pogoda i Klimat

Pogoda to istniejący w danej chwili i miejscu układ czynników pogodotwórczych. Jedne z nich, jak temperatura powietrza i wilgotność, mają charakter ciągły i nazywa się je w meteorologii **elementami pogodowymi**, a inne, jak opady, mgły, wiatry, chmury itp., mają charakter chwilowy lub okresowy i są to **zjawiska pogodowe**. Wszystkie czynniki pogodowe są ze sobą powiązane. Zmiana jednego z nich pociąga za sobą zmianę całego układu, np. pojawienie się chmur obniża w słoneczny dzień temperaturę, spadek temperatury z kolei zwiększa wilgotność względną powietrza i zmniejsza parowanie.

Pogoda ciągle się zmienia. Zmiany te mogą być wywołane zmianami kąta padania promieni słonecznych w ciągu doby i roku oraz zmieniającą się, w dad za tym, ilością dopływającej energii słonecznej, a także napłynięciem innej masy powietrza, frontu atmosferycznego, pojawieniem się chmur itp. Niekiedy każdy dzień przynosi inną pogodę, a czasem jeden typ pogody utrzymuje się przez kilka lub kilkanaście dni.

Duża liczba czynników kształtujących pogodę i ich zmieniające się natężenie sprawiają, że, według kryteriów meteorologicznych, powtórzenie się identycznych pogód jest mało prawdopodobne - układ wszystkich czynników musiałby być idealnie taki sam. Określenie „pogoda słoneczna” lub „pogoda deszczowa” jest uogólnieniem, w którym podkreśla się jej jeden, dominujący akurat, czynnik.

**Klimat** to, w dużym uproszczeniu, „przeciętna pogoda” panująca w danym miejscu i czasie. Termin ten może odnosić się do różnych pod względem wielkości obszarów - kraju, regionu geograficznego, niziny, wyżyny, określonego miasta itp., jak i różnej długości okresów - roku, półrocza, zimy, lata, danego miesiąca itp.

O charakterze klimatu decyduje wiele czynników, z których najważniejsze to szerokość geograficzna, wysokość nad poziomem morza, ukształtowanie powierzchni, odległość od mórz i oceanów, pokrycie terenu.

W odróżnieniu od pogody, klimat jest stabilny i nawet przy porównaniu odległych wieloleci nie wykazuje istotnych zmian. Określone, nie zmieniające się cechy mają np., rozciągające się równoleżnikowo na każdej z półkul od równika po bieguny i przechodzące łagodnie jedna w drugą, **strefy klimatyczne: równikowa, zwrotnikowa, umiarkowana i arktyczna**. Mimo że jedne



z nich otrzymują więcej ciepła, a inne mniej, ich klimat nie zmienia się (stabilność ta istnieje dzięki wymianie ciepła pomiędzy niskimi i wysokimi) szerokościami geograficznymi, w której podstawową rolę odgrywa ogólna cyrkulacja atmosfery oraz oceaniczne prądy głębinowe. Stabilne i zarazem różniące się cechy mają także klimat morski i kontynentalny. **Klimat morski** cechuje duża wilgotność powietrza, łagodne zimy i umiarkowanie ciepłe lata, a **klimat kontynentalny** - suche powietrze, mroźne zimy i upalne lata. Pierwszy z nich jest charakterystyczny m.in. dla zachodniej Europy - przeważająca tu zachodnia cyrkulacja sprawia, że z nad Atlantyku napływa nad nią wilgotne powietrze, które latem obniża temperaturę, a zimą nie pozwala na jej duże spadki. W Irlandii, Anglii, zachodniej i północnej Francji, Belgii, Holandii, a nawet w północnych Niemczech, przeważają w okresie zimowym temperatury dodatnie, podczas gdy w głębi kontynentu - ujemne, spadające niekiedy do kilkunastu i więcej stopni poniżej zera.

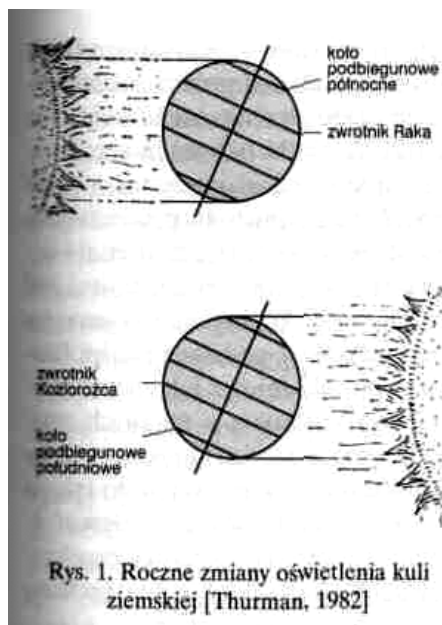
Różnice pomiędzy klimatem morskim i kontynentalnym można także zauważyć w Polsce - w zachodniej i północno-zachodniej części kraju przeważa klimat morski, a we wschodniej i południowo-wschodniej - kontynentalny.

Klimat określa się biorąc pod uwagę średnie arytmetyczne wartości głównych czynników pogodowych obliczanych na podstawie wieloletnich obserwacji. Najczęściej jest to średnia temperatura powietrza oraz średnia liczba dni słonecznych, pochmurnych, wietrznych, mglistych, z opadami, bez opadów itp. w danym miesiącu, sezonie, półroczu, roku. Średnie te uzupełnia się wartościami ekstremalnymi, np. najwyższą i najniższą temperaturą oraz liczbą dni z określonym zjawiskiem odnotowanym w wieloletnim okresie. Im liczba lat przyjętych do obliczenia średnich jest większa, tym średnie te lepiej odzwierciedlają rzeczywiste warunki klimatyczne.

### 1.1.2. Ziemia i jej ruch

Ziemia jest jedną z planet Układu Słonecznego. Jej powierzchnia wynosi  $510,1 \text{ mln km}^2$ , z czego na lądy przypada  $148,8 \text{ mln km}^2$ , a na morza i oceany  $361,3 \text{ mln km}^2$ . Otacza ją powłoka gazowa - atmosfera, w skład której wchodzi, obojętne w stosunku do siebie, gazy.

Ziemia wykonuje dwa ruchy obrotowe - jeden dookoła Słońca i drugi - wokół własnej osi. Pełny **obrót dookoła Słońca** trwa w przybliżeniu 365 dni, 6 godz. i 9 min. Ukośne ustawienie osi ziemskiej do płaszczyzny obrotu powoduje, że pas prostopadłego padania promieni słonecznych przemieszcza się w ciągu jednego obrotu od zwrotnika Raka na półkuli pomocnej do zwrotnika Koziorożca na półkuli południowej, i z powrotem. Raz więc jest oświetlona lepiej jedna, a raz druga półkula (rys. 1).



Rys. 1. Roczne zmiany oświetlenia kuli ziemskiej [Thurman, 1982]

Nad równikiem Słońce znajduje się 21 marca i 23 września (równonoc wiosenna i jesienna). Obydwie półkule są wtedy jednakowo oświetlone, a długość dnia na każdej z nich jest równa długości nocy. Na biegunach jest ono widoczne na wysokości widnokregu. Od 21 marca Słońce zaczyna „przechodzić” na półkulę pomocną i 22 czerwca osiąga zwrotnik Raka. Jest to najdłuższy dzień na tej półkuli (przesilenie letnie), rozpoczynający na niej astronomiczne lato. Obszary powyżej  $66,5^\circ$  szer. geogr. pn. (koło podbiegunowe) są tego dnia oświetlone jego promieniami przez całą dobę - Słońce obniża się tylko do widnokregu i wznosi. Na półkuli południowej jest to dzień najkrótszy, rozpoczynający astronomiczną zimą, a

obszary powyżej  $66,5^\circ$  szer. geogr. pd. są zaciemnione krzywizną Ziemi. Wraz z oddalaniem się Słońca od zwrotnika Raka i zbliżaniem do równika, a następnie do zwrotnika Koziorożca, kąt padania promieni słonecznych na półkuli północnej maleje, a zwiększa się na półkuli południowej. Odpowiednio do tego zmienia się długość dnia i nocy. Zwrotnik Koziorożca Słońce osiąga 22 grudnia. W tym dniu są całkowicie oświetlone obszary za kołem podbiegunowym półkuli południowej, natomiast zaciemnione na półkuli północnej. Na pierwszej z nich jest to jednocześnie dzień najdłuższy, a na drugiej najkrótszy (przesilenie zimowe).

Wynikiem drugiego ruchu obrotowego Ziemi - **dookoła własnej osi**, są pory doby. Jeden obrót Ziemi trwa w przybliżeniu 23 h 56'. Ruch ten odbywa się z zachodu na wschód, przez co Słońce wędruje pozornie ze wschodu na zachód. Wraz z nim ze wschodu na zachód przesuwa się na kuli ziemskiej południe słoneczne i pozostałe pory doby. Różny dla każdej długości geograficznej czas słoneczny sprawił, że konieczne stało się wprowadzenie czasu umownego (lokalnego) - kula ziemska podzielona została na 24 strefy czasowe. Każda z nich obejmuje pas szerokości  $15^\circ$  długości geograficznej i ma ten sam czas, różniący się od czasu strefy sąsiedniej o jedną godzinę. Godzina 1200 w każdej z nich przypada na moment kulminacji Słońca nad centralnie położonym południkiem. W strefie czasu uniwersalnego np., rozciągającej się od  $7,5^\circ$  dł. geogr. wsch. do  $7,5^\circ$  dł. geogr. zach., godzina 1200 przypada na moment kulminacji Słońca nad południkiem  $0^\circ$  dł. geogr. W strefie sąsiadującej z nią bezpośrednio od wschodu jest w tym czasie już godzina 13 00, w następnej 14 00, kolejnej 15 00 itd., gdy tymczasem w sąsiadujących od zachodu - godzina 11 00, 10 00, 09 00 itd.

W żegludze wszystkie informacje podaje się w czasie uniwersalnym ( UTC - *Universal Time Coordinate*). Czas ten na statkach pokazuje chrc metr na mostku

nawigacyjnym. Według tego czasu pracuje także świat służba meteorologiczna. Aby z docierających na statki ostrzeżeń sztor wych, komunikatów meteorologicznych i in. odpowiednio korzystać, na czas uniwersalny przeliczać na czas strefowy. W zachodnich długościach j graficznych czas strefowy ma niższą wartość niż czas UTC, natomiast wschodnich - wyższą. Jeśli np. informacja dotyczy sytuacji o godzinie 1200 UTC, to na statkach znajdujących się na Oceanie Atlantyckim zegar statku będą wskazywać, w zależności od strefy czasowej, godziny przedpołudniowe lub poranne, a na Oceanie Indyjskim - popołudniowe lub wieczorne.

W celu dopasowywania się do czasów obowiązujących w mijanych strefach należy podczas podróży na zachód, kiedy wschód Słońca i inne pory doby przypadają coraz później, przesuwać wskazówki zegarów na statku do tyłu przy podróży na wchód, kiedy przypadają one coraz wcześniej, przesuwać do przodu. Na statkach czynność tę wykonuje się zwykle nocą przy prze czaniu początkowych granic stref, przesuując wskazówki o jedną godzin (na każdej z trzech wacht o 20 min bądź na jednej o całą godzinę).

Przy przekraczaniu linii zmiany daty z zachodu na wschód należy do daty dodać jedną dobę, a przy jej przekraczaniu ze wschodu na zachód – odjąć o jedną dobę.

### 1.1.3. Charakterystyka atmosfery

Kula ziemską jest otoczona gazową powłoką złożoną z mieszaniny gazów i nosi nazwę **atmosfery**. Jej grubość jest, praktycznie biorąc, niemożliw ustalenia, gdyż, na skutek wzrastającego wraz z wysokością rozrzedzenia wietrza, przechodzi ona bez wyraźnej granicy w przestrzeń kosmiczną. ( te są wobec siebie obojętne i nie wchodzą we wzajemne reakcje chemie Najwięcej jest azotu - 78,08%, tlenu - 20,95% i argonu - 0,93% jedne objętościowych. W skład powietrza wchodzi również gazy, takie jak: dw nek węgla, neon, hel, krypton, ksenon, wodór, ozon.

Z meteorologicznego punktu widzenia jednym z najważniejszych sl ników atmosfery jest **para wodna**. Jej ilość w atmosferze ulega zmianom więcej jest jej latem, a mniej zimą. Więcej jest jej także w niskich szerokościach geograficznych niż w wysokich. Jeszcze jednym wyróżniającym ją elementem jest jej możliwość przechodzenia ze stanu gazowego w stan c (kondensacja) lub stały (resublimacja). Dzięki tym przemianom twórz m.in. mgły i chmury.

W przekroju pionowym atmosfery wyróżnia się kilka warstw. Podstawą podziału jest zmieniająca się temperatura powietrza - w jednych z nich m ona wraz z wysokością, a w innych wzrasta. Warstwą najbliższą powierz Ziemi jest **troposfera**. Jej wysokość wyznacza poziom do jakiego docierają prądy wznoszące powietrza - w strefie równikowej sięga ona 15-20 km, w szerokościach umiarkowanych - 10-15 km, a w strefie podbiegunowej - 6-10 km . W warstwie tej temperatura maleje wraz z wysokością i na jej górnej granicy wynosi -50-70°C. Warstwa ta zawiera ok. 80% masy powietrza i ok. 99% masy pary wodnej. W niej odbywa się także większość procesów pogo-

dotwórczych - tworzą się chmury, mgły, występują pionowe i poziome ruchy powietrza, zmienia się temperatura i wilgotność, wykształcają się masy powietrza, fronty atmosferyczne, układy baryczne niskiego i wysokiego ciśnienia, tworzą zaburzenia tropikalne itp.

Ponad troposferą rozciąga się **stratosfera**. Sięga ona do wysokości 50-60 km, a temperatura na pograniczu z mezosferą wzrasta do ok. 0°C. Szczególnie wyraźne przyrosty temperatury następują w jej części środkowej i górnej. Ten szybki wzrost jest spowodowany większą na tym poziomie koncentracją ozonu (O<sub>3</sub>) - gazu absorbującego promienie słoneczne. W stratosferze zachodzi większość barwnych zjawisk optycznych - m.in. srebrzyste obłoki, nocne świecenie nieba.

Nad stratosferą znajduje się **mezosferą**, której górna granica biegnie na wysokości 85 km. W warstwie tej temperatura ponownie maleje z wysokością i obniża na jej górnej granicy do 75-90°C. Powietrze w tej warstwie jest już znacznie rozrzedzone.

Kolejna warstwa to **termosfera**. Sięga ona do wysokości 800 km. Podobnie jak w stratosferze, temperatura zwiększa się w niej wraz z wysokością i osiąga wartość ok. 1500°C.

Najbardziej zewnętrzną warstwą atmosfery, przechodzącą już bezpośrednio w przestrzeń kosmiczną, jest **egzosfera**. Mała gęstość powietrza sprawia, że cząsteczki powietrza osiągają bardzo duże prędkości.

Niezależnie od omówionych warstw, w atmosferze wyróżnia się jeszcze **jonosferę** - warstwę rozciągającą się na wysokości od 80 do 400 km, którą charakteryzuje zwiększona koncentracja wolnych elektronów i jonów. Składa się ona z kilku cieńszych warstw, w których zawartość elektronów i jonów w dużym stopniu zależy od pory roku i doby oraz aktywności Słońca - ich zwiększona liczba zimą i w ciągu nocy wpływa na polepszenie propagacji fal radiowych.

## 1.2. CIEPŁO W ATMOSFERZE

### 1.2.1. Promieniowanie słoneczne

**Promieniowanie** to zjawisko wysyłania fal elektromagnetycznych przez ciała, których temperatura jest wyższa od zera bezwzględnego, tzn. 0 w skali

Kelvina (0 K = -273,3°C).

Największym źródłem promieniowania i głównym źródłem energii docierającej do Ziemi jest Słońce - gigantyczna kula rozżarzonych gazów, głównie wodoru - 72,7% masy i helu - 26,2% masy. Wysyłane przez Słońce promienie biegną w przestrzeni kosmicznej z prędkością 300 000 km/s. Odległość od Słońca do Ziemi, wynoszącą średnio ok. 150 mln km (wahania w ciągu roku od 148 do 152 mln km), pokonują one w czasie 8,3 min.

Dla oka ludzkiego widzialny jest tylko niewielki zakres promieniowania, mieszczący się w granicach od 0,40 do 0,76  $\mu\text{m}$  (mikrometr =  $10^{-6}$  m). Promieniowanie o falach krótszych od 0,40  $\mu\text{m}$  nosi nazwę **fal nadfioletowych**, natomiast o falach dłuższych od 0,76  $\mu\text{m}$  - **podczerwonych**. Promienie widzialne, np. rozszczepione przez pryzmat (od najkrótszych do najdłuższych), przedstawiają gamę barw od fioletowej, przez niebieską, zieloną, żółtą, pomarańczową do czerwonej. Układając się w ten sposób na niebie tworzą, obserwowaną nieraz po deszczu, tęczę.

Tabela. 1. Klasyfikacja widma widzialnego fal słonecznych

Promieniowanie	Barwa	Długość fali ( $\mu\text{m}$ )
Podczerwone	-	> 0,76
Widzialne	czerwone	0,76 – 0,62
	pomarańczowe	0,62 – 0,59
	żółte	0,59 – 0,56
	zielone	0,56 – 0,50
	niebieskie	0,50 – 0,45
	fioletowe	0,45 – 0,40
Nadfioletowe	-	< 0,40

Tylko ok. 80% światła z zakresu fal widzialnych przechodzi przez atmosferę do powierzchni Ziemi. Pozostała część jest przez nią pochłaniana, rozprasza się w niej i jest przez nią odbijana. Osłabienie natężenia promieniowania słonecznego w atmosferze nosi nazwę **ekstynkcji**.

**Pochłanianie** jest selektywne, tzn. określone gazy tworzące powietrze atmosferyczne pochłaniają fale o różnej długości i w różnym stopniu. Oprócz gazów do pochłaniania promieniowania słonecznego przyczyniają się zanieczyszczenia atmosfery, np. pyły, sadze, a także para wodna, kryształki lodu i in. W największym stopniu jest pochłaniane promieniowanie podczerwone. W jego wyniku energia promienista zamienia się w energię cieplną (powierzchnie absorbujące to promieniowanie ogrzewają się).

**W rozpraszaniu** promieniowania główny udział mają także cząsteczki gazów, pyłów i wody. Padające na nie promienie wywołują w nich drgania elektromagnetyczne, które są przekazywane we wszystkich kierunkach. W największym stopniu są rozpraszane krótkie fale świetlne (barwy od fioletowej do niebieskiej), a w najmniejszym fale świetlne w zakresie pasma długiego (barwy od czerwonej do pomarańczowej). Większe rozpraszanie promieni krótkich, fioletowych i niebieskich, nadaje niebu błękitne zabarwienie.

Barwa ta zmienia się na jasnoszarą, kiedy powietrze zawiera dużo zanieczyszczeń i rozproszeniu ulegają także inne, dłuższe od niebieskich fale. Również obniżające się nad widnokregiem Słońce nie jest wtedy złociste,

lecz zmienia kolor na pomarańczowy, a nawet czerwony.

Promieniowanie słoneczne dociera do powierzchni Ziemi jako **bezpośrednie i rozproszone**. Natężenie promieniowania bezpośredniego rośnie wraz ze wzrostem wysokości Słońca nad horyzontem, maleje natomiast na skutek zachmurzenia lub zanieczyszczenia atmosfery. Przy całkowitym zachmurzeniu dociera do Ziemi tylko promieniowanie rozproszone.

Suma promieniowania bezpośredniego i rozproszonego nosi nazwę **promieniowania całkowitego**. Ilość docierającego do Ziemi promieniowania całkowitego zależy od szerokości geograficznej, pory roku i doby, stopnia zachmurzenia nieba, przezroczystości atmosfery, wysokości terenu nad poziomem morza itp.

Część promieniowania słonecznego, które dochodzi do Ziemi, odbija się od niej, a część przekształca się w energię ciepłą. Ilość promieniowania odbitego zależy głównie od barwy i rodzaju podłoża. Najwięcej odbijają go powierzchnie gładkie i o jasnych barwach, a najmniej czarne, matowe. Procentowy stosunek ilości promieniowania odbitego do ilości promieniowania padającego nosi nazwę **albedo**. Albedo świeżo spadłego śniegu jest wysokie i wynosi 70-80%, a ciemnej gleby tylko 15-20%. Jednocześnie powierzchnie o wysokim albedo nagrzewają się mniej, a o małym - bardziej.

Albedo wody zmienia się wraz ze zmianą kąta padania promieni słonecznych. Gdy Słońce jest w zenicie, od powierzchni wody odbija się zaledwie kilka procent promieniowania słonecznego, natomiast gdy znajduje się nisko nad horyzontem - prawie w całości.

Energia ciepła docierająca od Słońca do Ziemi sprawia, że staje się ona także źródłem promieniowania (zwanego często wypromieniowaniem). Emitowane przez nią fale są falami długimi (podczerwień) mieszczącymi się w zakresie od 4 do 100  $\mu\text{m}$ . Przeważająca część promieniowania powierzchni Ziemi jest pochłaniana przez atmosferę, a głównie przez znajdującą się w niej parę wodną (ok. 60%) i dwutlenek węgla (ok. 20%) oraz różne zanieczyszczenia.

Wzrost temperatury, będący wynikiem zatrzymywania i magazynowania ciepła w atmosferze powstającego na skutek promieniowania podczerwonego emitowanego przez Ziemię, jest określany mianem **efektu szklarniowego** (cieplarnianego). Obserwowane w ostatnich kilkudziesięciu latach zwiększanie się w atmosferze ilości dwutlenku węgla i innych zanieczyszczeń powoduje nasilenie się efektu szklarniowego, a tym samym stałe, prawie niezauważalne zmiany klimatyczne.

Źródłem wtórnego promieniowania długofalowego jest również atmosfera. Wysyłane przez nią w kierunku Ziemi promieniowanie to **promieniowanie zwrotne atmosfery**. Różnica pomiędzy ilością promieniowania emitowanego przez powierzchnię Ziemi a promieniowaniem zwrotnym atmosfery nosi

nazwę **promieniowania efektywnego Ziemi**. Przy dużym zachmurzeniu warstwowym, a także podczas mgły, promieniowanie to spada niekiedy do zera.

Różnica pomiędzy ilością energii słonecznej pochłoniętej przez powierzchnię Ziemi a energią traconą przez nią w wyniku promieniowania efektywnego jest nazywana **bilansem promieniowania**. Bilans dodatni oznacza przewagę ilości promieniowania słonecznego, natomiast ujemny - przewagę ilości promieniowania efektywnego Ziemi.

Wartość bilansu promieniowania zależy od kąta padania promieni słonecznych i zmienia się podczas doby i roku. W ciągu doby dodatnim bilansem promieniowania charakteryzuje się część dnia począwszy od wzniesienia się Słońca na wysokość kilkunastu stopni nad widnokregiem, kiedy jego promienie *zaczynają* ogrzewać powierzchnię Ziemi, do chwili jego kulminacji. Potem, w miarę obniżania się położenia Słońca oraz upływu godzin nocnych, staje się on coraz bardziej ujemny.

W ciągu roku wędrówka Słońca między zwrotnikami powoduje zwiększony dopływ energii słonecznej na jednej lub na drugiej półkuli. Zużycie ciepła na ogrzanie wód i kontynentów sprawia, że odczuwalne podnoszenie się temperatury, związane ze zwiększaniem się kąta padania promieni słonecznych, jest o kilka tygodni opóźnione. Opóźnienie to jest większe na obszarach nad-oceanicznych - choć Słońce osiąga zwrotnik Raka w czerwcu, najcieplejszym miesiącem w umiarkowanych szerokościach półkuli północnej jest lipiec, a na obszarach leżących nad oceanem - sierpień.

Na kuli ziemskiej dodatni bilans promieniowania mają obszary znajdujące się w niskich szerokości geograficznych. Granica strefy dodatniego bilansu biegnie mniej więcej wzdłuż  $40^\circ$  szer. geogr. na półkuli północnej i  $35^\circ$  szer. geogr. na półkuli południowej. Różnica ta wynika z większej zasobności pierwszej z tych półkul w wody oceaniczne, które potrzebują więcej ciepła do ogrzania się niż kontynenty. Mimo dodatniego bilansu cieplnego temperatura tej strefy nie podnosi się z roku na rok, gdyż nadmiar ciepła jest z nich przekazywany obszarom o ujemnym bilansie.

### 1.2.2. Przenoszenie ciepła

Ciepło z ogrzanej powierzchni Ziemi przenika w głąb podłoża oraz rozprzestrzenia się w atmosferze. Rozprzestrzenianie następuje głównie w wyniku: przewodnictwa ciepła, konwekcji termicznej, adwekcji termicznej i turbulencji.

**Przewodnictwo ciepła** polega na bezpośrednim przekazywaniu energii cieplnej przez cząsteczki podłoża najbliższemu cząsteczkom powietrza. Te przekazują je następnym itd. Proces ten odbywa się głównie w najniższej, przygruntowej warstwie powietrza.

**Konwekcja termiczna** to ruch powietrza w pionie - unoszenie się ciepłego powietrza i jednocześnie opadanie chłodniejszego. W przypadku silnego ogrzania podłoża i zalegającego nad nim powietrza tworzą się strumienie przeradzające się niekiedy w potężne, dochodzące do najwyższych partii troposfery **prądy wstępujące**. Najbardziej rozwinięta konwekcja termiczna występuje w strefie okołorównikowej - prądy powietrza sięgają 18-20 km wysokości. W szerokościach umiarkowanych prądy konwekcyjne pojawiają się najczęściej w upalne dni, głównie w godzinach popołudniowych. Sprzyja im różny stopień ogrzania podłoża.

**Adwekcja termiczna** to poziome przenoszenie ciepła często na duże, liczące setki i tysiące kilometrów, odległości. Przenoszenie to odbywa się głównie za pośrednictwem mas powietrza przemieszczających się z obszarów powstania nad inne rejony kuli ziemskiej. Ciepła masa powietrza, powstała nad ciepłym podłożem, napływając w obszary chłodu przynosi ocieplenie (adwekcja ciepła), natomiast chłodna masa, uformowana nad chłodnym podłożem, napływając w obszary ciepła przynosi ochłodzenie (adwekcja chłodu).

**Turbulencja** to nieuporządkowane mieszanie się cząsteczek powietrza i jego większych objętości zachodzące w różnych kierunkach i na różnych wysokościach. W jej wyniku ciepło rozprzestrzenia się w atmosferze po bardzo złożonych torach.

Bardzo ważną rolę w procesach przenoszenia ciepła w atmosferze odgrywają także **przemiany fazowe wody**. Zmiana ze stanu gazowego w ciekły (skraplanie) i stały (resublimacja) powoduje wydzielanie się ciepła, natomiast przechodzenie ze stanu ciekłego (parowanie) i stałego (sublimacja) w gazowy - jego pobieranie. Procesy te odbywają się stale, na różnych poziomach i z różnym natężeniem.

### 1.2.3. Stany termicznej równowagi atmosfery

W najniższej warstwie atmosfery, troposferze, temperatura powietrza obniża się wraz z wysokością. Jest to naturalny spadek wywołany m.in. zwiększającym się rozrzedzeniem powietrza. Wielkość tego spadku określa **pionowy gradient temperatury**. W szerokościach umiarkowanych do wysokości 10 km wynosi on **średnio 0,6°C na 100 m**. Rzeczywisty gradient zmienia się w szerokim zakresie i zależy od szerokości geograficznej, pory roku, rodzaju podłoża, jego pokrycia itp. Duże wahania wykazuje on także w przekroju pionowym troposfery, np. w przyziemnych warstwach powietrza nad ogrzonym podłożem może przekraczać 1°C na 100 m. Oznaką obniżania się temperatury powietrza wraz z wysokością i osiągnięcia przez nią ujemnych wartości jest np. utrzymywanie się przez cały rok śniegu w wysokich partiach gór.



Zmiany temperatury wraz z wysokością następują także w powietrzu będącym w ruchu, a więc w prądach konwekcyjnych, podczas pokonywania przez nie wzniesień i opadania za nimi itp. Przy unoszeniu się powietrza jego temperatura obniża się, a przy opadaniu wzrasta. Ze względu na to, że procesy ochładzania się powietrza i jego ogrzewania odbywają się bez wymiany ciepła z powietrzem otaczającym są nazywane **procesami adiabatycznymi**.

**Gradient adiabatyczny** w unoszącym się powietrzu do poziomu kondensacji (wysokość, od której rozpoczyna się w nim skraplanie pary wodnej) wynosi średnio  $1^{\circ}\text{C}$  na 100 m (gradient suchoadiabatyczny), natomiast powyżej niego - średnio  $0,5^{\circ}\text{C}$  na 100 m (gradient wilgotnoadiabatyczny). Przyczyną wolniejszego spadku temperatury powyżej poziomu kondensacji jest wydzielenie się ciepła w procesie skraplania.

W opadającym powietrzu gradient adiabatyczny nie zmienia się i wynosi średnio  $1^{\circ}\text{C}$  na 100 m.

Procesy adiabatyczne nie występują w atmosferze w czystej postaci, gdyż zarówno powietrze unoszące się, jak i opadające, nie jest odizolowane od pozostałej jego części. Dużą rolę odgrywa także mieszanie się powietrza.

W zależności od kształtowania się gradientu temperatury i gradientu adiabatycznego wyróżnia się trzy stany termicznej równowagi atmosfery: stałą, chwiejną i obojętną.

**Równowaga stała** istnieje wtedy, gdy ruch określonej objętości powietrza (do góry lub w dół) wywołuje pojawianie się sił hydrostatycznych powodujących jego powrót do pierwotnego poziomu. Sytuacja taka występuje, gdy przy ruchu powietrza do góry jego temperatura obniża się szybciej niż w powietrzu otaczającym, a przy ruchu w dół - szybciej wzrasta. Różnice te powodują, że na określonym poziomie ich temperatury wyrównują się (a tym samym ciężary właściwe powietrza) i ruch powietrza ustaje.

**Równowaga chwiejna** występuje, gdy pionowy ruch objętości powietrza wywoła pojawienie się sił hydrostatycznych, które będą go wznagały. Aby ruch ten mógł istnieć, temperatura unoszącego się powietrza musi być na każdym poziomie wyższa, a opadającego niższa od powietrza otaczającego.

W warunkach równowagi chwiejnej następuje rozwój konwekcji termicznej. Szczególnie duży jest on w strefie przy równikowej, gdzie potężne prądy wstępujące powietrza docierają na wysokość kilkunastu kilometrów. W szerokościach umiarkowanych silna konwekcja pojawia się najczęściej w godzinach popołudniowych przy słonecznej, upalnej pogodzie. Wynikiem konwekcji termicznej są chmury kłębiaste. Przy silnych prądach wznoszących są one mocno rozbudowane w pionie.

**Równowaga obojętna** istnieje wówczas, gdy ruch danej objętości powietrza w pionie nie wywołuje pojawienia się sił hydrostatycznych hamujących lub

wspomagających go. Występuje ona, gdy zmiany temperatury tej objętości są równe zmianom w powietrzu otaczającym.

**Pionowy rozkład temperatury** powietrza jest w troposferze bardzo zróżnicowany i zależy od szerokości geograficznej, rodzaju podłoża, pory roku i doby, zachmurzenia itp. Często *zdarza się*, że w określonej warstwie temperatura nie obniża się wraz z wysokością, lecz wzrasta lub nie zmienia się. Zjawisko, kiedy temperatura zwiększa się wraz z wysokością, nosi nazwę **inwersji temperatury**, a warstwa, w której się to dzieje - **warstwy inwersyjnej**. Gdy temperatura warstwy nie zmienia się wraz z wysokością, wówczas zjawisko to jest określane jako **izotermia**.

Izotermia często jest stanem przejściowym, który przechodzi w inwersję temperatury. Warstwy inwersyjne występują na różnych poziomach, a ich miąższość wynosi od kilku do kilkuset i więcej metrów. Ze względu na wysokość występowania dzielą się one na **dolne** - stykające się z powierzchnią Ziemi i **górne** - zawieszone w troposferze na określonej wysokości. Do pierwszych zalicza się inwersje radiacyjne i adwekcyjne, a do drugich - inwersje osiadania, turbulencyjne i frontowe.

**Inwersja radiacyjna** powstaje najczęściej nocą w przygruntowej, kilku- lub kilkunastometrowej warstwie powietrza podczas pogody bezchmurnej i bezwietrznej lub ze słabym wiatrem. Jest ona wynikiem wypromieniowania ciepła z podłoża. Inwersja ta zanika zazwyczaj po wschodzie Słońca i ogrzaniu się podłoża. Nad pokrytymi lodem obszarami morskimi może utrzymywać się przez dłuższy okres.

**Inwersja adwekcyjna** tworzy się najczęściej w ciepłej masie powietrza napływającej nad chłodniejsze podłoże. Sięga ona najczęściej kilkudziesięciu, a niekiedy kilkuset metrów wysokości. Nad obszarami morskimi powstaje ona przy napływie ciepłego powietrza nad rejony chłodnych prądów morskich, a także przy napływie powietrza znad otwartej przestrzeni wodnej nad obszar pokryty zwartym lodem. Inwersji tej często towarzyszy, zajmująca rozległe przestrzenie, mgła (adwekcyjna).

**Inwersja osiadania** powstaje, gdy opadające powietrze ulega sprężeniu i adiabatycznemu ogrzaniu. Inwersja osiadania tworząca się w stacjonarnych ośrodkach wysokiego ciśnienia zajmuje powierzchnie o średnicy kilkuset i więcej kilometrów. Szczególnie duży, prawie o stałym charakterze, rozwój inwersji osiadania obserwuje się w szerokościach okołozwrotnikowych (inwersja pasatowa); jest on związany z opadaniem powietrza w centrach wyżów podzwrotnikowych (zob. podr. 2.2).

**Inwersja turbulencyjna** tworzy się, gdy na określonej wysokości w troposferze występuje warstwa o silnym poziomym ruchu powietrza. Zassanie ku dołowi powietrza z poziomów położonych wyżej oraz, ku górze, powietrza

będącego niżej powoduje utworzenie się dwóch warstw wyraźnie różniących się temperaturą. Jedną z nich tworzy powietrze pociągnięte w dół, które uległo sprężeniu i ogrzaniu, a drugą - powietrze pociągnięte do góry, które uległo rozprężeniu i ochłodzeniu.

**Inwersja frontowa** jest związana z ciepłym frontem atmosferycznym - nad ustawioną ukośnie do powierzchni Ziemi płaszczyzną frontową znajduje się ciepłe powietrze, a pod nią powietrze cięższe, chłodne.

Warstwy inwersyjne, szczególnie górne, mają bardzo ważne znaczenie pogodotwórcze. Zmniejszając konwekcję termiczną, są czynnikiem ograniczającym tworzenie się chmur o rozwoju pionowym.

### 1.3. PARA WODNA W ATMOSFERZE

Para wodna w atmosferze jest jednym z najważniejszych czynników pogodotwórczych. Dzięki jej przemianom z fazy gazowej w ciekłą lub stałą tworzą się chmury, mgły, zamglenia, powstają opady atmosferyczne, a na powierzchni gruntu osadza się rosa, szron, szadź itp. Zawartość pary wodnej w powietrzu wynosi od 0,2% jednostek objętościowych w szerokościach podbiegunowych do 2,5% jednostek objętościowych w pobliżu równika. Jej obecność w atmosferze jest wynikiem parowania powierzchni wodnych, parowania powierzchni lądowych, transpiracji (parowania) roślin itp.

**Parowanie** to proces przechodzenia wody ze stanu ciekłego do stanu lotnego, gazowego, polegający na odrywaniu się cząsteczek wody od jej powierzchni i ich przenikaniu do atmosfery. Odrywają się cząsteczki, których energia kinetyczna przewyższa siłę przyciągania molekularnego wody.

Para wodna, jak każdy gaz, wywiera ciśnienie, które nosi nazwę **prężności pary wodnej** i jest wyrażane w jednostkach ciśnienia - hPa. Ilość pary wodnej, jaką może pomieścić powietrze, jest ograniczona i zależy od jego temperatury - im jest ona wyższa, tym więcej.

Mianem **pary wodnej nasyconej** określa się jej ilość, jaka w danej temperaturze osiągnie najwyższą możliwą prężność, a ciśnienie jakie wywiera - **prężnością maksymalną pary nasyconej lub prężnością maksymalną ( $E$ )**.

Maksymalną prężność pary wodnej w różnych temperaturach oraz odpowiadającą jej ilość wody w  $1 \text{ m}^3$  powietrza, określanej jako **wilgotność bezwzględna**, przedstawia tabela 2.

Tabela 2. Maksymalna prężność pary wodnej i odpowiadające jej wartości wilgotności bezwzględnej powietrza

Temperatura ( $t$ °C)	-15	-10	-5	0	5	10°	15	20°	25	30
Prężność (hPa)	1,9	2,9	4,2	6,1	8,7	12,3	17,1	23,4	31,7	42,5
Wilgotność bezwzględna (g H <sub>2</sub> O/m <sup>3</sup> )	1,6	2,4	3,4	4,8	6,8	9,4	12,8	17,3	23,1	30,4

Prężność pary wodnej, jaką w danym momencie ma powietrze, jest nazywana **prężnością aktualną** ( $e$ ).

Różnica pomiędzy prężnością pary wodnej nasyconej w danej temperaturze a jej prężnością aktualną nosi nazwę **niedosytu wilgotności powietrza** ( $d$ )

$$d = E - e \text{ (hPa)}$$

Niedosyt wilgotności zwiększa się wraz ze wzrostem temperatury powietrza i maleje z jej obniżaniem się. Wynika to z niejednakowej reakcji prężności maksymalnej i aktualnej na zmiany temperatury - przy jej wzroście prężność maksymalna zwiększa się szybciej niż aktualna (spowodowana intensywniejszym parowaniem) i różnica pomiędzy nimi powiększa się. Przy obniżaniu się natomiast maleje tylko prężność maksymalna, podczas gdy aktualna pozostaje na tym samym poziomie (lub nieznacznie rośnie, gdyż procesy parowania i transpiracji trwają nadal), więc różnica pomiędzy nimi się zmniejsza.

Procentową wartość aktualnej prężności pary wodnej w danej temperaturze w stosunku do jej prężności maksymalnej w tej samej temperaturze wyraża **wilgotność względna** ( $f$ ).

$$f = e / E * 100\%$$

Wilgotność względna, podobnie jak niedosyt, zmienia się wraz z temperaturą, ale zależność ta ma charakter odwrotny - z tych samych co poprzednio przyczyn przy wzroście temperatury wilgotność względna maleje (szybciej powiększa się mianownik ułamka), a przy jej spadku - wzrasta.

Przy odpowiednio dużym spadku temperatury prężność aktualna pary wodnej staje się równa prężności maksymalnej - powietrze osiąga stan nasycenia. Niedosyt osiąga wówczas 0 hPa, natomiast wilgotność względna - 100%. Temperatura, w której do tego dochodzi, nosi nazwę **temperatury punktu rosy**. Dalsze obniżanie się temperatury powoduje skraplanie się nadmiaru pary wodnej. Ilość skroplonej pary zależy od wielkości obniżenia się temperatury poniżej temperatury punktu rosy i od nasycenia powietrza parą wodną (wilgotności bezwzględnej).

W ciągu doby najmniejszy niedosyt, a *zarazem* największą wilgotność względną, notuje się w godzinach największego wychłodzenia. Nocą, gdy temperatura spada poniżej temperatury punktu rosy, tworzy się mgła, rosa, a w temperaturach ujemnych - szron. Wraz z podnoszeniem się Słońca nad widnokregiem i wzrostem temperatury niedosyt się zwiększa, a wilgotność względna maleje. Największy niedosyt i najmniejszą wilgotność względną obserwuje się, gdy jest najcieplej - we wczesnych godzinach popołudniowych.

Zimą nad obszarami lądowymi w szerokościach umiarkowanych średni dobowy niedosyt wilgotności stosunkowo rzadko przekracza 10 hPa, natomiast średnia dobowa wilgotność względna waha się od poniżej 80 do 95%. Latem niedosyt może dochodzić do 20 hPa, a wilgotność względna spadać do 50-60%. W upalne południe niedosyt przekracza często 30 hPa; wilgotność względna sięga wtedy zaledwie 20-40%.

### 1.3.1. Produkty kondensacji pary wodnej

Warunkami umożliwiającymi kondensację pary wodnej zawartej w atmosferze jest **spadek temperatury** poniżej temperatury punktu rosy i obecność w powietrzu **jąderek kondensacji**, czyli stałych cząsteczek (wielkości od dziesiątych do setnych części mikrometra), na których mogą osiadać drobiny skroplonej pary wodnej. Najczęściej są nimi kryształki soli morskich, drobne ziarenka piasku, sadze, pyły i inne zanieczyszczenia atmosfery, a także kryształki lodu. Produkty kondensacji są zawieszane w powietrzu, przyczyniając się do powstawania mgieł, zamglenia i chmur lub osadzają się na podłożu w postaci osadów atmosferycznych.

#### 1.3.1.1. Mgły i ich rodzaje

Produktami skraplania się pary wodnej w warstwach troposfery bliższych powierzchni Ziemi są mgły. **Mgła** to zawiesina mikroskopijnych kropelek wody w powietrzu ograniczająca widzialność poniżej 1 km (zmniejszanie widzialności do 10 km jest nazywane zamgleniem). Zależnie od warunków powstania dzieli się je na mgły powstałe na skutek **ochłodzenia lub parowania**.

Do mgieł powstających na skutek ochłodzenia należą m.in. **mgły radiacyjne** (z wypromieniowania). Są to najczęściej mgły lokalne powstające w wyniku ochłodzenia przyziemnych warstw powietrza przez wyziębione podłoże. Tworzą się zwykle w godzinach nocnych, a czasem już wieczornych i zanikają po wschodzie Słońca. Ich powstawaniu sprzyja bezchmurna pogoda, duża zawartość wilgoci w powietrzu i słaby, ledwie odczuwalny, wiatr. Sięgają kilku lub kilkunastu metrów wysokości. Zimą mogą zalegać przez dłuższe okresy i obejmować większe obszary, a ich wysokość może dochodzić do kilkuset metrów.

Mgły tego rodzaju pojawiają się najczęściej podczas pogody wyżowej, kiedy brak chmur sprzyja wychładzającemu, długofalowemu promieniowaniu powierzchni Ziemi. Nad akwenami morskimi pojawiają się w miejscach, gdzie zalega stała pokrywa lodowa.

Innym rodzajem mgieł powstających na skutek ochłodzenia są **mgły adwekcyjne**. Tworzą się one w wyniku ochłodzenia dolnych warstw ciepłej i wilgotnej masy powietrza, napływającej nad chłodniejsze podłoże, a także w wyniku ochłodzenia się ciepłego, wilgotnego powietrza po wymieszaniu się z napotkanym chłodniejszym. Mgły adwekcyjne obejmują zwykle duże, liczące dziesiątki i setki kilometrów obszary, a ich wysokość sięga kilkudziesięciu, a nawet kilkuset metrów. Niekiedy łączą się one bezpośrednio z chmurami. Bardzo często występują na pograniczu obszarów morskich i lądowych w warunkach, kiedy ciepłe wilgotne powietrze morskie napływa nad chłodniejszy ląd lub ciepłe powietrze znad lądu przemieszcza się nad chłodniejszą powierzchnię morza.

Mgły tego rodzaju, zwykle o bardzo dużej intensywności, także są obserwowane na akwenach oceanicznych. Dotyczy to głównie miejsc, gdzie spotykają się ze sobą ciepłe i zimne prądy oceaniczne (np. rejon Nowej Fundlandii, La Płaty, Przylądka Dobrej Nadziei lub Wysp Kurylskich), oraz przybrzeżnych stref oceanów, gdy na skutek długotrwałego wiatru wiejącego od lądu nastąpi odepchnięcie ciepłych wód powierzchniowych i wypłynięcie na ich miejsce chłodnych wód przy dennych (zjawisko upwellingu - patrz część druga - *Oceanografia*). To ostatnie zjawisko zachodzi głównie na wschodnich rubieżach oceanicznych, na szerokościach geograficznych o przewadze wiatrów wschodnich - pasatów (strefa ta zmienia położenie w ciągu roku, oscylując od ok. 10° do ponad 20° szer. geogr. obydwu półkul).

Mgły adwekcyjne, powstałe na skutek napłynięcia ciepłego powietrza znad lądu i wychłodzenia go przez chłodne wody Atlantyku, są obserwowane często w Zatoce Biskajskiej i w pobliżu wejścia do Cieśniny Gibraltarskiej. Ocenia się, że mgły adwekcyjne stanowią nad obszarami morskimi ok. 80% wszystkich rodzajów mgieł.

Do mgieł powstających na skutek ochłodzenia należą również **mgły orograficzne** (zboczowe) występujące na terenach górzystych oraz na pograniczu wód i wysokich przybrzeżnych gór. Przyczyną ich powstawania jest zasysanie do góry znajdującego się nad zboczem ciepłego powietrza przez wiejący ponad szczytami wiatr. W podobny sposób powstaje zjawisko dymienia gór, czyli zwiewanie przez wiatr mgły tworzącej się od strony zawietrznej góry. Takie dymiące wierzchołki są charakterystyczne dla wielu gór, m.in. Góry Gibraltarskiej. Na obszarach tych obserwuje się ponadto mgły powstałe w wyniku spływania po zboczach wychłodzonego powietrza. Zbocza te w dzień mocno się nagrzewają, a nocą oddają ciepło na skutek wypromieniowania i stają się mocno wyziębione.

Do mgieł powstających na skutek parowania zaliczane są **mgły frontowe**.

Tworzą się one w strefie przejściowej pomiędzy ciepłą i chłodną masą powietrza, czyli na froncie atmosferycznym, głównie ciepłym. Zajmują pas rozciągający się przed frontem. Przyczyną ich powstawania jest nasycenie powietrza parą wodną spowodowane parowaniem opadów i najczęściej jednoczesne jego ochłodzenie na skutek wymieszania z chłodniejszym. Mgły te przemieszczają się razem z frontem i zajmują obszary o zróżnicowanej szerokości, niekiedy mają kilkadziesiąt kilometrów. Zdarza się, że są one chmurą warstwową sięgającą do powierzchni Ziemi.

Lokalnie mgły powstające z powodu parowania pojawiają się najczęściej po burzy, gdy nastąpi ochłodzenie, a rozgrzana jeszcze powierzchnia Ziemi intensywnie paruje.

Nad obszarami morskimi mgły spowodowane parowaniem występują przeważnie w wysokich szerokościach geograficznych. Tworzą się, gdy nad wodę napłyne mroźne powietrze. W takich warunkach morze intensywnie paruje, a unosząca się para ma postać smug osiagających niekiedy kilkadziesiąt metrów. Zjawisko to nosi nazwę **dymienia morza**.

### 1.3.1.2. Chmury i ich klasyfikacja

**Chmura** to zbiór drobnych kropelek wody lub kryształków lodu (chmury jednorodne) bądź kropelek wody, kryształków lodu i śnieżynek jednocześnie (chmury mieszane) zawieszonych w swobodnej atmosferze, powstałych w wyniku kondensacji pary wodnej. Spadek temperatury prowadzący do procesów kondensacji pary wodnej następuje na skutek: adiabatyicznego ochłodzenia się unoszącego się powietrza, mieszania się powietrza ciepłego i chłodniejszego lub oddziaływania na ciepłe powietrze chłodniejszego podłoża.

Kształty, rozmiary i wysokości chmur, na jakich ich rodzaje występują, są ściśle związane z procesami fizycznymi, w wyniku których powstały. Głównymi przyczynami powodującymi tworzenie się chmur są:

- prądy konwekcyjne,
- wypieranie do góry ciepłego powietrza przez chłodne,
- ruch ciepłego powietrza do góry wzdłuż powierzchni frontu ciepłego,
- ruchy turbulencyjne,
- istnienie warstw inwersyjnych.

Efektom **prądów konwekcyjnych** w powietrzu są **chmury kłębiaste**. Pionowe unoszenie się strumieni powietrza powoduje jego szybkie adiabatyiczne ochładzanie się i skraplanie pary wodnej. W zależności od intensywności prądów powstające chmury mają różną rozciągłość w pionie. Przy bardzo silnych prądach powstają potężne, rozbudowane w pionie chmury burzowe o nazwie *Cumulonimbus (Cb)*, a przy słabszych - mniej rozciągnięte w pionie, różne gatunki chmur *Cumulus (Cu)* (*congestus*, *mediocris*, *humilis*). Pionowa konwekcja termiczna najbardziej rozwija się podczas słonecznej, upalnej pogody nad

obszarami lądowymi o różnym stopniu nagrzania, a także w masach chłodnego, wilgotnego powietrza, napływających nad cieplejsze podłoże, w którym także pojawiają się prądy wznoszące i traci ono stateczność.

**Chmury kłębiaste** tworzą się również w wyniku **wypierania do góry ciepłego powietrza** przez szybko **wślizgujące** się pod nie, cięższe powietrze chłodne. W powietrzu ciepłym, podobnie jak w przypadku prądów wznoszących, następują wówczas intensywne procesy ochładzania się i skraplania pary wodnej. Przy bardzo gwałtownym wypieraniu tworzą się potężne, sięgające często najwyższych partii troposfery chmury burzowe *Cb* gatunku *capillatus*.

Przy **ruchu wślizgowym ciepłego powietrza do góry wzdłuż powierzchni frontu ciepłego** powstają **chmury warstwowe**. Powierzchnia frontu, zwykle długości kilkuset kilometrów, przebiega w odniesieniu do powierzchni Ziemi pod kątem ostrym i ruch powietrza w kierunku pionowym odbywa się w wolnym tempie. Wolno przebiegają także procesy kondensacji pary wodnej, a chmury układają się wzdłuż tej powierzchni warstwowo. Z najwyższymi jej partiami są związane chmury *Cirrus* (*Ci*) i *Cirrostratus* (*Cs*), ze średnimi - *Altostratus* (*As*) i z najbliższymi powierzchni Ziemi, sięgającymi niekiedy do średnich - chmury *Nimbostratus* (*Ns*). Pod tymi ostatnimi mogą się jeszcze znajdować chmury warstwowe - *Stratus* (*St*). Jednocześnie grubość chmur wzrasta i w pobliżu przecięcia się powierzchni frontu z powierzchnią Ziemi jest największa.

W wyniku **turbulencyjnego mieszania** się powietrza powstają, leżące dość nisko, **chmury warstwowe** - *St*. Tworzą się one najczęściej w ciepłych masach napływających nad chłodniejsze podłoże, a także w masach stacjonarnych, w których dolne części wychłodziły się od podłoża. Przy dostatecznej wilgotności powietrza w górnych partiach tych mas dość często następuje przekroczenie temperatury punktu rosy i procesy kondensacji pary wodnej obejmują nieraz całe zajmowane przez nie powierzchnie. Lokalnie tego rodzaju chmury obserwuje się także nad ranem w wyniku unoszenia się mgły lub przygruntowego wychłodzenia po wschodzie Słońca.

Z występowaniem w troposferze **warstw inwersyjnych** są związane **chmury falowe**. Tworzą się one, gdy na górnej granicy warstwy inwersyjnej ścierają się, mające przeciwne kierunki, poziome prądy powietrza. W takiej sytuacji tworzą się fale, których grzbiety wypełnia powietrze uniesione i w którym nastąpił adiabatyczny spadek temperatury oraz powstały chmury, natomiast doliny - powietrze, które podczas opadania ogrzało się adiabatycznie. W taki właśnie sposób powstają chmury z rodzaju *Cirrocumulus* (*Cc*), *Alto-cumulus* (*Ac*) i *Stratocumulus* (*Sc*). Chmury *Cc*, *Ac* i *Sc* tworzą się także z innych rodzajów chmur, np. z *Cs*, *As* i *St*, kiedy ulegną one przekształceniu na skutek konwekcji lub ruchów falowych, a także z chmur kłębiastych *CbiCu*, które uległy rozmyciu.

Złożone procesy ochładzania się powietrza, w wyniku których powstają chmury, powodują, że ich wygląd jest bardzo zróżnicowany. Na potrzeby klasyfikacji wybrano charakterystyczne, występujące we wszystkich szerokościach geograficznych, postacie chmur i ustalono podstawowe ich rodzaje. Opis poszczególnych rodzajów chmur zawiera *Międzynarodowy atlas chmur* (*International Cloud Atlas*), opublikowany przez Światową Organizację Me-



teorologiczną (WMO).

Rodzaje chmur i ich polskie nazwy:

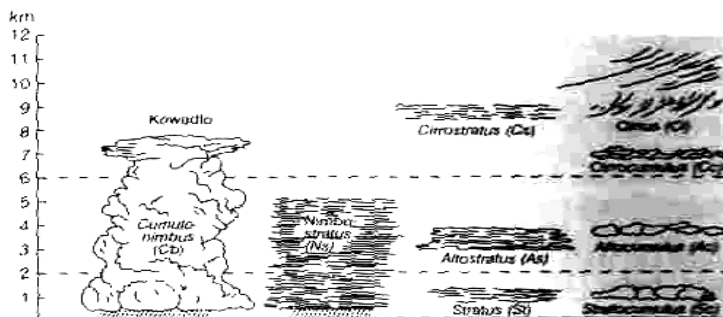
- Cirrus* (Ci) - pierzaste,
- Cirrocumulus* (Cc) - kłębiasto-pierzaste,
- Cirrostratus* (Cs) - warstwowo-pierzaste,
- Alto cumulus* (Ac) - średnie kłębiaste,
- Altostratus* (As) - średnie warstwowe,
- Nimbostratus* (Ns) - warstwowe deszczowe,
- Stratocumulus* (Sc) - kłębiasto-warstwowe,
- Stratus* (St) - warstwowe,
- Cumulus* (Cu) - kłębiaste,
- Cumulonimbus* (Cb) - kłębiaste deszczowe.

Oprócz wyglądu inną charakterystyczną cechą rodzajów chmur jest wysokość ich występowania. Cecha ta stanowi podstawę podziału troposfery na trzy piętra (tab. 3).

Tabela 3. Przybliżone granice pięter chmur (w km)

Piętro	Strefa geograficzna		
	polarna	umiarkowana	międzyzwrotnikowa
Wysokie	3-8	5-13	6-18
Średnie	2-4	2-7	2-8
Niskie	do 2	do 2	do 2
Chmury o budowie pionowej	od wysokości ok. 0,5 km do piętra wysokiego		

*Cirrus*, *Cirrocumulus* i *Cirrostratus* występują w piętrze wysokim, *Alto cumulus* i *Altostratus* - w średnim, a *Stratus* i *Stratocumulus* w niskim. Chmury *Altostratus* obserwuje się najczęściej na średnich wysokościach, ale niekiedy ich górne części przenikają wyżej. Chmury *Nimbostratus* mają podstawę w piętrze niskim, lecz ich pozostałe partie także często sięgają wyżej. Chmury *Cumulus* i *Cumulonimbus* mają dużą rozciągłość pionową i obejmują często zasięgiem dwa, a nawet trzy piętra (rys. 2).



Rys. 2. Wysokość występowania poszczególnych rodzajów chmur w umiarkowanych szerokościach geograficznych

### 1.3.1.2.1. Chmury piętra wysokiego

*Cirrus (Ci)* - chmury w postaci oddzielnych, białych i **delikatnych** włókien lub białych poprzecznych ławic, a niekiedy wąskich, podłużnych **pas**m zbieżnych poziomnie ku widnokręgowi. Mają zwykle jedwabisty wygląd. Gdy Słońce obniża się nad horyzontem, zmieniają barwę na żółtawą, później **różową**, a nawet czerwoną. Składają się z kryształków lodu.

*Cirrocumulus (Cc)* - chmury w postaci płatków różnej wielkości, w skład których wchodzi małe człony w kształcie ziaren lub zmarszczek. Niekiedy mają wygląd ławic o wyraźnych zarysach. Chmury *Cc* są przejrzyste, a Słońce i Księżyc są przez nie wyraźnie widoczne. W ich skład wchodzi kryształki lodu.

*Cirrostratus (Cs)* - chmury tworzące białawą, przejrzystą zasłonę o włóknistym lub gładkim wyglądzie, pokrywającą niebo całkowicie lub częściowo. Z chmurami *Ci* tworzą czasem pasma zbieżne w kierunku jednego miejsca na widnokręgu. Często o ich obecności świadczy **zjawisko halo** - biały krąg wokół Słońca lub Księżyca powstały na skutek załamania promieni. Składają się głównie z kryształków lodu.

### 1.3.1.2.2. Chmury piętra średniego

*Altostratus (As)* - warstwa chmur, na którą składają się płyty, zaokrąglone bryły, walce itp. Są one zwykle nałożone na siebie, niekiedy połączone **ze** sobą lub też występują oddzielnie stykając się krawędziami. Bywają także uporządkowane, tworząc równoległe pasma. Pomiedzy poszczególnymi bryłami może być widoczne niebo bądź zarys Słońca lub Księżyca. Na krańcach tych brył pojawia się niekiedy **iryzacja** - tęzowa gra barw. Zdarza się często, że chmury te tworzą jednolitą, bezcieniową zasłonę. W ich skład wchodzi głównie kropelki wody, a przy niskich temperaturach - kryształki lodu.

*Altostratus (As)* - rozległa warstwa chmur przesłaniająca niebo całkowicie lub częściowo. Niekiedy Słońce lub Księżyc przeświecają przez nie, jak przez matowe szkło. Ich grubość jest różna - niekiedy mogą sięgać od piętra średniego do wysokiego. Mają barwę szarawą lub niebieskawą, a wygląd prążkowany, włóknisty, czasem jednolity. Tworzą je kropelki wody i kryształki lodu. Mogą dawać niewielkie, ciągnące się dłużej opady (tab. 4).

Tabela 4. Najczęstsze postacie opadów atmosferycznych z poszczególnych rodzajów chmur

Rodzaje opadu	Rodzaj chmur					
	<i>As</i>	<i>Ns</i>	<i>Sc</i>	<i>St</i>	<i>Cu</i>	<i>Cb</i>
Deszcz	+	+	+		+	+
Mżawka				+		
Śnieg	+	+	+	+		+
Krupy śnieżne			+			+
Grad						+

### 1.3.1.2.3. Chmury piętra niskiego

*Stratus (St)* - chmury o barwie szarej lub ciemnoszarej, tworzące jednorodną warstwę pokrywającą całkowicie niebo. Występują zwykle najbliżej powierzchni Ziemi. Podstawa tych chmur znajduje się niekiedy zaledwie kilkadziesiąt metrów nad powierzchnią Ziemi. W ich skład wchodzi najczęściej kropelki wody, a przy niskiej temperaturze również śnieżynki i kryształki lodu. Mogą dawać opady mżawki, a zimą śniegu. Zwykle są to opady o małym natężeniu.

*Stratocumulus (Sc)* - warstwa lub ławica szarych albo białawych chmur z widocznymi ciemnymi częściami. Części te mają kształt dużych, zaokrąglonych brył lub walców połączonych ze sobą lub oddzielonych od siebie. Pomiedzy poszczególnymi członami mogą występować prześwity. Czasem chmury te pokrywają całe niebo jednolitą warstwą. W ich skład wchodzi głównie kropelki wody. Mogą dawać opady mżawki i słabe opady deszczu, a w niskich temperaturach - śniegu i krup śnieżnych.

*Nimbostratus (Ns)* - ciemnoszara, jednostajna niska warstwa chmur o dużej, sięgającej nieraz kilku kilometrów grubości (od piętra niskiego do wysokiego). Całkowicie przesłania Księżyc i Słońce. W dolnej części w jej skład wchodzi kropelki wody, a w wyższych - śnieżynki i kryształki lodu. Przynosi ona opady deszczu i mżawki, a zimą śniegu.

### 1.3.1.2.4. Pozostałe rodzaje chmur

*Cumulus (Cu)* - najczęściej oddzielne chmury o wyraźnie zarysowanych brzegach. Niekiedy są one spłaszczone lub mają wypukłości. Bywają także

mocno wypiętrzone, a ich górna część przypomina kalafior. Chmury *Cu* o małej i umiarkowanej rozciągłości pionowej są porzrzucane na niebie nieregularnie, a niekiedy układają się w szeregi równoległe do kierunku wiatru. Mocno wypiętrzone, oświetlone przez promienie słoneczne, są olśniewająco jasne, a ich podstawa pozostaje zwykle ciemna i prawie pozioma. Chmury *Cu* składają się głównie z kropelek wody, a ich wypiętrzone części - z kryształków lodu. Mogą dawać opady przelotne, czasem o dużym natężeniu.

*Cumulonimbik (Cb)* - potężne, ciężkie i gęste chmury burzowe. Ich dolne części są zwykle ciemne, a górne jaśniejsze, przypominają olbrzymie kowadło o ściętym wierzchołku lub pióropusz. Wypiętrzenia mają często wygląd gór lub wież. Od chmur *Cu* różnią się one większą zwartością bryły. Są także bardziej rozbudowane w pionie. U ich podstaw często są widoczne postrzępione wiatrem mniejsze chmury. W górnej części chmury *Cb* są zbudowane z kryształków lodu, a w dolnej - z kropelek wody; zawierają one także płatki śniegu oraz krupy i gradziny. Chmury *Cb* przynoszą intensywne opady burzowe, często połączone z wyładowaniami atmosferycznymi. Opady te z daleka są widoczne w postaci charakterystycznych, ciągnących się ku Ziemi ciemnych smug.

#### 1.3.1.2.5. Gatunki chmur

Chmury, niezależnie od podziału na rodzaje, dzielą się także na gatunki. Podstawą podziału na gatunki są ich kształty i różnice w budowie wewnętrznej. Chmura zaliczona do jednego gatunku może odnosić się do jednego lub kilku rodzajów chmur.

W *Międzynarodowym atlasie chmur* wyróżniono 14 gatunków chmur (w nawiasach podano rodzaje, w których gatunek ten może występować):

*Fibratus (fib)* - oddzielne chmury lub cienka zasłona z chmur, składająca się z prawie prostoliniowych włókien, które nie są zakończone haczykami (*Ci* i *Cs*),

*Uncinus (unc)* - chmury w kształcie przecinka zakończonego haczykiem lub kłaczkiem (*Ci*),

*Spissatus (spi)* - chmury czasem tak gęste, że mają barwę szarawą (*Ci*),

*Castellanus (cas)* - chmury w górnej części z wypukłościami w postaci wieżyczek, które mają wspólną podstawę i są jak gdyby ułożone wzdłuż jednej linii (*Ci*, *Cc*, *Ac*, *Sc*),

*Floccus (flo)* - człony chmur w postaci kłębiastych kłaczków o postrzępionej dolnej części (*Ci*, *Cc* i *Ac*),

*Stratiformis (str)* - chmury rozpostarte w postaci rozległego płata lub warstwy (*Ac*, *Sc*, *Cc*),

*Nebulosus (neb)* - chmury w postaci mglistej zasłony lub warstwy nie wykazującej wyraźnych szczegółów (*Cs* i *St*),

*Lenticularis (len)* - chmury w kształcie soczewek, często wydłużone i

zwykle o wyraźnych zarysach (*Cc*, *Ac* i *Sc*),

*Fractus (fra)* - chmury charakteryzujące się nieregularnym kształtem i wyraźnie postrzępionym wyglądem (*St* i *Cu*),

*Humilis (hum)* - chmury o małej rozciągłości pionowej, jak gdyby spłaszczone. Potocznie są nazywane chmurami pięknej pogody (*Cu*),

*Mediocris (med)* - chmury o średniej rozciągłości pionowej, których wierzchołki mają liczne wypukłości (*Cu*),

*Congestus (con)* - chmury o dużej rozciągłości pionowej. Ich góra, pączkująca część jest często oślepiająco biała, a podstawa ciemnogramatowa. Podczas dalszego rozwoju przechodzą w chmury *Cumulonimbus (Cu)*,

*Calvus (cal)* - chmury o zwartej, masywnej budowie. Ich podstawa jest ciemna, a wierzchołki śnieżnobiałe. Często dają intensywne, burzowe opady. Z ich przejściem są związane porywy wiatry - szkwały (*Cb*),

*Capillatus (cap)* - rozbudowane pionowo chmury, których szczytowe części są pierzaste, o budowie włóknistej lub prążkowanej. W dalszym stadium rozwoju włókna te tworzą potężnych rozmiarów kowadło (*incus*). Chmurom tym, podobnie jak poprzednim, towarzyszą opady burzowe i szkwały (*Cb*).

### 1.3.1.3. Opady i osady atmosferyczne

Opady atmosferyczne powstają na skutek złożonych procesów fizycznych zachodzących w chmurach. W ich wyniku pojedyncze produkty kondensacji pary wodnej - kryształki lodu i kropelki wody o wielkości rzędu od kilku do kilkudziesięciu mikrometrów osiągają tak duże rozmiary i masę, że pokonują opór powietrza i wypadają z chmury.

**W chmurach mieszanych**, zawierających kropelki wody i kryształki lodu, procesy te polegają, w dużym uproszczeniu, na tym, że kryształki lodu powiększają się dzięki osadzaniu się na nich kropelek przechłodzonej wody. Po osiągnięciu odpowiednio dużej masy opadają jako płatki śniegu. Jeżeli aż do powierzchni Ziemi panuje ujemna temperatura, docierają do niej w takiej postaci, jeśli natomiast dodatnia, wówczas płatki ulegają stopnieniu i opad staje się deszczem. Gdy w chmurze temperatura waha się nieznacznie poniżej zera, kryształki lodu przyrastają powoli i przyjmują kształt śnieżynek, które opadając łączą się ze sobą i tworzą większe płatki śniegu. W przypadku bardzo niskich temperatur, spowodowanych gwałtownymi prądami wstępującymi, kryształki lodu przyrastają bardzo szybko, tworząc, charakterystyczne dla chmur *Cb*, gradziny lub krupy śnieżne.

**W chmurach jednorodnych**, składających się tylko z kropelek wody, następuje łączenie się (koagulacja) drobnych kropelek na skutek zderzeń z opadającymi większymi. Kiedy kropla spadając osiągnie zbyt dużą wielkość, wówczas rozpada się na kilka mniejszych, które w trakcie opadania znowu łączą się z innymi itd. Sytuacja taka powtarza się aż do podstawy chmury.

Opady atmosferyczne charakteryzują się różną intensywnością i czasem trwania, a także postacią - deszcz, śnieg, grad itp.

Ze względu na różny stopień ich natężenia wyróżnia się **opady burzowe**, czasem z gradem, któremu towarzyszą wyładowania atmosferyczne i porywiste wiatry, opady **umiarkowane i o słabej intensywności**. Z uwagi na czas trwania, dzieli się je na ciągle (chmury *Ns* i *As*), **przelotne** (*Cb*) i **roszące** (chmury *St* i *Sc*). Czas trwania opadu wykazuje duży związek z jego nasileniem

- opady burzowe trwają zwykle krócej niż o małym natężeniu.

Najczęstsze postaci opadu to:

- **deszcz** - opad złożony z kropeł wody o średnicy równej i większej od 0,5 mm;
- **mżawka** - opad tworzący się z drobnych kropeł wody o średnicy mniejszej od 0,5 mm;
- **śnieg** - opad kryształków lodu mających delikatną, rozgałęzioną, przeważnie sześcioramienną strukturę;
- **śnieg z deszczem** - opad śniegu i deszczu lub mokrego śniegu występujący przy temperaturach zbliżonych do zera i nieco wyższych;
- **grad** - opad kulek lub bryłek lodu nieforemnego kształtu o średnicy zwykle do 0,5 cm, a czasem większych;
- **ziarna lodowe** - opad bardzo drobnych, twardych kryształków lodu, o jednolitej budowie - podczas upadku nie rozpryskują się;
- **krupa lodowa** - opad kulistych, białych ziarenek lodu o dość luźnej budowie, otoczonych jednolitą, cienką i twardą warstwą lodu - przy upadku nie rozpryskują się;
- **krupa śnieżna** - opad kulistych lub jajowatych białych, nieprzezroczystych ziaren lodu, rozpryskujących się przy upadku.

Z opadami są związane **burze**. Ze względu na przyczyny powstawania dzielą się one na **frontowe i wewnątrzmasowe**. Do pierwszych z nich zalicza się burze związane z frontami: chłodnym, ciepłym i zokludowanym, a do drugich burze spowodowane adwekcją i konwekcją.

**Burze związane z frontem chłodnym** należą do najczęściej występujących. Powstają, gdy na czele frontu chłodnego, w wyniku szybkiego unoszenia ciepłego powietrza, utworzy się chmura *Cb*. Burze frontu chłodnego są typowe dla niżowych układów barycznych.

**Burze frontu ciepłego** pojawiają się rzadko, gdyż w większości przypadków napływające ciepłe powietrze wślizguje się powoli do góry po łagodnie nachylonej powierzchni frontu utworzonej przez zalegające niżej powietrze chłodne. Powstające chmury są warstwowe i przynoszą zwykle opady ciągle o małym natężeniu.

**Burze związane z okluzją** powstają na skutek wypierania ciepłego powietrza do góry przez zbliżające się do siebie i ukośnie ustawione powierzchnie frontu ciepłego i chłodnego. Znajdujące się pomiędzy nimi powietrze ochładza się adiabatycznie, co prowadzi do rozwoju chmur, niekiedy także burzowych.

**Burze adwekcyjne** tworzą się najczęściej w chłodnym powietrzu napływającym za frontem chłodnym w tylnej części niżu. Dość często podłoże silnie ogrzewa się od powietrza ciepłego przedniej części niżu i kiedy napłynie powietrze chłodne, wykształca się w nim równowaga chwiejna - powstają silne prądy wstępujące, a w ich efekcie - rozbudowane w płaszczyźnie pionowej chmury burzowe.

**Burze powstałe na skutek konwekcji** występują głównie podczas upalnej pogody, przy słabych wiatrach lub ich braku i mają zazwyczaj charakter lokalny. Formują się, gdy duże nagrzanie powierzchni Ziemi i dolnych warstw powietrza prowadzi do powstania równowagi chwiejnej, a silne prądy wstępujące przyczyniają się do dużego rozwoju chmur kłębiastych. W szerokościach umiarkowanych burze tego typu występują zwykle w godzinach popołudniowych.

Produkty kondensacji pary wodnej osadzające się w stanie ciekłym lub stałym bezpośrednio na powierzchni Ziemi lub na wystających przedmiotach to **osady atmosferyczne**. Do najczęściej występujących osadów należy rosa, szron, szadź i gołoledź.

**Rosa** powstaje w wyniku procesu skraplania się pary wodnej w warstwie powietrza przylegającej bezpośrednio do wyziębionej powierzchni Ziemi, głównie podczas bezchmurnych nocy (wypromieniowanie ciepła) przy braku wiatru lub jego małej prędkości, najczęściej wczesną jesienią.

**Szron** tworzy się, podobnie jak rosa, na skutek wychłodzenia powierzchni Ziemi, ale w temperaturach ujemnych. Następuje to na skutek resublimacji, czyli bezpośredniego przechodzenia pary wodnej ze stanu gazowego w stały. Szron pojawia się głównie wczesną wiosną i późną jesienią - najwcześniej na ciemnych, szybciej ochładzających się powierzchniach.

**Szadź miękka** powstaje podczas mroźnej, mglistej pogody, gdy drobiny przechłodzonej wody osadzają się na narożach różnych przedmiotów od strony nawietrznej (na gałęziach drzew, drutach elektrycznych itp.). *Zamarzając*, tworzy białą, puszystą warstwę, dość łatwo zdmuchiwaną przez wiatr. Szadź miękka może być bardzo obfita (grubości kilku centymetrów). Powstaje zwykle w temperaturach poniżej  $-10^{\circ}\text{C}$ .

**Szadź twarda** tworzy się w czasie mglistej pogody przy temperaturze powietrza od  $-3$  do  $-8^{\circ}\text{C}$ . Przechłodzone drobne kropelki wody przy zetknięciu z przeszkodą szybko *zamarzają*, zachowując sferyczny kształt. Osad ten ma strukturę ziarnistą. Jego narastanie następuje od strony dowietrznej i zwiększa się wraz z prędkością wiatru. Gdy temperatura obniża się, twardość tego rodzaju szadzi maleje, a w końcu może ona przejść w szadź miękka.

**Gołoledź** to jednorodny i przezroczysty osad lodu, powstały na skutek zamarznięcia kropel mżawki lub deszczu na powierzchni o temperaturze ujemnej. Powstaje ona także na skutek ponownego zamarznięcia stopionego lodu lub śniegu. Gołoledź najczęściej występuje w klimacie morskim, gdzie okresy temperatur ujemnych, częściej niż w klimacie kontynentalnym, przeplatają się z okresami temperatur dodatnich.

#### 1.3.1.4. Geograficzny rozkład opadów

Częstość występowania opadów i ich wielkość *zależy* od czynników, takich jak szerokość geograficzna, wysokość nad poziomem morza, oddalenie od mórz i oceanów, ukształtowanie terenu, rodzaj jego pokrycia, przeważający kierunek wiatru itp. Częstość opadów i ich ilość zmienia się w ciągu roku i wykazuje sezonową cykliczność.

Na kuli ziemskiej wyróżnia się następujące **typy rocznego przebiegu opadów**:

- **równikowy** - w ciągu roku występują dwa okresy deszczowe, obydwa, gdy Słońce znajduje się nad równikiem lub w jego pobliżu, a więc wiosną i jesienią. Charakteryzują się one gwałtownymi i obfitymi opadami;
- **zwrotnikowy** - pora deszczowa przypada na okres lata danej półkuli i trwa ok. 4 miesięcy. Zarówno częstość opadów, jak i ich intensywność, jest tu nieco mniejsza niż w strefie równikowej;
- **podzwrotnikowy** - pora deszczowa *zaznacza* się słabiej. Przypada także na lato i trwa ok. 6 miesięcy;
- **szerokości umiarkowanych** - na większości obszarów lądowych istnieje przewaga opadów okresu letniego nad zimowymi. Nad wschodnimi obszarami oceanów obserwuje się niewielką przewagę opadów zimowych;
- **arktyczny** (antarktyczny) - nieznaczna przewaga opadów w okresie letnim.

**W strefie równikowej** opady są wysokie. Przyczyną jest trwająca prawie cały rok intensywna konwekcja termiczna. Strumienie unoszącego się rozgrzanego i wilgotnego powietrza ulegają gwałtownemu adyabatycznemu ochładzaniu, a zawarta w nich para wodna - skropleniu. Efektem są obfite tropikalne deszcze. Strefa dużego zachmurzenia i intensywnych opadów przesuwa się w ciągu roku, wraz ze zmianą deklinacji Słońca, raz na jedną, a raz na drugą półkulę.

Ze względu na większe ogrzanie podłoża i mocniejszą konwekcję nad kontynentami notuje się znacznie większe opady. Do szczególnie uprzywilejowanych w opady należy Ameryka Środkowa, wybrzeża Zatoki Gwinejskiej oraz Indonezji, gdzie sięgają one w skali roku od 5000 do 6500 mm. W niektórych wyżej położonych rejonach Kolumbii przekraczają nawet 7000 mm. Duże opady, powyżej 3000 mm, notuje się także w południowych Indiach, a miejscami, np. w pobliżu Himalajów - nawet 6000-7000 mm.

**W strefie zwrotnikowej** intensywna konwekcja trwa tylko przez część roku. Przypada ona na okres, kiedy Słońce znajduje się nad zwrotnikiem i w jego pobliżu. Opady są mniejsze niż w strefie równikowej, wykazując przy tym zróżnicowanie - wyższe są w części do równikowej, niższe natomiast w części przechodzącej w strefę podzwrotnikową.

Na **obszarach podzwrotnikowych**, gdzie rozciąga się strefa podwyższonego ciśnienia i przeważa pogoda o małym zachmurzeniu, opady są małe, a



nad kontynentami, szczególnie w ich częściach środkowych, nawet bardzo małe. Na tych szerokościach rozpościerają się pustynie Azji i Afryki oraz suche, skaliste obszary Ameryki. Opady roczne nad kontynentami sięgają zaledwie 200-250 mm, a lokalnie - poniżej 100 mm.

**W szerokościach umiarkowanych** opady wynoszą od kilkuset milimetrów na niżej położonych obszarach lądowych do kilku tysięcy na terenach położonych wysoko. W Europie np. duże opady są notowane w górzystych obszarach Szkocji - rocznie w granicach 4000-5000 mm, na wybrzeżu adriatyckim - 3500-5000 mm, w Alpach - 3000-4000 mm i na wybrzeżach Norwegii - 2000-2500 mm. W głębi lądów, z dala od oceanów i na niżej położonych terenach równinnych, opady sięgają 300-400 mm, a lokalnie wynoszą nawet mniej.

**W szerokościach arktycznych** opady wynoszą średnio 200-300 mm, a w okolicach **podbiegunowych** niespełna 200 mm rocznie.

Największe opady notuje się u podnóża południowych Himalajów, gdzie ich roczne sumy dochodzą do 12 000 mm. Sprawia to monsun letni - wiatr o sezonowym charakterze wiejący w okresie lata znad Oceanu Indyjskiego nad kontynent azjatycki. Przemieszczające się wilgotne powietrze monsunowe, napotykając Himalaje, unosi się i ochładza adiabatycznie. Ze względu na dużą ilość pary wodnej, jaką zawiera, oraz oziębienie spowodowane wyniesieniem na kilka tysięcy metrów, zachodzące w nim skraplanie się pary wodnej jest bardzo intensywne.

Największą jednorazową ilość opadu zanotowano na Filipinach - w ciągu jednej doby spadło tam 1168 mm deszczu, a więc tyle, ile w Polsce w ciągu 2 lat. Stacja meteorologiczna w Cerapundzi w Indiach u podnóża południowych Himalajów odnotowała opad niewiele mniejszy, bo 1036 mm.

Liczba dni z opadem na niektórych wyspach Polinezji i w pobliżu Nowej Zelandii przekracza 300, a nawet 350 rocznie, podczas gdy np. na Saharze czy wybrzeżach Chile opady są notowane tylko kilka razy w roku. Dla porównania w Polsce liczba dni z opadem wynosi ok. 180-200. Większość z nich przypada na chłodną porę roku.

## 1.4. CIŚNIENIE ATMOSFERYCZNE

**Ciśnienie atmosferyczne** to ciśnienie (ciężar) słupa powietrza, sięgającego górnej granicy atmosfery, jakie wywiera on na znajdującą się pod nim powierzchnię. Ciśnienie to zmniejsza się wraz z wysokością w postępie geometrycznym i na poziomie 5 km jest dwukrotnie, a na poziomie 10 km prawie czterokrotnie mniejsze od ciśnienia na poziomie morza. Jednostkami ciśnienia atmosferycznego są hektopaskale (hPa)

Wielkość spadku ciśnienia wraz z wysokością określa **stopień baryczny** - różnica pomiędzy dwoma poziomami różniącymi się o 1 hPa. Przy ciśnieniu ok. 1000 hPa i temperaturze 0°C stopień baryczny do wysokości ok. 5000 m n.p.m. wynosi **średnio 8 m**. W zależności od temperatury powietrza istnieją pod tym względem różnice - w powietrzu ciepłym ciśnienie maleje wraz z wysokością wolniej niż w powietrzu chłodnym. Jeśli np. przy powierzchni Ziemi ciśnienie jest takie samo, to na poziomie kilkuset metrów jest ono wyższe w powietrzu ciepłym. Różnica poziomów o tej samej wartości ciśnienia jest tym większa, im większa jest różnica temperatur powietrza ciepłego i chłodnego. Powierzchnia o jednakowych wartościach ciśnienia, zwana **powierzchnią izobaryczną**, jest w związku z tym nad obszarem zajmowanym przez **powietrze ciepłe wypukła** (rys. 3a), a nad obszarem zajmowanym przez powietrze **chłodne - wklęsła** (rys. 3b).

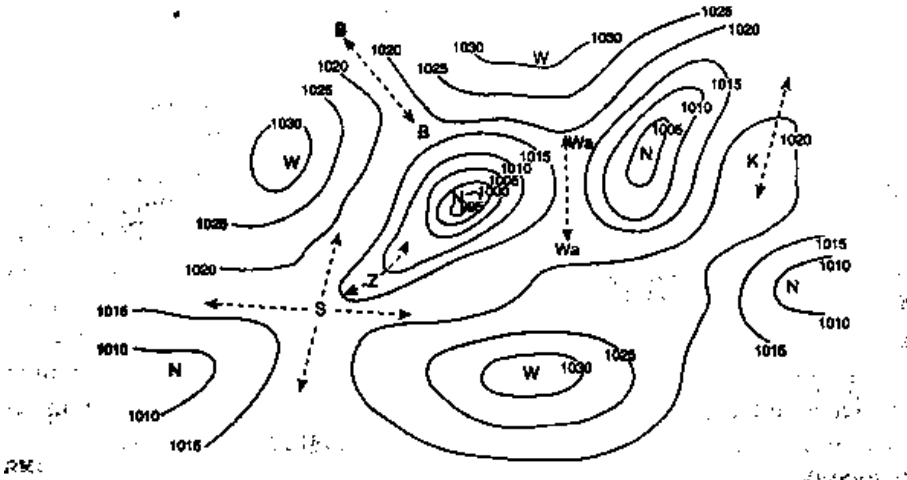


Rozkład ciśnienia w poszczególnych warstwach atmosfery przedstawiają **mapy powierzchni izobarycznych**, zwane także mapami topografii barycznej. Dzieli się one na mapy topografii barycznej bezwzględnej i względnej. Mapy **topografii barycznej bezwzględnej** przedstawiają w metrach geopotencjalnych (w przybliżeniu odpowiadają one zwykłym metrom), wysokość określonej powierzchni izobarycznej nad poziomem morza. Linie łączące na nich punkty o jednakowych wartościach noszą nazwę **izohips**. Mapy te kreśli się najczęściej dla wartości ciśnienia 850, 700, 500, 200 i 100 hPa. Powierzchnie te znajdują się mniej więcej na wysokości 1500, 3000, 5500, 9000, 12 000 i 16 000 m. Im bliżej powierzchni Ziemi, tym bardziej kształt izohips przypomina kształty izobar na poziomie morza.

Drugi rodzaj map, **topografii barycznej względnej**, przedstawia różnice wysokości w metrach pomiędzy dwoma powierzchniami izobarycznymi, np. o wartości 1000 hPa i położonej nad nią o wartości 500 hPa. Ze względu na to, że różnice pomiędzy powierzchniami izobarycznymi są tym większe, im wyższa jest temperatura powietrza pomiędzy nimi, mapy te pozwalają na określanie w

troposferze obszarów różniących się właściwościami termicznymi (np. obszary ciepła i chłodu).

Ciśnienie atmosferyczne zmienia się także poziomo. Wielkość tych zmian



Rys. 4. Typy układów ciśnienia [Radomski, 1977]

Linie ciągłe – izobary, linie przerywane – osie układów, strzałki – kierunki wiatru na półkuli północnej. Symbole: W – wyż baryczny, N – niż baryczny, B – bruzda niskiego ciśnienia, Z – zatoka niskiego ciśnienia, K – klin wysokiego ciśnienia, Wa – wał wysokiego ciśnienia, S – siodło baryczne

wyraża **gradient baryczny**, będący różnicą ciśnienia na określonej odległości, za którą przyjmuje się 1° długości południka, czyli 60 mil morskich (Mm = 1852 m), co odpowiada w przybliżeniu 111,1 km.

Na mapach rozkład ciśnienia na określonym obszarze przedstawiają izobary - linie jednakowego ciśnienia. Izobary wykreśla się, zachowując między nimi stałą różnicę wielkości ciśnienia, najczęściej co 4 lub 5 hPa.

Układ izobar wskazuje położenie układów barycznych wysokiego i niskiego ciśnienia, frontów atmosferycznych, klinów wyżowych i zatok niżowych, wałów, siodła itp. (rys. 4). Z ich kształtu i układu można w dużym stopniu określać panującą w danym miejscu pogodę.

**Niż baryczny** (cyklon) to układ niskiego ciśnienia, w którym maleje ono w kierunku centrum i w którym istnieje wirowy, przeciwny (półkula pomocna) do biegu wskazówek zegara, ruch powietrza. Z niżej są związane fronty atmosferyczne - ciepły, chłodny, a w późniejszym okresie także front okluzji. Na mapach rozkładu ciśnienia punkt o najmniejszym ciśnieniu jest oznaczony literą N - niż (ang. L - *Iow*).

**Zatoka niskiego ciśnienia** jest wydłużoną w jednym kierunku częścią niżej. Ogranicza ją 1 lub 3 izobary. Linia biegnąca jej środkiem to **oś zatoki** (ang. *trough*).

**Wyż baryczny** (antycyklon) jest układem wysokiego ciśnienia, w którym

wzrasta ono ku centrum i gdzie panuje zgodny (półkula północna) z biegiem wskazówek zegara ruch powietrza. Na mapach rozkładu ciśnienia miejsce o najwyższym ciśnieniu *oznacza się* literą W - wyż (ang. H - *high*).

**Klin wysokiego ciśnienia** to wydłużona w jednym kierunku część wyżu. Linia biegnąca środkiem klina nazywa się **osią klina** (ang. *ridge*).

**Siodło** jest obszarem pomiędzy dwoma niżami i dwoma wyżami (lub pomiędzy dwoma zatokami i klinami wyżowymi) ułożonymi na krzyż (przeciwległe). Punkt w środku siodła nazywa się **punktem siodłowym**.

## 1.5. WIATR

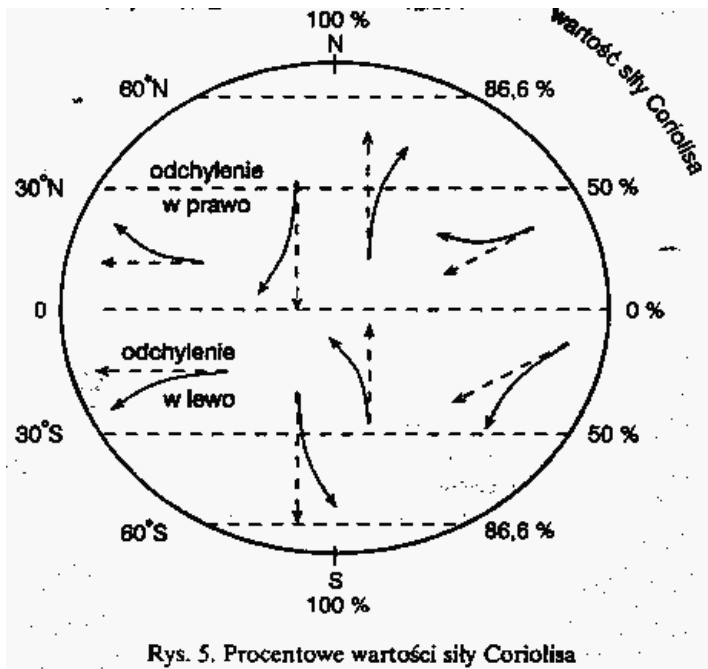
Wiatr to poziomy (w odniesieniu do powierzchni Ziemi), uporządkowany ruch powietrza wywołany gradientem ciśnienia. Na przemieszczające się powietrze działają siły, których wypadkowa sprawia, że linia tego prądu niepokrywa się z reguły z wektorem gradientu ciśnienia. Do tych sił należy siła Coriolisa, siła odśrodkowa oraz tarcie.

### 1.5.1. Siły Kształtujące Wiatr

**Siła Coriolisa** powstaje na skutek niezgodności pomiędzy prędkością kątową obracającej się Ziemi, która jest stała, a jej malejącą wraz z szerokością geograficzną prędkością liniową. Mimo, że jeden pełny obrót kuli ziemskiej wynosi  $360^\circ$ , długość drogi, jaką pokonują cząsteczki powietrza obracając się wraz z Ziemią, jest różna - na równiku pokonują one 40 000 km (długość równika), w wyższych szerokościach geograficznych mniejszą, a w pobliżu biegunów jeszcze mniejszą. Cząsteczka powietrza znajdująca się na biegunie nie wykonuje żadnej drogi. Kula ziemską obraca się z zachodu na wschód, a więc przemieszczające się na **półkuli północnej** powietrze jest w wyniku tej niezgodności **odchylane** od początkowego kierunku **w prawo** (na półkuli południowej w lewo). Siła ta zwiększa się wraz z szerokością geograficzną od 0 na równiku do 1 na biegunach (rys. 5). Zjawisko pozornego odchylenia przez siłę Coriolisa występuje nie tylko przy ruchu południkowym, ale i każdym innym.

**Siła odśrodkowa** występuje przy krzywoliniowym ruchu powietrza i jest skierowana na zewnątrz. Jej wartość jest tym większa, im szybszy jest ruch powietrza i bardziej zakrzywiony tor (wzrasta wprost proporcjonalnie do kwadratu prędkości wiatru).

**Tarcie** jest związane z bliskością powierzchni Ziemi. Powoduje ono zmniejszenie prędkości wiatru i jego odchylenie w kierunku niższego ciśnienia. Wraz z wysokością znaczenie tarcia maleje.



Rys. 5. Procentowe wartości siły Coriolisa

### 1.5.2. Rodzaje wiatrów

W zależności od tego, które z wymienionych uprzednio sił działają na ruch cząsteczek powietrza, wyróżnia się wiatr geostroficzny, gradientowy i rzeczywisty.

**Wiatr geostroficzny** to wiatr występujący przy prostoliniowym lub zbliżonym do prostoliniowego kształcie izobar (izohips) w średnich i wysokich partiach troposfery. Działają na niego dwie siły - gradientu ciśnienia barycznego i Coriolisa. Siła Coriolisa powoduje, że cząsteczki powietrza rozpoczynające swój ruch w kierunku niższego ciśnienia (prostopadle do izobar) odchylają się od linii gradientu ciśnienia w prawo na półkuli północnej i w lewo na półkuli południowej. W wyniku tego przyjmują one kierunek równoległy do izobar. Obszar podwyższonego ciśnienia znajduje się po prawej, a obniżonego po lewej stronie od kierunku ruchu powietrza (półkula południowa odwrotnie). Jest to podstawowa zasada zachowania kierunku wiatru.

**Wiatr gradientowy** to ruch cząsteczek powietrza, na które działają siły gradientu ciśnienia barycznego, Coriolisa i odśrodkowa. Występuje on przy kołowym, charakterystycznym dla układów barycznych, kształcie izobar. W **układach niżowych** ku środkowi jest skierowana siła gradientu ciśnienia, natomiast na zewnątrz - siła odśrodkowa i siła Coriolisa. Ponieważ w stosunku do wektora prędkości wiatru siła Coriolisa jest jednocześnie skierowana w prawo, więc nadaje poruszającemu się powietrzu na półkuli północnej kierunek przeciwny do ruchu wskazówek zegara (na półkuli południowej - zgodny). W **układach wyżowych** do

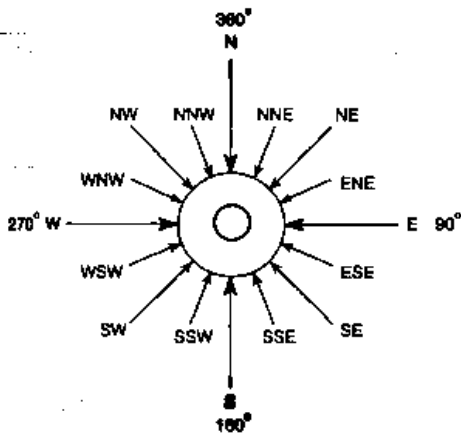
środką jest skierowana siła Coriolisa, a na zewnątrz siła gradientu i siła odśrodkowa. Siła Coriolisa jest, podobnie jak. Poprzednio, skierowana w prawo i pod kątem prostym do wektora prędkości i nadaje poruszającemu się na półkuli północnej powietrzu kierunek zgodny z ruchem wskazówek zegara (na półkuli południowej - przeciwny).

**Wiatr rzeczywisty jest** ruchem cząsteczek powietrza będącym wynikiem działania gradientu ciśnienia, siły odśrodkowej, siły Coriolisa i tarcia. Wpływ tarcia jest bardzo złożony i zmienia się wraz z wysokością. Powoduje ono, ogólnie biorąc, zmiany polegające na odchyłaniu kierunku wiatru od izobar w stronę niższego ciśnienia i zmniejszeniu jego prędkości. Tarcie sprawia także, że ustawiony prostopadłe do wektora siły Coriolisa wektor wiatru ulega przesunięciu i odchyła się od kierunku równoległego do izobar w stronę niższego ciśnienia. Wielkość tego odchylenia przy powierzchni Ziemi, nad lądem, wynosi średnio ok. 45°, a nad morzem, gdzie tarcie jest mniejsze, ok. 20°. Odchylenie to zmniejsza się wraz z wysokością. Maleje ono także przy silnych wiatrach i w ciągu dnia, kiedy turbulencyjne mieszanie powietrza jest duże. Prędkość wiatru rzeczywistego, przy tym samym gradiencie ciśnienia barycznego, jest mniejsza od prędkości wiatru geostroficznego ok. 25-50% nad powierzchniami lądowymi i ok. 25% nad powierzchniami morskimi. Wyraźny wzrost prędkości wiatru następuje dopiero na wysokości 30-50 m nad podłożem.

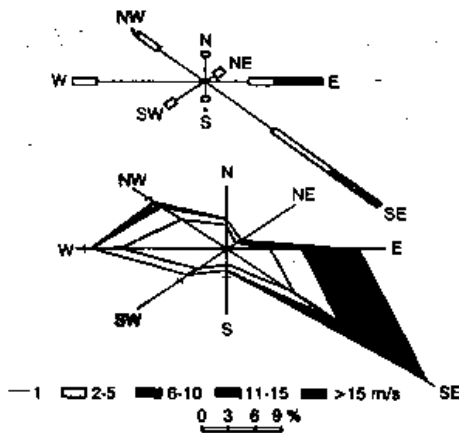
### 1.5.3. Parametry Wiatru

Wiatr charakteryzują dwa podstawowe parametry - kierunek i prędkość. **Kierunek wiatru** to kierunek, z którego wiatr wieje. Wyróżnia się cztery kierunki główne, cztery pośrednie i osiem uzupełniających. **Kierunki główne** to: północny - N (ang. *north*), wschodni - E (*east*), południowy - S (*south*) i zachodni - W (*west*), a **pośrednie**: NE - północno-wschodni, SE - południowo-wschodni, SW - południowo-zachodni i NW - północno-zachodni. Kierunkami **uzupełniającymi** są: NNE, ENE, ESE, SSE, SSW, WSW, WNW oraz NNW (rys. 6).

Przy określaniu symbolami uzupełniających kierunków wiatrów obowiązuje zasada umieszczania jako pierwszej litery najbliższego kierunku głównego (np. S), a następnie - litery najbliższego kierunku pośredniego (np. SW).



Rys. 6. Kierunki wiatru



Rys. 7. Róża wiatrów dla poszczególnych przedziałów jego prędkości [Prawdziej, 1981]

Kierunek wiatru określa się także jako **azymut**, a więc w stopniach kątowych, poczynając od pomocy (zgodnie z ruchem wskazówek zegara). Kierunkowi E odpowiada  $90^\circ$ , kierunkowi S -  $180^\circ$  itd.

Procentowy rozkład częstości kierunków wiatrów za dany okres jest przedstawiany za pomocą **róż wiatrów** (rys. 7). Długość każdego ramienia jest na niej proporcjonalna do częstości wiatrów wiejących z tego kierunku (rysunek górny). Zakresy prędkości wiatru oznacza się na nich inną szerokością ramienia (rysunek górny). Końce ramion mogą być połączone (rysunek dolny).

Drugi parametr wiatru, **prędkość**, to droga, jaką cząsteczki powietrza pokonują w określonym czasie. Na morzu prędkość tę podaje się w węzłach (1 węzeł = 1 mila/h), a na lądzie w metrach na sekundę (m/s) lub kilometrach na godzinę (km/h)

Przeliczanie prędkości wiatru z węzłów na m/s, i odwrotnie, nie jest trudne. Prędkość np. 20 węzłów to  $20 \times 1852 \text{ m}$ , czyli  $37\,040 \text{ m/h}$ , a więc w przybliżeniu  $10,3 \text{ m/s}$ . Prędkość natomiast  $20 \text{ m/s} = 72 \text{ km/h} = 38,9 \text{ węzłów}$  ( $72\,000 \text{ m} : 1852 \text{ m}$ ).

W warunkach morskich, w celu szybkiego otrzymania przybliżonych wartości,

przeliczanie to przyjmuje niekiedy bardzo uproszczoną formę i sprowadza się do dzielenia liczby węzłów przez 2 lub mnożenia m/s przez 2.

Na morzu do określania **siły wiatru** stosuje się **skalę Beauforta**. Jest to skala sporządzona w 1806 r. na potrzeby floty przez angielskiego admirała Beauforta i wielokrotnie później modyfikowana. Dzieli się ona na 13 stopni (od 0 do 12). Odpowiadają im określone wizualnie oznaki działania wiatru. Stopnie tej skali mają przyporządkowane sobie odpowiednie prędkości wiatru w m/s, km/h i węzłach. Skala Beauforta (tab. 5) zawiera także opis stanu morza i wyglądu fal.

## 1.6. OGÓLNA CYRKULACJA ATMOSFERY NA KULI ZIEMSKIEJ

**Ogólna cyrkulacja atmosfery** to przemieszczanie się powietrza w skali całego globu - są to zarówno jego ruchy wielkoskalowe, jak i o zasięgu lokalnym. Obok prądów oceanicznych odgrywa ona podstawową rolę w wymianie ciepła pomiędzy niskimi i wysokimi szerokościami geograficznymi, przyczyniając się do utrzymania stabilnych, przechodzących łagodnie jedna w drugą stref klimatycznych na kuli ziemskiej.

Zasadniczą przyczyną ogólnej cyrkulacji atmosfery jest nierównomierny dopływ energii słonecznej do powierzchni Ziemi. Pociąga to za sobą różnice w rozkładzie temperatury, a te z kolei wywołują różnice w rozkładzie ciśnienia.

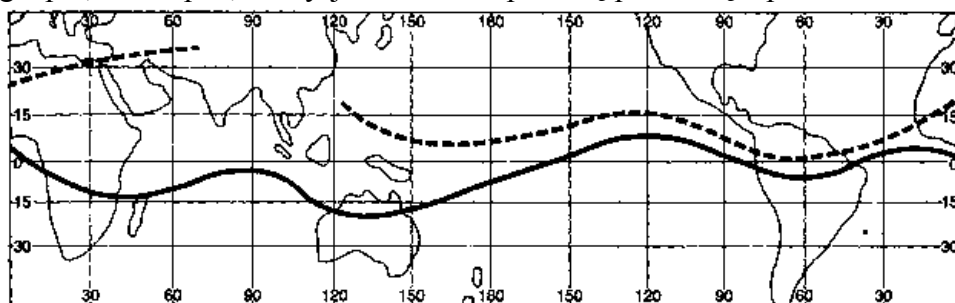
Na przebieg cyrkulacji ogromny wpływ wywiera ruch obrotowy Ziemi i związana z nim siła Coriolisa, a także siła odśrodkowa, tarcie, obecność kontynentów i oceanów, zróżnicowanie fizjograficzne kontynentów itp.

Na kuli ziemskiej wyróżnia się następujące, ułożone mniej więcej równoleżnikowo, strefy ciśnienia:

- przyrównikową strefę niskiego ciśnienia,
- podzwrotnikową strefę wysokiego ciśnienia,
- strefę obniżonego ciśnienia szerokości umiarkowanych,
- okołobiegunową strefę podwyższonego ciśnienia.

Oto krótka charakterystyka tych stref.

**Przyrównikową strefa niskiego ciśnienia** przebiega w pobliżu równika i ma kształt falisty. W styczniu, kiedy Słońce znajduje się nad półkulką południową, zajmuje ona położenie od 10° szer. geogr. pn. do 20° szer. geogr. pd., a w lipcu, kiedy jest ono nad półkulką północną - położenie od



Rys. 8. Średnie położenie osi międzyzwrotnikowej strefy obniżonego ciśnienia latem na półkuli północnej (linia przerywana) i półkuli południowej (linia ciągła) [Holec, 1973]

prawie 30° szer. geogr. pn. do 5° szer. geogr. pd. Falisty kształt jest wynikiem jej większego przesunięcia w wyższe szerokości nad kontynentami i mniejszego nad oceanami, np. latem na półkuli północnej



sięga ona nad kontynentem azjatyckim aż do 28° szer. geogr., a na półkuli południowej latem jest przesunięta nad Australią do 20° szer. geogr. (rys. 8).

**Podzwrotnikowe strefy wysokiego ciśnienia** nad obszarami oceanicznymi obydwu półkul to w istocie centra rozległych wyżów podzwrotnikowych. Na półkuli pomocnej jest to Wyż Azorski (Ocean Atlantycki) i Wyż Hawajski (Ocean Spokojny), a na półkuli południowej - Wyż Południowoatlantycki, Wyż Południowopacyficzny i Wyż Południowoindyjski. Zimą, kiedy wyższe stacjonarne tworzą się także nad kontynentami, strefy wysokiego ciśnienia opasują Ziemię dookoła prawie nieprzerwanym pasem. Latem strefy te są poprzedzielane obszarami niskiego ciśnienia tworzącymi się nad rozgrzаныmi kontynentami.

**Strefy obniżonego ciśnienia szerokości umiarkowanych** są na obydwu półkulach bardzo szerokie. Strefa na półkuli południowej otacza kulę ziemską prawie ciągłym pasem, przesuując się nieznacznie na północ lub południe. Na półkuli północnej strefa obniżonego ciśnienia jest w okresie zimowym przerywana wyżami stacjonarnymi tworzącymi się nad wyiębionymi kontynentami - Wyżem Azjatyckim i Wyżem Kanadyjskim. Jej obecność zaznacza się głównie w postaci rozległego Nizu Islandzkiego (Grenlandzkiego) i Nizu Aleuckiego. Latem, gdy nad kontynentami panuje niskie ciśnienie, ma ona charakter prawie ciągły.

**Okolobiegunowe strefy podwyższonego ciśnienia** charakteryzuje umiarkowanie wysokie ciśnienie, często zakłócanie, głównie na półkuli północnej, przez niższe baryczne przemieszczające się ze strefy obniżonego ciśnienia szerokości umiarkowanych. Najbardziej stabilne pod tym względem obszary to Antarktyda i Grenlandia, gdzie podwyższone, skutkiem niskiej temperatury, ciśnienie utrzymuje się z niewielkimi wahaniami przez cały rok.

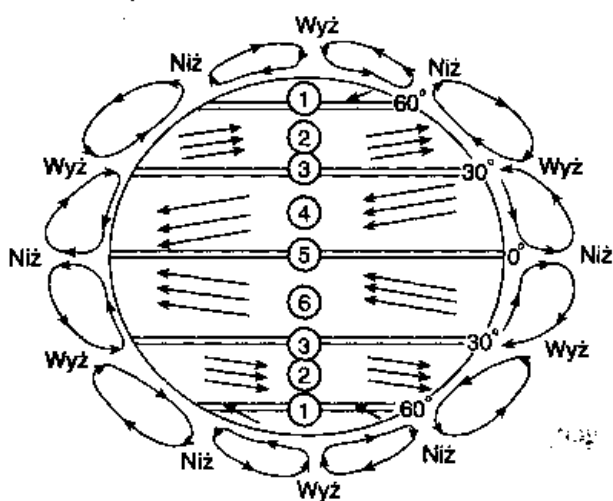
**Wielkoskalowa cyrkulacja atmosferyczna** na kuli ziemskiej ma charakter bardzo złożony (rys. 9). Zapoczątkowuje ją unoszenie się powietrza w **przrównikowej strefie niskiego ciśnienia**. W wyższych partiach troposfery jedna jego część przemieszcza się nad półkulę północną, a druga nad półkulę południową. Siła Coriolisa sprawia, że na ok. 30° szer. geogr. Przyjmuje ono kierunek zachodni i opada, tworząc **podzwrotnikową strefę wysokiego ciśnienia**. Stąd część powietrza wraca do przrównikowej strefy obniżonego ciśnienia w postaci **pasatów**, a druga część podejmuje wędrówkę w wyższe szerokości geograficzne. Pod wpływem siły Coriolisa powietrze to ponownie skręca i w rejonie 60° szer. geogr. jego ruch ku biegunowi znowu ustaje. Tu, po częściowym wymieszaniu się z powietrzem chłodniejszym, unosi się - tworzy się **strefa obniżonego ciśnienia szerokości umiarkowanych**. Jedna jego część wraca z tej strefy do podzwrotnikowej strefy podwyższonego ciśnienia, a druga przemieszcza w rejon bieguna, gdzie opada, tworząc **około-biegunową strefę podwyższonego ciśnienia**.

Z tego bardzo uproszczonego schematu wynika, że na **każdej z półkul istnieją trzy kołowe obiegi** powietrza: pierwszy pomiędzy przrównikową strefą niskiego ciśnienia i okolozwrotnikową strefą wysokiego ciśnienia, drugi - pomiędzy okolozwrotnikową strefą wysokiego ciśnienia i strefą obniżonego ciśnienia szerokości umiarkowanych oraz trzeci - pomiędzy strefą obniżonego ciśnienia szerokości umiarkowanych i okolobiegunową strefą podwyższonego ciśnienia. Siła

Coriolisa powoduje, że w **pierwszej** z nich przy powierzchni Ziemi **przeważają wiatry wschodnie** (pasatowe), w **drugiej** - **zachodnie** i w **trzeciej** - ponownie **wschodnie**.

Szczególnie intensywne wiatry zachodnie wieją na półkuli południowej pomiędzy Antarktydą a południowymi krańcami Ameryki Południowej, Afryki i Australii (w pobliżu przylądka Horn notuje się średnio w roku 280 dni z wiatrem o sile  $8^{\circ}B$  i większej). Brak kontynentów pozwala jednocześnie na duży rozwój wywoływanych nimi fal. Ze względu na bardzo trudne warunki żeglugi szerokości geograficzne tej półkuli znajdujące się pomiędzy  $40$  i  $50^{\circ}$  noszą nadaną im przez żeglarzy nazwę ryczących pięćdziesiątek (lub czterdziestek).

Do złożoności wielkoskalowych ruchów powietrza na kuli ziemskiej przyczynia się także to, że podzwrotnikową strefę wysokiego ciśnienia stanowią rozbudowane **wyże stacjonarne o antycyklonalnej**, wirowej i zgodnej z ruchem wskazówek zegara **cyrkulacji** powietrza, natomiast w strefie obniżonego ciśnienia szerokości umiarkowanych przemieszczają się z zachodu na wschód **niżowe układy baryczne**, w których istnieje **cyrkulacja cyklonalna** - wirowy ruch powietrza o kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara (na półkuli południowej cyrkulacje w tych układach mają kierunek odwrotny).



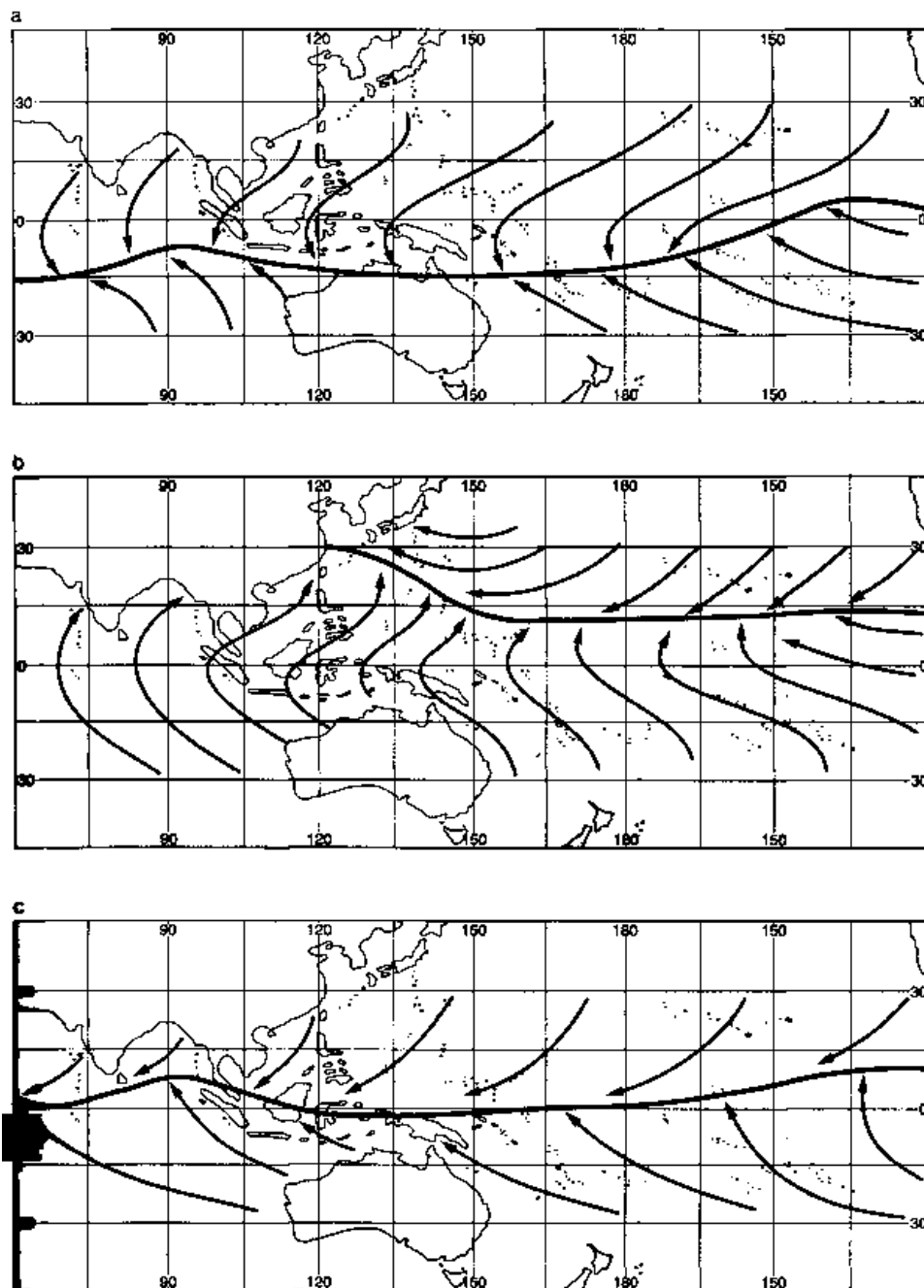
Rys. 9. Cyrkulacja atmosferyczna na kuli ziemskiej [Thurman, 1982]

1 – polarne wiatry wschodnie, 2 – wiatry zachodnie, 3 – „końskie szerokości” (strefa cisz), 4 – pasaty północno-wschodnie, 5 – strefa ciszy równikowej, 6 – pasaty południowo-wschodnie

W górnej troposferze tworzą się ponadto zaburzenia mające postać fal, których grzbiety zwrócone w kierunku bieguna są wypełnione powietrzem ciepłym, a doliny - powietrzem chłodnym. Przemieszczają się one z zachodu na wschód, powodując przenikanie cieplejszego powietrza w obszary zajmowane przez chłodne i przenikanie chłodnego w obszary zajmowane przez ciepłe.

Przy dużych kontrastach termicznych powietrza ciepłego i chłodnego tworzą się **górne strefy frontowe**, którym przy powierzchni ziemi odpowiadają fronty atmosferyczne.

Kolejną przyczyną jest zróżnicowanie poziome ciśnienia w troposferze wywołane różnym nagraniem podłoża. Wzrost temperatury nad określonym obszarem powoduje, że odległości pomiędzy powierzchniami izobarycznymi zwiększają się, a jej spadek - że odległości te zmniejszają się. W pierwszym



Rys. 10. Średnie położenie ITCZ w zachodniej części Oceanu Spokojnego [Holec, 1973]

a - w lutym, b - w sierpniu, c - w maju

przypadku, na skutek uwypuklenia się powierzchni izobarycznych, następuje na pewnej wysokości odpływ powietrza, a w drugim, w wyniku ich wklęsłego kształtu, napływ powietrza z obszarów sąsiednich.

Pojawiające się w górnej części troposfery duże gradienty ciśnienia i temperatury, głównie pomiędzy 35 a 65° szer. geogr., powodują szybki ruch powietrza z zachodu na wschód. Prądy te występują na poziomie 9-12 km i mają szerokość kilkuset, a wysokość - kilku kilometrów. Ich prędkość *przekracza* niekiedy 300-400 km/h. Noszą one angielską nazwę **jet stream**.

### 1.6.1. Wiatry stałe, sezonowe i lokalne

Do wiatrów związanych bezpośrednio z ogólną cyrkulacją atmosfery należą pasaty i monsuny.

**Pasaty** są charakterystyczne dla szerokości międzyzwrotnikowych. Wieją na obydwu półkulach w stronę przyrównikowej strefy niskiego ciśnienia i stanowią dorównikowe części cyrkulacji powietrza w wyżach stacjonarnych Tworzących podzwrotnikową strefę wysokiego ciśnienia. Zgodnie z kierunkiem ruchu powietrza w tych układach pasaty docierają do przyrównikowej strefy niskiego ciśnienia na półkuli północnej z północnego wschodu, a na południowej z południowego wschodu. Im bliżej tej strefy, tym bardziej przeważa kierunek wschodni.

Strefa, gdzie zbiegają się pasaty z obydwu półkul, nosi nazwę **międzyzwrotnikowej strefy zbieżności lub strefy konwergencji** (ang. Intertropical Convergence Zone - ITCZ). Jej szerokość nad oceanami waha się od ok. 2 do ok. 10° szer. geogr. W związku z rocznymi zmianami deklinacji Słońca zmienia ona cyklicznie swoje położenie przechodząc to na jedną, to na drugą półkulę. Nad kontynentami zmiany te są większe niż nad obszarami oceanicznymi (rys. 10).

Pasaty zaznaczają się najbardziej nad otwartymi przestrzeniami oceanów, gdzie ich prędkość wynosi od kilku do kilkunastu węzłów. Mimo niezbyt dużej prędkości, stałość kierunku jaki utrzymują wywołuje falowanie utrudniające żeglugę. Przykładem jest prawie stale wzburzone Morze Karaibskie.

Zmiana kierunku wiatru pasatowego jest jednym z objawów tworzącego się lub bliskości zaburzenia atmosferycznego - cyklonu tropikalnego, fali tropikalnej, linii szkwałów lub burzy.

**Monsuny** są wiatrami sezonowymi zmieniającymi kierunek na przeciwny dwukrotnie w ciągu roku - latem wieją one znad oceanu w głąb kontynentu (monsun letni), a zimą - znad kontynentu nad ocean (monsun zimowy). Zmiany kierunku wiatru są wynikiem sezonowych zmian ciśnienia pomiędzy kontynentami Azji, Afryki i Australii i obszarami przyległych oceanów, a także cyklicznym przemieszczaniem się przyrównikowej strefy niskiego ciśnienia związanym ze zmianami deklinacji Słońca (patrz także podrozdz. 2.2).

Do obszarów, gdzie wiatry monsunowe są najbardziej odczuwalne, zalicza się północną część Oceanu Indyjskiego (Morze Arabskie i Zatoka

Bengalska) i sąsiadujące z nią obszary kontynentu azjatyckiego, północną Australię, a także zachodnią część Oceanu Spokojnego z przylegającą do niej wschodnią częścią Azji.

Na Oceanie Indyjskim monsun letni wieje (ze względu na siłę Coriolisa) z południowego zachodu na północny wschód, w północnej Australii z pomocnego wschodu na południowy zachód, a na zachodnim Pacyfiku z południowego wschodu na północny zachód. Monsun zimowy ma, w przybliżeniu, kierunek przeciwny.

Prędkość wiatru monsunowego rzadko przekracza 30-40 węzłów. Na Oceanie Indyjskim jest ona zwykle większa latem, natomiast na Pacyfiku u wybrzeży Chin - zimą.

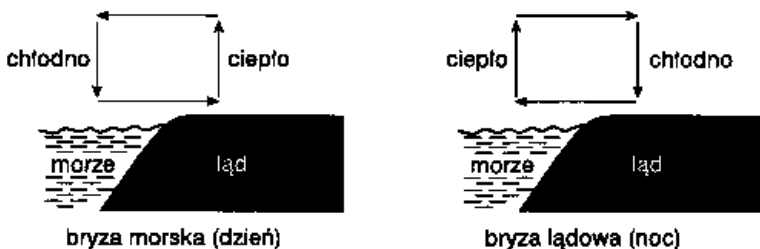
Napływające latem nad kontynent powietrze oceaniczne jest bardzo wilgotne. Zawarta w nim para wodna ulega nad lądem skropleniu, a efektem tego jest przeważające nad nim o tej porze roku duże zachmurzenie oraz występujące częste i ulewne opady. W Indiach i obszarach sąsiednich pora deszczowa trwa z przerwami od kwietnia do października. Razem z cyklonami tropikalnymi monsuny te powodują niejednokrotnie katastrofalne sztormy połączone z ulewnymi opadami i podwoziami. Wiejący natomiast z głębi kontynentu monsun zimowy jest wiatrem o małej zawartości wilgoci. Jego wilgotność względna wraz ze zbliżaniem się do strefy brzegowej i podnoszeniem się w nim temperatury maleje - staje się ono coraz bardziej suche. Związana jest z nim pogoda o małym i umiarkowanym zachmurzeniu i rzadko występujących opadach.

Wiatry o charakterze monsunowym, lecz o znacznie mniejszym natężeniu, występują także w innych rejonach kuli ziemskiej. Należy do nich m.in. Zatoka Gwinejska u zachodnich wybrzeży Afryki, wschodnie wybrzeże Brazylii i zachodnie wybrzeża Meksyku.

W okresie utrzymywania się przez dłuższy czas upalnej pogody wiatry o cechach monsunów zaznaczają się także u południowych, śródziemnomorskich wybrzeży Francji i Hiszpanii.

**Wiatry lokalne** są wynikiem miejscowych różnic ciśnienia lub stanowią drobniejsze rozgałęzienia wielkoskalowej cyrkulacji atmosfery. Wiele z nich powtarza się i ma swoje nazwy.

Do wiatrów powstających w wyniku lokalnych różnic ciśnienia należą m.in. **bryzy** (rys. 11). Są to wiatry rozwijające się na pograniczu mórz i większych jezior oraz lądów. Charakteryzują się zmiennością dobową - w ciągu dnia wieją znad morza w stronę lądu, a nocą znad lądu w kierunku morza. Pierwsze z nich to **bryzy morskie**, a drugie - **bryzy lądowe**. Zmiany kierunku wiatru są wywołane zmieniającymi się na przemian ośrodkami wysokiego i niskiego ciśnienia - w dzień niższe ciśnienie panuje nad rozgrzanym lądem, nocą natomiast, kiedy jest on wychłodzony - nad cieplejszą wodą. W godzinach rannych i wieczornych, po wyrównaniu się temperatur nad lądem i morzem, bryza okresowo zanika.

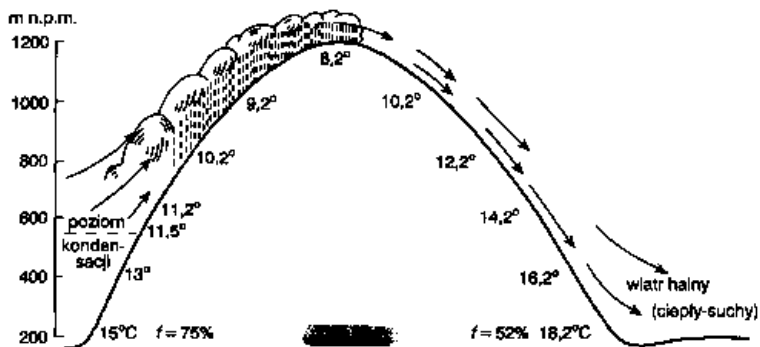


Rys. 11. Bryza morska i lądowa [Radomski, 1977]

Bryzy pojawiają się podczas utrzymującej się dłuższy czas upalnej pogody i obejmują strefę brzegową o szerokości kilku lub kilkunastu kilometrów. Niekiedy, przy dużych kontrastach termicznych pomiędzy lądem i wodą, szerokość tego pasa może osiągać kilkadziesiąt kilometrów (np. południowe wybrzeża Francji).

Podobne do bryz pod względem genezy i charakteru są **wiatry dolinne** i górskie - w dzień nad rozgrzany stok jest zasysane powietrze z dolin (wiatr dolinny), a nocą, po wychłodzeniu, następuje jego spływ w dół (wiatr górski).

Na obszarach górzystych i sąsiadujących z nimi występuje ciepły i suchy wiatr, który w Alpach nosi nazwę **fenu**, w Stanach Zjednoczonych - **chinook**, a w Polsce, w Tatrach - **halnego**. Wiatr o takim charakterze pojawia się również na pograniczu wysokich górzystych brzegów i otwartego morza. Ma on po stronie zawietrznej wzniesień wyższą temperaturę i mniej wilgoci niż po stronie nawietrznej. Przyczyną jest większy przyrost temperatury w powietrzu opadającym ( $1^\circ$  na 100 m) niż jej spadek we wznoszącym (do poziomu kondensacji  $1^\circ$  na 100 m, a powyżej niego  $0,5^\circ$  na 100 m).



Rys. 12. Geneza wiatru halnego [Radomski, 1977]

Mniejsza zawartość wilgoci jest spowodowana opadami po stronie nawietrznej (rys. 12). Wiatr ten, opadając po stronie zawietrznej, osiąga nieraz bardzo dużą prędkość.

W przypadku niższych pasm górskich, jakie ciągną się wzdłuż wybrzeży, różnice temperatur i wilgotności mogą nie występować, ale gwałtowne opa-

danie powietrza powoduje często powstawanie niebezpiecznych fal.

Falowanie o takim właśnie charakterze wywołuje np. wiatr o nazwie **bora**, występujący głównie zimą na adriatyckim wybrzeżu Jugosławii, w niektórych rejonach Morza Czarnego oraz w południowej Francji. Pojawia się on, gdy wiejące od strony lądu chłodne powietrze po przejściu ponad pasmem wzniesień opada, zwiększając jeszcze bardziej prędkość. Niezbyt duża wysokość tych wzniesień powoduje, że ogrzewa się ono adiabaticznie bardzo nieznacznie i wiatr jest odczuwany jako zimny i bardzo ostry. Niekiedy powoduje obładanie statków.

Duże podobieństwo do bory wykazuje **mistral**, chłodny porywisty wiatr północny lub północno-zachodni, wiejący zimą i wiosną w pobliżu wybrzeży francuskich i włoskich (riwiera francuska i włoska) Morza Śródziemnego oraz w dolinie Rodanu. Wywołane nim falowanie charakteryzuje się krótką i wysoką falą.

Podobny do obydwu wymienionych wiatrów jest także **boraccio** - porywisty wiatr występujący na włoskim wybrzeżu Adriatyku.

W środkowej części Morza Śródziemnego występuje, głównie zimą, wiatr o nazwie **gregale**. Jest on związany z przemieszczającymi się układami niżowymi i najczęściej wieje z północnego wschodu.

**Levanter** to zwykle słaby, wschodni wiatr występujący latem w Cieśninie Gibraltarskiej. Z jego istnieniem jest związana charakterystyczna chmura u szczytu pobliskiej skalistej góry, będąca efektem skraplania się pary wodnej w powietrzu zasysanym ze stoku do góry przez przepływające wyżej chłodne powietrze.

**Sirocco** jest suchym i gorącym wiatrem pojawiającym się nad Morzem Śródziemnym zwykle latem. Wieje on z Afryki i Półwyspu Arabskiego i niesie dużo pyłu. Przemieszczające się nad morzem powietrze pobiera wilgoć i staje się bardzo parne. Przynosi on gwałtowne, krótkotrwałe opady i powoduje sztormy.

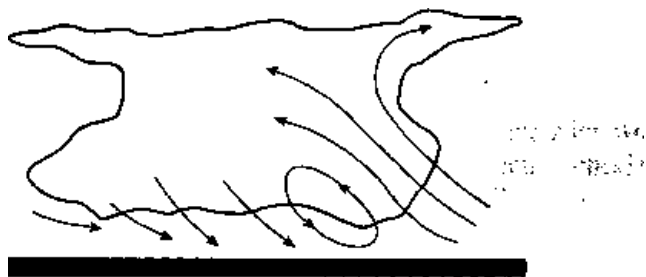
**Harmattan** to wiatr pasatowy wiejący na zachodnim wybrzeżu Afryki Północnej i nadciągający nad Atlantyk z Sahary. Niesie dużo pyłu, ograniczając widzialność. W chłodnej porze roku występuje głównie w rejonie Zatoki Gwinejskiej, w ciepłej natomiast - na wybrzeżu atlantyckim Afryki Północnej.

Do wiatrów o charakterystycznych cechach należą także m.in. **norther** - północny wiatr nad Zatoką Meksykańską, **pampero** - wiatr szkwałowy okresu zimowego nad La Plata, **Sumatra** - wiatr cieśniny Malakka, **shamal** - wiatr Zatoki Perskiej, **south-easter** - wiatr sztormowy m.in. Zatoki San Francisco, **bayamo** - wiatr u wybrzeży Kuby, **bali** - na Jawie, **blizzard** - o charakterze burzy śnieżnej w Ameryce Północnej oraz **purga** - o takim samym charakterze na wyspie Nowa Ziemia (Morze Arktyczne).

Przyczynami **lokalnych zakłóceń** atmosfery objawiającymi się nagłym wzrostem prędkości wiatru jest równowaga chwiejna atmosfery, przechodzenie

chłodnego frontu atmosferycznego, obecność chmur *Cb* i upalna pogoda. Do najczęściej obserwowanych zjawisk tego typu należą szkwały oraz trąby powietrzne i trąby wodne.

**Szkwał** to gwałtowny i krótko trwający wiatr związany najczęściej z przemieszczającą się i dającą opady burzowe, rozbudowaną i wypiętrzoną chmurą *Cb*. Jego prędkość przekracza niekiedy znacznie 30 m/s. Jeśli chmura ta towarzyszy frontowi atmosferycznemu, który, szybko postępując, wślizguje się pod powietrze ciepłe i unosi je do góry, szkwały noszą nazwę **frontalnych**, jeśli zaś powstaje w wyniku lokalnych prądów konwekcyjnych powietrza występujących w jednorodnej masie powietrza - **wewnątrzmasowych**. Wzrost prędkości wiatru jest związany z istnieniem w przedniej części przemieszczającej się chmury prądów wstępujących, natomiast w jej środkowej i tylnej -



Rys. 13. Powstawanie szkwału [Holec, 1973]

prądów zstępujących (rys. 13). Na styku powietrza unoszonego i opadającego tworzy się wir o osi poziomej ustawionej poprzecznie do kierunku ruchu frontu - kołnierza burzowego. Największa prędkość wiatru jest *związana* z przechodzeniem tego kołnierza. Ciśnienie, które wraz ze zbliżaniem się chmury *Cb* spadało, w chwili przechodzenia szkwału nagle wzrasta i równie nagle spada, dając charakterystyczny „zygzak” na barografie.

Szkwały pochodzenia frontального mają większą siłę niż wewnątrzmasowe i ciągną się niekiedy wzdłuż frontu setkami kilometrów, tworząc **linię szkwałów** (nawałnic).

**Trąba powietrzna** to wir powietrza ciągnący się od chmury *Cb* do powierzchni Ziemi. Najczęściej ma ona kształt ciemnego leja, którego szerszy koniec łączy się z chmurą. Powietrze, obracając się w nim spiralnie, unosi się jednocześnie i na górze rozplywa. Wielkości trąb powietrznych są bardzo zróżnicowane. Te najgwałtowniejsze występują w Ameryce Północnej, gdzie są nazywane **tornadami**. Prędkość obracającego się w nich powietrza sięga często 200-300 km/h (odnotowano przypadki 800 km/h). Ciśnienie atmosferyczne jest bardzo niskie i różni się od ciśnienia panującego na *zewnątrz* o dziesiątki hektopaskali. Przy tak dużej prędkości obracającego się w nich powietrza mają one potężną siłę *mszczącą*. Średnica leja tornada wynosi średnio od kilkudziesięciu do



200 m. Tornada przesuwają się ze średnią prędkością ok. 50 km/h, przyspieszając lub zwalniając. Rejonem najczęściej nawiedzanym przez tornada jest obszar pomiędzy Górami Skalistymi a Apalachami.

Trąby powietrzne o dużej mocy występują również w Australii i w Indiach. W Europie, gdzie są znacznie słabsze, pojawiają się najczęściej podczas upalnej pogody, głównie w powietrzu pochodzenia zwrotnikowego, przy chwiejnej równowadze termicznej atmosfery.

Nad obszarami morskimi obserwuje się niekiedy zjawiska o podobnym do trąb powietrznych charakterze. Są to **trąby wodne**. Ciągną się one od chmury *Cb* do powierzchni wody, którą zasysają. Woda wirująca z olbrzymią prędkością tworzy ruchomy, wyginający się słup. Moc trąb wodnych jest zwykle mniejsza niż trąb powietrznych.

## 2. PROCESY POGODOTWÓRCZE W ATMOSFERZE

Pogoda jest odzwierciedleniem aktualnego układu czynników pogodowych na określonym obszarze.

W szerokościach pozazwrotnikowych, a więc umiarkowanych i wysokich, jest ona kształtowana głównie przez stacjonarne lub napływające masy powietrza oraz dzielące je strefy przejściowe - fronty atmosferyczne. Pogoda będąca wynikiem procesów zachodzących w masach powietrza nosi nazwę **pogody wewnątrzmasowej**, natomiast będąca wynikiem procesów związanych z frontami atmosferycznymi - **pogody frontalnej**.

W szerokościach międzyzwrotnikowych pogoda determinowana jest obecnością przyrównikowej strefy niskiego ciśnienia oraz podzwrotnikowej strefy wysokiego ciśnienia, pomiędzy którymi istnieje nieustanny przepływ powietrza.

## 2.1. KSZTAŁTOWANIE SIĘ POGODY W POZAZWROTNIKOWYCH SZEROKOŚCIACH GEOGRAFICZNYCH

### 2.1.1. Masy Powietrza i Ich Klasyfikacja

Najniższa warstwa atmosfery - troposfera, charakteryzuje się nie tylko pionowym, ale i poziomym zróżnicowaniem właściwości fizycznych powietrza. Składa się ona z wielu objętości powietrza i dzielących je stref przejściowych. Objętości te noszą nazwę mas powietrza, natomiast wąskie w porównaniu z nimi strefy przejściowe, o dużej zmienności parametrów meteorologicznych - frontów atmosferycznych.

**Masy powietrza** to liczące setki i tysiące kilometrów przestrzenie atmosfery różniące się pomiędzy sobą właściwościami fizycznymi. Masy te tworzą się w wyniku przekazywania charakterystycznych cech podłoża znajdującemu się nad nim powietrzu. Powietrze zalegające np. zimą nad Syberią staje się z czasem mroźne, o małej zawartości wilgoci, natomiast zalegające nad Oceanem Atlantyckim - ciepłe i wilgotne. Napływając nad Europę pierwsze z nich przyniesie temperatury poniżej zera i małe zachmurzenie, a drugie, o tej samej porze roku - znaczne ocieplenie i zachmurzenie z możliwością opadów.

Obszary, nad którymi tworzą się masy powietrza, są nazywane **obszarami źródłowymi**. Stąd, ulegając ogólnej cyrkulacji atmosferycznej, przemieszczają się one nad inne rejony kuli ziemskiej, zatracając z wolna pierwotne właściwości. Proces tracenia przez masę powietrza właściwości źródłowych nosi nazwę **transformacji**. Im większy jest kontrast pomiędzy właściwościami fizycznymi masy a właściwościami podłoża, tym transformacja przebiega szybciej.

Pogoda kształtowana przez masy powietrza jest związana z ich właściwościami źródłowymi oraz późniejszymi zmianami, jakie w nich zachodzą. Poniżej przedstawiono krótką charakterystykę zmian termicznych w ciepłych i chłodnych masach powietrza.

**W ciepłej masie** powietrza napływającego nad chłodniejsze podłoże następuje obniżanie temperatury, a w ślad za tym zwiększa się w nich równowaga termiczna i maleje konwekcja - rozwój chmur kłębiastych staje się znacznie ograniczony. Obniżenie temperatury pociąga za sobą wzrost wilgotności względnej powietrza i obniżenie poziomu, od którego *zaczyna* się kondensacja pary wodnej. Sprzyja to tworzeniu się chmur warstwowych piętra niskiego St i Sc, które mogą dawać opady mżawki lub słabego deszczu. Niekiedy chmury Sc przechodzą w Ns dające opady o ciągłym charakterze. Duże zachmurzenie, ograniczające zarówno dopływ promieni słonecznych do powierzchni Ziemi, jak i jej nocne straty ciepła spowodowane wypromieniowaniem, sprawiają, że dobowe wahania temperatury są

niewielkie. Obniżenie się temperatury sprzyja tworzeniu się mgieł adwekcyjnych. W przypadku dużych różnic termicznych pomiędzy ciepłą masą a chłodnym podłożem może powstać wyraźna, sięgająca kilkuset metrów wysokości warstwa inwersyjna. Gdy napływa masa powietrza o bardzo małej wilgotności względnej, obniżenie temperatury nie zawsze jest wystarczające, aby zachodziły procesy kondensacji pary wodnej. Może wówczas przeważać pogoda o małym zachmurzeniu lub jego braku.

**W chłodnej masie** powietrza napływającej nad cieplejsze podłoże, od którego się nagrzewa, wzrost temperatury powoduje ustalenie się równowagi chwiejnej, co sprzyja rozwojowi konwekcji termicznej. W wyniku rozległych w pionie prądów konwekcyjnych tworzą się chmury kłębiaste, które mają budowę pionową. Latem są to głównie chmury *Cu* i *Cb*. Zimą, kiedy prądy te są słabsze, przeważają chmury *Cu* i *Sc*. Opady z chmur powstałych w wyniku konwekcji termicznej trwają zwykle krótko - w lecie są to często opady przelotne, ale ulewne lub opady burzowe o dużym natężeniu. Zimą chmury te mogą dawać intensywne opady śniegu.

Na kuli ziemskiej wyróżnia się cztery **geograficzne obszary źródłowe** formowania się mas powietrza: arktyczną (antarktyczną), polarną, zwrotnikową i równikową. Napływające stamtąd masy powietrza określa się więc jako **arktyczne, polarne, zwrotnikowe i równikowe**. W zależności od tego czy określona masa ukształtowała się nad kontynentem, czy oceanem, dzieli się je ponadto na **kontynentalne i morskie**, a ze względu na to czy na pływając nad dany obszar niesie ocieplenie, czy ochłodzenie - na **ciepłe i chłodne**.

**Masa powietrza arktyczno-morskiego** formuje się nad obszarami morskimi wysokich szerokości geograficznych. W rejonach tych, na skutek niskiej temperatury i dużej wilgotności względnej powietrza, przeważa pogoda pochmurna - niebo najczęściej jest pokryte niskimi chmurami warstwowymi. Niska temperatura i duża wilgotność sprzyjają powstawaniu mgieł. W powietrzu tym przeważa stała równowaga termiczna.

Nad Europę i północny Atlantyk powietrze to napływa z północnego zachodu, a nad północną część Oceanu Spokojnego - znad Morza Beringa. Przemieszczając się na południe i ogrzewając, osiąga ono równowagę chwiejną - pojawiają się chmury *Cu* i *Cb* oraz związane z nimi krótkotrwałe opady burzowe.

**Masa powietrza arktyczno-kontynentalnego** tworzy się nad lodami Arktyki oraz nad obszarami leżącymi w wysokich szerokościach geograficznych Azji i Ameryki Północnej. Przeważają tu nisko leżące chmury. W okresie zimowym, przy bardzo dużych spadkach temperatury, tworzą się mgły, noszące nazwę **mgieł arktycznych**. Powietrze to ma niską temperaturę i bardzo małą zawartość pary wodnej. Charakteryzuje je równowaga stała, którą utrzymuje przemieszczając się zimą na południe nad kontynentem. Z jego napływem wiąże się o tej porze roku przewaga pogody chłodnej i o małym zachmurzeniu.

Latem równowaga stała zmienia się w chwiejną, z przewagą chmur *Cu*.

Nad Europę powietrze to napływa rzadko, często natomiast nad północną Azję i Amerykę. Przemieszczając się nad morzem w niższe szerokości geograficzne, ogrzewa się, staje się wilgotniejsze i przekształca w powietrze polarno-morskie.

**Masa powietrza polarno-morskiego** powstaje nad obszarami morskimi w strefach: zimą w pasie pomiędzy 40 i 60°, a latem pomiędzy 50 i 70° szer. geogr. Podczas przemieszczania się latem w niższe szerokości geograficzne powietrze ogrzewa się od podłoża i następuje w nim rozwój konwekcji, w ślad za tym pojawiają się chmury kłębiaste *Cu* i *Cb* oraz rzadziej *St* i *Sc*, dające przelotne opady i burze. Zimą zachowuje ono dużą stateczność - przeważają w nim chmury warstwowe *St* i *Sc* dające słabe opady śniegu lub mżawki.

Powietrze to często napływa do Europy, przynosząc latem ochłodzenie, a zimą - wzrost temperatury.

**Masa powietrza polarno-kontynentalnego** formuje się nad rozległymi obszarami w umiarkowanych szerokościach geograficznych Azji i Ameryki Północnej. Zimą nad tymi kontynentami rozciągają się potężne wyże baryczne o ciśnieniu sięgającym 1050 - 1060 hPa i panuje stabilna, ale bardzo mroźna pogoda. Temperatury spadają do kilkudziesięciu stopni poniżej zera (np. w Jakucji średnia temperatura stycznia wynosi -48°C). Na obszarach tych roczne amplitudy temperatury są największe na kuli ziemskiej, gdyż lata są bardzo upalne. Gdy powietrze to przemieszcza się nad kontynentem, przynosi latem pogodę słoneczną i upalną, gdy natomiast wędruje nad oceanem - staje się wilgotne i następuje w nim silny rozwój chmur kłębiastych *Cu* i *Cb*, którym towarzyszą burze. Zimą niesie ze sobą duże spadki temperatury oraz zwykle pogodę bezchmurną lub o małym zachmurzeniu. Często kształtuje ono pogodę w Europie.

**Masa powietrza zwrotnikowo-morskiego** podczas przemieszczania się ku równikowi traci stopniowo stateczność. W powietrzu tym powstają prądy konwekcyjne o charakterze lokalnym, niebo jest pokryte porzrzucanymi chmurami *Cu*, głównie *hum*, a bliżej równika - *Cu con*. W pobliżu strefy, gdzie spotykają się pasaty z obydwu półkul, wyraźnie już przeważają chmury kłębiaste - *Cb*, z którymi są związane tropikalne ulewy. Powietrze to, przemieszczając się w wyższe szerokości geograficzne, ochładza się od podłoża i staje się bardziej stabilne - przeważają w nim chmury warstwowe *St* i *Sc*. Powietrze zwrotnikowo-morskie po nasunięciu się latem nad rozgrzany kontynent przynosi, ze względu na dużą zawartość pary wodnej, burze. W głębi ładu chmury *Cb* przechodzą w chmury *Cu*.

**Masa powietrza zwrotnikowo-kontynentalnego** nabiera swoich cech nad północną Afryką, południową Azją i południową częścią Ameryki Północnej. Jest to powietrze bardzo ciepłe i suche, o dużej stateczności. Nad obszarami tymi niebo jest najczęściej bezchmurne. Napływając nad obszary morskie, traci stateczność, pojawiają się w nim prądy konwekcyjne i wzrasta zachmurzenie. Przemieszczając się nad lądem, zachowuje przez długi czas

pierwotny charakter.

**Masa powietrza równikowego** tworzy się z napływającego w postaci pasatów powietrza zwrotnikowego, głównie zwrotnikowo-morskiego. W wyniku bardzo intensywnej konwekcji w strefie tej przeważa duże zachmurzenie - niebo pokryte jest chmurami o dużym rozwoju pionowym, głównie *Cu con* i *Cb*, których podstawy są połączone, stanowiąc zwartą powłokę. Zawartość pary wodnej w powietrzu jest bardzo wysoka. Jest to strefa o niezwykle silnych, prawie codziennych burzowych ulewach.

W Europie pogodę kształtują najczęściej masy powietrza polarnego i arktycznego, a w jej południowej części także zwrotnikowego. Oto krótka charakterystyka pogody związana z napływem poszczególnych rodzajów mas:

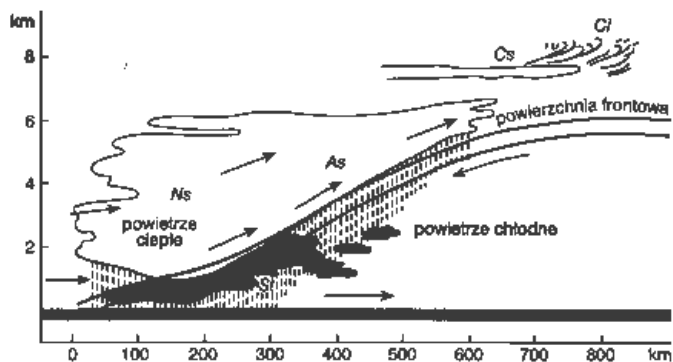
- arktyczno-morskie - latem ochłodzenie i zachmurzenie z możliwością opadów; zimą - zachmurzenie i opady, najczęściej śniegu lub śniegu z deszczem;
- arktyczno-kontynentalne - latem docierają rzadko, przynosząc chłodną i jednocześnie słoneczną pogodę; zimą - niskie temperatury;
- polarno-morskie - latem zachmurzenie i opady; zimą - ocieplenie, zachmurzenie i opady deszczu lub śniegu z deszczem;
- polarno-kontynentalne - latem upały, zimą - ujemne temperatury, wiosną i jesienią - przymrozki;
- zwrotnikowe-morskie - latem - opady burzowe, zimą - znaczne ocieplenie;
- zwrotnikowo-kontynentalne - latem upały, zimą - wysokie temperatury.

### 2.1.2. Fronty Atmosferyczne

**Front atmosferyczny** to strefa przejściowa pomiędzy dwoma masami powietrza różniącymi się warunkami termicznymi. Linia, wzdłuż której płaszczyzna ich styku, zwana **powierzchnią frontową**, dochodzi do powierzchni Ziemi jest określana jako **linia frontu**. Front atmosferyczny może powstać także w jednej masie powietrza, gdy w wyniku różnic termicznych podłoża jedna jej część stanie się cieplejsza od drugiej. Fronty atmosferyczne istnieją od kilku do kilkunastu dni. Powstawanie frontu i jego umacnianie się nosi nazwę **frontogenezy**, a proces zanikania - **frontolizy**. Z frontami atmosferycznymi związane jest duże zachmurzenie i opady. Gdy różnice termiczne pomiędzy masami powietrza są niewielkie, strefa zachmurzenia jest mniej widoczna. Wyróżnia się **fronty ruchome** - ciepłe, chłodne i okluzji oraz **fronty stacjonarne**.

**Front ciepły** znajduje się na **czele cieplejszej masy powietrza** napierającej na masę chłodniejszą - po jego przejściu następuje ocieplenie. Powierzchnia frontowa tego frontu jest ustawiona do powierzchni Ziemi ukośnie, tworząc z nią kąt ostry. Nad nią znajduje się lżejsze powietrze ciepłe, a pod nią, cięższe, chłodne. Odległość pomiędzy linią frontu a najwyższą częścią powierzchni frontowej, znajdującej się na wysokości kilku kilometrów (w strefie

umiarkowanej 6-8 km), sięga zwykle kilkuset kilometrów. Po powierzchni tej, jak po stoku, przesuwa się do góry napierające powietrze ciepłe. Na skutek adiabaticznego ochładzania się następuje w nim kondensacja pary wodnej i formuje się rozległy system chmur warstwowych (rys. 14).



Rys. 14. Przekrój pionowy frontu ciepłego [Radomski, 1977]

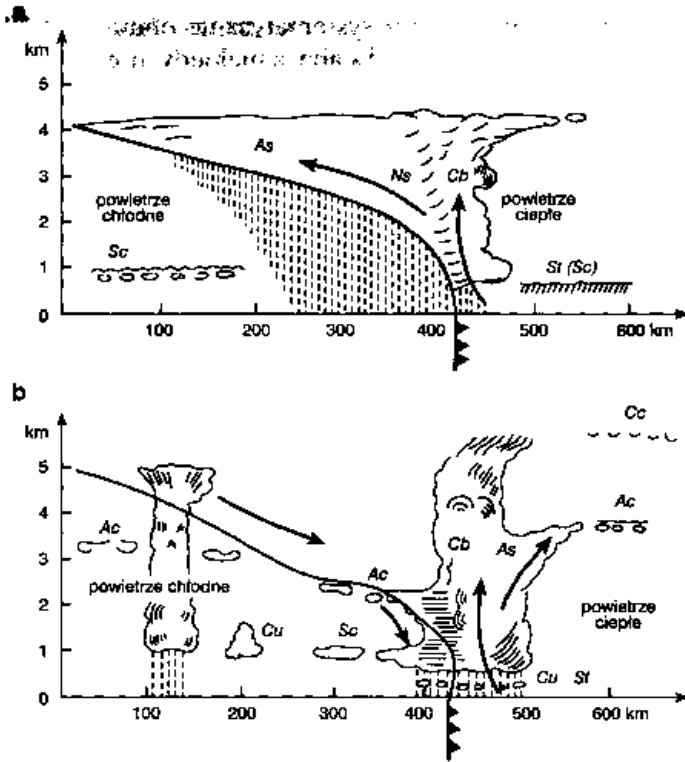
Z przemieszczaniem się frontu ciepłego jest związana pogoda o dużym zachmurzeniu i opadach. Pierwszymi objawami jego zbliżania się jest pojawienie się na niebie chmur związanych z najwyższymi partiami płaszczyzny frontowej - *Ci*. Po nich pojawiają się zwykle chmury *Cs*, a potem chmury piętra średniego - *As*, które przechodzą w *Ns*. Jednocześnie zachmurzenie stopniowo wzrasta, a pułap chmur systematycznie obniża się. Wraz z pojawieniem się chmur *As* mogą wystąpić słabe, a niekiedy intensywniejsze i dłużej trwające opady deszczu lub mżawki, natomiast zimą śniegu. Wraz z nadejściem chmur *Ns* przechodzą one w opady ciągłe. Poniżej chmur *As* i *Ns* są czasami widoczne postrzępione chmury *St* i *Cu (fra)*, nazywane potocznie chmurami złej pogody. Po przejściu linii frontu przestaje padać i przejaśnia się. Zdarza się, że w chłodnej porze roku na niebie mogą jeszcze przez pewien czas występować chmury *St* i *Sc*, a w porze cieplej - chmury piętra średniego i wysokiego.

Latem ruch ciepłego powietrza w górę po powierzchni frontowej jest niekiedy tak gwałtowny, że -jeśli jest ono dostatecznie wilgotne - tworzy się chmura burzowa *Cb*. W przypadku, gdy występuje ona jednocześnie z chmurą *As*, opady są mniej intensywne, a burza ma łagodniejszy przebieg. Przy dużej przewodzie chmury *As* o istnieniu wyżej chmury *Cb* świadczą błyskawice i grzmoty oraz nagły wzrost natężenia opadów.

**Front chłodny** znajduje się na czele chłodniejszej masy powietrza napierającej na masę cieplejszą - po jego przejściu następuje ochłodzenie. Ze względu na większy ciężar powietrza chłodnego płaszczyzna frontowa ma kształt tępego klina, który pcha przed sobą powietrze ciepłe i, wklinowując się

częściowo pod nie, unosi je do góry. Prędkość unoszenia zależy od naporu powietrza chłodnego, a tym samym - od prędkości przesuwania się frontu.

Jeśli front **przemieszcza się wolno** (rys. 15a), wówczas proces unoszenia znajdującego się przed nim ciepłego powietrza przebiega łagodnie i tworzą się, podobnie jak we froncie ciepłym, chmury warstwowe. Ich kolejność jest odwrócona - przy zbliżaniu się tego frontu jako pierwsze na niebie ukazują się zwykle słabo rozbudowane chmury *Cb* i pojawiają się związane z nimi opady, niekiedy o dużej intensywności, a za nimi chmury *Ns* i opady ciągłe, lecz o znacznie mniejszym natężeniu. Jako kolejne napływają *As*, a na końcu *Cs*. Strefa opadów jest dość szeroka, sięgając często ponad 100 km. Przy bardzo małej prędkości frontu chmury *Cb* mogą nie występować.



Rys. 15. Przekroje pionowe frontów chłodnych [Radomski, 1977]

a – wolno przemieszczający się front chłodny, b – szybko przemieszczający się front chłodny; strzałki oznaczają kierunek ruchu powietrza; miejsca zakreskowane liniami przerywanymi – strefy opadu

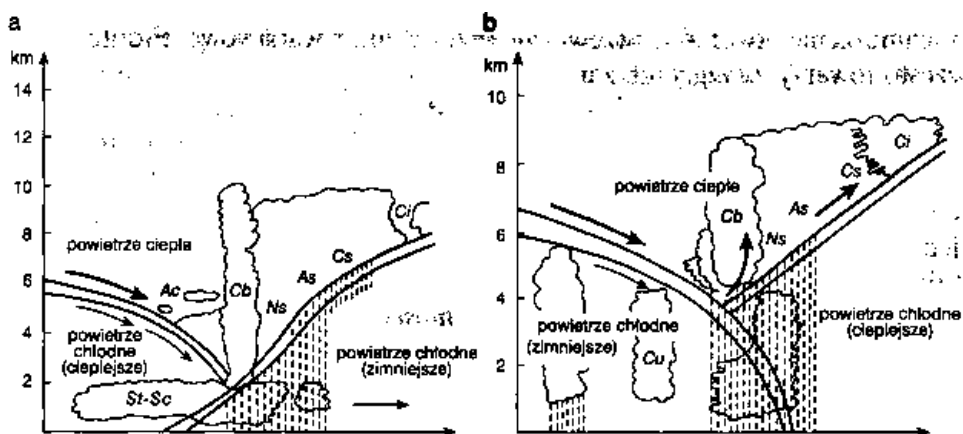
Przy **dużej prędkości** frontu chłodnego (rys. 15b) dochodzi do gwałtownego wypychania znajdującego się przed nim ciepłego powietrza i silnego rozwoju chmur *Cb*. Chmury te poprzedzają czasem chmury *Cc* i *Ac*. Frontowi temu na całej długości towarzyszą opady burzowe z wyładowaniami atmosferycznymi oraz silne,

porywiste wiatry. Strefa opadów jest węższa niż w wolno poruszających się frontach, wynosząc od kilkunastu do kilkudziesięciu kilometrów. Mała szerokość strefy i duża prędkość frontu powodują, że opady trwają krótko - od kilkunastu do kilkudziesięciu minut.

**Front okluzji** powstaje, gdy w wyniku zwykle szybciej przemieszczającego się frontu chłodnego nastąpi jego połączenie z frontem ciepłym. Zbliżające się do siebie powierzchnie frontowe - w kształcie klina frontu chłodnego i ukośnie ustawionej do powierzchni Ziemi frontu ciepłego, powodują, że znajdujące się pomiędzy nimi powietrze ciepłe zostaje uniesione do góry i tworzy się rozległa strefa dużego zachmurzenia. Wyróżnia się okluzje o charakterze frontu ciepłego lub chłodnego.

**Okluzja o cechach frontu ciepłego** (rys. 16a) tworzy się, gdy powietrze pod powierzchnią frontu ciepłego jest chłodniejsze (cięższe) od powietrza znajdującego się pod powierzchnią frontu chłodnego. W takim przypadku powierzchnia frontu chłodnego, wraz z rozwojem okluzji, wznosi się po powierzchni frontu ciepłego do góry - do powierzchni Ziemi dochodzi tylko powierzchnia frontu ciepłego. Front chłodny okluzji nosi nazwę frontu górnego, a ciepły - frontu dolnego.

**Okluzja o cechach frontu chłodnego** (rys. 16b) powstaje w sytuacji odwrotnej, gdy powietrze pod powierzchnią frontu ciepłego jest cieplejsze od powietrza pod powierzchnią frontu chłodnego. W takim przypadku klinowata płaszczyzna frontu chłodnego wypełniona cięższym powietrzem odcina coraz wyżej płaszczyznę frontową frontu ciepłego od powierzchni Ziemi - front chłodny znajduje się na dole, a ciepły na górze.



Rys. 16. Przekroje pionowe frontów zokludowanych [Radomski, 1977]

a - okluzja ciepła, b - okluzja chłodna; strzałki oznaczają kierunek ruchu powietrza, miejsca zakreskowane przerywanymi liniami są strefami opadów

Kolejność chmur przy zbliżaniu się **ciepłego frontu zokludowanego**, w którym rozpoczął się proces okluzji, jest początkowo taka sama, jak we froncie



ciepłym -jako pierwsze ukazują się chmury związane z górnymi częściami płaszczyzny frontowej - *Ci* i *Cs*, potem *As* i *Ns*, a na końcu, towarzyszące frontowi chłodnemu - *Cb*. W późniejszych fazach rozwoju okluzji chmury związane z górnymi częściami frontu ciepłego z wolna zanikają, natomiast coraz bardziej rozwijają się chmury związane z jego dolnymi partiami - *St* i *Ns*. Dają one zwykle ciągłe opady deszczu, przechodzącego okresami w mżawkę. Chmury te pokrywają niebo całkowicie, a ich pułap jest niski. Opadom często towarzyszy mgła lub zamglenie.

Układ chmur podobny jak we froncie ciepłym istnieje również początkowo w zbliżającym się **chłodnym froncie zokludowanym**, w którym proces ten także znajduje się w początkowej fazie. Pierwszymi pojawiającymi się chmurami są chmury piętra wysokiego - *Ci* i *Cs*, potem średniego - *As*, a następnie *Ns*. Za nimi napływają chmury *Cb* związane z frontem chłodnym. Chmury *Ns* i *Cb* powodują intensywne opady. W miarę dalszego rozwoju okluzji zaczynają przeważać chmury frontu chłodnego - *Cb*, które wykształcają się silniej w szybko postępujących frontach. Jednocześnie w strefie za frontem następuje rozwój chmur *Cu*.

**Front stacjonarny** rozdziela dwie masy powietrza, nie wykazując przy tym wyraźnego ruchu postępowego. Front ten tworzy się najczęściej w wyniku zatrzymania się frontu ciepłego, chłodnego lub zokludowanego, albo gdy stykające się dwie masy powietrza pozostają nieruchome lub przemieszczają z bardzo małą prędkością. Szerokość strefy, jaką zajmuje front stacjonarny i układ chmur, zależy od sposobu jego powstania, różnicy temperatur obydwu mas powietrza, ich wilgotności itp. Fronty te charakteryzuje na ogół znaczne zachmurzenie utworzone przeważnie przez chmury warstwowe. Frontom tym często towarzyszą mgły lub zamglenia.

### 2.1.3. Układy baryczne niskiego i wysokiego ciśnienia

Na kuli ziemskiej od równika po bieguny istnieją, przechodzące łagodnie jedna w drugą, strefy klimatyczne. W strefach tych kształtują się, w zależności od położenia geograficznego, główne masy powietrza - arktyczne, polarne, zwrotnikowe i równikowe. Dzieli je, umownie przyjęte, granice - **fronty klimatologiczne**, określane także jako **fronty główne, I rodzaju lub pierwotne** (fronty ciepły, chłodny, zokludowany i stacjonarny to fronty wtórne).

**Front arktyczny** znajduje się ok. 70-75° szer. geogr. i rozdziela masy powietrza arktycznego od polarnego; **front polarny** przebiega na wysokości ok. 50-60° szer. geogr. i oddziela masy powietrza polarnego od zwrotnikowego; **front zwrotnikowy** występuje ok. 30° szer. geogr. i dzieli masy powietrza zwrotnikowego od równikowego; **front równikowy** zajmuje położenie od 8-10° szer. geogr. pn. do 4-6° szer. geogr. pd. i oddziela masy powietrza napływające w strefę zbieżności pasatów z obydwu półkul.

Na niektórych odcinkach tych frontów, głównie **arktycznym i polarnym**, spotykają się nieregularnie i ścierają ze sobą masy powietrza

znacznie różniące się temperaturą i kierunkiem ruchu. Miejsca tych spotkań oraz ich liczba jest różna i stale się zmienia. Odcinki dzielące te masy mają na ogół przebieg zbliżony do równoleżnikowego, a ich długość sięga niekiedy kilku tysięcy kilometrów

### 2.1.3.1. Niże baryczne

**Niż baryczny** to wir atmosferyczny z systemem frontów, w którym ciśnienie maleje ku centrum układu. Na półkuli północnej kierunek poruszającego się powietrza jest przeciwny do ruchu wskazówek zegara (na półkuli południowej - zgodny), z jednoczesnym odchyleniem w kierunku centrum. Z niżem jest związany front ciepły i chłodny, a w późniejszym okresie - także front okluzji. Na mapach rozkładu ciśnienia układy niżowe odwzorowują się jako koncentrycznie ułożone izobary, których wartości maleją w kierunku centrum, oznaczonego literą N (lub ang. L - *Low*).

Niże baryczne tworzą się w wyniku termicznych i dynamicznych zmian ciśnienia.

**Zmiany termiczne ciśnienia** są wywołane lokalnym wzrostem temperatury powietrza. W powietrzu ciepłym zwiększa się odległość pomiędzy powierzchniami izobarycznymi (ich wygięciem do góry) i wzrost ciśnienia na określonej wysokości powodujący odpływ powietrza na zewnątrz. Nad obszarem tym następuje w konsekwencji spadek ciśnienia wymuszający dopływ powietrza dołem. Ruch tego powietrza staje się niekiedy wirowy - w części dolnej cyklonalny (przeciwny do ruchu wskazówek zegara), a w części górnej antycyklonalny (zgodny z ruchem wskazówek). Powstałe w ten sposób niże noszą nazwę **niżów termicznych**. Jeśli nastąpi pochylenie powierzchni izobarycznych, rozpocznie się wówczas ruch postępowy całego układu. Latem niże termiczne tworzą się nad rozgrzаныmi obszarami lądowymi, a zimą nad ciepłymi wodami oceanów. Niekiedy są to rozległe niże stacjonarne.

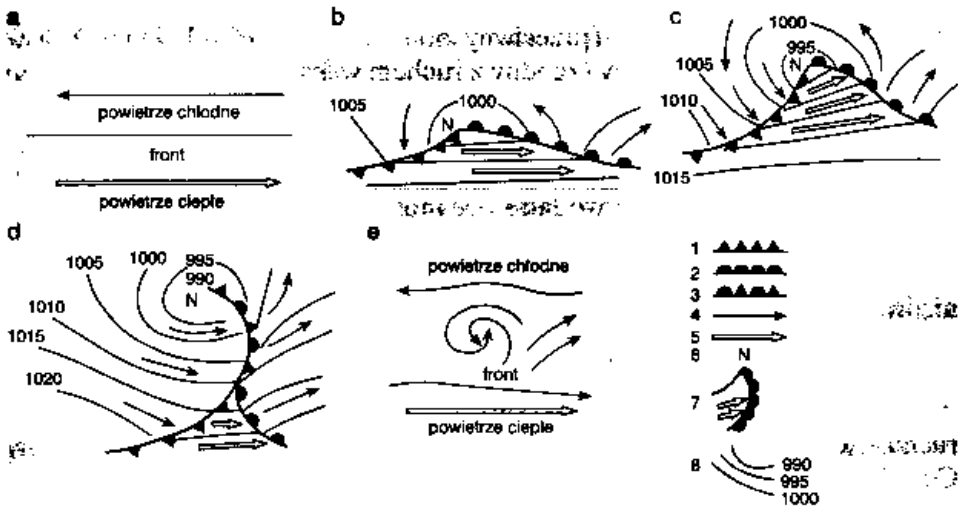
**Zmiany dynamiczne ciśnienia** wyjaśnia **teoria falowa** powstawania niżów. Według niej niże baryczne są wirami powstającymi na frontach klimatologicznych - głównie **polarnym i arktycznym** - w miejscach, gdzie następuje intensywne ścieranie się mas ciepłego i chłodnego powietrza. Spotykające się tam masy powietrza różnią się nie tylko temperaturą, ale i kierunkiem ruchu - ciepłe masy napływające od równika wykazują, pod wpływem siły Coriolisa, tendencję do skrętu na wschód (półkula północna), a chłodne masy przemieszczające się od bieguna - na zachód. Powoduje to załamanie się dzielącej je granicy (rys. 11 a) - ciepłe powietrze wdiera się miejscami w obszar zajmowany przez chłodne, a w innych chłodne - w obszar zajmowany przez ciepłe. W efekcie tworzą się załamania w postaci fal. Początek układom niżowym dają fale zwrócone grzbietem w kierunku bieguna i wypełnione powietrzem ciepłym (rys. 17b). Zwiększają one z czasem amplitudę i przekształcają się w wiry powietrza (rys. 17c,d,e) przemieszczające się w kierunku zgodnym z przeważającą cyrkulacją atmosfery - z zachodu na wschód i północny wschód.

Procesy zachodzące w pobliżu powierzchni Ziemi są poprzedzone zmianami następującymi w górnych partiach troposfery - tworzą się górne kliny, wówczas izohipsy są zwrócone wypukłościami w stronę bieguna, oraz górne zatoki - izohipsy są wygięte ku równikowi. Rozbieżny układ izohips na zachód od osi klina i na wschód od osi zatoki powoduje spadek ciśnienia przy powierzchni Ziemi, natomiast ich zbieżność, na wschód od osi klina i na zachód osi zatoki, jego wzrost.

Warunkiem rozwoju zaburzenia przy powierzchni Ziemi jest:

- zwiększenie się w górnej strefie frontowej poziomego gradientu ciśnienia i w ślad za tym wzrost prędkości wiatru,
- pokrycie się wierzchołka fali przy powierzchni Ziemi z obszarem rozbieżności izohips, powodujące spadek ciśnienia w pobliżu wierzchołka fali,
- równowaga chwiejna powietrza,
- odpowiednio duża (800-2800 km) długość fali.

Okres istnienia niżu można podzielić na cztery etapy. Pierwszym jest stadium fali, czyli zwrócone grzbietem w kierunku bieguna załamanie odcinka frontu klimatologicznego wypełnionego powietrzem ciepłym (rys. 17b). Boki tego załamania tworzą fronty atmosferyczne. Bok wschodni, po którego prawej stronie jest powietrze chłodne, a po lewej ciepłe - to **front ciepły**, a bok zachodni,



Rys. 17. Główne stadia niżu barycznego [Radomski, 1977]

a - ciepła i chłodna masa powietrza rozdzielona frontem, b - zafalowanie i niż powstający na wierzchołku tego zafalowania (stadium fali), c - wyraźnie wykształcony wycinek ciepłego niżu (stadium niżu młodego), d - okludowanie się niżu i zanikanie wycinka ciepłego (stadium niżu dojrzałego), e - zanikanie niżu (stadium niżu starego); 1 - front chłodny, 2 - front ciepły, 3 - front zokludowany, 4 - powietrze chłodne, 5 - powietrze ciepłe, 6 - niż, 7 - wycinek ciepłego niżu, 8 - izobary mający po prawej stronie powietrze ciepłe, a po lewej chłodne – to **front chłodny**

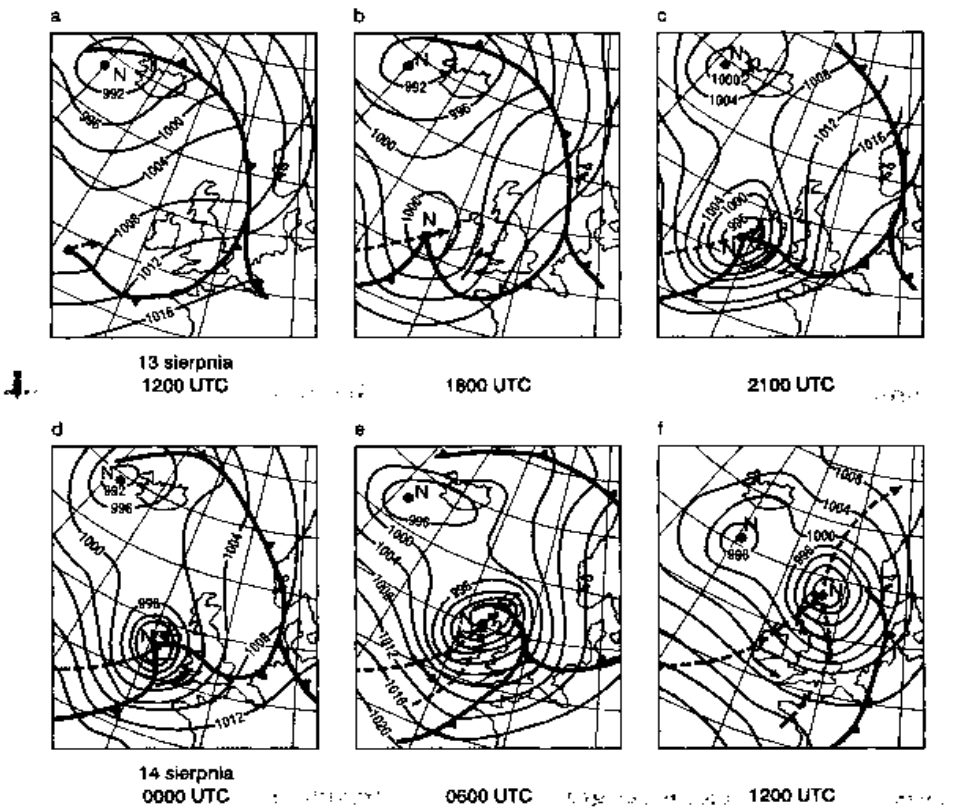
Obszar w kształcie klina, ograniczony frontami zbiegającymi się u wierzchołka fali i wypełniony ciepłym powietrzem, to **wycinek ciepłego niżu**.

Druga faza to **stadium młodego niżu**. W fazie tej fala jest już bardziej ostra, a wycinek ciepły wyraźnie ukształtowany (rys. 17c). Większa prędkość frontu chłodnego sprawia, że wraz z upływem czasu fala będzie wystrzać się coraz bardziej.

W fazie trzeciej, **okludowania się niżu**, front chłodny zaczyna na coraz dłuższym odcinku łączyć się z frontem ciepłym. Miejsce, gdzie schodzą się obydwa fronty nazywa się **punktem okluzji**. Początek tej fazy jest okresem największego rozwoju niżu (rys. 17d).

Faza czwarta to proces **wypełniania się niżu**. Powietrze ciepłe z wycinka ciepłego zostaje uniesione do góry przez zbliżające się do siebie powierzchnie frontowe, za którymi powietrze chłodne tylko nieznacznie różni się temperaturą. Wycinek ciepły znajduje się już w stadium szczątkowym i jest daleko przesunięty na peryferie niżu (rys. 17d). Coraz wolniejszy jest także wirowy, cyklonalny ruch powietrza.

Żywotność niżów sięga kilku, kilkunastu dni. Niekiedy nie rozwijają się



**Rys. 18.** Niże baryczne na północno-wschodnim Atlantyku – kolejne mapki ukazują zachodzące w nich zmiany od godz. 1200 UTC 13 sierpnia do godz. 1200 UTC 14 sierpnia [Thurman, 1997]

one w pełni i po krótkim okresie zanikają.

**Kierunek przemieszczania** się układów niżowych jest zgodny z przeważającym prądem powietrza w środkowych i górnych warstwach troposfery - na poziomie odpowiadającym ciśnieniu 700-500 hPa. Prąd ten nosi nazwę **strumienia wiodącego**. Niże wędrują zgodnie z jego kierunkiem, z prędkością ok. 20% mniejszą.

Na mapach przedstawiających rozkład ciśnienia kierunek, w jakim przemieszczają się niże, jest w przybliżeniu zgodny z układem izobar w wycinku ciepłym. W szerokościach umiarkowanych półkuli północnej kierunek ten wiedzie w większości przypadków z zachodu na wschód i północny wschód, a na półkuli południowej z zachodu na wschód i południowy wschód.

**Prędkość** przemieszczania się niżu w stadium fali i niżu młodego jest z reguły większa niż w późniejszych fazach rozwojowych. Prędkość niektórych niżów sięga 35 węzłów (ponad 60 km/h). W fazie wypełniania stają się one często stacjonarne. Zimą ich prędkość jest zwykle większa niż latem.

W stadium okluzji niżu na jego froncie chłodnym lub w pobliżu punktu okluzji tworzy się niekiedy **niż drugorzędny**, który po pewnym czasie zanika lub szybko pogłębia się i staje się niżem głównym. Zdarza się również, że wypełniający się niż zaczyna się pogłębiać i odradzać. Taka **regeneracja niżu** następuje najczęściej, gdy w obszar niżu dostanie się powietrze o niskiej, powiększającej kontrast termiczny, temperaturze.

Niekiedy, gdy niż regeneruje się lub gdy łączą się z nim niże mniejsze - satelity, tworzy się **niż centralny**, w którym istnieje kilka ruchomych ośrodków obniżonego ciśnienia. Niże te zajmują zwykle duże obszary i są przeważnie stacjonarne.

Przemieszczające się niże są dość często połączone ze sobą, tworząc **rodzinę niżów**. Niż otwierający ciąg niżów jest najdalej wysunięty na wschód i jest najbardziej rozwinięty, a ostatni, zamykający - najmniej. Każdy z nich jest ponadto przesunięty względem poprzedniego na zachód i w kierunku niższych szerokości geograficznych. W efekcie ułożenie łańcucha jest ukośne - na półkuli północnej ciągnie się on z południowego zachodu na północny wschód. Przy takim położeniu łańcucha podczas jego ruchu na wschód czy północny wschód chłodne powietrze, znajdujące się w tylnej części każdego niżu, przenika ku równikowi, a ostatni z nich, wysunięty najbardziej na południowy zachód, powoduje potężne wtargnięcie powietrza chłodnego w niskie szerokości geograficzne. Jednocześnie zachodzi proces odwrotny - na skutek cyrkulacji panującej w niżach ciepłe powietrze, znajdujące się w ich przednich częściach, jest transportowane w wyższe szerokości geograficzne. Taka potężna adwekcja chłodu w kierunku równika oraz ciepła w kierunku bieguna odgrywa bardzo ważną rolę w wymianie ciepła pomiędzy niskimi i wysokimi szerokościami geograficznymi i w utrzymaniu równowagi termicznej na kuli ziemskiej.

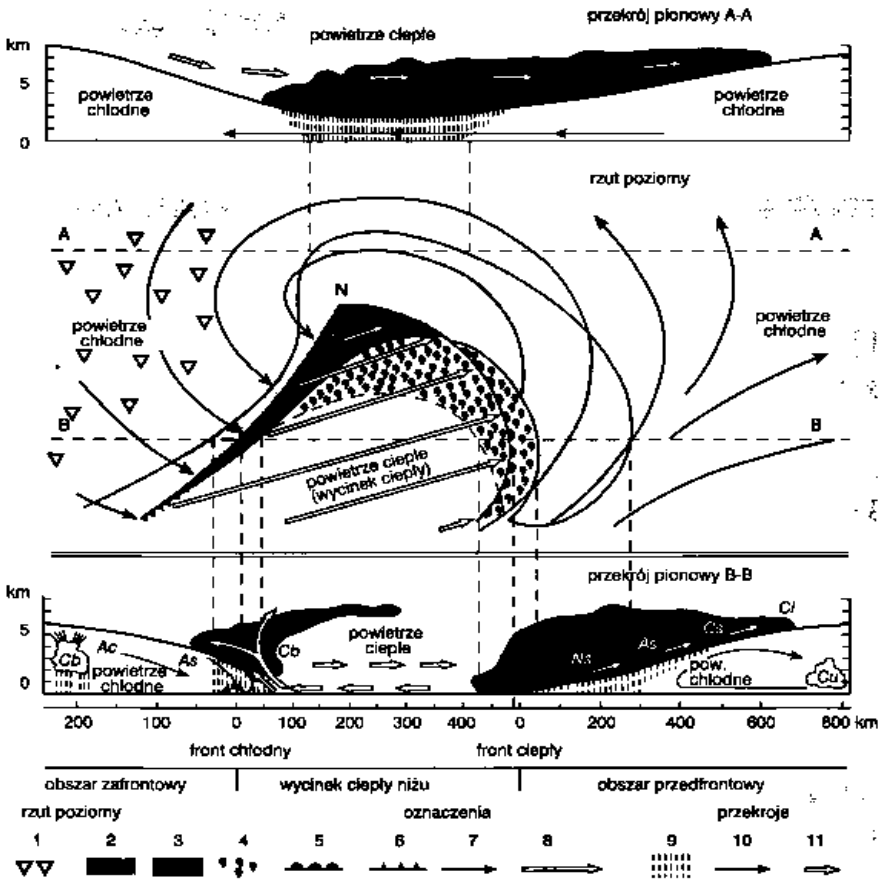
Niekiedy linia serii niżów załamuje się i niże będące z tyłu, mniej zaawansowane w rozwoju, doganiają będące na czele i łączą się z nimi. Formują się

wówczas rozległe i głębokie **nizy stacjonarne** z kilkoma ośrodkami obniżonego ciśnienia.

### 2.1.3.1.1. Pogoda w niżach barycznych

Z przechodzeniem niżu barycznego wiąże się zwykle pogoda pochmurna i opady. Zmienia się także temperatura - latem przynoszą one ochłodzenie, zimą zaś - odwilże. Kształtowanie się pogody w pierwszym okresie jest związane z przemieszczaniem się frontu ciepłego, potem wycinka ciepłego i na końcu - frontu chłodnego (rys. 19).

**Zbliżanie się niżu** zapowiada spadek ciśnienia i pojawienie się wysoko na błękitnym niebie chmur *Ci*, związanych z najwyższymi partiami powierzchni frontowej **frontu ciepłego**. Chmury te wyprzedzają linię frontu zwykle o kilkaset kilometrów. Po nich, w kilkugodzinnych odstępach pojawiają się chmury *Cs* (zjawisko halo - biały krąg wokół Słońca lub Księżyca) i chmury



Rys. 19. Model młodego niżu barycznego [Radomski, 1977]

1 - opady przelotne, 2 - obszar opadów, 3 i 9 - opad deszczu, 4 - mżawka, 5 - front ciepły, 6 - front chłodny, 7 i 10 - powietrze chłodne, 8 i 11 - powietrze ciepłe

*As*, które pokrywają całe niebo i mogą dawać słabe opady. Obniża się jednocześnie wysokość podstawy chmur. Za chmurami *As* napływają chmury *Ns*, będące już zaledwie 200-300 m nad powierzchnią Ziemi, a wraz z nimi opady ciągłe. Szerokość strefy opadów jest różna, średnio wynosi od kilkudziesięciu do ponad 100 km. Wraz z obniżaniem się pułapu chmur i zwiększaniem grubości ich warstwy pogarsza się widzialność. Wiatr jest słaby, przeważnie z południowego wschodu (półkula pomocna), a ciśnienie atmosferyczne sukcesywnie spada.

Po przejściu frontu ciepłego, a więc w **wycinku ciepłym**, opady ustają i przejaśnia się. Polepsza się także widzialność. Wiatr zmienia kierunek na południowo-zachodni. Pogoda jest tu charakterystyczna dla ciepłej masy powietrza - niebo jest czyste, z porozrzucanymi, pojedynczymi chmurami *Cu*. Czasem są widoczne chmury piętra wysokiego i średniego. Zimą przez pewien czas mogą się jeszcze utrzymywać chmury *Sc* i *St* oraz mgły i zamglenia. Ze względu na to, że kierunek przemieszczania się niżu jest zwykle zgodny z układem izobar w wycinku ciepłym, ciśnienie, aż do nadejścia frontu chłodnego, utrzymuje się prawie na tym samym poziomie.

Zbliżanie się drugiego frontu niżu - **frontu chłodnego** zapowiadają ukazujące się na horyzoncie ciemne chmury kłębiaste. Pogoda, jaką on kształtuje, zależy od jego prędkości. Jeśli zbliża się **powoli**, wówczas po słabo rozwiniętej lub prawie nie zaznaczającej się chmurze *Cb* pojawiają się chmury, takie jak we froncie ciepłym, lecz w odwrotnej kolejności - jako pierwsze *Ns* i związane z nimi opady o charakterze ciągłym, za nimi chmury piętra średniego *As* i na końcu chmury piętra wysokiego *Cs* i *Cc*. Wiatr zmienia powoli kierunek na zachodni, a w chwili przejścia linii frontu - na północno-zachodni. Po opadach temperatura zwykle obniża się.

Jeśli natomiast front chłodny zbliża się **szybko**, zmiany pogody są gwałtowne. Daleko na horyzoncie pojawia się ciemna, potężna chmura burzowa *Cb*, uformowana na czele tego frontu, widoczne są błyskawice i słychać grzmoty. Widoczne są, ciągnące się w dół, smugi opadów. Wraz ze zbliżaniem się chmury zaczyna nasilać się wiatr, który staje się chwilami porywisty. Opady są krótkotrwałe, lecz gwałtowne. Niekiedy pada również grad. W chwili przemieszczania się linii frontu opady ustają, przechodząc niekiedy w przelotne, a wiatr zmienia kierunek na północno-zachodni. Ciśnienie, które podczas przechodzenia frontu mogło wykazywać duże wahania, szczególnie podczas szkwałów, po jego przejściu szybko, a potem coraz wolniej, rośnie. Widzialność staje się dobra, a temperatura powietrza obniża się. Na niebie pojawiają się pojedyncze chmury *Cu* jasno oświetlone przez Słońce. Niekiedy mogą się tworzyć chmury *Cb*, będące wynikiem wzrostu równowagi chwiejnej w chłodnej zafrontalnej masie powietrza nagrzewającej się od podłoża.

Przebieg pogody podczas przemieszczania się **niżu częścią zokludowaną** jest początkowo związany z frontem ciepłym. Jako pierwsze pojawiają się, charakterystyczne dla frontu ciepłego, chmury piętra wysokiego, a następnie chmury warstwowe *As*, których miąższość stopniowo rośnie, a pułap obniża się.

Zwiększające się zachmurzenie przynosi początkowo opady mżawki przechodzące w słabe, ciągle opady deszczu. Za chmurami tymi pojawiają się chmury związane z frontem chłodnym - kłębiaste *Cb*, co zwiększa intensywność opadów.

W okluzji ciepłej, po opadach pochodzących z chmur kłębiastych mogą jeszcze występować opady przewlekłe z chmur warstwowych związanych z dolną częścią frontu ciepłego (rys. 16a). W okluzji chłodnej po opadach z chmur *As* i *Cb* zwykle przejaśnia się, a na niebie pojawiają się chmury *Cu* i związane z nimi przelotne opady (rys. 16b).

Temperatura podczas przechodzenia niżu zokludowanego zmienia się nieznacznie, gdyż różnica temperatury pomiędzy chłodnym powietrzem przed i za dolnym frontem okluzji jest niewielka. Słaby jest także wiatr, zwykle o kierunkach zmiennych. Ciśnienie najpierw powoli obniża się, a następnie wolno wzrasta.

Niże zokludowane, ze względu na rozległą, grubą, nisko położoną warstwę chmur oraz to, że przynoszą wilgotną i dżdżystą pogodę, potocznie **nazywa się zgniłymi niżami**.

#### 2.1.3.1.2. Główne tory przemieszczania się niżów na półkuli północnej

Zarówno na półkuli północnej, jak i południowej, niże baryczne występują najczęściej w szerokościach umiarkowanych. Na półkuli północnej południowa granica strefy ich najczęstszego występowania jest płynna i *zarazem* bardzo niewyraźna. Latem znajduje się na wysokości ok. 60°, a zimą ok. 50° szer. geogr. Na półkuli południowej granica strefy nie wykazuje większych wahań, oscylując stale ok. 50° szer. geogr. Na półkuli północnej ponadto strefę tę rozdzielają, szczególnie zimą, kontynenty, a na półkuli południowej opasuje ona dookoła kulę ziemską prawie nieprzerwanym pasem.

**Zimą** większość niżów docierających do Europy powstaje nad zachodnim Atlantykiem, na **atlantyckim froncie polarnym**, głównie u północnych wybrzeży Stanów Zjednoczonych i wybrzeży Kanady. Przemierzając się na wschód, rozwijają się one i do Europy docierają przeważnie już w stadium okluzji. W niektórych okresach ich częstotliwość wzrasta, a w innych - maleje. Zwykle jeden niż przypada średnio na kilka lub kilkanaście dni. Duża część niżów tworzy się także na, znajdującym się bardziej na północ od poprzedniego frontu, **atlantyckim froncie arktycznym** i wędruje w kierunku Morza Barentsa, Nowej Ziemi i północnych wybrzeży Syberii.

Dość *znaczną* liczebnością niżów w okresie zimowym cechują się także rejon Morza Czarnego, Morza Kaspijskiego i Jeziora Aralskiego. Niże te powstają głównie na froncie śródziemnomorskim, skąd wędrują na północny wschód - nad Nizinę Wschodnioeuropejską. Inne niże powstałe na tym froncie przemieszczają się, głównie jako słabe zaburzenia atmosferyczne, bardziej na południe i docierają do Pakistanu i północnych Indii.

**Latem**, w związku ze zmianą kąta padania promieni słonecznych, trasy niżów są na półkuli północnej przesunięte znacznie dalej na północ. Do środ-



kowej Europy dociera więc ich mniej. Większość przemieszcza się w wysokich szerokościach geograficznych, wypełniając się nad Morzem Arktycznym.

Nad **Oceanem Spokojnym** pas dużej częstotliwości niżów ciągnie się **zimą** od Azji Południowo-Wschodniej po zatokę Alaski. Bywają okresy, że przez Morze Beringa i zatokę Alaski w ciągu tygodnia przemieszczają się nawet 2-3 niży. Większość z nich powstaje **na pacyficznym froncie polarnym** u wybrzeży Azji. Niektóre z nich wędrują na południowy wschód i docierają do południowej Kalifornii. **Latem** częstość pojawiania się niżów na Pacyfiku maleje i głównie rozbudowują się nad zatoką Alaski i Morzem Beringa.

W północnej części **Oceanu Indyjskiego** duża liczba niżów jest związana z istnieniem monsunu letniego. Kierunki ich przemieszczania się są w większości zgodne z kierunkiem monsunów - na Oceanie Indyjskim z południowego zachodu na północny wschód, a na Oceanie Spokojnym z południowego wschodu na północny zachód.

### 2.1.3.2. Wyże baryczne

**Wyż baryczny** jest obszarem wysokiego ciśnienia atmosferycznego odwzorowanym na mapach synoptycznych koncentrycznym układem izobar, których wartość wzrasta ku centrum układu. W odróżnieniu od niżów nie mają one frontów atmosferycznych, a kierunek ruchu powietrza jest w nich na półkuli północnej zgodny, a na półkuli południowej przeciwny do ruchu wskazówek zegara, z lekkim odchyleniem na zewnątrz. Na mapach rozkładu ciśnienia centrum wyżu oznaczone jest literą W (lub ang. H - *high*). Z obecnością wyżów zwykle jest związana pogoda bezchmurna lub o małym zachmurzeniu z dużymi, na ogół, dobowymi amplitudami temperatur.

Wyróżnia się wyże stacjonarne i wędrownie.

**Stacjonarne wyże baryczne** mają średnicę liczącą kilka tysięcy kilometrów i utrzymują się zwykle przez dłuższe okresy - niekiedy nawet przez większą część roku. Ciśnienie atmosferyczne często przekracza w nich 1030 hPa. W pionie sięgają najwyższych partii troposfery. Ciągłe zmiany lokalizacji centrum układu powodują, że są one nazywane także wyżami **quasi-stacjonarnymi**

**Latem** wyże stacjonarne rozbudowują się **nad oceanami, a zimą** formują się **nad wyziębionymi kontynentami** (rys. 21).

Ze względu na to, że trzony **oceanicznych** wyżów stacjonarnych znajdują się w podzwrotnikowej strefie podwyższonego ciśnienia noszą one także nazwę **wyżów podzwrotnikowych**.

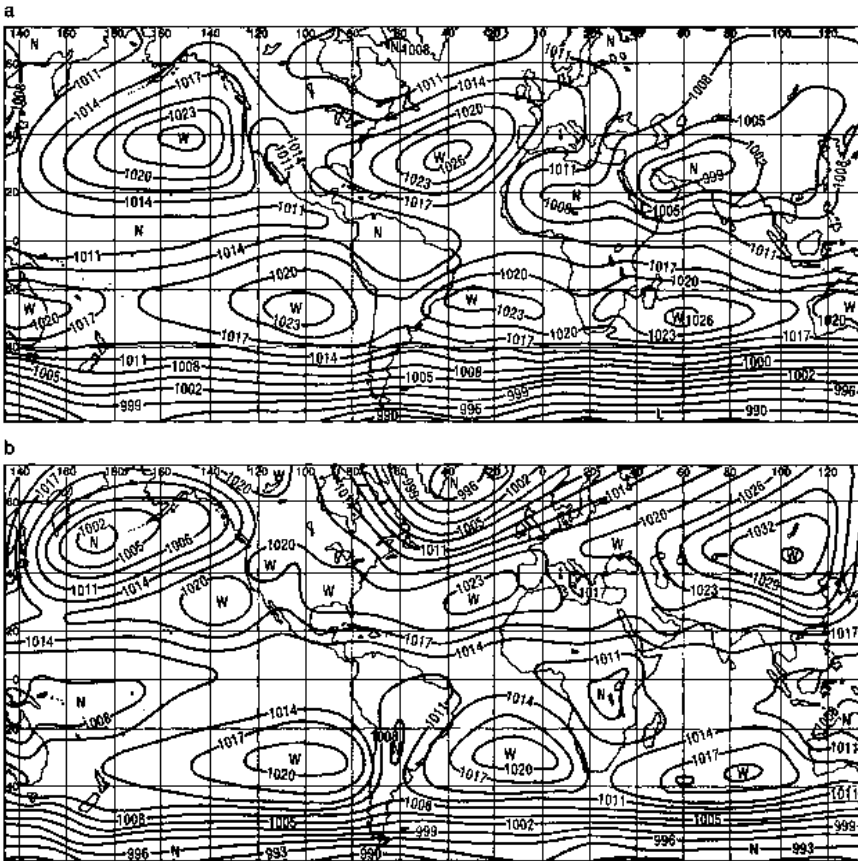
Do oceanicznych wyżów stacjonarnych należą m.in.: Wyż Azorski (Północnoatlantycki) nad Atlantykiem, którego wpływ jest odczuwalny dość często w Europie, Wyż Południowoatlantycki, Wyż Hawajski (Honolulu), Wyż Południowopacyficzny, Wyż Południowoindyjski, a do zimowych wyżów kon-

tyentalnych - Wyż Syberyjski, który często kształtuje pogodę w Europie, Wyż Grenlandzki i Wyż Kanadyjski, a na półkuli południowej - Wyż Antarktyczny i Wyż Australijski.

W wyżach stacjonarnych następuje proces **osiadania powietrza**. Jest to szczególnie wyraźne w wyższych partiach troposfery. Opadające powietrze ogrzewa się adiabatywnie, a tym samym zmniejsza się jego wilgotność względna. Spadek wilgotności ogranicza tworzenie się chmur. Prędkość osiadania powietrza jest niewielka i wynosi średnio kilkaset metrów na dobę. W pobliżu powierzchni Ziemi powietrze to rozplywa się na zewnątrz, odchylając się zgodnie z siłą Coriolisa w prawo na półkuli północnej i w lewo na półkuli południowej.

Małe poziome gradienty ciśnienia atmosferycznego powodują, że wiatry są w wyżach słabe, a w środkowej części układu często jest bezwietrznie.

Silne tzw. **wyżowe wiatry**, jakie pojawiają się niekiedy na krańcach wyżów, są spowodowane najczęściej spadkiem ciśnienia związanego ze zbliżaniem się niżu lub zatoki niżowej. W jednym i drugim przypadku na obszarach granicznych gradient ciśnienia znacznie wzrasta. Wiatry wyżowe np. związane z Wyżem Azorskim obserwuje się m.in. latem u wybrzeży Portugalii, a zimą nad morzami Północnym i Norweskim. Innym przykładem silnego wiatru wyżowego, związanego ze wzrostem ciśnienia na krańcach wyżu, jest *norther*



Rys. 21. Średni rozkład ciśnienia na poziomie morza w lipcu (a) i styczniu (b) [Duxbury, 1993]

pojawiający się nad Zatoką Meksykańską. Bardzo często wiatry te wieją podczas słonecznej pogody i utrzymują się przez dłuższe okresy.

Latem wyżowa pogoda cechuje się bezchmurnym niebem, wysoką temperaturą podczas dnia oraz chłodnymi nocami. Chłodne noce to skutek zwiększonych strat ciepła spowodowanych jego wypromieniowaniem z powierzchni Ziemi. Zimą pogoda jest także słoneczna, ale jednocześnie mroźna. Niekiedy nad lądem niebo mogą przysłaniać cienkie chmury *Cs* i *St*. Mogą także pojawiać się zamglenia i mgły.

Wyże stacjonarne odgrywają bardzo dużą rolę w ogólnej cyrkulacji atmosferycznej na kuli ziemskiej. Przesuwanie się podzwrotnikowej strefy podwyższonego ciśnienia, którą te wyże tworzą, w stronę równika lub bieguna powoduje przemieszczenie się w tym kierunku całego systemu cyrkulacji równoleżnikowej. Obecność olbrzymich wyżów quasi-stacjonarnych utrudnia ponadto cyrkulację atmosferyczną, blokując, głównie w szerokościach umiarkowanych, swobodny przepływ powietrza z zachodu na wschód.

**Wyże wędrowne** są zamkniętymi ośrodkami podwyższonego ciśnienia znajdującymi się pomiędzy poszczególnymi przemieszczającymi się niżami lub na końcu rodziny niżów. Pierwsze z nich to wyże rozdzielające, drugie zaś - wyże zamykające. Wyże wędrowne, ze względu na niewielką rozpiętość pionową, są określane również jako **wyże niskie**.

**Wyże rozdzielające** to w większości przypadków kliny wysokiego ciśnienia pomiędzy niżami będące „wypustkami” wyżów stacjonarnych i nie stanowiące zwykle odrębnych ośrodków otoczonych izobarami. Pogoda, gdy nad powierzchnię Ziemi nasunie się ich przednia część, sąsiadująca z frontem chłodnym poprzedzającego niżu, jest typowa dla chłodnej zafrontowej masy powietrza. Występują więc chmury *Cu* i *Sc* i niekiedy przelotne opady. Przeważają wiatry umiarkowane, a czasem dość silne. Na półkuli północnej wieją one zwykle z północy lub północnego zachodu, a na półkuli południowej z południa lub z południowego zachodu. Mimo słonecznej pogody jest dość chłodno. W tylnych częściach tych wyżów pogoda jest natomiast typowa dla masy powietrza przed frontem ciepłym niżu. Przeważają chmury *Ci* i *Cs*, a niekiedy *St* i *Sc*, z których te ostatnie mogą dawać słabe opady. Na półkuli pomocnej wiatry najczęściej wieją z południowego wschodu i z południa. Prędkość przemieszczania się wyżów rozdzielających jest zbliżona do prędkości układów niżowych, które je rozdzielają.

**Wyże zamykające** powstają za chłodnym frontem ostatniego niżu w rodzinie. Początkowo jest to chłodna masa powietrza, która wtargnęła za połączonymi ze sobą niżami z wyższych szerokości geograficznych i w której zaczyna rosnąć ciśnienie. Mając nieco mniejszą prędkość, pozostaje ona coraz bardziej z tyłu i z wolna przekształca się w stacjonarny układ wyżowy o niewielkim zasięgu. Otacza go zwykle kilka izobar. Osiedlenie powietrza wykształca w nim pogodę bezchmurną lub o małym zachmurzeniu. W sprzyjających warunkach utrzymują się kilka lub kilkanaście dni.

## 2.2. KSZTAŁTOWANIE SIĘ POGODY W MIĘDZYZWROTNIKOWYCH SZEROKOŚCIACH GEOGRAFICZNYCH

### 2.2.1. Cyrkulacja powietrza

Charakterystycznymi cechami pogody w międzyzwrotnikowych szerokościach geograficznych jest wysoka temperatura i stała wschodnia cyrkulacja powietrza. Wysoka temperatura jest wynikiem dodatniego bilansu cieplnego - przewagi energii dopływającej od Słońca nad energią traconą przez Ziemię w postaci wypromieniowania długofalowego, a wschodnia cyrkulacja powietrza - obecności przyrównikowej strefy niskiego ciśnienia i podzwrotnikowej strefy wysokiego ciśnienia, wymuszającymi ruch powietrza, oraz siły Coriolisa, powodującej jego odchylenie od linii gradientu ciśnienia.

**Przyrównikowa strefa niskiego ciśnienia** obejmuje obszary przyrównikowe; cechują ją intensywne prądy wstępujące oraz duże zachmurzenie i ulewne deszcze. Roczne zmiany deklinacji Słońca powodują, że zmienia ona położenie przesuując się nieco na południe lub północ w stosunku do równika (zob. podrozdz. 1.6). Przesunięcia te nad oceanami nie przekraczają  $10^\circ$  szer. geogr., podczas gdy nad kontynentami sięgają ponad  $20^\circ$  (Afryka), a nawet blisko  $30^\circ$  szer. geogr. (Azja). Opady w tej strefie w większości są efektem burz tropikalnych. Chmury burzowe *Cb* i *Cu con*, przynoszące tropikalne ulewy, powstają w wyniku potężnych wznoszących prądów powietrza, w których następuje szybki spadek temperatury i gwałtowna kondensacja pary wodnej. Burzom tym towarzyszą wyładowania atmosferyczne i silne, porywiste wiatry. Poniżej poziomu chmur kłębiastych często obserwuje się postrzępione (odmiana *fra*) chmury *St* i *Cu*. Roczna suma opadów jest wysoka - od 1000 do ponad 5000 mm. Jest to jednocześnie strefa o słabych, zmiennych wiatrach oraz dużej liczbie cisz. Powietrze jest bardzo parne i gorące. Jego temperatura oscyluje w granicach  $26-30^\circ\text{C}$ . Widzialność jest słaba, gdyż prawie stale utrzymuje się zamglenie. Czyste, błękitne niebo obserwuje się stosunkowo rzadko.

Drugą ze stref, **podzwrotnikową strefę wysokiego ciśnienia**, tworzą środkowe części rozległych wyżów stacjonarnych, zwanych także wyżami podzwrotnikowymi. Rozciąga się ona na ok.  $25-35^\circ$  szer. geogr. obydwu półkul. Podobnie jak poprzednia strefa, również ta zmienia położenie w zależności od rocznych zmian deklinacji Słońca, przesuując się latem w wyższe, a zimą w niższe szerokości geograficzne. Zmiany te wynoszą ok.  $5^\circ$  szerokości na półkuli północnej i nieco mniej na półkuli południowej. Latem, jednocześnie z jej przesunięciem w kierunku bieguna, wyży rozbudowują się i ciśnienie w ich centrach nieznacznie spada. Zimą na odwrót - zmniejszają się one, a ciśnienie w ich centrach wzrasta. Nad obszarami oceanicznymi półkuli północnej latem strefę tę tworzą: Wyż Azorski nad Atlantykiem i Wyż Hawajski nad Oceanem Spokojnym, a na

półkuli południowej - Wyż Południowoatlantycki, Wyż Południowopacyficzny i Wyż Indyjski.

W strefie tej, a szczególnie w centralnych częściach wyżów, następuje osiadanie powietrza, co pociąga za sobą jego adiabatyczne ogrzewanie się i spadek wilgotności względnej. Powietrze, spływając z wysokości kilku lub kilkunastu tysięcy metrów, staje się bardzo ciepłe i suche. Takie warunki nie sprzyjają rozwojowi chmur - prawie w całej strefie przeważa bezchmurna pogoda o słabych, zmiennych wiatrach. Bardzo niskie są także opady. Na kontynentach w tych szerokościach geograficznych rozciągają się największe pustynie świata. Deficyt wody nad lądem jest spowodowany nie tylko brakiem opadów, ale także wysoką temperaturą powietrza, zwiększającą niedosyt wilgotności powietrza i wzmagającą procesy parowania.

Nad obszarami oceanicznymi w strefie tej rozciąga się rozległa warstwa inwersyjna. Jest ona wynikiem ochładzania przez wodę ciepłego, spływającego z góry powietrza. Nosi ona nazwę **inwersji pasatowej**. W centrum wyżów, gdzie osiadanie powietrza i jego ogrzewanie się jest największe, jej pułap znajduje się najniżej, już na wysokości 400-500 m. Inwersja pasatowa obejmuje, w mniejszym lub większym stopniu, całą podzwrotnikową strefę podwyższonego ciśnienia. Ograniczając konwekcję i rozwój chmur, ma ona niezwykle ważne znaczenie pogodotwórcze.

### 2.2.2. Zaburzenia atmosfery

Cyrkulacja pasatowa w strefie międzyzwrotnikowej jest zakłócana zaburzeniami atmosfery o różnej wielkości i nasileniu. Należą do nich burze tropikalne, zmącenia tropikalne i linie szkwałów, fale tropikalne i, najsilniejsze z nich, cyklony tropikalne.

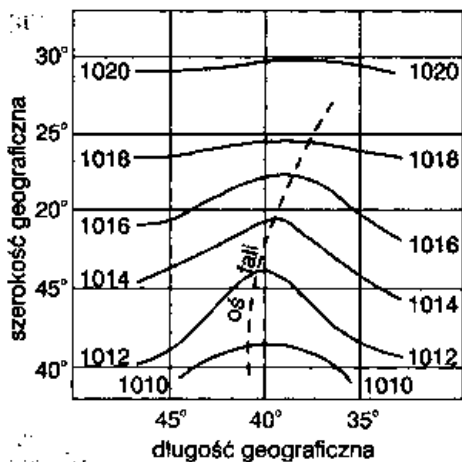
Częstość występowania **burz tropikalnych** jest uwarunkowana intensywnością prądów konwekcyjnych powietrza. Stosunkowo rzadko obserwuje się je w środkowej części podzwrotnikowej strefy wysokiego ciśnienia, gdzie są usytuowane centra oceanicznych wyżów stacjonarnych i ograniczająca rozwój tych prądów, nisko zalegająca warstwa inwersyjna powietrza. Ich liczba zwiększa się wraz ze zbliżaniem do przyrównikowej strefy niskiego ciśnienia i rosnącą temperaturą wody oraz podnoszeniem się górnej granicy warstwy inwersyjnej. Więcej jest ich także nad zachodnimi częściami oceanów, gdzie temperatura wody jest wyższa, niż nad częściami wschodnimi, a warstwa inwersyjna sięga wysoko.

Burze tropikalne trwają krótko, zazwyczaj kilkadziesiąt minut. Są one związane z występowaniem chmur *Cb*. Pojawiają się najczęściej w godzinach popołudniowych, a na obszarach, gdzie temperatura wody przekracza 27°C i panuje wysoka wilgotność powietrza - również po zachodzie Słońca. Charakteryzuje je duża regularność - pojawiają się prawie stale o tej samej porze. Towarzyszą im wyładowania atmosferyczne i silne wiatry. Widzialność, ze względu na opady, jak i grubą warstwę chmur, jest ograniczona.

**Zmącenia tropikalne** zajmują znacznie większą powierzchnię niż burze, lecz charakter obydwu tych zjawisk jest zbliżony. Stanowi je kilka ośrodków burzowych, o różnym stopniu rozwoju, obejmujących niekiedy rozległe obszary. Zmącenia tropikalne tworzą się, gdy nad rozgrzaną powierzchnię wody napłyne chłodniejsze od niej powietrze, o bardzo dużej wilgotności względnej. Ogrzanie się jego dolnych warstw od wody uaktywnia w nim procesy konwekcyjne. Wysoka wilgotność, jaką osiąga, sprawia, że na wysokości 300-400 m zachodzi w nim kondensacja pary wodnej i tworzą się chmury kłębiaste *Cu con*. Zmiana gradientu suchoadiabatycznego na wilgotnadiabatyczny zwiększa intensywność prądów wznoszących - chmury te rozbudowują się w pionie i przechodzą w typowe chmury burzowe *Cb*. Stykając się podstawami, tworzą one zwartą i grubą powłokę pokrywającą niebo. Opady mają zróżnicowane natężenie, gwałtownym towarzyszą wyładowania atmosferyczne.

Na skutek unoszenia się powietrza nad obszarem zajmowanym przez zmącenie tropikalne ciśnienie obniża się i w jego dolnej części następuje napływ powietrza z obszarów sąsiednich. Niekiedy, gdy w górnej warstwie troposfery zaistnieją warunki ułatwiające swobodne rozprowadzanie unoszonego powietrza na zewnątrz (dywergencja), uporządkowanie się ruchu powietrza na wirowy grozi przekształceniem się zmącenia w cyklon tropikalny. Okres istnienia zmąceri tropikalnych nie przekracza zwykle 2-3 dób.

**Linie szkwałów** to strefy burz tropikalnych, liczące kilkaset kilometrów długości i kilkadziesiąt szerokości. Przemierzają się one z zachodu na



Rys. 22. Fala tropikalna [Holec, 1973]

wschód z prędkością od kilku do kilkunastu węzłów. Pod naporem postępującej strefy burzowej powietrze unosi się do góry, a za nią opada. W unoszonym powietrzu tworzą się chmury kłębiaste *Cb*, nad którymi mogą znajdować się postrzępione chmury *Ci* i *Cc*. Zbliżanie się linii szkwałów zapowiada ciemna barwa nieba na horyzoncie oraz wyładowania atmosferyczne i smugi opadów ciągnące się w dół. Największy rozwój sztormu następuje w chwili przechodzenia chmur *Cb* - wiatr osiąga chwilami 8-10°B. Za linią szkwałów temperatura jest o kilka

stopni niższa.

Fale tropikalne (ang. *tropical wave*) są zatokami obniżonego ciśnienia „wyciągniętymi” ku wyższym szerokościom geograficznym i przemieszczającymi się ze wschodu na zachód (rys. 22). Ich długość osiąga ponad 1000 km, a szerokość często przekracza 100 km. Prędkość przemieszczania się fal tropikalnych wynosi od kilku do ponad 15 węzłów.

Ze względu na zajmowaną powierzchnię i nasilenie zjawiska są one zaburzeniami atmosferycznymi o dużej sile.

Środkiem fali tropikalnej biegnie oś rozdzielająca ją na dwie części różniące się warunkami pogodowymi. W przedniej, zachodniej części rozwój prądów konwekcyjnych powietrza jest ograniczony niskim poziomem inwersji pasatowej - jest bezchmurnie lub występuje małe zachmurzenie spowodowane porzrzucanymi pojedynczo chmurami *Cu hum*. Widzialność jest dobra, wieje wiatr pasatowy z północnego wschodu (półkula północna). Wraz ze zbliżaniem się osi fali wiatr słabnie i zaczyna skręcać w kierunku północno-wschodnim i północnym. Jednocześnie pojawiają się chmury *Ci i Ac*, a po nich, nieco niżej - *Cu med* i bardziej wypiętrzone - *Cu con*, mogące dawać przelotne opady. W chwili przechodzenia osi fali pogoda znacznie się pogarsza - chmury *Cu con* wyciągają się w pionie i wzrasta zachmurzenie spowodowane chmurami *Ci i Ac*. Zwiększają się także opady. Podniesienie się wraz z przejściem osi poziomu warstwy inwersyjnej umożliwia rozwój silnych prądów konwekcyjnych, sięgających do najwyższych partii troposfery. Powoduje to gwałtowny rozwój chmur kłębiastych i towarzyszących im zjawisk. Niebo pokrywa się potężnymi chmurami kłębiastymi *Cb*, wymieszanymi z *Cu con*, pod którymi miejscami występują postrzępione przez wiatr chmury *Cu fra* i *St fra*. W przerwach między chmurami kłębiastymi, wysoko na niebie, mogą być widoczne chmury *Ci*, *Cc* i *Ac* oraz rzadziej - *As*. Gwałtownym opadom o zmieniającym się natężeniu towarzyszą bezustanne wyładowania atmosferyczne i bardzo silne, chwilami porywiste wiatry. Intensywność zaburzenia maleje wraz z oddalaniem się osi fali - opady z wolna słabną, a chmury z *Cb* i *Cu con* zmieniają się na *Sc* i *Cu med*, nad którymi mogą rozciągać się chmury *Ac i As*, *Cc* i *Ci*. Jednocześnie pułap chmur podnosi się, a wiatr słabnie i przechodzi na wschodni, wracając z wolna do swojego pasatowego kierunku. Natężenie zjawisk towarzyszących fali tropikalnej jest największe w jej części przyrównikowej i maleje wraz z szerokością geograficzną.

Zaburzenia w postaci fal tropikalnych występują na północ od równika na Oceanie Atlantyckim oraz we wschodniej i środkowej części Oceanu Spokojnego. Ich rozwój na półkuli południowej Oceanu Atlantyckiego jest ograniczany przez przenikanie silnych wiatrów zachodnich w górne partie troposfery, a w części zachodniej Oceanu Spokojnego - cyrkulacją monsunową.

### 2.2.2.1. Cyklony tropikalne

**Cyklony tropikalne** (huragany, tajfuny) są najbardziej rozwiniętą formą zaburzeń atmosfery o wirowej cyrkulacji powietrza w szerokościach międzyzwrotnikowych. W odróżnieniu od niżów szerokości pozazwrotnikowych obejmują one jednorodną masę powietrza i nie towarzyszą im fronty atmosferyczne. Kierunek wirowej cyrkulacji powietrza jest w cyklonach na półkuli północnej przeciwny, a na półkuli południowej zgodny z ruchem wskazówek zegara, z odchyleniem ku centrum układu. Ze względu na

zagrożenie, jakie zaburzenia te stwarzają, powołano specjalne służby ostrzegawcze, które, posługując się satelitami, lotnictwem i radarami, a także na podstawie meldunków ze statków, śledzą kierunki ich przemieszczania się i ostrzegają o grożącym niebezpieczeństwie.

W zależności od prędkości wiatru wśród wirowych zaburzeń powietrza w strefie międzyzwrotnikowej wyróżnia się:

- zaburzenia tropikalne - słabe wiry powietrza o niewielkim zasięgu i prędkości wiatru do 24 węzłów (maks. 6°B). Na mapach synoptycznych są oznaczone literą D (ang. *disturbance*) lub jest podane pełne 3, określenie - *tropical disturbance* i wewnątrz obszaru otoczonego zwykle jedną izobarą jest umieszczona litera L (ang. *low*). Obok znajdują się wartości współrzędnych geograficznych centrum zaburzenia i panującego w nim ciśnienia. Często zaburzenia te pozostają nie oznakowane;
- depresje tropikalne - prędkość wiatru 25-33 węzły (maks. 7°B); na mapach synoptycznych są oznaczone literami TD (ang. *tropical depression*). Obok jest podana nazwa depresji (np. *Eleven*) i jej numer oraz informacje o współrzędnych geograficznych centrum, kierunku i prędkości przemieszczania się, prędkości wiatru - maksymalnej i w porywach, oraz o wartości ciśnienia. Centrum jest oznaczone krzyżykiem znajdującym się w kółku. Dla zachowania czytelności mapy (duży gradient ciśnienia) wokół centrum depresji wykreśla się tylko jedną lub dwie izobary;
- sztormy tropikalne - prędkość wiatru 34-63 węzły (8-11°B); na mapach są oznaczone literami TS (ang. *tropical storm*). Obok jest podana nazwa sztormu (np. *Alex*) i jego numer oraz dane o współrzędnych geograficznych, prędkości wiatru - maksymalnej i w porywach, kierunku i prędkości przemieszczania się oraz wartość ciśnienia w centrum. Centrum jest oznaczone charakterystycznym symbolem - jasnym kółkiem z dwoma ciemnymi skrzydełkami. Otacza je zwykle 1-3 izobary;
- huragany - prędkość wiatru 64 i więcej węzłów (co najmniej 12°B); na mapach synoptycznych oznaczone następującymi literami: H (ang. *hurricane*) na Oceanie Atlantyckim i wschodniej części Oceanu Spokojnego, T lub TH (ang. *typhoon*) w zachodniej części Oceanu Spokojnego i C (ang. *cyclone*) - na Oceanie Indyjskim na pomoc od równika. Obok jest podana nazwa huraganu (np. *Floyd*) i jego numer oraz informacje o współrzędnych geograficznych jego centrum, prędkości wiatru - maksymalnej i w porywach, kierunku i prędkości przemieszczania się oraz wartości ciśnienia w centrum. Centrum jest



oznaczone ciemnym kółkiem z ciemnymi skrzydełkami. Wokół centrum wykreślonych jest 3-6 izobar.

Oznaczenia literowe przy zaburzeniach informują o aktualnej sile zaburzenia, nie informują natomiast czy jest ono w stadium rozwoju, czy zaniku.

Ocenia się, że tylko ok. 10% tworzących się wirowych zaburzeń atmosfery osiąga ostatecznie stadium rozwoju.

Zaburzenia atmosfery zapoczątkowujące cyklony tropikalne tworzą się pomiędzy 5 i 20° szer. geogr. obydwu półkul nad wodami oceanów, których temperatura przekracza 26-27°C. Wyjątek stanowią akweny Oceanu Atlantyckiego na półkuli południowej i wschodniej części Oceanu Spokojnego na półkuli południowej.

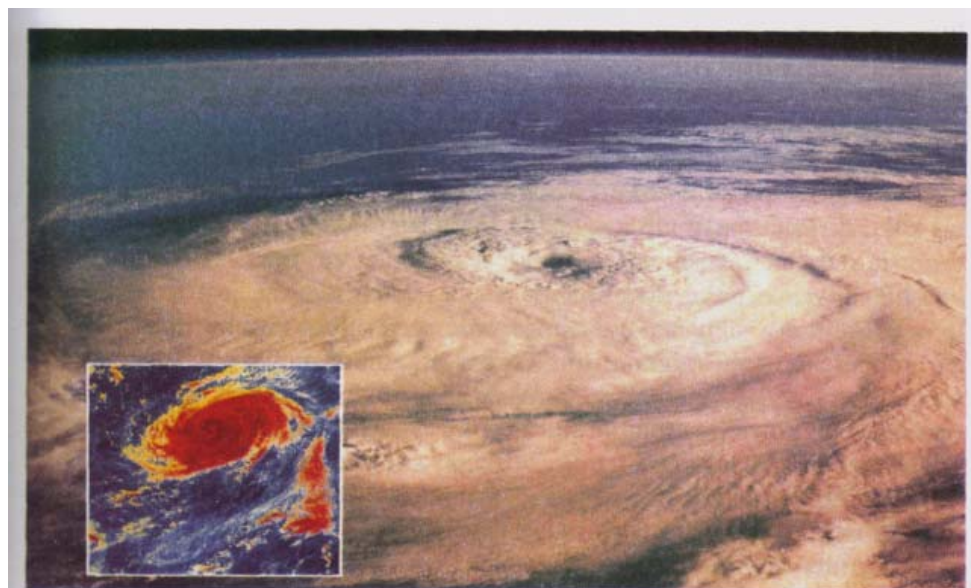
Wieloletnie obserwacje pozwoliły na określenie warunków umożliwiających powstawanie cyklonów tropikalnych:

- temperatura powierzchniowych wód oceanu przekraczająca 26-27°C i powietrza niższa o co najmniej 1-2°C od temperatury wody (stwarza to warunki do intensywnych procesów parowania i umożliwia konwekcję termiczną);
- wysoka zawartość pary wodnej w powietrzu (umożliwiająca, w wyniku jej kondensacji, dostarczanie odpowiednio dużej ilości ciepła służącego do intensyfikacji prądów wstępujących powietrza);
- istnienie zaburzenia tropikalnego, w którym ciśnienie jest obniżone, a ruch tego zaburzenia odbywa się z prędkością nie większą niż 12-13 węzłów;
- istnienie ruchów wstępujących powietrza sięgających ponad 9000 m i obecność na tej wysokości doliny fali powietrza polarnego (co przeważnie dzieje się, gdy strefa ciepłego powietrza tropikalnego jest przesunięta bliżej bieguna, a więc latem);
- istnienie w górnej troposferze antycyklonalnej cyrkulacji odprowadzającej na zewnątrz unoszące się w obrębie zaburzenia powietrze.

W rozwoju cyklonów można wyróżnić kilka etapów:

- stadium powstawania - w zaburzeniu, wokół ośrodka obniżonego ciśnienia tworzy się wirowa cyrkulacja powietrza;
- stadium młodego cyklonu - ciśnienie zaczyna szybko spadać, a wiatr w wirowym ruchu osiąga coraz większą prędkość. W centralnej części tworzy się oko, które otacza pierścień wirujących chmur;
- stadium dojrzałe, w którym obszar objęty przez cyklon powiększa się, ustaje spadek ciśnienia, a prędkość wiatru nie wzrasta. Zaczyna także zanikać symetria cyklonu;
- stadium zanikania - cyklon „poszerza” się i zaczyna w nim, początkowo wolno, a potem szybciej, wzrastać ciśnienie. Słabnie prędkość

wiatru. Cyklon przeobraża się w sztorm tropikalny, a potem w depresję tropikalną i zanika.



Rys. 23. Cyklon tropikalny [Pogoda, 1998]

W celu oceny zasięgu i intensywności cyklonów tropikalnych podaje się najczęściej długość ich promieni o huraganowej prędkości wiatru - przekraczającej 63 węzły ( $12^{\circ}\text{B}$  i więcej) lub sztormowej - od 34 do 63 węzłów ( $8-11^{\circ}\text{B}$ ). Promień o huraganowej prędkości wiatru sięga zwykle od kilkunastu do ponad 100 mil, natomiast prędkości sztormowej - od 25 do ponad 250 mil.

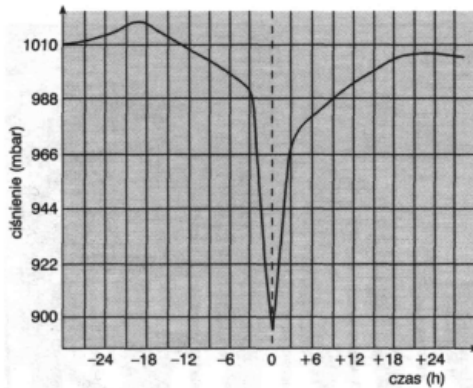
Cyklony sięgają 15-18 km wysokości i obejmują często cały przekrój pionowy troposfery. Wraz z wysokością ich zasięg terytorialny maleje, np. cyklon, którego promień przy powierzchni sięga ponad 400 mil, na wysokości 5,5 km wynosi 250-350 mil, na 9 km - 100-250 mil, a na 13,5 km - już tylko 50-100 mil.

**Prędkości postępowe** cyklonów są zróżnicowane, wahając się od kilku do ponad 20, a niekiedy 30-40 węzłów.

Centrum cyklonu tropikalnego stanowi oko. W przemieszczającym się cyklonie jest ono umiejscowione nieco z przodu i na prawo (półkula południowa - z przodu i na lewo) od środka geometrycznego. Jego średnica wynosi od kilku do kilkunastu mil i zwiększa się, nawet do 30-40 mil, w wypełniających się układach. Ciśnienie w oku jest najmniejsze, przeważnie od 950 do 980 hPa i, w stosunku do ciśnienia na krańcach układu, jest o 30-50 hPa niższe. Panuje w nim małe zachmurzenie spowodowane obecnością chmur

*Ci* lub *Cc*, albo jest bezchmurnie. Gdy występuje warstwa inwersyjna, wówczas niebo pokrywają chmury *St*. W wyniku adiabatyicznego ogrzewania się opadającego powietrza temperatura w oku cyklonu jest o kilka stopni Celsjusza wyższa niż na zewnątrz.

**Prędkość powietrza** wirującego w cyklonie przekracza niekiedy znacz-

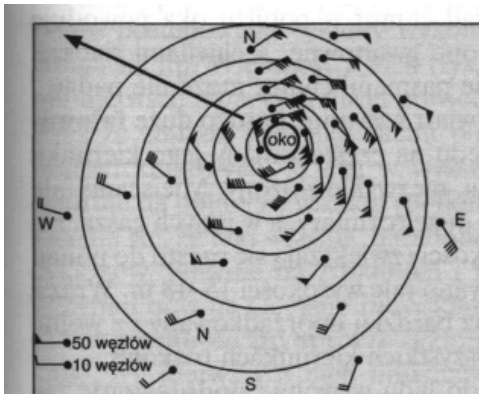


Rys. 24. Zapis ciśnienia podczas przechodzenia cyklonu tropikalnego [Holec, 1973]

nie 100 węzłów. W tajfunie Mitch, który w 1998 r. pochłoniął ponad 10 000 ofiar w Ameryce Środkowej (głównie Gwatemala i Honduras), prędkość wiatru przekroczyła 150 węzłów (ponad 300 km/h). Te niespotykane w innych układach barycznych prędkości wiatrów są wynikiem niezwykle wysokich gradientów ciśnienia. Największą wartość mają one w bezpośrednim sąsiedztwie oka i maleją wraz z oddalaniem się od niego (rys. 24). Tor wirujących cząsteczek powietrza wraz ze zbliżaniem się do oka cyklonu staje się coraz bardziej równoległy do izobar (rys. 25).

Wraz ze zbliżaniem się do oka cyklonu wzrasta także **zachmurzenie**. W dużej odległości od niego (200-300 mil) jest ono spowodowane chmurami *Ci*, które z wolna przechodzą w *Cs*, a potem w *As*. Im bliżej oka, tym prądy wznoszące powietrza są silniejsze i chmury warstwowe zostają zastępowane przez kłębiaste - zaczynają pojawiać się chmury *Cu med*, a następnie - *Cu con*. W jego bliskim sąsiedztwie dominują już *Cu con* i *Cb* o zwartej budowie i spiralnym układzie (rys. 26). Otaczają one oko prawie pionową ścianą, a ich górne partie sięgają kilkunastu kilometrów wysokości. Pasma tych chmur, osiągające dziesiątki i setki kilometrów długości, są poprzedzielane tej samej mniej więcej wielkości pasmami mniejszego zachmurzenia spowodowanego chmurami *Cs*, *Cc* i *Ci* oraz *Ac* lub *Sc*.

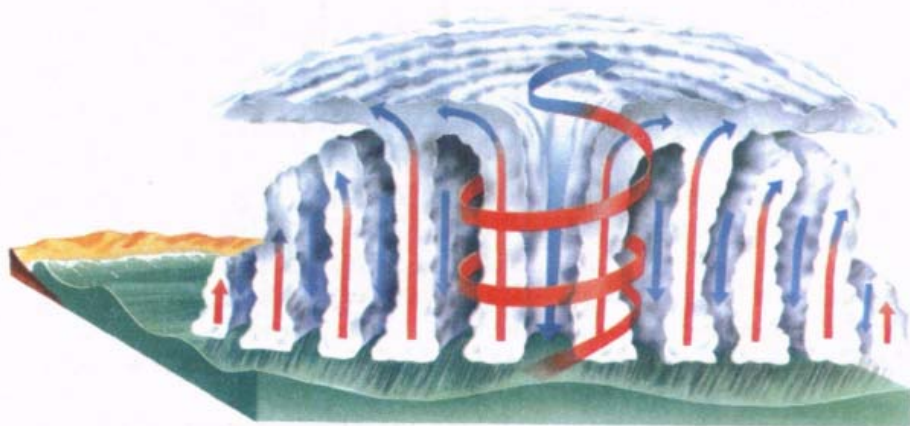
Unoszące się w pobliżu oka powietrze jest rozprawdane na zewnątrz przez, przeciwną do istniejącej niżej, cyrkulację antycyklonalną (rys. 26). W jej wyniku



Rys. 25. Ruch powietrza w sąsiedztwie oka tajfunu [Holec, 1973]

rozpościera się, składająca się z kryształków lodu, chmura Cs, przechodząca wraz z oddalaniem się od oka, w chmurę Ci.

Wzrastające w kierunku oka zachmurzenie powoduje zwiększanie się intensywności **opadów**. Wraz z pojawieniem się chmur *Cu con* i *Cb* opady stają się ulewne, burzowe. Spiralny układ chmur w pobliżu oka powoduje zmiany w ich natężeniu – chwilami są one gwałtowne, a chwilami słabsze. W przerwach pomiędzy nasuwającymi się pasmami chmur może padać.



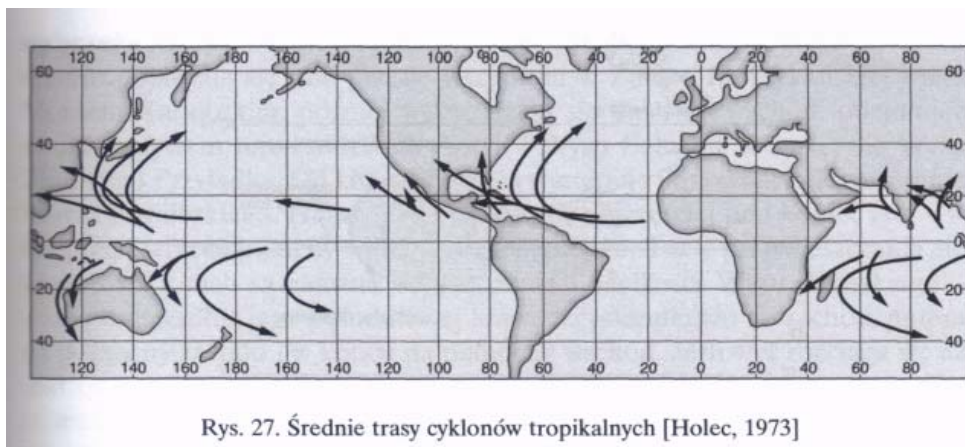
Rys. 26. Pionowy przekrój cyklonu tropikalnego [Pogoda, 1998]

Na akwenach wodnych huraganowy wiatr wywołuje bardzo duże **falowanie**. Obraz tego falowania jest, ze względu na częste zmiany jego kierunku związane z przemieszczaniem się cyklonu, niezwykle złożony. Miejscami fale nakładają się na siebie, osiągając bardzo duże rozmiary, a w innych gasną. Na krańcach układu sięgają one 2-3 m wysokości i zwiększają się często do ponad 10 m w centrum. Wielokrotnie obserwowano fale wysokości 15-18 m. Wraz z oddalaniem się od oka ruch fal jest coraz bardziej uporządkowany i z wolna przechodzą one w rozchodzący się we wszystkich kierunkach rozkołys.

Zbliżanie się cyklonu tropikalnego do lądu wywołuje **podniesienie się poziomu wody** w strefie przybrzeżnej. Zjawisko to jest związane z napływającymi falami rozkołysu, których wysokość zwiększa się, oraz huraganowym wiatrem pędzącym przed sobą spiętrzoną wodę. Poziom morza może się niekiedy podnieść nawet o 5-8 m (np. huragan Bathurst Bay spowodował w Australii, w zatoce o tej samej nazwie, jego podniesienie się ok. 13 m).

**Warunki żeglugi** w przemieszczającym się cyklonie są **zróżnicowane** - w jego prawej części (w stosunku do diametralnej) są one znacznie trudniejsze niż w lewej. Przyczyną jest silniejszy wiatr i bardziej rozwinięte falowanie. Wiatr jest silniejszy, ponieważ jego kierunek i kierunek, w jakim porusza się cyklon, są w tej połówce prawie takie same i ich prędkości sumują się, natomiast w lewej są one przeciwne i prędkości redukują się. Większy rozwój fal w prawej połówce również jest spowodowany zbliżonym kierunkiem wiatru i przemieszczaniem się fal, które, pozostając dłużej pod jego wpływem, rozwijają się bardziej. W prawej połówce jest ponadto usytuowane oko cyklonu i

związana z nim strefa najsilniejszych wiatrów. **Prawa** połówka cyklonu jest uważana z tych powodów za **niebezpieczną**, natomiast **lewa** za **żeglowną** (nawigacyjną).

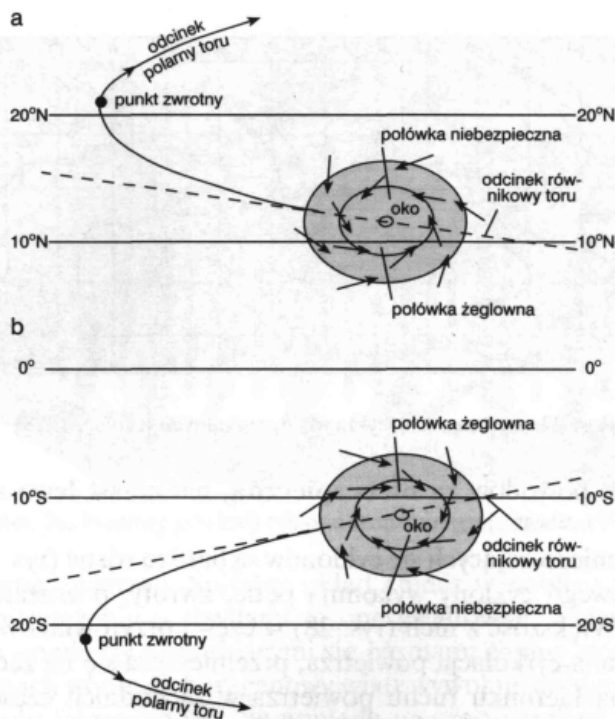


Rys. 27. Średnie trasy cyklonów tropikalnych [Holec, 1973]

Trasy przemieszczających się cyklonów są bardzo różne (rys. 27). Podczas ruchu postępowego cyklony wykonują pętle, zwroty, pozostają w miejscu, cofają się itp. Większość z nich (rys. 28) w części przyrównikowej, gdzie dominuje wschodnia cyrkulacja powietrza, przemieszcza się na zachód, potem, wraz ze zmianą kierunku ruchu powietrza w zachodnich częściach wyzów podzwrotnikowych, skręca w wyższe szerokości geograficzne, a następnie wędruje na północny wschód (półkula południowa - na południowy wschód). Ocenia się, że taki właśnie, paraboliczny kształt toru jest typowy dla ok. 60% cyklonów, głównie na Atlantyku i zachodniej, przylegającej do Azji części Pacyfiku oraz na Oceanie Indyjskim.

**W parabolicznym torze** cyklonu tropikalnego wyróżnia się trzy odcinki (rys. 28). Pierwszy z nich nosi nazwę **odcinka równikowego**. Biegnie on wzdłuż równika ze wschodu na zachód, odchylając się z wolna ku wyższym szerokościom geograficznym. Na odcinku tym cyklon porusza się dość wolno, rzadko przekraczając 10 węzłów. Drugi to **odcinek południkowy**. Prędkość przemieszczania się cyklonu jest na nim wyraźnie większa i wynosi średnio kilkanaście węzłów. Na odcinku tym znajduje się **punkt zwrotny** - miejsce, gdzie w ruchu cyklonu *zaczyna* przeważać kierunek wschodni. Trzeci, **polarny odcinek**, biegnie na północny wschód (na półkuli południowej na południowy wschód). Prędkości cyklonów są w nim bardzo zróżnicowane - od kilku do 30 węzłów.

W wyższych szerokościach geograficznych cyklony tropikalne zanikają lub przekształcają się w niższe szerokości pozazwrotnikowych. Okres ich istnienia wynosi od kilku do kilkunastu dni, czasem kilka tygodni. Proces zanikania następuje najszybciej nad lądem i nad chłodną powierzchnią



Rys. 28. Klasyczna trasa i niektóre elementy toru cyklonu tropikalnego [Holec, 1973]  
a – półkula północna, b – półkula południowa

oceanu. Przyczyną jest brak dopływu energii od rozgrzanej wody i zmniejszenie się intensywności prądów konwekcyjnych powietrza.

### 2.2.2.1.1. Obszary występowania cyklonów tropikalnych

Cyklony tropikalne tworzą się głównie latem, kiedy zasięg strefy gorącej przesuwa się w wyższe szerokości geograficzne i w górnej troposferze występuje zimne powietrze polarne. Zaburzenia te powstają nad wodami oceanów obydwu półkul (oprócz części Atlantyku na półkuli południowej oraz wschodniej, przylegającej do Ameryki, części Pacyfiku na półkuli południowej).

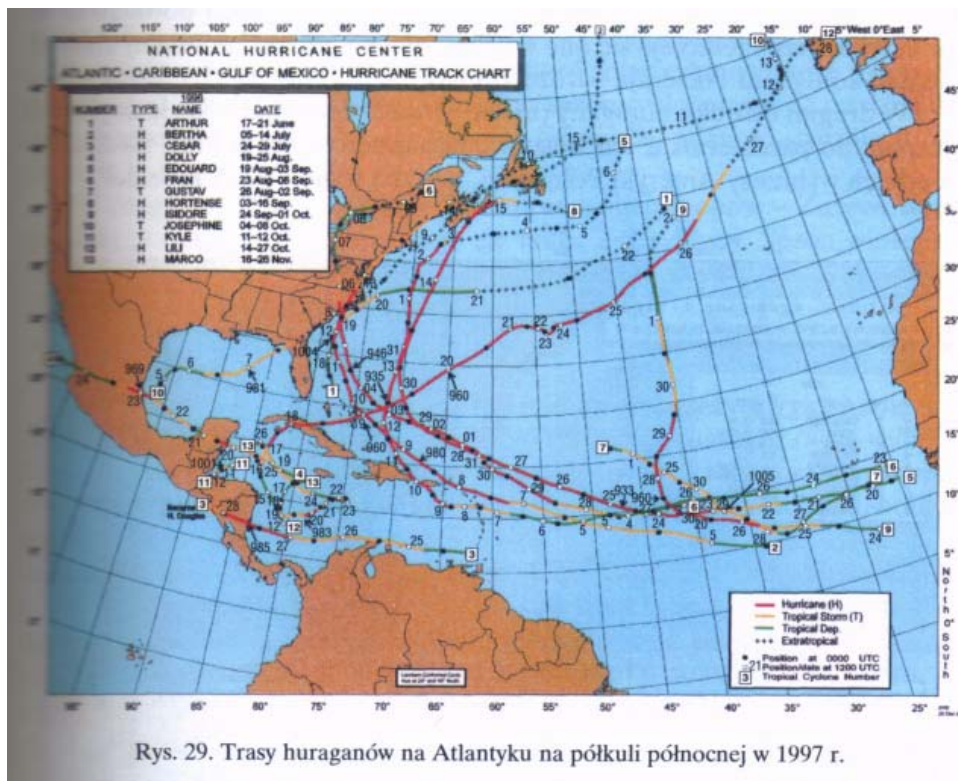
Na Oceanie Atlantyckim i środkowej części Oceanu Spokojnego na półkuli północnej oraz Oceanie Spokojnym na półkuli południowej, części wschodniej, są nazywane huraganami (ang. *hurricane*), na Pacyfiku Pomoc-



nym w części zachodniej, przylegającej do Azji - tajfunami (ang. *typhoon*), na Pacyfiku w części wschodniej - *cordozos* (meks.), na Pacyfiku w pobliżu Filipin - *baguio*, na Oceanie Indyjskim, w pobliżu północno-zachodnich wybrzeży Australii - *willy-willies* i na Oceanie Indyjskim na półkuli pomocnej - cyklonami (ang. *cyclone*).

### Ocean Atlantycki - półkula północna

Na Atlantyku huragany (*hurricane*) powstają głównie w pasie ciągnącym się od **Zatoki Meksykańskiej** przez **Morze Karaibskie** aż po **zachodnie wybrzeża Afryki**. Sezon cyklonalny trwa od maja do listopada. Na początku sezonu pojawiają się one przede wszystkim w Zatoce Meksykańskiej i nad Morzem Karaibskim, później wykształcają się dalej na wschód, obejmując swoim wpływem rejon Wielkich Antyli i Wysp Bahama, a następnie Wysp Zielonego Przylądka. Od końca września występuje ponownie tylko w rejonie Morza Karaibskiego. Huragany pojawiają się najczęściej pod koniec lata - w sierpniu i wrześniu, kiedy woda jest najcieplejsza. Trasy przemieszczania się większości z nich są zależne od



Rys. 29. Trasy huraganów na Atlantyku na półkuli północnej w 1997 r.

położenia i wielkości Wyżu Azorskiego wiodą one wzdłuż jego południowej krawędzi początkowo na zachód, potem na północny zachód i w końcu na

północny wschód. Jeśli wyżej rozciąga się aż nad obszar Ameryki, wówczas huragany nadciągają nad ten kontynent. Te, które wcześniej skracają na północny wschód i przemieszczają się nad wodami oceanu, wędrują nieraz daleko na północ, wypełniając się po drodze lub transformując w głębokie niższe szerokości umiarkowanych.

### Ocean Spokojny - półkula północna

W północnej części Oceanu Spokojnego wyróżnia się dwa obszary powstawania cyklonów. W pierwszym z nich, obejmującym **zachodnią**, przylegającą do Azji część oceanu (obszar od 110 do 180° dł. geogr. wsch.), liczba tworzących się tajfunów (*typhoon*, a na Filipinach - *baguio*) jest największa na świecie (średnio od 10 do ponad 20 rocznie). Ponad połowa z nich powstaje pomiędzy Filipinami a 160° dł. geogr. wsch. Wiele tajfunów tworzy się także wokół wyspy Guam, mniej na Morzu Południowochiriskim. Sezon cyklonalny trwa od czerwca do października, a największe nasilenie działalności cyklonalnej przypada na lipiec i sierpień. Tajfuny o prostoliniowych trasach wędrują na zachód lub północny zachód i zanikają po wejściu na kontynent lub przekraczają Półwysep Indochiński i docierają aż nad Ocean Indyjski - do Zatoki Bengalskiej.

Drugi obszar, **wschodni**, obejmuje dwa ośrodki. Jeden z nich znajduje się w środkowej części Pacyfiku (180-130° dł. geogr. zach. - rejon Wysp Hawajskich), a drugi - pomiędzy 130° dł. geogr. zach. a wybrzeżem Ameryki Północnej. Liczba huraganów powstających w pierwszym z tych ośrodków jest, w porównaniu z innymi obszarami, niewielka - 1-2 rocznie. Tworzą się one głównie od sierpnia do października. Niektóre z nich mogą powstawać na Atlantyku. Przemieszczają się one w większości na północ i północny zachód, ale nad kontynent docierają bardzo rzadko.

W drugim ośrodku huragany (meks. *cordozos*) pojawiają się zwykle od sierpnia do października. Ich trasy wiodą najczęściej na północ, wzdłuż zachodnich wybrzeży Ameryki Północnej, a liczba wynosi ok. 5 rocznie.

### Ocean Spokojny - półkula południowa

Huragany (*hurricane*) tworzą się tu głównie na obszarze położonym **na zachód od Nowych Hebrydów** (155-165° dł. geogr. wsch.) oraz na znajdującym się **na północny wschód od wysp Fidżi i Salomona** (170-180° dł. geogr. zach.). Część z nich powstaje także na Morzu Koralowym, u wybrzeży Australii oraz w pobliżu wysp Samoa, a nieliczne także w innych miejscach. Sezon cyklonalny trwa od grudnia do czerwca. Średnio pojawia się 6-7 huraganów rocznie, z czego 2-3 o dużej mocy. Niektóre z nich docierają nad wschodnie wybrzeża Australii. Najbardziej narażone na cyklony są Nowe Hebrydy, Wyspy Salomona, wyspy Fidżi i Morze Koralowe.

### Ocean Indyjski - półkula północna



Monsunowa cyrkulacja powietrza powoduje, że na Oceanie Indyjskim na półkuli północnej istnieją dwa sezony cyklonalne: wiosenny i jesienny. W jednym z dwóch głównych obszarów tworzenia się cyklonów (*cyclone*) - **Morzu Arabskim** notuje się średnio w roku 2-3 cyklony, głównie w okolicach Lakkadiwów i Malediwów. Zdarzają się tu również cyklony, które przywędrowały z Zatoki Bengalskiej. Wiosenny sezon cyklonalny trwa od maja do lipca, z nasileniem w czerwcu, a jesienny od października do stycznia, z nasileniem w listopadzie.

W drugim głównym obszarze formowania się cyklonów - **Zatoce Bengalskiej**, średnio w roku pojawiają się także 2-3 cyklony. Sezon wiosenny przypada głównie na maj - lipiec, natomiast jesienny na październik-listopad. Niektóre cyklony powstają na Oceanie Spokojnym.

### Ocean Indyjski - półkula południowa

Cyklony powstają tu głównie **na wschód od wybrzeży Afryki** do ok. 90° dł. geogr. wsch. (*cyclone*) i u **zachodnich wybrzeży Australii** (*willy-willies*). W pierwszym z tych obszarów sezon cyklonalny trwa od listopada do kwietnia, z nasileniem od stycznia do marca. Większość cyklonów ma trasy paraboliczne. Średnio w roku pojawiają się 2 cyklony.

W pobliżu północno-zachodnich wybrzeży Australii cyklony pojawiają się przede wszystkim od stycznia do marca. Ich trasy biegną najczęściej wzdłuż zachodnich wybrzeży Australii na południowy zachód. Niektóre cyklony zbaczają z tej trasy i skręcają nad kontynent. Średnio w roku obserwuje się tu 2 cyklony.

## 3.ZABESPIECZENIA POGODOWE STATKU.

Jednym z podstawowych zadań **meteorologii synoptycznej** jest analiza aktualnego stanu pogody i jej przewidywanie. Początek badań meteorologicznych, we współczesnym słowa tego znaczeniu, datuje się na połowę XVII w., a meteorologii synoptycznej od przełomu XVIII i XIX w., kiedy to po raz pierwszy wykreślono na mapie dane pogodowe z tego samego terminu obserwacyjnego. Pierwsze oficjalne prognozy pogody pojawiły się w 1877 r. W latach trzydziestych naszego stulecia rozpoczęto za pomocą balonów badania wyższych warstw atmosfery, a w latach pięćdziesiątych zaczęto wykorzystywać radar, rakiety i sztuczne satelity. Obecnie na usługach służb meteorologicznych znajdują się specjalne balony i satelity meteorologiczne, a w biurach

pogody - komputery ze specjalnie opracowanymi programami.

W 1951 r. powołano przy ONZ Światową Organizację Meteorologiczną (WMO - ang. World Meteorological Organization) z siedzibą w Genewie. WMO ujednoliciła m.in. terminy dokonywania obserwacji pogodowych na stacjach meteorologicznych, sposoby przekazywania informacji do centrów, wprowadziła obowiązujące nazewnictwo i oznaczenia graficzne, a także przyjęła zasadę wzajemnej wymiany danych pogodowych przez kraje członkowskie. Aktualnie służba meteorologiczna na świecie działa w ramach jednego, wspólnego dla wszystkich, systemu. Wśród komisji działających przy WMO istnieje Komisja ds. Meteorologii Morskiej.

Dzięki obowiązującej zasadzie międzynarodowej wymiany informacji pogodowych **ośrodki meteorologiczne** dysponują danymi ze swoich stacji obserwacyjnych oraz przekazami o kształtowaniu się pogody nad obszarami sąsiednimi. Przy opracowywaniu komunikatów meteorologicznych, ostrzeżeń o niekorzystnych warunkach pogodowych, prognozach pogody itp. wykorzystuje się najnowszą aparaturę, programy komputerowe oraz wiedzę i doświadczenie wysokiej klasy synoptyków. Wyniki tych opracowań są rozpowszechniane przez masowe środki przekazu (radio, telewizja, prasa, Internet). Na statki, w odpowiednio przygotowanej formie, docierają one za pośrednictwem specjalnych radiostacji brzegowych.

W Polsce rolę centrum meteorologicznego pełni Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie. Jeden z oddziałów IMGW - Oddział Morski - znajduje się w Gdyni. Opracowuje on m.in. ostrzeżenia i komunikaty pogodowe dla Bałtyku Południowego, Zatoki Pomorskiej i Zatoki Gdańskiej, Zalewu Wiślanego i Zalewu Szczecińskiego oraz Zespołów Portowych Gdansk-Gdynia i Szczecin-Świnoujście.

Tabela 7. Skala intensywności cyklonów tropikalnych stosowana w Australii dla obszaru od 90 do 160° dl. geogr. wsch.

Kategoria	Prędkość wiatru (km/h)
1	63-90
2	91-125
3	126-165
4	166-225
5	> 225

Informacje o terminach ostrzeżeń i częstotliwościach fal nadawczych znajdują się w *Admiralty List of Radio Signals*, vol. III oraz w *List of Radio-termination and Special Service Station*, part D, section 11 - *Stations Trans-*

### 3.1.2. Komunikaty o pogodzie

Komunikaty o pogodzie - Weather and sea bulettin (morski komunikat pogodowy), Marine weather bulletin (morski komunikat pogodowy),

Shipping forecast (rybacka prognoza pogody), High sea forecast (komunikat pogodowy dla otwartego morza) - są nadawane codziennie w określonych porach doby przez nadawcze radiostacje brzegowe. Informują one o pogodzie na obszarze określonego morza, jego części, części oceanu, w strefie przybrzeżnej, określonym akwenu, drodze podejściowej do portu, w porcie itd. Najczęściej komunikaty te składają się z trzech części.

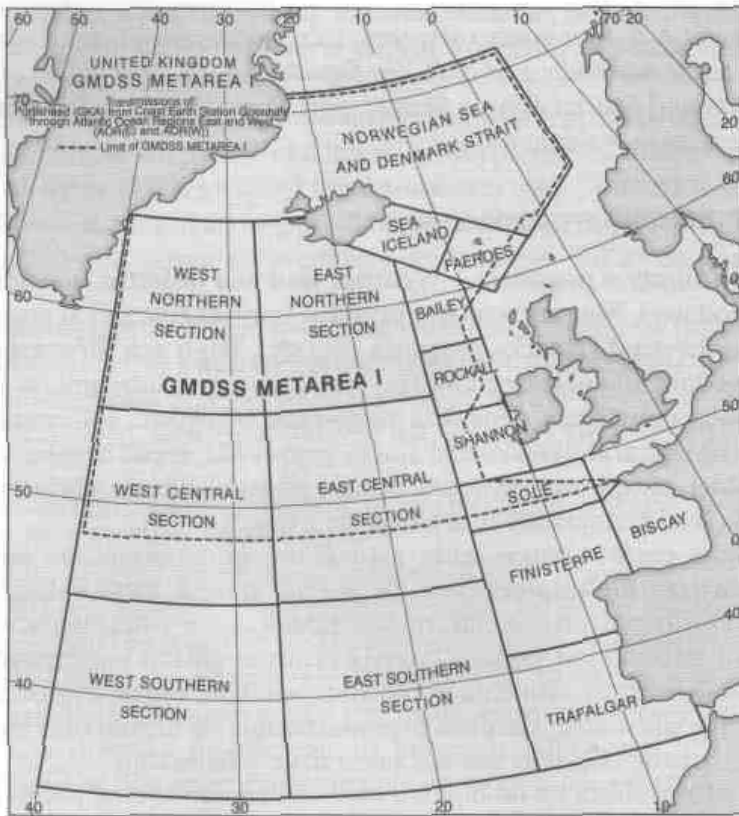
Pierwsza część - ostrzeżenia sztormowe (ang. *Storm/gale warnings*), dotyczy zawsze niebezpiecznych dla żeglugi zjawisk meteorologicznych i zawiera, często poszerzone, informacje podawane w ostrzeżeniach, np. w przypadku sztormu jest podana pozycja centrum układu barycznego, który go wywołuje, wartość ciśnienia w centrum, wielkość obszaru sztormowego, prędkość lub siła wiatru, kierunek przemieszczania się układu oraz jego przewidywany rozwój. Niekiedy zawiera także dane o falowaniu.

Gdy sztorm zbliża się do obszaru objętego komunikatem, jest to podane w jego treści, np. *storm coming lub gale coming rapidly* (bardzo szybko), *quickly* (szybko) lub *rather slowly* (dość wolno).

Brak sztormu jest zawsze wyrażony odpowiednią informacją - *no storm, no gale, no warning* lub *none* itp.

W drugiej części komunikatu - **opis sytuacji synoptycznej** (ang. *Synopsis, Synoptic situation, General synopsis, Weather summary*), następuje zwięzły opis sytuacji barycznej - krótka charakterystyka ważniejszych układów barycznych: ich położenie, wartości ciśnienia w centrach, przewidywane tendencje rozwoju i przemieszczania się, informacja o frontach atmosferycznych, zatokach niskiego i klinach wysokiego ciśnienia, o prędkości (sile) i kierunkach wiatru, stanie morza, widzialności, zachmurzeniu itp.

W części trzeciej - **prognoza pogody** (ang. *Forecast*), jest podana informacja jak długi jest okres prognozy, np. *Forecast valid for the next 24 hours* (prognoza ważna na następne 24 godziny), a dalej jest opisywana pogoda przewidywana (ang. *Area forecast*) w poszczególnych obszarach prognostycznych określonego akwenu: informacje o kierunku i prędkości wiatru, stopniu widzialności, ewentualnym występowaniu mgieł, opadów, falowaniu i innych ważnych dla żeglugi zjawiskach meteorologicznych (rys. 34).



Rys. 34. Akweny pogodowe (obszary prognostyczne) na północno-wschodnim Atlantyku

Pozostałe części - czwarta - **analiza i prognoza** (ang. *Analysis and prognosis*), zawierająca informacje pozwalające na wykonanie na statku mapy rozkładu ciśnienia (lokalizacji układów barycznych i frontów atmosferycznych) oraz piąta - **raporty ze stacji morskich** (ang. *Sea station reports*), zawierająca dane liczbowe z morskich stacji obserwacyjnych (głównie statków) i szóstą - **dane ze stacji lądowych** (ang. *Land station reports*), nie są już podawane w biuletynach. Dość powszechne w poprzednich latach kreślenie map rozkładu ciśnienia na statkach zastąpiono odbiorem gotowych map wykreślanych na lądzie. Na niektórych mapach obok pozycji stacji (statków) są naniesione wartości ważniejszych czynników pogodowych.

Niekiedy w komunikatach ostrzeżenia sztormowe są połączone w jedną część z opisem sytuacji synoptycznej, druga część zaś zawiera prognozę.

Komunikaty pogodowe odnoszące się do mniejszych, zwykle bardziej uczęszczanych akwenów wodnych dość często odbiegają od powyższego schematu i, w zależności od potrzeb lokalnych, ograniczają się głównie do podania aktualnych i przewidywanych warunków pogodowych oraz czasu ich pojawie-

nia się i ustąpienia. Kolejność informacji jest na ogół podyktowana ważnością dla żeglugi w tych akwenach. Również stosowana terminologia jest zwykle bardziej uproszczona niż w biuletynach przeznaczonych dla pełnego morza. Komunikaty pogodowe dla portu i redy zawierają ewentualne ostrzeżenia sztormowe oraz aktualną i przewidywaną pogodę. Podaje się w nich kierunek i prędkość wiatru, dane o wielkości fali przybrzeżnej i przybojowej, zmiany poziomu wody, kierunek i wysokość fali martwej na redzie, widzialność, temperaturę powietrza, a także informacje o opadach (prace przeladunkowe), porywach wiatru (praca dźwigów) itp. Komunikaty te zawierają zwykle 6, 12 lub 18-godzinne prognozy, które, gdy zachodzi potrzeba, są skracane nawet do 3 lub mniejszej liczby godzin.

Informacje o terminach nadawania komunikatów pogodowych, częstotliwościach fal, obszarach, których dotyczą itp. znajdują się w *Admiralty List of Radio Signals*, vol. III, a także w *List of Radiotermination and Special Service Stations* (part D, section 10 - *Stations Transmitting Regular Meteorological Bulletin*).

W pobliżu brzegu do odbioru biuletynów pogodowych jest wykorzystywana niekiedy radiostacja statku, a nawet odbiornik radiowy. Dotyczy to komunikatów meteorologicznych nadawanych na potrzeby żeglugi i rybołówstwa oraz przekazywanych w lądowych serwisach informacyjnych, np. na Morzu Północnym, Morzu Bałtyckim, a także na Atlantyku w pobliżu Europy, wiele statków odbiera komunikaty przeznaczone dla rybołówstwa nadawane przez Radio BBC w godzinach 0048, 0555, 1355 i 1750 UTC.

Poniżej podano kilka przykładów ostrzeżeń i komunikatów (biuletynów) meteorologicznych.

#### 1) Ostrzeżenie o sztormie

TTT TTT TTT WIND WARNING 26/4 1910 UTC.

RISK OF SOUTHWESTERLY WINDS FORCE 7 IN GERMAN BIGHT.

FROM: NORDDEICHRADIO/DAN 1995.04.26 1905 GMT

Wolny przekład ostrzeżenia:

TTT TTT TTT - ostrzeżenie o silnym wietrze 26.04, godz. 1910 UTC.

Możliwość południowo-zachodnich wiatrów o sile 7°B na obszarze German Bight.

Nadało NORDDEICHRADIO/DAN 1995.04.26 godz. 1905 UTC

#### 2) Ostrzeżenie o sztormie tropikalnym

WESTERN NORTH ATLANTIC TROPICAL STORM WARNING  
1200 JULY 4 STORM CENTRE LOCATED ABOUT 150 MILES EAST-SOUTHEAST OF CAPE RACE NEWFOUNDLAND NEAR LAT. 46N LONG 49W AT 1000 Z JULY 4. PRESENT MOVEMENT TOWARD THE NORTHEAST OR 050 DEGREES AT 30 KNOTS. MAXIMUM SUSTAI-

NED WINDS OF 55 KNOTS NEAR CENTRE WITH GUSTS TO 75 KNOTS. 34 KNOT WINDS IN SOUTHWESTERN GRAND BANKS WITH SEAS 5 METRES OR HIGHER.

12 HR FORECAST WALID 04/07/1800 CENTRE 48N 45W MAXIMUM SUSTAINED WINDS OF 50 KNOTS NEAR CENTRE WITH GUST TO 70 KNOTS SEAS 5 METRES OR HIGHER AT SOUTH NEWFOUNDLAND CAST WITH CONSIDERABLE FLOODING IN CAPE RACE AREA.

NEXT ADVISORY AT 1500 AT 1500 Z JULY 4.

### Wolny przekład ostrzeżenia

Ostrzeżenie o sztormie tropikalnym dla zachodniej części północnego Atlantyku z dnia 4 lipca, godz. 1200 UTC. Centrum sztormu znajdowało się ok. 150 mil na ESE od przylądka Race na Nowej Fundlandii w pobliżu pozycji 46N i 49W o godz. 10 UTC 4 lipca. Obecnie przesuwa się na północny wschód w kierunku 050° z prędkością 30 węzłów. Maksymalna prędkość wiatru blisko centrum wynosi 55 węzłów, a w porywach 75 węzłów. W południowo-zachodniej części Wielkiej Ławicy wiatr 34 węzły, falowanie 5 m i więcej.

12 godzinna prognoza pogody ważna do 04.07 godz. 1800 UTC. Centrum sztormu 48N i 45W. Maksymalny wiatr w pobliżu centrum 50 węzłów, a w porywach do 70 węzłów, falowanie 5 m i więcej u południowego wybrzeża Nowej Fundlandii ze znacznym przybojem wody w rejonie przylądka Race.

Następna informacja 4 lipca o godzinie 1500 UTC.

### 3) Biuletyn pogodowy dla północnego Atlantyku

part 1. 1800Z may 6 1995. western north atlantic storm warning storm center about 300 miles southwest of cape farewell near 58N 52W 976 mbs at 12Z may 6 will move northwest 10 to 15 knots and filling to a gale.

Forecast - gale center near 61N 60W 985 mbs at 12Z may 7 and near 63N 61W 990 mbs by OOOZ may 8. within 300 miles of storm center winds 40 to 50 knots and average seas 18 to 20 over forecast waters north of 45N winds 30 to 45 knots and average seas 12 to 20 feet, by 12Z may 7 over forecast waters north of SON winds 25 to 40 knots and average seas 10 to 18 feet, complex developing gale over eastern great lakes with main center near 43N 75W 1009 mbs at 12Z may 6 will move east northeast 10 to 15 knots and deepening to gale in 12 to 24 hours, forecast gale center near 44N 68W 998 mbs by 12 Z may 7 and near 45N 62W 996 mbs by OOOZ may 8. within 450 miles of center over southeast semicircle winds increasing to 20 to 35 knots and average seas building to 7 to 12 feet in 12 to 24 hours.

part 2.1800Z may 6 1985. forecast - north atlantic north of 32N and west of 35W except as mentioned in part 1 over forecast waters winds 25 knots or less and average seas 8 feet or less through 36 hours, blk.

Forecast north atlantic south of 32N and west of 35 W weak frontal trough 32N 60W to 24N 69W at 12Z may 6 will move slowly east and gradually lose identity by 12Z may 7. atlantic north of 20N and east of trough winds southeast to south 10 to 20 knots, over remainder of atlantic wind mostly east less than 15 knots except north of 30N wind west 10 to 15 knots. Caribbean wind east to northeast 15 to 25 knots, seas to 8 feet over the southwest, gulf of mexico wind 15 knots or less.

FROM: NORFOLKRADIO/NAVAL/NAM 1995.05.06 2218 GMT

### Wolny przekład biuletynu

Część pierwsza. 1800 UTC 6 maja, 1995 r. Ostrzeżenie o sztormie dla północno-zachodniego Atlantyku. Centrum sztormu ok. 300 mil na południowy zachód od przylądka Farewell na pozycji 58N i 52W, ciśnienie 976 hPa o 1200 UTC 6 maja, będzie się przesuwać na północny zachód z prędkością 10-15 węzłów, wypełniając (słabnąc) do wichury.

Prognoza: wichury z centrum 61N i 60W i ciśnieniem 985 hPa o godz.1200 UTC 7 maja i blisko 63N i 61W i ciśnieniem 990 hPa o godz. 0000 UTC 8 maja. W obrębie 300 mil od centrum wiatry 40 do 55 węzłów, średnia wysokość falowania 18 do 20 stóp. Prognoza dla obszaru wodnego na północ od 45N: wiatry od 30 do 45 węzłów i średnia wysokość falowania 12 do 20 stóp poza (godzinę) 1200 UTC 7 maja. Prognoza dla obszaru wodnego na północ od 50N: wiatry 25 do 40 węzłów i średnia wysokość falowania od 10 do 18 stóp. Kompleksowo rozwijająca się wichura (wiatr) nad wschodnimi Wielkimi Jeziorami, z głównym centrum blisko 43N i 75W i ciśnieniem 1009 hPa o godz.1200 UTC 6 maja przesunie się na wschód - północny wschód z prędkością od 10 do 15 węzłów i pogłębi (wzmocni) do wichury w ciągu 12-24 godzin. Prognoza: wichura z centrum blisko 44N i 68W i ciśnieniem 998 hPa poza 1200 UTC 7 maja i blisko 45N i 62W z ciśnieniem 996 hPa poza godz. 0000, 8 maja. W obrębie 450 mil od centrum, w południowo-wschodniej połowce wiatry rosnące od 20 do 35 węzłów i średnia wysokość falowania rosnąca od 7 do 12 stóp w ciągu 12 do 24 godzin.

Część druga. 1800 UTC, 6 maja, 1995 r. Prognoza - północny Atlantyk na północ od 32N i na zachód od 35W oprócz wymienionej w części pierwszej prognozy dla obszaru wodnego - wiatry 25 węzłów lub mniej i średnia wysokość falowania 8 stóp lub mniej, w ciągu 36 godzin.

Prognoza dla północnego Atlantyku na południe od 32N i zachód od 35W: słaba zatoka frontalna od 32N i 60W do 24N i 69W z godz. 1200 UTC 6 maja przesunie się powoli na wschód i stopniowo straci swoją postać poza 1200 UTC 7 maja. Atlantyk na północ od 20N i na wschód od zatoki: wiatry południowo-wschodnie do południowych, 10 do 20 węzłów. Pozostały obszar Atlantyku: wiatr przeważnie wschodni, poniżej 15 węzłów oprócz części na północ od 30N (gdzie) wiatr zachodni, 10-15 węzłów. Morze Karaibskie:

wiatr wschodni do północno-wschodniego, 15-25 węzłów; falowanie do 8 stóp nad południowo zachodnią częścią. Zatoka Meksykańska - wiatr 15 węzłów i mniej.

Nadało: NORFOLKRADIO/NAVAL/NAM 1995.05.06. 2218 UTC

#### 4) Rybacka prognoza pogody uwzględniająca obszary prognostyczne

SE68

NITTONRADIO SHIPPING FORECAST

0818 ON SATURDAY 22 FEBRUARY 1997

THE GENERAL SINOPSIS AT MIDNIGHT

LOW BAILEY 974 MOVING RATHER QUICKLY NORTHEAST AND DEEPENING 962 MIDNIGHT TONIGHT. NEW LOW EXPECTED ROCKALL 978 BY SAME TIME

THE AREA FORECASTS FOR THE NEXT 24 HOURS ISSUED BY THE MET OFFICE AT 220700 GMT

THAMES DOVER WIGHT PORTLAND PLYMOUTH - SOUTHWESTERLY 4 OR 5, OCCASIONALLY 6, PERHAPS GALE 8 LATER IN PLYMOUTH OCCASIONALLY DRIZZLE MODERATE WITH FOG PATHES

BISCAY - SOUTHEASTERLY VEERING SOUTHWESTERLY LATER 3 OR 4, INCREASING 6 OR 7 IN NORTHEAST. MAINLY FAIR MODERATE OR GOODFINISTERRE - SOUTHWESTERLY 5, INCREASING 7 OR GALE 8 IN NORTHWEST BUT VARIABLE 3 AT FIRST IN SOUTHEAST. RAIN LATER IN WEST. MAINLY GOOD.

SOLE LUNDY FASTNET IRISH SEA SHANNON - SOUTHWESTERLY 6 INCREASING 7 OR GALE 8, PERHAPS SEVERE GALE 9 LATER, TEMPORARILY VEERING WESTERLY 6 LATER IN WEST SOLE AND SHANNON. RAIN LATER. MODERATE OCCASIONALLY POOR.

ROCKALL - SOUTHWESTERLY VEERING NORTHWESTERLY 6 TO GALE 8, OCCASIONALLY SEVERE GALE 9 AT FIRST, BECOMING CYCLONIC FOR A TIME, RAIN THEN SQUALLY SHOWERS. MODERATE OR GOOD

MALIN - SOUTH OR SOUTHWEST 7 TO SEVERE GALE 9. RAIN AT TIMES. MODERATE OCCASIONALLY POOR

Wolny przekład prognozy

Rybacka prognoza pogody przekazana przez Nittonradio  
0818 UTC, sobota 22 lutego, 1997



Ogólna sytuacja baryczna o północy: niż nad BAILEY 974 hPa przesuwa się dość szybko na północny wschód i pogłębia do 962 hPa o północy.

Nowy niż o ciśnieniu 997 hPa spodziewany nad ROCKALL w tym samym czasie.

Prognoza pogody dla obszaru na następne 24 godziny wydana przez biuro meteorologiczne 22 (lutego) 0700 UTC

TAMIZA, DOVER, WIGHT, PORTLAND, PLYMOUTH - (wiatr) południowo-zachodni 4 do 5°B, chwilami 6. Możliwa wichura 8°B później, w PLYMOUTH chwilami mżawka, widzialność umiarkowana, lokalnie mgły.

ZATOKA BISKAJSKA - południowo-wschodni skręcający później w prawo na południowo-zachodni o prędkości 3-4, wzrastający do 6-7 na północnym wschodzie. Głównie pogoda dobra, widzialność umiarkowana lub dobra.

FINISTERRE - południowo-zachodni 5, wzrastający do 7 lub wichury 8 w części północno-zachodniej; zmienny - początkowo ok. 3 na południowym wschodzie. Później deszcz w części zachodniej. Przeważnie dobra pogoda.

SOLE, LUNDY, FASTNET, MORZE IRLANDZKIE, SHANNON - południowo-zachodni 6 wzrastający do 7 lub silnej wichury 8, możliwa silna wichura 9, później skręcająca z czasem w prawo na zachodni 6 w zachodniej części SOLE i SHANNON. Później deszcz. Widzialność miarkowana, chwilami słaba.

ROCKALL - południowo-zachodni skręcający na północno-zachodni 6 do wichury 8, z początku chwilami silna wichura 9, przechodząca z czasem w niż baryczny, deszcz, potem szkwały i przelotne opady. Widzialność umiarkowana lub dobra.

MALIN - południowy lub południowo-zachodni 7, wzrastający z czasem do silnej wichury 9. Chwilami deszcz. Widzialność umiarkowana, chwilami słaba.

5) Komunikat pogodowy dotyczący strefy równikowej od 30°E do 140°W (wydruk 1)

EGUATOR TO 30 E OF 140W.

WARNINGS.

GULF OF TEHUANTEPEC WIND N 30 TO 40 KT AND SEAS TO 15 FT WITHIN ISO NM OF THE COAST.

SYNOPSIS AND FORECAST.

GULF OF TEHUANTEPEC EXCEPT AS NOTED IN WARNINGS WIND N 50 TO 30 KT AND SEAS t a FT WITHIN £40 NM OF THE COAST. EPAC N OF £8N W OF 135W WIND SW TO S 15 TO 25 KT AND SERS 8 TO 1a FT DECREASING TO WIND LESS THAN 25 KT BY 0000 UTC JAN £5. REMAINDER OF EPAC WIND LESS THAN 25 K7.

INTERTROPICAL CONVERGENCE ZONE...5N 78W 7N 105W 5N 130W 5N 140W.  
CONVECTION. . .SCATTERED MODERATE ISOLATED STRONG 180 NM WIDE E OF  
105W...SCATTERED MODERATE 300 NM WIDE W OF 135W. ISOLATED WEAK  
ELSEWHERE.

## Wolny przekład komunikatu

Strefa równikowa do 30E i na E od 140W.

Ostrzeżenia.

Zatoka Tehuantepec - wiatr N, prędkość 30 do 40 węzłów i fale do wysokości 15 stóp w pasie 180 Mm od brzegu.

Sytuacja aktualna i prognoza.

Zatoka Tehuantepec oprócz, jak podano w ostrzeżeniach - wiatr N 20 do 30 węzłów i falowanie 12 stóp w pasie 240 Mm od brzegu. Wschodni Pacyfik na północ od 28N i na zachód od 135W - wiatr SW do S 15 do 25 węzłów i falowanie od 8 do 12 stóp malejące ze słabnącym poniżej 25 węzłów wiatrem poza godz. 0000 UTC, 25 stycznia. Pozostała wschodnia część Pacyfiku - wiatr poniżej 25 węzłów.

Międzyzwrotnikowa strefa zbieżności (pasatów) na obszarach 5N-78W, 7N-105W, 5N-130W i 5N-140W - konwekcja umiarkowanie nieregularna, miejscami mocna ciągnąca się na 180 mil szerokości na E od 105W, umiarkowanie nieregularna ciągnąca się na 300 mil na W od 135W, miejscami konwekcja słabnie.

6) Komunikat pogodowy obejmujący obszar Atlantyku od 32°N do 65°N i na zachód od 35°W oraz od 3°N do 34°N i na zachód od 35° włączając w to Morze Karaibskie i Zatokę Meksykańską (wydruk 2)

DE WLO  
££38 0£069£  
=NFDHSFAT1  
TTAAOO KNFD 06££38

HIGH SEAS FORECAST NATIONAL WEATHER SERVICE WASHINGTON D.C.  
£200 UTC THU FEB 06 1992

NORTH ATLANTIC NORTH OF 3£N TO 65N WEST OF 35W  
.FORECAST VALID 0600 UTC SOT FEB 8 199£

WARNINGS.

STORM 31N SOW 989 MB AT 1800 UTC MOVING NE SO KTS. WINDS 40 TO 50 KTS AND SEAS 1£ TO £0 FT FROM 29N TO 3£N BETWEEN 65W AND 75W AND 35 TO 50 KTS AND 1£ TO £0 FT FROM 3£N TO 35N W OF 70W. WINDS ALSO £5 TO 40 KTS AND SEAS 10 TO 18 FT FROM £3N TO £9N BETWEEN 65W AND 7£W AND FROM 32N TO 37N W OF 65W EXCEPT IN AREA OF STORM WINDS DESCRIBED ABOVE. FORECAST STORM 39N 70W 979 MB. FORECAST WINDS 40 TO 55 KTS AND SEAS £0 TO £8 FT WITHIN 300 NM OF CENTER EXCEPT 600 NM OF CENTER E QUADRANT AND £5 TO 40 KTS AND 1£ TO £0 FT ELSEWHERE WITHIN 300 NM OF CENTER EXCEPT 400 NM OF CENTER S QUADRANT.

STORM 47N 47W 969 MB AT 1800 UTC MOVING NE 30 KTS. WINDS 40 TO 60 KTS AND SEAS 30 TO 35 FT WITHIN £50 NM OF CENTER N SEMICIRCLE AND 400 NM OF CENTER S SEMICIRCLE AND 30 TO 45 KTS AND 14 TO £5 FT ELSEWHERE WITHIN 600 NM OF CENTER S SEMICIRCLE. FORECAST STORM E OF AREA. FORECAST AREA OF WINDS 45 TO 70 KTS AND SEAS £8 TO 38 FT NE OF LINE 60N 43W TO SON 35W AND 30 TO 45 KTS AND £0 TO 30 FT ELSEWHERE NE OF LINE 56N 55W TO 44N 35W.

AREA WINDS TO 45 KTS AND SEAS TO ££ FT NE OF LINE 60N 43W TO SON 35W. WINDS AND SEAS DIMINISHING UNTIL AREA IMPACTED BY STORM ABOVE.

SYNOPSIS AND FORECASTS.

HIGH CENTER 55N 75W 10£6 MB AT 1800 UTC MOVING E 15 KTS. FORECAST HIGH 54N 60W 10£4 MB WITH RIDGE SE TO 45N 40W.

AHS

ATLC N OF 3N TO 3£N AND W OF 35W INCLUDING CARIBBEAN 3EA AND GULF OF MEXICO. FORECAST VALID 0600 UTC SAT FEB 08.

WARNINGS...

SEE HSFAT1 FOR DEVELOPING STORM CENTER NEAR 31N80W.  
GULF OF MEXICO E OF 90W WIND NW £5 TO 35 KT SEAS TO 15 FT. WIND AND SEAS DECREASING BY 1£ UTC FEB 7.  
SYNOPSIS AND FORECAST...

ATLC EXCEPT AS NOTED IN WARNINGS WIND £0 TO 30 KT SEAS 10 TO 15 FT W OF 60W. REMAINDER ATLC WIND LESS THAN 30 KT.

CARIBBEAN FRONTAL TROUGH E CENTRAL CUBA TO HONDURAS MOVING E £C> KT. FORECAST FRONTAL TROUGH E HISPANIOLA TO NICARAGUA. CARIBBEAN N OF 15N WITHIN 300 NM OF FRONTAL TROUGH WIND £0 TO 30 KT SEAS 7 TO 10 FT. CARIBBEAN S OF 15N N OF FRONTAL TROUGH WIND NW TO N £0 KT SEAS TO 8 FT. REMAINDER CARIBBEAN WIND LESS THAN £0 KT.

GULF OF MEXICO E OF 95W EXCEPT AS NOTED IN WARNINGS WIND NW £0 TO £5 KT SEAS 10 TO 15 FT. REMAINDER GULF OF MEXICO WIND LESS THAN 20 KT.

LAA

## Wolny przekład komunikatu

Prognoza pogody dla otwartego morza z krajowego serwisu pogodowego w Waszyngtonie, godziny 2200 UTC, czwartku, 6 lutego 1992 r.

Północny Atlantyk na północ od 32N do 65N, na zachód od 35W.

Prognoza ważna do 0600 UTC, soboty, 8 lutego, 1992.

### Ostrzeżenia

Sztorm - 31N 80W, 989 hPa o 1800 przesuwa się na NE z prędkością 20 węzłów. Wiatr 40 do 50 węzłów i falowanie 12 do 20 stóp od 29N do 32N, pomiędzy 65W i 75W oraz od 35 do 50 węzłów i 12 do 20 stóp od 32N do 35N na W od 70W. Wiatr także od 25 do 40 węzłów i falowanie 10 do 18 stóp od 23N do 29N pomiędzy 65W i 72W i od 32N do 37N na W od 65W oprócz obszaru sztormowych wiatrów opisanych powyżej.

Przewidywany sztorm z ciśnieniem 979 hPa dla obszaru 39N 70W. Przewidywane wiatry o prędkości od 40 do 55 węzłów i falowanie o wysokości 20 do 28 stóp wewnątrz 300-milowego pasa od centrum (sztormu) oprócz 600 Mm E ćwiartki i 25 do 40 stóp oraz 12 do 20 stóp wysokości falowanie miejscami wewnątrz 800 mil od centrum oprócz 400 mil w ćwiartce S od centrum.

Sztorm o ciśnieniu 969 hPa w obszarze 47N 47W o godz. 1800 UTC przesuwa się na NE z prędkością 30 węzłów. Wiatry 40 do 60 hPa i fale 20 do 35 stóp wysokości do 250 mil od centrum w N połowce i 400 mil od centrum w S połowce oraz 30 do 45 węzłów oraz 14 do 25 stóp miejscami w obrębie 600 mil w S połowce. Przewidywany sztorm na E od centrum. Prognozowane dla tego obszaru wiatry od 45 do 70 węzłów i falowaniu od 28 do 38 stóp na NE od linii 60N 43W do 50N 35W i 30 do 45 węzłów oraz falowaniu od 20 do 30 stóp miejscami na NE od linii 56N 55W do 44N 35W.

Obszar o wiatrach do 45 węzłów i falowaniu do 22 stóp na NE od linii 60N 43W do 50N 35W. Wiatr i falowanie malejące (do czasu) aż obszar ten znajdzie się pod wyżej opisanym sztormem.

### Sytuacja baryczna i prognoza

Wyż z centrum 55N 75W i ciśnieniu 1026 hPa o godz. 1800 UTC przemieszcza się na E z prędkością 15 węzłów. Prognoza: wyż z ciśnieniem 1024 znajdzie się na 54N 60W z klinem wyżowym w kierunku SE sięgającym do 45N 40W.

Atlantyk Północny od 3N do 32N i na W od 35W łącznie z Morzem Karaibskim i *Zatoką Meksykańską*. Prognoza ważna do 0600 UTC, soboty, 8 lutego.

### Ostrzeżenia

Patrz na komunikat HSFAT1 (poprzedni) dla rozwijającego się sztormu z centrum blisko 3 IN 80W.

Zatoka Meksykańska na E od 90W - wiatr NW 25 do 35 węzłów, falowanie do 15 stóp. Wiatr i falowanie słabnące poza 12 UTC, 7 lutego.

### Sytuacja baryczna i prognoza

Atlantyk, oprócz tego co podano w ostrzeżeniach, wiatr od 20 do 30 węzłów, falowanie od 10 do 15 stóp na W od 60W. Pozostały Atlantyk wiatr poniżej 20 węzłów.

Karaibska zatoka niżowa, której centrum przebiega na E od Kuby, do Hondurasu przesuwa się na E z prędkością 20 węzłów. Przewiduje się zatokę niżową na E od Hispanioli po Nikaraguę. Morze Karaibskie na N od 15N wewnątrz 300-milowego pasa zatoki niżowej - wiatr 20 do 30 węzłów, falowanie 7 do 10 stóp. Morze Karaibskie na S od 15N, w zatoce niżowej - wiatr NW do N 20 węzłów, falowanie do 8 stóp. Pozostała część morza - wiatr poniżej 20 węzłów.

Zatoka Meksykańska na E od 95W, oprócz jak podano w ostrzeżeniach, wiatr NW o prędkości od 20 do 25 węzłów, falowanie od 10 do 15 stóp. Pozostała część zatoki wiatr poniżej 20 węzłów.

7) Komunikat pogodowy zawierający dane z depesz wysłanych przez statki i stacje brzegowe (patrz podrozdział 3.3 o kodowaniu depesz meteorologicznych)

Bracknell weather for priority portisheadradio.

no storms stop high near azores 1025 with ridge to shannon slowly moving stop low 51N 47W 995 expected 62N 37W 990 by 031200z stop low near cape forewell 986 moving northwest filling stop

forecasts for next 24 hours

east southern section stop in northwest comma variable 4 stop in southeast comma northeast 5 or 6 stop fair stop good stop west southern section stop variable 4 or 5 stop rain at times stop moderate or good stop

ship 02184 99568 70183 41298 81320 10087 40163 75865 22262 20404 31509  
40606  
02184 99470 70170 32598 13310 10138 40220 22200 20402 333//  
40804  
02181 99527 70355 41497 81813 10073 40125 76162 22200 20706 323//  
41410  
02183 99352 70138 41498 42210 10168 40085 70161 22212 20202 336//  
40603  
02184 99467 70486 42598 63447 10030 40185 22200 20503 324//  
40704  
02183 99561 70339 42/// / 8/18 10074 40110  
02183 99478 70336 42598 62209 10108 40220 22254 20303 32620  
40706  
02183 99498 70275 42398 80604 10113 40229 22264 20101 326//  
40804  
02183 99399 70491 42598 62318 10185 40248 22224 20304 324//  
40806  
02180 99448 70376 42698 52104 10144 40215 22214 20201 329//  
40502  
02184 99395 75037 42898 33003 10168 40259 22263 2//01

FROM: PORTISHEADRADIO/GKA 3 1995.05.02. 2200 GMT

Wolny przekład komunikatu

(Stacja) Bracknell - informacje pogodowe Portisheadradio. Brak sztormów. Wyż w pobliżu Azorów o ciśnieniu 1025 hPa z klinem wyżowym do Shannon powoli przesuwa się. Niż z pozycji 51N i 47W o ciśnieniu 995 hPa spodziewany na pozycji 62N i 37W z ciśnieniem 990 hPa po 3 maja, godz. 1200 UTC. Niż blisko przylądka Farewell o ciśnieniu 986 hPa przesuwa się na północny zachód i wypełnia.

Prognoza pogody na następne 24 godziny:

(Obszar prognostyczny) East Southern Section: w północno-zachodniej części wiatry zmienne 4(°B); w południowo-wschodniej wiatry północno-wschodnie 5-6, czysto (brak opadów), widzialność dobra. West Southern Section - wiatry zmienne 4-5, chwilami deszcz, widzialność umiarkowana lub dobra.

02184 99568 70183 41298 81320 10087 40163 75865 22262 20404 31509  
40606

02184 99470 70170 32598 13310 10138 40220 22200 20402 333// 40804

02181 99527 ..... itd.

NADAŁO: PORTISHEADRADIO/GKA 3 1995.05.02 2200 UTC

8) Biuletyn pogodowy dla Europortu (Rotterdam)

FORECAST ISSUED 6 TIMES DAILY FOR THE EUROPORT AREA:  
GALE WARNINGS: DISTRICT HOOK OF HOLLAND: NONE.  
FORECAST TILL MIDNIGHT (2400 HOURS).  
WIND: SOUTH TO SOUTHWEST 3-5 BEAUFORT AT THE  
COAST 4-6 BEAUFORT.

VISIBILITY: 4-10 KM DURING DRIZZLE 2-4 km  
WEATHER: LIGHT RAIN OR DRIZZLE IN THE EVENING HOURS  
MIN. TEMP.: AROUND 6°C.

OUTLOOK FOR FOLLOWING DAY FROM 0000-1800 HOURS.  
WIND: SOUTH TO SOUTHWEST 3-5 AT THE COAST ^6 BEAU-  
FORT INCREASING DURING THE MORNING TO 5-7 BEAUFORT.  
VISIBILITY: MORE THAN 10 KM, DURING PRECIPITATION 4-  
-10 KM

WEATHER: LIGHT RAIN OR DRIZZLE IN THE MORNING. LA-  
TER RAIN OR HAILSHOWERS.  
MAX. TEMP.: AROUND 7°C.

VISIBILITY FORECAST FOR NEW ROTTERDAM WATERWAY  
FROM 1300-2400 HOURS.

VISIBILITY: 4-10 KM DURING DRIZZLE DECREASING TO 1-3 KM.

Wolny przekład biuletynu

Prognoza pogody wydawana 6 razy dziennie dla obszaru Europortu

Ostrzeżenia wiatrowe: obszar Hook of Holland - nie ma.

Prognoza ważna do północy (przez 24 godziny).

Wiatr: południowy do południowo-zachodniego 3-5°B, na wybrzeżu 4-6°B.

Widzialność: 4-10 km, a podczas mżawki 2-4 km.

Pogoda: niewielkie opady lub mżawka w godzinach wieczornych.

Temperatura minimalna: ok. 6°C.

Prognoza na dzień bieżący od 0000 do 1800 UTC.

Wiatry: południowe do południowo-zachodnich 3-5°B, na wybrzeżu 4-6°B, wzrastające rano do 5-7°B.

Widzialność: ponad 10 km, a w czasie opadów 4-10 km.

Pogoda: rano niewielkie opady deszczu lub mżawki, później opady deszczu lub deszczu i gradu.

Temperatura maksymalna: ok. 7°C.

Prognoza widzialności dla toru wodnego (New Rotterdam) od godziny 1300 do 2400 UTC.

Widzialność: 4-10 km, malejąca w czasie mżawki do 1-3 km.

### 3.1.3. Komunikaty lodowe

**Zlodzenie** na wodach mórz i oceanów stanowi poważne zagrożenie i trudnienie dla żeglugi. Wszystkie państwa sąsiadujące z obszarami wodnymi, i których występuje zlodzenie, mają obowiązek prowadzenia stałej obserwacji zlodzenia i rozpowszechniania wiadomości na ten temat w specjalnych komunikatach lodowych - *Ice Reports*.

W celu utrzymania bezpieczeństwa żeglugi na **północnym Atlantyku** każdego roku, wraz z początkiem splywu paku lodowego i gór lodowych z Morza Arktycznego, rozpoczyna działalność **Międzynarodowy Patrol Lodowy** (International Ice Patrol). Jego zadaniem jest prowadzenie obserwacji gór lodowych (*iceberges*), ich kierunku przemieszczania się, zasięgu występowania (*iceberg limit*), koncentracji lodu pływającego, jego grubości, rodzaju itp. Góry lodowe i pak lodowy są tu wynoszone przez zimny Prąd Labradorowski. Działalność patrolu dotyczy głównie obszarów atlantyckich w pobliżu Nowej Fundlandii oraz wybrzeży Kanady i Stanów Zjednoczonych, gdzie zagrożenie jest największe. Obserwacje są prowadzone wszelkimi możliwymi sposobami, z wykorzystaniem radarów, lotnictwa oraz specjalnych wzmocnionych łodzi, a także za pośrednictwem przepływających statków. W okresie zagrożenia lodowego wszystkie statki znajdujące się w obszarze 40-52° szer. geogr. pn. 38-58° dł. geogr. zach. powinny co 6 godzin przekazywać informacje o swojej pozycji, kursie i prędkości, a także podawać dane o widzialności, temperaturze powietrza i wody oraz kierunku i prędkości wiatru. W przypadku napotkania gór lodowych sporządzane przez nie raporty powinny zawierać dane o pozycjach tych gór, ich

rozmiarach, kształcie oraz kierunku i prędkości dryfu, a przy napotkaniu paku lodowego - stopniu jego koncentracji (zajmowanej powierzchni) i grubości lodu. Meldunek powinien zawierać także informacje o temperaturze wody i aktualnej pogodzie. Podział gór lodowych ze względu na wielkość przedstawia tabela 8.

Tabela 8. Rodzaje gór lodowych

Wielkość góry lodowej	Rozmiar góry lodowej (m)	
	wysokość	długość
Bryła lodu (Growler – G)	do 5	do 15
Mała góra (Small Iceberg – S)	5–15	15– 60
Średnia góra (Medium Iceberg – M)	16–45	61–122
Duża góra (Large Iceberg – L)	46–75	123–213
Bardzo duża góra (Very Large Iceberg – V)	> 75	> 213

Informacje te powinny być przekazywane do amerykańskiej straży przybrzeżnej (U.S. Coast Guard) w Portsmouth (NMC) i Bostonie (NMF) lub do St. Johns (VON), a także do dowolnej stacji Kanadyjskiej Straży Przybrzeżnej (Canadian Coast Guard).

Statki mające terminal INMARSAT (C) mogą wysyłać je bezpośrednio do COAST GUARD CT (telex 126831). Możliwa jest także łączność telefoniczna z Biurem Patrołu Lodowego w Groton CT (Ice Patrol Office) lub Centrum Operacyjnym Straży Przybrzeżnej (Coast Guard Operation Center).

Szczegółowe dane na temat przekazywania informacji lodowych zawiera *The Admiralty List of Radio Signals*, t. 1, cz. 2.

Informacje o warunkach lodowych w rejonie Nowej Fundlandii i brzegów Kanady oraz Stanów Zjednoczonych są rozpowszechniane dwa razy dziennie w *Biuletynie Patrołu Lodowego* przez radiostacje brzegowe, m.in. Boston (NMF), Bracknell (GFE), Halifax (VCS), Keflavik (NRK), Norfolk (NAM), St. Johns (VON), Thurso (GXH), Key West (NAR) i in.

Na **Baltyku** oraz przyległych do niego wodach **Morza Północnego** do przekazywania informacji o zlodzeniu portów, torów wodnych, obszarów przybrzeżnych i szlaków morskich służy **Baltycki Klucz Lodowy**. Jest on używany przez Danię, Estonię, Finlandię, Holandię, Litwę, Łotwę, Niemcy, Norwegię, Polskę, Rosję i Szwecję.

Obszary obserwacyjne w kluczu są oznaczone podwójnymi literami alfabetu - AA, BB, CC, DD itd., a akweny, których każdy obszar może zawierać maksymalnie 9 (identyfikatory akwenów) - cyframi arabskimi. Warunki lodowe w każdym z nich są opisywane grupą 4 cyfr. Depesza o sytuacji lodowej na określonym akwenie rozpoczyna się od obszarów danego państwa leżących najbardziej na północ, a jeśli brzeg ma przebieg równoleżnikowy - od wschodu. W obszarach tych w pierwszej kolejności są podawane informacje odnoszące się do wód portu, następnie przejść wodnych, red, podejść do portów oraz na końcu obszarów otwartego morza. Jeśli dany obszar jest wolny od lodu, wówczas w depeszy pomija się odpowiadającą mu grupę.



Ogólna postać kodu:

ICE AA 1A<sub>B</sub>S<sub>B</sub>T<sub>B</sub>K<sub>B</sub>; 2 A<sub>B</sub>S<sub>B</sub>T<sub>B</sub>K<sub>B</sub>; 3 ABS<sub>B</sub>T<sub>B</sub>K<sub>B</sub>;.....; n A<sub>B</sub>S<sub>B</sub>T<sub>B</sub>K<sub>B</sub>

BB 1A<sub>B</sub>S<sub>B</sub>T<sub>B</sub>K<sub>B</sub>; 2A<sub>B</sub>S<sub>B</sub>T<sub>B</sub>K<sub>B</sub>; 3 A<sub>B</sub>S<sub>B</sub>T<sub>B</sub>K<sub>B</sub>; itd.

CC itd.

Znaczenie symboli kodu:

- AA, BB, CC itd. - obszary obserwacyjne,
- 1, 2, 3 - identyfikatory akwenów,
- A<sub>B</sub> - stopień zlodzenia i sposób rozmieszczenia lodu,
- S<sub>B</sub> - stadium rozwoju lodu,
- T<sub>B</sub> - topografia i rodzaj lodu,
- K<sub>B</sub> - warunki żeglugi w lodzie.

W okresie pierwszych 2 dni po ustąpieniu lodów odpowiednią grupę w depeszy koduje się jako n<sub>0</sub> // K<sub>B</sub>, a od trzeciego dnia jest ona pomijana.

Znaczenie symboli kodu:

A<sub>B</sub> - stopień zlodzenia i sposób rozmieszczenia lodu:

- 0 - obszar wolny od lodu,
- 1 - pojedyncze kry, zawartość poniżej 1/10,
- 2 - bardzo luźna kra, zawartość od 1/10 do mniej niż 4/10,
- 3 - luźna kra, zawartość od 4/10 do 6/10
- 4 - zwarta kra, zawartość od 7/10 do 8/10
- 5 - bardzo zwarta kra, zawartość 9/10, ale mniejsza niż 10/10,
- 6 - całkowicie zwarta kra, łącznie z krą zespoloną, zawartość 10/10,
- 7 - lód stały z krą na zewnątrz,
- 8 - lód stary,
- 9 - kanał w bardzo zwartej krze lub w całkowicie zwartej krze albo wzdłuż skraju lodu stałego,
- / - brak danych lub wykonanie obserwacji niemożliwe.

S<sub>B</sub> - stadium rozwoju lodu

- 0 - początkowe postacie lodu lub świeży lód ciemny (grubość poniżej 5 cm),
- 1 - świeży lód jasny (5-10 cm) lub szkło lodowe,
- 2 - szary lód (10-15 cm),
- 3 - szarobiały lód (15-30 cm),
- 4 - pierwszoroczny lód biały (30-50 cm),
- 5 - pierwszoroczny lód biały (50-70 cm),
- 6 - pierwszoroczny lód średni (70-120 cm),
- 7 - przewaga lodu cieńszego niż 15 cm z pewną ilością lodu grubszego,
- 8 - przewaga lodu szarobiałego (15-30 cm) z pewną ilością lodu grubszego niż 30 cm,
- 9 - przewaga lodu grubszego niż 30 cm z pewną ilością lodu cieńszego,

/ - brak danych (wykonanie obserwacji niemożliwe).

Uwaga: jeśli  $A_B$  jest przekazywane jako „0”, wówczas  $S_B$  powinno być podane jako „/”

$T_B$  - topografia i rodzaj lodu:

- 0 - krawki lodowe, drobna kraw lub gruz lodowy - średnica mniejsza niż 20 m,
- 1 - małe kry lodowe - średnica 20-100 m,
- 2 - średnie kry lodowe - średnica 100-500 m,
- 3 - duże kry lodowe - średnica 500-2000 m,
- 4 - bardzo duże i olbrzymie kry lodowe - średnica większa niż 2000 m - lub lód płaski,
- 5 - lód nawarstwiony,,
- 6 - zwarta lepa śnieżna, śryż albo zwarty gruz lodowy,
- 7 - zwały lub wały lodowe,
- 8 - przetainy lub liczne kałuże na lodzie,
- 9 - lód zmurszały,
- / - brak danych lub wykonanie obserwacji niemożliwe.

$K_B$  - warunki żeglugi w lodzie:

- 0 - żegluga bez przeszkód,
- 1 - żegluga utrudniona lub niebezpieczna dla statków drewnianych bez wzmocnień przeciwłodowych,
- 2 - żegluga utrudniona dla statków o konstrukcji żelaznej i stalowej bez odpowiednich wzmocnień lub o słabej mocy. Dla statków drewnianych nawet ze wzmocnieniem przeciwłodowym żegluga niewskazana,
- 3 - żegluga możliwa bez pomocy lodołamacza tylko dla statków o dużej mocy i silnej konstrukcji, nadających się do pływania w lodach,
- 4 - żegluga bez pomocy lodołamacza w kanale w lodzie lub w kanale wyłamanego lodu,
- 5 - pomoc lodołamacza może być udzielona jedynie statkom odpowiedniej wielkości i przystosowanym do pływania w lodach,
- 6 - pomoc lodołamacza może być udzielona jedynie statkom odpowiedniej wielkości i mającym specjalną klasę lodową,
- 7 - pomoc lodołamacza może być udzielona jedynie po uzyskaniu specjalnego zezwolenia,
- 8 - żegluga czasowo zamknięta,
- 9 - żegluga wstrzymana,
- / - warunki żeglugi nieznane.

Przykłady rozszyfrowywania komunikatów lodowych

Przykład 1

20 marca 1995

AA 14333

- 
- AA - północna część Zatoki Botnickiej;  
1 - najbardziej na północ wysunięty akwen tej zatoki (port Karlsborg);  
4 (A<sub>B</sub>) - zwałowa kra, zwartość od 7/10 do 8/10;  
3 (S<sub>B</sub>) - szarobiały lód o grubości od 15 cm do 30 cm;  
3 (T<sub>B</sub>) - duże kry lodowe o średnicy od 500 m do 2000 m;  
3 (K<sub>B</sub>) - żegluga możliwa bez pomocy lodołamacza tylko dla statków o dużej mocy i silnej konstrukcji, nadających się do pływania w lodach.

Przykład 2

12 lutego 1997

RR 18546

- 
- RR - Zatoka Fińska;  
1 - wody portu Inkoo;  
8 (A<sub>B</sub>) - lód stały;  
5 (S<sub>B</sub>) - biały lód o grubości od 50 cm do 70 cm;  
4 (T<sub>B</sub>) - lód płaski;  
6 (K<sub>B</sub>) - pomoc lodołamacza może być udzielona jedynie statkom odpowiedniej wielkości i mającym specjalną klasę lodową.

### 3.1.4. MAPY FAKSYMILOWE

Najbardziej cennym źródłem informacji o pogodzie dla żeglugi są mapy przestrzennego kształtowania się najważniejszych elementów i zjawisk meteorologicznych. Mapy te przedstawiają rozkład ciśnienia atmosferycznego, kierunki i prędkości wiatrów, wysokość i kierunek fal, zjawiska lodowe, stopień zachmurzenia nieba, rodzaje występujących chmur i in. Na ich podstawie można z dużą dokładnością określić panującą w danym rejonie pogodę. Mapy te są sporządzane w ośrodkach pogodowych przez synoptyków i przesyłane przez radiostacje lądowe. Ich odbiór na statku następuje za pośrednictwem **faksymilografii** (ang. *facsimile*) - rodzaju telekomunikacji polegającym na przesyłaniu obrazów za pomocą fal radiowych. Do ich odbioru służą specjalne zaprogramowane odbiorniki, na których są one odtwarzane z zachowaniem treści i kształtu oryginału. Najczęściej używane odbiorniki na statkach to Furuno fax-208 produkcji japońskiej, charakteryzujący się prostą obsługą i małymi gabarytami, Alden marinefax IV produkcji amerykańskiej, Hellfax BS 114 produkcji niemieckiej i Muirhead K - 449 produkcji angielskiej.

Do przekazu map coraz częściej jest wykorzystywana droga satelitarna - na statkach są odbierane za pośrednictwem INMARSATU (A lub B). Statki te

muszą dysponować specjalną opcją - tzw. *fax bureau*.

### 3.1.4.1. Mapy rozkładu ciśnienia

**Mapy rozkładu ciśnienia** są najczęściej odbieranymi mapami pogody na statkach. Oprócz izobar, przedstawiających kształtowanie się ciśnienia na określonym obszarze na poziomie morza, są na nie naniesione także fronty atmosferyczne oraz symbole kierunków i prędkości wiatru. Na niektórych z nich znajdują się również symbole np. mgły, opadów, określonych rodzajów chmur.

Mapy rozkładu ciśnienia dzielą się na dwa podstawowe rodzaje: mapy analizy powierzchniowej i mapy prognoz.

**Mapy analizy powierzchniowej** (ang. *surface analysis*) przedstawiają rzeczywisty rozkład ciśnienia na poziomie morza w dniu i godzinie podanej w legendzie mapy. Mapy te są wykreślane na podstawie danych przesyłanych przez lądowe i morskie stacje obserwacyjne oraz danych uzyskanych dzięki wymianie międzynarodowej. Każda mapa jest sporządzana na podstawie wyników jednego, wspólnego dla wszystkich stacji terminu obserwacyjnego - większość przedstawia sytuację baryczną w głównych terminach obserwacyjnych - 0000, 0600, 1200 i 1800 UTC. Niekiedy spotyka się mapy z terminu obserwacyjnego 0300, 0900, 1500 i 2100 UTC.

W legendzie mapy, oprócz terminu, do którego się ona odnosi (np. 0600 UTC 20 MAY 1997), jest również zamieszczona informacja przez służbę meteorologiczną jakiego kraju została sporządzona, nazwa ośrodka sporządzającego, a często także nazwisko synoptyka, który ją wykreślił.

Czas podany w legendzie mapy, niezależnie od tego, jak jest oznaczony (Z, GMT, UT, UTC), jest **zawsze** czasem uniwersalnym - GMT (Greenwich Mean Time).

Mapy analizy ze względów technicznych, m.in. czasem, jaki zabiera naniesienie na nie danych obserwacyjnych ze stacji, analizą tych danych, wykreśleniem izobar itp., a także uwarunkowaniem terminu transmisji stacji nadawczej, docierają na statek z pewnym, zwykle kilkugodzinnym opóźnieniem w stosunku do czasu podanego w legendzie.

Drugi rodzaj map - **mapy prognoz** - (ang. *forecast, outlook, prog, progn, valid to...*) przedstawiają przewidywaną sytuację baryczną. Mapy te są sporządzane przez doświadczonych synoptyków, którzy szczegółowo analizują dotychczasowy rozwój sytuacji pogodowej - kierunki i prędkość przemieszczania się układów barycznych i frontów atmosferycznych, prędkość transformacji mas powietrza, stopień wpływu jednych układów barycznych na drugie, możliwości powstania nowych układów, frontów, mas powietrza itp., a następnie przewidują jej dalszy rozwój. Większość tych map przedstawia prognozy krótkoterminowe - najczęściej 24-godzinne, chociaż są również 48, 72, 96, a nawet 120-godzinne.

Termin „ważności mapy prognostycznej” jest podany w jej legendzie. Sposoby podawania tych terminów są różne, np. „HR 36 FORECAST

FROM 12 Z 23 NOV 1996 VALID 00 Z 25 NOV 1996" oznacza, że jest to prognoza 36-godzinna, sporządzona o godzinie 1200 UTC dnia 23 listopada 1996 r. i jest ona „ważna” do godziny 0000 UTC dnia 25 listopada 1996 r.

Na innych mapach stosuje się oznaczenie „T+”, gdzie liczba np. +24 oznacza, że jest to prognoza 24-godzinna. Termin jej ważności upływa w czasie podanym w legendzie mapy. Na jeszcze innych mapach znajduje się np. napis 3 (4 lub 5) day outlook, a termin ważności prognozy także jest podany w legendzie.

Mapy analiz i mapy prognoz są emitowane jako mapy pojedyncze lub w **zestawach** (setach). Na pierwszym arkuszu zestawu znajduje się zwykle mapa analizy, a na następnych - mapy prognozy o coraz dłuższych okresach ważności (np. 24, 48, 72 i 96-godzinne). Tego rodzaju zestawy są na statkach niezwykle przydatne, gdyż bardzo ułatwiają śledzenie przewidywanego rozwoju sytuacji pogodowej. Zestawy takie dotyczące pomocnego Pacyfiku można odbierać np. z radiostacji Kodiak na Alasce lub San Francisco, a obejmujące północny Atlantyk z Bostonu.

Niektóre stacje, jak Northwood, emitują na jednym arkuszu jednocześnie cztery mapy. Obejmują one północny Atlantyk. Dwie pierwsze z nich dotyczą 24-godzinnej prognozy pogody (T+24), przy czym jedna z nich przedstawia rozkład ciśnienia, a druga rodzaje chmur towarzyszące frontom atmosferycznym, trzecia (T+48) przewidywany rozkład ciśnienia za dwie, a czwarta (T + 72) - za trzy doby. Ze stacji Northwood w tej samej formie można odbierać także 24, 48, 96 i 120-godzinne prognozy pogody.

Bardzo przydatne i wygodne w użyciu są także zestawy zawierające dwie lub więcej map przedstawiających odmienne czynniki pogodowe. Mogą to być sety zawierające np. rozkład ciśnienia i falowania lub rozkładu ciśnienia, falowania oraz zdjęcie satelitarne zachmurzenia. Innym zestawem może być np. mapa analizy ciśnienia, kilka map prognostycznych ciśnienia i zdjęcie satelitarne zachmurzenia lub falowania.

Niektóre mapy na jednym podkładzie przedstawiają jednocześnie dwa czynniki. Najczęściej jest to rozkład ciśnienia, na którym wykreślony jest rozkład falowania.

Zarówno na mapach analizy, jak i prognozy, przedstawiających rozkład ciśnienia, **ośrodki wyżowych** układów barycznych są oznaczone literą H (ang. *high*), natomiast układów **niżowych** - literą L (ang. *low*). Na większości map są podane wartości ciśnienia panującego w ośrodkach tych układów. Naniesione strzałki, niekiedy grubo zaznaczone, wskazują kierunek ruchu tych układów, a liczby znajdujące się obok strzałek - ich prędkość.

Linia frontu ciepłego jest oznaczona zaczerntonymi półkolami, a frontu chłodnego - zaczerntonymi trójkątami. Front zokludowany ma na przemian półkola i trójkąty. Oznaczenia znajdują się po tej stronie linii, w którą

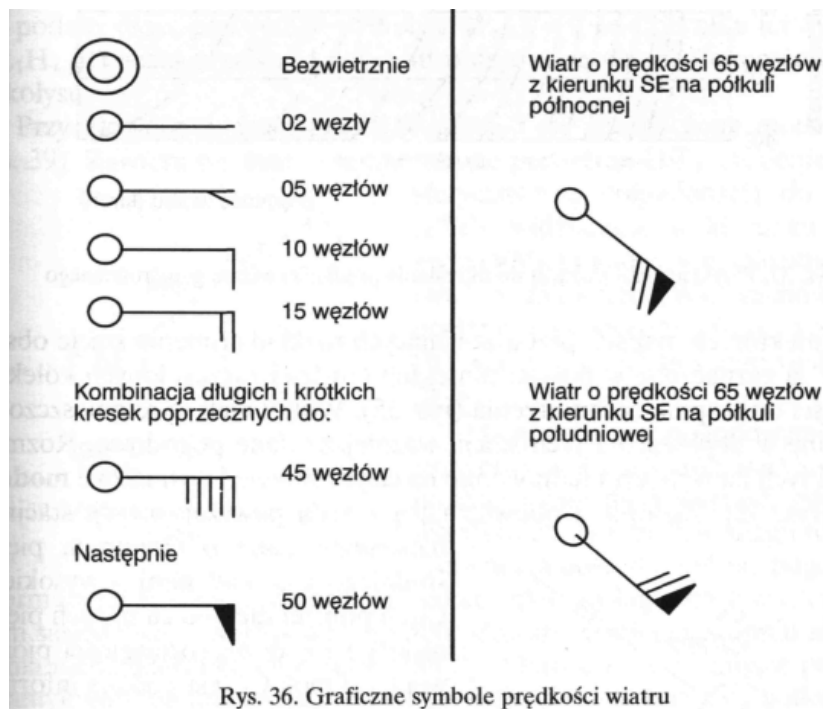
Opady	Zjawiska meteorologiczne	Intensywność opadów
• mżawka	== zamięlenie	• słaby deszcz z przerwami
• dreszcz	= = płyty mgły	•• słaby deszcz ciągły
* śnieg	≡ mgła przyziemna, niebo widoczne	•• umiarkowany deszcz z przerwami
△ krupy	≡ mgła	•• umiarkowany deszcz ciągły
▲ grad	< błyskawica	••• silny deszcz z przerwami
△ grad ziarnisty	(⚡) grzmot bez opadu	••• silny deszcz ciągły
△ deszcz lodowy	(⚡) burza, np. z opadem deszczu i gradu	••• intensywność innych opadów - analogicznie
+ zamieć śnieżna	▽ opad przelotny, np. deszczu	
Zachmurzenie	Rodzaje chmur	Tendencja barometru
○ niebo bezchmurne	∩ Cirrus	↗ najpierw wzrost, potem spadek, ale mniejszy niż wzrost
○ 1/8 nieba za chmurami	∩ Cirrostratus	↗ najpierw wzrost, potem bez zmian
○ 2/8 nieba za chmurami	∩ Cirrocumulus	↘ najpierw mały spadek, potem wzrost
○ 3/8 nieba za chmurami	∩ Altostratus	↘ nieregularny spadek
○ 4/8 nieba za chmurami	∩ Stratocumulus	↘ nieregularny wzrost
○ 5/8 nieba za chmurami	∩ Nimbostratus	
○ 6/8 nieba za chmurami	— Stratus	
○ 7/8 nieba za chmurami	∩ Cumulus	<b>Fronty</b>
● zachmurzenie całkowite	∩ Cumulonimbus	
⊗ niebo niewidoczne (ciemno lub mgła)		

Rys. 35. Najczęściej stosowane symbole na mapach faksymilowych

przesuwa się front. Front stacjonarny oznaczony jest po jednej stronie półkolami,

a po drugiej trójkątami (rys. 35). Masa powietrza ciepłego jest po tej stronie frontu, po której są trójkąty, a chłodnego - gdzie półkola.

**Kierunek i prędkość wiatru** odczytuje się na mapach z tzw. chorągiewek - kreski przy drzewcu oznaczają prędkość wiatru, natomiast położenie drzewca - jego kierunek (rys. 36).

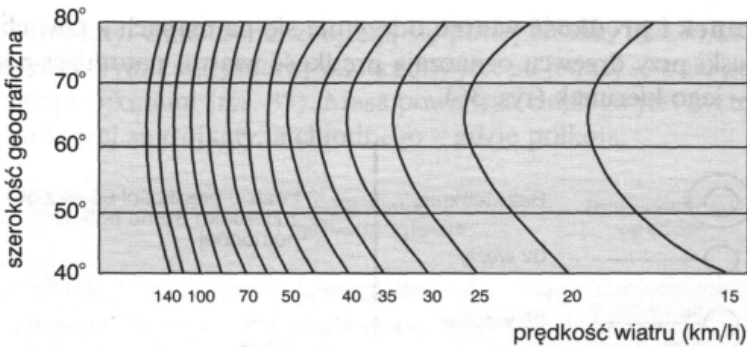


Rys. 36. Graficzne symbole prędkości wiatru

Na nie mających „chorągiewek” **mapach wiatru geostroficznego** kierunek wiatru rzeczywistego określa się zgodnie z ogólnymi prawidłami ruchu powietrza, czyli zasadą, według której na półkuli północnej obszar wysokiego ciśnienia znajduje się po prawej, a obniżonego po lewej stronie od wektora ruchu powietrza. Jednocześnie w ośrodkach wyżowych wiatr na półkuli północnej wieje zgodnie z ruchem wskazówek zegara i odchyła się nieznacznie na zewnątrz, natomiast w niżowych - przeciwnie do tego ruchu i odchyła się do środka układu. W rozległych układach wyżowych odchylenie to jest bardzo nieznaczne i wiatr wieje prawie równoległe do izobar, natomiast w niżach przecina je nad obszarami morskimi pod kątem średnio ok. 10-20°.

Prędkość wiatru rzeczywistego na tych mapach określa się na podstawie zamieszczonej na każdej z nich skali wiatru geostroficznego (rys. 37). W tym celu należy odmierzyć (np. cyrklem nawigacyjnym) odległość pomiędzy izo-barami w miejscu, gdzie znajduje się statek, a następnie, biorąc za początek lewą krawędź skali, odłożyć tę odległość na szerokości geograficznej pozycji statku. Odczytaną, proporcjonalnie do krzywych, u dołu skali prędkość wiatru geostroficznego należy

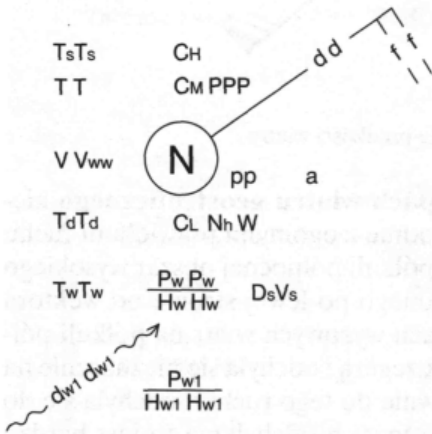
następnie zmniejszyć o 1/4.



Rys. 37. Przykład skali służącej do określania prędkości wiatru geostroficznego

Na niektórych mapach przedstawiających rozkład ciśnienia stacje obserwacyjne są zaznaczone w postaci mniej lub bardziej zaczernionych kółek, w zależności od stopnia zachmurzenia (rys. 35). Wokół nich są rozmieszczone, otrzymane w depeszach z tych stacji, ważniejsze dane pogodowe. Rozmieszczenie tych danych jest ujednolicone na całym świecie i nosi nazwę **modelu stacji** (rys. 38). Zgodnie z obowiązującą zasadą powyżej pozycji stacji są

naniesione dane o chmurach piętra średniego  $C_M$ , nad nimi - wysokiego  $C_H$ , a poniżej niej - o chmurach piętra niskiego i o dużej rozciągłości pionowej  $C_L$ . Obok  $C_L$  jest podana informacja o wielkości zachmurzenia przez chmury najniższe  $N_h$ , a przy ich braku - przez leżące wyżej. Na lewo od stacji jest umieszczona informacja o pogodzie bieżącej (ww), a nieco dalej - o widzialności (W). Na prawo od stacji znajduje się symbol (pp) wartości tendencji barycznej, a nieco dalej - informacja o charakterze tendencji (a). Na prawo od  $C_M$  jest podana wartość ciśnienia (PPP), a na lewo - wartość



Rys. 38. Model stacji pełnej depeszy SHIP

temperatury powietrza (TT). Nieco wyżej jest naniesiona różnica pomiędzy temperaturą powietrza i wody morskiej ( $T_s T_s$ ). Na prawo od  $C_L$  i  $N_h$  znajduje się



informacja o pogodzie ubiegłej - W, a na lewo - wartość temperatury punktu rosy ( $T_d T_d$ ). Kierunek wiatru przedstawia prosta (dd), zakończona symbolem prędkości wiatru (ff) „wchodząca” do stacji.

W przypadku, gdy **depesza** została przesłana **z morza** (depesza **SHIP**) poniżej  $T_d T_d$  znajduje się informacja o temperaturze wody morskiej ( $T_w T_w$ ), a poniżej  $C_L$  - dane o falowaniu wiatrowym - w liczniku okres fali wiatrowej ( $P_w P_w$ ), a w mianowniku jej wysokość - ( $H_w H_w$ ). Poniżej W jest podana informacja o kursie ( $D_s$ ) i prędkości ( $V_s$ ) statku. Dane o rozkołysie są zamieszczone w postaci ułamka poniżej danych o falowaniu wiatrowym - w liczniku jest podany okres pierwszego rozkołysu ( $P_w i$ ), a w mianowniku jej wysokość ( $H_w i H_w i$ ). Falista strzałka ( $d_w i d_w i$ ) informuje o kierunku przemieszczania się rozkołysu.

Przy **skróconej depeszy SHIP** stosuje się uproszczony model stacji (rys. 39). Zawiera on dane o temperaturze powietrza (TT), ciśnieniu atmo-

sferycznym z dokładnością do 1 hPa (PPP), widzialność w kierunku poziomym (W), pogodzie w czasie obserwacji (ww) i minionej (W), zachmurzeniu ogólnym (N), kierunku (dd) i prędkości (ff) wiatru oraz o falowaniu wiatrowym

$$\frac{d_w d_w}{H_w H_w}$$

Mapy z danymi pogodowymi nanie-sionymi wokół stacji obserwacyjnych mają szczególnie dużą wartość, gdyż dają nie

tylko obraz przestrzennego rozkładu ciśnienia, a pośrednio obraz pogody, ale informują także o rzeczywistych warunkach meteorologicznych w ich najbliższym sąsiedztwie - wartościach np. temperatury, ciśnienia, stopniu zachmurzenia nieba, kierunku i wysokości fali itp. Mapy takie obejmujące północny Atlantyk emituje np. stacja Norfolk, a obejmujące prawie całą półkulę północną - stacja w Chabarowsku.

Na wielu mapach rozkładu ciśnienia znajdują się również dodatkowe informacje pogodowe. Mogą na nich być zaznaczone odpowiednimi symbolami np. strefy zachmurzenia, opadów, mgieł itp. (rys. 35). Niekiedy zamiast symboli są to określenia słowne.

Cennym uzupełnieniem map rozkładu ciśnienia są odpowiednio „obrobione” lub oryginalne odbitki **satelitarnych zdjęć** rozkładu **zachmurzenia** (ciemny kolor oznacza brak chmur). Należy podkreślić, że ich przydatność jako jedyne źródła informacji o pogodzie jest ograniczona - obejmują duże obszary, a więc są mało dokładne. Stanowią one natomiast uzupełnienie map rozkładu ciśnienia i dają wraz z nimi znacznie pełniejszy obraz pogody - lokalizacji niżowych układów barycznych i związanych z nimi frontów atmosferycznych, rozległych stref zachmurzenia i bezchmurnych obszarów wyżowych. Zdjęcia wykonywane przez satelity w strefie międzyzwrotnikowej pozwalają na śledzenie

rozwoju cyklonów tropikalnych i innych groźnych zaburzeń atmosfery.

**Analizę mapy** rozkładu ciśnienia należy rozpoczynać od informacji zawartych w legendzie. Tam jest podane czy jest to mapa analizy, czy prognozy, a także znajduje się informacja czego dotyczy i czas, do którego się odnosi. Wiele z nich zawiera także szczegółowy opis użytych znaków i symboli.

W następnej kolejności należy określić położenie układów barycznych, ich intensywność i wielkość obszarów jakie zajmują, a następnie ustalić kierunek i prędkość ich przemieszczania się. Równocześnie należy określić położenie frontów atmosferycznych i kierunek oraz prędkość ich ruchu, a także ocenić rodzaje dzielących je mas powietrza.

Po tych ustaleniach można zająć się interesującym nas obszarem przebywania statku i ustalić, czy znajduje się on w jednorodnej masie powietrza, czy też w strefie frontalnej. Jeśli jest to masa jednorodna, należy wówczas określić, czy jest ona cieplejsza, czy chłodniejsza w stosunku do podłoża, a jeśli w strefie frontalnej układu niżowego, to w jakiej jego części - przed frontem ciepłym, w wycinku ciepłym, czy za frontem chłodnym. W każdym z tych przypadków pogoda będzie miała inny przebieg. Należy także brać pod uwagę zmiany w atmosferze, jakie w nich następują wraz z upływem czasu, m.in. procesy transformacji mas powietrza, starzenie się układów barycznych itp. Mapę należy koniecznie konfrontować z aktualnymi warunkami pogodowymi: istniejącym kierunkiem wiatru i jego prędkością, rodzajem chmur i wielkością zachmurzenia, zmianami ciśnienia, temperatury itp.

Na statkach samodzielne prognozy pogody, ze względu na ryzyko błędów jakie niosą, nie powinny być wykonywane. Należy je natomiast jak najczęściej odbierać z lądu, gdzie są sporządzane przez doświadczonych i o dużej wiedzy synoptyków, dysponujących bogatym materiałem obserwacyjnym oraz wykorzystujących najnowocześniejszą aparaturę.

Jeśli natomiast zaistnieje konieczność sporządzenia **krótkoterminowej i prognozy pogody** na statku, to nie może ona przekraczać kilku godzin. Podstawą takiej prognozy muszą być mapy otrzymane wcześniej z lądu - porównanie kilku ostatnich wskazuje w jakim kierunku i z jaką prędkością przemieszczają się układy baryczne, fronty atmosferyczne, obszary sztormowe, strefy opadów, mgieł itp.

Oto kilka podstawowych zasad, które należy uwzględnić przy tego typu prognozach:

1. - masy powietrza:
  - wraz z upływem czasu ulegają transformacji, przy czym proces ten następuje szybciej przy dużej różnicy temperatury pomiędzy masą a podłożem;
2. - nize baryczne:
  - przemieszczają się w większości w kierunku zbliżonym do układu i izobar w ich wycinkach ciepłych,
  - nad chłodnymi powierzchniami nize zokludowane wypełniają się prędkiej,
  - średnia prędkość nizu w początkowych stadiach rozwoju jest

- większa, w fazie okluzji maleje,
  - niż głębokie przemieszczają się szybciej,
  - występowanie silnych, burzowych opadów świadczy o dużej prędkości niżu,
  - jeden niż, zwykle mniejszy, może być satelitą drugiego i, przemieszczając się zgodnie z cyrkulacją powietrza, zbliżyć jednocześnie do niego,
  - przy napotkaniu wyżu stacjonarnego niżu w większości przybierają kierunek ruchu zgodny z ruchem powietrza w tym układzie,
  - w niżach nie zokludowanych pogodę kształtuje najpierw front ciepły, potem wycinek ciepły niżu, a na końcu front chłodny;
3. - wyże stacjonarne:
- zajmują duże powierzchnie i blokują napływające niżu,
  - zalegają w tym samym miejscu przez długie okresy, a ich centra zmieniają położenie;
4. - wyże ruchome rozdzielające:
- przemieszczają się z prędkością dzielących je niżów, a często wyżami tymi są kliny wyżów stacjonarnych;
5. - wyże ruchome zamykające:
- przesuwają się za ostatnim niżem rodziny i, pozostając coraz bardziej z tym, mogą tworzyć wyżowe ośrodki stacjonarne;
6. - fronty atmosferyczne:
- front chłodny ma zwykle większą prędkość niż ciepły,
  - im bardziej gęsto są wykreślone izobary, tym prędkość frontu jest większa,
  - prędkość frontów jest większa w niżu pogłębiającym się,
  - strefa opadów w wolno przemieszczającym się froncie ciepłym jest większa niż we froncie poruszającym się szybko,
  - silne wiatry głównie są związane z frontem chłodnym - gdy przemieszcza się on szybko, towarzyszą mu zwykle silne, sztormowe wiatry i gwałtowne opady.

Przewidywanie pogody na najbliższe godziny ułatwiają także lokalne zjawiska zachodzące w atmosferze - zmieniające się zachmurzenie, napływające rodzaje chmur, zmiany kierunku wiatru itp. Poniżej zestawiono niektóre, najbardziej charakterystyczne, zjawiska poprzedzające poprawę pogody, wystąpienie deszczu i pojawienie się burzy.

**Poprawę pogody** lub utrzymanie się dobrej pogody **poprzedza** m.in.:

- zwiększanie się lub utrzymywanie wysokiego ciśnienia atmosferycznego,
- zanikanie chmur w godzinach rannych,
- pojawianie się na niebie pojedynczych, płaskich chmur *Cu hum*,
- zanikanie chmur w późnych godzinach popołudniowych,

- wyraźny spadek temperatury ku wieczorowi,
- gwiazdziste niebo,
- pojawienie się rosy,
- zmniejszanie się ku wieczorowi prędkości wiatru

#### Wystąpienie opadów poprzedza na ogół:

- obniżanie się ciśnienia atmosferycznego,
- napływanie od zachodu chmur  $C_i$ , a następnie  $C_s$ , które przechodzą w całkowicie zasłaniające niebo chmury  $A_s$  i  $A_{ft}$  (wszystkie te chmury są zwykle związane z frontem ciepłym niżu). Równocześnie z nimi może pojawić się wiatr z południowego wschodu lub z południa,
- unoszenie się mgły rano,
- zaciągające się w godzinach przedpołudniowych niebo; często są to chmury powstałe w wyniku turbulencji,
- wzrost zachmurzenia po południu.

#### Wystąpienie burzy zapowiada m.in.:

- szybki spadek ciśnienia atmosferycznego, a następnie jego utrzymywanie się po przejściu frontu ciepłego na tym samym poziomie - oznacza to, że zbliża się front chłodny niżu, a na jego czele często chmura burzowa  $C_b$ ,
- powstawanie w czasie upalnej pogody wypiętrzonych chmur kłębiastych  $C_b\ cal$  (*calvus*) lub  $C_u\ con$  (*congestus*),
- uczucie duszności.

W przypadku konieczności sporządzenia **krótkoterminowej prognozy falowania** należy brać pod uwagę czynniki, takie jak: prędkość wiatru, długość okresu jego działania, stałość kierunku, głębokość akwenu wodnego. Silny, wiejący z jednego kierunku wiatr powoduje szybki rozwój fal. Zwiększanie się wielkości fal jest najbardziej widoczne w początkowym okresie jego działania. Wraz z upływem czasu przyrosty te maleją i w końcu fale osiągają wymiary odpowiednie do prędkości wiatru. Na otwartych oceanach w przypadku bardzo silnego i długo wiejącego wiatru już po kilku godzinach tworzą się potężne fale niosące olbrzymie ilości wody. Ich długość sięga niekiedy kilkuset, a wysokość nawet kilkunastu metrów. Tak duże fale nie są spotykane na akwenach morskich, szczególnie w morzach płytkich, takich jak Bałtyk lub Morze Północne, gdzie fala sztormowa osiąga średnio 3-4 m, a maksymalna 7-8 m. Ich długość wynosi średnio 30-40 m.

Zmieniające się prędkości wiatru i zmiany ich kierunków powodują wzmożoną interferencję fal - ich nakładanie się. Gdy fale spotkają się w tej samej fazie, ich wysokości sumują się, gdy w przeciwnych - gaszą, w pośrednich - dają falowanie mieszane. W wyniku interferencji część fal zanika, a część rozwija się bardziej. Powolne zmiany kierunku wiatru mogą powodować powstawanie nowych systemów falowania.

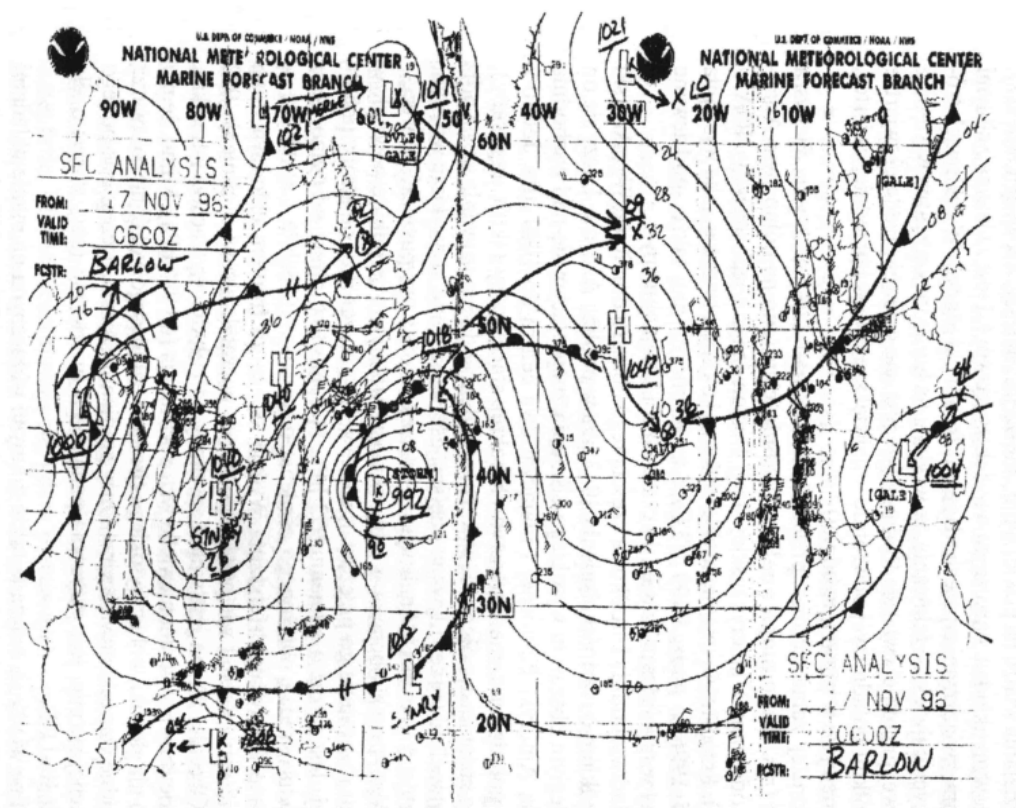
Ocean po sztormie pozostaje wzburzony jeszcze przez kilka, a nawet kilkanaście godzin. Na morzach płytkich fale wiatrowe niekiedy już po godzinie lub dwóch zanikają.

Ze względu na częste zmiany kierunku wiatru falowanie w szybko przemieszczających się niżach, o prędkości 20-25 węzłów, jest mniejsze aniżeli w poruszających się wolniej. Z powodu dużej prędkości postępowej pole falowania pozostaje z tyłu za nimi. W niżach o małej prędkości postępowej czas działania wiatru na powierzchnię morza jest dłuższy, a rozwój fal większy. W niżowym układzie barycznym największy rozwój fal jest związany z silnymi wiatrami związanymi z przechodzeniem frontu chłodnego. W cyklonach tropikalnych największe falowanie, ze względu na huraganowe wiatry, występuje w prawej przedniej ćwiartce. Najmniejsze jest ono w lewej przedniej ćwiartce (na półkuli południowej odwrotnie - największe w lewej przedniej ćwiartce, a najmniejsze w prawej przedniej).

Poniżej zamieszczono przykłady kilku map faksymilowych. Pierwsza z nich (rys. 40) to **mapa analizy rozkładu ciśnienia** na północnym Atlantyku, odebrana z amerykańskiej stacji Boston (znak rozpoznawczy NO AA/ NMF). Przedstawia ona niezwykle ciekawą i złożoną sytuację, jaka wystąpiła **17 XI 1996, o godz. 0600 UTC**. Zaznaczono na niej także spodziewane zmiany w najbliższym czasie (do czasu emisji kolejnej mapy).

Nad wschodnią i środkową częścią tego obszaru dominuje Wyż Azorski z ośrodkiem o wartości ciśnienia 1042 hPa w pobliżu Azorów. Łączy się on z rozległym obszarem wysokiego ciśnienia znajdującym się nad wschodnią częścią Ameryki Północnej i mającym dwa centra po 1040 hPa. Jedno z nich, południowe, ma okresowo charakter stacjonarny (skrót ang. *stnry*), drugie natomiast, północne, wykazuje tendencję do przesuwania się na północny wschód (przewidywane miejsce jest *zaznaczone* krzyżykiem w kółku, wskazuje go strzałka). Analizując tę sytuację, można przypuszczać, że wcześniej Wyż Azorski obejmował cały północny Atlantyk, a ośrodki te powstały w wyniku rozerwania go przez wtargnięcie w jego obszar niżu od strony południowej. Jest to niż o ciśnieniu 992 hPa, któremu towarzyszy od północnego wschodu ośrodek obniżonego ciśnienia o wartości 1018 hPa i z którym są związane fronty atmosferyczne. Wydaje się, że za frontem chłodnym tego właśnie niżu powstał wir powietrza, dający początek niżowi o ciśnieniu 992 hPa. Obecnie niż ten jest wolno spychany na południowy zachód (strzałka). Spodziewany jest w nim niewielki wzrost ciśnienia (do 996 hPa). Mimo, że nie jest to niż głęboki, wobec wysokiego ciśnienia panującego wokół niego stwarza on trudne warunki nawigacyjne. Duży gradient ciśnienia, szczególnie po jego północnej stronie, jest przyczyną panującego tu sztormu (ang. *storm*) o sile wiatru 10-11°B.

Silne wiatry są związane także z innymi widocznymi na mapie układami niskiego ciśnienia. W jednym z nich, położonym nad Stanami Zjednoczonymi (1000 hPa), prędkość wiatru sięga 30 węzłów, co odpowiada 7°B (ang. *near gale* - bardzo silny wiatr), w drugim - nad północną Kanadą (o ciśnieniu 1021 hPa), panuje wichura (ang. *gale* - wichura, prędkość wiatru 8-9°B), a w jeszcze innym, położonym od niego bardziej na wschód (o ciśnieniu 1017 hPa)



Rys. 40. Mapa analizy rozkładu ciśnienia na północnym Atlantyku z godz. 0600 UTC, dnia 17 listopada 1996 r. (koresponduje z nią zdjęcie satelitarne rozkładu zachmurzenia - rys. 41)

wichura dopiero się rozwija (ang. *dvlpng* - *developing*). Niż z centrum o ciśnieniu 1004 hPa znajduje się także nad Morzem Śródziemnym u południowych wybrzeży Francji. Siła wiatru sięga w nim 8-9°B. Oprócz tego jeden ośrodek niskiego ciśnienia (1021 hPa) przesuwa się z rejonu Islandii na południowy wschód i pogłębia (1010 hPa), a dwa ośrodki niżowe (1008 hPa i 1015 hPa) są ponadto widoczne w niskich szerokościach geograficznych.

Według przewidywań synoptyka kreślącego tę mapę niż znad Stanów Zjednoczonych będzie się przemieszczał na północ, natomiast niż o ciśnieniu 1017 hPa oraz niż, który wtargnął w obszar Wyżu Azorskiego, mogą połączyć się w miejscu wskazanym przez biegnące od nich strzałki i dać nowy układ o ciśnieniu 1009 hPa. Na południowy wschód przesunie się także centrum Wyżu Azorskiego (przemieszczanie się centrum wyżu jest charakterystyczne dla rozległych wyżów stacjonarnych).

Bardzo złożony jest także na mapie układ frontów atmosferycznych. Jedne z nich biegną setkami i tysiącami kilometrów i kończą się, a drugie łączą się z frontami innych odległych, układów niżowych (miejsce połączenia - dwie krótkie pionowe kreski). Zdarza się, że jeden front przechodzi w drugi, często o odmiennym charakterze (np. front stacjonarny niżu o ciśnieniu 1000 hPa nad Stanów Zjednoczonych łączy się z frontem chłodnym niżu o ciśnieniu 1017 hPa; podobna sytuacja istnieje w przypadku frontu chłodnego i frontu zokludowanego obydwu niżów szerokości międzyzwrotnikowych).

Również bardzo długi front chłodny związany z zatoką niskiego ciśnienia ciągnie się z północnego wschodu prawie do centrum Wyżu Azorskiego. W tej części wyżu panuje duże zachmurzenie (zaczernione kółka pogodowych stacji obserwacyjnych - patrz model stacji) i występują opady.

O kierunkach i prędkości wiatru informują „chorągiewki” przy stacjach i obserwacyjnych, a liczby obok nich mówią o wartościach ciśnienia atmosferycznego (np. 235 oznacza ciśnienie 1023,5 hPa).

Z omówioną mapą (rys. 40) koresponduje **satelitarne zdjęcie zachmurzenia** na północnym Atlantyku z dnia **17 XI 1996, godz. 0515 UTC** (rys. 41). Wykonano je 45 min przed terminem obserwacji, na podstawie których mapa ta została wykreślona. Ciemna barwa oznacza na nim brak zachmurzenia, a jasna - obecność grubej warstwy chmur. Na obszarach, gdzie powłoka chmur nie jest zbyt gruba lub występują obok siebie miejsca różniące się stopniem zachmurzenia, przeważa kolor szary, jaśniejszy lub ciemniejszy.

Zdjęcia satelitarne zachmurzenia, ze względu na dużą powierzchnię jaką obejmują, są mało dokładne i mogą służyć tylko jako uzupełnienie informacji zawartych na mapach analizy rozkładu ciśnienia (najczęściej stanowią z nimi jeden zestaw).

Analiza zdjęcia potwierdza sytuację baryczną wykreśloną na rysunku 40 - nad północną częścią Atlantyku, gdzie dominują niży baryczne i niebo pokrywają chmury, przeważa jasna barwa, natomiast nad południową oraz objętą Wyżem Azorskim, gdzie jest bezchmurnie lub panuje małe zachmurzenie - ciemna. Jasny kolor jest związany także z omówionymi wcześniej niżami barycznymi i towarzyszącymi im frontami atmosferycznymi w umiarkowanych szerokościach geograficznych. Dotyczy to np. niżu o ciśnieniu 1018 hPa i biegnącego na południe od niego frontu chłodnego, niżu (1000 hPa) nad Stanami Zjednoczonymi, frontu związanego z zatoką niżową biegnącą z północnego wschodu w kierunku centrum Wyżu Azorskiego itp. W niskich szerokościach geograficznych jasna barwa jest wynikiem dużego zachmurzenia wywołanego obecnością dwóch ośrodków niskiego ciśnienia j (1008 i 1015 hPa).

Na zdjęciu można także zaobserwować charakterystyczny układ zachmurzenia wywołany wirowym, przeciwnym do biegu wskazówek zegara, ruchem i powietrza w omówionym wyżej układzie niżowym o ciśnieniu 992 hPa.

Dwie następne mapy (rys. 42) odebrano ze stacji Boston (znak rozpoznawczy NOAA/NMF). Stanowią one jeden zestaw (ważność obydwu map od

godz. 0000 UTC 02 listopada 1996 do godz. 0000 UTC 04 listopada 1996) i są mapami 48-godzinnej prognozy rozkładu ciśnienia i falowania na północnym Atlantyku.



Rys. 41. Zdjęcie satelitarne zachmurzenia na północnym Atlantyku z godz. 0515, dnia 17 listopada 1996 r.

Z pierwszej z nich, **prognozy rozkładu ciśnienia**, wynika, że w okresie objętym prognozą nad północnym Atlantykiem będą dominować dwa rozległe układy niżowe -jeden, z ciśnieniem 998 hPa w centrum, u brzegów Kanady i drugi, z ciśnieniem 978 hPa, w pobliżu Szkocji oraz dwa układy wyżowe -jeden (1029 hPa) nad Stanami Zjednoczonymi i drugi (1033 hPa), quasi-stacjonarny (*qstnry*) z centrum w pobliżu Azorów.

Przewiduje się, że z obydwu układami niżowymi będą związane fronty atmosferyczne - ciepły i chłodny oraz, niezbyt jeszcze rozwinięte, fronty zokludowane. Fronty ciepły i chłodny będą rozciągać się na dużej przestrzeni, a front chłodny niżu z pobliża Szkocji połączy się z frontem chłodnym niżu nad wschodnich wybrzeży Kanady.



Przeciwny do biegu wskazówek zegara ruch powietrza, jaki istnieje w niżach barycznych, spowoduje adwekcję (przepływ) chłodnego powietrza z północy.

Z obydwoma niżami będzie związana sztormowa pogoda - w pierwszym z nich, rozwijającym się (*dvłpg storm*), wiatr osiągnie siłę co najmniej 10°B, a w drugim jest spodziewana sztormowa (10°B) siła wiatru. Przemieszczać się one będą, zgodnie z kierunkiem ogólnej cyrkulacji atmosferycznej na tych szerokościach geograficznych, z południowego zachodu na północny wschód (strzałki).

Ze względu na wielkość obszaru, jaki obydwie te niży zajmują - od równika do mniej więcej 50-60° szer. geogr., na prawie całym Atlantyku na półkuli północnej, poza częścią będącą w zasięgu quasi-stacjonarnego układu ; wyzowego z centrum w pobliżu Azorów, można spodziewać się trudnych warunków żeglugi. Przewidywane prędkości wiatrów będą osiągać 30-40 węzłów (siła 7-8°B).

Z obecnością niżów i sztormową pogodą będą związane ośrodki dużego falowania. Jak wskazuje **mapa rozkładu falowania**, na której linie ciągle przedstawiają wysokość fal (w metrach), a strzałki - kierunki ich przemieszczania się, w okresie objętym prognozą będą na Atlantyku dominować dwa rozległe obszary wysokiego falowania (otoczone zamkniętymi liniami o elipsowatym kształcie). Ich położenia odpowiadają położeniom układów niżowych na mapie rozkładu ciśnienia. W jednym z tych ośrodków, bliższym Europy, wysokość fal w centrum sięgnie według przewidywań 8 m, a w drugim - bliższym brzegom Kanady - 7 m. Kierunek przemieszczających się fal w tych ośrodkach będzie przeciwny do biegu wskazówek zegara, a więc taki, jaki ma wiatr w układach niskiego ciśnienia.

Bliżej równika, w niskich szerokościach geograficznych, przewiduje się słabe falowanie, typowe dla tych obszarów. Wysokość fal będzie wahać się od 2 do 3 m, a nawet w granicach 1,5-2,0 m.

Kolejne 6 map stanowi jeden zestaw (set). W jego skład wchodzi mapa analizy rozkładu ciśnienia (rys. 43) oraz 5 map prognoz: 24-godzinna (rys. 44), 48 i 72-godzinna (rys. 45) oraz 96 i 120-godzinna (rys. 46). Set odebrano za pośrednictwem Internetu ze stacji Bracknell w Anglii - znak rozpoznawczy GFA. Przedstawia on aktualny rozkład ciśnienia na północnym Atlantyku w dniu 16 XII 1997 r., godz. 0000 UTC oraz zmiany, jakie będą zachodzić w okresie następnych 5 dób (do 21 XII, godz. 0000 UTC).

Na **mapie analizy rozkładu ciśnienia** (rys. 43) nad zachodnią i (częściowo) środkową częścią Atlantyku dominuje niezwykle głęboki niż (oznakowany literą M - dodatkowe oznaczenie ułatwia identyfikację układów na kolejnych mapach) z ciśnieniem w centrum 950 hPa ulokowanym w pobliżu Nowej Fundlandii. Na południowy zachód od niego jest usytuowany drugi, nieco słabszy, ale również bardzo głęboki niż o wartości 978 hPa, będący

przypuszczalnie jego satelitą. Trzeci niż (L) znajduje się w pobliżu wybrzeży Portugalii (ciśnienie 993 hPa), a czwarty i piąty (obydwa o ciśnieniu 1010 hPa i stanowiące jakby jedną całość) - nad wschodnią częścią Morza Śródziemnego. Wyż (oznakowany dodatkowo literą S) o bardzo wysokim ciśnieniu (1059 hPa), którego klin sięga aż na Atlantyk, zajmuje rozległy obszar od Azji po zachodnią Europę. Większość frontów atmosferycznych, ciepłych, chłodnych i okluzji jest związana z układami niżowymi, a część rozciąga się na dużych przestrzeniach i stanowi osie zatok niżowych.

Bardzo duży gradient ciśnienia w niżu znajdującym się w sąsiedztwie Nowej Fundlandii stwarza w zachodniej części Atlantyku bardzo trudne i niebezpieczne warunki żeglugi. Prędkość wiatru sięga miejscami 60-70 węzłów (obliczono na podstawie załączonej do mapy skali wiatru geostroficznego), co odpowiada sile ponad 12°B. Trudne warunki nawigacyjne występują także na wschód od Grenlandii i na Morzu Norweskim, gdzie prędkość wiatru jest tylko nieznacznie mniejsza. Silne wiatry mające związek z tymi ośrodkami panują na większości Atlantyku półkuli północnej, malejąc stopniowo w kierunku wschodnim, gdzie coraz bardziej *zaznacza* się obecność potężnego wyżu znad kontynentu.

Zokludowany niż u brzegów Portugalii jest niżem słabym, o małych gradientach ciśnienia. Panuje tu pogoda pochmurna, a wiatry są słabe.

Silne wiatry wieją natomiast na pograniczu niskiego ciśnienia znad wschodniej części Morza Śródziemnego oraz potężnego wyżu nad kontynentem. Nad Morzem Czarnym i w jego sąsiedztwie przekraczają one 70 węzłów (jest to przypuszczalnie wiatr wyżowy).

Przewidywaną na najbliższe **24 godziny** sytuację pogodową (do 17 XII 1997 r., godz. 0000UTC) przedstawia **mapa prognozy** rozkładu ciśnienia (rys. 44).

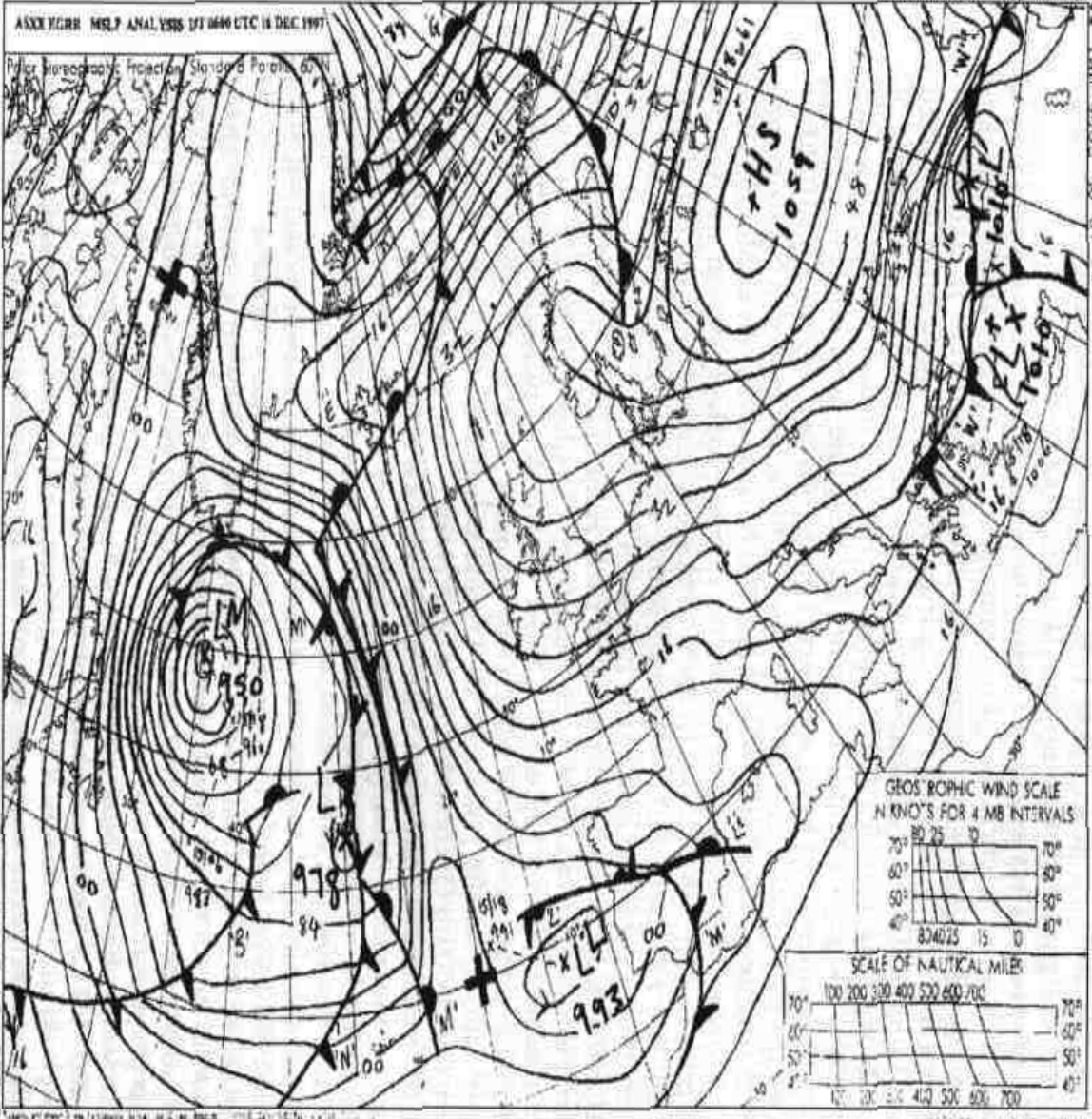
Głęboki niż u brzegów Kanady, zgodnie z zachodnią, przeważającą cyrkulacją atmosferyczną w szerokościach umiarkowanych, przesunie się nieco na wschód. Utrzyma on jednak prawie tę samą, bardzo niską, wartość ciśnienia w centrum (951 hPa). Również niż będący jego satelitą (972 hPa) nie zmieni wyraźnie w stosunku do niego swojego położenia. Wypełni się natomiast i zniknie niż u wybrzeży Portugalii. Pozostanie, ale już tylko z jednym ośrodkiem i nieco przesunięty na wschód, niż nad Morzem Czarnym. *Zmiany* nastąpią także w położeniu towarzyszących niżom frontów atmosferycznych - przemieszczą się one bardziej na wschód i przyjmą nieco inne położenie.

W rozległym wyżu nad kontynentem ciśnienie w centrum nieznacznie się obniży (do 1055 hPa), ale będzie w dalszym ciągu bardzo wysokie. Choć położenie jego centrum pozostanie na poprzednim miejscu, rozbuduje się on i zacznie sięgać klinem jeszcze bardziej na zachód, dochodząc do Grenlandii. W pobliżu tej wyspy zacznie się tworzyć nowe centrum wyżowe (1042 ha).

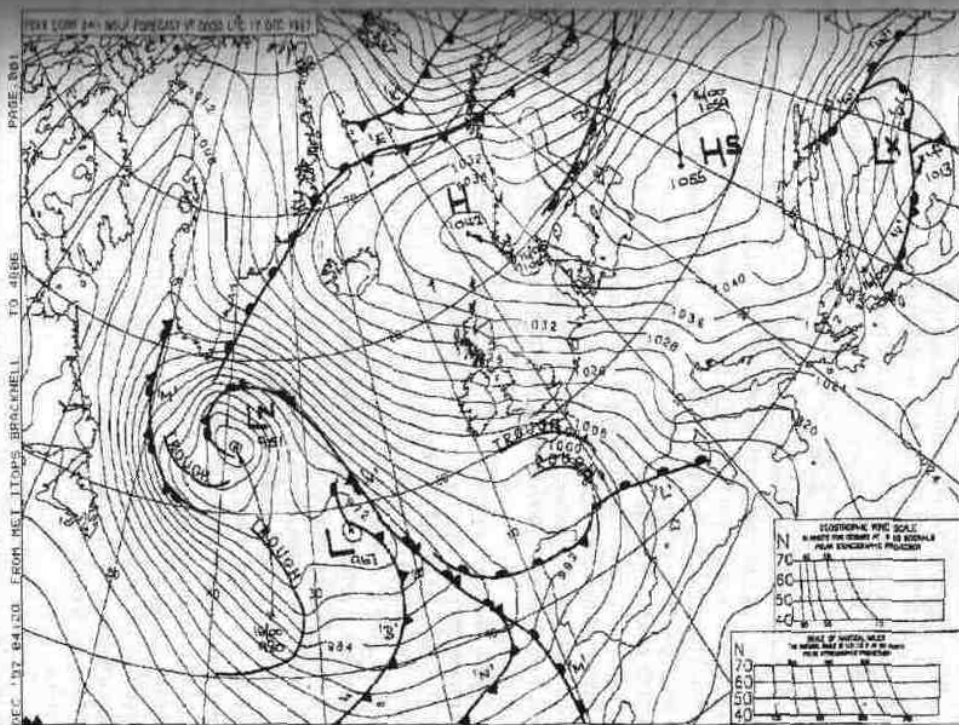
ASXX YGRH MSLP ANALYSIS DT 0000 UTC 16 DEC 1997

Polar Stereographic Projection Standard Parallel 60°N

14 DEC 1997 05:46 FROM MET STORMS BRACKNELL TO 48883  
 METEOROLOGICAL OFFICE FAX 18



Rys. 43. Północny Atlantyk – mapa analizy rozkładu ciśnienia z godz. 0006 UTC, dnia 16 grudnia 1997 r.



Rys. 44. Północny Atlantyk – 24-godzinna prognoza rozkładu ciśnienia (ważna od godz. 0000 UTC 16 grudnia do godz. 0000 UTC 17 grudnia 1997 r.)

W zachodniej i środkowej części Atlantyku będzie panować pogoda pochmurna, z opadami i silnymi wiatrami. W pobliżu głębokiego układu niżowego prędkość wiatru może wynosić ok. 60 węzłów (11-12°B), a w środkowej części Atlantyku 30-40 węzłów. Sztorm jest także przewidywany daleko na północy - na morzach Norweskim i Barentsa. Nieco lepsza, ale również bardzo trudna sytuacja jest oczekiwana u zachodnich wybrzeży Europy, gdzie na południe od Anglii jest przewidywane utworzenie się dwóch zatok niskiego ciśnienia (*trough*). Stosunkowo dobre warunki przewiduje się u południowych i zachodnich brzegów Półwyspu Skandynawskiego, będących pod wpływem klina wyżowego i powstającego w nim ośrodka wysokiego ciśnienia.

Następne dwie mapy (rys. 45) przedstawiają **prognozowaną sytuację baryczną** na północnym Atlantyku - pierwsza na okres 48 godzin (do 18 XII 1997 r., godz. 0000 UTC) i druga - na okres 72 godzin (do 19 XII 1997 r., godz. 0000 UTC). Izobary na obydwu mapach wykreślono co 8 hPa. Linie przerywane to izohipsy topografii względnej - liczby przy nich określają w dekametrach geopotencjalnych (1 dekametr geopotencjalny = ok. 10 m) przewyższenie powierzchni izobarycznej o wartości 500 hPa nad powierzchnią

izobaryczną o wartości 1000 hPa.

Na pierwszej z nich (**T+48**) niż baryczny, który na mapie analizy znajdował się w pobliżu wybrzeży Kanady, przewidywany jest już blisko Europy. Jego centrum jest otoczone izobarą o wartości 968 hPa (na mapie liczba 68) i przemieści się daleko na wschód, po czym znajdzie się na zachód od cieśniny La Manche (odległy termin końca ważności prognozy nie pozwala na dokładne określenie wartości ciśnienia, jakie będzie panowało w centrach układów barycznych - zaznaczona jest tylko ich przewidywana lokalizacja). Z dużego zagęszczenia izobar można sądzić, że prędkość wiatru pozostanie wysoka.

Układowi temu będą towarzyszyć dwa fronty - jeden, zokludowany, ciągnący się na północny zachód i drugi, chłodny, biegnący na południe. Na północny wschód od tego niżu rozciągając się będzie front zokludowany, przechodzący w kierunku południowym w chłodny przemieszczający się na wschód. Obecność niżu i frontów zapowiada we wschodniej, przylegającej j do Europy części Atlantyku sztormową pogodę i duże zachmurzenie z opadami.

Rozległy wyż kontynentalny pozostanie na miejscu, sięgając w dalszy ciąg klinem w okolice Grenlandii. Centrum klina, o ciśnieniu powyżej 1032 hPa, znajdzie się nad Morzem Norweskim. Od tego centrum na południowy wschód będzie biegł front chłodny.

Przewiduje się także powstanie nowych niżowych układów barycznych - jednego nad Morzem Baffina (pomiędzy Labradorem i Grenlandią), drugiego w okolicach Nowej Fundlandii i trzeciego w pobliżu środkowych wybrzeży Stanów Zjednoczonych. Jeden ośrodek podwyższonego ciśnienia wykształci się także nad północną częścią Grenlandii, a drugi w niskich szerokościach geograficznych (na 30° szer. geogr.).

Po następnych 24 godzinach (**T+72**) niż znad cieśniny La Manche przesunie się nieco na północ. Choć ciśnienie wzrośnie w nim bardzo nieznacznie, pozostanie w dalszym ciągu niskie. Jego obecność w tej części Atlantyku, a także obecność zokludowanych frontów (ciągną się one z południowego wschodu na północny zachód), będzie stwarzać tu pogodę o dużym zachmurzeniu, opadach i silnych wiatrach.

Trudne warunki przewiduje się także w środkowej części oceanu, któredy z zachodu na wschód przemieszczają się, jeden pod drugim, dwa układy niżowe.

Wyż kontynentalny zacznie wycofywać się na wschód. Jego klin, sięgający nad Grenlandię i Morze Norweskie, będzie zanikał, a biegnący jego środkiem na południowy wschód front chłodny załamię się i jego południowa część przerodzi się we front ciepły. Może to oznaczać początek tworzenia się układu niżowego.



Dwie ostatnie mapy zestawu informują o spodziewanych dalszych zmianach barycznych na północnym Atlantyku (rys. 46). Na **mapie prognozy 96-godzinnej (T+96)** (sytuacja do dnia 20 XII 1997, godz. 0000 UTC) niż, który znajdował się na poprzedniej mapie u brzegów Europy, przesunie się nad ten kontynent i będzie zanikał. Zokludowane fronty atmosferyczne, znajdujące się bardziej na wschód od niego, zmienia nieco położenie i połączą się z frontem otaczającym od południa Grenlandię. Powstanie w ten sposób jeden front zokludowany, ciągnący się tysiące kilometrów - od północnej Afryki przez zachodnią Europę, Atlantyk, aż po Kanadę.

Ośrodek niżowy z pobliza Labradoru przesunie się na południowy wschód i znajdzie się na południe od Grenlandii. Znacznie się także poszerzy. Ciśnienie w jego centrum będzie wynosić poniżej 984 hPa (izobary są kreślone również co 8 hPa). Jedna ze związanych z nim zatok sięgać będzie na południowy wschód aż po Zatokę Biskajską, a druga połączy się z niżem, znajdującym się na poprzedniej mapie na 30° szer. geogr., który także przemieści się na wschód. Front chłodny tego niżu połączy się z biegnącym równoleżnikowo, w kierunku na zachód, frontem stacjonarnym. W okolicach Nowej Fundlandii utworzy się zapewne nowy niż.

Wyż nad kontynentem będzie coraz słabszy. Będzie on także blokowany od zachodu przez układ niżowy i jednocześnie spychany na południe przez rozbudowujący się niż napierający na niego od wschodu.

Brak wyżu stacjonarnego oraz obecność niżów, frontów i zatok niżowych będzie stwarzać na całej północnej i środkowej części Atlantyku niekorzystne warunki pogodowe - spodziewać się należy dużego zachmurzenia, opadów i sztormowych wiatrów.

Na **mapie prognozy 120-godzinnej** (ważność do 21 XII 1997 r., godz. 0000 UTC) przewiduje się, że pogodę na Atlantyku w dalszym ciągu będą kształtować układy niżowe i ciągnące się tysiącami kilometrów fronty atmosferyczne. W porównaniu z poprzednią mapą sytuacja baryczna nie ulegnie większym zmianom. Można przypuszczać, że taki typ pogody, wobec dominacji układów niżowych i wolnego ich przemieszczania się na wschód, utrzyma się także co najmniej przez następne 2-3 dni.

#### 3.1.4.2. *Mapy falowania*

Mapy falowania należą, obok map rozkładu ciśnienia, do najbardziej przydatnych na morzu i najczęściej odbieranych przez statki. Ich analizę, podobnie jak wszystkich innych, należy rozpoczynać od legendy i zawartych w niej uwag. Tam jest podana nazwa stacji nadawczej, rodzaj mapy, termin jej ważności oraz objaśnienia użytych znaków i symboli.

Zamieszczone poniżej mapy stanowią zestaw - pierwsza z nich to mapa analizy, druga - prognozy 24-godzinnej i trzecia - prognozy 48-godzinnej. Podobnie jak omówiony wyżej set map rozkładu ciśnienia, mapy te odebrano za pośrednictwem Internetu ze stacji nadawczej Bracknell (GFA) w Anglii,

Obrazują one rozkład falowania na północnym Atlantyku prawie w tym samym czasie, którego dotyczą trzy pierwsze mapy rozkładu ciśnienia.

**Mapa analizy falowania** (rys. 47) przedstawia sytuację w dniu 16 XII 1997 r., o godz. 0000 UTC na północnym Atlantyku (mapa rozkładu ciśnienia - 16 XII 1997 r., o godz. 0600 UTC - rys. 43). Wysokość fal ilustrują różniące się o 1 m izolinie, a kierunki przemieszczania się fal - przerywane strzałki, Kierunki wiatru wskazują strzałki ciągłe. Ośrodki wysokiego i niskiego falowania obejmują zamknięte izolinie.

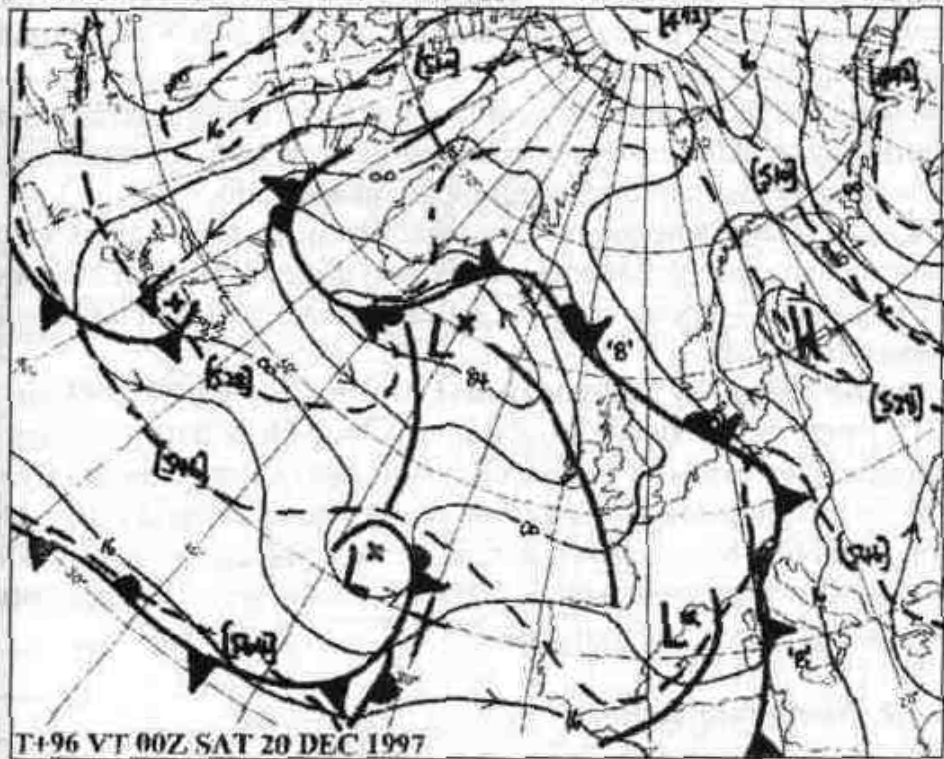
Obszar najbardziej rozwiniętego falowania rozciąga się nieco na południowy wschód od Nowej Fundlandii. Wysokość fal w jego centrum przekracza 10 m. Drugi ośrodek wysokiego falowania znajduje się na południowy wschód od Grenlandii - tam fale przekraczają 8 m. Ośrodki rozwiniętego falowania, o wysokości fal powyżej 7 m w centrum, są zlokalizowane: w bliskim sąsiedztwie wybrzeży Stanów Zjednoczonych, u wybrzeży Kanady, w pobliżu Cieśniny Gibraltarskiej oraz u wschodnich wybrzeży Grenlandii. Rozwinięte pole falowania, o wysokości fal w centrum sięgających ponad 4 m, znajduje się także na Morzu Północnym. Wysokość fal rozkołysu wzbudzanych przez ośrodki sztormowe wyraźnie wzrasta w strefach przybrzeżnych ze względu na zmniejszającą się głębokość oceanu.

Porównując mapy 47 i 43, można zauważyć, że lokalizacja obszarów rozwiniętych pól falowania wykazuje wyraźny związek z usytuowaniem układów barycznych niskiego ciśnienia i frontów atmosferycznych oraz związanych z nimi stref silnych wiatrów. Również kierunek fal na tych obszarach odpowiada kierunkowi wiatru w tych układach i jest przeciwny do ruchu wskazówek zegara.

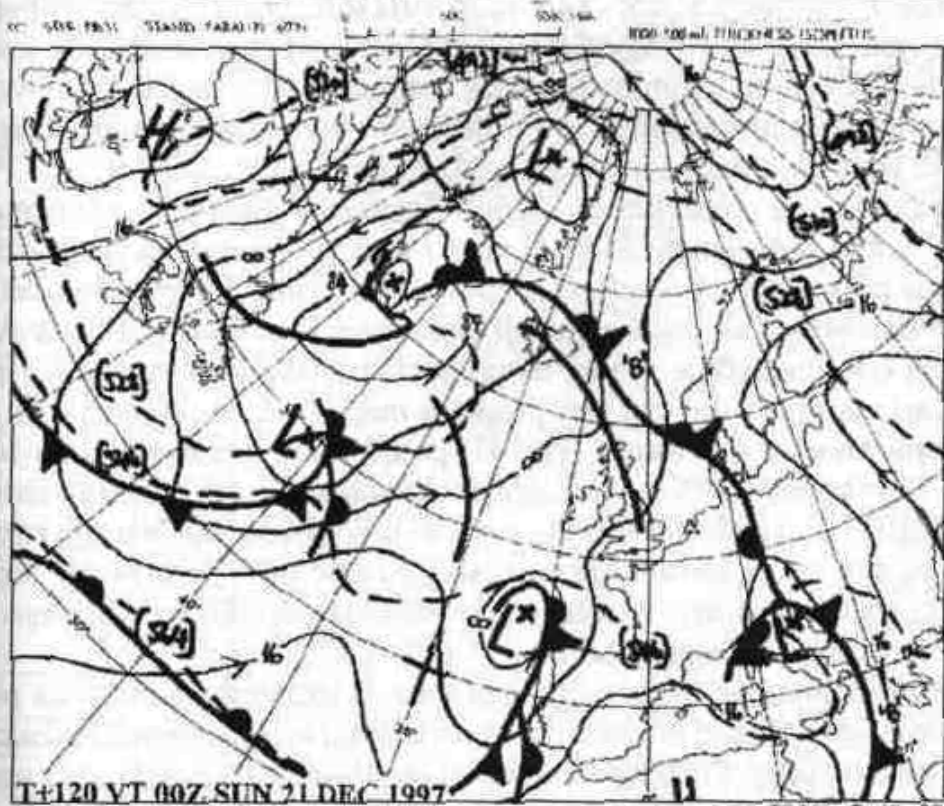
Przewiduje się, że w ciągu najbliższej doby (**mapa 24-godzinnej prognozy** ważność do 17 XII 1997 r., godz. 0000 UTC - rys. 48) obydwie ośrodki o najwyższym falowaniu przesuną się bardziej na wschód, a wysokość maksymalnych fal będzie w nich znacznie większa - w znajdującym się na wschód od Nowej Fundlandii wzrośnie ona w centrum do ponad 14 m, a w położonym na południowy wschód od Grenlandii - do ponad 13 m. Przewiduje się ponadto, że na południe od pierwszego z nich utworzy się nowy ośrodek z falami w centrum o wysokości ponad 11 m. Obszar objęty falowaniem z tych trzech ośrodków sięgać będzie od brzegów Grenlandii, Kanady i Europy do szerokości zwrotnikowych. Na Morzu Północnym wysokość fali przekroczy 6 m.



METEOROLOGICAL OFFICE (A) 112A



FS/FUXX EGRR



\*\*\* T0111 PAGE 001

Rys. 46. Północny Atlantyk – mapy 96 i 120-godzinnej prognozy rozkładu ciśnienia (ważność pierwszej do godz. 0000 UTC 20 grudnia, a drugiej do godz. 0000 UTC 21 grudnia 1997 r.)

AXNT EGRR

ANALYSIS

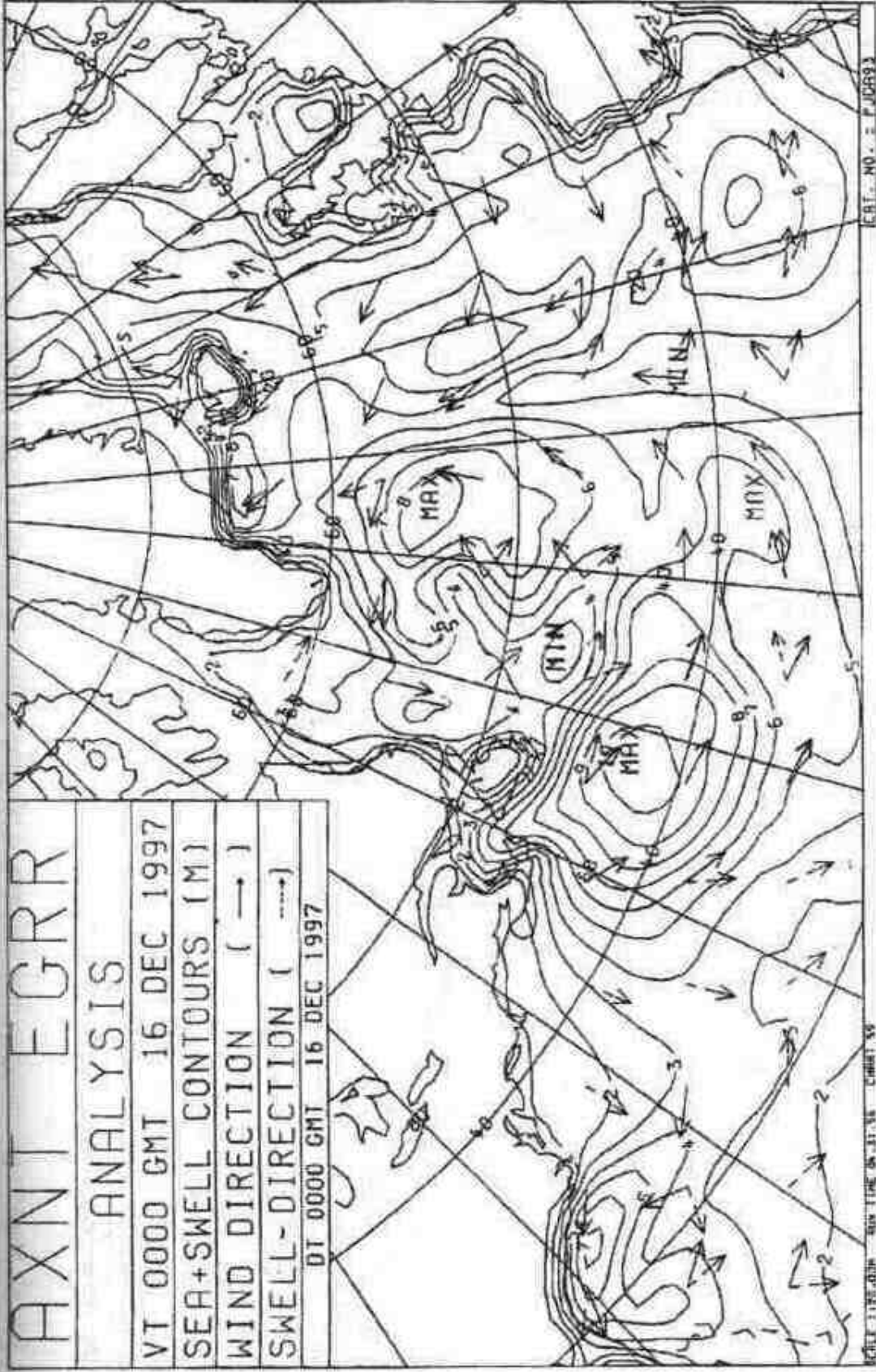
VT 0000 GMT 16 DEC 1997

SEA+SWELL CONTOURS (M)

WIND DIRECTION ( - - - )

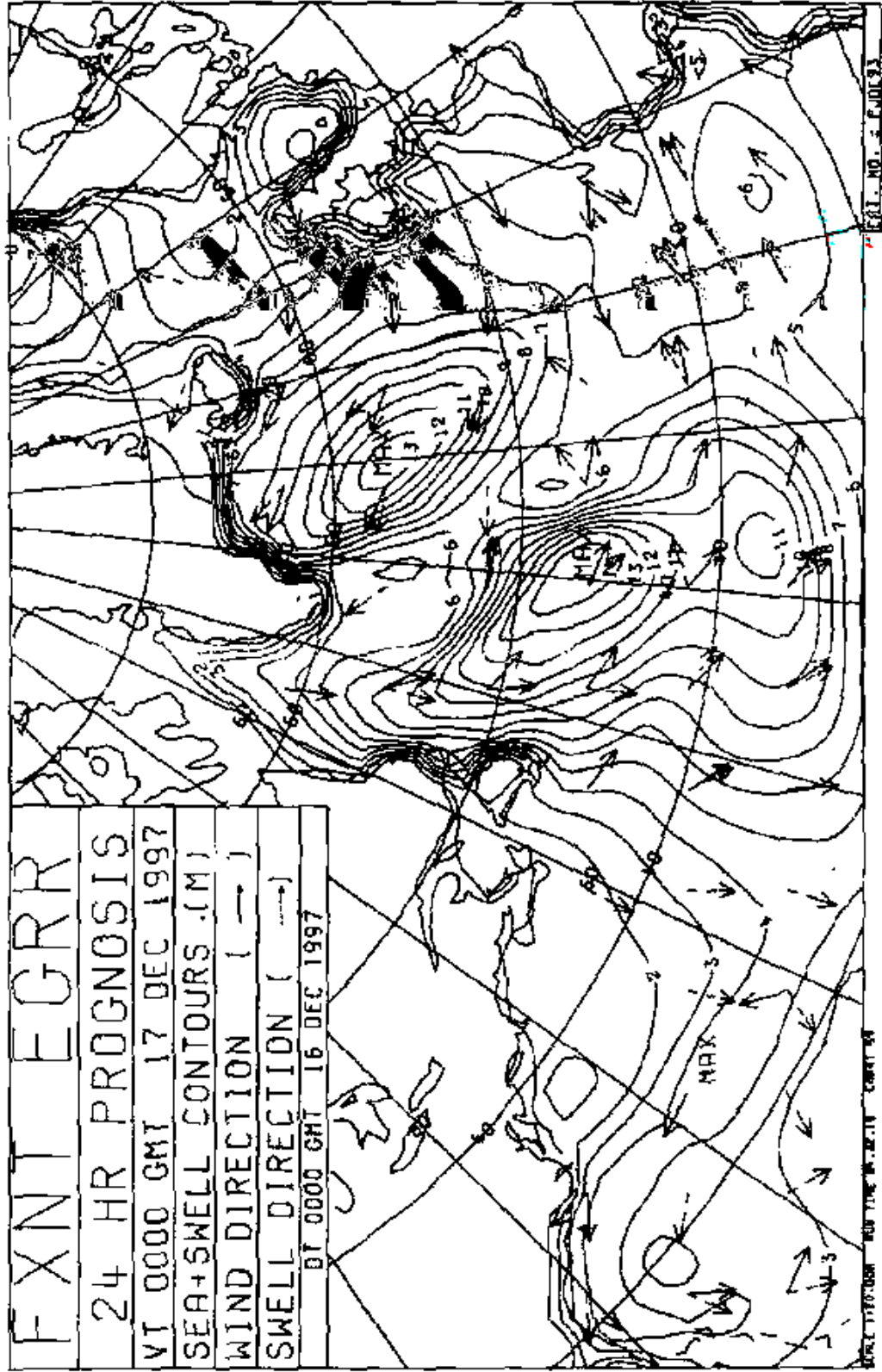
SWELL-DIRECTION ( ---- )

DT 0000 GMT 16 DEC 1997



Rys. 47. Mapa analizy rozkładu falowania na północnym Atlantyku z godz. 0000 UTC 16 grudnia 1997 r.

FXNT EGRR
24 HR PRGNOSIS
VT 0000 GMT 17 DEC 1997
SEA+SWELL CONTOURS (.M)
WIND DIRECTION ( - - )
SWELL DIRECTION ( --- )
BT 0000 GMT 16 DEC 1997



Rys. 48. Mapa 24-godzinnej prognozy falowania na północnym Atlantyku (prognoza ważna do godz. 0000 UTC 16 grudnia 1997 r.)

FXNT EGRR

48 HR PROGNOSIS

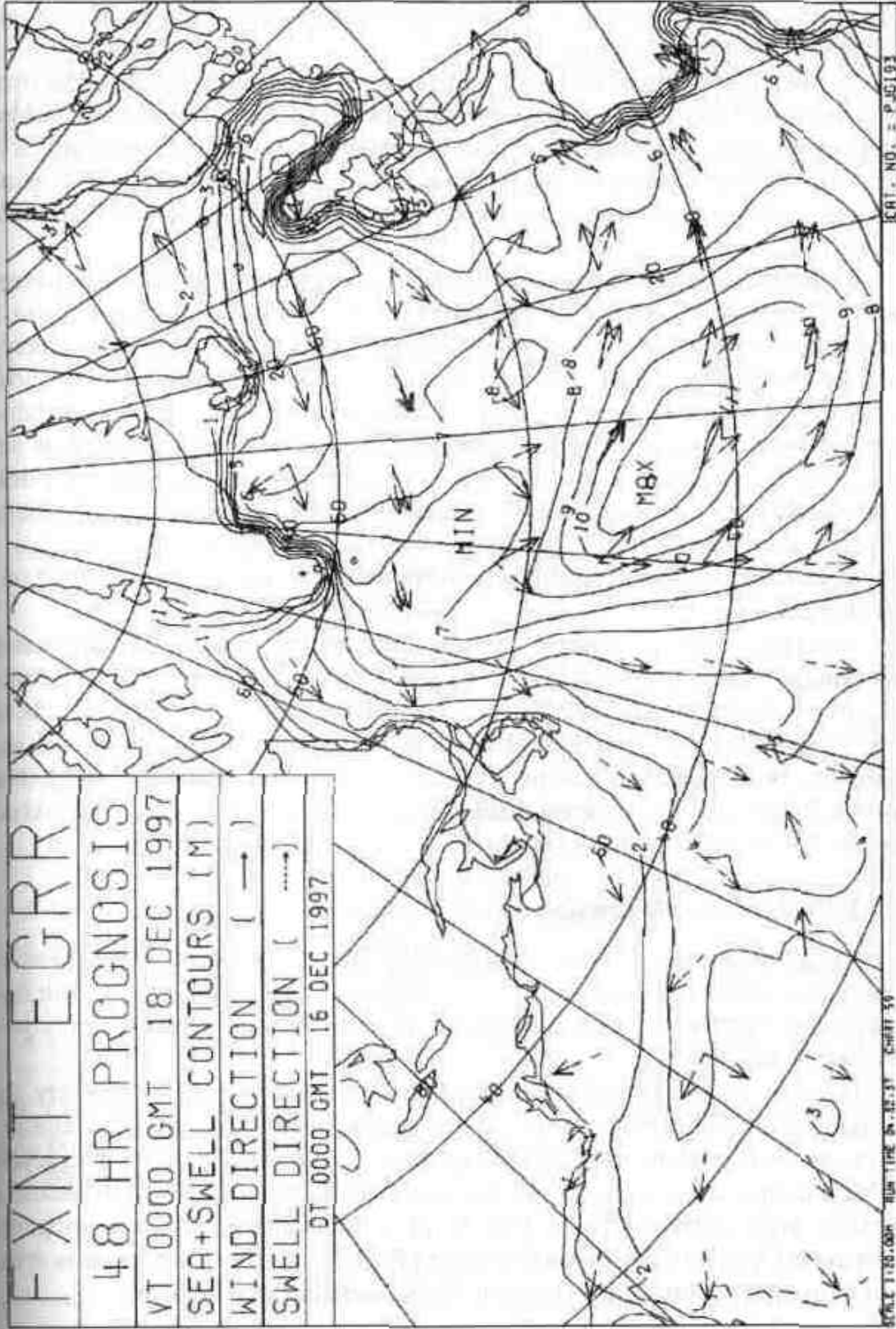
VT 0000 GMT 18 DEC 1997

SEA+SWELL CONTOURS (M)

WIND DIRECTION ( → )

SWELL DIRECTION ( ----> )

DT 0000 GMT 16 DEC 1997



CAT. NO. = P.55193

SCALE 1:50,000 NAD 1983 CHART 59

Rys. 49. Mapa 48-godzinnej prognozy falowania na północnym Atlantyku (prognoza ważna do godz. 0000 UTC 18 grudnia 1997 r.)

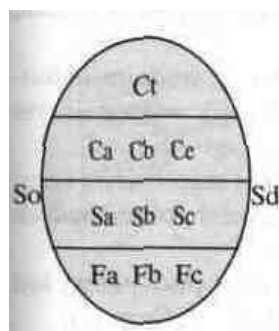
Następna doba przyniesie wyraźne zmiany. Na **mapie 48-godzinnej prognozy** (ważność do 18 XII 1997 r., godz. 0000 UTC) (rys. 49) nad Atlantykiem jest spodziewany już tylko jeden ośrodek wysokiego falowania. Fale w jego centrum sięgać będą ponad 11 m wysokości. Centrum znajdować się będzie w środkowej części Atlantyku na wysokości ok. 45° szer. geogr. Na Morzu Północnym fale osiągną rzadko obserwowane rozmiary - ich wysokość sięgać będzie ponad 9 m.

### 3.1.4.3. Mapy zlodzenia

**Mapy zlodzenia** przedstawiają sytuację lodową na określonym akwencie, morzu lub strefie przybrzeżnej oceanu. Stosowane na nich ujednolicone nazewnictwo i symbole zjawisk lodowych eliminuje bariery językowe przy posługiwaniu się nimi.

Podstawą w określaniu zawartości lodu, typów lodu i rozmiarów kry są zamknięte w owalu i zaznaczone odpowiednimi symbolami, zakodowane informacje. W legendzie mapy, oprócz standardowych wiadomości dotyczących rodzaju mapy, czasu jej ważności itp., znajduje się wykaz użytych oznaczeń i symboli wraz z objaśnieniami. Poniżej przedstawiono, zgodną z wymogami Światowej Organizacji Meteorologicznej (WMO), instrukcję stosowania symboli na mapach zlodzenia wraz z ich objaśnieniami i przykładem.

Symbole:



- Ct – koncentracja lodu na akwencie (wielkość pokrycia) podana w częściach dziesiątych,
- CaCbCc - koncentracja, w częściach dziesiątych lodu najgrubszego (Ca) drugiego co do grubości (Cb) i trzeciego co do grubości (Cc),
- Sa Sb Sc - stan rozwoju (grubość) lodu zawartego pod symbolami Ca Cb i Cc,
- Fa Fb Fc - formy lodu (rozmiary kier) - korespondują z Sa Sb i Sc,
- So Sd - stan rozwoju (grubość) pozostałych typów lodu (grubszych niż Sa i cieńszych niż Sc (każdy może obejmować nie więcej jak 1/10 obszaru zlodzonego).

Uwagi:

- jeżeli występuje tylko jedna grubość lodu, wówczas Ca powinno być równe Ct,
- symbol So podaje się po lewej stronie owalu, jeśli jakaś niewielka część lodu jest grubsza od lodu podanego w Sa,
- jeśli Sd jest cieńszym lodem od zakodowanego w owalu, należy go podać po prawej stronie owalu

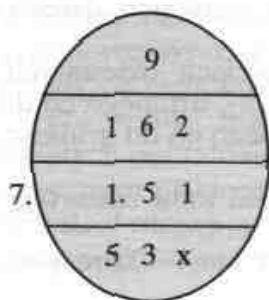


## Objaśnienia symboli

Fa Fb Fc Postaci lodu	So Sa Sb Sc Sd Stadium rozwoju lodu (grubość)
0 krążki lodowe	1 początkowe postaci lodu – < 10 cm
1 gruz lodowy	2 lód świeży – > 10 cm
2 drobna kra – < 20 m	3 lód młody – 10–30 cm
3 małe kry – 20–100 m	4 lód szary – 10–15 cm
4 średnie kry – 100–500 m	5 lód szarobiały – 15–30 cm
5 duże kry – 500–2000 m	6 lód jednoroczny – > 30 cm
6 bardzo duża kra – 2–10 km	7 cienki lód jednoroczny
7 olbrzymia kra – > 10 km	biały – 30–70 cm
8 lód stały	1. średni lód jednoroczny – 70–120 cm
9 góry lodowe	4. gruby lód jednoroczny – > 120 cm
X brak form lodowych	7. stary – nie podaje się grubości
~C pola lodowe (koncentracja lodu wyrażona jest przez liczbę C)	8. dwuletni ”
	9. wieloletni ”
	góry lodowe ”

Należy zwrócić uwagę na kropki przy cyfrach wieku lodu (patrz przykład s. 142).

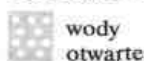
### Przykład



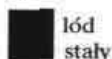
### Symbole:

- 9 - ogółem 9/10 części akwenu jest pokryte lodem, a w tym:
- 1 - 1/10 części pokryta lodem (1.) średnim jednorocznym ( grubości 70-120 cm), występującym w postaci dużych kier (5),
  - 6 - 6/10 części pokryte lodem (5) szarobiałym (grubość 15-30 cm), występującym w postaci małych kier (3),
  - 2 - 2/10 części pokryte lodem (1) - początkowy lód (grubość < 10 cm) bez wyraźnych form (x);
  - 7. - po lewej stronie owalu oznacza, że szcztątkowo (mniej niż 1/10) występuje także stary lód.

### Dodatkowe symbole:



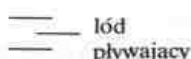
wody  
otwarte



lód  
stały



góry  
lodowe



lód  
pływający

Mapę zlodzenia odebraną za pośrednictwem Internetu pokazano na rysunku 50. Przedstawia ona 30-dniową prognozę dla arktycznych i pacyficznych

wybrzeży Azji. Podana jest na niej koncentracja lodu pływającego oraz forma w jakiej lód ten będzie występował, nie ma natomiast jego podziału według grubości (rozwoju).

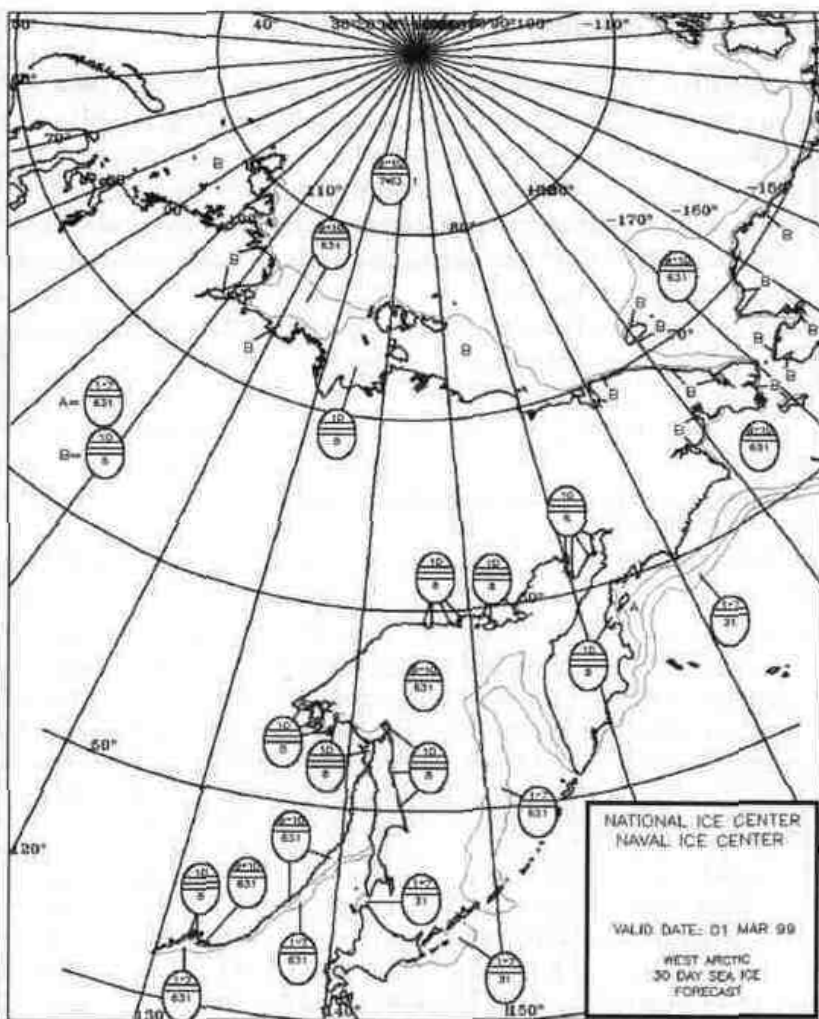
### **3.2. OBSERWACJE POGODOWE PROWADZONE NA MORZU**

Zasadniczych danych, na podstawie których opracowuje się, a następnie rozpowszechnia, informacje o pogodzie i jej spodziewanych zmianach dostarczają rozsiane na całym świecie stacje obserwacyjne i posterunki meteorologiczne. Na morzach i oceanach obowiązek ten spoczywa na statkach. Ich zadaniem jest stałe prowadzenie obserwacji pogody, a w określonych godzinach doby wykonywanie pomiarów meteorologicznych i przysyłanie wyników do lądowych stacji odbiorczych. Stąd trafiają one do ośrodków, gdzie są odpowiednio opracowywane. Dane te dotyczą ciśnienia atmosferycznego, temperatury i wilgotności powietrza, kierunków i prędkości wiatrów, stopnia zachmurzenia, rodzajów chmur, opadów atmosferycznych, stopnia widzialności, wielkości i kierunku falowania, zjawisk lodowych itp.

Meldunki pogodowe przesyłane przez statki mają niezwykle ważne znaczenie ze względu na małą liczbę informacji o pogodzie panującej na rozległych przestrzeniach oceanicznych oraz często ekstremalne, groźne dla żeglugi warunki, jakie tam występują.

Obserwacje pogody na statkach są wykonywane w głównych terminach obserwacyjnych, czyli w godzinach **0000, 0600, 1200 i 1800 UTC**. Jeżeli istnieją trudne warunki nawigacyjne, obserwacje te powinno wykonywać się także w godzinach pośrednich - **0300,0900,1500 i 2100 UTC**. W przypadku, jeśli sytuacja pogodowa zagraża statkowi, powinien on na bieżąco przekazywać informacje o istniejących warunkach pogodowych.

Większość statków ma pełny zestaw instrumentów meteorologicznych, na wielu z nich są one zautomatyzowane - czujniki są odpowiednio rozlokowane, a odczyty dokonywane na mostku nawigacyjnym.



Rys. 50. Mapa zlodzenia – 30-dniowa prognoza dla północnych i wschodnich wybrzeży Azji;  
 A – lód pływający, B – stała pokrywa lodowa

### 3.2.1. POMIARY TEMPERATURY

**Temperatura** jest funkcją energii kinetycznej cząsteczek ciała stałego, ciekłego lub gazowego oraz miarą jego ogrzania. Jej wartość określa się skalą Celsjusza lub (np. w Stanach Zjednoczonych i krajach anglojęzycznych) skalą Fahrenheita. W skali Celsjusza  $0^{\circ}$  oznacza stan równowagi czystego lodu i czystej wody, a  $100^{\circ}$  - temperaturę jej wrzenia. W skali Fahrenheita temperatura równowagi pomiędzy zamarzaniem wody i topnieniem lodu wynosi  $32^{\circ}$ , a temperatura wrzenia  $212^{\circ}$ .

Przeliczenia ze skali Fahrenheita na skalę Celsjusza, i odwrotnie, można



dokonać na podstawie zależności:

$$t^{\circ}\text{C} = 5/9(\text{F}-32)$$

$$t^{\circ}\text{F} = 9/5(\text{C} + 32)$$

Na przeliczenie takie pozwala również tabela 9.

Tabela 9. Zamiana stopni Fahrenheita na stopnie Celsjusza, i na odwrot

Fahren-heit	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
-40	-40,0	-40,6	-41,1	-41,7	-42,2	-42,8	-43,3	-43,9	-44,5	-45,0
-30	-34,4	-35,0	-35,6	-36,1	-36,7	-37,2	-37,8	-38,3	-38,9	-39,4
-20	-28,9	-29,4	-30,0	-30,6	-31,1	-31,7	-32,2	-32,8	-33,3	-33,9
-10	-23,3	-23,9	-24,4	-25,0	-25,6	-26,1	-26,7	-27,2	-27,8	-28,3
-0	-17,8	-18,3	-18,9	-19,4	-20,0	-20,6	-21,1	-21,7	-22,2	-22,8
0	-17,8	-17,2	-16,7	-16,1	-15,6	-15,0	-14,4	-13,9	-13,3	-12,8
10	-12,2	-11,7	-11,1	-10,6	-10,0	-9,4	-8,9	-8,3	-7,8	-7,2
20	-6,7	-6,1	-5,6	-5,0	-4,4	-3,9	-3,9	-2,8	-2,2	-1,7
30	-1,1	-0,6	0,0	0,6	1,1	1,7	2,2	2,8	3,3	3,9
40	4,4	5,0	5,6	6,1	6,7	7,2	7,8	8,3	8,9	9,4
50	10,0	10,6	11,1	11,7	12,2	12,8	13,3	13,9	14,4	15,0
60	15,6	16,1	16,7	17,2	17,8	18,3	18,9	19,4	20,0	20,6
70	21,1	21,7	22,2	22,8	23,3	23,9	24,4	25,0	25,6	26,1
80	26,7	27,2	27,8	28,3	28,9	29,4	30,0	30,6	31,1	31,7
90	32,2	32,8	33,3	33,9	34,4	35,0	35,6	36,1	36,7	37,2
100	37,8	38,3	38,9	39,4	40,0	40,6	41,1	41,7	42,2	42,8
110	43,3	43,9	44,4	45,0	45,6	46,1	46,7	47,2	47,8	48,3

Według tabeli:  $20,0^{\circ}\text{C} = 60,8^{\circ}\text{F}$ ,  $25,0^{\circ}\text{C} = 70,7^{\circ}\text{F}$ , a  $-20,0^{\circ}\text{C} = -0,4^{\circ}\text{F}$ .  
Przeliczając stopnie Fahrenheita na stopnie Celsjusza:  $70,0^{\circ}\text{F} = 21,1^{\circ}\text{C}$ ,  
 $80,5^{\circ}\text{F} = 29,4^{\circ}\text{C}$  i  $-0,3^{\circ}\text{F} = -19,4^{\circ}\text{C}$ .

Instrumentami służącymi do pomiarów temperatury są **termometry**.  
Działają one na różnych zasadach, np. w termometrach cieczowych wykorzystano zmiany, jakie następują pod wpływem temperatury w objętości cieczy, w oporowych - zmiany oporu elektrycznego przewodników, a w termoelektrycznych - powstawanie siły elektromotorycznej pomiędzy spojeniami dwóch różnych metali.

Najbardziej rozpowszechnionymi i niezawodnymi termometrami są **termometry cieczowe**. Ich podstawowe części to zbiorniczek z cieczą (receptor) napełniony rtęcią (lub toluenem, spirytusem) i szklana rurka ze skalą. Przy odczytach temperatury należy uwzględnić tzw. poprawkę instrumentalną - błąd wynikający z niedokładności wykonania instrumentu. Znak dodatni poprawki podany na dołączonym do termometru świadectwie oznacza, że jej wartość należy dodać do odczytanej wartości, natomiast ujemny - odjąć.

Na statkach temperaturę w ładowniach i innych pomieszczeniach mierzy się

zwykle termometrami oporowymi i termoelektrycznymi. Znajdujące się tam czujniki są za pomocą przewodów podłączone do skali lub rejestratora na mostku nawigacyjnym.

**Termometr oporowy** działa na zasadzie zmian oporu elektrycznego przewodnika pod wpływem zmian temperatury (jej wzrost zwiększa oporność). Parametry oporów są w nim tak dobrane, że prąd płynie tylko wówczas, gdy temperatura różni się od założonej, a jego natężenie jest proporcjonalne do różnicy pomiędzy nią a temperaturą rzeczywistą.

**Termometr termoelektryczny** stanowi zamknięty obwód, w skład którego wchodzi przewody z dwóch różnych metali (tzw. termopary), np. z miedzi i konstantynu. Z jednej strony końce tych przewodów są ze sobą połączone, a z drugiej - jeden z nich znajduje się w stałej temperaturze (np. odpowiednim pomieszczeniu), natomiast drugi w miejscu pomiaru. Przy istnieniu różnicy temperatury pomiędzy niepołączonymi końcami przewodów w obwodzie płynie prąd elektryczny, którego natężenie jest proporcjonalne do różnicy temperatur na wolnych końcach. Powstający prąd jest bardzo słaby i dlatego w praktyce stosuje się większą liczbę termopar. Niektóre statki mają tzw. analizatory - samoczynnie włączające się urządzenia klimatyzacyjne, jeśli temperatura osiągnie zadaną wartość.

Do ciągłego zapisu przebiegu temperatury służy **termograf**. Urządzenie to ma płytkę bimetalową (sprasowane ze sobą dwa metale o różnej rozszerzalności cieplnej), która odchyła się na skutek zmian temperatury. Odkształcenia te są przenoszone na dźwigienkę zakończoną pisakiem rejestrującym je na wyskalowanym pasku papieru założonym na obracający się walec. W użyciu są termografy dobowe (jeden pełny obrót w ciągu doby) i **tygodniowe** (jeden obrót tygodniowo). Ciągły zapis przebiegu temperatury ma bardzo wiele zalet. Nie tylko wskazuje, kiedy wystąpiła i jaką wartość miała maksymalna i minimalna temperatura, ale pozwala także na odczytanie, jak długo utrzymywała się temperatura powyżej lub poniżej określonej granicy.

**Temperaturę wody morskiej** na większości statków mierzy się zdalnie. Jej wartość odczytuje się w maszynowni lub na skali znajdującej się na mostku nawigacyjnym. Termometr jest umieszczony najczęściej w obudowie rury doprowadzającej wodę zaburtową do chłodnic silnika głównego. Niekiedy czujniki są umieszczone w burcie na różnej, z powodu zmian zanurzenia statku, wysokości.

### 3.2.2. POMIARY WILGOTNOŚCI POWIETRZA

Podstawowym instrumentem służącym do pomiarów wilgotności powietrza na statku jest **psychrometr aspiracyjny**, będący zestawem dwóch termometrów rtęciowych, z których jeden ma założoną na zbiorniczek z rtęcią osłonkę z bawełnianej tkaniny. Osłonkę tę zwilża się destylowaną wodą, która parując pobiera z otoczenia ciepło i powoduje niższe wskazania tego termometru.

Obydwa termometry znajdują się w obudowie zaopatrzonej w wentylator zapewniający przepływ powietrza. Odczytów dokonuje się po ustaleniu się temperatury na obydwu termometrach, czyli po około 2 min od nawilżenia tkaniny i uruchomienia wentylatora.

Dysponując temperaturą termometru suchego i zwilżonego z **tablic psychrometrycznych** odczytuje się:

- aktualną prężność pary wodnej,
- wilgotność względną powietrza,
- niedosyt wilgotności powietrza
- temperaturę punktu rosy.

Oprócz tablic psychrometrycznych na polskich statkach są w użyciu także **nomogramy psychrometryczne**, w których wilgotność względną określa się na podstawie temperatury termometru suchego i różnicy psychrometrycznej (różnica temperatury pomiędzy termometrem suchym i zwilżonym).

Przyrządem pozwalającym na bezpośredni odczyt wilgotności względnej powietrza jest **higrometr**. Działa on na zasadzie wydłużania się splotu włosów wraz ze wzrostem wilgotności i skracania wraz z jej spadkiem. Zmiany te są przekazywane za pomocą ruchomego ramienia na skalę, gdzie odczytuje się jej procentową wartość. Higrometr włosowy jest instrumentem mało dokładnym, błędy sięgają kilku procent. Niektóre higrometry są połączone z urządzeniem alarmującym i w przypadku, gdy wilgotność względna osiągnie określoną wartość, zamyka się obwód elektryczny, włączając czujnik urządzenia.

Instrumentem rejestrującym w sposób ciągły przebieg wilgotności względnej powietrza w czasie jest higrograf. Zmiany długości splotu włosów oddziałują na ramię zakończone piórkiem, które *zaznacza je* w ciągu doby lub tygodnia na wyskalowanym pasku papieru na obracającym się bębnie.

Do zdalnego pomiaru wilgotności używa się najczęściej **higrometrów elektrycznych**. Czujnikiem w tych instrumentach jest znajdująca się pomiędzy dwoma elektrodami specjalna substancja higroskopijna lub elektrolit (np. chlorek litu) o znanym przewodnictwie elektrycznym. Czujniki te na statkach są umieszczone w ładowniach, chłodniach oraz innych pomieszczeniach, natomiast rejestratory - na mostku nawigacyjnym. Przewodnictwo elektryczne zwiększa się wraz ze wzrostem wilgotności w substancji higroskopijnej.

Na statkach o wysokim stopniu automatyzacji wzrost wilgotności względnej powietrza powyżej zadanej granicy w określonej ładowni lub pomieszczeniu powoduje samoczynne włączanie się wentylatorów.

### 3.2.3. Pomiary ciśnienia atmosferycznego

Przyrządem służącym do pomiarów ciśnienia atmosferycznego na lądowych stacjach meteorologicznych jest barometr rtęciowy, natomiast na statkach - **aneroid**. Zasadniczą częścią aneroidu jest opróżniona częściowo z powietrza puszka membranowa, która wraz ze wzrostem ciśnienia kurczy się, a z jego spadkiem - poszerza. Odkształcenia te są przenoszone za pośrednictwem dźwigni na wskazówkę, która wielkość tych zmian obrazuje na skali.

Przed odczytem ciśnienia należy lekko stuknąć palcem w obudowę przyrządu ruch wskazówki w stronę wyższych wartości oznacza, że ciśnienie ma tendencję rosnącą, natomiast w stronę niższych - malejącą. Druga, poruszana ręcznie wskazówka, w którą jest zaopatrzony aneroid, to tzw. reper. Pozwala on na określenie różnicy ciśnienia pomiędzy dwoma kolejnymi odczytami.

Przy odczytach ciśnienia z aneroidu powinno się na statkach stosować trzy poprawki: na temperaturę (rozszerzalność cieplna metalowych ramion przenoszących i zmiany ciśnienia wewnątrz puszkii), wysokość instrumentu nad poziomem morza oraz poprawkę instrumentalną. Większość produkowanych aneroidów ma tzw. kompensację termiczną, która niweluje bądź ogranicza wpływ temperatury na wskazania instrumentu. Przy braku kompensacji termicznej należy korzystać z poprawek zawartych na świadectwie (metryce) przyrządu. Świadectwo to zawiera także poprawkę instrumentalną. Poprawkę na wysokość aneroidu nad poziomem morza odczytuje się z dostępnych na statku *Tablic nawigacyjnych*.

**Barograf** służy do ciągłego zapisu przebiegu ciśnienia. Działa on na tej samej zasadzie co aneroid, przy czym zmiany wysokości karbowanej puszkii są przenoszone na ramię zakończone pisakiem. Kreśli on linię ciągłą na wyskafowanym pasku papieru nałożonym na obracający się raz w tygodniu walec. Barografy dobowe są spotykane rzadko. Linia, jaką kreśli barograf, informuje jednocześnie pośrednio o pogodzie. Inny będzie jej kształt w przypadku np. utrzymywania się pogody wyżowej, a inny w przypadku przemieszczania się układu niżowego.

#### 3.2.4. Pomiary wiatru

Do pomiarów prędkości wiatru stosuje się dwa rodzaje instrumentów - janemotachometr i anemometr. Pierwszy z nich pozwala na odczytanie chwilowej, a drugi - średniej prędkości wiatru. Są to przyrządy o bardzo podobnej budowie, których zasadniczą część stanowi oś z umieszczonymi na niej, odpowiednio ustawionymi, skrzydełkami lub czaszami. Pod wpływem wiatru oś obraca się, a prędkość jej obrotu jest przenoszona na skalę.

W przypadku **anemotachometru** odczyt nie jest dokładny, gdyż pod wpływem podmuchów wiatru strzałka znajduje się w ciągłym ruchu. W przybliżeniu można jednak określić zarówno średnią, jak i maksymalną (w porywach) oraz minimalną jego prędkość.

Drugi z instrumentów - **anemometr**, wskazuje średnią prędkość wiatru z danego okresu, np. kilkudziesięciu sekund. W użyciu jest kilka rodzajów anemometrów. W anemometrze Robinsona np. przed pomiarem należy zapisać stan licznika, wystawić go na wiatr na określony czas (np. 100 s) i ponownie zapisać stan. Z różnicy wskazań licznika podzielonej przez liczbę sekund uzyskuje się średnią prędkość wiatru za ten okres w m/s. W innym anemometrze i trze, anemometrze całkującym, wystarczy przyrząd wystawić na wiatr, włączyć i po określonym czasie - najczęściej 100 s (anemometr wyłącza się samoczynnie), dokonać odczytu bezpośrednio na skali.

Do zdalnego odczytywania prędkości wiatru służy **anemotachometr elektryczny i anemometr elektryczny**. Instrumenty te pozwalają na odczytywanie prędkości wiatru na skali znajdującej się w pomieszczeniu, np. na mostku nawigacyjnym, bez konieczności wychodzenia na zewnątrz. W bardziej złożonych urządzeniach tego typu można jeszcze odczytywać kierunek wiatru.

Do określania **siły wiatru** służy skala Beauforta. Każdemu stopniowi w tej skali jest przyporządkowany odpowiedni przedział prędkości wiatru w węzłach i m/s oraz wysokość wzbudzanych fal. W tabeli 10 przedstawiono jej wersję angielską.

Tabela 10. Skala Beauforta - terminologia angielska

Beaufort Number	Descriptive Term	Mean wind speed Equivalent		Deep Sea Criterion	Propable mean wave height in meters
		knots	m/s		
0	Calm	>1	0-0,20.	Sea like a mirror	-
1	Lighr air	1-3	0,3-1,5	Ripples with the appearance of scales are formed, but without foam crests	0,1
2	Light breeze	4-6	1,6-3,3	Small wavelets; still short but more pronounced; crests have a glassy appearance and do not brake	0,2
3	Gentle breeze	7-10	3,4-5,4	Large wavelets; crests begin to breake; foam of glassy appearance; perhaps scattered white horses	0,6
4	Moderate breezde	11-16	5,5-7,9	Small waves, becoming longer; fairly frequent white horses	1
5	Fresh breeze	17-21	8,0-10,7	Moderate waves, taking a more pronounced long form; many white horses are formed (chance of some spray )	2
6	Strong breeze	22-27	10,8-13,8	Large waves begin to form; the white foam crests are more extensive everywere (probably some spray)	3
7	Near gale	28-33	13,9-17,1	Sea heaps up and white foam from breaking waves begins to be blown in streaks along the direction of the wind	
8	Gale	34-40	17,2-20,7	Moderately high waves of greater length; edges of crests begin to breake into spindrif; the foam is blown in wellmarked streaks along the direction of the wind	5,55

9	Strong gale	41-47	20,8-24,4	High waves; dense streaks of foam along the direction of the wind; crests of waves begin to topple, tumble and roll over; spray may affect visibility	7
10	Storm	48-55	24,5-28,4	Very high waves with long overhanging crests; the resulting foam, in great patches, is blown in dense white streaks along the direction of the wind; on the whole, the surface of the sea takes a white appearance; the tumbling of the sea becomes heavy and shock-like; visibility affected	9
11	Violent storm	56-63	28,5-32,6	Exceptionally high waves (small and medium-sized ship might be for a time lost to view behind the waves); the sea is completely covered with long white patches of foam lying along the direction of the wind; everywhere the edges of the wave crests are blown into froth; visibility affected	11,5
12	Hurricane	64 and over	32,7 and over	The air filled with foam and spray; sea completely white with driving spray; visibility very seriously affected	14

### 3.2.5. Określanie parametrów wiatru rzeczywistego

Odczuwany na płynącym statku wiatr jest wiatrem pozornym, będącym wypadkową prędkości i kierunku wiatru rzeczywistego oraz prędkości i kursu statku. Wiatr ten może wieć od strony dziobu, rufy lub burty.

Jeśli wiatr **pozorny** wieje **od strony dziobu**, może to oznaczać, że:

- wiatr rzeczywisty istotnie wieje z dziobu,
- wiatr rzeczywisty nie istnieje, a wiatr pozorny jest wynikiem ruchu statku,
- wiatr rzeczywisty wieje od strony rufy, lecz jego prędkość jest mniejsza od prędkości statku.

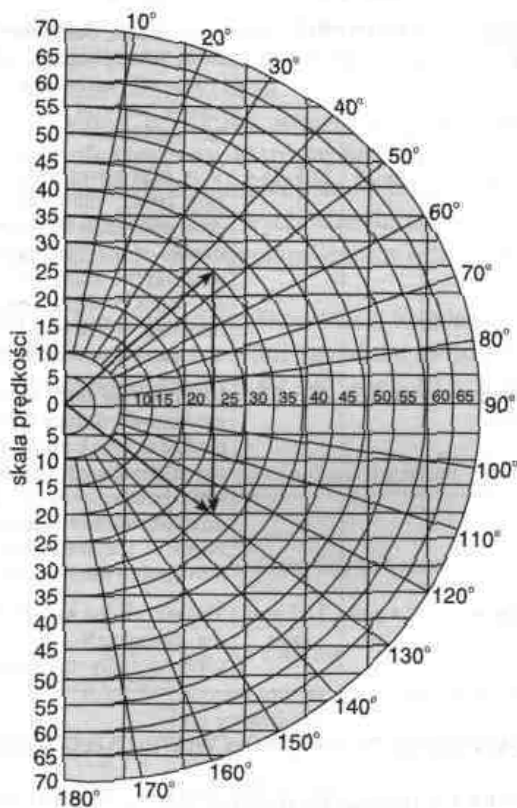
Jeśli **wiatr jest** na statku **nieodczuwalny**, oznacza to, że wiatr rzeczywisty wieje od rufy i ma prędkość taką samą jak statek.

Jeśli wiatr **pozorny** wieje **od strony rufy**, to znaczy że:

- wiatr rzeczywisty także wieje od rufy, a jego prędkość jest większa od prędkości statku.

Na morzu najczęściej **wiatr pozorny** wieje nie od strony dziobu lub rufy, lecz **od strony burty**. Ustalenie kierunku i prędkości wiatru rzeczywistego jest wtedy trudniejsze. Na statku parametry tego wiatru najczęściej określa się za

pomocą specjalnego diagramu (rys. 51), który zawierają m.in. *Tablice nawigacyjne* lub metodą wektorową.



Rys. 51. Diagram do wyznaczania kierunku i prędkości wiatru rzeczywistego

Sposób posługiwania się diagramem jest następujący:

- na skali znajdującej się na obwodzie diagramu zaznaczyć kierunek odpowiadający kątowi kursowemu ( $Wp$ ) wiatru pozornego (kąt, jaki tworzy kierunek wiatru z diametralną statku) - niezależnie od tego, z której burty wieje;
- odmierzyć w tym kierunku, poczynając od środka diagramu, w dowolnie przyjętej skali (np. jeden półokrąg = 1 węzeł) odcinek odpowiadający prędkości tego wiatru;
- z końca otrzymanego odcinka odmierzyć pionowo w dół, w tej samej co poprzednio skali (odległość pomiędzy poziomymi liniami także 1 węzeł), odcinek odpowiadający prędkości statku ( $V$ );
- odczytać na podstawie odległości końca tego odcinka do środka diagramu (ciągle w tej samej skali) prędkość wiatru rzeczywistego;
- odczytać na przedłużeniu prostej, przechodzącej od środka diagramu

przez koniec tego odcinka do obwodu diagramu, kąt kursowy wiatru rzeczywistego ( $W_R$ )

- aby otrzymać kierunek wiatru rzeczywistego, należy:
  - a) jeśli wiatr pozorny wieje z prawej burty, kąt kursowy wiatru rzeczywistego dodać do kursu statku,
  - b) jeśli wiatr pozorny wieje z lewej burty, kąt kursowy wiatru rzeczywistego odjąć od kursu statku.

Przykład (przyjęta jednostka = 1)

Dane

kąt kursowy wiatru pozornego ( $W_p$ ) =  $45^\circ$  (prawa burta),

prędkość wiatru pozornego = 7 węzłów,

prędkość statku  $V = 9$  węzłów,

kurs statku =  $040^\circ$

Rozwiązanie

prędkość wiatru rzeczywistego ( $W_r$ ) = 6 węzłów,

kąt kursowy wiatru rzeczywistego =  $130^\circ$ ,

kierunek wiatru rzeczywistego =  $40^\circ + 130^\circ = 170^\circ$

Przejsie z parametrów wiatru pozornego na parametry wiatru rzeczywistego można przeprowadzić także metodą wektorową. W tym celu należy:

- wykreślić pionową prostą i z dowolnego jej punktu (według przyjętej skali, np.  $0,5 \text{ cm} = 1$  węzeł) - wektor odpowiadający kursowi statku i jego prędkości,
- nanieść wektor kierunku i prędkości wiatru pozornego „wchodzący” w ten punkt,
- z początku wektora wiatru pozornego przeprowadzić odcinek równoległy do wektora statku (lecz skierowany przeciwnie) i odpowiadający jego długości,
- koniec tego odcinka połączyć z początkiem wektora statku (punktem wyjścia na pionowej prostej).

Kąt, jaki tworzy otrzymany odcinek z pionową prostą, odpowiada kierunkowi, a jego długość (ciągle w tej samej skali) - prędkości wiatru rzeczywistego.

Na morzu bardzo często kierunek wiatru rzeczywistego określa się wizualnie na podstawie kursu statku i kierunku układających się w stosunku do tego kursu fal wiatrowych. Bardziej dokładnym i bardzo często stosowanym sposobem jest określenie kierunku tego wiatru na podstawie echa, jakie fale te pozostawiają na radarze.

Na wielu statkach znajdują się urządzenia sprzężone z żyrokompasem i logiem, przekazujące na bieżąco dane wiatrowe, czyli jego kierunek i prędkość.



### 3.3. KODOWANIE INFORMACJI POGODOWYCH

Wyniki obserwacji i pomiarów meteorologicznych wykonywanych przez statki są przekazywane za pośrednictwem stacji odbiorczych do określonych ośrodków lądowych drogą radiową. Wykaz tych stacji zawiera, rozpowszechnione na statkach handlowych, wydawnictwo Admiralicji Brytyjskiej, *The Admiralty List of Radio Signals*, t. 3, cz. 1 i 2. Wyniki te przed wysłaniem są odpowiednio kodowane, a sposób kodowania jest ujednoczony na całym świecie. Zasady kodowania depesz meteorologicznych są zawarte w opracowanej i wydanej przez Światową Organizację Meteorologiczną (WMO) instrukcji o nazwie Klucz FM13X SHIP. Klucz ten, cytując, zawiera wstęp, który informuje, że: „*Śłużba prognoz, której główne zadanie polega na prowadzeniu osłony meteorologicznej żeglugi, rybołówstwa, lotnictwa, komunikacji, rolnictwa oraz wielu innych dziedzin gospodarki narodowej, opiera swoją pracę przede wszystkim na meldunkach dostarczanych przez sieć meteorologicznych stacji obserwacyjnych.*”

*Stacje tej sieci wykonują na całej kuli ziemskiej obserwacje i pomiary warunków pogody w ściśle ustalonych terminach i według jednolitych instrukcji. Jest rzeczą bardzo istotną, aby wyniki tych obserwacji były przekazywane do wymiany międzynarodowej w jak najkrótszym czasie i w jak najbardziej przejrzystej i zrozumiałej formie. Gdyby każdy obserwator opisywał własnymi słowami istniejący stan pogody, meldunki meteorologiczne byłyby zbyt długie, często nieścisłe i niejasne, a przede wszystkim odczytywanie ich wiązałoby się z poważnymi trudnościami językowymi... Problem ten pod każdym względem rozwiązują klucze do szyfrowania wyników obserwacji meteorologicznych, umożliwiające przesyłanie meldunków o pogodzie w formie krótkich depesz, w sposób ścisły i zrozumiały dla meteorologów wszystkich narodowości.*

*Tak więc niezwłocznie po dokonaniu obserwacji meldunki o pogodzie są przekazywane drogą radiową, telefoniczną, dalekopisową, a także satelitarną do ustalonych zbiornic meteorologicznych. Następnie są kierowane do międzynarodowych ośrodków zbiorczych, a stamtąd rozprowadzane drogą wymiany międzynarodowej do użytku wszystkich służb prognoz.*

*Obserwacje meteorologiczne i hydrologiczne prowadzone na statkach handlowych i rybackich stanowią bardzo istotny fragment światowej osłony meteorologicznej. Mimo rozwoju meteorologii satelitarnej ich rola jest niezastąpiona w podnoszeniu bezpieczeństwa żeglugi, rybołówstwa morskiego, jak też komunikacji lotniczej...*

*Depesze SHIP, zawierające wyniki obserwacji meteorologicznych i hydrologicznych z morza, mogą być przekazywane w postaci pełnej lub skróconej. **Pełna depesza SHIP** jest stosowana przez statki zawierające pełny zestaw cechowanych przyrządów meteorologicznych, platformy menniczne itp., natomiast **depesza skrócona** przez statki nie mające pełnego zestawu. Depesze meteorologiczne składają się z szeregu 5 cyfrowych grup o ściśle określonym układzie i znaczeniu poszczegól-*

*gólnych cyfr. Mogą być do nich dołączone słowne informacje uzupełniające.*

*Ze względu na ściśle ustalone miejsce w depezy, dla podania danych o poszczególnych zjawiskach nie można opuścić w niej żadnej cyfry, ani też nie można przestawić cyfr, gdyż w przeciwnym razie depeza byłaby nieczytelna.*

*Zgodnie z zaleceniami zawartymi w tym kluczu, mogą być opuszczane całe grupy z drugiej części depezy w zależności od zakresu wykonywanych obserwacji bądź też zależnie od panujących warunków meteorologicznych.*

*Aby móc zorientować się przy rozszyfrowywaniu depez, które z grup zostały w niej opuszczone, grupy drugiej części są zaopatrzone we wskaźniki liczbowe...*

*Jeżeli wartości niektórych elementów z jakichkolwiek przyczyn nie mogą być podane w depezy, w miejsca przeznaczone dla tych elementów podstawia się cyfry lub znaki zgodnie ze wskazówkami podanymi w tablicach kodowych lub w uwagach przy tablicach...*

*Obserwacje dla celów synoptycznych są wykonywane na całym świecie w samych terminach, ustalonych wg południka Greenwich - skrótowo GMT. W depezach SHIP zawsze obowiązuje czas GMT... Ustalono cztery terminy główne, tj. 00, 06, 12 i 18 GMT, które powinny być realizowane zawsze, gdy statek znajduje się w morzu, oraz cztery terminy pośrednie, tj. 03, 09, 15 i 21, które powinny być stosowane w przypadku napotkania trudnych warunków pogodowych, jak silny sztorm, lody morskie itp. ..."*

Wyniki pomiarów i obserwacji przed wysłaniem powinny być zanotowane w specjalnym dzienniku, który na polskich statkach nosi nazwę *Dziennika okrętowych obserwacji meteorologicznych i hydrologicznych* i jest dostarczany na statki przez IMG W Oddział Morski w Gdyni. Dzienniki te zawierają wszystkie, odpowiednio opisane, rubryki, jakie zawiera pełna depeza.

W celu ułatwienia czynności związanych z szyfrowaniem depez zostały opracowane programy komputerowe, w które obecnie jest wyposażonych wiele statków. Wprowadzając do komputera odpowiednie dane liczbowe, otrzymuje się gotową do wysłania depezę.

Pełna depeza SHIP ma następującą postać (grupy w nawiasach nie są obowiązkowe i mogą w depezy nie występować):

BBXX	YYGGi <sub>w</sub>	99L <sub>a</sub> L <sub>a</sub> L <sub>a</sub>	Q <sub>C</sub> L <sub>0</sub> L <sub>0</sub> L <sub>0</sub> L <sub>0</sub>	i <sub>R</sub> i <sub>x</sub> hVV
Nddff	1snTTT	2S <sub>n</sub> T <sub>d</sub> T <sub>d</sub> T <sub>d</sub> T <sub>d</sub>	4PPPP	5appp
7wwW <sub>1</sub> W <sub>2</sub>	8N <sub>h</sub> C <sub>L</sub> C <sub>M</sub> C <sub>H</sub>	222D <sub>s</sub> v <sub>s</sub>	(O <sub>SS</sub> T <sub>w</sub> T <sub>w</sub> T <sub>w</sub> )	IP <sub>wa</sub> P <sub>wa</sub> H <sub>wa</sub> H <sub>wa</sub>
P <sub>w</sub> P <sub>w</sub> H <sub>w</sub> H <sub>w</sub>	3d <sub>w1</sub> d <sub>w1</sub> d <sub>w2</sub> d <sub>w2</sub>	4P <sub>w1</sub> P <sub>w1</sub> H <sub>w1</sub> H <sub>w1</sub>	5P <sub>w2</sub> P <sub>w2</sub> H <sub>w2</sub> H <sub>w2</sub>	8S <sub>w</sub> T <sub>b</sub> T <sub>b</sub> T <sub>b</sub>

(6I<sub>S</sub>E<sub>S</sub>E<sub>S</sub>R<sub>S</sub>) (ICE+c<sub>i</sub>S<sub>i</sub>b<sub>i</sub>D<sub>i</sub>Z<sub>i</sub> lub tekstem otwartym).

Skrócona depeza SHIP zawiera mniejszą liczbę informacji, a grupy dotyczące temperatury powietrza i ciśnienia są 4-cyfrowe:

BBXX	YYGGi <sub>w</sub>	99L <sub>a</sub> L <sub>a</sub> L <sub>a</sub>	Q <sub>C</sub> L <sub>0</sub> L <sub>0</sub> L <sub>0</sub> L <sub>0</sub>	i <sub>R</sub> i <sub>x</sub> hVV	Nddff
1S <sub>n</sub> TT	4PPPP	7wwW!W <sub>2</sub>	222D <sub>s</sub> v <sub>s</sub>	(6I <sub>S</sub> E <sub>S</sub> E <sub>S</sub> R <sub>S</sub> )	

(ICE+c<sub>i</sub>S<sub>i</sub>b<sub>i</sub>D<sub>i</sub>Z<sub>i</sub> lub tekstem otwartym).

## Objaśnienia grup pełnej depeszy SHIP

- BBXX - symbol depeszy wysłanej przez stację morską. Symbol ten należy zamieszczać przed znakiem wywoławczym statku
- YYGGi<sub>w</sub> - czas obserwacji oraz wskaźnik wiatru
- 99L<sub>a</sub>L<sub>a</sub>L<sub>a</sub> - szerokość geograficzna pozycji statku
- QC<sub>L</sub>L<sub>0</sub>L<sub>0</sub>L<sub>0</sub> - kwadrant globu i długość geograficzna pozycji statku
- i<sub>R</sub>i<sub>x</sub>hVV - rodzaj stacji, wysokość podstawy chmur i widzialność
- Nddff - wielkość zachmurzenia ogólnego oraz kierunek i prędkość wiatru
- l<sub>sn</sub>TTT - temperatura powietrza
- 2<sub>Sn</sub>TdT<sub>d</sub>T<sub>d</sub> - temperatura punktu rosy
- 4PPPP - wartość ciśnienia atmosferycznego
- 5appp - tendencja ciśnienia atmosferycznego
- 7wwWiW<sub>2</sub> - stan pogody bieżącej i ubiegłej
- 8N<sub>h</sub>C<sub>L</sub>C<sub>M</sub>C<sub>H</sub> - charakterystyka występujących chmur
- 222D<sub>s</sub>vs - kurs i prędkość statku
- (Os<sub>s</sub> T<sub>w</sub>T<sub>w</sub>T<sub>w</sub>) - temperatura wody
- IP<sub>wa</sub> P<sub>wa</sub>H<sub>wa</sub>H<sub>wa</sub> - charakterystyka falowania (grupę tę zamieszcza się w depeszy tylko w przypadku instrumentalnych danych o falowaniu wiatrowym)
- 2P<sub>w</sub> P<sub>w</sub>H<sub>w</sub>H<sub>w</sub> - charakterystyka falowania wiatrowego (gdy brak danych instrumentalnych o falowaniu wiatrowym). Zasady szyfrowania obydwu tych grup są takie same
- 3d<sub>w</sub>id<sub>w</sub>id<sub>w</sub>2d<sub>w</sub>2
- 4P<sub>w</sub>iP<sub>w</sub>iH<sub>w</sub>iH<sub>w</sub>i - grupy dotyczące rozkołysu morza
- 5P<sub>w</sub>2P\V2H<sub>w</sub>2H<sub>w</sub>2
- (6I<sub>s</sub>E<sub>s</sub>E<sub>s</sub>R<sub>s</sub>) - grupa charakteryzująca zjawisko obładzania statku
- 8s<sub>w</sub>T<sub>b</sub>T<sub>b</sub>T<sub>b</sub> - wartość i sposób określenia temperatury termometru zwilżonego
- ICE - C<sub>i</sub>S<sub>i</sub>b<sub>i</sub>D<sub>i</sub>Z<sub>i</sub> - grupa charakteryzująca warunki lodowe

### Przykład kodowania pełnej depeszy SHIP

Obserwację wykonano 28 listopada 1997 r. o godzinie 0600 GMT na pozycji statku  $\varphi = 49^{\circ}\text{H}'\text{N}$  i  $\lambda = 035^{\circ}29'\text{W}$ . Wysokość podstawy najniższych chmur oceniono na 7000 m, widzialność wynosiła ok. 10-12 mil, a zachmurzenie 2/10. Wiatr rzeczywisty wiał z kierunku  $130^{\circ}$  i miał prędkość 15 węzłów. Temperatura powietrza  $+8,7^{\circ}\text{C}$ , termometru zwilżonego  $+5,8^{\circ}\text{C}$ , a temperatura punktu rosy (na podstawie wskazań psychrometru)  $+2,0^{\circ}\text{C}$ . Ciśnienie atmosferyczne było wysokie - 1026,1 hPa i w ciągu trzech ostatnich godzin, wzrastając równomiernie, zwiększyło się o 0,3 hPa. Chmury, które przed trzema godzinami pokrywały ponad połowę nieba, w chwili dokonywania obserwacji występowały już tylko sporadycznie. Były to w dalszym ciągu chmury wy-

sokie z rodzaju *Cirrus* gatunek *spissatus*. Statek płynął kursem  $253^\circ$  z prędkością 13,5 węzła. Woda oceaniczna miała temperaturę  $14,5^\circ\text{C}$  (odczytu dokonano na wskaźniku w układzie chłodzenia statku). Występowały fale wiatrowe z południowego zachodu wysokości 1,5 m i okresie 2 s. Stwierdzono także jeden system rozkołysu: fale wysokości 4 m i okresie 8 s napływały z kierunku  $320^\circ$ .

#### Kodowanie depeszy

BBXX	-	symbole oznaczające depeszę meteorologiczną ze stacji morskiej
YYGGi <sub>w</sub>	-	28064;
YY	-	28 - dzień miesiąca;
GG	-	06 - godzina obserwacji UTC;
i <sub>w</sub>	-	4 - prędkość wiatru w węzłach odczytano z anemometru.
99L <sub>a</sub> L <sub>a</sub> L <sub>a</sub>	-	99492;
99	-	99 - stały wskaźnik grupy;
L <sub>a</sub> L <sub>a</sub> L <sub>a</sub>	-	492 - statek znajduje się na pozycji $49^\circ$ i $2/10$ stopnia, gdyż 11 min odpowiada w przybliżeniu $0,2^\circ$ .
QC <sub>L</sub> L <sub>0</sub> L <sub>0</sub> L <sub>0</sub>	-	70355;
Q <sub>c</sub>	-	7 - statek znajduje się na półkuli północnej i dł. geogr. zach.;
L <sub>0</sub> L <sub>0</sub> L <sub>0</sub>	-	0355 - statek znajduje się na $35^\circ$ i $5/10$ stopnia, gdyż 29 min to w przybliżeniu $0,5^\circ$ .
i <sub>R</sub> i <sub>x</sub> hVV	-	41798;
i <sub>R</sub>	-	4 - stały wskaźnik grupy;
i <sub>x</sub>	-	1 - gdyż grupa dotycząca pogody bieżącej i ubiegłej ( $7wwWiW_2$ ) jest w depeszy uwzględniona;
h	-	7 - wysokość podstawy najniższych chmur oceniono na 1500-2000 m;
VV	-	98 - pierwsza cyfra stała, a łącznie z drugą oznacza, że widzialność sięga 11 Mm.
Nddff	-	21315;
N	-	2 - niebo pokryte chmurami w $2/10$ częściach;
dd	-	13 - wiatr wieje z kierunku $125-134^\circ$ ;
ff	-	15 - prędkość wiatru rzeczywistego - 15 węzłów.
IS <sub>n</sub> TTT	-	10087;
1	-	1 - stały wskaźnik grupy;
S <sub>n</sub>	-	0 - temperatura powietrza dodatnia;
TTT	-	087 - temperatura powietrza $8,7^\circ\text{C}$ .
2S <sub>n</sub> T <sub>d</sub> T <sub>d</sub> T <sub>d</sub>	-	20017;

2	-	2 - stały wskaźnik grupy;
$S_n$	-	0 - temperatura punktu rosy dodatnia;
$T_d T_d T_d$	-	017 - temperatura punktu rosy odczytana z tablic psychrometry cznych 1,7°C.
4PPPP	-	40261;
4	-	4 - stały wskaźnik grupy;
PPPP	-	0261 - wartość ciśnienia atmosferycznego - 1026,1 hPa.
5appp	-	52003;
5	-	5 - stały wskaźnik grupy;
a	-	2 - gdyż ciśnienie w ostatnim okresie ciągle wzrastało;
ppp	-	003 - zmiana wielkości ciśnienia (o 0,3 hPa).
$7_{ww} W! W_2$	-	70111;
7	-	7 - stały wskaźnik grupy;
ww	-	01 - pogoda (w chwili obserwacji) bez opadów, a chmury z wolna zanikają;
$W_i W_2$	-	11 - chmury, które pokrywały ponad połowę nieba, w chwili obserwacji pokrywają mniej niż połowę i nie wystąpiły zjawiska: deszczu, wichury, mżawki, mgły, śniegu, opadów przelotnych lub burzy.
$8N_h C_L C_M C_H$	-	80002;
8	-	8 - stały wskaźnik grupy;
$N_H$	-	0 - chmury niskie i średnie nie występowały;
$C_L$	-	0 - brak chmur niskich;
$C_M$	-	0 - brak chmur średnich;
$C_H$	-	2 - występowały chmury wysokie <i>Cirrus spissatus</i> w ławicach.
$222D_s V_s$	-	22253;
222	-	222 - stały wskaźnik grupy;
$D_s$	-	5 - statek płynie na południowy zachód (kurs 253°);
$V_s$	-	3 - prędkość statku w zakresie 11-15 węzłów.
$OS_s T_w T_w T_w$	-	00145;
O	-	0 - stały wskaźnik grupy;
$s_s$	-	0 - temperatura wody oceanicznej dodatnia, pomiar w układzie chłodzenia statku;
$T_w T_w T_w$	-	145 - temperatura wody 14,5°C.
$2P_w P_w H_w H_w$	-	20203;
2	-	2 - stały wskaźnik grupy;
$P_w P_w$	-	02 - okres fal wiatrowych 2 s;
$H_w H_w$	-	03 - wysokość fal wiatrowych 1,5 m.
$3d_w d_w i d_w 2 d_w 2$	-	332//;
3	-	3 - stały wskaźnik grupy;
$d_w i d_w i$	-	32 - pierwszy rozkołys z kierunku 320°;
$d_w 2 d_w 2$	-	// - brak drugiego systemu rozkołysu.
$4P_w i P_w i H_w i H_w$	-	40808;

- 4 - 4 - stały wskaźnik grupy;  
PwiPwi - 08 - okres fal pierwszego systemu rozkołysu wynosi 8 s;  
H<sub>wl</sub>H<sub>wi</sub> - 08 - wysokość fal pierwszego systemu rozkołysu wynosi 4 m.  
8S<sub>w</sub>T<sub>b</sub>T<sub>b</sub>T<sub>b</sub> - 80058;  
8 - 8 - liczbowy wskaźnik grupy;  
S<sub>w</sub> - 0 - temperatura odczytana na termometrze zwilżonym dodatnia;  
T<sub>b</sub>T<sub>b</sub>T<sub>b</sub> - 058 - wartość temperatury na termometrze zwilżonym 5,8° C.

Ze względu na brak drugiego systemu rozkołysu (w grupie 3d<sub>w</sub>id<sub>w</sub>id<sub>w</sub>2d<sub>w</sub>2 dwie ukośne kreski), depesza kończy się na tych informacjach. W przypadku zaobserwowania łodów należałoby je jeszcze w depeszy uwzględnić.

Ostateczna postać depeszy gotowej do wysłania jest następująca:

BBXX	28064	99492	70355	41798	21315	10087
20017	40261	52003	70111	80002	22253	00145
20203	332//	40808	80058			

(tu nazwa statku i nazwisko oficera wysyłającego depeszę).

Oryginalną depeszę SHIP, wysłaną ze statku m/s „Kapitan Ledóchowski” do stacji odbiorczej w Waszyngtonie drogą satelitarną, przedstawia poniżej wydruk nr 4.

MSG 79-S

↑ 011+

↓ COMSAT USA 21565 01/29 1855Z

↑ 1703303 SQES X

↓ GA+

↑ 0023248376+

↓ RCA JAN 29 1355

248376 OBSW UR

T VIA COMSAT USA

TLX 1703303 SQES X

86.01.29. 1845Z

M.S. KAPITAN LEDÓCHOWSKI

OBS METEO WASH.DC

BBXX

29184 99319 70519 41597 91728 10220 20189 40263 50020 70222 8381/  
22213 00210 20703 +

↓ 248376 OBSW UR

↑ 1703303 SQES X

↓ 01/29/86 1856Z 001.1 MIN

Wydruk 4. Przykład oryginalnej, pełnej depeszy SHIP

## Przykład kodowania skróconej depeszy SHIP

Na statku bez pełnego zestawu przyrządów meteorologicznych wykonano 12.05.1996 r. o godz. 1800 UTC, na pozycji 42°12' N i 142°30' W obserwacje, a wyniki wysłano do odbiorczej stacji brzegowej depeszą skróconą. Ciśnienie wynosiło 1024 hPa, temperatura powietrza 23°C, zachmurzenie ogólne 1/10, wysokość podstawy najniższych chmur 5000 m, widzialność sięgała 7 mil. Siłę wiatru rzeczywistego oszacowano na 2°B (co odpowiada 4-6 węzłom, a więc w depeszy przyjęto 5 węzłów), natomiast jego kierunek określono na 285°. Statek płynął kursem 134° z prędkością 13 węzłów.

### Poszczególne grupy depeszy

BBXX	-	jak w depeszy pełnej,
YYGG <sub>w</sub>	-	12184-jak w depeszy pełnej,
99L <sub>a</sub> L <sub>a</sub> L <sub>a</sub>	-	99422 - jak w depeszy pełnej,
QC <sub>L<sub>0</sub></sub> L <sub>0</sub> L <sub>0</sub> L <sub>0</sub>	-	71425 - jak w depeszy pełnej,
i <sub>R</sub> i <sub>x</sub> hVV	-	43998 - i <sub>x</sub> = 3, gdyż grupa 7wwWiW <sub>2</sub> jest w depeszy opuszczona, reszta jak w depeszy pełnej,
Nddff	-	12905 - jak w depeszy pełnej,
1S <sub>n</sub> TT/	-	1023/ - w depeszy skróconej temperaturę powietrza podaje się dwiema cyframi,
4PPP/	-	4024/ - wartość ciśnienia atmosferycznego podaje się trzema cyframi,
222D <sub>S</sub> V	-	22233 - jak w depeszy pełnej.

Końcowa forma depeszy będzie miała postać:

BBXX 12184 99422 71425 43998 12905 1023/ 4024/ 22233  
(nazwa statku)

## 3.4. PODSTAWOWE ZASADY UNIKANIA CYKLONÓW TROPIKALNYCH

Ze względu na niezwykle trudne warunki nawigacyjne panujące w cyklonach tropikalnych stanowią one bardzo duże zagrożenie dla statków. Dotyczy to zwłaszcza obszaru huraganowych wiatrów i potężnych fal w pobliżu oka cyklonu.

Informacje o miejscu występowania cyklonu oraz kierunku i prędkości jego przemieszczania się są nadawane przez radiostacje lądowe w specjalnych ostrzeżeniach oraz, niezależnie od tego, w standardowych biuletynach pogodowych. Częstość ostrzeżeń zależy od niebezpieczeństwa, jakie niesie ze sobą cyklon. W przypadku zbliżania się cyklonu do linii brzegowej, ostrzeżenia są emitowane często, bez przestrzegania ustalonych terminów czasowych.

Każda wiadomość o cyklonie powinna być odebrana na statku, a jego pozycja naniesiona na mapę.

Niezależnie od tego każdy statek powinien **utrzymywać stałą czujność** i obserwować wszelkie zmiany zachodzące w atmosferze. Wiele z nich może świadczyć o zbliżającym się zaburzeniu. Należy przede wszystkim obserwować i zmiany ciśnienia, zmiany kierunku i prędkość wiatru, rodzaj falowania i zmiany rodzaju napływających chmur.

**Ciśnienie atmosferyczne** w strefie międzyzwrotnikowej wykazuje dużą stabilność i ulega tylko niewielkim, w granicach 2-4 hPa, wahaniom dobowym związanym ze zmianami temperatury. Jeśli w stosunku do tych wahań nastąpi wyraźna zmiana, może to świadczyć o, dalekiej jeszcze, obecności cyklonu. W przypadku, jeśli cyklon zbliża się do statku, następuje powolne wyrównywanie się dobowych wahań ciśnienia i *zaznacza* się jego powolny spadek. Z czasem zmiany te stają się niedostrzegalne i ciśnienie zaczyna spadać w szybkim i ciągle wzrastającym tempie.

Dużą stabilnością charakteryzują się także w tej strefie **pasaty**. Są to wiatry stałe wiejące w stronę przyrównikowej strefy niskiego ciśnienia, gdzie powietrze unosi się i sięga wysokich partii troposfery. Na półkuli północnej wieją one z północnego wschodu, a na półkuli południowej z południowego wschodu. Zmiana ich kierunku może oznaczać, że statek *znalazł* się w obrębie cyrkulacji powietrza związanej z cyklonem.

**Falowanie** w strefie międzyzwrotnikowej jest związane z pasatową cyrkulacją powietrza - przeważają fale wysokości do 1-2 m i prawie stałym kierunku. O pojawieniu się ośrodka sztormowego świadczą biegnące od niego fale rozkołysu, które zakłócają ten obraz. Mają one bardzo dużą prędkość i małą stromość. Jako pierwsze pojawiają się zwykle fale bardzo długie i ni-iskie, o kilkunastosekundowym okresie. Gdy centrum sztormowe znajduje się bliżej, zaczynają napływać fale krótsze. Kierunek, z którego napływają fale rozkołysu, wskazuje położenie zaburzenia w chwili, kiedy powstawały.

Pośród **chmur** związanych z cyklonem jako pierwsze, już w odległości 300-400 mil od oka cyklonu, ukazują się chmury *Ci*. Czasem zbiegają się one na horyzoncie w kierunku oka. Po nich napływają chmury *Cs*, powodujące „rozmycie” błękitnego dotąd nieba (o ich obecności może świadczyć zjawisko halo - biały otok wokół Słońca lub Księżyca). Za nimi pojawiają się chmury *As*, a następnie chmury o budowie pionowej *Cu con* i związane z nimi przelotne opady. Z tą chwilą rozpoczynają się wszystkie zjawiska świadczące o niedalekiej już odległości oka cyklonu: coraz szybszy spadek ciśnienia, narastający gwałtownie wiatr i zwiększające się falowanie wiatrowe. Chmury *Cu n* ustępują miejsca zbliżającym się chmurom burzowym *Cb* otaczającym już bezpośrednio oko cyklonu.

Jednak, mimo prowadzonych na statku obserwacji zmian zachodzących w atmosferze i na wodzie, najlepszym sposobem uniknięcia bezpośredniego spotkania z cyklonem jest śledzenie jego ruchu na podstawie informacji uzyskiwanych z lądu oraz, w razie konieczności, dokonanie odpowiedniej zmiany kursu. Po otrzymaniu każdego ostrzeżenia należy bezwzględnie nanieść **pozycję oka cyklonu na mapę**. Układ kolejnych pozycji wskazuje tor cyklonu, a

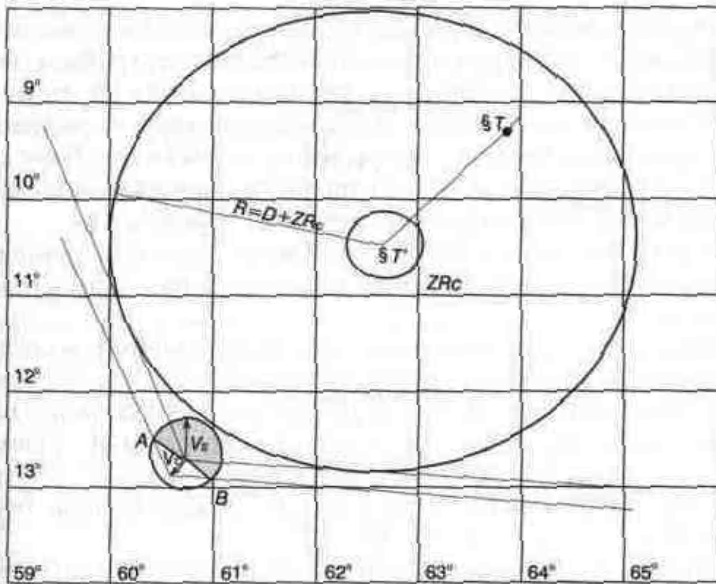


przebyta droga oraz czas - jego średnią prędkość.

Jeśli ostrzeżenia z lądu docierają zbyt rzadko lub zbyt późno, jak na sytuację w jakiej znajduje się statek, można podjąć próbę samodzielnego określenia aktualnej pozycji cyklonu, a także określenia sektora kursów statku grożącego wejściem w strefę objętą cyklonem. Prowadzone obserwacje wykazały, że często tory, po jakich poruszają się cyklony, mają kształt paraboliczny - biegną one wzdłuż równika na zachód, potem skręcają na północny zachód i północ, a następnie na północny wschód (na półkuli południowej - na zachód, południowy zachód, południe i południowy wschód). Poruszając się po tych trasach, wiele z nich wykonuje różnego rodzaju zwroty, pętle itp., dlatego ich rzeczywiste położenie może okazać się inne od przewidywanego.

Obserwacje pozwoliły na uśrednienie tych odchyień. Przyjęto, że na **odcinku przyrównikowym** toru odchylenia te sięgają od  $1/4$  do  $1/6$  części drogi, jaką pokonuje cyklon pomiędzy 2 kolejnymi meldunkami, w **okolicach punktu zwrotu** -  $1/2$  tej drogi, a na **odcinku polarnym** -  $1/3$  tego odcinka. Jeżeli np. cyklon porusza się z prędkością 10 węzłów, a meldunki odbierane były co 6 godzin, średnia długość jego drogi pomiędzy kolejnymi meldunkami wynosiła 60 mil. W takim przypadku promień okręgu ( $ZRc$  - rys. 52), w którym może znaleźć się oko cyklonu, będzie sięgał na odcinku przyrównikowym od 15 ( $1/4$  z 60) do 10 ( $1/6$  z 60) mil, w okolicach punktu zwrotu - 30 mil ( $1/2$  z 60), a na odcinku polarnym - 20 mil ( $1/3$  z 60). Chcąc uniknąć sztormowych warunków panujących w odległości kilkudziesięciu mil wokół oka, okrąg ten należy powiększyć o strefę wiatrów maksymalnych (największego zagrożenia). Promień tej strefy jest podawany w ostrzeżeniach i nie przekracza zwykle 100 mil ( $D$  - rys. 52).

Dysponując dotychczasową trasą cyklonu i jego prędkością, można podjąć próbę samodzielnego wykreślenia sektora kursów grożących wejściem w strefę sztormową. W tym celu należy nanieść na mapę aktualną pozycję statku, i na podstawie poprzednich meldunków o położeniu cyklonu - pozycję cyklonu skalkulowaną na tę samą godzinę ( $T$  - rys. 52). Wokół tej pozycji trzeba wykreślić, tak jak podano wyżej, obydwa okręgi ( $ZRc$  i  $D$ ). Z pozycji statku należy teraz wykreślić, w tej samej skali, wektor kierunku i prędkości statku ( $V_s$ ) oraz wektor kierunku i prędkości cyklonu ( $F_c$ ), a następnie zakreślić okrąg o promieniu długości wektora statku. Z tej samej pozycji trzeba wykreślić następnie styczne do większego okręgu (strefy wiatrów maksymalnych) i z końca wektora cyklonu poprowadzić równoległe do tych stycznych. Miejsca przecięcia się równoległych z okręgiem wektora statku oznaczyć



Rys. 52. Schemat nakresu sektora kursów niebezpiecznych

punktami (*np.* *A* i *B*). Powstały pomiędzy nimi kąt, którego wierzchołkiem jest pozycja statku, i skierowany w stronę cyklonu to sektor kursów niebezpiecznych - kurs statku w tym kierunku grozi spotkaniem z cyklonem.

W zależności od prędkości statku i cyklonu oraz odległości statku od strefy największego zagrożenia i jej wielkości może się okazać, że:

- istnieje jeden sektor kursów niebezpiecznych;
- istnieją dwa sektory kursów niebezpiecznych i dwa sektory kursów bezpiecznych;
- istnieje tylko jeden kurs bezpieczny;
- istnieje tylko sektor kursów niebezpiecznych.

Jeśli statek nie dysponuje dokładnymi informacjami z lądu o lokalizacji cyklonu, **namiar na oko cyklonu** można w przybliżeniu określić na podstawie kierunku wiatru rzeczywistego. Na półkuli północnej do kierunku tego należy dodać  $90^\circ$  oraz kąt zbieżności kierunku wiatru do izobar, który na obrzeżach cyklonu sięga do  $40^\circ$ , a w pobliżu oka - kilku stopni (na półkuli południowej obydwie wartości należy odjąć od kierunku wiatru rzeczywistego).

Przykład dla półkuli północnej:

- kierunek wiatru rzeczywistego -  $130^\circ$ ,
- wartość przyjętego kąta zbieżności wiatru do izobar -  $30^\circ$   
(odległość od oka cyklonu ok. 300 mil),
- odpowiedź: namiar na oko cyklonu =  $130^\circ + 90^\circ + 30^\circ = 250^\circ$ .

W przypadku, jeśli statek znajdzie się na torze cyklonu, powinien podjąć właściwy manewr - będąc przed połówką niebezpieczną (półkula północna) zmienić kurs w prawo, a będąc przed połówką żeglowną lub na trasie jego trajektorii skrócić w lewo. W lewo można również skrócić w przypadku, gdy znajduje się on przed połówką niebezpieczną, ale blisko trajektorii cyklonu. Im szybciej manewry te są podjęte i im statek ma większą prędkość, tym większa jest szansa na uniknięcie strefy wiatrów sztormowych.

Jeżeli statek przebywa w strefie największego zagrożenia, powinien ustalić swoje położenie i podjąć stosowne działanie. Statek będący w (półkula północna):

- prawej przedniej ćwiartce, lecz daleko od oka cyklonu, powinien przyjąć kurs taki, aby wiatr wiał z prawej burty  $25-35^\circ$  od dziobu, jeśli zaś blisko, aby wiał pod kątem  $40-50^\circ$ . Jeśli utrzymanie tych kursów jest niemożliwe, należy położyć się w dryf, starając się aby wiatr wiał z prawej burty.
- prawej tylnej ćwiartce - przyjmować wiatr od  $25-35^\circ$  zza trawersu prawej burty. Kąt ten wraz z przechodzeniem cyklonu będzie się zwiększał stopniowo do  $60-70^\circ$ ,
- lewej przedniej ćwiartce - trzymać kurs, aby mieć wiatr z prawej burty  $30^\circ$  od rufy. Kąt ten będzie się zwiększał w stronę trawersu wraz z przechodzeniem cyklonu,
- lewej tylnej ćwiartce - przyjmować wiatr z prawej burty  $50-60^\circ$  od dziobu.

Śledząc zmiany kierunku wiatru, można wnioskować, po której stronie toru cyklonu znajduje się statek. Jeśli **kierunek wiatru** zmienia się **zgodnie z ruchem wskazówek zegara** (dotyczy półkuli północnej) i początkowo wieje z północnego północnego wschodu, a później z północnego wschodu oraz wschodu północnego wschodu i wschodu, a następnie przechodzi na wschod-niopołudniowo-wschodni, południowo-wschodni i południowo-południowo-wschodni, to oznacza, że statek jest po prawej stronie jego toru, czyli po stronie **połówki niebezpiecznej** (prawej).

Jeśli zmiany kierunku wiatru są **przeciwne do ruchu wskazówek zegara** i najpierw wieje on z północnego zachodu, a potem kolejno z zachodu północnego zachodu, zachodu, zachodu południowego zachodu i południowego zachodu, oznacza to, że statek znajduje się po lewej stronie toru cyklonu - po stronie **połówki żeglownej**.

Jeśli wiatr **nie zmienia kierunku**, to znaczy, że statek znajduje się **na torze** cyklonu - przed lub za nim.

### 3.5. PLANOWANIE PODRÓŻY OCEANICZNEJ

Podstawowym obowiązkiem kapitana jest bezpieczne i terminowe doprowadzenie statku do portu przeznaczenia, przy jednoczesnym zachowaniu jego optymalnej efektywności ekonomicznej. Jedną z głównych przeszkód utrudniających zrealizowanie tego zadania są niesprzyjające warunki pogodowe, jakie statek może napotkać. Przed rozpoczęciem podróży

oceanicznej należy zaplanować trasę (loksodroma, ortodroma lub inna droga), przy wyborze której podstawową rolę powinna odgrywać pogoda.

Statek w praktyce dysponuje dwoma rodzajami informacji pogodowych - średnimi wieloletnimi (danymi klimatycznymi) oraz danymi aktualnymi (bieżącymi i prognozowanymi). Jedne i drugie powinny być uwzględniane przy wyborze drogi.

**Średnie dane wieloletnie** są opracowane na podstawie wieloletnich (im większa liczba lat, tym większa ich wiarygodność) badań i obserwacji prowadzonych w określonych punktach na morzach i oceanach. Odzwierciedlają one średnie warunki pogodowe w tych miejscach i ich okolicy. Dane te, w postaci tabel, wykresów, map, rysunków itp., są zawarte w specjalnych wydawnictwach - informatorach znajdujących się na mostku. Podstawowe z nich to locje, wydawnictwo *Drogi oceaniczne świata* i mapy klimatyczne.

**Locje** (*The Admiralty Sailing Directions*) zawierają wiadomości nawigacyjne dotyczące określonych akwenów. Wśród podstawowych informacji są tam wiadomości o warunkach pogodowych, ze zwróceniem szczególnej uwagi na zjawiska niebezpieczne dla żeglugi.

Zawierają one m.in. dane liczbowe o:

- parametrach wiatru - jego kierunkach i prawdopodobieństwie występowania wiatrów silnych,
- parametrach fali - kierunku i wysokości oraz falach maksymalnych,
- średniej oraz maksymalnej i minimalnej temperaturze powietrza,
- średniej wilgotności powietrza,
- średnim zachmurzeniu
- średnim ciśnieniu atmosferycznym,
- pływach i prądach pływowych.

Wszystkie te informacje są przedstawione na mapkach, ujęte w tabele bądź opisane z podziałem na miesiące lub pory roku (czasem krótsze okresy).

**Drogi oceaniczne świata** (*Ocean Passages for the World*) obejmują informacje dotyczące ważniejszych parametrów hydrometeorologicznych na kasach żeglugowych. Dla każdego miesiąca na załączonych do tras mapkach są podane informacje o:

- średnich temperaturach powietrza
- średnim ciśnieniu atmosferycznym,
- średnich częstościach słabych widzialności (do 5 mil),
- średnich częstościach występowania mgieł (widzialność do 0,5 mili),
- częstości występowania wiatrów o sile równej i powyżej 7°B,
- średnich wartościach temperatury morza i temperatury punktu rosy,
- granicach zlodzenia i dryfujących gór lodowych,
- kierunkach i prędkościach prądów,
- rozkładzie parametrów wiatru: kierunek, siła i prawdopodobieństwo występowania,

- granicach sezonowych linii ładunkowych.

**Mapy klimatyczne** (*Routeing Charts*) odnoszą się do poszczególnych miesięcy roku i obejmują oddzielnie Atlantyk - półkulę północną, Atlantyk - półkulę południową, Ocean Spokojny - półkulę północną, Ocean Spokojny - półkulę południową oraz Ocean Indyjski. Komplet (set) liczy 60 map. Co kilka lat są one wznawiane i uzupełniane.

Na każdym arkuszu *Routeing Charts* znajduje się jedna mapa główna i cztery mapy dodatkowe.

**Mapa główna** zawiera:

- **róże wiatrów**, naniesione czerwonym kolorem w tych miejscach, z których pochodzą obserwacje. Liczby wewnątrz okręgów oznaczają: górna - liczbę dokonanych obserwacji ogółem, środkowa - procentową częstotliwość występowania wiatrów zmiennych i dolna - procentową częstotliwość cisz. Ku środkowi są skierowane strzałki pozwalające na określenie, posługując się zamieszczoną w legendzie mapy skalą, procentowej częstotliwości występowania wiatrów o określonej sile, wiejących z danego kierunku. Odcinek w postaci linii ciągłej (najbliższy środkowi koła) oznacza wiatr o sile 1-3°B, następny - w postaci wąskiego prostokąta - 4°B, potrójny - 5-6°B, kolejny - szerszy prostokąt - 7° i ostatni - czerwony prostokąt - 8-12°B,
- **granice średniego oraz maksymalnego zasięgu paku lodowego i maksymalnego zasięgu gór lodowych** - na przemian kreski i kropki,! bądź tylko kropki wykreślone kolorem czerwonym,
- **prądy morskie** - linie zielone: podwójna ciągła oznacza od 75 do 100% stałości kierunku prądu, pojedyncza ciągła od 50 do 74% stałości, przerywana od 25 do 49% stałości, a kropkowana - kierunek prawdopodobny (zbyt mała liczba obserwacji). Liczby obok strzałek podają przybliżoną prędkość prądu w węzłach. Miejsca występowania prądów zmiennych oznaczono jako „*currents variable*”,
- **granice stref ładunkowych** - ułożone równoleżnikowo linie przesuwające się w zależności od pory roku w wyższe i niższe szerokości geograficzne. Granica pomiędzy strefą zimową i letnią jest zaznaczona bładoniebieskim pasem od strony chłodniejszej i różowym od strony cieplejszej. Strefy letnia i tropikalna są oddzielone różowym pasem od strony letniej i bładozielonym od strony tropikalnej. Granice te określają strefy maksymalnych linii ładunkowych statków,
- **zalecane trasy sezonowe** dla statków oceanicznych ilustrują linie ciemnego koloru, na których jest podana nazwa portu wyjścia i portu przyścia oraz odległość między nimi,
- strefy zakazu usuwania produktów olejopochodnych są oznaczane liniami barwy bładoniebieskiej ciągnącymi się przeważnie wzdłuż wybrzeży.

**Mapy dodatkowe** zawierają:

- pierwsza - rozkład **średniej miesięcznej wartości ciśnienia**

**atmosferycznego** (linie czerwone) oraz rozkład **średniej miesięcznej temperatury powietrza** w °F - linie zielone,

- druga - rozkład procentowy częstotliwości występowania **słabej widzialności** (do 5 mil) - zielone izarytmy, oraz procentowy rozkład częstotliwości pojawiania się mgieł (widzialność do 0,5 mil) - zobrażowany liniami czerwonymi,
- trzecia - rozkład procentowy częstości występowania **wiatrów silnych** (powyżej 7°B) - linie zielone, oraz uśrednione trasy **cyklonów tropikalnych** (linie czerwone),
- czwarta - rozkład średniej miesięcznej **temperatury punktu rosy** w °F (linie czerwone) oraz rozkład średniej miesięcznej **temperatury morza** w °F (linie zielone).

Liczba obserwacji jest w niektórych punktach obserwacyjnych niewystarczająca (należy zwracać uwagę na podaną liczbę obserwacji), dlatego zamieszczone w nich dane należy traktować jako orientacyjne.

**Aktualne informacje**, którymi powinien dysponować kapitan przed podróżą oceaniczną, to słowne i tekstowe komunikaty meteorologiczne, ostrzeżenia sztormowe, mapy faksymilowe ciśnienia i falowania (analizy i prognozy) dla każdej z branych pod uwagę tras. Dysponowanie pełnym zakresem informacji meteorologicznych o każdej z nich umożliwia wybór najlepszej trasy. Przy wyborze, oprócz elementów czysto pogodowych, powinno się także wziąć pod uwagę możliwości techniczne statku - jego wielkość, dzielność morską, osiąganą prędkość itp., a także rodzaj przewożonego ładunku.

Należy także zdawać sobie sprawę z tego, że warunki pogodowe ulegają ciągłym, trudnym do przewidzenia zmianom oraz że wybrana trasa może okazać się nie najlepsza. Ciągła analiza rozwoju sytuacji pogodowej w czasie podróży pozwala na wprowadzenie korekt do wybranej trasy lub, co niekiedy się dzieje, na jej zmianę.

Bieżące informacje pogodowe są opracowywane w ośrodkach meteorologicznych na podstawie danych o pogodzie otrzymywanych z lądowych i morskich stacji obserwacyjnych, satelitów meteorologicznych, na podstawie wskazań E instrumentów pomiarowych umieszczonych w specjalnych, sięgających stratosfery balonach meteorologicznych itp. Rozpowszechnia się je w postaci słownej, i tekstowej i graficznej przez radiostacje lądowe na odpowiednich częstotliwościach fal i w określonych porach doby. Szczegółowe dane na temat ich odbioru są zawarte w najobszerniejszym rozdziale *Admiralty List of Radio Signals*, t. 3, j zatytułowanym *World-Wide Coast Radio Station Service Details*. Podane jest tam.in. kiedy, skąd i jak odbierać komunikaty meteorologiczne oraz ostrzeżenia o niebezpiecznych zjawiskach pogodowych, na jakich częstotliwościach, w jakich porach doby, jaki jest to rodzaj informacji itp. Rozdział ten zawiera spis wszystkich nadawczych stacji radiowych wysyłających komunikaty pogodowe i ostrzeżenia dla statków. Stacje są przedstawione w kolejności numerycznej wzdłuż brzegów danego akwenu morskiego i według przynależności państwowej.

Komunikaty i ostrzeżenia sztormowe, a także mapy pogody, prognoz<sup>^</sup> albo ostrzeżenie o sztormie lub zlodzeniu można również otrzymać w portowych

placówkach meteorologicznych oraz kapitanatach portów przed wyjściem w morze.

**Po dokonaniu wyboru trasy** należy rozpocząć przygotowania do podróży - sporządzić wykaz stacji, z których odbierane będą informacje pogodowe, oraz wynotować terminy transmisji i częstotliwości fal nadawczych. Przy wyborze stacji należy się kierować, w zależności od posiadanego wyposażenia (odbiornik faksymilowy, radioteleks, telefonia, odbiornik NAVTEX, terminal INMARSATU itd.), możliwościami technicznymi odbioru i zasięgiem radiostacji brzegowej. Powinno się wybierać te stacje, które w czasie podróży będą najbliżej statku (jakość odbioru), a komunikaty przez nie nadawane dotyczyć akwenów, przez które prowadzi trasa rejsu. Ważne jest, aby były to stacje uważane ogólnie za najbardziej wiarygodne pod względem emitowanych prognoz. Stacje te należy uszeregować zgodnie z kolejnością nadawania komunikatów, z zaznaczeniem częstotliwości fal lub numeru w *The Admiralty List of Radio Signals*, gdyż ułatwia to szybkie nastrojenie odbiornika lub odnalezienie stacji. Lista ta powinna być co kilka dni uaktualniana. Powinna ona także zawierać wykaz transmisji ze stacji, z której aktualnie są odbierane informacje, oraz stacji planowanej jako następna w kolejności. Wskazane jest również, aby można było dysponować stacją zapasową, nadającą innym systemem modulacji (w razie awarii odbiornika) oraz znajdującą się na obszarze, z którego kierunku można spodziewać się nadejścia złej pogody.

**W czasie podróży** otrzymywane informacje pogodowe powinny obejmować odpowiednio duży obszar wokół statku, ze szczególnym uwzględnieniem tej części, którą statek będzie pokonywał zmierzając do celu. Na pełnym oceanie, przy dobrej pogodzie wystarczy odbierać je dwa razy dziennie - rano i wieczorem. W czasie złej pogody lub przy zapowiedziach jej pogorszenia się, a także zapowiadających ją oznakach lokalnych, częstotliwość odbioru powinna być jak największa.

Przy wyborze informacji pogodowych należy kierować się następującymi zasadami:

- podstawowy pakiet informacji to mapy faksymilowe, których uzupełnieniem są komunikaty i ostrzeżenia sztormowe,
- spośród map faksymilowych najważniejsze są mapy analizy (*surface analysis*) i prognozy rozkładu ciśnienia (*forecast, outlook* i in.), szczególnie te z naniesionymi frontami atmosferycznymi i parametrami wiatru, oraz mapy falowania. Dysponując nimi, ma się w miarę pełny obraz aktualnej i przewidywanej pogody oraz stanu morza. Na obszarach, gdzie występują zjawiska lodowe, należy się liczyć z koniecznością odbioru map zlodzenia,
- przy wyborze nadawczych stacji brzegowych należy wybierać te, które - jak wskazuje doświadczenie - mają dużą sprawdzalność prognoz,
- zebrać jak największą liczbę danych o pogodzie bieżącej i prognozowanej,
- dysponować mapami analiz z kilku poprzednich dni i mapami prognoz na następne kilka dni.

Do najbardziej renomowanych stacji przesyłających mapy faksymilowe rozkładu ciśnienia na Atlantyku należy Bracknell, Northwood, Boston i Of-i

fenbach, a map falowania - Bracknell, Boston i Offenbach. Na Pacyfiku najlepszymi map ciśnienia dostarczają San Francisco, Kodiak (Alaska), Tokio i Honolulu, natomiast falowania - San Francisco, Tokio, Melbourne, Guam i Honolulu. Na Oceanie Indyjskim najlepsze mapy ciśnienia i falowania emituje Pretoria i Delhi.

Należy podkreślić, że wybór optymalnej trasy oceanicznej jest trudny i obarczony wieloma niewiadomymi. Problem ten należy rozpatrywać pod kątem wzajemnego przenikania się zagadnień związanych z warunkami pogodowymi, charakterystyką statku oraz działań podjętych przez kapitana.

Obecnie przy wyborze trasy coraz częściej wykorzystuje się programy komputerowe: na początku podróży wprowadza się odpowiednie dane, które koryguje się w miarę jej upływu i otrzymywania kolejnych komunikatów pogodowych. Wielu kapitanów ma „swoje” sprawdzone trasy - kilkadziesiąt podróży przez Atlantyk, Pacyfik albo Ocean Indyjski na trasie Kanał Sueski-Daleki Wschód albo Australia, w różnych porach roku, pozwoliło im na wyrobienie sobie własnego spojrzenia na panujące tam warunki żeglugi.

Stosunkowo dużo statków korzysta także z możliwości „prowadzenia” statków przez wyspecjalizowane ośrodki lądowe, chociaż nie zawsze daje to pozytywne rezultaty. Najbardziej znane ośrodki to „Oceanroutes” z siedzibą w San Francisco (filie - Nowy Jork, Houston, Aberdeen, Tokio), „Navitech” w Nowym Jorku i „Marincom” w Montrealu. Należą do nich także ośrodek w Moskwie i w Bracknell. Usługi tych ośrodków są płatne. Rekomendują one kasę na podstawie analiz i prognoz pogody, średnich danych klimatycznych opisanych w wydawnictwach nawigacyjnych oraz danych techniczno-eksploatacyjnych prowadzonego statku. Wyposażone są w komputery z odpowiednim oprogramowaniem. Obliczenia są dokonywane przez informatyków, a wynikiem zajmują się meteorolodzy. Okazuje się, że korzystanie z ich usług jest opłacalne. Z danych „Oceanroutes” wynika, że w podróży przez Atlantyk z Europy do portów Ameryki Północnej zyskuje się ok. 5 godzin, czyli 1,65% całego czasu podróży. Więcej czasu zyskuje się zimą niż latem. Rekomendacje docierają na statek w regularnych odstępach czasu, a pierwsza w 12 do 24 godzin po złożeniu zamówienia. Co dobę statek jest zobowiązany podać swoją pozycję i panujące w jego rejonie warunki pogodowe.



część druga



# Oceanografia

## WSTĘP

**Oceanografia** jest dziedziną wiedzy zajmującą się zjawiskami fizycznymi i chemicznymi zachodzącymi w wodach mórz i oceanów. Bada ponadto ich formy i rozmiary, budowę dna itp. Jej prekursorami byli starożytni żeglarze, którzy po poznaniu najbliższych wód wyruszali w dalsze rejsy, poszerzając wiedzę o środowisku morskim. Fenicjanie, którzy dobrze, jak na owe czasy, opanowali sztukę nawigacji, docierali aż do Oceanu Indyjskiego (2000 lat p.n.e). Grecy i Rzymianie, po opanowaniu obszaru śródziemnomorskiego organizowali dalekie zdobywcze wyprawy: na południu docierali do krańców Afryki, a na północy - do brzegów Anglii. Po upadku cesarstwa bizantyńskiego nastąpił regres w rozwoju żeglarstwa - Arabowie, którzy pokonali Rzymian, organizowali głównie wyprawy handlowe do Indii. Potrafili jednak wykorzystywać wiatry monsunowe - latem, kiedy wiały one z południowego zachodu, płynęli po towar, a zimą, gdy wiały z północnego wschodu - wracali. W późniejszych czasach znaczne osiągnięcia w poznawaniu mórz i oceanów mieli żeglarze z północnej Europy. Wikingowie jako pierwsi dotarli na Islandię, a następnie na Grenlandię i zapewne jako pierwsi pod koniec X w. n.e. znaleźli się na wschodnich krańcach Ameryki Północnej, na Nowej Fundlandii.

Dalszy postęp w poznawaniu mórz i oceanów przypadł na średniowiecze. Krzysztof Kolumb dopłynął w tym okresie do Ameryki, chcąc drogą zachodnią dotrzeć do Indii (1492), a Ferdynand Magellan jako pierwszy opłynął kulę ziemską (1519-1521). Również Bartolomeu Diaz opłynął od południa Afrykę (1480), a Vasco da Gama, przedłużając tę trasę, dopłynął do Indii (1498). Vasco Nuñez de Balboa przeszedł Przesmyk Panamski i jako pierwszy Europejczyk odkrył wschodnie wybrzeże Oceanu Spokojnego (1513).

Począwszy od XVII w., dzięki rozwojowi techniki, zaczęto organizować wyprawy, których głównym celem było dokładniejsze poznanie „natury oceanu”. Można je nazwać ekspedycjami o charakterze naukowym, ponieważ prowadzono obserwacje prądów morskich, mierzono głębokość, temperaturę wody, poznawano faunę i florę itd. Do najbardziej znanych żeglarzy i badaczy oceanów w tamtym okresie należał James Cook (1728-1779), pod którego dowództwem odbyły się trzy podróże (początek w latach 1768, 1772 i 1777). Podczas pierwszej wykreślił na mapie wybrzeża Nowej Zelandii, w drugiej opłynął Przylądek Dobrej Nadziei i przez oceany Indyjski i Spokojny dotarł z powrotem do Atlantyku, wykonując wiele map wysp południowego Pacyfiku, a w trakcie trzeciej skartował zachodnie wybrzeże Ameryki Północnej.

Do znanych postaci, dzięki którym wiedza o oceanach znacznie się poszerzyła, należy także Benjamin Franklin (1706-1790), który opierając się na

informacjach uzyskanych od żeglarzy pływających pomiędzy Europą a Ameryką, jako pierwszy opracował mapę Prądu Zatokowego. Matthew Fontaine Maury natomiast sporządził mapy kierunku wiatrów i prądów oceanicznych na Oceanie Atlantyckim, a John i James Rossowie byli pionierami batymetrii - prowadzili badania głębin oceanicznych.

Wielkim krokiem naprzód w poznaniu oceanów były dokonania zorganizowanych w XIX w. wielomiesięcznych oceanicznych wypraw specjalistycznych statków badawczych, m.in. wyprawa „Challenger”, który przez prawie 4 lata prowadził badania na wodach Atlantyku i Pacyfiku (1872-1876) oraz „Meteora”, przebywającego na oceanach ponad dwa lata (1925-1927). Do poznania wód oceanicznych przyczyniły się także, podjęte jeszcze w XIX w. i kontynuowane do dzisiaj, wyprawy w ich głębiny.

# 1. WSZECHOCEAN

## 1.1. OCEANY I MORZA

**Wszechocean** to całość wód oceanicznych na kuli ziemskiej wraz z przyległymi do nich morzami. Z 510 mln km<sup>2</sup> powierzchni globu zajmują one 361mln km<sup>2</sup>, co stanowi 71%. Na półkuli północnej przypada na nie 61%, a na południowej 81% powierzchni.

W większości krajów, w tym również w Polsce wszechocean dzieli się umownie na trzy części - oceany: Spokojny, Atlantycki i Indyjski. (W przeszłości wyróżniano także Ocean Lodowaty Północny, którym nazywano Morze Arktyczne oraz Ocean Lodowaty Południowy, w skład którego wchodziły południowe części obecnych trzech oceanów).

Podstawowym kryterium podziału wszechoceanu na trzy oceany jest układ kontynentów oraz odrębny w każdym z nich system prądów powierzchniowych. Kierunek prądów na półkuli pomocnej jest zgodny, a na południowej - przeciwny do ruchu wskazówek zegara. Odstępstwa ze względu na wiatry monsunowe dotyczą Oceanu Indyjskiego (zanik cyrkulacji w okresie zimowym).

Granice, gdzie oceany stykają się z sobą bezpośrednio, a więc na wodach pomiędzy Ameryką Południową, Afryką i Australią a Antarktydą, biegną wzdłuż południków przechodzących przez najdalej wysunięte na południe przylądki tych kontynentów (granice te zmieniano m.in. w latach 1845, 1919, 1937 i 1952).

Wielkości poszczególnych oceanów, łącznie z powierzchnią przyległych do nich mórz, przedstawiono w tabeli 1.

Tabela 1. Dane morfometryczne oceanów [*Oceany i morza...*]

Ocean	Powierzchnia (mln km <sup>2</sup> )	% powierzchni wszechoceanu	Głębokość średnia (m)	Głębokość maksymalna (m)
Spokojny	178,7	49,5	3976	11022
Atlantycki	106,4	29,4	3268	8742
Indyjski	76,2	21,1	3711	7209
Wszechocean	361,3	100,0	3651	11022

Granice poszczególnych oceanów wytyczają:

### **Ocean Atlantycki**

- od północy - obrzeża Morza Arktycznego,

- od wschodu - obrzeża kontynentów Europy i Afryki oraz linia biegnąca wzdłuż 20° dł. geogr. wsch. od przylądka Agulhas (Przylądek Igielny - płd. Afryka) do brzegów Antarktydy,
- od południa - obrzeża Antarktydy (od 20° dł. geogr. wsch. do 67°16'dł. geogr. zach.),
- od zachodu - linia ciągnąca się od Ziemi Grahama do Szetlandów Południowych i przylądka Horn oraz wschodnie wybrzeża Ameryki Południowej i Północnej.

### **Ocean Spokojny**

- od północy - Cieśnina Beringa,
- od wschodu - kontynent północnoamerykański i południowoamerykański oraz linia biegnąca południkowo od przylądka Horn do brzegów Antarktydy,
- od południa - Antarktyda (od 67°16' dł. geogr. zach. do 146°55' dł. geogr. wsch.),
- od zachodu - linia wzdłuż 146°55' dł. geogr. wsch. oraz wybrzeża Tasmanii i Australii, a dalej przez Archipelag Malajski, cieśninę Malakka oraz wybrzeża Azji.

### **Ocean Indyjski**

- od północy - kontynent azjatycki,
- od wschodu - cieśnina Malakka i Archipelag Malajski (brzegi Sumatry, Jawy, Bali, Sumbawy, Sawu, Timoru), wschodnie wybrzeża Australii i Tasmanii oraz 146°55' dł. geogr. wsch. (granica z Pacyfikiem),
- od południa - Antarktyda (od 146°55' dł. geogr. wsch. do 20° dł. geogr. wsch.),
- od zachodu - linia wzdłuż 20° dł. geogr. wsch. i dalej wzdłuż brzegów Afryki.

**Morze** to akwen będący częścią oceanu, zwykle przylegający do lądu, oddzielony od otwartego oceanu półwyspem, wyspą lub archipelagiem wysp, podwodnym wzniesieniem, itp. Zdarza się, że niektóre obszary wodne nie mają wyraźnych cech tego typu, a jednak wydziela się je jako odrębne jednostki i nadaje im nazwy. Należą tu m.in. Morze Norweskie i Morze Barentsa oraz sąsiadujące z wyspami Morza Karaibskiego - Morze Sargassowe, które stanowi część otwartego Atlantyku o nieco mniejszej głębokości i wyższej temperaturze wody. Nazwę zawdzięcza ono pływającym po powierzchni wody, szczególnie po sztormach, długim, zielonym, ciągnącym się na kilkanaście metrów gronorostom, glonom z grupy brunatnic, zwanym sargasami.

Nazwy mórz i zatok wchodzących w skład poszczególnych oceanów wraz z ich powierzchniami i maksymalnymi głębokościami przedstawiono w tabeli 2.

Tabela 2. Jednostki hydrograficzne wchodzące w skład trzech oceanów [Ocean y i morza...]

**Ocean Atlantycki**

Nazwa morza lub cieśniny	Powierzchnia (tyś. km <sup>2</sup> )	Maksymalna głębokość (m)
Morza Archipelagu Arktycznego	1091	467
Morze Baffina	530	2414
Cieśnina Davisa	763	3730
Morze Labradorskie	841	4316
Cieśnina Duńska	253	1518
Morze Grenlandzkie	1195	5527
Morze Norweskie	1340	3970
Morze Północne	565	809
Cieśnina La Manche	91	172
Kanał Bristolski	11	68
Morze Irlandzkie i Morze Celtyckie	47	197
Wewn. morza zach. wybrzeży Szkocji	47	137
Morze Weddella	2910	6820
Morze Scotia	1335	5870
Cieśnina Drake'a	b.d.	5248
Morze Śródziemne (basen właściwy)	1675	4755
Morze Liguryjskie	15	2546
Morze Tyrreńskie	214	3830
Morze Joriskie	169	5121
Morze Adriatyckie	144	1230
Morze Egejskie	191	2529
Morze Marmara	12	1389
Morze Czarne	422	2258
Morze Azowskie	39	13
Morze Barentsa	1424	600
Morze Białe	90	350
Morze Karskie	883	620
Morze Łaptiewów	662	3385
Morze Wschodniosyberyjskie	913	915
Morze Czukockie	595	1256
Morze Beauforta	481	3749
Morze Lincoln	38	582
Morze Arktyczne	4470	5449
Morze Karaibskie	2777	7238
Morze Bahama	400	ponad 6000
Morze Bałtyckie	415	459
<b>Nazwa zatoki</b>		
Zatoka Biskajska	200	5100
Zatoka Gwinejska	753	5207
Zatoka Meksykańska	1555	4376

## Ocean Spokojny

Nazwa morza lub cieśniny	Powierzchnia (tyś. km <sup>2</sup> )	Maksymalna głębokość (m)
Morze Południowochińskie	3537	5559
Morze Wschodniochińskie	836	2999
Morze Żółte	416	106
Morze Japońskie	1062	3699
Morze Ochockie	1603	3916
Morze Beringa	2315	5500
Morze Bellingshausena	487	4115
Morze Amundsena	98	585
Morze Rossa	960	2972
Cieśnina Bassa	70	97
Morze Tasmana	3336	6015
Morze Fidzi	3177	6948
Morze Koralowce	4068	9174
Morze Salomona	755	9140
Morze Nowogwinejskie	338	2665
Morze Filipińskie	5726	10830
Cieśnina Malakka	180	250
Morze Jawajskie	552	1272
Morze Bali	40	1589
Morze Flores	115	5234
Morze Sawu	104	3745
Morze Banda	714	7740
Morze Seram	161	5319
Morze Halmahera	75	2072
Morze Moluckie	274	4970
Cieśnina Makasarska	170	2458
Morze Celebes	453	6220
Morze Sulu	335	5576

### Nazwa zatoki

Zatoka Tajlandzka	288	83
Zatoka Alaska	384	4929
Zatoka Kalifornijska	180	3929

## Ocean Indyjski

Nazwa morza lub cieśniny	Powierzchnia (tyś. km <sup>2</sup> )	Maksymalna głębokość (m)
Kanał Mozambicki	1225	3926
Morze Arabskie	4020	5803
Morze Lakszadiwskie	786	4131

Morze Andamańskie	605	4507
Morze Timorskie	432	3310
Morze Arafura	650	3680
Morze Mawsona	333	ponad 100
Morze Davisa	21	1369
Morze Mac Kenziego	812	ponad 3000
Morze Czerwone	460	3040
Nazwa zatoki		
Zatoka Adeńska	259	4525
Zatoka Omańska	112	3094
Zatoka Bengalska	2191	4490
Wielka Zatoka Australijska	1335	5670
Zatoka Perska	240	115

Ze względu na usytuowanie w stosunku do lądu, wyróżnia się morza przybrzeżne i śródziemne. Morza **przybrzeżne** (nazywa się je także zewnętrznymi, przyległymi, pobocznymi, skrajnymi) przylegają z jednej strony do lądu, a z drugiej łączą się bezpośrednio z wodami oceanu. Wśród nich wyróżnia się morza otwarte i zamknięte.

Morza otwarte (np. Morze Norweskie i Morze Arabskie) przechodzą bezpośrednio w ocean, a zamknięte (m.in. Morze Karaibskie, Morze Japońskie i Morze Ochockie) oddziela od otwartego oceanu np. wyspa, półwysp lub kilka wysp.

Morza **śródziemne** są natomiast otoczone lądem i tylko cieśniny łączą je z otwartym oceanem. Właściwości fizyczne ich wód różnią się od właściwości wód oceanicznych. Morza śródziemne znajdujące się w granicach tego samego kontynentu są nazywane morzami wewnątrzkontynentalnymi (np. Morze Bałtyckie, Morze Czarne lub Morze Azowskie), natomiast położone między dwoma kontynentami - morzami międzykontynentalnymi (m.in. Morze Śródziemne i Morze Czerwone).

Nazwy mórz mają różne pochodzenie. Część z nich jest związana z nazwami państw, przy których leżą (Morze Norweskie, Morze Wschodniochińskie, Morze Południowochińskie, Morze Japońskie, Morze Filipińskie), część ma nazwy pochodzące od nazw geograficznych (Morze Północne, Morze Wschodniosyberyjskie, Morze Ochockie), a jeszcze inne - nazwy związane z charakterystyczną barwą wody (np. Morze Żółte, którego nazwa pochodzi od żółtej barwy wody spowodowanej mułem wnoszonym przez rzekę Huang-He, a Morze Czerwone - od barwy wody związanej z obecnością rosnących sezonowo alg, które nadają jasnoniebieskiej zazwyczaj wodzie kolor czerwono-brunatny). Wiele mórz nazwano imionami odkrywców; Morze Barentsa np. zawdzięcza nazwę holenderskiemu żeglarzowi, który szukając Przejścia Północno-Wschodniego (drogi do Indii) dotarł (w 1596 r.) do Spitsbergenu



i południowego krańca Nowej Ziemi. Nazwa Morze Beringa jest związana z duńskim żeglarzem, który opłynął północno-wschodnie wybrzeże Azji, w 1741 r. odkrył cieśninę oddzielającą Amerykę od Azji i dotarł do Alaski, a Morze Rossa - z angielskim żeglarzem, odkrywcą Antarktydy.

**Zatoka** to część oceanu lub morza wcinająca się w ląd. Granicą zatoki od strony otwartych wód jest linia biegnąca pomiędzy jej najdalej wysuniętymi przylądkami. Powierzchnie zatok niejednokrotnie są większe od powierzchni mórz (m.in. Zatoka Gwinejska, Bengalska i Meksykańska). Największe zatoki na Morzu Bałtyckim to: Zatoka Botnicka, Ryska i Fińska. Niektóre zatoki znajdują się wewnątrz innych zatok, np. Zatoka Pucka jest częścią Zatoki Gdańskiej.

**Zalew** to obszar wodny u ujścia rzeki do morza, na ogół płytki i częściowo odcięty od niego mierzeją lub inną formą lądową, np. Zalew Wiślany oddziela od Bałtyku Mierzeja Wiślana lub Zalew Szczeciński który od pełnego morza oddzielają wyspy Uznam i Wolin. Zasolenie wód zalewu, ze względu na rozcieńczenie wodami rzecznyymi, jest zwykle mniejsze niż przyległego morza.

**Fiord** to głęboko wrzynająca się w ląd i bardzo wąska, w porównaniu z jej długością, zatoka pochodzenia lodowcowego. Fiordy najliczniej występują u wybrzeży Norwegii, Patagonii, Grenlandii, Islandii, Szkocji i Alaski. Mają one strome i wysokie, skaliste brzegi.

**Cieśnina** to wąski pas wody między lądami, łączący dwa akweny. Do cieśnin łączących Atlantyk z Pacyfikiem należą Cieśnina Beringa i Cieśnina Drake'a (pomiędzy przylądkiem Horn a Antarktydą) oraz Cieśnina Magellana, a cieśnina Malakka - do łączących Pacyfik z Oceanem Indyjskim. Do cieśnin łączących akweny tego samego oceanu należą m.in. Cieśnina Gibraltarska łącząca Atlantyk z Morzem Śródziemnym, Cieśnina Mesyńska - Morze Jońskie z Morzem Tyrreńskim, Cieśnina Ormuz - Zatokę Perską z Zatoką Omańską i Cieśnina Sund - Morze Bałtyckie z Morzem Północnym.

**Kanał** morski to, zbudowany w celach żeglugowych, kanał żeglowny łączący dwa akweny. Do największych należy Kanał Sueski, łączący Morze Czerwone z Morzem Śródziemnym (dł. 160 km), Kanał Panamski łączący Atlantyk z Pacyfikiem (dł. 82 km) i Kanał Kiloński łączący Morze Bałtyckie z Morzem Północnym (dł. 99 km). Jako kanały traktuje się także niektóre cieśniny lub zatoki, np. cieśnina La Manche (Kanał Angielski), prowadząca z Morza Północnego na Atlantyk. Cieśniną jest także Kanał Mozambicki, znajdujący się pomiędzy Madagaskarem i Afryką, zaś zatoką - Kanał Bristolski u wybrzeży południowo-zachodniej Anglii (Walia).

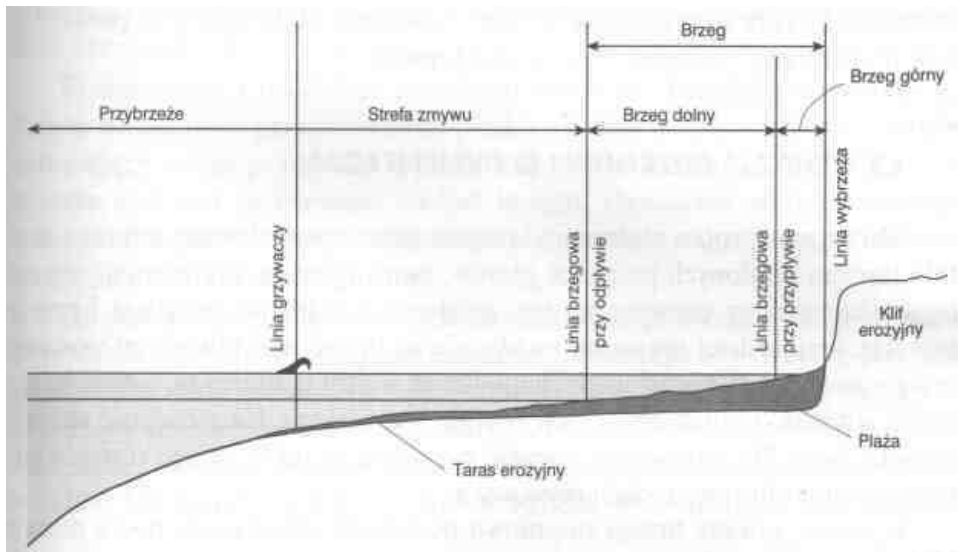
**Estuarium** to lejkowate, rozszerzone ujście rzeki do morza, gdzie zachodzi mieszanie się słonych wód morskich z wodami rzecznyymi. W estuariach wielu wielkich rzek rozwinęły się duże porty i związane z nimi silne ośrodki przemysłowe (np. Montevideo i Buenos Aires w estuarium La Platy).

## 1.2. WYBRZEŻA MORSKIE I WYSPY

**Wybrzeże** to wąski pas lądu, na którym widoczne jest oddziaływanie morza. Może ono objawiać się specyficzną rzeźbą terenu, klimatem lub charakterystyczną roślinnością.

**Linia brzegowa** to linia wzdłuż brzegu akwenu, do której sięga zwierciadło wody. Zjawiska takie, jak pływy, wiatry i falowanie powodują, że nie ma ona charakteru stałego, lecz przemieszcza się w kierunku lądu lub cofa i zależy od poziomu wody w akwenu.

Strefa lądu po której przesuwa się linia brzegowa nosi nazwę **brzegu** (rys.1). Wyróżnia się brzeg dolny i górny. **Brzeg dolny** to pas lądu wyznaczony przez położenie linii brzegowej przy niskim i wysokim płycie, natomiast **brzeg górny** jest strefą między linią płyciu wysokiego a linią wyznaczoną przez najdalej sięgające fale sztormowe. Im brzeg jest bardziej płaski tym ma większą szerokość.



Rys. 1. Rzeźba strefy przybrzeżnej [Thurman, 1982]

Strefa pomiędzy linią brzegową przy niskim płycie a linią **grzywaczy** (linia załamywania się napływających fal) nosi nazwę **strefy zmywu**.

Za strefą zmywu w kierunku otwartego morza znajduje się **przybrzeże**.

Na skutek działalności tektonicznej, lodowcowej oraz abrazji (wymywanie przez fale i prądy) brzegi są miejscami cofnięte (zatoki) a miejscami wysunięte, tworząc **półwyspy, przylądki i cyple**. Formy te różnią się głównie wielkością.

Częścią lądu otoczoną dookoła wodą, powstałą w wyniku działalności tektonicznej, abrazyjnej i organicznej, są **wyspy**. Ze względu na pochodzenie

wyróżnia się wyspy kontynentalne, wulkaniczne i koralowe.

Wyspy **kontynentalne** leżą głównie w pobliżu brzegów. W przeszłości były one półwyspami, które na skutek ruchów tektonicznych, prądów morskich, pływów lub sztormów zanurzyły się częściowo lub zostały oderwane od lądu. Budowa geologiczna tych wysp jest zbliżona do budowy pobliskich kontynentów.

Wyspy **wulkaniczne** powstały w wyniku podmorskich wybuchów wulkanów. Większość z nich ma kształt stożka. Wyspy te są rozrzucone pośród mórz i oceanów. Mają one różną od kontynentów budowę geologiczną i rzeźbę terenu.

Pochodzenie wysp **koralowych** jest związane z działalnością koralowców. Tworzą się na wystających ponad powierzchnię wody koloniach tych organizmów. Wyspy te występują w strefie zwrotnikowej oceanów oraz w morzach tropikalnych.

„Budowle” koralu, które nie stały się jeszcze wyspami, to **rafy koralowe**. Te o kształcie pierścienia noszą nazwę **atoli**, natomiast ciągnące się wzdłuż wybrzeża to **rafy przybrzeżne**. Obszar wewnątrz atolu oraz pas pomiędzy rafą przybrzeżną i brzegiem nazywa się **laguną**.

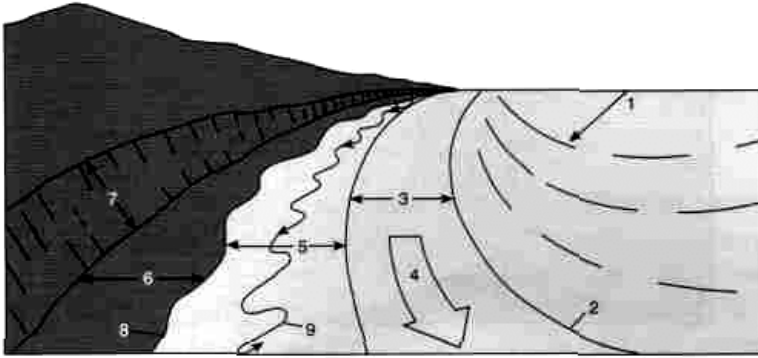
### 1.3. ABRAZJA BRZEGÓW I SEDYMENTACJA

**Abrazja** to proces niszczenia brzegów mórz spowodowany uderzeniami fal i tarciami niesionych przez nie głazów, żwiru i piasku. Przyczyniają się do tego także zmiany poziomu morza, spiętrzenia wiatrowe, przyboje i prądy morskie. Najbardziej narażone na abrazję są brzegi nad otwartymi wodami mórz i oceanów. W nieosłoniętych miejscach wiatry są silniejsze, a duża przestrzeń sprawia, że rozbieg fal i ich energia jest większa. Intensywność abrazji wzrasta zimą. Na intensywną abrazję narażone są także brzegi o wysokich pływach oraz silnych prądach pływowych.

Wysokie, urwiste brzegi stopniowo podcinane przez wodę noszą nazwę **klifu**. Wysokość klifu jest różnicowana - np. na niektórych odcinkach polskiego wybrzeża Bałtyku wynosi ona kilka lub kilkanaście metrów, a w pobliżu Hawru we Francji sięga kilkudziesięciu metrów.

U podnóża klifu zazwyczaj rozciąga się **plaża** - pas wybrzeża zbudowany ze żwirów i piasków, zalewany przez fale. Pod wodą sięga ona do linii grzywaczy.

Materiał skalny wymyty w wyniku abrazji, a także transportowany do morza przez rzeki, jest unoszony przez prądy morskie i osadzany w innych miejscach. Przenoszenie i osadzanie wymytego materiału nosi nazwę **sedymencji**. Proces ten przebiega głównie w strefie brzegowej (nanos przybrzeżny), a podstawową rolę odgrywają w nim prądy literalne, czyli prądy płynące wzdłuż brzegów, powstałe na skutek falowania równoległego lub



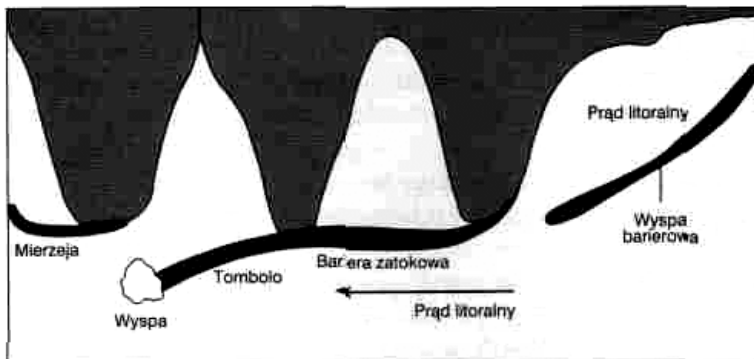
Rys. 2. Nanos przybrzeżny [Thurman, 1982]

1 – zbliżające się do brzegu fale, 2 – linia grzywaczy, 3 – strefa przyboju (kipieli), 4 – prąd litoralny, 5 – strefa zmywu wstępującego i zstępującego, 6 – odsłonięta plaża, 7 – klif erozyjny, 8 – dolądowa granica zmywu, 9 – tor cząsteczeki poruszającej się wzdłuż plaży w strefie zmywu wstępującego i zstępującego

ukośnego do brzegu. Główny nurt prądów litoralnych znajduje się pomiędzy linią brzegową i linią grzywaczy.

Przenoszenie i osadzanie wymytego materiału przedstawia rysunek 2. **Zmyw wstępujący** przynosi ziarno piasku ukośnie w stronę brzegu, a **zmyw zstępujący** ściąga je ukośnie z powrotem w stronę morza. W efekcie tych ruchów jest ono przesuwane wzdłuż brzegu. Osadzenie ziarna następuje w momencie, gdy siła oporu związana z jego tarciem o dno osiągnie większą wartość od siły nośnej prądu.

Na skutek osadzania przeniesionego materiału powstają różnego rodzaju wypłyceńia dna. Typowym przykładem jest **mierzēja** - wystający powyżej zwierciadła wody piaszczysty wał, jednym końcem połączony z brzegiem i ciągnący się łukowato w stronę morza. Jeśli prądy wynoszące materiał są zbyt słabe, mierzēja zamyka częściowo lub całkowicie zatokę i zamienia ją w zalew. Do innych form powstałych w wyniku osadzania się wymytego ma-



Rys. 3. Osadowe formy wybrzeża [Thurman, 1982]



Rys. 4. Delta Missisipi [Thurman, 1982]

teriału w pobliżu brzegu należą **rewy** - podwodne podłużne ławice piaszczyste ciągnące się wzdłuż brzegu lub ukośnie do niego, **kosy** - podwodne wały piaszczyste wybiegające od półwyspów i przylądków oraz **ławice ujściowe** - mielizny w ujściach rzek.

Z działalnością prądów literalnych oraz falowaniem są związane **wyspy barierowe**. Są to wyspy ciągnące się wzdłuż brzegu kontynentu, powstałe na skutek osadzania się materiału sedymentacyjnego. Pas osadów może mieć długość kilkudziesięciu i szerokość kilku kilometrów (rys. 3). Wyspy te niekiedy są połączone ze sobą lub z lądem wałem o nazwie **tombolo**.

Na skutek nagromadzenia się osadów niesionych przez rzeki, u ich ujść tworzą się równiny w kształcie trójkąta lub wachlarza rozciętego przez odnogi rzeki, które nazywają się **deltami**. Ich kształt zależy od ilości osadzanego materiału. Jeżeli jest go mało wówczas delty mają prosty, lejkowaty kształt (np. delta Nilu), jeśli natomiast prądy nie nadążają z jego przenoszeniem, wówczas ujście jest rozgałęzione (rys. 4). Kształty rozgałęzionych delt ulegają zmianom na skutek zamykania się co pewien czas ramion odpływowych i wybierania przez wodę innych dróg.

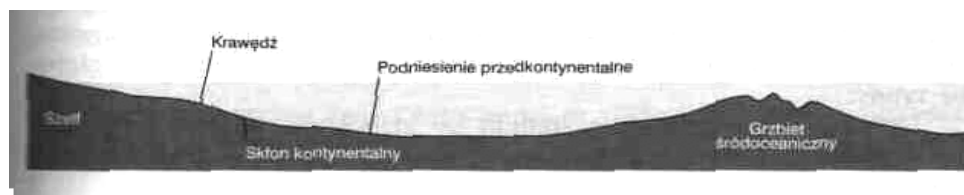
## 2. UKSZTAŁTOWANIE DNA OCEANICZNEGO

Rzeźba dna oceanicznego na skutek złożonych procesów geologicznych jest bardzo urozmaicona. Znajdują się tam m.in. ciągnące się tysiącami kilometrów pasma wzniesień, - grzbiety środoceaniczne, łańcuchy górskie, pojedyncze wzniesienia, płaskowyże, progi albo obszary równinne, doliny, baseny oceaniczne, a także rowy oceaniczne, będące zarazem najgłębszymi miejscami na kuli ziemskiej.

Niezależnie od tej różnorodności form, w dnie oceanicznym wyraźnie są widoczne jego trzy podstawowe części: szelf, skłon kontynentalny i łożo oceaniczne.

### 2.1. SZELF

**Szelf** (platforma kontynentalna) to płytka strefa dna morskiego wzdłuż brzegu kontynentu, oddzielona wyraźnym załamaniem od skłonu kontynentalnego (rys. 5). Obniża się ona pod bardzo małym, średnio  $0,07^\circ$ , kątem. Jej budowa geologiczna jest bardzo zbliżona do budowy przyległego kontynentu.



Rys. 5. Profil dna oceanicznego [Thurman, 1982]

Od strony otwartego oceanu szelf kończy się krawędzią, za którą nachylenie dna jest wyraźnie większe. Głębokość, na jakiej znajduje się krawędź, sięga od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Szelf kontynentu Ameryki Południowej, np. kończy się na głębokości 50 m, Wschodniosyberyjski - ok. j 100 m, a Antarktyczny - ok. 500 m.

Szerokość szelfów jest różna - od zaledwie 15-20 km u zachodnich wybrzeży Ameryki Południowej na Atlantyku i w Zatoce Biskajskiej do 1400 km na Morzu Barentsa.

Dno szelfów, na skutek trwającej przez długi czas działalności tektonicznej i lodowcowej, jest bardzo urozmaicone. Do największych form szelfowych należą m.in. głębie, moreny, strome fiordy, a także łagodnie opadające, wydłużone doliny będące przedłużeniem dolin rzecznych. Mniejsze for-

my to m.in. podwodne **progi**, którymi są wyraźne podłużne wzniesienia dna, **ławice** - podwodne rozległe wypłylenia o łagodnych zboczach, **mielizny** - płytkie obszary dna pokryte na ogół miękkim osadem lub roślinnością, a także rozciągające się od brzegu w stronę otwartych wód **plyczny**.

Szelf kontynentalny, ze względu na bliskość brzegu oraz mniejszą w porównaniu z resztą oceanu głębokość, jest najbardziej rozpoznaną i eksploatowaną częścią dna oceanicznego. Koncentruje się na nim rybołówstwo, żegluga i przemysł wydobywczy. W jego wodach żyje wiele gatunków roślin i zwierząt.

W strefie szelfowej znajduje się większość mórz. Te, które w całości lub w większej części położone są na obszarze szelfów, nazywane są **morzami szelfowymi**.

## 2.2. SKŁON KONTYENTALNY

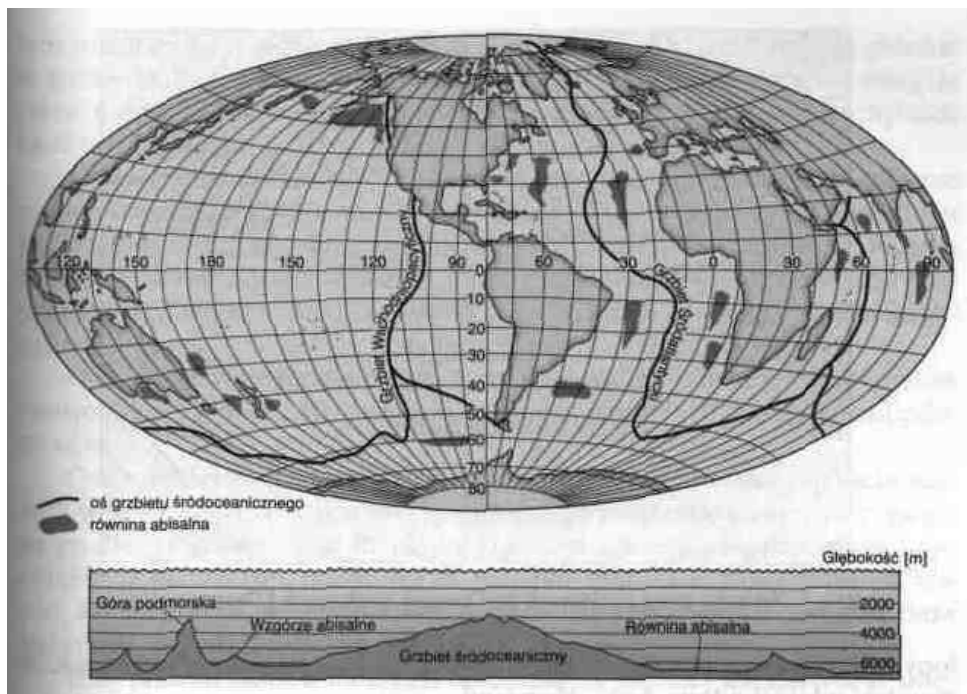
Za krawędzią szelfu rozpoczyna się **skłon kontynentalny** - podmorski stok kontynentu opadający od szelfu do głębi oceanicznej. Jego nachylenie na Oceanie Atlantyckim i Indyjskim wynosi miejscami  $3^\circ$ , a na Oceanie Spokojnym  $5^\circ$ . Na stoku tym, podobnie jak na szelfie, spotyka się różne formy tektoniczne dna. Są tu m.in. terasy (półki), rynny, uskoki, urwiska, grzbiety, a także wielkie kaniony, których pochodzenie nie jest w pełni wyjaśnione. Przypuszcza się, że powstały one na skutek pęknięć skorupy ziemskiej bądź działalności **prądów zawieszinowych**, lawin głazów i kamieni, które osuwając się co pewien czas gwałtownie w dół, złożyły w nim głębokie rynny.

Dolna część skłonu sięga średnio do głębokości 4000 m i przechodzi w **podnoże kontynentalne** - wał utworzony z osadów opadających po skłonie.

## 2.3. ŁOŻE OCEANU

**Łoże oceanu** zajmuje ok. 80% powierzchni dna oceanicznego. Znajdują się na nim zarówno wzniesienia, obszary płaskie, jak i doliny o różnych kształtach. Do najpotężniejszych wzniesień należą grzbiety śródoceaniczne - pasma wzniesień pochodzenia wulkanicznego o dużej rozciągłości. Przypominają one łańcuchy górskie na kontynentach, lecz są od nich znacznie dłuższe i wyższe. Na Atlantyku, np. Grzbiet Śródatlantycki ma długość ponad 20 000 km i ciągnie się od Islandii daleko na południe, dzieląc ocean na część wschodnią i zachodnią (rys. 6).

Grzbiety te są z sobą połączone i tworzą system, którego rozgałęzienia przechodzą z jednego oceanu do drugiego.



Rys. 6. Grzbieity śródoceaniczne, równiny abisalne i szczyty wulkaniczne [Thurman, 1982]

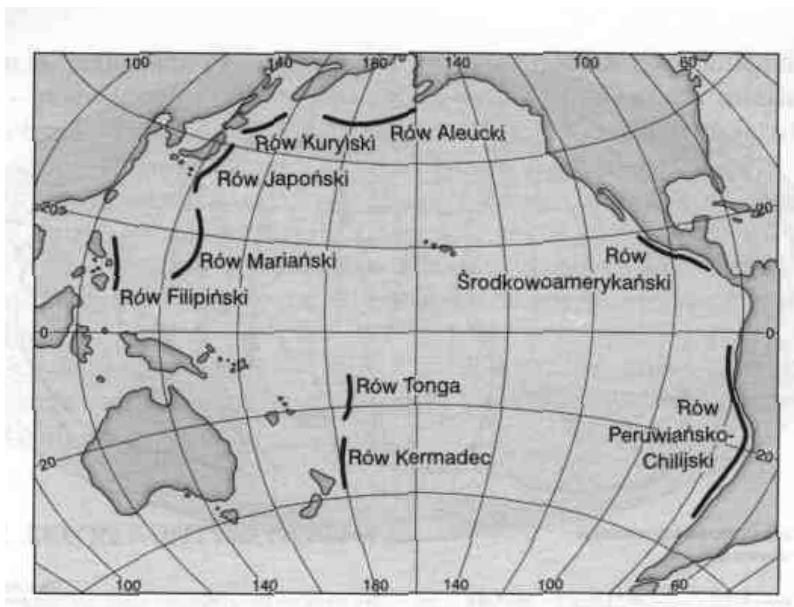
Mniejszą formą wulkaniczną łoża oceanicznego są, liczące ponad 1000 m wysokości, góry podmorskie. Niektóre z nich wystają ponad powierzchnię oceanów, tworząc pojedyncze wyspy bądź archipelagi wysp (np. Hawaje i Markizy).

Inną formą rzeźby dna oceanicznego są rozległe, płaskie wzniesienia. Niektóre są tak potężne, że wystają ponad zwierciadło wody (np. wzniesienia Bermudzkie i Falklandzkie).

Największą część dna oceanicznego zajmują rozległe, stosunkowo płaskie równiny abisalne. Znajdujące się w nich wielkie zagłębienia to baseny oceaniczne. Ich głębokość waha się od 3 do 7 km. Nazwy basenów pochodzą najczęściej od nazw geograficznych przylegających do nich kontynentów lub państw (np. na Atlantyku - Basen Norweski i Północnoamerykański, na Pacyfiku - Basen Chilijski, Basen Północno-Wschodni i Basen Południowopacyficzny, a na Oceanie Indyjskim - Basen Mozambicki, Basen Somalijski i Basen Arabski).

Stosunkowo wąskie i długie obniżenia dna o stromych zboczach, będące jednocześnie najgłębszymi miejscami oceanów to głębokowodne **rowy oceaniczne** (rys. 7). Część z nich znajduje się w pobliżu kontynentów, a ich kształt w niektórych przypadkach jest zbliżony do przebiegu linii brzegowej. Niektóre są oddzielone od kontynentu łukami wyspowymi lub stromymi wzniesieniami wystającymi ponad powierzchnię oceanu, np. Rów Aleucki jest oddzie-





Rys. 7. Niektóre rowy oceaniczne na Oceanie Spokojnym [Thurman, 1982]

lony od kontynentu północnoamerykańskiego archipelagiem Aleutów, a Rów Kurylski od wschodniej Azji - Kurylami.

Do najgłębszych rowów oceanicznych należą:

- na Oceanie Atlantyckim - Rów Puerto Rico (głębokość 8742 m), Rów Sandwich Południowy (8264 m) i Rów Kajmariski (7491 m);
- na Oceanie Spokojnym - Rów Mariański (11022 m), który jest najgłębszym miejscem na kuli ziemskiej, Rów Tonga (10882 m), Rów Izu Ogasawara (9810 m), Rów Kurylski (9717 m) oraz Rów Volcano (9156 m);
- na Oceanie Indyjskim - Rów Somalijski, głębokości 7209 m.

## 2.4. OSADY DENNE

Dno mórz i oceanów pokrywa gruba warstwa osadu, powstała na skutek trwającej wiele milionów lat sedymentacji produktów pochodzenia mineralnego i organicznego. Jej grubość wynosi od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Biorąc za podstawę genezę osadów, wyróżnia się osady litogeniczne, biogeniczne, kosmogeniczne i hydrogeniczne.

Osady **litogeniczne** to głównie produkty wietrzenia i rozdrabniania skał. Pod względem ilościowym przeważają one zdecydowanie nad pozostałymi rodzajami osadów. Najwięcej zwietrzałych, drobnych cząsteczek skalnych niosi wiatr oraz dostarczają rzeki. Materiał osadowy odkłada się głównie w pobliżu brzegów, skąd transportują go prądy morskie. Im dalej od brzegu,

tym rozmiary ziarn osadu są mniejsze. Osady litogeniczne występują głównie w strefie szelfu i na skłonie kontynentalnym. Dość grubą warstwą zalegają także u podnóża skłonu kontynentalnego, zsuwając się po jego pochyłości, bądź opadając jako składnik prądów zawieszinowych.

Osady **biogeniczne** są pochodzenia organicznego i zawierają głównie węglan wapnia ( $\text{CaCO}_3$ ) oraz krzemionkę ( $\text{SiO}_2$ ) stanowiące w przeszłości podstawowy składnik okryw organizmów roślinnych i zwierzęcych. Węglan wapnia to pozostałość po otwornicach, a krzemionka - po okrzemkach i promienicach. Związki te wykorzystywały także niektóre grupy glonów. Najgrubszą warstwę osady te tworzą w głębokich partiach oceanów.

Osady **kosmogeniczne** powstały ze spalonych w atmosferze meteorytów i innych cząstek pochodzenia kosmicznego. Występują one na obszarze całego oceanu.

Osady **hydrogeniczne** powstały w wyniku reakcji chemicznych zachodzących w wodzie. Wiele z nich tworzy **konkrecje polimetaliczne** - nieregularne grudki o średnicy od 2 do 12 cm. Niektóre zawierają bardzo cenne i poszukiwane metale (np. miedź, nikiel, mangan, molibden, złoto, wolfram, wanad, kobalt). Przeszkodą uniemożliwiającą ich wydobywanie jest zbyt duża głębokość, na jakiej zalegają (4000-6000 m).

Inny podział osadów morskich opiera się na średnicy ich ziarn oraz stopniu spoistości. Wyróżnia się osady grubookruchowe, luźne sypkie i spoiste.

Do osadów grubookruchowych zalicza się:

- bloki - odłamki skał (ponad 100 cm średnicy),
- głazy - duże, średnie i drobne (10-100 cm),
- kamienie i otoczaki - duże, średnie i drobne (1-10 cm); wypełniają one często, podobnie jak żwiry, piaski i inne osady, przestrzenie pomiędzy blokami i głazami,
- żwiry - grube (5,0-10 mm), średnie (2,5-5,0 mm), drobne (1,0-2,5 mm).

Do osadów luźnych sypkich zalicza się:

- piaski - grube (0,5-1,0 mm), średnie (0,25-0,5 mm), drobne (0,1-0,25 mm), piasek pylasty (0,05-0,1 mm),

Do osadów spoistych zalicza się:

- piasek mulisty (0,10-0,25 mm), muł piaszczysty (0,05-0,1), muł drobny (0,01-0,05), muł gliniasty (poniżej 0,01 mm).

Począwszy od drobnego piasku we wszystkich kolejnych osadach zwiększa się stopniowo ilość aleurytów - luźnych ziarn o rozmiarach mniejszych od 0,01 mm. W drobnym piasku i piasku pylastym ich zawartość wynosi 5%, piasku mulistym 5-10%, w mule drobnym - 30-50% i w mule gliniastym - ponad 50%.

### 3. CHARAKTERYSTYKA WODY MORSKIEJ

Woda mórz i oceanów zawiera ponad 30 związków chemicznych, głównie soli, a także mikroelementy, takie jak: jod, miedź, fosfor, złoto i srebro. W wodzie morskiej znajdują się również rozpuszczone gazy - m.in. azot, tlen i dwutlenek węgla, a w przydennych warstwach - siarkowodor oraz substancje organiczne.

Woda morska różni się od wody słodkiej m. in. właściwościami termicznymi, temperaturą zamarzania, gęstością (masą właściwą), przenikaniem światła, przewodnictwem elektrycznym i rozszerzalnością cieplną.

#### 3.1. ZASOLENIE WÓD

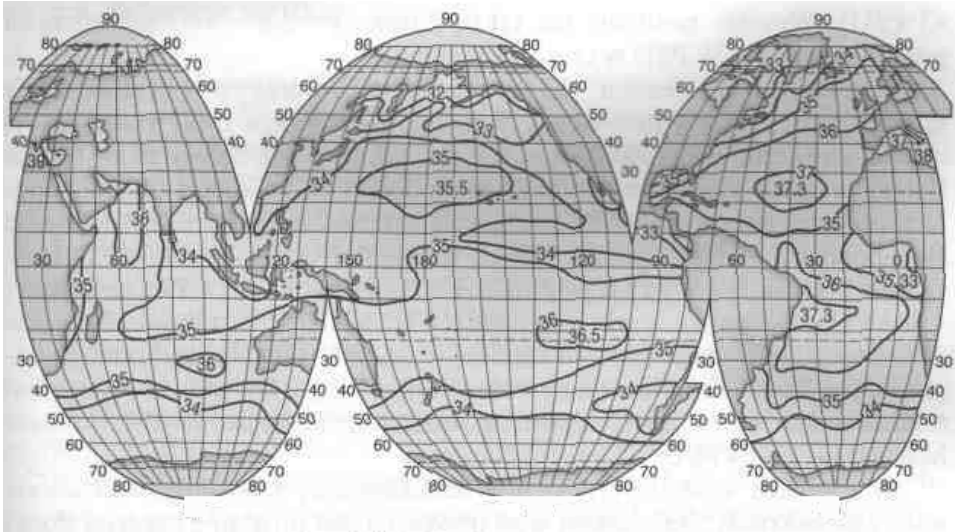
**Zasolenie** wody morskiej wynika z obecności rozpuszczonych związków chemicznych, głównie soli, w skład których wchodzi m.in. takie pierwiastki, jak chlor, sód, magnez, siarka, wapń i potas. Spośród nich w największych ilościach występują: chlorek sodu - 77,8%, chlorek magnezu - 10,9%, siarczan magnezu, wapnia i potasu - 10,8%, węglan wapnia - 0,3% i węglan bromu - 0,1%. Na pozostałe związki przypada tylko ok. 0,1% masy substancji rozpuszczonych. Woda morska jest prawie całkowicie zjonizowana i niezależnie od stopnia jej zasolenia jony te pozostają wobec siebie w stałej proporcji.

Stopień zasolenia wody morskiej wyraża się w ustalonych na podstawie przewodnictwa elektrycznego, zależnego od stężenia soli w wodzie, jednostkach PSU (ang. *practical salinity units*). Jednostki te odpowiadają liczbowo stosowanym poprzednio i ustalonym chemicznie jednostkom - promilom

**(1‰ = 1 PSU).**

Zasolenie **powierzchniowych wód oceanów** zmienia się z szerokością geograficzną od poniżej 35 PSU w strefie równikowej do ponad 36 PSU w szerokościach zwrotnikowych i poniżej 34 PSU w szerokościach arktycznych (rys. 8).

Na rozkład geograficzny zasolenia duży wpływ ma ilość opadów atmosferycznych i intensywność parowania z powierzchni wody. W strefie równikowej, mimo wysokiej temperatury powietrza, parowanie jest umiarkowane ze względu na duże zachmurzenie; natomiast opady przekraczają 2000-3000 mm rocznie. Wysokie zasolenie w strefie zwrotnikowej jest wynikiem bardzo niskich opadów oraz intensywnego parowania, będącego efektem zarówno małego zachmurzenia, jak i pobudzających ten proces pasatów. Stopniowy spadek zasolenia wód oceanicznych, jaki następuje wraz z dalszym wzrostem



Rys. 8. Zasolenie powierzchniowych wód oceanu światowego [Thurman, 1982]

szerokości geograficznej, wynika ze zwiększania się opadów oraz malejącego parowania wskutek obniżania się temperatury.

W rozkładzie zasolenia wód oceanicznych udział mają także prądy powierzchniowe i głębinowe. Przenosząc olbrzymie masy wód, powodują ich mieszanie się, zapobiegając powstawaniu obszarów o narastającym lub malejącym zasoleniu. Dzięki temu od lat utrzymuje się na kuli ziemskiej stały dla poszczególnych stref klimatycznych stopień zasolenia wód oceanicznych.

Zmiany stopnia zasolenia następują również wraz z głębokością. Siegają one kilkuset metrów i nie przekraczają 1 PSU. W strefie równikowej np. zasolenie na głębokości 1000 m jest większe zaledwie o 0,5 PSU niż w wodach powierzchniowych, a w strefie podzwrotnikowej różnica ta wynosi 0,8 PSU. Głębokość, na jakiej kończą się zmiany zasolenia w pionie, nosi nazwę **halokliny**.

Zasolenie **mórz** przybrzeżnych i szeroko połączonych z oceanami jest podobne do oceanicznego, np. w Morzu Japońskim wynosi 34-35 PSU, w Morzu Karaibskim 35-36 PSU, a w Południowochińskim ok. 34,5 PSU. W morzach bardziej oddalonych od oceanów lub oddzielonych od nich wąskimi cieśninami zasolenie może się znacznie różnić od zasolenia wód oceanicznych.

Największe zasolenie mają morza śródziemne podzwrotnikowych szerokości geograficznych. Warunki klimatyczne powodują, że na obszarach tych parowanie przeważa nad opadami, a morza są zwykle słabo zasilane wodami rzeczynymi. Do takich mórz należy m.in. Morze Śródziemne, w którym zasolenie w pobliżu Cieśniny Gibraltarskiej wynosi 37-38 PSU, a w części wschodniej 38-39 PSU lub Morze Czerwone, gdzie jest ono jeszcze większe i w części południowej sięga 37-38 PSU, a w części północnej 41 PSU (lokalnie nawet

43 PSU). Wysokie zasolenie ma także Zatoka Perska - 37 PSU w części południowej i 38-39 PSU w części północnej.

Najniższym zasoleniem charakteryzują się morza śródziemne strefy umiarkowanej. Opady przeważają tu nad parowaniem, a rzeki wprowadzają do mórz znaczne ilości słodkiej wody. Do takich mórz należy m.in. Morze Bałtyckie, gdzie zasolenie jest wyjątkowo niskie i u wejścia do Zatoki Meklemburskiej wynosi 10 PSU, w Basenie Arkońskim - 8 PSU, w Basenie Bornholmskim - nieco ponad 7 PSU, w Basenie Gotlandzkim - 7 PSU, w Zatoce Botnickiej - 4-5 PSU, w Zatoce Fińskiej - 3-6 PSU i w Zatoce Ryskiej - 3-4 PSU. Okresowo spada jeszcze niżej. Niewielki wzrost zasolenia następuje przy silnych, sztormowych i dłużej wiejących wiatrach zachodnich, napędzających bardziej słone wody Morza Północnego. Do mórz o małym zasoleniu należy także Morze Czarne, gdzie zasolenie wynosi 18 PSU i morze Marmara - 22-24 PSU.

W morzach śródziemnych strefy umiarkowanej zasolenie zwiększa się wraz z głębokością. Najczęstszą tego przyczyną jest opadanie bardziej słonej i cięższej wody wpływającej do nich z sąsiadujących akwenów. Na przykład w morzu Marmara, zasilanym wodami Morza Śródziemnego, zasolenie przy powierzchni wynosi 22-24 PSU, na głębokości 25 m zwiększa się do 30 PSU i 38 PSU przy dnie; w Morzu Azowskim, będącym częścią bardziej słonego Morza Czarne, zasolenie zwiększa się od 12 PSU przy powierzchni do 16 PSU przy dnie, a w Morzu Czarnym, zasilanym wodami Morza Marmara, zwiększa się ono od 18 PSU przy powierzchni do 20 PSU na głębokości 100 m i 22 PSU przy dnie.

W Morzu Śródziemnym przyczyną większego zasolenia warstw leżących głębiej jest zaleganie zimnej i słonej wody powierzchniowej, opadającej w okresach zimowych. Gromadzi się ona tam na skutek braku możliwości mieszania się z mniej słonymi i lżejszymi wodami napływowymi z Atlantyku, które po pokonaniu progu u wejścia do Cieśniny Gibraltarskiej przemieszczają się ponad nią.

W tych morzach śródziemnych, w których prądy konwekcyjne nie dochodzą do dna, występują zwykle dwie warstwy wody - górna o mniejszym i dolna o większym zasoleniu. Typowym przykładem jest Bałtyk, gdzie granica ta przebiega na głębokości kilkudziesięciu metrów (np. na obszarze Głębi Bornholmskiej - 45-50 m, a w obrębie Głębi Gdańskiej - 60-70 m). W warstwie wyższej znajduje się woda pochodząca z mieszania się wody opadowej i rzecznej z wodami słonymi, a poniżej słona woda wchodząca przez cieśniny duńskie z Morza Północnego.

Zasolenie wielu akwenów zmienia się w miarę oddalania się od oceanów: np. w cieśninie La Manche wynosi ono nieco ponad 35 PSU, w nieco dalej leżącym Morzu Północnym - niespełna 35 PSU, w części północnej Kattegatu i Skagerraku - 30-32 PSU, a w najbardziej oddalonych od Atlantyku - Wielkim i Małym Bęlcie oraz w Cieśninie Sund - już tylko 15-18 PSU.

## 3.2. TERMIKA WÓD

**Ciepło właściwe** to ilość ciepła potrzebna do podniesienia temperatury 1g danego ciała o 1°C (od 14,5°C do 15,5°C). Ciepło właściwe wody słodkiej wynosi 4,1868 J, a wody morskiej - 3,968 J (przy zasoleniu wody 35 PSU).

Znacznie większa pojemność cieplna mórz i oceanów w porównaniu z kontynentami powoduje, że ogrzewają się one wolniej i więcej gromadzą ciepła. Wolniej się także ochładzają. Ma to podstawowe znaczenie w procesie kształtowania się klimatu obszarów nadmorskich - charakteryzują się one łagodnymi zimami i chłodniejszymi latami.

Temperatura **wód oceanicznych** zmienia się wraz z szerokością geograficzną (rys. 9). Najwyższa jest w strefie równikowej, gdzie miejscami przekracza 28°C i maleje stopniowo do poniżej 5°C w wysokich szerokościach geograficznych (0°C latem i 0,5°-1°C zimą w Morzu Arktycznym).

Zgodny z ruchem wskazówek zegara kierunek cyrkulacji wód powierzchniowych na półkuli północnej i przeciwny na półkuli południowej powoduje, że wschodnie części oceanów są chłodniejsze niż zachodnie (zob. rozdz. 8).

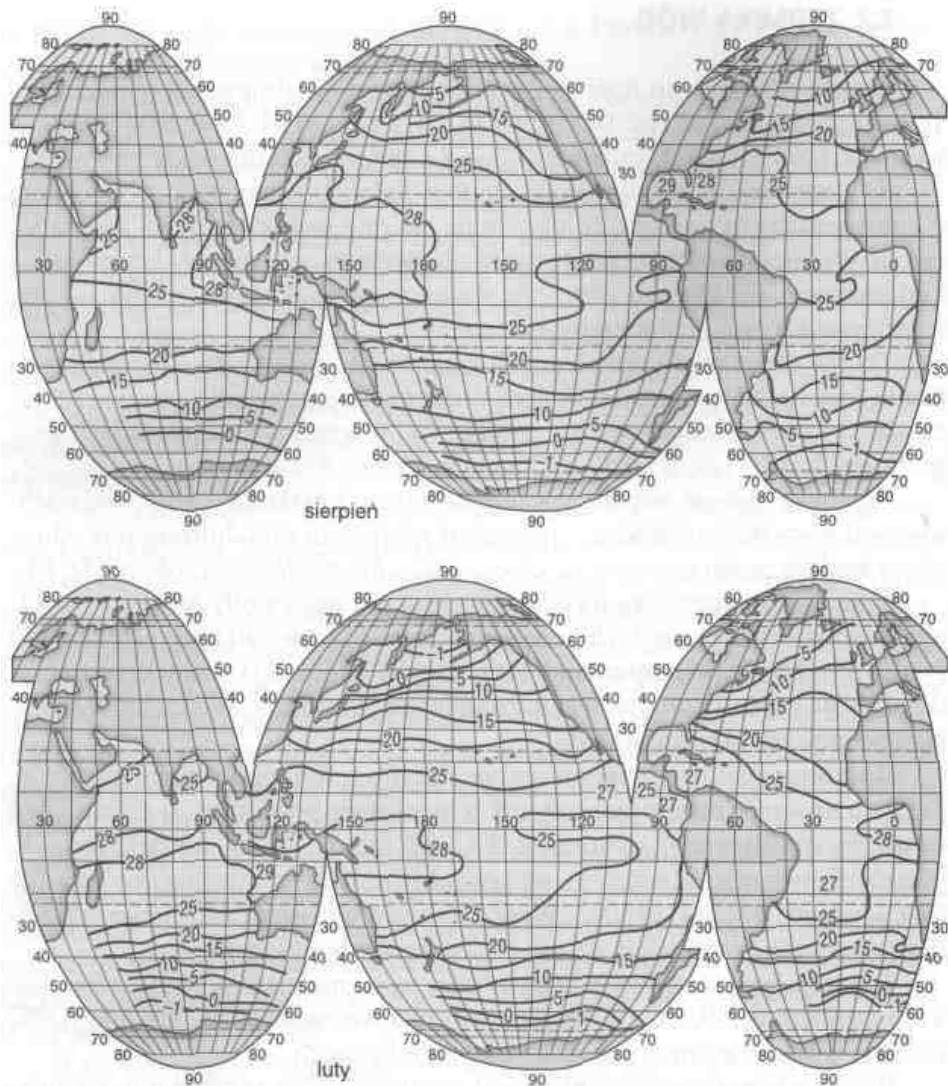
Najniższą temperaturę na półkuli północnej mają wody Morza Arktycznego, a na otwartych wodach oceanicznych tej półkuli - okolice Grenlandii (zimny Prąd Wschodniogrenlandzki) i Nowej Fundlandii (zimny Prąd Labradorski). Na półkuli południowej najzimniejsze jest Morze Weddella, sąsiadujące bezpośrednio z Antarktydą.

Roczne amplitudy temperatury oceanicznych wód powierzchniowych, ze względu na wyrównaną przez cały rok temperaturę powietrza, są najmniejsze w strefie równikowej i wynoszą 2-3°C. W szerokościach umiarkowanych, gdzie zmiany temperatury powietrza są znacznie większe, sięgają one od kilku do kilkunastu stopni Celsjusza. Wraz z dalszym wzrostem szerokości geograficznej amplitudy te maleją do ok. 5°C w strefie podbiegunowej.

Także dobowe amplitudy temperatury są najmniejsze w strefie równikowej i wynoszą 0,1-0,3°C. W strefie zwrotnikowej sięgają one średnio 0,6°C i maleją wraz ze wzrostem szerokości geograficznej.

Większa bezwładność cieplna wód oceanicznych w porównaniu z kontynentami powoduje przesunięcie czasowe wystąpienia temperatur maksymalnych i minimalnych w okresie roku i doby. Na półkuli północnej najwyższą temperaturę osiąga woda oceaniczna dopiero we wrześniu bądź w drugiej połowie sierpnia, a najniższą w lutym lub marcu. W ciągu doby najwyższą temperaturę osiąga 2-3 godziny po górowaniu Słońca. Najniższa występuje w późnych godzinach rannych.

Największe zmiany temperatury wody oceanicznej wraz z głębokością występują w pasie okołorównikowym - obniża się ona z 27-28°C w warstwie powierzchniowej do 5°C na głębokości 1000 m, 3°C na głębokości 2000 m, 2°C na głębokości 3000 m i 1-1,5°C na głębokości 4000 m. Z dalszym wzrostem głębokości temperatura nie ulega już większym zmianom. W szerokość-



Rys. 9. Temperatura wód powierzchniowych oceanu światowego [ Thruman, 1982]

ciach umiarkowanych i wysokich, ze względu na niższą temperaturę wody powierzchniowej, różnice te są odpowiednio mniejsze. W wodach arktycznych temperatura z głębokością zmienia się bardzo nieznacznie i na poziomie 50 m wynosi ok.  $0^{\circ}\text{C}$ , a na poziomie 800 m od 0 do  $0,5^{\circ}\text{C}$ .

Granica oddzielająca w profilu pionowym wodę cieplejszą od chłodniejszej nosi nazwę **termokliny**. Termokliny główne (stałe), na których kończy się pionowa wymiana wód oceanicznych, spowodowana rocznymi zmianami temperatury powietrza, znajdują się w niskich szerokościach geograficznych na głębokości kilkuset metrów - poniżej niej zalegają wody o względnie stałej

temperaturze (w granicach 1-3°C). Głębokość, na jakiej tworzą się termokliny główne, maleje ze wzrostem szerokości geograficznej. Dlatego powyżej 60° szerokości geograficznej, ze względu na wyrównanie się temperatur w profilu pionowym, termokliny nie występują.

Wyróżnia się także termokliny dobowe i sezonowe (związane z porą roku). Przy dużym nasłonecznieniu i bezwietrznej pogodzie termoklina dobową może się utworzyć już na głębokości kilkudziesięciu centymetrów. Znika ona zwykle w nocy w wyniku ochłodzenia się wierzchniej warstwy wody. Termokliny sezonowe znajdują się odpowiednio głębiej. Jednak prądy morskie i falowanie ograniczają powstawanie termoklin na niewielkich głębokościach.

O temperaturze **wód morskich** decyduje głównie szerokość geograficzna i warunki lokalne. Najcieplejsze są morza śródziemne niskich szerokości geograficznych. W położonym w głębi kontynentu Morzu Czerwonym temperatura wody sięga latem 32°C, a zimą 25°C. W Zatoce Perskiej latem wynosi 30°C, a zimą 22°C. Niewiele niższe temperatury mają niektóre rozgrzane i płytkie zatoki szerokości podzwrotnikowych. Najchłodniejsze jest Morze Arktyczne i morza przylegające do Antarktydy.

Bardzo zróżnicowanymi warunkami termicznymi cechuje się Morze Bałtyckie, którego rozciągłość południkowa wynosi ponad 1000 km. Latem w jego części południowej temperatura wody przekracza 18°C, natomiast w Zatoce Botnickiej sięga zaledwie 10-13°C. Podobnie jest zimą - podczas gdy w części południowej wynosi ona 2-3°C, to na północy morze to jest już z reguły zamrożone.

W Morzu Północnym warunki termiczne są latem zbliżone do tych, jakie panują w Morzu Bałtyckim, zimą natomiast, ze względu na bezpośrednie i szerokie połączenie z Atlantykiem, temperatura jego wód jest wyraźnie wyższa niż wód Bałtyku i nie spada poniżej 5° C.

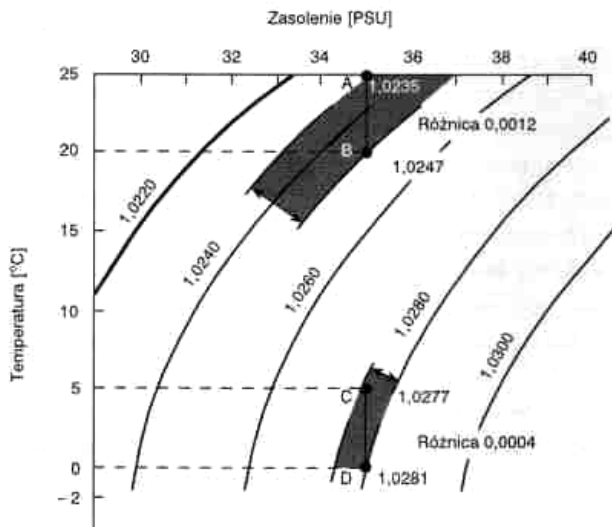
### 3.3. GĘSTOŚĆ

Gęstość (masa właściwa) to stosunek masy danego ciała do jego objętości. Woda słodka maksimum gęstości ( $1\text{g}/\text{cm}^3$ ) osiąga w temperaturze 4°C.

**Gęstość wody morskiej** zależy nie tylko od temperatury, ale także od zasolenia. Zmiany gęstości wody morskiej w zależności od zmian temperatury i stopnia zasolenia, przedstawia rysunek 10. Gęstość wody morskiej zwiększa się także wraz z rosnącym z głębokością ciśnieniem hydrostatycznym.

**Średnia gęstość wód wszechoceanu** wynosi  $1,02474\text{ g}/\text{cm}^3$ . Różnice pomiędzy oceanami są niewielkie: w Atlantyku wynosi ona  $1,02543$ , w Pacyfiku  $1,02427$  i w Oceanie Indyjskim  $1,02488\text{ g}/\text{cm}^3$ .

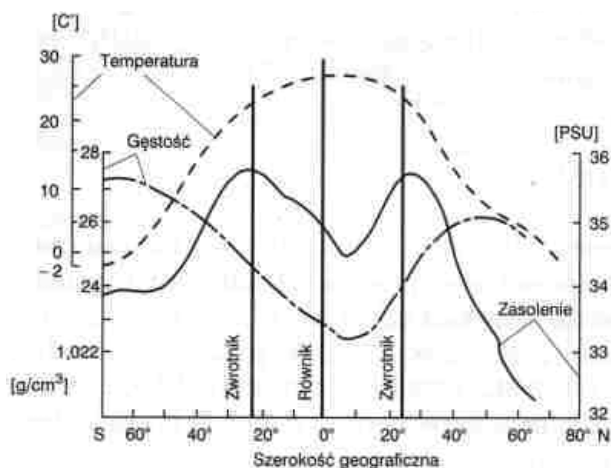




Rys. 10. Zależność pomiędzy temperaturą, zasoleniem i gęstością wody morskiej [Thurman, 1982]

Często przy określaniu gęstości wody zamiast pełnych wartości podaje się tylko ich końcówki - pomija się jedynek i przesuwa się jednocześnie przecinek o trzy miejsca w prawo, np.  $1,0247 \text{ g/cm}^3 = 24,7$ .

Gęstość powierzchniowych wód oceanicznych zmienia się z szerokością geograficzną i zależy od geograficznego rozkładu temperatury i zasolenia (rys. 11).



Rys. 11. Średnie temperatury, zasolenie i gęstość wód powierzchniowych oceanu na różnych szerokościach geograficznych [Thurman, 1982]

W niskich szerokościach geograficznych gęstość wody oceanicznej oscyduje w granicach 23,5-24,0. Wraz ze zwiększaniem się szerokości geograficznej jej gęstość wzrasta do 25,5-26,0 w szerokościach umiarkowanych i ok. 27 w szerokościach wysokich. Największą gęstość, ponad 27, mają na półkuli północnej wody w okolicach Grenlandii i Spitsbergenu, a na półkuli południowej - przylegające do Antarktydy wody Morza Weddella.

Głębokość, na jakiej kończą się zmiany gęstości wody w pionie, nosi nazwę **pyknokliny**. W okolicach równika pyknoklina, oddzielająca warstwę lekkich, rozgrzanych wód powierzchniowych od cięższych wód chłodniejszych, znajduje się na głębokości ok. 100 m. Wraz ze wzrostem szerokości geograficznej i zmniejszaniem się pionowego zróżnicowania gęstości wody, pyknokliny zaznaczają się coraz słabiej i w końcu zanikają.

Zmiany gęstości w warstwie powierzchniowej wywołują prądy konwekcyjne - woda cięższa opada w dół, a cieplejsza, o tej samej objętości, unosi się w innym miejscu. Zmiany te najczęściej są spowodowane ochłodzeniem się wody, wywołanym obniżeniem się temperatury powietrza, rzadziej natomiast zwiększeniem się zasolenia spowodowanego intensywnym parowaniem.

Zjawisko opadania wody o większej gęstości i jednocześnie unoszenie do góry wody o mniejszej gęstości, wywołane zmianami temperatury i zasolenia, jest określane mianem **konwekcji termohalinowej**. W jej wyniku następuje **stratyfikacja gęstościowa wód**, czyli jej warstwowe ułożenie - wyżej znajdują się warstwy o mniejszej, a niżej o większej gęstości. Stratyfikacja może być stabilna lub, gdy nad warstwę o mniejszej gęstości napłynie woda o większej gęstości, niestabilna. W drugim przypadku wystąpią prądy konwekcyjne prowadzące do powstania stratyfikacji stabilnej.

Spośród mórz większą gęstość wody mają chłodne morza wysokich szerokości geograficznych. Duże znaczenie ma także ich usytuowanie - wody mórz przybreeżnych mają gęstość zbliżoną do oceanicznych, natomiast wody mórz śródziemnych zwykle się od nich znacznie różnią. W Bałtyku, np. gęstość wody jest wyraźnie mniejsza niż wody oceanicznej i zimą, kiedy jest najchłodniejsza, wynosi 1,005-1,010 g/cm<sup>3</sup>, a latem kiedy jest ciepła, sięga od 1,006 w pobliżu cieśnin duńskich, 1,004 w części środkowej i 1,001-1,002 g/cm<sup>3</sup> w części północnej.

### 3.4. WŁAŚCIWOŚCI OPTYCZNE

Przy wysokim, bliskim zenitowi, położeniu Słońca w głąb wód oceanicznych przenika ok. 96-98% energii słonecznej. Wraz z jego obniżaniem się ilość przepuszczanej energii początkowo wolno, a potem coraz szybciej, maleje. Na zwiększenie przenikania istotnie wpływa falująca powierzchnia wody.

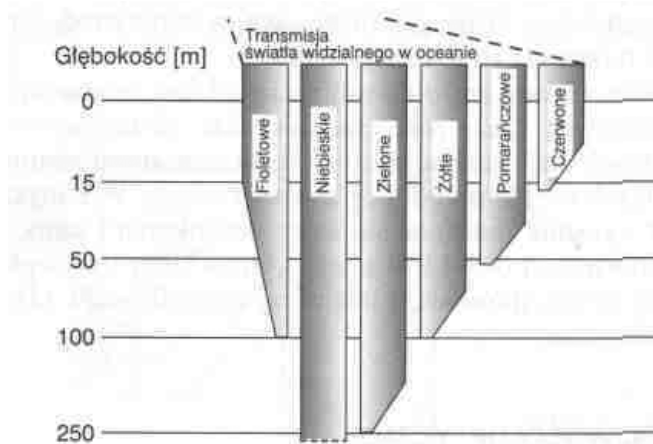
Przezroczystość wody morskiej to jej zdolność do przepuszczania promieni świetlnych. Miarą przezroczystości jest stosunek natężenia promieniowa-

nią przed i po pokonaniu 1m drogi w wodzie. Przezroczystość wyraża się w ułamkach lub procentach, a zależy ona od rozproszenia i pochłaniania, czyli ekstynkcji (osłabienia) światła przez znajdujące się w wodzie zawiesiny i rozpuszczone substancje organiczne. Obecność soli w wodzie tylko w niewielkim stopniu zmniejsza jej przezroczystość.

Przeciętnie przezroczystość wód oceanicznych wynosi 95-98%, a wód najbardziej czystych, np. Morza Sargassowego - ok. 99%. W wodach morskich i oceanicznych o większej zawartości planktonu przezroczystość spada do ok. 60%, a w zatokach nawet poniżej 40-50%. W większym stopniu są pochłaniane fale długie, powyżej  $0,7 \mu\text{m}$  ( $1 \mu\text{m} = 10^{-6} \text{ m}$ ), których energia świetlna zostaje zamieniana przez cząsteczki wody w energię ciepłą, w mniejszym stopniu - fale krótkie, poniżej  $0,4 \mu\text{m}$ .

Przenikające do wody światło ulega osłabieniu wraz z głębokością. Największe straty energii występują w warstwach powierzchniowych, np. na głębokość 10 m dociera już tylko 10% energii słonecznej, a w wodach o słabej przezroczystości - zaledwie ok. 5%. Na głębokości ok. 800 m panuje już ciemność.

Osłabienie przenikającego do wody promieniowania słonecznego jest selektywne i zależy od długości fali świetlnej. Najpłycej, bo zaledwie do głębokości ok. 15-20 m sięga promieniowanie czerwone, na głębokości 50-60 m kończy się zasięg barwy pomarańczowej, na ok. 100 m - żółtej, na 250 m - zielonej i na ok. 1000 m - niebieskiej (rys. 12).



Rys. 12. Zasięg fal widma słonecznego [Thurman, 1982]

Barwa wody wykazuje duży związek z jej przezroczystością. Tam, gdzie woda jest czysta i zawiera tylko minimalne ilości zawiesin i rozpuszczonych związków organicznych, a więc gdzie rozpraszaniu ulegają głównie fale krótkie (fiolet i ultrafiolet), ma ona barwę intensywnie niebieską, przechodzącą w

indygo. Taką barwę ma woda oceaniczna w szerokościach zwrotnikowych. W pobliżu brzegu w strefie umiarkowanej, gdzie nagromadzenie substancji organicznych rozpuszczonych w wodzie oraz zooplanktonu i fitoplanktonu jest duże, barwa wody staje się zielonoszara, a w przypadku licznych zanieczyszczeń - brunatna.

Z przezroczystością wody jest związany stopień widzialności. Tam, gdzie woda jest czysta i rozpraszaniu ulegają tylko fale krótkie (fiolet, ultrafiolet), widzialność sięga do kilkudziesięciu metrów. W strefie umiarkowanej widzialność sięga zaledwie kilku metrów.

„Świecenie wód morskich”, tzw. bioluminescencja, jest spowodowana obecnością organizmów mających zdolności świecenia. Do najczęściej spotykanych w podzwrotnikowych szerokościach geograficznych, rzadziej natomiast w szerokościach umiarkowanych, należą *nocoświatliki* (*Noctiluca miliaris*). Podrażnione (np. falą dziobową statku) świecą fosforyzującym światłem. Narządy świetlne mają także większe organizmy - mięczaki, skorupiaki i niektóre ryby strefy tropikalnej.

### 3.5. ZAWARTOŚĆ GAZÓW W WODZIE

Głównymi składnikami gazowymi wody morskiej są: azot (ok. 64%) i tlen (ok. 34%). Spośród innych gazów w największych ilościach występuje dwutlenek węgla i siarkowódór.

Zdolność rozpuszczania gazów przez wodę zależy od jej temperatury, zasolenia oraz ciśnienia atmosferycznego. Wzrost temperatury i zasolenia wody zmniejsza jej zdolność do rozpuszczania gazów, natomiast zwiększają wzrost ciśnienia atmosferycznego.

Największe znaczenie z gazów znajdujących się w wodzie ma **tlen**, dzięki któremu istnieje w niej życie oraz przebiegają procesy utleniania i gnicia obumarłych szczątków organicznych. W oceanach najwięcej tlenu zawierają zimne wody podbiegunowe. Wraz ze wzrostem temperatury, w miarę *zbliżania* się do równika jego ilość stopniowo maleje.

Zawartość tlenu maleje także z głębokością - najwięcej jest go w warstwie powierzchniowej. Najmniej tlenu zawierają wody strefy równikowej na głębokości 200-800 m. Stosunkowo dużo jest go natomiast na dużych głębokościach w wodach wysokich szerokości geograficznych, gdzie jest przenoszony przez opadające zimą, wychłodzone wody powierzchniowe.

**W morzach**, w których pionowa konwekcja termiczna nie sięga dna, ilość tlenu znajdująca się poniżej pyknokliny jest bardzo mała. Tak jest m. in. w Morzu Bałtyckim, w którym jest go mniej niż  $1 \text{ cm}^3/\text{l}$ , podczas gdy w morzach o głębokiej konwekcji wartość ta sięga  $7-8 \text{ cm}^3/\text{l}$ .

Z innych gazów występujących w wodach morskich na uwagę zasługuje **siarkowódór**. Gaz ten powstaje w wyniku beztlenowego rozkładania substan-

cji białkowych zawartych w opadających szczątkach organicznych. Przy jego dużej koncentracji, spowodowanej brakiem pionowej wymiany wód, przy dnie tworzy się środowisko beztlenowe i życie zamiera. Do mórz o dużej zawartości siarkowodoru należą m.in. morza: Czarne, Kaspijskie i Bałtyckie.

### **3.6. PRZEWODZENIE DŹWIĘKU**

Dźwięk rozprzestrzenia się w wodzie, będącej ośrodkiem bardzo dobrze przewodzącym fale akustyczne, ze średnią prędkością 1450 m/s (w powietrzu - 334 m/s), wahając od 1430 m/s w warstwach powierzchniowych do 1540 m/s na dużych głębokościach. Prędkość rozchodzenia się dźwięku zależy od temperatury wody, stopnia jej zasolenia i ciśnienia hydrostatycznego. Wzrost temperatury o 1°C zwiększa ją ok. 3,5 m/s, zasolenia o 1 PSU o 1,3 m/s, a wzrost głębokości o 100 m - ok. 1,8 m/s.

Przy niewielkich zmianach zasolenia wód oceanicznych w pionie, spadek temperatury wody wraz z głębokością powoduje, że do termokliny prędkość przewodzenia dźwięku stopniowo maleje, natomiast głębiej rośnie na skutek zwiększającego się ciśnienia hydrostatycznego i jednoczesnego utrzymywania się stałej temperatury.

## 4. ZWIĄZKI OCEAN-ATMOSFERA

### 4.1. RÓWNOWAGA CIEPLNA ZIEMI

Docierająca do Ziemi energia słoneczna rozkłada się na jej powierzchni nierównomiernie. Najwięcej otrzymuje jej strefa międzyzwrotnikowa, a szczególnie pas około równikowy, gdzie promienie słoneczne padają prostopadle dwukrotnie w ciągu roku, natomiast najmniej - obszary za kołem polarnym, gdzie przez część roku Słońce kryje się za horyzontem (zob. rys. 1, Część pierwsza. Meteorologia).

Na równiku promienie słoneczne padają prostopadle do powierzchni Ziemi dwa razy w roku - 21 marca i 23 września. Dopływ energii do obydwu półkul jest wówczas jednakowy, a długość dnia jest na każdej z nich równa długości nocy. W miarę zbliżania się Słońca do zwrotnika Raka zwiększa się dopływ energii do półkuli północnej, maleje natomiast do półkuli południowej. Dzień 22 czerwca, kiedy promienie słoneczne padają prostopadle na zwrotnik Raka, jest najdłuższym dniem na półkuli północnej. Obszary za kołem podbiegunowym północnym (powyżej  $66,5^\circ$  szer. geogr.) są przez całą dobę oświetlone promieniami Słońca. Na półkuli południowej jest to dzień najkrótszy, a obszary za kołem podbiegunowym południowym są zasłonięte krzywizną kuli ziemskiej i pozostają w cieniu. Wraz z oddalaniem się Słońca od tego zwrotnika i zbliżaniem się do równika, a następnie do zwrotnika Koziorożca, ilość energii docierającej do półkuli północnej maleje, a do półkuli południowej rośnie. 22 grudnia, kiedy promienie słoneczne padają prostopadle na zwrotnik Koziorożca, sytuacja jest odwrotna do tej z 22 czerwca - obszary za kołem podbiegunowym półkuli południowej są oświetlone jego promieniami, natomiast na półkuli północnej panuje noc polarna.

Ocenia się, że dodatni bilans energetyczny na kuli ziemskiej mają obszary pomiędzy  $40^\circ$  szer. geogr. pn. i  $35^\circ$  szer. geogr. pd. W pozostałej części globu jest on ujemny i pogłębia się wraz ze wzrostem szerokości geograficznej. Gromadzeniu się ciepła w strefie o dodatnim bilansie oraz zwiększeniu deficytu ciepła na obszarach o bilansie ujemnym zapobiega wymiana ciepła pomiędzy niskimi i wysokimi szerokościami geograficznymi. Dzięki tej wymianie na kuli ziemskiej utrzymują się stabilne warunki termiczne oraz istnieją, przechodzące łagodnie jedna w drugą, strefy klimatyczne.

## 4.2. PRZENOSZENIE CIEPŁA NA KULI ZIEMSKIEJ

W wymianie ciepła między niskimi i wysokimi szerokościami geograficznymi podstawową rolę spełnia ogólna cyrkulacja atmosfery oraz cyrkulacja oceanicznych prądów powierzchniowych i prądy głębinowe.

Na ogólną cyrkulację atmosfery składają się makro- i mikroskalowe prądy powietrza. **Makroskalowe prądy powietrza** powstają w okolorównikowej strefie niskiego ciśnienia, gdzie rozgrzane Słońcem powietrze unosi się do górnej granicy troposfery i rozpoczyna wędrówkę do obu biegunów (zob. rys. 9, Część pierwsza. Meteorologia).

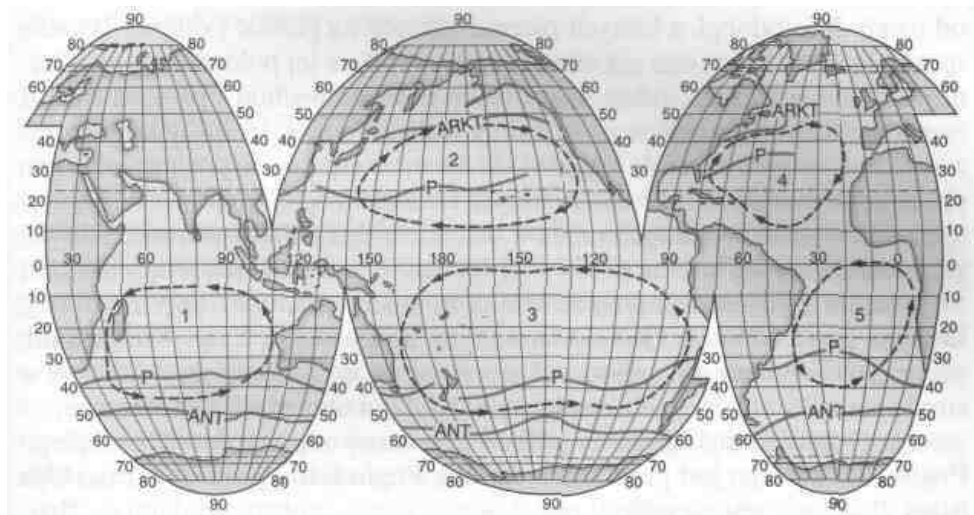
Początkowo tor, po którym porusza się powietrze, ma kierunek południowy, lecz pod wpływem siły Coriolisa zmienia go z wolna na równoleżnikowy. Siła Coriolisa jest efektem malejącej z szerokością geograficzną prędkości liniowej obracającej się Ziemi, przy zachowaniu stałej prędkości kątovej. W wyniku jej działania powietrze przemieszczające się w kierunku bieguna odchyła się na półkuli północnej w prawo, a na półkuli południowej w lewo od tego kierunku. W okolicach 30° szerokości geograficznej powietrze opada, tworząc podzwrotnikową strefę wysokiego ciśnienia. Nad oceanami jej trzon stanowią centra stacjonarnych wyżów podzwrotnikowych. Stąd część powietrza wraca do strefy okolorównikowej jako wiatr pasatowy, a część podejmuje dalszą wędrówkę ku biegunom. W okolicach 60° szer. geogr. przyjmuje ono ponownie kierunek równoleżnikowy (strefa obniżonego ciśnienia szerokości umiarkowanych), unosi się i w górnych warstwach troposfery przemieszcza się częściowo w kierunku podzwrotnikowej strefy podwyższonego ciśnienia, a częściowo w kierunku bieguna. W jego okolicy opada (okolobiegunowa strefa podwyższonego ciśnienia) i kieruje się w powrotną drogę ku równikowi.

Podobnie zawiłą drogę pokonuje wychłodzone powietrze wędrujące z okolic bieguna w kierunku równika - przemieszcza się w okolice 60° szerokości geograficznej, unosi się, wędruje w górnych warstwach troposfery w pobliżu 30° szerokości geograficznej, opada i jako wiatr pasatowy dociera do strefy równikowej.

Ten bardzo uproszczony schemat makroskalowej cyrkulacji atmosfery (zob. Część pierwsza, podrozdz. 2.2.1) pozwala prześledzić skomplikowaną drogę powietrza, zanim znajdzie równika dotrze w okolice bieguna, przenosząc z sobą ciepło.

Uzupełnieniem ogólnej cyrkulacji atmosfery są **monsuny** - wiatry o sezonowej zmienności kierunku występujące na pograniczach oceanów i kontynentów (głównie Azji i Australii i niekiedy Afryki), wiatry *związane* z układami barycznymi wysokiego i niskiego ciśnienia, prądy wywołane przemieszczaniem się ciepłych i chłodnych mas powietrza, a także prądy lokalne, np. bryzy - wiatry na pograniczu lądów i mórz, feny - wiatry obszarów górskich, a także prądy powietrza wywoływane miejscowymi gradientami ciśnienia.

**Cyrkulacja oceanicznych prądów powierzchniowych** ma we wszystkich trzech oceanach charakter kołowy i wiąże się z rozkładem wiatrów nad basenami oceanicznymi (rys. 13).



Rys. 13. Wiatrowe prądy powierzchniowe na oceanach [Thurman, 1982]  
 P - konwergencja podzwrotnikowa, ANT - konwergencja antarktyczna, ARKT - konwergencja arktyczna,  
 1 - cyrkulacja Oceanu Indyjskiego, 2 - cyrkulacja północnego Pacyfiku, 3 - cyrkulacja południowego Pacyfiku,  
 4 - cyrkulacja północnego Atlantyku, 5 - cyrkulacja południowego Atlantyku

Najwyraźniej jest to widoczne w obszarach pasatów, które wieją w stałym kierunku, co sprawia, że powierzchniowe wody oceaniczne w strefie równikowej zostają wprawione w ruch i przemieszczają się po obydwu stronach równika ze wschodu na zachód, a więc zgodnie z wypadkowym kierunkiem tych wiatrów. Mają one szerokość od kilkudziesięciu do 200-300 mil (Mm = 1852 m) i głębokość ponad 150 m. W zachodnich częściach oceanów prądy te skręcają w wyższe szerokości geograficzne i płyną w kierunku biegunów wzdłuż wschodnich brzegów kontynentów. Na szerokości geograficznej ok. 40-50° skręcają ponownie i przemieszczają się równoleżnikowo na wschód, a następnie w stronę równika. W jego pobliżu łączą się z odpowiadającymi im prądami pasatowymi i zamykają cyrkulację na obydwu półkulach.

Ilość wody niesionej w wyniku cyrkulacji powierzchniowej wód oceanicznych, a w ślad za tym ilość niesionego przez nią ciepła, jest trudna do określenia. Ze względu jednak na ciągłość tego procesu należy przyjąć, że są to wielkości ogromne.

Zgodny z ruchem wskazówek zegara kierunek cyrkulacji na półkuli północnej i przeciwny do tego ruchu na półkuli południowej powoduje, że w zachodnich częściach oceanów płyną prądy niosące ciepło w wyższe szerokości geograficzne, natomiast we wschodnich - prądy już wychłodzone.



Za przykład prądu, który niesione przez siebie ciepło oddaje w wysokich szerokościach geograficznych i wraca jako chłodny, może posłużyć **Prąd Zatokowy** płynący wzdłuż wschodnich wybrzeży Ameryki Północnej, a następnie równoleżnikowo przez Atlantyk na wschód. Na odcinku atlantyckim odchodzą od niego dwie odnogi, z których pierwsza skręca na północ i opływa Islandię sprawiając, że nie jest ona tak zimna, jak to wynika z jej położenia geograficznego, natomiast druga, odchodząca nieco dalej na wschód i płynąca wzdłuż brzegów Norwegii, powoduje, że fiordy norweskie zamarzają tylko podczas wyjątkowo ostrych zim. W ich wodach spotyka się nawet przyniesione tym prądem rozgwieżdżone, a także charakterystyczne dla tropikalnych wód oceanicznych nocoświatliki. Odnoga ta mija w dalszym biegu północne krańce Norwegii, a znajdujący się tam niewielki port Kirkenes, podobnie jak leżący bardziej na południe Murmańsk, mimo że leżą poza kołem polarnym, są portami żeglownymi przez cały rok. Główny nurt Prądu Zatokowego, **Prąd Kanaryjski**, po przebyciu tysięcy mil spływa w tym czasie wschodnią częścią Atlantyku w stronę równika i mieszając z cieplejszymi wodami obniża ich temperaturę.

Na Oceanie Spokojnym na półkuli północnej odpowiednikiem ciepłego Prądu Zatokowego jest prąd **Kuro Siwo**, a Prądu Kanaryjskiego - prąd **Oja Siwo**. Podobnie jest na półkuli południowej, gdzie ciepłymi prądami są: **Brazylijski** na Oceanie Atlantyckim, **Wschodnioaustralijski** na Oceanie Spokojnym oraz **Mozambicki i Agulhas** na Oceanie Indyjskim, natomiast chłodnymi odpowiednio - **Benguelski, Chilijski i Zachodnioaustralijski**.

W wymianie ciepła pomiędzy niskimi i wysokimi szerokościami geograficznymi, oprócz prądów związanych bezpośrednio z cyrkulacją powierzchniowych wód oceanicznych, uczestniczą również prądy mające swe *źródła* w wysokich szerokościach geograficznych. Są to prądy zimne, ich temperatura sięga zaledwie kilku stopni Celsjusza, a w okresach zimowych jest bliska zeru. Na Oceanie Atlantyckim na półkuli północnej jest to **Prąd Labradorski** zasilany **Prądem Wschodniogrenlandzkim i Zachodniogrenlandzkim**. Dociera on do okolic Nowej Fundlandii, wynosząc co roku pak lodowy oraz góry lodowe z Morza Arktycznego. Opadając, przemieszcza się jako prąd głębinowy wzdłuż wschodnich brzegów Ameryki Północnej daleko na południe. Na Oceanie Atlantyckim na półkuli południowej zimne wody oraz pak i góry lodowe niesie, docierający do La Platy, **Prąd Falklandzki**. Na północnym Pacyfiku zimnym prądem jest **Oja Siwo** (Kamczacki), biorący początek w okolicach Morza Ochockiego i Kamczatki.

Istnieją przypuszczenia, że równie wielkie, a może nawet większe znaczenie w przenoszeniu ciepła mają oceaniczne prądy głębinowe. Jęzory zimnej wody głębinowej, która pochodzi z Morza Weddella przechodzą równik i sięgają na Atlantyku do 40° szer. geogr. pn., a zimna woda arktyczna z rejonu Grenlandii dociera równie daleko na półkulę południową.

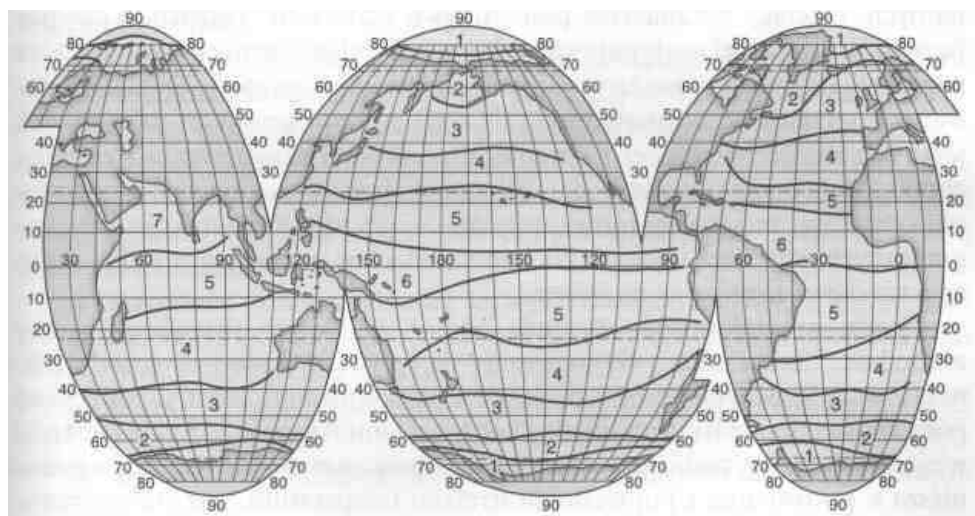
Nie do końca wyjaśnione jest także zagadnienie opadania i unoszenia się wód o zmieniającej się gęstości, spowodowanej sezonowymi zmianami tem-

peratury. Obserwacje wykazały, że olbrzymie jej ilości opadają lub unoszą się, powodując, że wody głębinowe przemieszczają się raz w stronę równika, a raz w stronę biegunów. Jest to ruch niezwykle powolny i dlatego prawie niezauważalny, ale przy tak ogromnej masie wód oceanicznych ilość przemieszczonego przez nie ciepła może być ogromna.

### 4.3. STREFY KLIMATYCZNE

Strefy klimatyczne występujące na lądach każdej z półkul mają swoje przedłużenie na oceanach. Wraz z szerokością geograficzną zmienia się temperatura i zasolenie wód, a w ślad za tym ich gęstość. Zmiany temperatury głównie są spowodowane malejącym z szerokością geograficzną natężeniem promieniowania słonecznego, a zmiany zasolenia zależą od ilości opadów oraz intensywności parowania. Istotną rolę w tych procesach odgrywa także stopień zachmurzenia i wiatry

Strefy klimatyczne w oceanach, podobnie jak na lądzie, mają przebieg zbliżony do równoleżnikowego (rys. 14).



Rys. 14. Strefy klimatyczne otwartego oceanu [Thurman, 1982]

1 - podbiegunowa, 2 - polarna, 3 - umiarkowana, 4 - podzwrotnikowa, 5 - zwrotnikowa, 6 - okolorównikowa, 7 - monsunowa

W strefie **okolorównikowej**, gdzie natężenie promieniowania słonecznego jest największe, a inwersja pasatowa *zaznacza* się słabo, istnieją bardzo silne prądy konwekcyjne powietrza (zob. Część pierwsza, podrozdz. 2.2). Unosząc się ulega ono szybkiemu, adiabatycznemu ochłodzeniu, a zachodząca w nim kondensacja pary wodnej ma gwałtowny przebieg. Powstające chmu-

ry są bardzo mocno wypiętrzone - przeważają *Cumulonimbus (Cb)* i *Cumulus (Cu con)*. Efektem ich rozbudowania są ulewne deszcze. Roczne sumy opadów przekraczają tu 2000, a miejscami nawet 3000 mm. Tak duże opady oraz ograniczane dużym zachmurzeniem parowanie wody powoduje, że zasolenie wód jest umiarkowane, wynosząc niespełna 35 PSU. Wysoka temperatura sprawia, że masa właściwa wody wynosi średnio  $1,022 \text{ g/cm}^3$ , a więc mniej niż w szerokościach umiarkowanych i wysokich (rys. 11). Ze względu na unoszenie się rozgrzanego Słońcem powietrza, w omawianej strefie panuje niskie ciśnienie (okołorównikowa strefa niskiego ciśnienia).

W strefie **zwrotnikowej**, ze względu na bardziej *zaznaczającą* się inwersję pasatową, nasilenie prądów konwekcyjnych jest mniejsze niż w strefie poprzedniej. Zmienia się ono ponadto w ciągu roku wraz ze zmianami położenia Słońca wobec równika. Efektem mniejszego zachmurzenia jest swobodniejszy proces parowania. Mniejsze opady i zwiększone parowanie, a także stale wiejące pasaty powodują, że stopień zasolenia wód oceanicznych jest tu wyraźnie większy niż w strefie okołorównikowej. Większa jest także jej gęstość.

Kolejna w kierunku biegunów strefa klimatyczna to strefa **szerokości podzwrotnikowych**. Jej środkowa część, którą zajmują centra wyżów stacjonarnych, rozciąga się znacznie południkowo wzdłuż  $30^\circ$  szerokości geograficznej. W strefie tej następuje spływ ku powierzchni Ziemi powietrza, które napłynęło od strony równika w górnych warstwach troposfery. Opadając, powietrze ogrzewa się adiabatycznie ( $1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ), co pociąga za sobą spadek jego wilgotności względnej i ogranicza możliwości powstawania i rozwoju chmur. Małe opady, zaledwie 100-200 mm w skali roku, przy dużym parowaniu sprawiają, że zasolenie wód oceanów osiąga na tych szerokościach geograficznych najwyższą wartość. Na kontynentach w omawianej strefie rozciągają się największe pustynie świata.

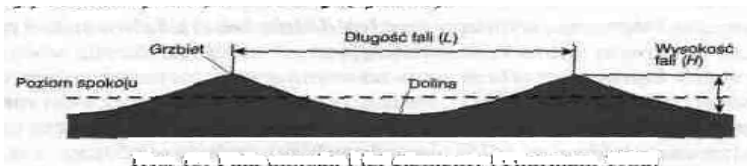
Strefa **umiarkowana** obejmuje obszar, w którym przeważają wiatry zachodnie. Często także przemieszczają się tędy z zachodu na wschód i północny wschód nize baryczne i związane z nimi sztormowe wiatry. Na półkuli południowej pomiędzy Antarktydą i kontynentami Ameryki, Afryki i Australii wieją silne wiatry zachodnie, wywołujące duży rozwój falowania. *Znacznie* niższa w porównaniu z poprzednimi strefami temperatura oraz słabsze parowanie powoduje, że mimo stosunkowo wysokich opadów, woda ma dużą masę właściwą. W strefie **polarnej**, w pobliżu Grenlandii i w północnej części Morza Norweskiego oraz w Morzu Weddella na półkuli południowej gęstość wody przekracza miejscami  $1,028 \text{ g/cm}^3$ . Przyczyną tego jest jej niska temperatura oraz jeszcze dość wysokie zasolenie.

Obszary **podbiegunowe** charakteryzują się surowym klimatem. W okresie zimowym wody oceanów pokrywa lód, który latem częściowo topnieje. Słabe parowanie powoduje, że mimo niskich opadów zasolenie wód jest małe, natomiast niska temperatura sprawia, że mają dużą masę właściwą.

## 5. FALOWANIE

**Falowanie morza** to zaburzenie powierzchniowej warstwy wody objawiające się wielokrotnym jej odkształcaniem w pionie. Podczas falowania poszczególne fale przesuwają się po powierzchni, natomiast cząsteczki wody biorące udział w tym procesie wykonują ruchy po orbitach.

Najwyższe części fal to **grzbiety**, najniższe zaś, gdzie łączą się z sobą dwie sąsiadujące z sobą fale, to **doliny** (rys. 15).



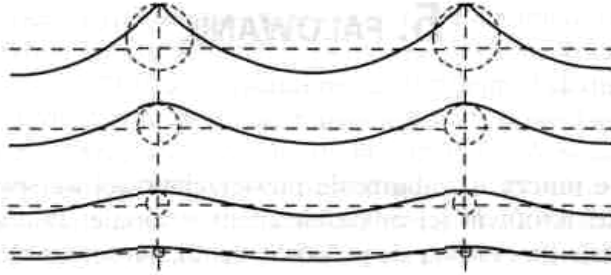
Rys. 15. Fala morska i jej elementy [Thurman, 1982]

Fale charakteryzują się określoną długością, wysokością, okresem i prędkością postępową:

- **długość** to odległość pomiędzy dwoma sąsiadującymi z sobą grzbiętami,
- **wysokość** to różnica wysokości pomiędzy doliną i grzbiętem,
- **okres** oznacza upływ czasu pomiędzy przejściem dwóch kolejnych grzbiętów fali,
- **prędkość** oznacza długość drogi przebytej przez nią w jednostce czasu. Charakterystycznymi elementami fali jest także jej stromość, kierunek, front i częstotliwość:
- **stromość** oznacza stosunek jej wysokości do długości,
- **kierunek** to kierunek (podobnie jak przy oznaczaniu kierunku wiatru), z którego fala napływa,
- **front** to prosta przebiegająca wzdłuż grzbietu fali i prostopadła do jej kierunku ruchu,
- **częstotliwość** to odwrotność okresu fali (liczba fal w określonym czasie).

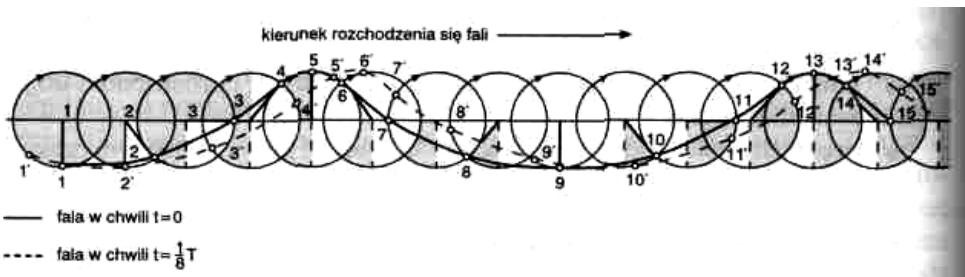
### 5.1. FALOWANIE NA GŁĘBOKIEJ WODZIE

Podczas falowania na **głębokiej wodzie** cząsteczki wody poruszają się po orbitach kołowych, ustawionych pionowo i równoległe do kierunku przemieszczania się fal. Kierunek ruchu cząsteczek wody jest zgodny z kierunkiem fal. Największe ruchy kołowe wykonują cząsteczki na orbicie najwyższej, stanowiącej grzbiet fali. Wraz z głębokością średnice orbit maleją i na określonej głębokości, zależnej od długości fali, falowanie zanika (rys. 16).



Rys. 16. Zmniejszanie się ruchu falowego w miarę wzrastania głębokości wody [Łomniewski, 1970]

Mechanizm falowania wyjaśnia **trochoidalna teoria falowania** (rys. 17). Załóżmy, że w danym momencie sąsiadujące ze sobą cząsteczki wody, które wykonują ruchy kołowe, znajdują się w następujących miejscach: pierwsza zajmuje na swojej orbicie położenie 1, druga, opóźniona w stosunku do niej o  $1/8$  obwodu orbity, zajmuje na swojej orbicie położenie 2 (jest przesunięta bardziej w prawo), trzecia, opóźniona o  $2/8$  obwodu orbity - położenie 3, czwarta, której opóźnienie wynosi  $3/8$  obwodu - położenie 4 itd. Połączenie wszystkich tych miejsc daje obraz fali w chwili  $t = 0$  (linia ciągła). Zakładając, że cząsteczki mają na swoich orbitach tę samą prędkość obrotową, a promień orbit jest taki sam, po upływie  $1/8$  okresu fali wszystkie te punkty przesuną się na swoich orbitach o  $1/8$  ich obwodów i zajmą położenia 1', 2', 3' itd. Linia (przerywana) łącząca te punkty przedstawia obraz fali w chwili  $t = 1/8 T$  (po  $1/8$  obrotu). Po upływie  $2/8 T$  cząsteczki przesuną się o kolejne  $1/8$  obwodu swoich orbit, a łącząca je linia znajdzie się jeszcze bardziej na prawo itd. Linia ta, zwana **trochoidą** (krzywa w przestrzeni utworzona przez ślad punktu na toczącym się po płaszczyźnie kole), przesuwać się sukcesywnie w prawo powoduje, że jej szczyt odpowiadający grzbietowi fali także przesuwa się w prawo - fala przemieszcza się.



Rys. 17. Powstawanie fali głębokowodnej i jej przemieszczanie się [Łomniewski, 1970]

Tak idealny ruch cząsteczek wody i fali miałby miejsce przy założeniu, że:

- głębokość morza jest nieograniczona,
- pomiędzy cząsteczkami wody nie występuje siła tarcia,
- orbity, po których poruszają się cząsteczki wody, mają kształt kół,

- promienie orbit cząsteczek znajdujących się na tym samym poziomie są równe,
- prędkość kątowna wszystkich cząsteczek jest równa. Warunki takie w rzeczywistości nie istnieją, a najbardziej do nich zbliżone występują po ustaniu wiatru, w chwili, gdy fala wiatrowa staje się falą martwą (rozkołyssem).

Zmniejszanie się wysokości falowania wraz z głębokością następuje w postępie geometrycznym w stosunku do przyrostu głębokości. Jeśli np. fale mają na powierzchni morza wysokość 5 m i długość 100 m, to na głębokości 10 m ich wysokość wynosi już tylko ok. 2,5 m, a na głębokości 20 m - 1,25 m.

Falowanie zanika na głębokości równej połowie długości fali na powierzchni.

Wraz ze wzrostem głębokości bardzo szybko maleje także energia fal. Nie zmienia się natomiast ich układ - grzbiet pozostaje pod grzbietem, a dolina pod doliną. Także ich długość oraz prędkości i okresy pozostają takie same. Na powierzchni wody w wyniku falowania powstaje **prąd falowy**. Jest on wywołany większą prędkością cząsteczek w górnych częściach kołowych orbit. Cząsteczki te, porywając ze sobą inne, nie poruszające się akurat po orbitach cząsteczki, powodują powolny transport wody w części powierzchniowej, Prąd ten występuje jednocześnie z prądem wiatrowym, a ruch wody jest wypadkową ich wspólnego działania.

## 5.2. FALOWANIE NA PŁYTKO WÓDZ I U I W STREFIE PRZYBRZEŻNEJ

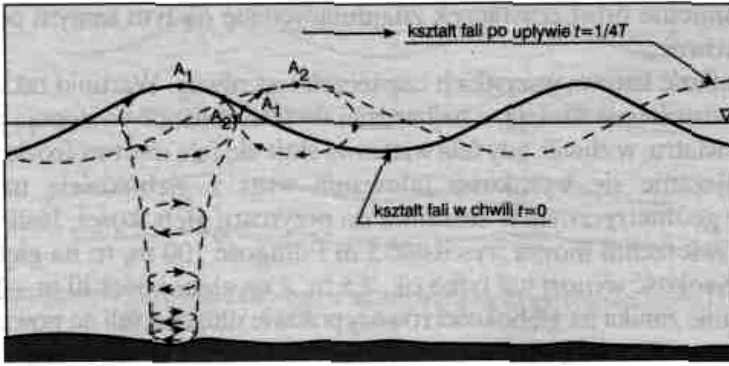
**Płytkowodzie** to pojęcie względne i oznacza akwen, którego głębokość jest mniejsza od połowy długości fali. Płytkowodziem dla długich fal oceanicznych mogą być np. wody, które są głębokie dla fal wiatrowych,

Gdy fala znajdzie się na płytkowodziu, kołowy ruch cząsteczek po orbitach zmienia się na eliptyczny. Ilość odkształconych orbit zależy od długości fali i głębokości wody. Największym odkształceniom ulegają orbity znajdujące się najniżej (rys. 18), a cząsteczki będące tuż przy dnie wykonują jedynie poziome ruchy oscylacyjne. Część najniższych orbit może zupełnie zaniknąć.

W wodzie bardzo płytkiej, np. w strefie przybrzeżnej o bardzo małym upadku dna, ruch orbitalny zanika w całym profilu wody, a cząsteczki wykonują tylko długie ruchy poziome, np. zalewając plażę i cofając z niej.

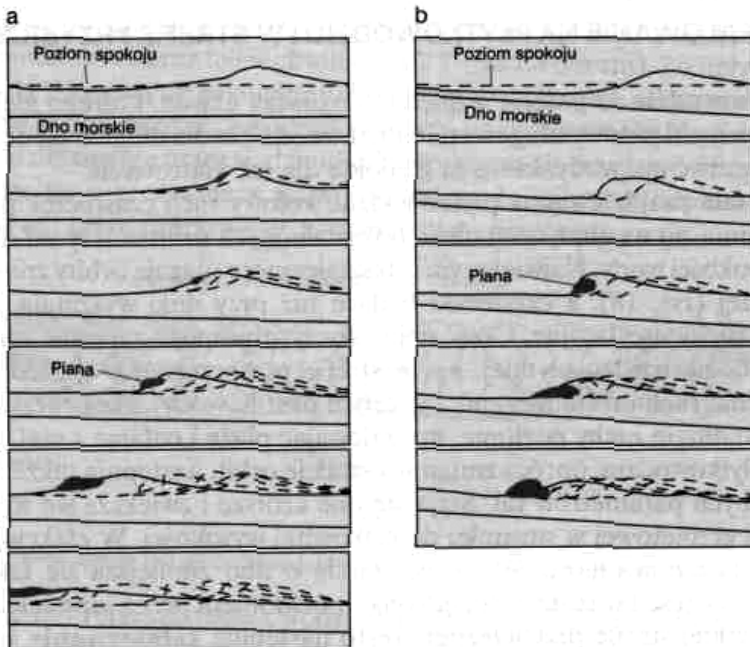
Na płytkowodziu, oprócz zmian w kształcie orbit, następują także zmiany zewnętrznych parametrów fal. Stają się one krótsze i zwiększa się wysokość ich części grzbietowej w stosunku do całkowitej wysokości. W efekcie znacznie wzrasta ich stromość. W wyniku tarcia o dno zmniejsza się także ich prędkość, a część fal zostaje dopędzona i pochłonięta przez inne fale.

W płytkiej strefie przybrzeżnej często następuje **załamywanie** się fal - tarcie o dno powoduje, że dolne ich części nie nadążają za górnymi i te, tracąc oparcie, opadają do przodu. Zjawisko to nosi nazwę **przyboju**, a strefa, gdzie się to odbywa - **strefy przyboju** (linii grzywaczy, zob. rys. 2).



Rys. 18. Mechanizm ruchu cząsteczek w fali ptytkowodnej [Łomniewski, 1970]

W strefach przyboju o małym spadku dna występuje **załamanie splywowe** (rys. 19a) - napływające fale tracą energię na długim odcinku, a woda na ich czele tworzy wał o niewielkiej tylko wysokości. Na umiarkowanie stromych strefach przyboju zawinięta w stronę brzegu, górna część fali wyprzedza trzon i toczy do przodu tworząc nieraz potężny wir o poziomej osi (rys. 19b). Jest to **załamanie przelewowe**.



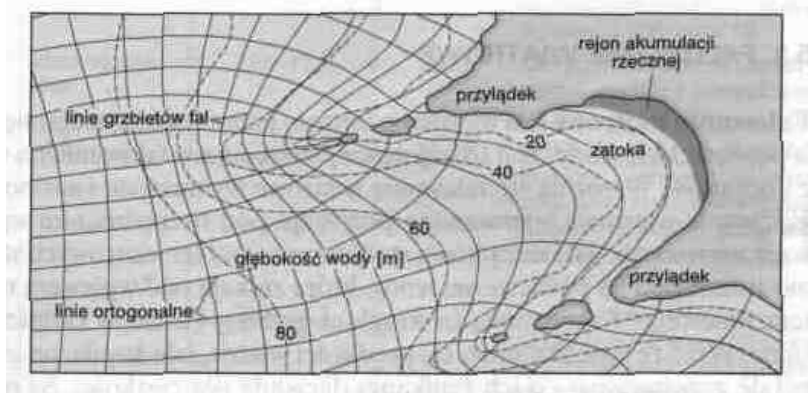
Rys. 19. Załamanie fali [Thurman, 1982]

a - załamanie splywowe, dno morskie o łagodnym nachyleniu, b - załamanie przelewowe, dno morskie o stromym nachyleniu

Niekiedy obserwuje się dwie strefy przyboju - jedną dalej od brzegu na pograniczu wody głębokiej i płytkiej i drugą bliżej niego, w miejscu, gdzie uspokojona już nieco fala wchodzi na płyciznę.

Na pełnym morzu zjawisko podobnego jak w strefie przyboju załamywania fal zdarza się podczas silnych, sztormowych wiatrów, kiedy to górne części fal nie tylko mają większą prędkość niż dolne, ale są także rozdrabniane i porywane przez wiatr. Niekiedy prędkość wiatru jest tak duża, że porywane cząsteczki wody, pędząc nad wzburzoną powierzchnią, wywołują wrażenie zamieci śnieżnej.

Z wejściem fal w płytką strefę brzegową wiążą się także inne zjawiska. Jednym z nich jest **refrakcja**, czyli równoległe do brzegu układanie się napływających ukośnie fal. Refrakcja jest spowodowana zmniejszeniem się prędkości fal znajdujących się bliżej brzegu i jej utrzymywaniem przez fale będące dalej od niego. W przypadku wysuniętej części brzegu, np. przylądka, znaczna część energii falowania jest zużywana na jego abrazję, a materiał sedymentacyjny jest odkładany w zatokach (rys. 20).



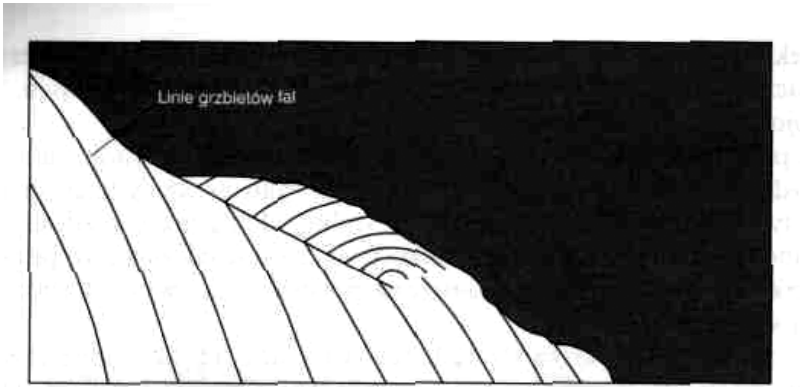
Rys. 20. Refrakcja fal [Thurman, 1982]

Innym zjawiskiem jest **dyfrakcja fal** - ich zakrzywianie się wokół napotkanej przeszkody i, w ślad za tym, zmiana ich kierunku. Biegnące np. ukośnie do falochronu fale zakrzywiają się u jego końca i wchodzi do basenu portowego. To samo zjawisko występuje w przypadku półwyspów, mierzei, niewielkich wysp itp. (rys. 21).

Biegnące z różnych kierunków fale, łącząc się na płytkiej wodzie z falami odbitymi od brzegu oraz zniekształconymi bliskością dna, stwarzają chaotyczny obraz falowania. Uderzając o siebie z różnych stron, dają głośny plusk. Fale takie są nazywane **tluczniami**.

Na skutek napływu wody spowodowanego falowaniem, w strefie brzegowej występują prądy. W przypadku prostopadłego kierunku fal, gromadząca się w pobliżu brzegu woda powraca dołem w stronę pełnego morza w postaci





Rys. 21. Dyfrakcja fal [Thurman, 1982]

**prądów przydennych**, natomiast gdy fale docierają do brzegu ukośnie, wów czas woda przemieszcza się wzdłuż niego (prąd litoralny) odpływając jedno cześnie w stronę pełnego morza jako **prąd poprzeczny**.

### 5.3. FALOWANIE WIATROWE

**Falowanie wiatrowe** jest wywołane tarcie przemieszczającego się powietrza o powierzchnię wody. Jest to najczęściej występujące falowanie na wodach mórz i oceanów. Wyróżnia się falowanie wiatrowe wymuszone i swobodne.

Falowanie wiatrowe **wymuszone** pozostaje pod bezpośrednim wpływem działania wiatru (tab. 3). Początkowe stadium rozwoju fal wiatrowych stanowią drobne zmarszczki na powierzchni wody, które znikają pod wpływem napięcia powierzchniowego. Fale te mają zaokrąglone grzbiety i ostre, w kształcie litery V, doliny. Wraz ze zwiększaniem się prędkości wiatru, fale kapilarne przechodzą w fale grawitacyjne - o ich zanikaniu decyduje siła ciężkości. Są one bardziej łagodne, przyjmując z wolna kształt zbliżony do sinusoidy.

Efektywność działania wiatru na fale zmienia się wraz z ich rozwojem. Największa jest w początkowym okresie. Przyrasta wtedy głównie wysokość fal, która może być znacznie większa od długości. Wraz z upływem czasu sytuacja odwraca się i w falach dobrze rozwiniętych długość jest już wielokrotnie większa od wysokości. W późniejszych etapach rozwojowych zarówno przyrosty długości, jak i wysokości maleją, aby w końcu przyjąć rozmiary odpowiednie do siły wiatru. Kiedy prędkość wiatru maleje, w pierwszej kolejności zmniejsza się wysokość fal, a później ich długość.

Gdy wiatr przez dłuższy czas utrzymuje tę samą prędkość i ten sam kierunek, fale mają wyraźne grzbiety i doliny. Ułożone są przy tym regularnie, a odległości między nimi są jednakowe. Mają także jednakową wysokość. Ich prędkość w całym systemie falowania również pozostaje taka sama. Falowanie w tak idealnej postaci obserwuje się jednak bardzo rzadko. Najczęściej

**Tabela 3.** skala Beauforta do określania siły wiatru i stanu morza

Oznaczenie	Określenie słowne	Prędkość wiatru		Opis stanu morza
		m/s	węzły	
0	cisza	-	-	morze jaklustro
1	powiew	0,3-1,5	1-3	zmarszczki o wygładzie łusek
2	wiatr słaby	1,6-3,3	4-6	zupełnie drobne fale, grzbiety szkliste bez załamani
3	wiatr łagodny	3,4-5,4	7-10	bardzo małe fale, grzbiety zaczynają się załamywać, sporadyczne grzywacze
4	wiatr umiarkowany	5,5-7,9	11-15	małe fale zaczynają się wydłużać, pojawia się sporo białych grzebieni
5	wiatr dość silny	8,0-10,7	16-21	fale średniej wielkości wydłużające się, liczne białe grzywacze, miejscami pojawiają się bryzgi
6	wiatr silny	10,8-13,8	22-27	zaczynają się tworzyć duże fale, białe grzywacze obejmują coraz większe powierzchnie i są częściej zrywane z grzbietów fal
7	wiatr bardzo silny	13,9-17,1	28-33	fale piętrzą się, piana układa się w pasma zgodnie z kierunkiem wiatru
8	wichura	17,2-20,7	34-40	rośnie długość i wysokość fal, ich grzbiety <i>zaczynają</i> się wyraźnie załamywać i odrywać w formie wirujących bryzgów, strzępy piany układają się w pasma zgodne z kierunkiem wiatru
9	silna wichura	20,8-24,4	41-47	wysokie fale, gęste pasma piany układają się z kierunkiem wiatru, spiętrzone grzbiety fal przewracają się, a bryzgi ograniczają widzialność
10	sztorm	24,5-28,4	48-55	bardzo wysokie fale o długich przelewających się grzbietach, duże płaty piany układają się w gęste, białe pasma idące z wiatrem, morze jest białe, kołysanie powierzchni staje się ciężkie, widoczność jest ograniczona
11	gwałtowny sztorm	28,5-32,6	56-63	wyjątkowo wysokie fale, morze całkowicie pokryte długimi pasmami piany wzdłuż wiatru, wiatr porywa i rozpyla wierzchołki fal, widzialność słaba
12	huragan	> 32,6	> 63	powietrze wypełnione pianą i bryzgami, morze zupełnie białe od pyłu wodnego, widzialność bardzo słaba

fale nie tworzą równoległych rzędów, gdyż na skutek różnej prędkości, są na niektórych odcinkach przesunięte, ich grzbiety przechodzą w doliny lub doliny przechodzą w grzbiety. Różne są również ich wysokości. Najczęstszą przyczyną deformująca klasyczny kształt fal jest zmieniająca się prędkość wiatru oraz zmiany jego kierunku. Niekiedy jest nią odbijanie się fal od pobliskiego brzegu, pływiczna lub zakłócające działanie innego systemu fal.

**Rozwój fal wiatrowych** zależy głównie od siły wiatru, czasu jego działania, utrzymywania przez niego stałego kierunku, długości rozbiegu fali i głębokości akwenu.

**Sila wiatru** ma szczególne znaczenie w początkowych fazach rozwoju fal, powodując ich szybki rozwój. Z upływem czasu przyrosty maleją i fale przyjmują rozmiary proporcjonalne do jego siły. Gwałtowne, nawet krótkotrwałe, porywy wiatru zwiększają falowanie, gdyż pod ich wpływem fale pogłębiają się, a ich nawietrzne strony wydłużają. Wracając do równowagi, przekazują one energię innym falom, zwiększając ich potencjał.

**Dłużej wiejący wiatr** powoduje większy rozwój fal, ponieważ w falowaniu bierze udział coraz większa masa wody. Na oceanach dłużej wiejący wiatr powoduje tworzenie się fal o wysokości kilkunastu metrów. W morzach, ze względu na mniejszą głębokość, rozwój fal, przy tej samej prędkości wiatru i czasie jego działania, jest mniejszy.

Warunkiem odpowiedniego do siły wiatru i czasu jego działania rozwoju fal jest utrzymanie się względnie **stałego kierunku**. Ocenia się, że zmiana kierunku o ponad 20-25° powoduje zakłócenie istniejącego systemu falowania. Jeśli nowy kierunek wiatru utrzyma się dostatecznie długo powstaje nowy system, którego fale spotykają się z falami starego systemu. W efekcie tworzy się, często występujące na morzach, **falowanie skłócone**. Niekiedy obserwuje się krzyżujące się z sobą nawet trzy systemy falowania.

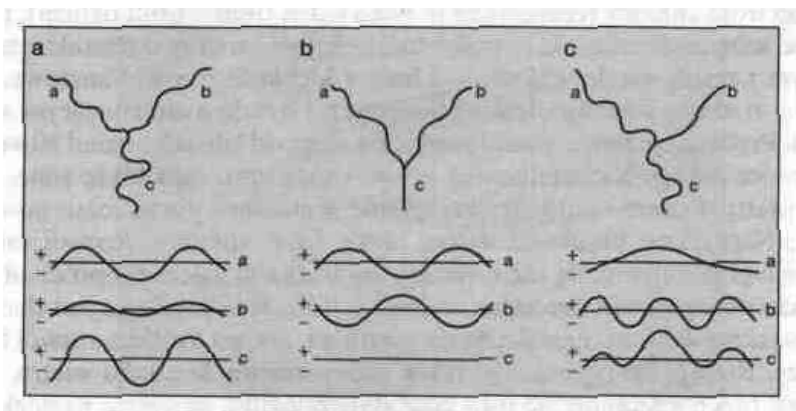
**Długi rozbieg** sprzyja rozwojowi fal. Są one lepiej wykształcone, a ponadto następuje ich porządkowanie oraz wzmacnianie falami mniejszymi. Większy rozwój fal w strefie przybrzeżnej obserwuje się, gdy wiatr wieje nie od brzegu lecz od strony pełnego morza. Przykładem rozwoju fal, będącego m.in. wynikiem długiej drogi rozbiegu, są sztormowe obszary oceaniczne między południowymi krańcami Ameryki Południowej, Afryki i Australii a Antarktydą.

Na akwenach o **dużej głębokości** fale osiągają większe rozmiary niż na płytkich. Ograniczeniem jest mniejsza masa wody biorącej udział w falowaniu. Na płytkich akwenach, po ustaniu wiatru fale szybko zanikają.

Fale **swobodne** pochodzenia wiatrowego są nazywane **falami rozkołysu** lub **martwicą**. Fale te przekształcają się z fal wiatrowych wymuszonych po ustaniu wiatru lub zmniejszeniu się jego prędkości poniżej granicy ich dalszego rozwoju. Mają one regularny kształt i łagodny profil.

Docierające z odległych ośrodków sztormowych fale rozkołysu ulegają po drodze transformacji - zwiększa się ich długość, która na oceanach sięga nie-

kiedy ponad 200 m, maleje natomiast wysokość. Ze względu na małą stromość określenie ich parametrów jest trudne. Wielka masa wody, jaką niosą sprawia, że posiadają energię pozwalającą im na przebywanie ogromnych przestrzeni. Biegące z różnych stron fale nakładają się na siebie, tworząc układy interferencyjne - wzmacniające, tłumiące i mieszane (rys. 22).



Rys. 22. Interferencja falowania [Thurman, 1982]  
a - układ wzmacniający, b - układ tłumiący, c - układ mieszany

**Układ wzmacniający** powstaje, gdy fale o tych samych długościach spotykają się w tej samej fazie, tzn. grzbiet z grzbietem i dolina z doliną. W takiej sytuacji długość fali nie zmienia się, a wysokości się sumują.

**Układ tłumiący** istnieje wówczas, gdy fale o jednakowych długościach spotykają się w fazach przeciwnych: grzbiet z doliną i dolina z grzbietem.

**Układ mieszany** powstaje, gdy spotykają się z sobą fale o fazach pośrednich. W warunkach morskich właśnie tego rodzaju układy tworzą się najczęściej.

Na morzach i oceanach rzadko występuje tylko falowanie wymuszone lub swobodne. Zazwyczaj obydwa te rodzaje falowania są obserwowane jednocześnie. Często zdarza się, że obok falowania wiatrowego wymuszonego istnieją dwa systemy rozkołysu.

#### 5.4. FALOWANIE W CYKLONALNYCH UKŁADACH BARYCZNYCH

Największe falowanie, stwarzające niebezpieczeństwo dla żeglugi, jest związane z układami barycznymi niskiego ciśnienia. W strefie pozazwrotnikowej są nimi nize baryczne, a w strefie międzyzwrotnikowej - cyklony tropikalne.

**Niz baryczny** to układ niskiego ciśnienia, w którym istnieje wirowy ruch powietrza i któremu towarzyszą dwa, a w późniejszym okresie trzy fronty atmosferyczne - ciepły, chłodny i okluzji. Na mapach obrazujących rozkład ciśnienia atmosferycznego jest on otoczony kilkoma zamkniętymi izobarami. Na półkuli północnej wiatr ma w nim kierunek przeciwny, a na południowej

zgodny z ruchem wskazówek zegara, odchylając się ku centrum układu. Ze względu na przeważającą w szerokościach umiarkowanych zachodnią cyrkulację atmosferyczną, niżę na półkuli północnej przemieszczają się z zachodu na wschód i pomocny wschód (na półkuli południowej z zachodu na wschód i południowy wschód). Jako pierwszy nad określony obszar napływa front ciepły, a po nim front chłodny (czasem jest to tylko jeden front - front okluzji). Fronty niosą ze sobą zachmurzenie i opady: front ciepły - chmury o charakterze warstwowym i opady ciągłe, chłodny - chmury kłębiaste i opady burzowe, front okluzji - rozległą warstwę chmur mieszanych i opady o zmieniającym się natężeniu. Prędkość przemieszczania się niżów sięga od kilku do ponad 30 węzłów.

Oprócz dużego zachmurzenia i opadów niżę przynoszą także silne, sztormowe wiatry. Prawie każdy niż, szczególnie w chłodnej porze roku, powoduje sztorm. Największe prędkości wiatru niesie front chłodny. Rozwój fal oraz położenie pola najbardziej rozwiniętego falowania są zależne, oprócz siły wiatru, także od prędkości przemieszczania się niżu. Jeśli prędkość jest duża, np. 30-35 węzłów, wówczas czas działania wiatru na fale jest krótki, a rozwój fal jest mniejszy. Rozwój fal ograniczają także częste zmiany kierunku wiatru. Duża prędkość przemieszczania się niżu powoduje ponadto, że obszar największego falowania pozostaje w tyle za przemieszczającym się niżem. W przypadku niżu stacjonarnego lub o małej prędkości postępowej (przy tej samej sile wiatru), falowanie jest bardziej rozwinięte i znajduje się bezpośrednio pod układem.

**Cyklon tropikalny** (huragan, tajfun) to wir powietrza o bardzo dużej, przekraczającej niekiedy 200 km/h, prędkości wiatru, tworzący się w strefie międzyzwrotnikowej, głównie pomiędzy 5 a 20° szer. geogr. obydwu półkul, nad oceanami o temperaturze wody ponad 26,0-27,0°C.

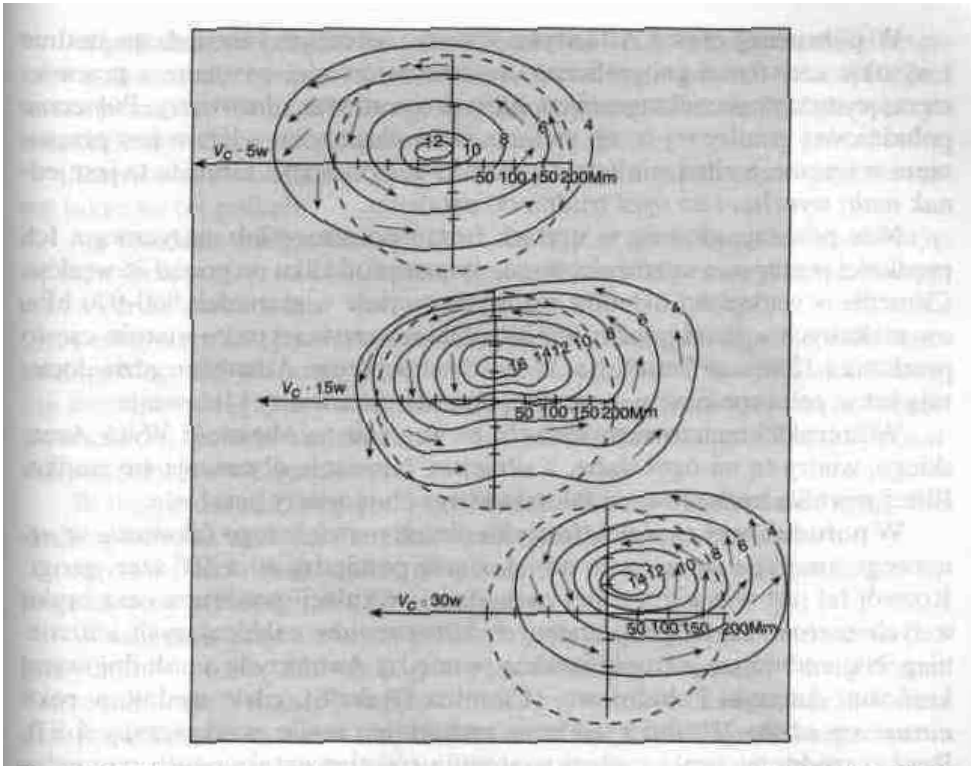
Obszar **maksymalnego falowania** w przemieszczających się cyklonach znajduje się na prawo od diametralnej ich ruchu - w **prawej półowce**. Wynika to z kilku przyczyn:

- usytuowania w niej oka cyklonu (na prawo i nieco do przodu w stosunku do centrum geometrycznego) oraz rozciągania się wokół niego kilkudziesięciomilowej strefy najsilniejszych wiatrów,
- sumowania się w niej prędkości wiatru i prędkości postępowej cyklonu (mają w przybliżeniu ten sam kierunek, podczas gdy w lewej - przeciwny i tam prędkości się redukują),
- tego samego kierunku wiatru i wzbudzanych nim fal (pozostając dłużej pod jego działaniem są lepiej rozwinięte).

Prawa półowka cyklonu, w związku ze znacznie trudniejszymi warunkami żeglugi, jest nazywana **półowką niebezpieczną**.

Ze względu na większą zwykle prędkość wiatru bardziej rozwinięte falowanie występuje w cyklonach o umiarkowanych i dużych prędkościach postępowych (rys. 23).

Ruch postępowy cyklonu i wirowy charakter wiatrów powodują, że obraz falowania w cyklonie jest bardzo złożony. Dotyczy to także oka cyklonu, gdzie



Rys. 23. Rozkład wysokości fal w cyklonach tropikalnych o prędkościach postępowych 5, 15 i 30 węzłów [Wiśniewski, 1983]

Linia przerywana - obszar wiatrów sztormowych, izolime ciągłe - wysokość falowania (m), strzałki - kierunek fal

panuje cisza, a napływające z różnych kierunków martwe fale krzyżują się, nakładają, gaszą lub tworzą mieszane układy interferencyjne. Niektóre z nich osiągną wysokość kilkunastu metrów. Ten chaotyczny obraz falowania stopniowo zanika, w miarę oddalania się od centrum cyklonu. Fale wychodzące na zewnątrz przyjmują coraz bardziej regularny kształt, przechodząc w rozchodzący się we wszystkich kierunkach **rozkołys**. Fale rozkołysu pokonują wielkie odległości i wskazują kierunek, w którym znajdował się cyklon w chwili ich tworzenia się.

## 5.5. FALOWANIE NA OCEANACH I MORZACH

Przeciętna wysokość fal sztormowych na oceanach wynosi ok. 7-8 m, a ich długość sięga od 100 do ponad 200 m, okres przekracza 10 s, a prędkość - 15 węzłów. Podczas bardzo silnych sztormów wysokość fal oceanicznych sięga nawet 15 m, długość - 200 m, okres - 15-20 s, a prędkość - 35 węzłów. Ocenia się, że maksymalna wysokości fal sztormowych na oceanach może dochodzić do 20 m, a długość - ponad 400 m.

**W północnej części Atlantyku** sztormy najczęściej nawiedzają średnie i wysokie szerokości geograficzne. Są one najczęściej związane z przemieszczającymi się niżami barycznymi, którym towarzyszą silne wiatry. Położenie południowej granicy tej strefy zmienia się w ciągu roku - latem jest przesunięta w wyższe, a zimą w niższe szerokości geograficzne. Granica ta jest jednak mało wyraźna i na ogół trudna do ustalenia.

Niże powstają głównie w strefach frontu polarnego lub arktycznego. Ich prędkości postępowe są zróżnicowane, wynosząc od kilku do ponad 35 węzłów. Ciśnienie w większości układów niżowych oscyluje w granicach 960-970 hPa, a w niektórych - nawet poniżej 950 hPa. Siła towarzyszących im wiatrów często przekracza 12 w skali Beauforta. We wschodniej części Atlantyku, gdzie docierają już w pełni rozwinięte, powodują one silniejsze wiatry i falowanie.

W szerokościach zwrotnikowych, ze względu na obecność Wyżu Azorskiego, wiatry są na ogół słabe, a silniejsze falowanie obserwuje się rzadko. Blżej równika umiarkowane falowanie wywołują wiatry pasatowe.

**W południowej części Atlantyku** obszar największego falowania sztormowego znajduje się w pasie mniej więcej pomiędzy 40 a 50° szer. geogr. Rozwój fal jest wynikiem silnej zachodniej cyrkulacji powietrza oraz braku w tych szerokościach geograficznych kontynentów zakłócających ich rozbieg. Najtrudniejsze warunki istnieją pomiędzy Antarktydą a południowymi krańcami Ameryki Południowej (Cieśnina Drake'a), gdzie średnio w roku notuje się około 280 dni z wiatrem zachodnim, o sile przekraczającej 8 B. Bardzo trudne warunki żeglugi występują również na akwenach pomiędzy Antarktydą a Afryką i Australią. Na tej półkuli, podobnie jak na półkuli północnej, wschodnia część oceanu, ze względu na bardziej zaawansowany rozwój niżów, jest bardziej narażona na silne, sztormowe falowanie niż część zachodnia.

W niższych szerokościach geograficznych, gdzie rozciąga się strefa wysokiego ciśnienia i wiatry są słabe, rozwinięte falowanie występuje rzadko.

**W północnej części Pacyfiku** rejonem najczęściej nawiedzanym przez sztormy jest obszar obejmujący Morze Beringa i zatokę Alaski. Ciągnie się on równoleżnikowo od wybrzeży Azji po wybrzeża Ameryki. W okresie zimowym przemieszczają się tędy z zachodu i południowego zachodu na północny wschód głębokie niże, powstałe u brzegów Kamczatki. Ich prędkość niejednokrotnie przekracza 30 węzłów. Tu również większe nasilenie sztormów istnieje we wschodniej części oceanu, gdzie docierają bardziej rozwinięte układy niżowe. W niższych szerokościach geograficznych sztormy obserwuje się znacznie rzadziej.

Obszar o stosunkowo dużej liczbie sztormów znajduje się także u wschodnich wybrzeży Azji (Japonii, Korei, Chin, Filipin oraz w północnej części Morza Japońskiego).

W szerokościach okołorównikowych umiarkowane falowanie powodują pasaty.

**W południowej części Pacyfiku** obszarem o największej częstości sztormów i znacznym rozwoju fal sztormowych, podobnie jak na Atlantyku, jest strefa pomiędzy 40 a 50° szer. geogr. Przyczyną są silne zachodnie wiatry i niezakłócony obecnością kontynentów rozwój fal.

Szerokości zwrotnikowe są obszarami rzadko nawiedzanymi przez sztormy także na tej półkuli.

Na **Oceanie Indyjskim** wyróżnia się trzy strefy falowania. Przesuwając się od wybrzeży Azji na południe są nimi kolejno strefy: monsunowa, pasatowa i wiatrów zachodnich.

Cechą pierwszej jest sezonowość sztormów. Zimą, kiedy wieje słaby monsun z północnego wschodu, fale rzadko przekraczają 1-2 m wysokości. Znacznie silniejszy, osiągający niekiedy ponad 40 węzłów, letni monsun południowo-zachodni sprawia natomiast, że wody Morza Arabskiego i Zatoki Bengalskiej są prawie stale wzburzone.

W drugiej strefie, sięgającej od Madagaskaru po zachodnie brzegi Australii, przeważa umiarkowane falowanie spowodowane pasatami.

Strefa wiatrów zachodnich, podobnie jak na Atlantyku i Pacyfiku, obejmuje akweny pomiędzy 40 i 50° szer. geogr.

**W morzach** przybrzeżnych o dużych głębokościach, przechodzących bezpośrednio w ocean, falowanie jest przedłużeniem falowania oceanicznego. Także fale rozkołysu, napływające do nich z otwartego oceanu, nie zmieniają prawie swoich parametrów. Przykładem może być przechodzące bezpośrednio w Atlantyk głębokie Morze Norweskie, na którym fale pozostają długie i potężne.

W płytkich morzach przybrzeżnych rozwój fal wiatrowych jest słabszy niż w głębokich, a napływające z oceanu fale rozkołysu ulegają transformacji - zmniejsza się ich długość, zwiększa się natomiast stromość. W ten sposób długie, łagodne fale rozkołysu przeistaczają się w fale podobne do sztormowych, stwarzając trudne warunki żeglugi. Przykładem może być, znana z bardzo trudnych i niebezpiecznych warunków żeglugi, Zatoka Biskajska. Jej szybko malejąca głębokość sprawia, że obok częstych sztormów, zagrożeniem są także przekształcone fale rozkołysu z otwartego Atlantyku.

W morzach nie graniczących bezpośrednio z oceanami i oddzielonych od nich cieśninami, wywołane wiatrem fale są znacznie mniejsze od oceanicznych. Inny jest także ich kształt - są bardziej strome. Dotyczy to szczególnie mórz płytkich, np. Morza Północnego i Morza Bałtyckiego. Średnia wysokość fal sztormowych na Morzu Północnym wynosi ok. 4-5 m, a długość 30-40 m. Podczas bardzo silnych sztormów fale osiągają maksymalnie 8 m wysokości i 50-60 m długości. Na Bałtyku fale sztormowe mają średnio ok. 4 m wysokości i 30-40 m długości, natomiast maksymalnie - ok. 6-7 m wysokości i 50-60 m długości.

Wysokość najwyższych fal w cieśninie La Manche dochodzi do 8 m, a długość do 60-70 m. W Morzu Śródziemnym ich wysokość sięga 9 m, a długość ponad 80 m.



## 6. ZMIANY POZIOMU WODY

Za średni poziom morza na akwenach, gdzie występują pływy, przyjmuje się poziom odpowiadający najniższemu pływowi. W morzach bezpływowych jest on ustalany na podstawie wieloletnich obserwacji. Poziom morza okresowo się zmienia. Zmiany te mają z reguły krótkotrwały charakter i powodowane są różnymi przyczynami. Najczęściej przyciąganiem mas wody przez Księżyc i Słońce (pływy) oraz wezbraniem sztormowymi, wywołanymi zmianami ciśnienia atmosferycznego i silnym wiatrem. Niekiedy ich przyczyną są podwodne wybuchy wulkanów i ruchy tektoniczne skorupy ziemskiej.

### 6.1. PŁYWY

#### 6.1.1 Astronomiczne Siły Pływotwórcze

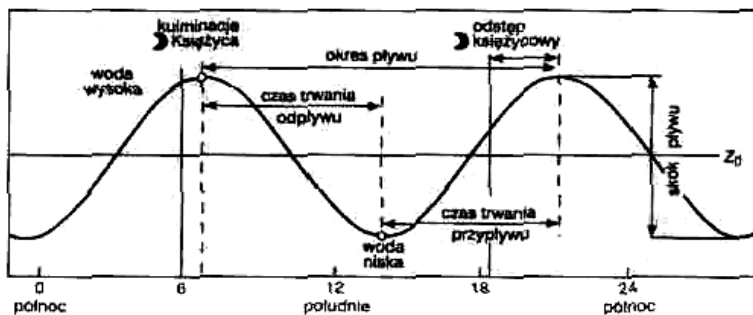
Pływy to zmiany poziomu mórz i oceanów spowodowane przyczynami astronomicznymi - siłami przyciągania Księżyca i Słońca oraz siłami bezwładności w układzie Ziemia- Księżyc-Słońce. Podczas pływów następują pionowe i poziome ruchy mas wodnych - przyływ następuje, kiedy woda podnosi się, a odpływ kiedy opada.

Wysokości pływów są zróżnicowane. W Morzu Bałtyckim, np. pływy są prawie niezauważalne, a w sąsiadującym z nim Morzu Północnym sięgają lokalnie kilku metrów. Podobne różnice występują w wielu rejonach świata.

Fale pływu mogą również wchodzić daleko w doliny rzeczne. Te o znacznych wysokościach i prędkościach noszą nazwę **bora** (ang. *tidal bore*). Najpotężniejsze bora występują na Amazonce - wysokość ich czoła sięga 5 m, a prędkość 5-6 węzłów. Docierają one ponad 500 km w głąb lądu. W Europie fale podobne, lecz o znacznie mniejszym natężeniu i wysokości (maksymalnie do 1,5-2,0 m), występują m.in. w rzekach Irlandii, Walii, Anglii oraz w północnej Francji.

Dominującym czynnikiem pobudzającym pływy jest Księżyc. Zakładając niezmienną siłę przyciągania astronomicznych sił pływotwórczych oraz brak czynników deformujących to zjawisko na Ziemi, w okresie jednej doby księżycowej w danym punkcie na powierzchni Ziemi pojawiałyby się dwie wody wysokie - jedna kiedy Księżyc byłby w zenicie (kulminacja górna), a druga - gdy w nadirze (kulminacja dolna). Wody te przedzielone byłyby dwiema wodami niskimi; w efekcie przez określony punkt na kuli ziemskiej przechodziłyby

kolejno i w jednakowych odstępach czasowych: woda wysoka, woda niska, woda wysoka i znowu woda niska (rys. 24).



Rys. 24. Główne elementy pływu ( $Z_0$  - średni poziom morza) [Drjempljug, 1974]

Zmieniające się jednak astronomiczne siły pływtwórcze oraz wpływ takich czynników, jak różne głębokości akwenów, nierówności linii brzegowych, bezwładność wody powodują, że w rzeczywistych warunkach pływy w tak idealnej postaci nie występują.

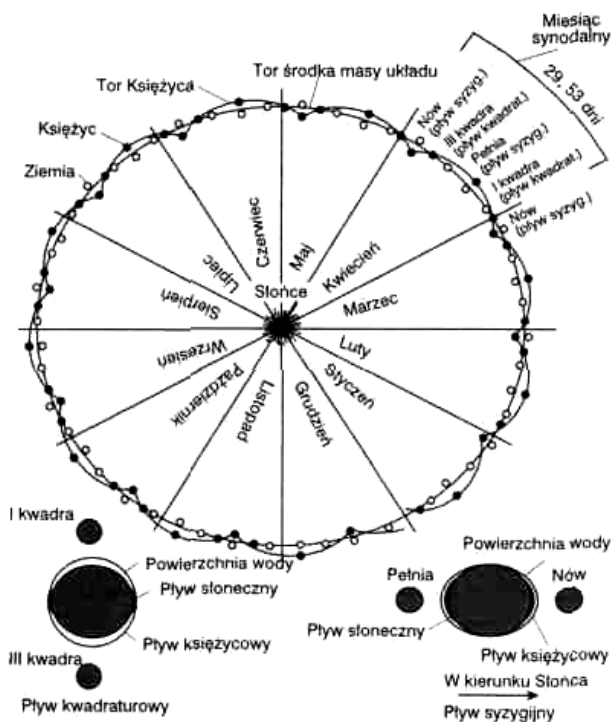
Wynikiem zmieniających się **astronomicznych** sił pływo twórczych są **nierówności pływów** - półmiesięczna, dobowa i paralaktyczna.

**Nierówność półmiesięczna** (fazowa), czyli okresowe zwiększanie się i zmniejszanie wysokości pływów, jest spowodowana zmieniającym się położeniem Księżyca i Słońca wobec Ziemi oraz zmieniającą się, w ślad za tym, ich sumaryczną siłą przyciągania. Zmiany położenia są wynikiem różnych prędkości obiegu Słońca (ruch pozorny) i Księżyca wokół Ziemi. Słońce „krąży” szybciej, jego doba trwa 23 godz. i 56 min i jest ok. 52 min krótsza od doby księżycowej (24 godz. i 48 min). Każdego dnia wyprzedza ono Księżyc ok.  $12,2^\circ$ . Po ok. 7 dniach wyprzedzenie to wynosi już  $1/4$  obrotu i zwiększa się dalej.

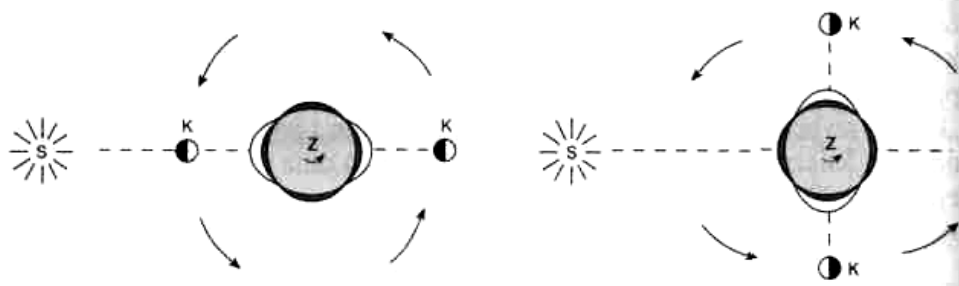
Licząc od momentu, gdy obydwa te ciała znajdują się w jednej linii i kulminują jednocześnie (są w koniunkcji), po ok. 7 dniach tworzą więc one z Ziemią kąt prosty (pierwsza kwadra), po 14 dniach znajdują się po jej przeciwnych stronach (są w opozycji), po 21 ponownie tworzą z nią kąt prosty (ostatnia kwadra) i po 28 dniach są znowu w koniunkcji.

Pełny cykl - okres pomiędzy dwiema jednakowymi kolejnymi fazami, np. od koniunkcji do koniunkcji, czyli miesiąc księżycowy (synodalny) - trwa ok. 29,53 doby słonecznej (rys. 25).

**Najwyższy pływ** (maksymalny) występuje w dniach, w których Księżyc i Słońce są w koniunkcji (nów Księżyca), lub w opozycji (pełnia Księżyca), a **najniższy** (minimalny), kiedy tworzą z Ziemią kąt prosty, w czasie pierwszej i ostatniej kwadry Księżyca (rys. 26).



Rys. 25 Ruch układu Słońce-Księżyc-Ziemia w roku [Thurman, 1982]



Rys. 26. Położenie Księżycy i Słońca podczas pływu maksymalnego i minimalnego [Zagrodzki, 1956]

Kiedy zastosujemy używany w astronomii termin „wiek Księżycy”, maksymalny pływ przypadnie średnio 0-1 i 14-15 dni po nowiu, a pływ minimalny - 7-8 oraz 21-22 dni po nowiu.

Zwiększająca się odległość pomiędzy Słońcem i Księżycem od nowiu do pierwszej kwadry oraz od pełni do ostatniej kwadry powoduje, że wysokość pływów w tym okresie stopniowo maleje, natomiast zmniejszająca się pomiędzy nimi odległość od pierwszej kwadry do pełni oraz od ostatniej kwadry do nowiu powoduje w tym okresie wzrost wysokości pływów.

**Pływy syzygijne** (ang. *spring tides*) występują w okresie, w którym pływowotwórcze siły Księżyca i Słońca sumują się. Mniej więcej w połowie tego okresu przypada pływ najwyższy.

**Pływy kwadraturowe** (ang. *neap tides*) przypadają w okresie, w którym pływowotwórcze siły Księżyca i Słońca redukują się. Także mniej więcej w połowie tego okresu przypada pływ najniższy.

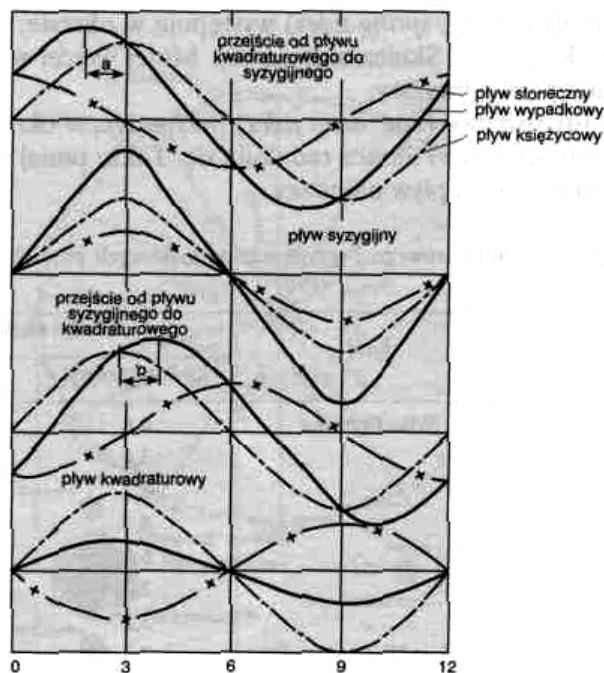
Tabela 4. Skok pływu kwadraturowego i syzygijnego w niektórych portach Europy [Lisicki, 1996]

Port	Kraj	Średni skok (m)	
		kwadraturowy	syzygijny
London Bridge	Wlk. Brytania	4,8	6,6
Boston	"	3,4	6,6
Hull	"	3,2	6,0
Liverpool	"	4,7	8,3
Bristol	"	6,5	12,1
Southampton	"	2,0	4,1
Dover	"	3,2	5,7
Brunsbüttel	Niemcy	2,3	2,9
Hamburg	"	2,1	2,5
Brema	"	2,9	3,4
Bremerhaven	"	3,0	3,8
Hawr	Francja	3,8	6,8
St.-Malo	"	6,0	12,6
Brest	"	2,9	6,0
Lizbona	Portugalia	1,5	3,2
Gibraltar	Hiszpania	0,4	1,0

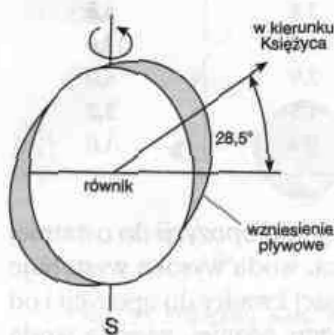
W okresach od koniunkcji do pierwszej kwadry i od opozycji do ostatniej kwadry, na skutek wcześniejszej kulminacji Słońca, woda wysoka występuje przed kulminacją Księżyca, a w okresach od pierwszej kwadry do opozycji i od trzeciej kwadry do koniunkcji, kiedy kulminuje ono później, wysoka woda pojawia się po kulminacji Księżyca (rys. 27).

**Nierówność półmiesięczna** jest związana z długością cyklu pływowego - okres od syzygii do syzygii lub od kwadratury do kwadratury trwa ok. 14 dni, czyli w przybliżeniu połowę miesiąca księżycowego.

Przyczyną drugiej nierówności pływów - **dobowej** (deklinacyjnej) są odmiennie maksymalne deklinacje Księżyca i Słońca (wielkości wychyleń w stosunku do równika) oraz czas trwania ich pełnych cykli deklinacyjnych. Maksymalna deklinacja Księżyca waha się od  $28^{\circ}36'$  do  $18^{\circ}18'$ , a okres, jaki upływa pomiędzy tymi samymi fazami wynosi 18,6 lat (rys. 28).



Rys. 27. Przeście od pływu syzygiyjnego do kwadraturowego i z powrotem [Drjemljug, 1974]  
 a – przyspieszenie wysokiej wody, b – opóźnienie wysokiej wody



Rys. 28. Maksymalna deklinacja wzniesienia pływowego w stosunku do równika [Thurman, 1982]

W przypadku Słońca deklinacja przyjmuje wartość od  $23^{\circ}27'$  szer. geogr. pn. do  $23^{\circ}27'$  szer. geogr. pd., a czas wędrówki Słońca od zwrotnika Raka do zwrotnika Koziorożca i z powrotem trwa 365 dni i 6 godzin. Ponadto Księżyc znajduje się nad równikiem dwa lub trzy razy w ciągu miesiąca, a Słońce tylko dwa razy w roku.

W dniach, kiedy Księżyc i Słońce kulminują jednocześnie nad równikiem (deklinacja  $0^{\circ}$ ), występują w ciągu doby dwie, zbliżone wysokością, wody wysokie i dwie, zbliżone wysokością, wody niskie.

Różnica pomiędzy wodami wysokimi i niskimi jest największa w strefie równikowej i maleje wraz z szerokością geograficzną.

Pojawienie się różnic pomiędzy deklinacjami Księżycy i Słońca powoduje różnicowanie wysokości wód wysokich - wyższa staje się ta, która tworzy się, gdy Księżyc jest w zenicie, a niższa, gdy jest on w nadirze (kulminacja dolna

W okresie syzygii pierwsza z tych wód nosi nazwę wyższej wysokiej wody syzygijnej (ang. *HHWS - higher high water springs*), zaś druga - niższej wysokiej wody syzygijnej (ang. *LHWS - lower high water springs*).

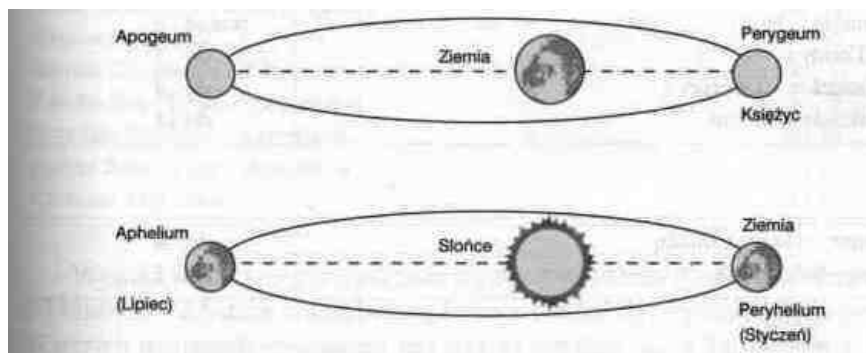
W okresie kwadratury woda wyższa jest określana jako wysoka woda kwadraturowa (ang. *HHWN - higher high water neaps*), a woda niższa, jako niższa wysoka woda kwadraturowa (ang. *LHWN - lower high water neaps*).

Różnica wysokości pomiędzy tymi dwiema wodami wysokimi nosi nazwę **różnicy deklinacyjnej**.

Różnicowanie się wyższej i niższej wody wysokiej pociąga za sobą konsekwencje w postaci różnego czasu pojawiania się wód niskich - po wyższej wodzie wysokiej woda niska pojawia się później, a po niższej wodzie wysokiej - wcześniej.

Zmiany położenia Księżyca względem równika powodują ponadto, że wysoka fala pływu przemieszcza się wokół Ziemi nie tylko w strefie równikowej, ale także wzdłuż równoleżników położonych bardziej na północ i na południe od równika.

Ostatnia nierówność, **paralaktyczna**, jest wywołana zmieniającą się odległością Księżyca i Słońca od Ziemi. Księżyc obiega Ziemię w czasie 27,5 dnia (miesiąc anomalny) i wówczas odległość pomiędzy tymi ciałami zmienia się od 375 200 km w perygeum (punkt najbliższy Ziemi) do 405 800 km w apogeum (punkt najdalszy od Ziemi). Powoduje to zmiany wysokości pływów ok. 40%. W przypadku obrotu Ziemi dookoła Słońca, trwającego w przybliżeniu 365 dni i 6 godzin, odległość ta zmienia się ze 148,5 mln km w peryhelium (ok. 2-3 stycznia) do 152,2 mln km w aphelium (ok. 3-4 lipca), a zmiany wysokości pływów wynoszą ok. 10%. Maksymalne siły pływotwórcze występują, gdy ciała te są najbliżej Ziemi, tzn. gdy Księżyc jest w perygeum, a Słońce w peryhelium (rys. 29).



Rys. 29. Orbity eliptyczne obiegu Księżyca wokół Ziemi i Ziemi wokół Słońca [Thurman, 1982]

O tym, jak zmienny w czasie i złożony jest wpływ czynników astronomicznych na zjawisko pływów świadczy to, że największa z możliwych siła pływotwórcza występuje, gdy Księżyc jest w perygeum, a Słońce w peryhelium.

twórcza pojawia się raz na około 1500 lat. Muszą być wtedy spełnione następujące warunki:

- Księżyc i Słońce muszą kulminować jednocześnie oraz muszą mieć tę samą deklinację,
- Księżyc musi znajdować się perygeum, a Słońce w peryhelium.

### 6.1.2. Rodzaje Pływów

Czynniki, takie jak np. kontynenty, ułożone poprzecznie do przemieszczającej się za Księżycem fali pływu, podwodne łańcuchy górskie, siła Coriolisa, różne głębokości akwenów, prądy morskie, tarcie wody o dno, urozmaicone kształty linii brzegowych, wąskie przejścia, bezwładność mas wodnych, siły lepkości, powodują, że wysokość pływów na kuli ziemskiej jest różna. Również czas pojawiania się wysokiej wody wywołanej syzygią i górowaniem Księżyca jest bardzo zróżnicowany.

**Wysokość pływów**, która na otwartych wodach oceanów wynosi 40-60 cm, jest w pobliżu niektórych brzegów wielokrotnie większa (tab. 5).

Tabela 5. Miejsca o najwyższym skoku pływu w metrach [Lisicki, 1996]

Europa	
Zatoka Dwińska - Morze Białe	ponad 8
Zatoka Helgoland - Morze Północne	do 4
Calais - cieśnina La Manche	do 7
Ujście Sekwany - Hawr	do 8
Ujście Sommy	do 10
Zatoka St.-Malo	do 13
Dover - cieśnina La Manche	do 6
Ujście Humber - Hull	ponad 6
Tamiza - Londyn	do 7
Morze Irlandzkie - Liverpool	do 9
Kanał Bristolski - Bristol	do 14
Afryka	
Ujście Nunez - Gwinea Bissau	do 6
Ujście Save - Mozambik	do 7
Azja	
<b>Wody Birmy i Indii</b>	<b>do 11</b>
Morze Arabskie - Bhaunagar	do 7
Zatoka Bengalska - Kalkuta	do 7

<b>Wody Indonezji i Japonii</b>	
Nowa Gwinea - Madang	do 7
Sumatra - cieśnina Malakka	do 6
Kiusiu - Nagasaki	do 6
<b>Wody Chin</b>	
Zatoka Sansa - Cieśnina Tajwańska	do 7
Zatoka Hangzhou - Szanghaj	do 11
Zatoka Kanhwa - Morze Żółte	do 9
<b>Australia</b>	
Cairns - Morze Koralowe	do 10
Przylądek Jork - Cieśnina Torresa	do 10
Port Darwin - morze Timor	do 7
Ujście rzeki Victoria - Zatoka Józefa Bonapartego	do 8
Zatoka Collier - morze Timor	ponad 11
<b>Ameryka Północna</b>	
Zatoka Cooka - Alaska	do 11
Zatoka Królowej Charlotty - Kanada	do 6
Ujście Kolorado - Zatoka Kalifornijska	ponad 8
Zatoka Fundy - Nowa Szkocja, Kanada	ponad 16
Ujście Rzeki Sw. Wawrzyńca - Anticosti	do 6
Cieśnina Hudsona - Kanada	ponad 11
Iqaluit (dawniej Frobisher Bay) - Ziemia Baffina, Kanada	do 14
<b>Ameryka Południowa</b>	
Delta Amazonki - część północna	do 9
Zatoka Panamska	do 6
Zatoka Corcovado - Chile	do 7
Zatoka San Matfas - Argentyna	do 9
Port Rio Gallegos - Argentyna	do 10
Puerto Santa Cruz - Argentyna	do 11
Cieśnina Magellana	do 13

Wysoka woda syzygijna pojawia się np. u wybrzeży Norwegii 3 dni, w Belgii i w Holandii - 2,5 dnia, a u wybrzeży Francji i Wielkiej Brytanii - 2 dni po syzygii. W innych miejscach opóźnienie jest jeszcze większe, np. w Montevideo (Urugwaj - La Płata) maksymalna fala pływów pojawia się dopiero po 11 dniach od syzygii.

Na innych akwenach wysoka woda występuje przed syzygią. W Skageraku, np. pojawia się ona 2 dni, na Morzu Karaibskim - 1-2 dni a w Colon, u wejścia do Kanału Panamskiego od strony Atlantyku, nawet 7 dni wcześniej. Ze względu na złożoność zjawiska pływów trudno w tym ostatnim przypadku



określić z całą pewnością, czy jest to pływ przyspieszony czy opóźniony z poprzedniego cyklu księżycowego.

Opóźnienie wody **wysokiej** w stosunku do **górowania** Księżyca wynosi np. w Breście 3 godz. 45 min, w Plymouth 6 godz. i 5 min, w Cherbourgu 7 godz. i 45 min, a w Calais aż 11 godz. i 45 min (wysoka woda z poprzedniego cyklu wyprzedza tylko o 15 min dolną kulminację Księżyca).

Okres pomiędzy górowaniem Księżyca a wystąpieniem wody wysokiej nosi nazwę **interwału** lub odstepu księżycowego (rys. 24).

Określony na podstawie wieloletnich obserwacji, **średni okres** pomiędzy kulminacją Księżyca i wystąpieniem wody wysokiej nosi w określonym porcie nazwę **czasu portowego** (ang. *Establishment of the port*).

Bardzo przekonującym dowodem na złożony charakter zjawiska, jakim są pływy, jest ich przebieg w zatoce Solent i w ujściu rzeki Test, u południowych wybrzeży Anglii, oddzielonych od otwartych wód cieśniny La Manche wyspą Wight. Spotyka się tu fala pływu biegnąca bezpośrednio z Atlantyku i fala, która okrążyła wspomnianą wyspę. Różnica pomiędzy ich nadejściem wynosi ok. 1,5 godziny. W efekcie w okresie 3 godzin występuje dwa razy woda wysoka z lekkim spadkiem w połowie tego okresu. Zjawisko tego typu nosi nazwę **podwójnej wody wysokiej** i jest obserwowane także w innych miejscach kuli ziemskiej.

Wymienione wyżej przyczyny oraz wiele innych, trudnych do jednoznacznego określenia powodują, że zmienia się rytm pływów - oprócz pływów o cyklu półdobowym istnieją także pływy o cyklu dobowym oraz mieszane, pośrednie pomiędzy półdobowymi i dobowymi.

**Pływy półdobowe**, podczas których dwukrotnie pojawia się woda wysoka i niska, przeważają na Oceanie Atlantyckim, szczególnie w umiarkowanych szerokościach geograficznych obydwu półkul, w tym również na akwenach przylegających do Europy i Ameryki Północnej (rys. 30) oraz Afryki. W niektórych miejscach tego oceanu obserwuje się również pływy mieszane.

**Pływy dobowe**, gdy w okresie doby raz pojawia się woda wysoka i raz niska, są obserwowane głównie na Oceanie Spokojnym u wybrzeży Azji i Nowej Gwinei. Występują one również w Zatoce Meksykańskiej.

**Pływy mieszane** (z przewagą cech pływów półdobowych) występują na Oceanie Spokojnym u brzegów Japonii oraz Ameryki Północnej, a także w Zatoce Arabskiej i w Morzu Czerwonym.

**Pływy mieszane** (z przewagą cech pływów dobowych) są spotykane głównie w niskich, zwrotnikowych szerokościach geograficznych, m.in. lokalnie w Zatoce Meksykańskiej, Morzu Południowochińskim, u wybrzeży Filipin, a także w Zatoce Perskiej.

Kompleksowy wpływ czynników kształtujących pływy uwzględnia w swoich założeniach, opracowana pod koniec XIX w. i wielokrotnie później udoskonalana, **harmoniczna teoria pływów**. Według niej fale pływów są wypadkową wielu różnych fal, z których każda jest spowodowana inną przyczyną lub grupą przyczyn. Każdą z tych fal można przedstawić w postaci arytmetycznej i oddziel-



Podstawowym źródłem wiedzy o pływach w ważniejszych portach świata są używane powszechnie w żegludze Tablice Pływów (ang. *Admiralty Tide Tables*). Zawierają one uśrednione dla każdego dnia roku wysokości wyższej (ang. MHWS - *mean higher water springs*) i niższej (ang. MLWS - *mean lower water springs*) wody wysokiej oraz wyższej (ang. MHWN - *mean higher water neaps*) i niższej (ang. MLWN - *mean lower water neaps*) wody niskiej. Są w nich podane również czasy pojawiania się tych wód. Dane te odnoszą się do portów głównych (ang. *standard ports*). Dla portów leżących w głębi łądu i połączonych z morzem rzeką lub kanałem (ang. *secondary ports*), należy te wielkości interpolować na podstawie różnicy czasu w odniesieniu do określonego portu głównego. Dla Hamburga np, gdzie fala pływu z Morza Północnego jest opóźniona ok. 4 godziny, interpoluje się je w stosunku do portu Cuxhaven, położonego u ujścia Łaby.

### 6.1.3. Systemy Amfidromiczne

Fala pływu wchodząca do rozległego zbiornika wodnego skręca pod wpływem siły Coriolisa w prawo (na półkuli południowej - w lewo) i przemieszcza się wzdłuż jego prawego brzegu (patrzac od strony wejścia), potem opływa stronę przeciwną i wypływa wzdłuż lewego brzegu. Nosi ona nazwę **fali Kelvina**. Mniej więcej na środku zbiornika można więc wyznaczyć punkt, dookoła którego fala obraca się i w którym poziom wody nie zmienia się. Jest to **punkt amfidromiczny**.

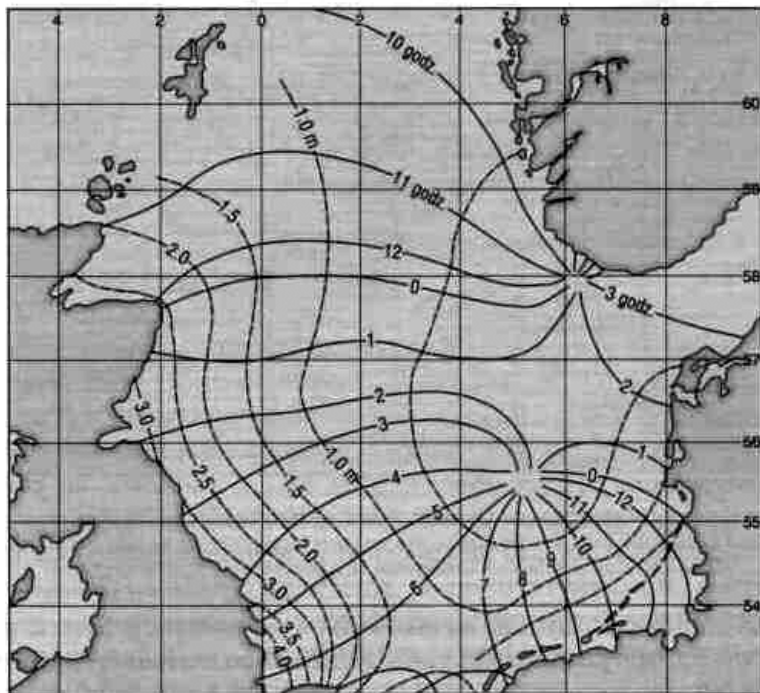
Prędkość obracającej się fali przedstawiają na mapach **linie kotydalne** (ang. *co-tidal lines*). Wychodzą one promieniście z punktu amfidromicznego i biegną wzdłuż punktów jednakowej **fazy pływu** (najczęściej grzbietu fali). Kreśli się je w jednakowych odstępach czasowych, najczęściej jednogodzinnych. Im większa jest prędkość fali pływowej, tym odległość pomiędzy liniami kotydalnymi jest większa.

Linie otaczające koncentrycznie punkt amfidromiczny i łączące punkty **jednakowej wysokości pływu** (ang. *co-range lines*) to średni **skok pływów**. Różnią się one o określoną stałą wartość, np. 0,2 m, 0,5 m lub 1,0 m. W pobliżu brzegów przybierają zwykle kształt zbliżony do linii brzegowej.

Pływy, których rozkład (przebieg) na określonym akwenie można zobrażować liniami kotydalnymi, tworzą system **plywowy**. Jeśli system taki zawiera punkt amfidromiczny, wówczas jest określany jako system **amfidromiczny**.

Pływowe systemy amfidromiczne na Morzu Północnym, gdzie panuje pływ półdobowy, przedstawiono na rysunku 32. Widoczne są na nim położenia grzbietu fali pływowej wchodzącej z Atlantyku (moment wystąpienia wysokiej wody u ujścia Tamizy odpowiada położeniu linii kotydalnej 0). Z układu linii kotydalnych wynika, że wschodnia część fali biegnie szybko przez Morze Norweskie i zwalnia dopiero u południowych wybrzeży Skandynawii. W pobliżu przylądka Lindesnes, u południowych wybrzeży Norwegii, tworzy

się punkt amfidromiczny. Wysokość fali, która na otaczającym go obszarze nie przekracza 0,5 m, zwiększa się w kierunku zachodnim. Mniej więcej na 55° szer. geogr., w połowie odległości pomiędzy Wielką Brytanią i Danią tworzy się drugi, główny na Morzu Północnym, punkt amfidromiczny. Jego linie kotydalne obiegają kolejno brzegi Anglii, Niemiec i Danii (przeciwnie do ruchu wskazówek zegara). Fala pływowa u brzegów Anglii ma wysokość prawie 5 m. W części południowej tego morza, na wysokości Cieśniny Kaletarijskiej, tworzy się trzeci punkt amfidromiczny obejmujący liniami kotydalnymi wody w pobliżu wejścia do cieśniny La Manche.

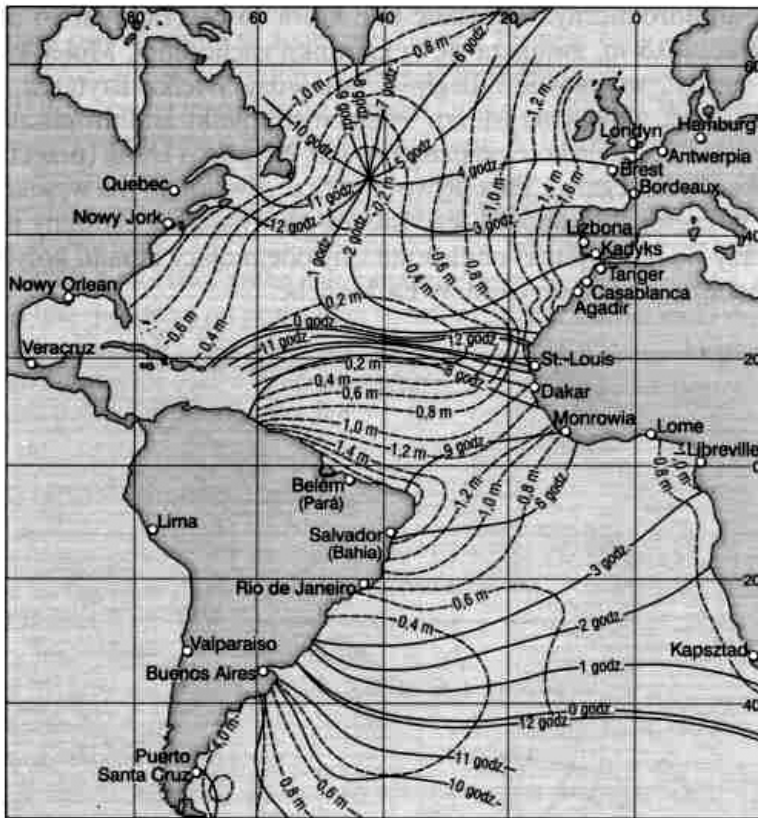


Rys. 32. Pływy Morza Północnego [Thurman, 1982]

Linie kotydalne i izolnie wysokości pływów: linia ciągła - czas do wystąpienia wody wysokiej (od momentu górowania Księżyca nad południkiem Greenwich), linia przerywana - średni skok pływów

Fala pływowa wchodzi do Morza Północnego także przez cieśninę La Manche. Jej skok sięga 4—5 m, a u brzegów Francji, w Hawrze, u ujścia Sommy i w Zatoce Sekwany przekracza 10 m.

Na Oceanie Atlantyckim (rys. 33) fala pływowa przemieszcza się z południa na północ zajmując całą jego szerokość. Ma ona ok. 40-70 cm wysokości. W rejonie równika jej wysokość zwiększa się do ponad 100 cm, a miejscami nawet ponad 120 cm. W pobliżu 15° szer. geogr. pn. wysokość fali pływów maleje do 40-60 cm i staje się ona wolną składową systemu amfidromicznego



Rys 33 Pływy na Oceanie Atlantyckim [Thurman, 1982]

Linie kotydalne i izohnie wysokości pływów linia ciągła - czas do wystąpienia wody wysokiej (od momentu górowania Księżyca nad południkiem Greenwich), linia przerywana - średni skok pływów

z punktem amfidromicznym na wysokości Nowej Fundlandii. System obejmuje obszar od Europy po Amerykę i od Grenlandii po szerokości zwrotnikowe. Wysokość fali tego systemu zwiększa się w kierunku zachodnim, północnym i wschodnim, osiągając u wybrzeży Ameryki, Kanady i Grenlandii około 1,0 m, a u brzegów Europy - 1,6 m.

## 6.2. WEZBRANIA SZTORMOWE

**Wezbrania sztormowe** tworzą się pod układami barycznymi niskiego ciśnienia i przemieszczają razem z nimi. Wezbranie wody jest najczęściej wypadkową łącznego działania niskiego ciśnienia atmosferycznego i wiatru. Szacuje się, że w niżowych układach barycznych spadek ciśnienia o 1 hPa, w stosunku do wartości 1013 hPa powoduje podniesienie się poziomu wody o 1 cm. Poziom podwyższają więcej w kierunku centrum wiatry, które spy-

chają tam masy wody. Zmiana poziomu wynosi najczęściej kilkadziesiąt centymetrów, rzadko przekraczając 2 m. Na krańcach układu poziom może być obniżony na skutek odpłynięcia wody.

Na otwartym morzu wezbrania sztormowe nie mają większego znaczenia. Zbliżając się wraz z układem niskiego ciśnienia w stronę brzegu, powodują niekiedy duże spiętrzenia. Poziom wody staje się nieraz tak wysoki, że zalewa ona pobliskie obszary lądowe i powoduje powodzie. Szczególnie niebezpieczne są spiętrzenia nakładające się na wysoką wodę pływu. Spiętrzenia sztormowe oraz dłużej trwające silne wiatry od morza powodują zjawisko cofki - zatrzymania się, a później cofania wody w dolnych odcinkach rzek.

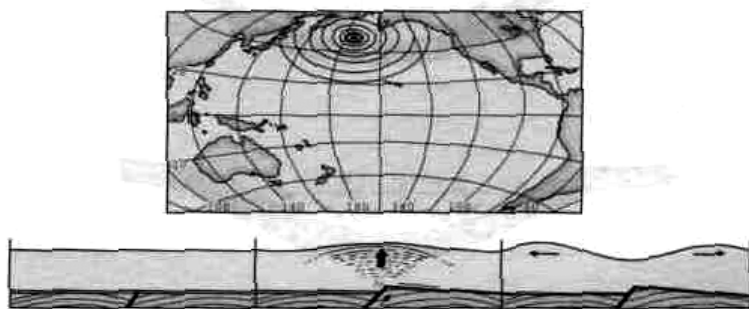
Obszarem często nawiedzanym przez spiętrzenia sztormowe jest pomocna część Morza Bałtyckiego.

Na płytkich trasach żeglugowych odpłynięcie wody, spowodowane wiatrem, może okresowo ograniczyć żeglugę większych statków (np. w cieśninie Sund).

Wezbrania sztormowe powodowane cyklonami tropikalnymi podnoszą poziom wody u wybrzeży do kilku, a niekiedy kilkunastu metrów.

### 6.3. FALE SEJSMICZNE

**Fale sejsmiczne (tsunami)** są wynikiem podwodnych wybuchów wulkanów lub podwodnych trzęsień ziemi. Wytracona ze stanu równowagi woda wytwarza fale rozchodzące się kolistą po powierzchni wód oceanicznych (rys. 34). Fale te mają olbrzymią energię i rozprzestrzeniają się z niezwykle dużą prędkością na odległości liczące setki, a nieraz tysiące kilometrów. Zwykle jest to grupa kilku fal, z których 2-3 wyróżniają się szczególną wielkością. Ich bardzo mała stromość sprawia, że na otwartym oceanie są prawie niewidoczne i nie stanowią większego zagrożenia. Dopiero po wejściu fal w strefę przybrzeżną ich długość maleje, a zwiększa się gwałtownie wysokość, która może przekroczyć nawet 20 m. Tak wielka masa wody, zalewając gwałtownie ląd i cofając się, powoduje z reguły ogromne zniszczenia.



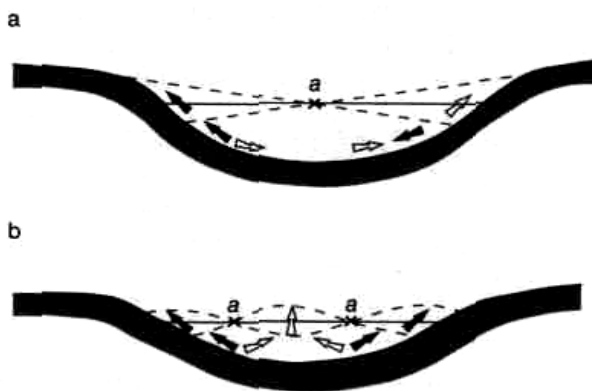
Rys. 34. Fale tsunami [Thurman. 1982]

W przeszłości odnotowano wiele przypadków fal sejsmicznych oraz wywołanych przez nie szkód. Najbardziej znanym, chociaż nie najbardziej tragicznym, przykładem jest fala tsunami wywołana wybuchem wulkanu Krakatau na Jawie w 1883 r. Osiągnęła ona wysokość ponad 30 m i spowodowała ogromne zniszczenia na Jawie i pobliskiej Sumatrze. Zginęło wówczas ponad 35 000 osób. Rozprzestrzeniając się, fala pokonała Ocean Indyjski, dotarła na Atlantyk i po 32 godz. osiągnęła cieśninę La Manche. Inny przykład to fala tsunami spowodowana trzęsieniem ziemi na Aleutach (1946 r.), która po 4,5 godzinach osiągnęła Hawaje, gdzie dokonała wielu zniszczeń. W pobliżu półwyspu Kalifornijskiego miała wysokość ok. 3 m. Po 18 godz. dotarła do Valparaiso, portu w Chile na południowym Pacyfiku. Ostatnio, w roku 1998, fala tsunami zabrała kilka tysięcy ofiar w Bangladeszu.

## 6.4. FALE STOJĄCE

**Fale stojące (sejsze)** są nietypową formą fal - nie przemieszczają się, a ponadto ruch cząsteczek wody nie odbywa się, jak w innych falach po orbitach kołowych, lecz w pionie i w poziomie (rys. 35). Fale te powstają w wyniku zaburzenia równowagi w zamkniętych zbiornikach, np. w jeziorach, a także w otoczonych lądem, głęboko wcinających się ląd zatokach. Najczęstszą przyczyną ich powstawania jest silny wiatr wiejący dłużej z jednego kierunku i napędzający wodę do jednego krańca zbiornika. Innymi przyczynami mogą być np. spiętrzenia sztormowe, powodujące miejscowe podniesienie się poziomu wody, lub wtargnięcie silnych fal sztormowych.

Podniesienie się poziomu wody w jednym krańcu zbiornika powoduje, że po ustaniu przyczyny przelewa się ona w drugi kraniec, a następnie znowu



Rys. 35. Przebieg sejszy [Łomniewski, 1970]

a - jednowęzłowych, b - dwuwęzłowych: strzałki czarne wskazują kierunek ruchu wody w początkowym momencie,

w pierwszy itd. Na środku zbiornika można wyodrębnić zatem poprzeczną linię, gdzie poziom wody nie zmienia się - jest to linia węzłów. Na krańcach zbiornika natomiast, gdzie grzbiety przechodzą cyklicznie w doliny, a doliny w grzbiety - tworzy się linia strzałek. Niekiedy w tym samym zbiorniku tworzy się więcej linii węzłów i linii strzałek. W przypadku zatok, jedna z linii węzłowych tworzy się zazwyczaj w miejscu połączenia zatoki z otwartym morzem.

Ruch poziomy wody odbywa się w liniach węzłów, natomiast pionowy - w liniach strzałek. Największą prędkość w poziomie woda osiąga w chwili, gdy jej powierzchnia zajmuje położenie poziome.

Fale stojące tego typu występują także na Bałtyku. Na polskim wybrzeżu ich wysokość jest niewielka i sięga kilkunastu centymetrów, a okres wahań wynosi ok. 3 godzin. W Zatoce Fińskiej są one jeszcze mniejsze, zaledwie 7-8 centymetrowe, a ich okres wynosi ok. 20 minut.

Niekiedy fale stojące tworzą się w wyniku nałożenia się fal rozkołysu, odbitych od prostopadłej przeszkody, i fal napływających. Linie strzałek i węzłów układają się wówczas równoległe do przeszkody.



## 7. PRĄDY MORSKIE

**Prąd morski** to uporządkowany, charakteryzujący się określoną prędkością i kierunkiem, ruch postępowy mas wodnych. Ruch ten może odbywać się w różnych kierunkach i na różnych głębokościach. Prądy morskie przypominają rzeki płynące wśród wód o innych właściwościach fizycznych. Płynąc, mieszają się na obrzeżach z otaczającą je wodą, a miejscami porywają ją ze sobą. Na pewnych odcinkach strumień wody jest szerszy, a w innych węższy, zmienna jest także jego prędkość. Prądy morskie są podstawowym elementem ogólnej cyrkulacji i zróżnicowania wód oceanu światowego.

Wśród prądów morskich wyróżnia się:

- ze względu na przyczynę powstawania - pływowe, wiatrowe, dryfowe, gradientowe i kompensacyjne,
- ze względu na głębokość występowania - powierzchniowe, podpowierzchniowe, głębinowe i przydenne,
- według kierunków - poziome i pionowe,
- w zależności od czasu trwania - stałe i okresowe,
- według cech termicznych w stosunku do wód otaczających - ciepłej i chłodnej.

### 7.1. PRĄDY PŁYWOWE

**Prądy pływowe** to poziome przemieszczanie się wód spowodowane pływami. Na otwartych oceanach są one nieodczuwalne, natomiast w pobliżu brzegów, szczególnie w wąskich cieśninach, u wejść do zatok, na przybrzeżnych wypłyeniach itp., osiągają prędkości kilku węzłów (tab. 6).

Nałożenie się prądu pływowego na powierzchniowy prąd oceaniczny sprawia niekiedy bardzo duży wzrost prędkości, np. zatoce Pentland Firth (północna Szkocja) prąd pływowy połączony z Prądem Północnoatlantyckim, będącym przedłużeniem Prądu Zatokowego, osiąga prędkość ponad 10 węzłów. Bardzo silny prąd pływowy, wzmocniony Prądem Alaski, którego prędkość wynosi także ok. 10 węzłów, występuje pomiędzy wyspami w archipelagu Aleutów na północnym Pacyfiku.

Wśród prądów pływowych wyróżnia się:

- prądy przyływowe i odpływowe: przyływowe związane są z podniesieniem się poziomu wody, a odpływowe - z jego opadaniem,
- prądy syzygijne, kwadraturowe i pośrednie: syzygijne są najsilniejsze, a kwadraturowe - najsłabsze,
- prądy półdobowe, dobowe i mieszane: półdobowe charakteryzują się dwukrotnym występowaniem w ciągu doby prądu przyływowego

Tabela 6. Maksymalne prędkości (w węzłach) prądów pływowych [Lisicki, 1996]

**Europa**

Cuxhaven - ujście Łaby	2 do 5
Bremerhaven - ujście Wezery	3
Ujście Tamizy	3
Ujście Humber	3 do 4
Zatoka Pentland Firth - phi. Szkocja	8 do 9
Hebrydy - Morze Szcockie	do 7
Kanał Północny - Irlandia Płn.	3 do 4
Kanał Bristolski - Wlk. Brytania	4 do 5
Portland - cieśnina La Manche	do 4
Dover - cieśnina La Manche	do 5
Calais - cieśnina La Manche	3
Cherbourg - cieśnina La Manche	4 do 5
Trondheim - Norwegia	do 3
Lofoty - Norwegia	do 7

**Azja**

Cieśnina Torresa - Nowa Gwinea	do 7
Cieśnina San Bernardino - Filipiny	do 8
Cieśnina Basilan - Filipiny	do 7
Wybrzeża Morza Japońskiego	do 10
Cieśnina Koreańska	do 8

**Ameryka Północna, wybrzeża Oceanu Spokojnego**

Aleuty	10-12
Cieśnina Chatham - Alaska	10-11
Cieśnina Seymour - Kanada	do 14
Cieśnina Strait of Georgia - Kanada, St. Zjednoczone	do 11

**Ameryka Północna, wybrzeża Oceanu Atlantyckiego**

Zatoka Fundy - Kanada	6 do 7
Cieśnina Long Island - Nowy Jork, St. Zjednoczone	do 5
Zatoka Chesapeake - St. Zjednoczone	do 5

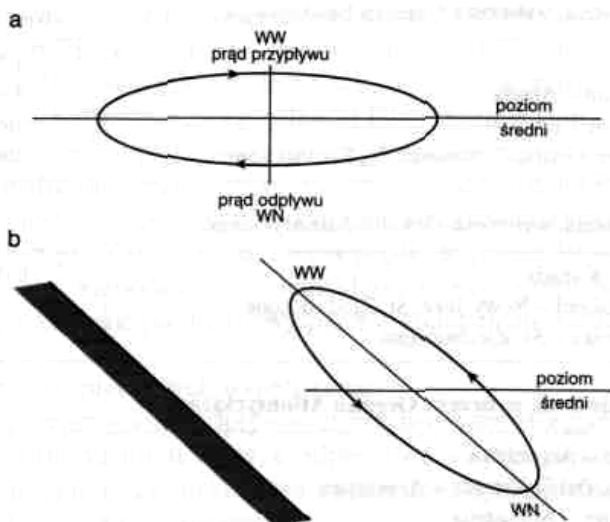
**Ameryka Południowa, wybrzeża Oceanu Atlantyckiego**

Zatoka San Jose - Argentyna	8
Puerto Deseado, Bahía Grandę - Argentyna	6
Cieśnina Le Maire - Argentyna	6
Falklandy (Malwiny)	do 10
Cieśnina Magellana	8 do 10

i prądu odpływowego, dobowe - jednym prądem przyprywowym i jednym odpływowym w ciągu doby, mieszane - dwukrotnym prądem przyprywowym i dwukrotnym odpływowym, przy czym prędkość pierwszego z nich różni się od prędkości drugiego.

W prądach pływowych, niezależnie od tego, czy jest to pływ półdobowy, dobowy czy mieszany, cząsteczki wody w okresie jednego cyklu pływowego wykonują jeden pełny obrót po orbicie. W odróżnieniu od falowania wiatrowego orbita, po której się poruszają nie jest kołowa, lecz, ze względu na bardzo dużą długość fali pływowej w stosunku do głębokości wody, **eliptyczna**. Na wodzie głębokiej, przy poziomym dnie dłuższa oś tej orbity jest ułożona **równoległe do powierzchni wody**.

Kształt orbity fali pływowej na wodzie głębokiej ilustruje rysunek 36a. Górna część orbity przedstawia drogę, jaką zakresła cząsteczka wody w przestrzeni podczas przyprywu, a dolna - podczas odpływu. Z kształtu orbity wynika, że po zmianie kierunku w pierwszej kolejności następują szybkie zmiany poziomu wody, natomiast prędkość prądu wzrasta bardzo nieznacznie. Z upływem czasu sytuacja zmienia się - zmiany wysokości stopniowo maleją, a zwiększa się coraz bardziej prędkość prądu. Największą prędkość osiąga on w momencie najwyższej i najniższej wody, czyli w połowie okresu pomiędzy zmianami kierunku. Potem jego prędkość maleje, w chwili wyrównania się poziomu pływu ze średnim poziomem morza, a więc w momencie zmiany kierunku, na chwilę zanika i przyprływ przechodzi w odpływ lub odpływ zmienia się w przyprływ. Nieruchoma woda w momencie zmiany kierunku przez prąd nosi nazwę „martwej wody” (ang. *slack water*).



**Rys. 36.** Orbita pływowa i prąd pływowy, [1974]  
a - na otwartym morzu, b - w pobliżu brzegu, WW - woda wysoka, WN -

W miejscach o pochyłym dnie, a więc najczęściej w strefie przybrzeżnej, długa oś orbity, która na wodzie głębokiej była równoległa do powierzchni wody, układa się **równolegle do dna** (rys. 36b). *Zmiana* ta pociąga za sobą przesunięcie faz pływu. Wielkość przesunięcia *zależy* od kąta nachylenia dna - przy dużym nachyleniu zmiana kierunku prądu może następować w czasie bliskim momentowi wody wysokiej lub niskiej, a jego maksymalna prędkość przypadać w chwili wyrównywania się poziomu pływu ze średnim poziomem morza.

Po wejściu fali pływu do **rozległego zbiornika**, przemieszcza się ona najpierw wzdłuż prawego brzegu, potem przeciwległego do wejścia i w końcu wzdłuż lewego brzegu. Wywołany nią ruch wód, ze względu na różne wielkości i kształty zbiorników, ich zmieniające się szerokości i głębokości, a także bezwładność mas wodnych, ma przebieg znacznie bardzo złożony i odmienny dla każdego zbiornika.

**W wąskich zbiornikach** prąd pływowy nabiera charakteru dwukierunkowego - w pierwszej połowie cyklu woda wpływa do niego, a w drugiej z niego wypływa. Zmiana kierunku, a tym samym chwilowy zanik prądu, następuje z niewielkim opóźnieniem w stosunku do czasu wody wysokiej i niskiej u wejścia. Największą prędkość prąd dwukierunkowy osiąga w połowie okresu pomiędzy zmianami kierunku. Prądy dwukierunkowe występują w wielu rzekach wpadających bezpośrednio do mórz i oceanów, w wąskich zatokach, kanałach itp.

Szczegółowe informacje o prądach pływowych występujących na kuli ziemskiej znajdują się m.in. w atlasach pływów (ang. *tidal stream atlas*). Atlasy te obejmują akweny, gdzie występują prądy pływowe i składają się z map przedstawiających co godzinę kierunki i prędkości prądów pływowych, w okresie od 6 godzin przed do 6 godzin po wodzie wysokiej w porcie głównym (np. w Dover dla cieśniny La Manche). Kierunki prądów wskazują naniesione w odpowiednich miejscach strzałki, a prędkości prądów - liczby obok strzałek (np. 14,25 oznacza, że prędkość prądu kwadraturowego (ang. *neap rate*) sięga 1,4 węzła, a prądu syzygijnego (ang. *spring rate* - 2,5 węzła).

Informacje o prądach pływowych znajdują się także na mapach nawigacyjnych - poszczególne rejony zaznaczone są literami alfabetu, zaś dane liczbowe o kierunkach i prędkościach prądów w tych rejonach zawiera legenda mapy.

Wiele wiadomości na temat pływów i prądów pływowych w portach i w pobliskich akwenach zawierają również locje.

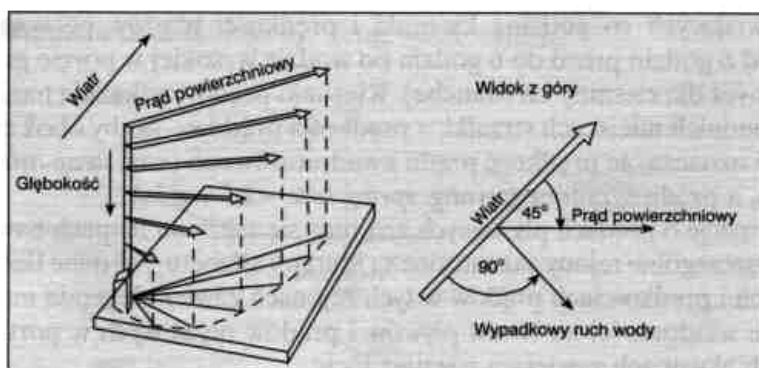
## 7.2. PRĄDY WIATROWE

**Prądy wiatrowe** są wywołane tarciem powietrza o powierzchnię wody, spowodowanym krótkotrwałym działaniem wiatru. W krótkim czasie po jego ustaniu prądy te zanikają. Prądy wiatrowe obejmują powierzchniowe warstwy wody, a ich kierunek jest zgodny z przeważającym kierunkiem wiatru. Początkowo poziomy ruch wody jest spowodowany prądem falowym, wywołanym

większą prędkością cząsteczek wody w górnych częściach orbit. Później, wraz z rosnącą prędkością wiatru, prąd falowy odgrywa coraz mniejszą rolę w powierzchniowym przemieszczaniu się wody. Granica pomiędzy prądem falowym i prądem wiatrowym jest trudna do określenia.

### 7.3. PRĄDY DRYFOWE

**Prądy dryfowe** powstają w wyniku długotrwałego i stałego pod względem kierunku oddziaływania wiatru na powierzchnię wody. W porównaniu z prądami wiatrowymi obejmują one większe masy wody i sięgają znacznych głębokości. Siła Coriolisa oraz bezwładność mas wody i tarcie powodują, że wraz z głębokością zmieniają się dwa główne parametry prądów dryfowych: kierunek i prędkość (rys. 37). Na półkuli północnej prąd dryfowy odchyła się od kierunku wiatru w prawo, a na półkuli południowej w lewo. W warstwie powierzchniowej odchylenie ustaje przy zrównoważeniu siły Coriolisa przez prostopadłą do wektora prędkości wiatru składową siły tarcia, tzn. przy odchyleniu ok.  $45^\circ$ . Ze wzrostem głębokości, na skutek zwiększającego się tarcia, odchylenie to zwiększa się i na głębokości zwanej **poziomem tarcia**, kierunek bardzo słabego już prądu staje się prawie przeciwny do kierunku wiatru. W oceanach jest to głębokość od 100 do 250 m. Na poziomie tarcia prędkość prądu jest równa  $1/23$  prędkości, jaką miał on na powierzchni.



Rys. 37. Spirala Ekmana [Thurman, 1982]

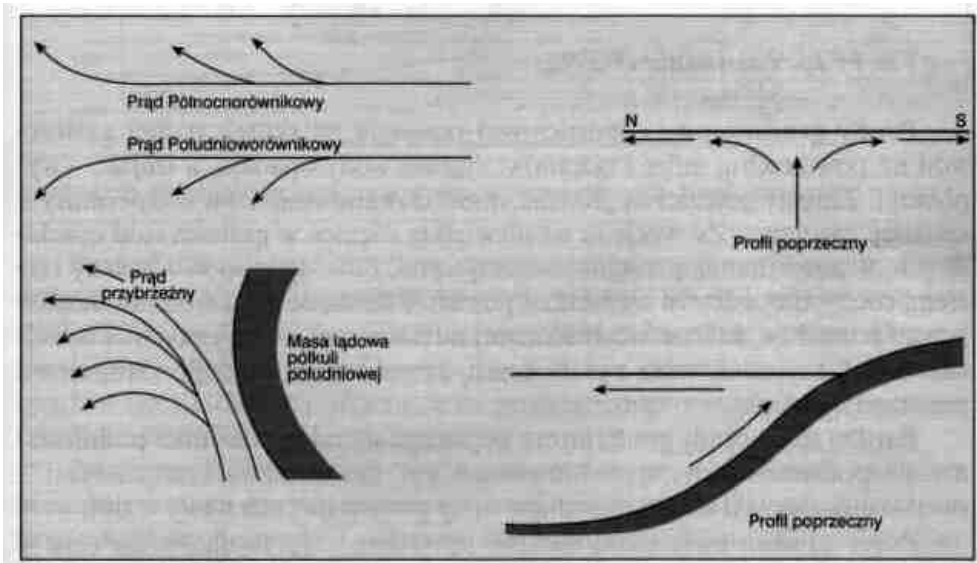
Takie sformułowane matematycznie zależności, ujęte przez Ekmana w 1905 r., odnoszą się do morza o nieograniczonej głębokości oraz do wody jednorodnej pod względem cech fizycznych. W rzeczywistości warunki takie nie istnieją - wody mórz i oceanów różnią się właściwościami fizycznymi, zarówno w płaszczyźnie poziomej jak i pionowej. Mimo więc zbliżonych warunków wiatrowych, wywołane nimi prądy różnią się od siebie - mają inne prędkości, sięgają różnych głębokości, itd.

Klasycznym przykładem prądów dryfowych są wywołane wiatrami pasatowymi i płynące wzdłuż równika prądy pasatowe (zob. rozdz. 9), a także wzbudane wiatrami monsunowymi, prądy monsunowe. Wiele prądów dryfowych, o mniejszej sile, pojawia się także okresowo w innych miejscach kuli ziemskiej.

Prąd dryfowy występujący w płytkich wodach przybrzeżnych, na skutek bliskości dna, ma prawie w całym profilu pionowym kierunek zbliżony do kierunku wiatru.

## 7.4. UPWELLING

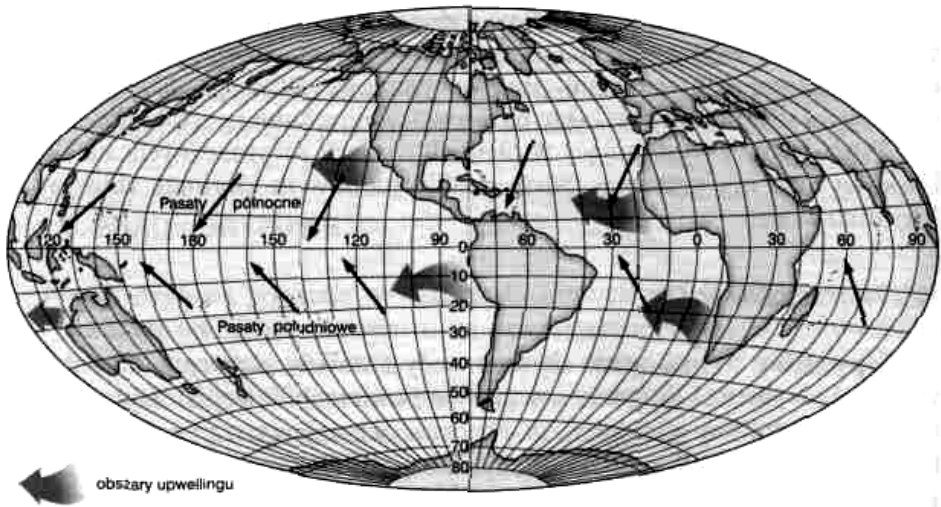
**Upwelling** to unoszenie się mas wody z warstw głębszych. Zjawisko to występuje w miejscach, gdzie w warstwie powierzchniowej istnieje niedobór wody spowodowany jej odpływem. Na oceanach najczęstszą przyczyną niedoborów wody i upwellingu jest odchylenie się prądów powierzchniowych od kierunku prostoliniowego, odpływ wody spowodowany wiatrami wiejącymi od lądu lub jednoczesne działanie obydwu tych czynników (rys. 38).



Rys. 38. Upwelling - cyrkulacja pionowa [Thurman, 1982]

Na największą skalę Upwelling zachodzi u zachodnich wybrzeży kontynentów, w miejscach, gdzie wiejące ze wschodu pasaty powodują odpływ wody powierzchniowej. Dotyczy to głównie Afryki, Ameryki Północnej i Ameryki Południowej oraz Australii (rys. 39). Wypływająca tam z dużych głębokości woda jest zimna, jej temperatura sięga zaledwie kilkunastu stopni Celsjusza. Jest przy tym uboga w tlen, natomiast bogata w składniki odżywcze.

Upwelling, głównie w strefie przybrzeżnej, występuje także na morzach i jeziorach. Powodują go silne, dłużej wiejące wiatry z kierunku lądu.



Rye. 39. Upwelling w oceanach [Thurman, 1982]

## 7.5. PRĄDY GRADIENTOWE

**Prądy gradientowe** (gęstościowe) powstają na skutek różnej gęstości wód na powierzchni mórz i oceanów: cięższe wody opadają, a lżejsze - wypływają. Zmiany gęstości są głównie spowodowane zmianami temperatury i, rzadziej, zasolenia. Ze względu na niewielkie różnice w gęstości wód opadających, w porównaniu z wodami otaczającymi, oraz opór spowodowany tarcieniem, ruch wody odbywa się bardzo powoli. Mieszanie się z wodami otaczającymi powoduje, że ilość wody biorącej udział w tym ruchu jest coraz mniejsza. Zwiększająca się wraz z głębokością gęstość wody zmniejsza stopniowo prędkość opadania.

Bardzo słabe prądy gradientowe pojawiają się także w wyniku podniesienia się poziomu wody, spowodowanego np. wezbraniem sztormowym - zwiększony ciężar jednostkowy słupa wody powoduje ruch wody w dół.

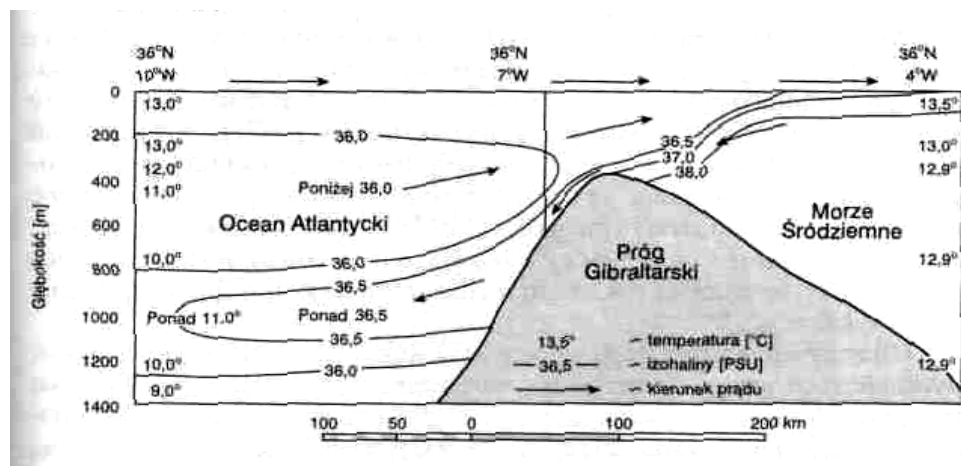
Prądy gradientowe, podobnie jak upwelling, odgrywają ważną rolę w mieszaniu się wód w pionie. Dzięki nim następuje wymiana ciepła w profilu pionowym wody, zmniejszają się różnice w zasoleniu oraz przenoszone są składniki odżywcze.

## 7.6. PRĄDY KOMPENSACYJNE

**Prądy kompensacyjne** są prądami powierzchniowymi, wyrównującymi poziom wody. Najczęściej występują w przejściach łączących akweny różniące się bilansem wodnym. Ze względu na niewielkie różnice poziomów, przepływ

wody odbywa się bardzo powoli, a kierunek przepływu zależy od poziomu wody w akwenach.

Niższy poziom wody w porównaniu z oceanami ma większość mórz szerokości zwrotnikowych. Wynika to z intensywnego parowania oraz niskich opadów i słabego zaopatrywania przez rzeki. Przykładem takiego morza jest Morze Śródziemne zasilane wodami Oceanu Atlantyckiego przez Cieśninę Gibraltarską (rys. 40).



Rys. 40. Przemieszczanie się wód w rejonie Prągu Gibraltarskiego [Zagrodzki, 1956]

Ponieważ wody tego morza są słone i ciężkie, napływ wód oceanicznych odbywa się w warstwie powierzchniowej cieśniny. W podobny sposób jest zasilane Morze Czerwone przez cieśninę Bab al-Mandab wodami Oceanu Indyjskiego. Płynąca dołem w przeciwną stronę cięższa woda z tych mórz opada w oceanach i rozpościera się na poziomie odpowiadającym jej gęstości (zjawisko stratyfikacji).

Odwrotny kierunek mają prądy kompensacyjne w cieśninach łączących oceany z morzami o wyższym poziomie wody. Są to morza klimatu umiarkowanego, w których opady i dopływy rzeczne przeważają nad parowaniem. W warstwie powierzchniowej wypływa z nich woda rozcieńczona wodami słodkimi, natomiast dołem wpływa woda o większym zasoleniu i gęstości. Następnie przy braku głęboko sięgającego mieszania pionowego, rozprzestrzenia się w dolnych warstwach tych mórz. Przykładem takiego morza jest Bałtyk - cieśninami duńskimi wypływa z niego woda powierzchniowa o bardzo małym zasoleniu, natomiast podczas sztormów i przy dłuższej wiejących wiatrach zachodnich dostaje się do niego znacznie bardziej słona woda z Morza Północnego.

Do prądów kompensacyjnych należy także wiele prądów powierzchniowych na oceanach i morzach, wywołanych istnieniem innych prądów (zob. rozdz. 9).



## 8. CYRKULACJA WÓD OCEANICZNYCH

### 8.1. WIELKOSKALOWE PRĄDY POWIERZCHNIOWE

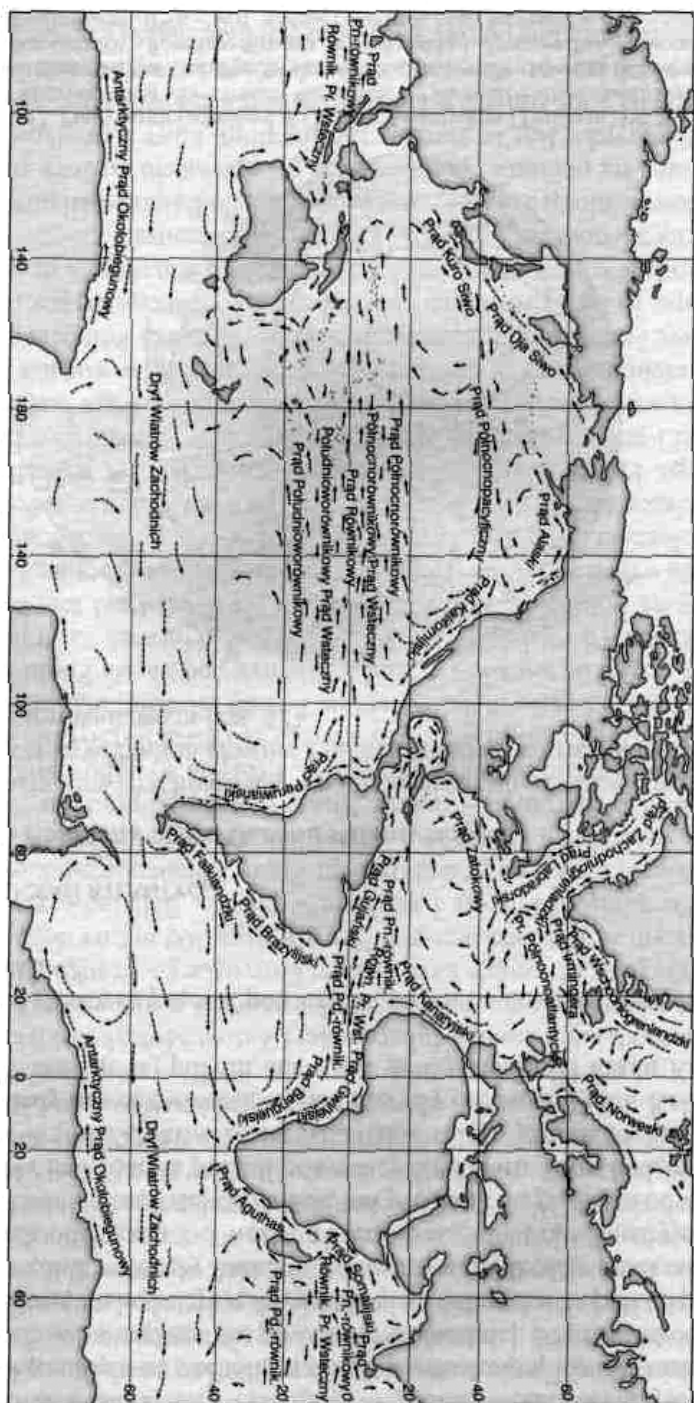
**Wielkoskalowy** ruch oceanicznych wód powierzchniowych ma charakter zamkniętych cyrkulacji, których kierunek jest na półkuli północnej zgodny, a na południowej przeciwny do ruchu wskazówek zegara. Cyrkulację te wywołują pasaty, wiatry strefy międzyzwrotnikowej, wiejące na półkuli północnej z północnego wschodu, a na południowej z południowego wschodu. Strefa, gdzie spotykają się ze sobą pasaty z obydwu półkul nosi nazwę międzyzwrotnikowej strefy zbieżności (MSZ) lub strefy konwergencji (ang. ITCZ, *Intertropical Convergence Zone*). Na skutek zmian deklinacji Słońca strefa ta przemieszcza się cyklicznie w ciągu roku na północ lub na południe od równika.

Utrzymywanie przez pasaty stałego kierunku, mimo niedużej prędkości, wywołuje ruch wody w warstwach powierzchniowych oceanów - tworzą się tam prądy dryfowe, nazywane także, ze względu na przyczynę, jaka je wywołuje, prądami pasatowymi. Prądy te we wszystkich trzech oceanach płyną zgodnie z wypadkowym kierunkiem pasatów - ze wschodu na zachód. Prąd pasatowy, którego główny nurt przebiega na północ od równika nosi nazwę **Prądu Północnorównikowego**, a prąd pasatowy płynący na południe od równika - **Prądu Południoworównikowego**. Ich szerokość na niektórych odcinkach wynosi kilkadziesiąt mil, a na innych ponad 200. Głębokość waha się od 100 do 250 m. Zarówno szerokość, jak i głębokość tych prądów nieustannie się zmienia.

Pomiędzy Prądem Północnorównikowym i Prądem Południoworównikowym płynie w kierunku przeciwnym, a więc z zachodu na wschód, **Równikowy Prąd Wsteczny**. Jest to prąd kompensacyjny, uzupełniający niedobór wody spowodowany przez te prądy po wschodniej stronie oceanów. Deficyt ten uzupełniany jest także poprzez upwelling.

W zachodnich częściach oceanów Prąd Północnorównikowy i Prąd Południoworównikowy skracają w wyższe szerokości geograficzne - pierwszy na północ, a drugi na południe. Po osiągnięciu ok. 50° szer. geogr. skracają ponownie i płyną równoleżnikowo na wschód, odchylając się jednocześnie coraz bardziej w kierunku równika. W jego sąsiedztwie łączą się z odpowiadającymi im prądami pasatowymi i zamykają cyrkulację.

Ze względu na zakłócający wpływ monsunu zimowego, cyrkulacja wody w północnych szerokościach Oceanu Indyjskiego występuje tylko latem.



Rys. 41. Oceaniczne prądy powierzchniowe [Łomiewski, 1970]  
 Prądy ciepłe – słizki ciągłe, prądy zimne – słizki przerywane

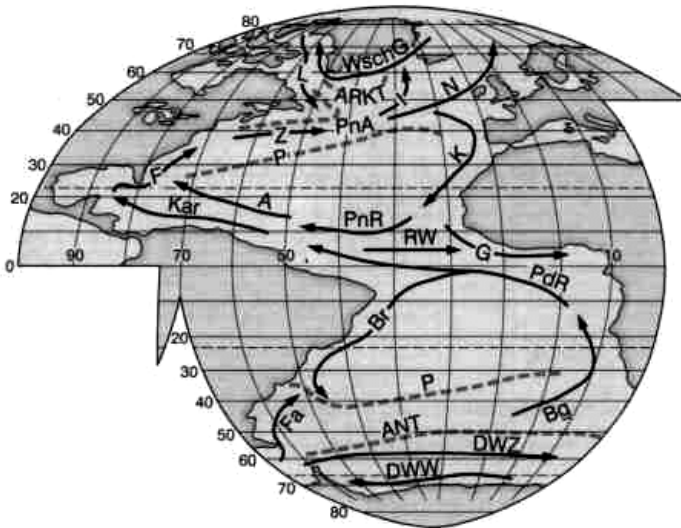
Ośrodki tych olbrzymich cyrkulacji, w postaci wolno obracających się wirów, są przesunięte na zachód, przez co prędkości prądów po zachodniej stronie oceanów są większe niż po stronie wschodniej. Prąd Zatokowy np., będący składową zachodniej części cyrkulacji na Atlantyku na półkuli północnej, płynie wzdłuż wybrzeży Ameryki Pomoćnej z prędkością przekraczającą na niektórych odcinkach 2-3 węzły, a szeroko rozlany Prąd Kanaryjski, stanowiący wschodnią część tej cyrkulacji, ma prędkość sięgającą zaledwie 0,2-0,3 węzła. Na Pacyfiku na półkuli północnej prąd Kuro Siwo, będący odpowiednikiem Prądu Zatokowego na Atlantyku, osiąga jeszcze większą prędkość - niekiedy nawet 4-6 węzłów, podczas gdy prędkość Prądu Kalifornijskiego na wschodzie tej półkuli, nie różni się od prędkości Prądu Kanaryjskiego.

Rozkład głównych prądów powierzchniowych na oceanach przedstawiono na rysunku 41.

### 8.1.1. Ocean Atlantycki

#### 8.1.1.1. Północna część Oceanu Atlantyckiego

Cyrkulacja powierzchniowych wód oceanicznych w części północnej Atlantyku jest wywoływana głównie Prądem Południoworównikowym i Prądem Północnorównikowym (rys. 42).



Rys 42 Prądy powierzchniowe w Oceanie Atlantyckim [Thurman, 1982]

A - Antylski, K - Kanaryjski, DWW - Dryf Wiatrów Wschodnich, G - Gwmejski, L - Labradorski, PnR - Połnocnorównikowy, Bg - Benguelski, Kar - Karaibski, F - Florydzki, Z - Zatokowy, N - Norweski, PdR - Południoworównikowy, Br - Brazyljski, RW - Równikowy Wsteczny, Fa - Falklandzki, I - Irmingera, PnA - Północnoatlantycki, WschG - Wschodniogrenlandzki, DWZ - Dryf Wiatrów Zachodnich, Strefy konwergencji ANT - Antarktyczna, P - Podzwrotnikowa, ARKT - Arktyczna

Prąd Południoworównikowy formuje się w pobliżu Afryki, w rejonie Zatoki Gwinejskiej. Płyne on na zachód z prędkością początkową 15-20 mil na dobę (nieco poniżej 1 węzła), zwiększającą się następnie do 55 mil na dobę (ok. 2 węzłów). Po dotarciu do wschodnich wybrzeży Ameryki Południowej dzieli się i jedna jego odnoga skręca na południe, płynąc wzdłuż wybrzeży tego kontynentu jako Prąd Brazylijski, a druga - zbacza na północny zachód i w pobliżu wybrzeży Wenezueli i Kolumbii przekracza równik jako Prąd Gujariski. Prąd ten na wysokości ujścia Amazonki łączy się z jedną z odnóg Prądu Północnorównikowego, włączając się tym samym w cyrkulację wód na półkuli północnej. Prąd Gujariski opływając Małe Antyle wpływa do Morza Karaibskiego i już jako Prąd Karaibski, osiągający 40-50, a miejscami 60-70 mil na dobę, wchodzi do Cieśniny Jukatariskiej i Zatoki Meksykańskiej. Po częściowym wymieszaniu z wodami tej zatoki, wypływa z niej i przedostaje się na Atlantyk, gdzie otrzymuje nazwę Prądu Florydzkiego. Prędkość tego prądu w najbliższym sąsiedztwie brzegów Florydy sięga 100 mil na dobę (ok. 4 węzłów). Po minięciu Florydy i zasileniu w pobliżu Bahamów, wodami Prądu Antylskiego, będącego przedłużeniem Prądu Północnorównikowego, płynie wzdłuż wschodnich wybrzeży Ameryki Północnej pod nazwą Prądy Zatokowego lub Golsztromu. W rejonie Nowej Fundlandii prąd ten napotyka płynący z północy zimny Prąd Labradorski. Efektem występowania obok siebie ciepłego i chłodnego prądu oceanicznego są charakterystyczne dla tego akwenu rozległe i gęste mgły. W rejonie Ławicy Nowofundlandzkiej Prąd Zatokowy skręca na wschód i przecina Atlantyk pod nazwą Prądu Północnoatlantyckiego. Tu *rozgałęzia* się na dwie odnogi. Pierwsza to Prąd Irmingera, płynący na północ z prędkością ok. 3 mil na dobę. Prąd ten, opływając od zachodu wybrzeże Islandii sprawia, że wyspa nie jest tak zimna, jak wynika to z jej położenia geograficznego. Druga odnoga Prądu Północnoatlantyckiego, odchodząca nieco dalej i płynąca bardziej na wschód, nosi nazwę Prądu Norweskiego. Prąd ten, mijając od północy Szkocję, dociera do wybrzeży Skandynawii i po opłynięciu jej północnych krańców jedna z jego części płynie dalej na wschód jako Prąd Przylądka Północnego, a druga skręca na północ i mija zachodnie brzegi Spitsbergenu, po czym znika w wodach Morza Arktycznego. Jest to Prąd Spitsbergeński. Prąd Przylądka Północnego w pobliżu Półwyspu Kolskiego rozdziela się i jedna jego odnoga skręca na południe, przechodząc w płynący wzdłuż brzegów Prąd Murmański, a druga płynie na północny wschód, znikając w wodach Morza Barentsa.

Główna, niosąca najwięcej wód, część Prądu Północnoatlantyckiego skręca z wolna na południe, poszerza się i po opłynięciu Azorów przechodzi w Prąd Kanaryjski. Jest to szeroko rozlany prąd, który z prędkością zaledwie 15-20 mil na dobę *zmierza* w kierunku równika. Na wysokości Madery i Wysp Kanaryjskich jego prędkość jeszcze bardziej spada i wynosi zaledwie 3-12 mil na dobę. Na południe od tych wysp prąd dzieli się i jedna jego odnoga łączy się z Prądem Północnorównikowym wypływającym z rejonu Przylądka Zielone-

go, zamykając w ten sposób cyrkulację na półkuli północnej, natomiast druga, łącząc się po drodze z płynącym z zachodu Równikowym Prądem Wstecznym, wpływa do Zatoki Gwinejskiej jako Prąd Gwinejski. W zatoce tej wytwarza się zamknięta cyrkulacja o kierunku zgodnym z ruchem wskazówek zegara.

Płynący na zachód Prąd Północnorównikowy docierając do Antyli rozgałęzia się i większa jego część, o nazwie Prąd Antylski, zasila w rejonie Bahamów Prąd Florydzki, a druga, mniejsza, na wysokości ujścia Amazonki - Prąd Karaibski.

Na Oceanie Atlantyckim na półkuli północnej występują również prądy nie związane z oceaniczną cyrkulacją powierzchniową. Formują się one w wysokich szerokościach geograficznych i niosą stamtąd zimne wody arktyczne. Do prądów tych należy Prąd Wschodniogrenlandzki, Prąd Zachodniogrenlandzki i Prąd Labradorski.

**Prąd Wschodniogrenlandzki** (rys. 42) bierze początek u wschodnich wybrzeży północnej części Grenlandii i jest wywołany, zgodną z ruchem wskazówek zegara, cyrkulacją wód powierzchniowych Morza Arktycznego. Przemieszczające się ze wschodu wody, napotkawszy tę wyspę, dzielą się i jedna ich część, w postaci Prądu Wschodniogrenlandzkiego, płynie wzdłuż jej brzegów na południe, a druga - na północ i po minięciu tej wyspy od północy, dociera do Wysp Królowej Elżbiety. Prąd Wschodniogrenlandzki to zimny prąd o temperaturze wód ok. 0°C i niskim (32 PSU) zasoleniu. Sięga on głębokości ok. 200 m, a jego prędkość, początkowo mała - ok. 10 mil na dobę, powoli wzrasta i w Cieśninie Duńskiej (pomiędzy Grenlandią i Islandią) sięga już około 25 mil na dobę (ok. 1 węzła). U południowych brzegów Grenlandii Prąd Wschodniogrenlandzki przechodzi w Prąd Zachodniogrenlandzki

**Prąd Zachodniogrenlandzki** stanowi przedłużenie Prądu Wschodniogrenlandzkiego, który u południowych krańców Grenlandii skręca na zachód, a następnie, po minięciu przylądka Farvel - na północ. Prąd Zachodniogrenlandzki płynie w tym kierunku wzdłuż zachodnich brzegów Grenlandii. Po częściowym wymieszaniu się u południowych brzegów Grenlandii z Prądem Zatokowym jest on nieznacznie cieplejszy od otaczających go wód. W Morzu Baffina Prąd Zachodniogrenlandzki skręca na zachód i miesza się z płynącym z północy Prądem Labradorskim. Wraz z nim zawraca na południe.

**Prąd Labradorski** (rys. 42) formuje się w rejonie Wysp Królowej Elżbiety, gdzie jest zasilany wodami Morza Arktycznego, opływającymi Grenlandię od północy. Prąd ten płynie na południe wzdłuż wschodnich wybrzeży półwyspu Labrador z prędkością ok. 10 mil na dobę. Potem jego prędkość z wolna wzrasta i w wąskim przejściu - Cieśninie Davisa - jest już ponad trzykrotnie większa. Jego temperatura oscyluje ok. 0°C, a zasolenie wynosi 31 PSU. Płynąc na południe miesza się on w Morzu Baffina z Prądem Zachodniogrenlandzkim i wypływa na Atlantyk, gdzie dociera w rejon Nowej Fundlandii. Tu jego wody częściowo mieszają się z wodami ciepłego Prądu Zato-

kowego, a częściowo - jako zimniejsze i cięższe zapadają się pod nie i poruszają daleko na południe w postaci prądu głębinowego.

Prąd Labradorski niesie duże ilości paku lodowego i góry lodowe. Na Atlantyku pak szybko topnieje, natomiast część gór przedostaje się w niższe szerokości geograficzne.

**Atlantycki Równikowy Prąd Wsteczny** płynie pomiędzy Prądami: Północnorównikowym i Południoworównikowym z zachodu na wschód. Latem (półkula północna) jest on widoczny na całej szerokości oceanu, a zimą - głównie w części wschodniej. Jego prędkość w części wschodniej oceanu wynosi ok. 20-30, a w części zachodniej wzrasta do 30-40 mil na dobę. Temperatura wód prądu sięga 28°C. W Zatoce Gwinejskiej, po wymieszaniu się z chłodnymi wodami głębinowymi, obniża się o kilka stopni.

#### 8.1.1.2. Południowa część Oceanu Atlantyckiego

Prąd Brazylijski, będący drugą częścią Prądu Południoworównikowego (rys. 42), płynie na południe, w odległości 150-200 mil od wschodnich wybrzeży Ameryki Południowej. Jego prędkość wynosi ok. 20 mil na dobę, a temperatura sięga 27°C. W pobliżu estuarium La Płaty napotyka on, płynący w przeciwnym kierunku, ale bliżej brzegów, zimny Prąd Falklandzki - występują tu, podobnie jak w pobliżu Nowej Fundlandii, długotrwałe i gęste mgły. Prąd Brazylijski, po minięciu przylądka Horn, a więc u południowych krańców kontynentu południowoamerykańskiego, zasila płynący z zachodu na wschód Dryf Wiatrów Zachodnich (DWZ). Jest to stary prąd dryfowy wywołany wiatrami zachodnimi, będącymi składową ogólną cyrkulacji atmosfery. Opływa on kulę ziemską w pasie pomiędzy południowymi wybrzeżami Ameryki Południowej, Afryki i Australii a wybrzeżami Antarktydy. DWZ, po dotarciu w pobliże południowych krańców Afryki, rozdziela się - główna jego odnoga płynie dalej na wschód i dociera do Oceanu Indyjskiego, natomiast druga - skręca na północ i płynie wzdłuż zachodnich wybrzeży Afryki w kierunku równika. Nosi ona nazwę Prądu Benguelskiego. Jest to prąd chłodny, o prędkości ok. 20 mil na dobę. Do jego niskiej temperatury przyczyniają się także wypływające na powierzchnię u brzegów Afryki zimne wody głębinowe (upwelling). Prąd ten płynie w kierunku równika i łączy się z Prądem Południoworównikowym, zamykając cyrkulację na półkuli południowej. Mijając Zatokę Gwinejską włącza się częściowo w cyrkulację wód tej zatoki.

Z innych ważnych prądów powierzchniowych południowej części Atlantyku należy wymienić prądy: Falklandzki i Gwinejski.

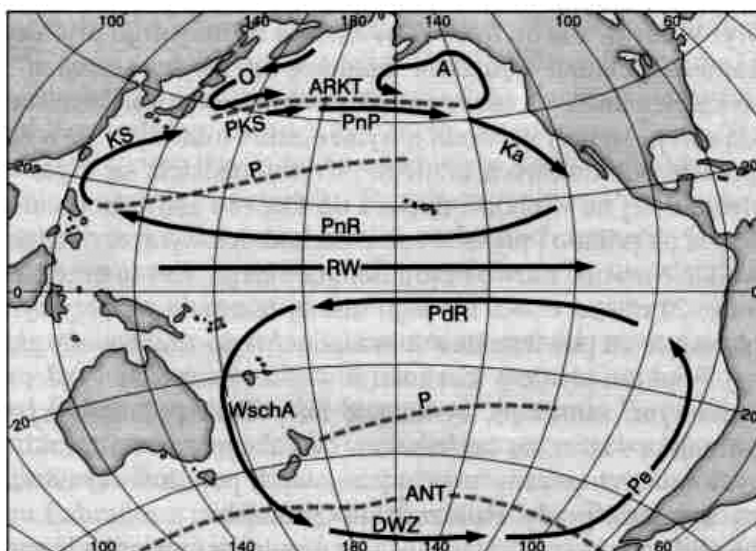
**Prąd Falklandzki** (rys. 42) pojawia się w pobliżu przylądka Horn i płynie na północ dość blisko wschodnich wybrzeży Ameryki Południowej z prędkością dochodzącą do 15 mil na dobę. Na wysokości estuarium La Płaty napotyka ciepły Prąd Brazylijski, odchylający się w tym miejscu na wschód. Prąd Falklandzki niesie antarktyczny pak lodowy i góry lodowe.

**Prąd Gwinejski** stanowi przedłużenie Równikowego Prądu Wstecznego zasilonego wodami odnogi Prądu Kanaryjskiego. Tworzy on w Zatpce Gwinejskiej własny obieg wód zgodny z kierunkiem ruchu wskazówek zegara. Woda prądu Gwinejskiego ma temperaturę ok. 24°C i prędkość do 40 mil na dobę.

## 8.1.2. Ocean Spokojny

### 8.1.2.1. Północna część Oceanu Spokojnego

Powierzchniową cyrkulację wód oceanicznych na półkuli północnej zapoczątkowuje Prąd Północnorównikowy (rys. 43). Płyne on ze wschodu na zachód w pasie szerokości ok. 12 stopni geograficznych, a jego południowa granica przebiega ok. 10° szer. geogr. pn. Prąd ten osiąga ok. 7500 mil długości, ok. 100 mil szerokości i przemieszcza się z prędkością 15-20 mil na dobę. Bieg rozpoczyna na wysokości Półwyspu Kalifornijskiego, a po dotarciu w pobliże wschodniej Azji skręca na północ i zapoczątkowuje prąd Kuro Siwo. Druga, mniejsza odnoga tego prądu skręca na południe i łączy się z Równikowym Prądem Wstecznym. Kuro Siwo jest odpowiednikiem Prądu Zatokowego na Atlantyku. Jego szerokość wynosi początkowo ok. 100 mil, natomiast prędkość - 40 mil na dobę. Dalej prędkość prądu wzrasta i u południowych brzegów Japonii wynosi już 60-80, a niekiedy ponad 100 mil na



Rys. 43. Prądy powierzchniowe Pacyfiku [Thurman, 1982]

A - Alaski, Ka - Kalifornijski, Wsch. A - Wschodnioaustrijski, RW - Równikowy Wsteczny, KS - Kuro Siwo, PKS -

Przedłużenie Kuro Siwo, PnR - Północnorównikowy, PnP - Północnopacyficzny, O - Oja Siwo, Pe - Peruwiański, PdR - Południoworównikowy, DWZ - Dryf Wiatrów Zachodnich; Strefy konwergencji: ARKT - Arktyczna, P - Podzwrotnikowa, ANT - Antarktyczna

dobę (4-5 węzłów). Skrecając nieznacznie w prawo opływa od wschodu Japonię i jednocześnie poszerza się, a jego prędkość maleje. Na ok. 35° szer. geogr. pn. jego szerokość wynosi już 300 mil, a prędkość spada do 15-20 mil na dobę. Na ok. 40° szer. geogr. pn. napotyka zimny, płynący z północy, od Kamczatki, prąd Oja Siwo (Prąd Kamczacki). Jest to prąd płynący wolno, będący przedłużeniem Prądu Kurylskiego, powstałego w zimnych wodach Morza Beringa i Morza Ochockiego. Spotkanie tych dwóch prądów stwarza w rejonie Kuryłów warunki podobne do panujących w pobliżu Nowej Fundlandii i Falklandów.

Kuro Siwo w dalszym biegu odchyła się coraz bardziej na wschód i w pasie pomiędzy 40 a 50° szer. geogr. pn. przechodzi w Prąd Północnopacyficzny, który przecina równoleżnikowo, z zachodu na wschód, Ocean Spokojny. Od prądu tego odrywa się i skręca na południe niewielkie odgałęzienie, które, *zataczając* łuk w prawo, łączy się z Prądem Północnorównikowym. Po minięciu Aleutów od Prądu Północnopacyficznego odchodzi odnoga, która skręca na północ i wpływa do zatoki Alaska, gdzie tworzy się cyrkulacja wód o kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara - jest to Prąd Alaski. Część tego prądu opływa północne Aleuty i płynąc na zachód napotyka, płynący z północy, zimny Prąd Kurylski.

Główna część Prądu Północnopacyficznego skręca z wolna na południe i przechodzi w Prąd Kalifornijski. Jest to wychłodzony już prąd o cechach podobnych do Prądu Kanaryjskiego u zachodnich wybrzeży Afryki. Płyń on szerokim pasem wzdłuż brzegów Ameryki Północnej z prędkością 15-20 mil na dobę. Skrecając lekko na zachód i oddalając się od brzegów Kalifornii, łączy się na ok. 20° szer. geogr. pn. z Prądem Północnorównikowym i tym samym zamyka cyrkulację na tej półkuli.

**Równikowy Prąd Wsteczny** jest widoczny na Oceanie Spokojnym przez cały rok. Płyń z zachodu na wschód pomiędzy równikiem a 10° szer. geogr. pn., zajmując pas o szerokości od ok. 5-7 do 10 stopni geograficznych. W lecie (półkula północna) jego prędkość wynosi około 30 mil na dobę, a zimą maleje do 10-15 mil na dobę. Ma temperaturę ok. 26°C.

### 8.1.2.2. Południowa część Oceanu Spokojnego

Cyrkulację wód powierzchniowych tej części Pacyfiku wywołuje Prąd Południoworównikowy, biorący początek w pobliżu wysp Galapagos (rys. 43). Rozciąga się on na długości prawie 8500 mil, zajmując pas szerokości kilkunastu stopni geograficznych. Jego południowa granica jest niewyraźna, natomiast północna przebiega pomiędzy 1 a 3° szer. geogr. pn. Średnia prędkość tego prądu oscyluje w granicach 20-25 mil na dobę. Zimą jest on intensywniejszy niż latem i w tym sezonie w środkowej części oceanu jego prędkość może wzrosnąć do 50-80 mil na dobę. Temperatura wód tego prądu wynosi ok. 28°C.



Po pokonaniu Pacyfiku Prąd Południoworównikowy rozdziela się w pobliżu Wysp Salomona i jego północna odnoga zasila Równikowy Prąd Wsteczny, a południowa przechodzi w ciepły prąd Prąd Wschodnioaustralijski, o prędkości zaledwie kilku mil na dobę, płynący z okolic Nowej Kaledonii i ocierający się o wschodnie brzegi Australii. W dalszym biegu skręca on z wolna na wschód i dostaje się w zasięg Dryfu Wiatrów Zachodnich, płynącego z zachodu na wschód z prędkością niespełna 20 mil na dobę. Prąd ten ma podobny charakter jak na Atlantyku i jest pobudzany silnymi wiatrami zachodnimi. Dryf Wiatrów Zachodnich, dochodząc do południowych krańców Ameryki Południowej, dzieli się. Jego główna część opływa od południa przylądek Horn i wpływa na Atlantyk pod nazwą Prądu Przylądka Horn, który nieco dalej zmienia się ponownie na DWZ, natomiast mniejsza odnoga skręca na północ i jako Prąd Peruwiański płynie wzdłuż zachodnich wybrzeży Ameryki Południowej. Prąd Peruwiański ma prędkość od kilku do kilkunastu mil na dobę, a temperatura jego wód jest niska - u wybrzeży Peru, na 12° szer. geogr. pd. sięga zaledwie 13-14°C, a na 5° szerokości tylko 20°C (wody sąsiadujące z nim od strony otwartego oceanu mają temperaturę około 27°C). Na tak niską temperaturę ma także wpływ upwelling - wznoszące się wody głębinowe. Prąd ten, łącząc się w pobliżu 10° szer. geogr. pd. z Prądem Południoworównikowym, zamyka przeciwną do ruchu wskazówek zegara cyrkulację wód pacyficznych tej półkuli.

### 8.1.3. Ocean Indyjski

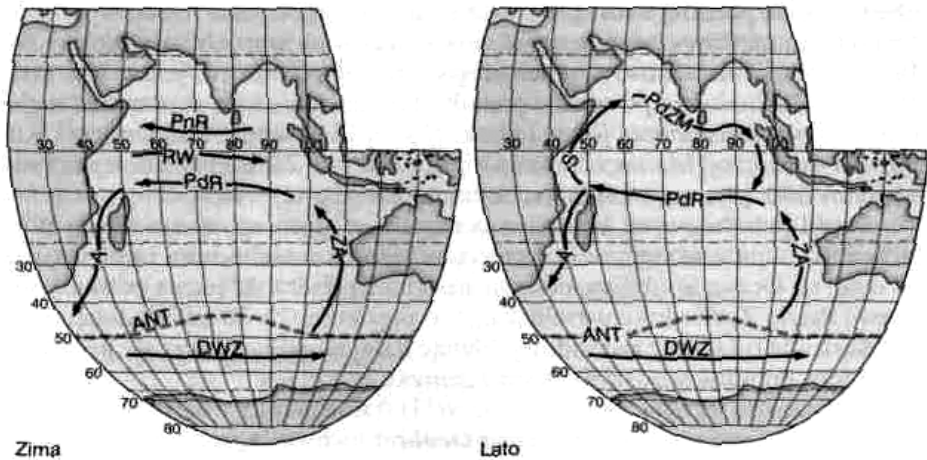
Na cyrkulację wód powierzchniowych na Oceanie Indyjskim ma wpływ usytuowanie tego oceanu (na półkuli północnej znajduje się tylko niewielka jego część) i wiatry monsunowe.

Monsuny są najbardziej rozwinięte u południowych i wschodnich brzegów Azji. Mają one sezonowy charakter - latem wieją znad oceanu w głąb kontynentu, a zimą odwrotnie - znad kontynentu nad ocean. Zmiany kierunku są spowodowane cyklicznymi zmianami ciśnienia nad kontynentem i oceanem (latem niższe ciśnienie panuje nad rozgrzanym kontynentem, a zimą nad oceanem), oraz przemieszczaniem się strefy zbieżności pasatów (nad kontynentem azjatyckim jest przesunięta latem daleko na północ).

Monsun letni wieje z południowego zachodu na północny wschód, a zimowy - z północnego wschodu na południowy zachód.

#### 8.1.3.1. Zima - północna część Oceanu Indyjskiego

O tej porze roku, ze względu na monsun północno-wschodni, zamiast okrężnego ruchu wód powierzchniowych, istnieje tu tylko jeden prąd powierzchniowy - Prąd Północnorównikowy (rys. 44). Płyne on ze wschodu na zachód z prędkością 50-70 mil na dobę, biorąc początek na wysokości pół-



Rys. 44. Prądy powierzchniowe Oceanu Indyjskiego [Thurman, 1982]

A - Agulhas, RW - Równikowy Wsteczny, PnR - Północnorównikowy, S - Somahjski, PdR - Południoworównikowy, PdZM - Południowo-zachodni Monsunowy, ZA - Zachodnioaustralski, DWZ - Dryf Wiatrów Zachodnich; ANT - strefa konwencji antarktycznej

nocnej Sumatry. Na wschód od Cejlonu niewielka odnoga tego prądu wpływa do Zatoki Bengalskiej.

### 8.1.3.2. Zima - południowa część Oceanu Indyjskiego

Cyrkulację zapoczątkowuje Prąd Południoworównikowy, którego trasa jest, w porównaniu z okresem letnim, przesunięta nieco bardziej na północ. Jego prędkość wynosi 50, a niekiedy 60 mil na dobę. Prąd ten rozpoczyna bieg na wysokości północnych wybrzeży Australii i przemieszcza się ku Afryce. U jej wschodnich wybrzeży skręca na południe i wpływa do Kanału Mozambickiego pod nazwą Prądu Mozambickiego. Jego prędkość osiąga okresami 100 mil na dobę. Po wschodniej stronie Kanału Mozambickiego, u zachodnich brzegów Madagaskaru, *zaznacza* się prąd kompensacyjny płynący w kierunku przeciwnym - na północ. Odprowadza on wody nagromadzone przez Prąd Mozambicki na południe od tej wyspy. Jednocześnie po wschodniej stronie Madagaskaru występuje Prąd Maskareriński, o prędkości 15-25 mil na dobę, skierowany na południe.

Na 30° szer. geogr. pd. Prąd Mozambicki otrzymuje nazwę Prądu Agulhas (od nazwy Przylądka Igielnego), który płynąc na południe i skręcając wzdłuż wybrzeży Afryki coraz bardziej na zachód, spotyka się u południowych krańców tego kontynentu z płynącym prawie z przeciwna Dryfem Wiatrów Zachodnich. Pod jego wpływem zmienia gwałtownie kierunek - na 36° szer. geogr. pd. płynie jeszcze na zachód, a na 38° - już na wschód. Na pograniczu

obydwu tych prądów tworzą się niebezpieczne spiętrzenia wody wysokości rzędu kilku metrów (ostrzeżenia *abnormal waves* na mapach nawigacyjnych). Bezpośrednie sąsiedztwo tego ciepłego prądu z chłodnym, jakim jest Dryf Wiatrów Zachodnich, powoduje ponadto powstawanie na tym obszarze mgieł o podobnym charakterze jak w rejonie Nowej Fundlandii, Falklandów i Kuryli. Na wschód od Madagaskaru do Dryfu Wiatrów Zachodnich dołącza Prąd Maskareński, płynący wzdłuż wschodnich brzegów tej wyspy.

Przed południowymi krańcami Australii od głównego nurtu Dryfu Wiatrów Zachodnich, kontynuującego bieg w kierunku wschodnim i wpływającego dalej na Ocean Spokojny, odłącza się odnoga, która skręca na północ i pod nazwą Prądu Zachodnioaustralijskiego, o prędkości 20-30 mil na dobę, opływa Australię od strony zachodniej. Płynąc dalej na północ łączy się następnie z Prądem Południoworównikowym i zamyka cyrkulację.

### 8.1.3.3. Lato - północna część Oceanu Indyjskiego

Prąd Południoworównikowy, pobudzający latem cyrkulację oceaniczną na półkuli północnej Oceanu Indyjskiego, płynie ze wschodu na zachód, a jego północną granicą jest 10° szer. geogr. pd. Południowa granica jest mniej wyraźna. Prędkość tego prądu sięga 30 mil na dobę. Bierze on początek na wysokości północnych wybrzeży Australii i podąża, odchylając się lekko na północ, w kierunku Afryki. Na północ od Madagaskaru rozdwaja się i jedna jego część płynie na północ wzdłuż wybrzeży Afryki pod nazwą Prądu Somalijskiego, a druga - skręca na południe.

Prąd Somalijski osiąga prędkość ok. 40 mil na dobę a okresami, zależnie od siły monsunu południowo-zachodniego, ponad 100 mil na dobę. Wpływa on do Morza Arabskiego, gdzie na skutek działania wiatrów monsunowych skręca na wschód. Pod nazwą Prądu Południowo-Zachodniego Monsunowego (lub Monsunowego) *zatacza* szeroki łuk i wypływa z Morza Arabskiego, omijając od zachodu i południa Półwysep Indyjski. Jego prędkość wynosi ok. 30-50, a na południe od Cejlonu wzrasta do 80 mil na dobę. Skręcając coraz bardziej na południe, łączy się z Prądem Południoworównikowym.

Latem lokalne powierzchniowe prądy monsunowe obserwuje się także w Zatoce Bengalskiej. Płyną one z kierunku południowo-zachodniego z prędkością od 10 do 40 mil na dobę.

### 8.1.3.4. Lato - południowa część Oceanu Indyjskiego

Cyrkulacja powierzchniowa wód oceanicznych ma tu charakter podobny do cyrkulacji w okresie zimowym. Odnoga Prądu Południoworównikowego, która u wschodnich wybrzeży Afryki skręca na południe, płynie wzdłuż tego kontynentu z prędkością ok. 40 mil na dobę. Prędkość tego prądu szybko wzrasta i w Kanale Mozambickim, gdzie otrzymuje nazwę

Prądu Mozambickiego, jest dwukrotnie większa. Jego temperatura sięga 28°C. Pod nazwą Prądu Agulhas łączy się on u południowych krańców Afryki z Dryfem Wiatrów Zachodnich, gdzie tworzą się warunki podobne do obserwowanych zimą.

Po minięciu Przylądka Dobrej Nadziei Dryf Wiatrów Zachodnich płynie dalej na wschód z prędkością 15-25 mil na dobę. Przed osiągnięciem Australii od strony południowej i wpłynięciem na Ocean Spokojny odchodzi od niego odnoga, która skręca na północ pozostawiając po prawej stronie Australię. Jest to Prąd Zachodnioaustralijski, który płynie z prędkością 20-30 mil na dobę i łączy się z Prądem Południoworównikowym.

### 8.1.4. WODY ANTARKTYCZNE

**Dryf Wiatrów Zachodnich (DWZ)** to prąd oceaniczny płynący dookoła kuli ziemskiej z zachodu na wschód w szerokościach geograficznych pomiędzy południowymi brzegami Ameryki Południowej, Afryki i Australii a Antarktydą (rys. 45). Wywołują go silne i stale wiejące w tych szerokościach geograficznych wiatry zachodnie, związane z makroskalową cyrkulacją atmosfery na kuli ziemskiej (np. w pobliżu przylądka Horn wiatr o sile 8°B jest notowany przez 330 dni w roku). Dryf Wiatrów Zachodnich to szeroko rozlany prąd o prędkości ok. 10 mil na dobę (0,3-0,4 węzła). Jego północna granica sięga mniej więcej 40° szer. geogr. pd. Ocenia się, że jego wody stanowią ok. 22% ogólnej masy wód oceanicznych i są prawie dwukrotnie większe od ilości wody transportowanej przez Prąd Zatokowy. Największą prędkość osiąga on w Cieśninie Drake'a, znajdującej się pomiędzy przylądkiem Horn a Antarktydą, której szerokość wynosi zaledwie 600 mil (rys. 45).



Rys. 45. Antarktyczna cyrkulacja powierzchniowa [Thurman, 1982]

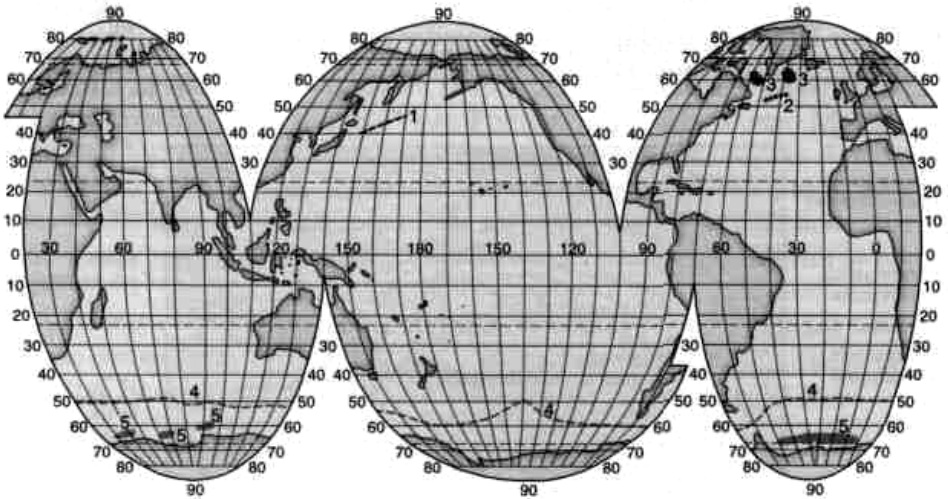
Inny prąd, o mniejszej sile, występujący bliżej brzegów Antarktyki, to **Dryf Wiatrów Wschodnich (DWW)**. Jest on pobudzany wiatrami wschodnimi i płynie wzdłuż krawędzi Antarktydy ze wschodu na zachód, a więc przeciwnie do kierunku Dryfu Wiatrów Zachodnich. Na jego kierunek ma także wpływ ruch wody wywołany Dryfem Wiatrów Zachodnich (prąd kompensacyjny). Północna granica tego prądu to rejon 50° szer. geogr. pd. Największą intensywność prąd ten osiąga w rejonie południowego Morza Weddella, na Morzu Rossa i na wschód od Półwyspu Antarktycznego (rys. 45).

## 8.2. OCEANICZNE WODY GŁĘBINOWE

**Cyrkulacja termohalinowa** to ruch wody w pionie wywołany zmianami jej gęstości. Wody cięższe opadają, a lżejsze, o tej samej objętości, wznoszą się. Zmiany gęstości zachodzą głównie w warstwie powierzchniowej, a ich podstawową przyczyną jest zmieniająca się temperatura oraz, rzadziej, zasolenie wód. Opadające wody, po osiągnięciu poziomu o tej samej gęstości, tworzą warstwy (stratyfikacja), różniące się właściwościami fizycznymi, głównie zasoleniem i zawartością gazów.

Proces zapadania się zimnych wód odbywa się na dużą skalę przede wszystkim na obszarach antarktycznych i arktycznych (rys. 46).

Jednym ze źródeł wody głębinowej wszystkich trzech oceanów jest Morze Weddella, u wybrzeży Antarktydy. Zimne wody tego morza po wymieszaniu

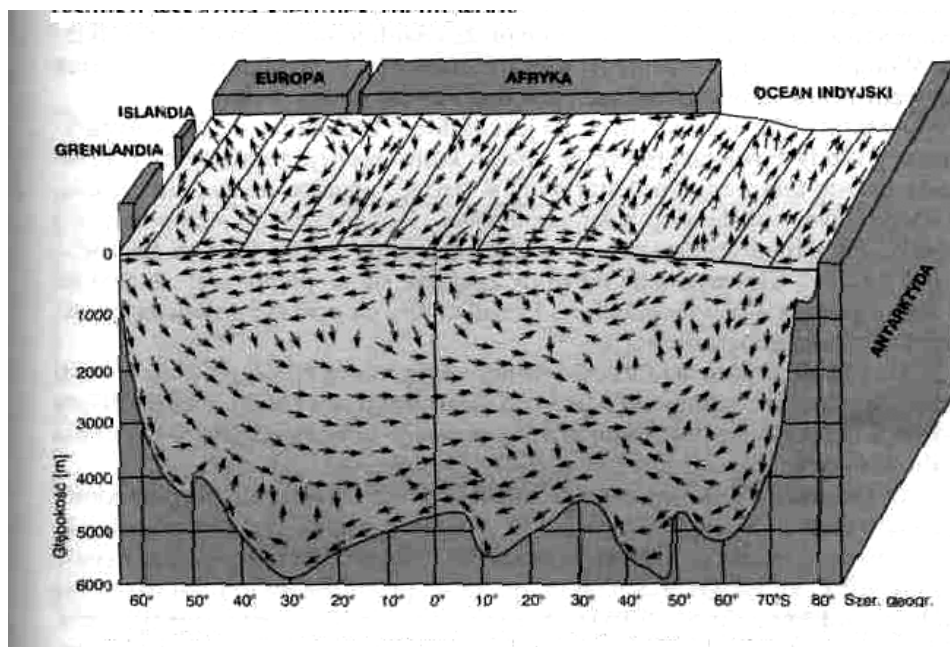


Rys. 46. Obszary zapadania się pośrednich i głębinowych mas wodnych w oceanach [Thurman, 1982]

1 - Północnopacyficzna Woda Pośrednia, 2 - Arktyczna Woda Pośrednia (AIW), 3 - Głębinowa i Przydenna Woda Oceanu Atlantyckiego Północnego (NADW), 4 - Antarktyczna Woda Pośrednia (AAIW), 5 - Antarktyczna Woda Przydenna (AABW)

ze słonymi wodami Atlantyku mają, przy temperaturze - 1,9°C i zasoleniu ponad 34 PSU, gęstość bliską 1,028 kg/dm<sup>3</sup>. Jest to **Antarktyczna Woda Przydenna** (*Antarctic Bottom Water-AABW*). Duża jej część jest porywana przez prądy i przenoszona na wschód - do Oceanu Indyjskiego i dalej - do Oceanu Spokojnego.

Cyrkulację głębinową oraz rozkład zasolenia w **Oceanie Atlantyckim** przedstawia rysunek 47. Dywergencja antarktyczna znajduje się w pasie od 60 do 70° szer. geogr. pd., natomiast bliżej równika, na 50° szer. geogr. pd., rozciąga się polarny front antarktyczny, będący podczas słabych wiatrów strefą konwergencji, a podczas wiatrów silnych - strefą dywergencji. Strzałki na rysunku wskazują kierunek ruchu wody.



Rys. 47. Głębinowa cyrkulacja mas wodnych w zachodniej części Oceanu Atlantyckiego

Spływająca po szelfie i skłonie kontynentalnym Antarktyczna Woda Przydenna przemieszcza się w bardzo wolnym tempie na północ sięgając do ok. 10° szer. geogr. pn. Wymieszana z głębinowymi masami wody Atlantyku Północnego dociera nawet blisko 40° szer. geogr. pn., przemieszczając się głównie wzdłuż zachodnich krawędzi tego oceanu. Jej temperatura nieznacznie przekracza 0°C, a zasolenie - 34,6 PSU.

Na półkuli północnej w głębinie oceanu spływa **Głębinowa i Przydenna Woda Oceanu Atlantyckiego Północnego** (*North Atlantic Deep and Bottom Water - NADW*). Przechodzi ona daleko na półkulę południową, wchodząc klinem między Antarktyczną Wodę Przydenna, a **Antarktyczną Wodę Po-**

**średnią** (*Antarctic Intermediate Water -AAIW*). W pasie od średnich szerokości półkuli północnej do średnich szerokości półkuli południowej zajmuje ona głębokość od niespełna 2000 do 3500 m - niżej znajduje się Antarktyczna Woda Przydenna, a wyżej **Antarktyczna Woda Powierzchniowa** (*Antarctic Surface Water - AASW*). Wraz ze zbliżaniem się do strefy antarktycznej jej miąższość stopniowo maleje, a poziom dolnej granicy podnosi się (rys. 47 i 48b).

Głębinowa i Przydenna Woda Oceanu Atlantyckiego Północnego tworzy się w rejonie Grenlandii i Islandii w wyniku bardzo powolnego zimowego zapadania się wychłodzonej wody powierzchniowej. Ma temperaturę ok. 2-3°C i zasolenie - ok. 34,7 PSU. W górnej warstwie jest cieplejsza zarówno od będącej głębiej Antarktycznej Wody Przydennej, jak i znajdującej się nad nią Antarktycznej Wody Pośredniej. O tym, że znajduje się ona pod Antarktyczną Wodą Pośrednią decyduje jej większe zasolenie. W wyniku trwającej setek lat wędrówki z okolic Grenlandii jest ona bardzo uboga w tlen.

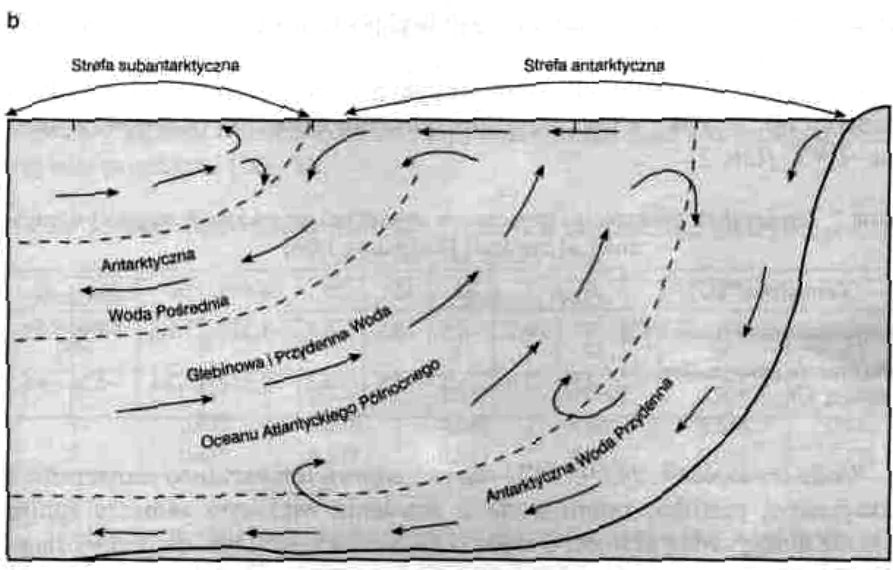
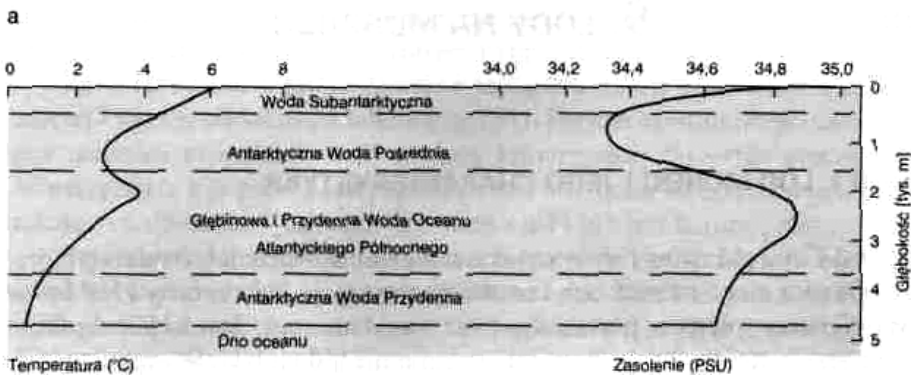
Antarktyczna Woda Pośrednia jest efektem zapadania się zimą Antarktycznej Wody Powierzchniowej w strefie konwergencji antarktycznej. Przemieszcza się ona z rejonu Antarktydy w stronę równika, miesza się częściowo z cieplejszymi wodami powierzchniowymi, lecz pozostaje chłodniejsza i opada. Jej temperatura wynosi ok. 2°C, zasolenie - 33,8 PSU, a gęstość - 1,027 kg/dm<sup>3</sup>. Główny rdzeń tej wody znajduje się na głębokości ok. 900 m, a dolna granica - powyżej 2000 m. Przenika ona na półkulę północną do ok. 30° szerokości geograficznej.

Na półkuli północnej Oceanu Atlantyckiego dużą część, głównie w środkowej jego części, zajmuje **Woda Śródziemnomorska** (*Mediterranean Water - MW*). Przelewa się ona z Morza Śródziemnego ponad progiem w Cieśninie Gibraltarskiej.

**W Oceanie Spokojnym** wody głębinowe nie formują się bezpośrednio, lecz są transportowane z Atlantyku. W związku z tym nie wykazują one większego zróżnicowania poniżej głębokości ok. 2000 m. Ich temperatura maleje od ok. 2,2°C na głębokości 2000 m, do 1,1°C przy dnie, natomiast zasolenie waha się od 34,65 do 34,75 PSU i bardzo nieznacznie wzrasta z głębokością. Te masy wody przemieszczają się bardzo wolno na północ, docierając do ok. 40° szer. geogr. pn. Ich temperatura zwiększa się w tym czasie od 0,9°C do 1,5°C. Zmniejsza się natomiast zawartość tlenu oraz, bardzo nieznacznie, zasolenie.

Powyżej wody głębinowej rozpościera się na półkuli południowej Antarktyczna Woda Pośrednia, zaś na półkuli północnej Północnopacyficzna Woda Pośrednia. Obydwie są efektem opadania wód powierzchniowych. Ich temperatura oscyluje ok. 2,2°C, a zasolenie ok. 33,8 PSU.

**W Oceanie Indyjskim** wody głębinowe poniżej 2000 m mają charakter zbliżony do wód pacyficznych. Ich temperatura oscyluje od 1°C do nieco ponad 2°C, natomiast zasolenie mieści się w granicach 34,6-34,8 PSU. Nad wodą głębinową, zalega Antarktyczna Woda Pośrednia, będąca efektem opa-



**Rys. 48. Masy wód antarktycznych [Thurman, 1982]**

a - rodzaje wód na 40° szer. geogr. pd: Antarktyczna Woda Pośrednia ma najmniejsze zasolenie (głębokość ok. 900 m), natomiast Głębiniowa i Przydenna Woda Oceanu Atlantyckiego Północnego - najwyższą temperaturę i zasolenie (głębokość ok. 2200 m), b - Głębiniowa i Przydenna Woda Oceanu Atlantyckiego Północnego podnosi się w strefie antarktycznej między zapadającymi się masami Antarktycznej Wody Pośredniej i Antarktycznej Wody Przydennej.

dania wody powierzchniowej. Ma ona niską temperaturę i wysoką zawartość tlenu. W północnej części tego oceanu do głębokości 1000-1500 m rozpościera się woda pochodząca z Morza Czerwonego, o większym zasoleniu i niskiej zawartości tlenu.



## 9. LODY NA MORZACH

### 9.1. LÓD MORSKI I JEGO CHARAKTERYSTYKA

**Lód morski** tworzy się w wyniku zamarzania wierzchniej warstwy mórz.

Oprócz niego na morzach i oceanach występuje **lód rzeczny i lód lądowy**. Pierwszy spływa w postaci kry wraz z wodami rzek. Jest to lód słodki, o mniejszej gęstości i jaśniejszym zabarwieniu niż lód morski. Występuje głównie w pobliżu brzegów

Drugi pochodzi z odłamujących się części lodowców (lądolodów) i występuje w postaci gór lodowych i dużych brył pływającego lodu. Podobnie jak lód rzeczny jest lodem słodkim.

Temperatura *zamarzania* wody morskiej zależy od jej zasolenia. Przy zasoleniu np. 35 PSU, a więc bliskim średniemu zasoleniu oceanów, wynosi ona  $-1,9^{\circ}\text{C}$  (tab. 7).

Tabela 7. Temperatura zamarzania i temperatura największej gęstości wody morskiej w zależności od zasolenia [Zagrodzki, 1956]

Zasolenie (PSU)	0	5	10	15	20	24,695	30	35	40
Temperatura zamarzania ( $^{\circ}\text{C}$ )	0	-0,3	-0,5	-0,8	-1,1	-1,332	-1,6	-1,9	-2,2
Temperatura maksymalnej gęstości ( $^{\circ}\text{C}$ )	3,9	2,9	1,9	0,8	-0,3	-1,332	-2,5	-3,5	-4,5

Woda o zasoleniu 24,695 PSU ma jednakową temperaturę zamarzania i maksymalnej gęstości, zatem woda o zasoleniu większym *zamarza* zanim osiągnie maksymalną gęstość, a woda o zasoleniu mniejszym najpierw osiąga maksymalną gęstość, a później *zamarza*. Oznacza to, że w wodzie o mniejszym zasoleniu przed zamarzeniem występują pionowe ruchy wody. Trwają one tak długo, aż w całym profilu pionowym, w którym następuje mieszanie się wody, nastąpi ułożenie warstw (gradacja) od najcięższych do najlżejszych. Mieszanie wody w pionie pociąga za sobą przekazywanie ciepła z warstw głębszych do warstw powierzchniowych i opóźnia tworzenie się skorupy lodowej. Ponieważ w oceanach i w większości mórz zasolenie *przekracza* 24,695 PSU, proces zamarzania rozpoczyna się, gdy tylko wierzchnia warstwa wody osiągnie odpowiednio niską temperaturę.

Ze względu na brak ciepła dopływającego z głębszych warstw, w pierwszej kolejności *zamarzają* płytkie wody w pobliżu brzegów. Zamarzaniu sprzyja spokojna powierzchnia wody oraz bezchmurna pogoda, pozwalająca na in-

tensywne oddawanie ciepła. Zamarzanie przyspieszają opady śniegu, gradu, krup śnieżnych i lodowych, obniżające temperaturę wody.

**Zawartość soli** w lodzie morskim jest mniejsza niż w wodzie nie zamrożonej i wynosi od kilku do kilkunastu PSU. Przyczyną mniejszego zasolenia jest ucieczka kryształków soli z wody zamarzającej do wody otaczającej. W przypadku, gdy proces ten przebiega szybko, liczba kryształków soli przenikających do otaczającej wody jest niewielka i lód jest bardziej słony.

Przenikanie kryształków soli do otaczającej wody zwiększa jej zasolenie i w konsekwencji obniża temperaturę zamarzania. Zwiększone zasolenie powoduje zwiększenie gęstości wody i pojawienie się prądów gradientowych (konwekcyjnych).

Z upływem czasu zawartość soli w lodzie morskim maleje - drobinki roztapiają lód wokół siebie i wraz z wodą, w której są rozpuszczone spływają przez mikroskopijne kanaliki. Spływająca woda nosi nazwę **solanki**. Lód robi się coraz bardziej porowaty i kruchy.

**Masa właściwa** (gęstość) lodu morskiego wynosi średnio  $0,9176 \text{ kg/dm}^3$ . Zmienia się ona w zależności od stopnia zasolenia lodu i zawartości pęcherzyków powietrza (tab. 8).

Tabela 8. Masa właściwa lodu morskiego ( $\text{kg/dm}^3$ ) w zależności od zawartości powietrza

i zasolenia [Zagrodzki, 1956]

Zawartość powietrza (%)	Zasolenie (PSU)					
	0	5	10	15	20	25
0	0,918	0,922	0,925	0,930	0,934	0,938
5	0,872	0,876	0,880	0,884	0,888	0,892
9	0,835	0,839	0,843	0,847	0,855	0,858

Pierwszymi objawami zamarzania wody morskiej jest pojawienie się na jej powierzchni drobnych igiełek lodu, które łącząc się ze sobą tworzą **lepę lodową** - szarą zawieszinę grubości od kilku do kilkunastu centymetrów. Nadaje ona powierzchni morza matowy wygląd. Z lepy lodowej tworzy się **śryż** - gęsta zawieszina porowatych bryłek o nieregularnych kształtach. Kolejną formą jest **lód świeży** - dość łatwo łamiąca się powłoka o grubości ok. 10 cm. Lód świeży przechodzi następnie w **lód młody**, który dzieli się na mało elastyczny **lód szary** (10-15 cm grubości) i bardziej odporny na kruszenie - **lód szarobiaty** (10-30 cm grubości). Stanowi on formę lodu zimowego.

Podczas falowania, na skutek łamania się lodu świeżego i lodu młodego, tworzą się **krążki lodowe** - owalne tafle lodu o średnicy od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 3 m. Na ich obrzeżach znajdują się pokruszone, drobne kawałki przymarzniętego lodu.

**Lód jednoroczny** to lód, który powstał w okresie ostatniego sezonu zimowego. Jego grubość, w zależności od surowości zimy, waha się od 30 do ponad 120 cm. Wyróżnia się cienki lód jednoroczny - (grubość 30-70 cm), średni lód jednoroczny - (grubość 70-120 cm) i gruby lód jednoroczny - (grubość powyżej 120 cm).

Lody, których wiek przekracza więcej niż jedną zimę (które przetrwały jeden lub więcej sezonów letniego topnienia), to **lody wieloletnie** - dwuletni, trzyletni itd.

Oznaką topnienia lodu jest pojawienie się na jego powierzchni **kałuż**. Z czasem kałuże przechodzą w **przetainy** przenikające na wylot pokrywą lodową. Spływa nimi woda nagromadzona na powierzchni tafli lodowej. Odpływ wody, wystawiając lód na bezpośrednie działanie dodatniej temperatury i promieni słonecznych, przyspiesza topnienie. Z czasem lód na całej grubości staje się rozmiękły i przechodzi w formę **lodu zmurszałego**, a w końcu **lodu zatopionego** - gąbczastej masy nasiąkniętej wodą i zalewanej falami.

Do zanikania lodu przyczynia się falowanie i silne wiatry - tafle lodowa łamie się wtedy i kruszy.

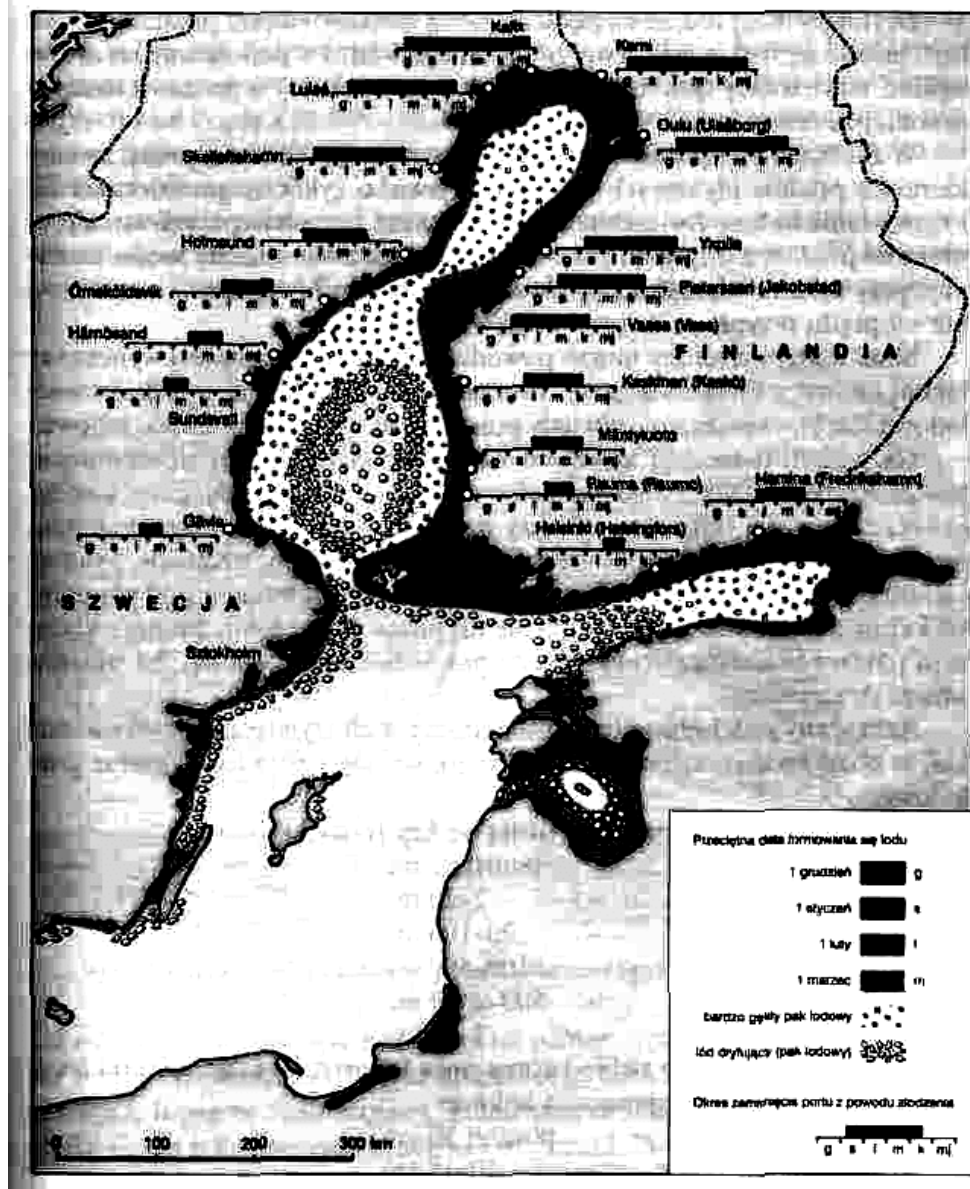
## 9.2. LÓD STAŁY I DRYFUJĄCY

**Lód stały** (przylepa lodowa) tworzy się u brzegów mórz w wyniku bezpośredniego zamarzania wody lub przymarzania do siebie nawarstwionych pod wpływem wiatrów brył lodu. Jego powstawaniu sprzyja urozmaicona (z zatokami), linia brzegowa, bliskie sąsiedztwo wysp oraz brak prądów i wahań poziomu morza. Najwcześniej pojawia się na przybrzeżnych płyciznach.

W morzach umiarkowanych szerokości geograficznych, w zależności od surowości zimy, szerokość pokrywy lodowej sięga niekiedy kilkunastu kilometrów, natomiast grubość - 1,5 m. Wraz z nadejściem wiosny i podniesieniem się temperatury pokrywa lodowa topnieje.

Przykładem morza o bardzo zróżnicowanych warunkach lodowych jest Bałtyk (rys. 49). W jego południowej części woda *zamarza* rzadko, natomiast w Zatoce Botnickiej, będącej najbardziej wysuniętą na północ częścią tego morza, pokrywa lodowa pojawia się rokrocznie i utrzymuje prawie przez całą zimę. Często także jest skuta lodem, leżąca nieco bardziej na południe, Zatoką Fińska.

**Lód dryfujący** to lód unoszący się na wodzie i ulegający działaniu wiatrów i prądów morskich. Powstaje on w wyniku kruszenia się stałej pokrywy lodowej. Przestrzenie między większymi częściami pływającego lodu wypełnia zwykle drobny lód, zwany gruzem lodowym. W szerokościach umiarkowanych lód dryfujący jest najczęściej spotykany w pobliżu brzegów. Niekiedy jest to lód pochodzenia rzecznego.



Rys. 49. Zlodzenie północnego Bałtyku w czasie umiarkowanej zimy [Łomniewski, 1970]

Kierunek i prędkość kier lodowych, dryfujących na powierzchni wody, jest wypadkową działania prądów morskich i wiatrów. W przypadku głęboko zanurzonych brył większe znaczenie mają prądy, natomiast płytko zanurzonych i wypiętrzonych - wiatry. Dryf dużych tafli lodu jest wolniejszy niż drobnych. Również głęboko zanurzone bryły dryfują wolniej niż zanurzone płytko.

Dryfujący luźny lód, ze względu na różną wielkość i ciężar poszczególnych brył, układa się niekiedy pod wpływem silnego wiatru w poprzeczne rzędy. Po stronie nawietrznej tych rzędów znajdują się większe, a po zawietrznej - drobniejsze części lodu.

W zatokach i w cieśninach, a także w sąsiedztwie linii brzegowej, zmiany kierunku prądów pływowych powodują zjawisko cyklicznego zwierania się i rozwierania lodów. Zwieranie się jest związane z prądem przyprływu, a rozwieranie prądem z odpływu. Na otwartym morzu zwieranie się lodów następuje przy zmianie kierunku z prądu odpływu na prąd przyprływu, a rozwieranie - z prądu przyprływu na prąd odpływu.

Silne wiatry od strony morza powodują, że lód dryfujący jest wynoszony falami na brzeg i nawarstwia się, tworząc sięgające 2-2,5 m wysokości wały lodowe lub przekraczające niekiedy ponad 10 m wysokości - kopce lodowe.

Na półkuli północnej akwenem wodnym o największym zlodzeniu jest Morze Arktyczne. Stała pokrywa lodowa *roztacza* się wokół bieguna. Latem, tworzą się na niej miejscami obszary wolne od lodu. Zimą ciągnie się ona setkami, czasem tysiącami kilometrów u brzegów Syberii i Kanady. Wiosną i latem osłabione krawędzie ulegają kruszeniu i rozdrabnianiu pod naporem fal i sztormowych wiatrów - tworzy się dryfująca forma lodu, zwana arktycznym pakiem lodowym. Ocenia się, że pak lodowy pokrywa ok. 3/4 obszaru Morza Arktycznego.

**Arktyczny pak lodowy** to nagromadzony w olbrzymiej ilości pokruszony lód, w skład którego wchodzi różnej wielkości kry i pola lodowe oraz gruz lodowy.

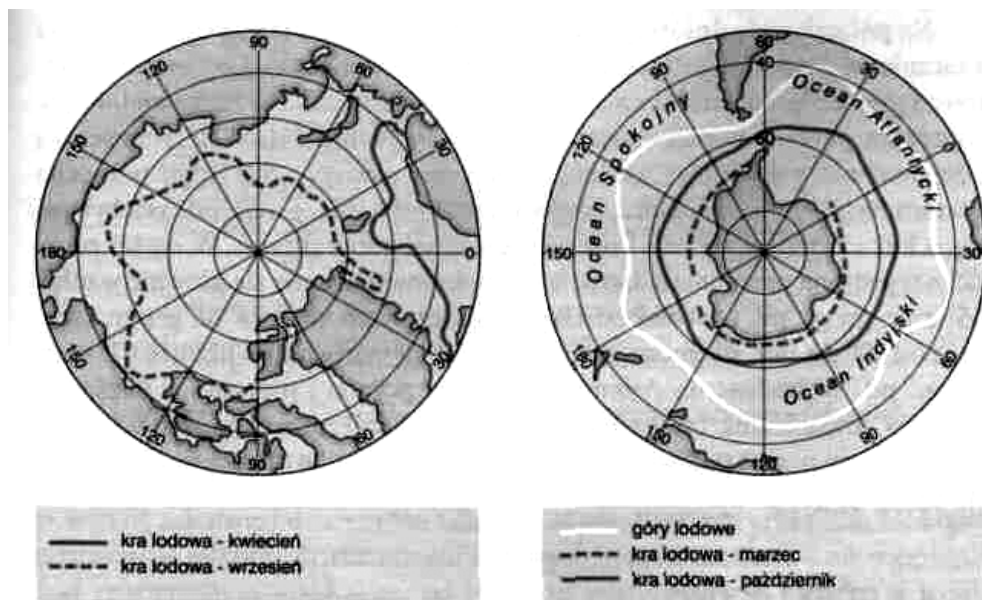
W zależności od średnicy wyróżnia się **kry** (płyty lodowe):

- bardzo drobne - poniżej 2 m,
- drobne - 2-20 m,
- małe - 20-100 m,
- średnie - 100-500 m,
- duże - 500-2000 m,
- bardzo duże - 2-10 km.
- Kry przymarzając do siebie tworzą **pola lodowe**. W zależności od średnicy wyróżnia się następujące pola lodowe:
  - ławice lodowe - poniżej 10 km,
  - małe pola lodowe - 10-15 km,
  - średnie pola lodowe - 15-20 km,
  - duże pola lodowe - ponad 20 km.

Zgodny z ruchem wskazówek zegara kierunek prądów powierzchniowych na Morzu Arktycznym powoduje, że niesiony nimi pak lodowy napotyka na swojej drodze Grenlandię. U jej wschodnich wybrzeży ta olbrzymia masa lodu dzieli się i jedna jej część opływa tę wyspę od północy, a druga - niesiona Prądem Wschodniogrenlandzkim spływa na południe. Ocenia się, że drogą południową przedostaje się na Atlantyk ok. 1/3, a z części opływającej Gren-

landię od strony północnej - ok. 1/6 paku arktycznego (wynoszona na otwarty ocean z Prądem Labradorским). Dociera on do okolic Nowej Fundlandii, ulegając po drodze częściowemu topnieniu. Reszta topnieje po napotkaniu ciepłych wód Prądu Zatokowego. Pak lodowy i góry lodowe utrudniają w tym rejonie żeglugę, zamykając niekiedy drogę przez Zatokę Św. Wawrzyńca na Wielkie Jeziora.

Na **półkuli północnej** pływający pak lodowy zajmuje największą powierzchnię w okresie kwiecień-maj, a najmniejszą we wrześniu. W kwietniu (rys. 50) na **Oceanie Atlantyckim** południowa granica paku lodowego biegnie



Rys. 50. Granice zasięgu lodów na półkuli północnej i południowej [Thurman, 1982]

nie od wybrzeży Półwyspu Kolskiego na północ, potem na zachód, dochodzi do Wyspy Niedźwiedziej, skręca na północny zachód, dociera w pobliże zachodnich brzegów Spitsbergenu, przechodzi środkiem Cieśniny Duńskiej i zbliża się do południowych brzegów Grenlandii. Po ich minięciu biegnie ponownie na północ, odchyła się w pobliżu Cieśniny Davisa na południowy zachód i dociera do północnej części półwyspu Labrador. Biegąc na południe omija od wschodu Nową Fundlandię i, zamykając drogę na Wielkie Jeziora, skręca na południowy zachód, zbliżając się z wolna do południowo-wschodnich wybrzeży Nowej Szkocji.

Niewielka część paku lodowego z Morza Arktycznego wynoszona jest także na **Ocean Spokojny**. Jego droga wiedzie przez Cieśninę Beringa, szerokości zaledwie 35 km, przez część roku całkowicie lub częściowo zamar-

zniętą. Większość pływającego lodu, jaki się znajduje na północnych krańcach tego oceanu, jest pochodzenia rodzimego - powstał on z kruszenia się przybrzeżnej pokrywy lodowej pod naporem fal. Lodem pływającym pokryte są tylko najbardziej na północ wysunięte obszary oceanu - przylegająca do Cieśniny Beringa część Morza Beringa oraz przybrzeżne akweny Morza Ochockiego. Granica jego zasięgu ciągnie się wzdłuż zachodnich, południowych i wschodnich brzegów wyspy Hokkaido, potem, u północnych krańców Kamczatki, skręca na południowy wschód, a następnie - w pobliżu półwyspu Alaska - na wschód i, przecinając poprzecznie Morze Beringa, dochodzi do brzegów Ameryki Północnej.

Na **półkuli południowej** spływ paku lodowego z rejonów Antarktydy jest znacznie swobodniejszy niż na półkuli północnej, ponieważ jego obszary źródłowe łączą się bezpośrednio z otwartymi wodami oceanów. Lody wieloletnie występują głównie w położonych w głębi kontynentu zatokach. Największą powierzchnię pak lodowy zajmuje w październiku (rys. 50). Jego północna granica biegnie dookoła kuli ziemskiej wzdłuż  $60^\circ$  szer. geogr. pd., odchylając się o kilka stopni w wyższe i niższe szerokości geograficzne. W części pacyficznej jest ona przesunięta bardziej na południe i ciągnie się głównie wzdłuż  $65^\circ$  szer. geogr. pd. (odcinki od  $150^\circ$  dł. geogr. wsch. do  $150^\circ$  dł. geogr. zach. oraz od  $60^\circ$  do  $140^\circ$  dł. geogr. zach.), dochodząc miejscami w pobliże  $67^\circ$  szer. geogr. pd. Wchodząc na Atlantyk skręca na północ i przecina w Cieśninie Drake'a równoleżnik  $60^\circ$ , a nieco dalej - równoleżnik  $55^\circ$  i wzdłuż niego biegnie aż do ponad połowy Oceanu Indyjskiego. Potem obniża się stopniowo do  $65^\circ$  szer. geogr. pd.

### 9.3. GÓRY LODOWE

**Góry lodowe** to wielkie bryły lodu pochodzenia lodowcowego dryfujące w wodach oceanów. Powstają one na skutek odłamywania się, sięgających daleko w morze lub zwisających z wysokich brzegów jeziorów lodowców. Większość gór lodowych „rodzi się” w okresie letnim.

Głównym obszarem źródłowym gór lodowych na **półkuli północnej** są lodowce Grenlandii i pobliskiej Wyspy Ellesmere'a. Powstają one także z lodowców Ziemi Franciszka Józefa, Ziemi Północnej, Ziemi Baffina, Spitsbergenu i Nowej Ziemi. Część z nich dostaje się w zasięg płynącego od Wysp Królowej Elżbiety Prądu Labradorskiego i jest wynoszona na **Atlantyk**. Tą drogą przedostaje się kilkadziesiąt, a czasem nawet kilkaset gór lodowych w ciągu roku (rys. 51). Zasięg spływu dla większości z nich kończy się w okolicach Nowej Fundlandii. Tylko niektóre docierają dalej na południe i przekraczają  $45^\circ$ , a niekiedy  $40^\circ$  szer. geogr. pn. W czasie kilkunastomiesięcznej wędrówki z Morza Baffina tracą więcej niż połowę pierwotnej masy.



Rys. 51. Rozmieszczenie gór lodowych i prądów na północnym Atlantyku [Thurman, 1982]

Na oceanie góry lodowe dryfują bardzo wolno - w ciągu jednej doby pokonują zaledwie kilka, rzadko kilkanaście mil. Niekiedy przez długie okresy pozostają w miejscu. Wielkości gór lodowych są zróżnicowane - ich wysokość nad powierzchnią wody sięga od kilku do kilkudziesięciu metrów (z wody wystaje tylko 1/6-1/7 część góry lodowej).

Ze względu na znaczne zanurzenie, o kierunku dryfu góry lodowej i jego prędkości decydują prądy morskie. Niekiedy kierunek ich dryfu różni się od kierunku wiatru o 30-40°. Przy dużej prędkości wiatru zmniejsza się kąt pomiędzy kierunkiem wiatru a kierunkiem dryfu.

Granica zasięgu pływających gór lodowych biegnie na Atlantyku, na półkuli północnej wzdłuż wschodnich wybrzeży Grenlandii na południe, potem skręca na zachód, następnie na południe i południowy zachód i w pobliżu 40° szer. geogr. pn. dochodzi do brzegów kontynentu północnoamerykańskiego.

**Na Oceanie Spokojnym** na półkuli północnej góry lodowe nie występują.

Na **półkuli południowej** obszarem źródłowym gór lodowych jest Antarktyda. Ze względu na niższe temperatury latem i wolniejszy spływ lodowców, liczba powstających gór jest mniejsza niż na półkuli północnej. W wyniku odrywania się od lądolodu potężnych płyt lodowcowych zdarzają się



niekiedy przypadki gór lodowych o ogromnych rozmiarach - ich długość przekracza wtedy 100 km, a wysokość sięga 200 m. Mają one kształt olbrzymich płyt o płaskiej powierzchni (góry stołowe). Dryfują tygodniami, powoli krusząc się i topniejąc.

Góry lodowe Antarktydy niesione Dryfem Wiatrów Zachodnich przemieszczają się ze średnią prędkością 0,5 węzła. Tu również, podobnie jak na półkuli północnej, dryfują niekiedy w niskie szerokości geograficzne - niektóre, wynoszone Prądem Falklandzkim, docierają w okolice estuarium La Płaty (38° szer. geogr. pd.) lub nawet jeszcze dalej na północ.

Granica pływających gór lodowych (rys. 50) na Oceanie Spokojnym przebiega pomiędzy 47 a 50° szer. geogr. pd., na Oceanie Atlantyckim biegnie wzdłuż równoleżnika 40°, a w części przypadającej na Ocean Indyjski - na wysokości równoleżnika 45°. Bardziej na południe - do 50° szer. geogr. pd. przesuwa się tylko przechodząc przez Cieśninę Drake'a i w pobliżu Nowej Zelandii, natomiast na północ - do 36° szer. geogr. pd. - mijając Przylądek Dobrej Nadziei.

## SŁOWNICZEK ANGIELSKO-POLSKI ważniejszych terminów meteorologicznych

abating - słabnący	broken weather - niestabilna pogoda
absolute humidity - wilgotność bezwzględna	building - tworzący się
activity - aktywność	
actual weather - pogoda aktualna	calm - cisza
adiabatic process - proces adiabatyczny	calm belt - pas ciszy
adiabatic temperature change - adiabatyczne zmiany temperatury	central cyclone - niż centralny
advection fog - mgła adwekcyjna	centre of high - centrum wyżu
air - powietrze	centre of low - centrum niżu
air circulation - cyrkulacja powietrza	centre of tropical storm - centrum sztormu tropikalnego
air current - prąd powietrza	change of direction - zmiana kierunku
air mass - masa powietrza	change of monsoon - zmiana kierunku monsunu
air mass analysis - analiza masy powietrza	change of weather - zmiana pogody
air mass shower - opad wewnętrzmasowy	change of wind - zmiana kierunku wiatru
air mass thunderstorm - burza wewnętrzmasowa	circulation - cyrkulacja
air pressure - ciśnienie powietrza	circulation pattern - typ cyrkulacji
air temperature - temperatura powietrza	clear - czysty (bezchmurne niebo)
analysis - analiza	climate - klimat
aneroid barometer - aneroid	climatic - klimatyczny
anticyclone - wyż, antycyklon	climatic season - sezon klimatyczny
arctic front - front arktyczny	climatic zone - strefa klimatyczna
area of high pressure - obszar wysokiego ciśnienia	cloud - chmura
area of low pressure - obszar niskiego ciśnienia	cloudiness - zachmurzenie
atmospheric circulation - cyrkulacja atmosfery	cloudless - bezchmurnie
atmospheric pressure - ciśnienie atmosferyczne	cloudy - pochmurnie
aurora - zorza	code - kod
axis - oś	coded message - komunikat zakodowany
	cold air - chłodne powietrze
backing - skręcający w lewo (wiatr)	cold air mass - chłodna masa powietrza
bad weather - zła pogoda	cold air outbreak - wtargnięcie chłodnego powietrza
baric - baryczny	cold front - front chłodny
barograph - barograf	cold front type occlusion - okluzja frontu chłodnego
barometer - barometr	collapsing - słabnący, zanikający
barometer is falling - ciśnienie spada	complex low - niż złożony
barometer is rising - ciśnienie wzrasta	continuous - ciągły
barometer pumping - wahania ciśnienia	continuous rain - opady ciągłe
barometer reading - odczyt barometru	continuous wind - wiatr ciągły
barometer tendency - tendencja barometryczna	convection - konwekcja
breeze - bryza	corona - wieniec
broken sky - zachmurzenie nieciągłe	correction - poprawka
	cover - pokrywa

cyclogenesis - cyklogeneza (proces tworzenia się cyklonu)	fair weather - bezchmurna pogoda
cyclone - cyklon, niż	fall - spadek
cyclone activity - aktywność cyklonu	filling - wypełnianie się
cyclone centre - centrum cyklonu, niżu	fine weather - piękna pogoda
cyclone family - rodzina niżów	fog patches - ławice mgły
cyclone warning - ostrzeżenie o cyklonie	fog warning - ostrzeżenie o mgle
damp - wilgoć	forecast - prognoza
dangerous quadrant - niebezpieczna ćwiartka	forecast area - obszar objęty prognozą (prognostryczny)
dangerous semicircle - niebezpieczna połowka	forecast for coastal regions - prognoza dla obszarów przybrzeżnych
declining - malejący	forecast for high seas - prognoza dla pełnego morza
decreasing - zmniejszający się	forming - kształtujący się
deep cyclone - głęboki cyklon, niż	frontogenesis - frontogeneza (wzmacnianie się frontu)
deepening - pogłębianie się	frontolysis - frontoliza (zanikanie frontu)
dense fog - gęsta mgła	frost - mróz
depression - niskie ciśnienie	further outlook _ prognoza orientacyjna
depression of dew point - obniżenie temperatury punktu rosy	
depression of wet bulb - różnica psychrometryczna	gale _ silny (8-9B) wiatr, wichura
developing - rozwijający się	gale warning - ostrzeżenie o wichurze
dew - rosa	general circulation - ogólna cyrkulacja
dew point - temperatura punktu rosy	general direction - ogólny kierunek
direction - kierunek	general weather situation - ogólna sytuacja pogodowa
disturbance - zaburzenie	
doldrums - strefa ciszy równikowej	geostrophic wind - wiatr geostroficzny
downstream - z prądem	glaze frost - gołoledz
drizzle-mżawka	
dry air-suche powietrze	gradient wind - wiatr gradientowy
dust-pył	gradually - stopniowo
dust storm-burza pyłowa (kurzawa)	gust-poryw
easterlies - wiatry wschodnie	gustiness-porywistość
easterly wave - fala wschodnia (tropikalna)	gusty wind - porywisty wiatr
eastward - na wschód	hail - grad
eddy - wir	hail shower - przelotny opad z gradem
effectiveness of forecast - sprawdzalność prognozy	hail squall - szkwał z gradem
Elmos fire - ogień św. Elma	haze - zmgłnienie
equatorial trough - równikowy pas obniżonego ciśnienia	heavy rain - intensywny deszcz
evaporation - parowanie	heavy shower - ulewa
extending - rozciągający się	high - wyż, antycyklon
extensive - obszerny	high pressure area - obszar wysokiego ciśnienia
eye of hurricane - oko huraganu (cyklonu)	humid air - wilgotne powietrze
facsimile - kopia, faksymila	humidity - wilgotność
facsimile weather map - mapa faksymilowa pogody	hurricane - huragan (powyżej 12°B)
	hurricane season - sezon huraganów
	hurricane warning - ostrzeżenie o huraganie
	hygrometric tables - tablice psychrometryczne

ice - lód	middle cloud - chmury piętra średniego
iceberg - góra lodowa	middle latitude cyclone - niż szerokości umiarkowanych
icing - oblodzenie	mirage - miraż (złudzenie)
increasing - wzrastający	mist - zamglenie
inference - wniosek	mixed rain and snow - deszcz ze śniegiem
inland fog - mgła nad lądem	moderate - umiarkowany
insignificant - nieznaczący	moist - wilgotny
instability - niestabilność	monsoon - monsun
instability line - linia niestabilności	mostly - głównie
instrument reading - odczyt przyrządu	motion - ruch
intensification - wzmocnienie	moving - poruszający się
intertropical convergence zone (ITCZ) - międzyzwootnikowa strefa zbieżności	navigable semicircle - połówka żeglowna
intertropical front - front międzyzwootnikowy	near - w pobliżu
inversion - inwersja	neutral - punkt siodłowy
inversion layer - warstwa inwersyjna	none - brak nie ma (np sztormu)
ionosphere - jonosfera	normal pressure - ciśnienie przeciętne
msation - iryzacja	isobar - izobara
isobaric-izobaryczny	isobanc analysis - analiza izobaryczna
isobanc analysis - analiza izobaryczna	occasional - od czasu do czasu
land and sea breezes - bryza lądowa i morska	occlude - okludować
lands report - meldunki ze stacji lądowej	occluded front - front zokludowany
land wind - wiatr od lądu	occlusion - okluzja
later - później (zwykle po 12 godzinach)	off shore wind - wiatr od brzegu
layer - warstwa	on shore wind - wiatr do brzegu
life cycle of cyclone - cykl rozwojowy cyklonu	old cyclone - cyklon lub niż w fazie zanikania
lub niżu	outlook - prognoza pogody
lightning - błyskawica	overcast - zachmurzenie całkowite
locally - lokalnie	passage of a cyclone - przechodzenie cyklonu
local forecast office - miejscowe biuro prognozy	passing - przechodzący
long range forecast - prognoza długoterminowa	path - trasa (np. cyklonu, sztormu)
low - niż	pattern - układ
low clouds - chmury piętra niskiego	period - okres
low pressure area - obszar niskiego ciśnienia	postfrontal - zafrontalny
lunar halo - halo księżycowe	precipitation - opad
lying - leżący	prefrontal - przedfrontalny (szkwał)
mainly - głównie	present weather - aktualna pogoda
marine forecast - prognoza dla żeglugi	pressure - ciśnienie
mass - masa (powietrza)	pressure gradient - gradient ciśnienia
mature cyclone - dojrzały (w pełni rozwinięty) cyklon lub niż	pressure reduction - spadek ciśnienia
mean pressure - średnie ciśnienie	pressure rise - wzrost ciśnienia
medium range forecast - prognoza średnio-terminowa	pressure tendency - tendencja ciśnienia
melting of ice - topnienie lodu	prevailing wind - przeważający kierunek wiatru
mercurial barometer - barometr rtęciowy	prognostic map - mapa prognostyczna
radiation fog - radiacyjna mgła	psychrometrie tables - tablice psychrometryczne
rain - deszcz	quasistationary - quasi-stacjonarny
	quickly - szybko
	surface hart map - mapa synoptyczna dla poziomu morza (powierzchniowa)

rain band - granica opadu  
rainbow - tęcza  
rain cloud - chmura deszczowa  
rainless - bezdeszczowy  
rain squall - szkwał z deszczem  
rainy season - pora deszczowa  
range of visibility - zasięg widzialności  
rapidly - szybko  
rather quickly - raczej szybko  
recurvature - zmiana kierunku przemieszczenia się cyklonu tropikalnego  
relative humidity - wilgotność względna  
remainder of area - pozostały obszar  
ridge - klin wysokiego ciśnienia  
rise of pressure - wzrost ciśnienia  
roll of cloud - kołnierz burzowy

saddle - siodło  
sand storm - burza piaskowa  
scattered - rozproszony  
sea breeze - bryza morska  
sea level pressure - ciśnienie na poziomie morza  
sea smoke - dymienie morza  
sea wind - wiatr od morza  
secondary low - niż drugorzędny  
severe – silny  
shower - przelotny opad  
significant - ważny  
sleet - deszcz ze śniegiem  
slowly - powoli  
snow - śnieg  
snow shower - przelotny opad śniegu  
soon - wkrótce  
spout - trąba  
spray - bryzgi  
spread - rozpościerać się  
squall - szkwał  
squall line - linia szkwałów  
stationary - stacjonarny  
steadily - umiarkowanie  
steam fog - mgły z wyparowania  
subtropical - podzwrotnikowy

swell - fala martwa  
swinging - zmieniający kierunek

tendency - tendencja  
thaw - ocieplenie  
thermal low - niż termiczny  
thunder - grzmot  
thunder cloud - chmura burzowa  
thunder squall - szkwał burzowy  
thunderstorm - burza  
track - trasa  
trade inversion - inwersja pasatowa  
trades - pasaty  
tropical cyclone - cyklon tropikalny  
tropical depression - niż międzyzwrotnikowy  
tropical disturbance - zaburzenie tropikalne  
tropical storm - sztorm tropikalny  
trough - zatoka  
typhoon – tajfun

upper - górny  
upper clouds - chmury piętra wysokiego  
urgent - pilny (np. wiadomość)

vapour pressure - prężność pary wodnej  
variable wind - wiatr zmienny  
very rapidly - bardzo szybko

warm - ciepły  
warm front - front ciepły  
warm mass - ciepła masa powietrza  
warm sector - wycinek ciepły  
waterspout - trąba wodna  
weak - słaby  
weather analysis - analiza synoptyczna  
weather map - mapa pogody  
weather report - meldunek o pogodzie  
westerlies - wiatry zachodnie  
wet-bulb thermometer - termometr zwilżony  
wind shift - zmiana kierunku wiatru  
wind warning - ostrzeżenie o silnym wietrze

zone – strefa