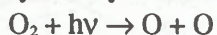


ANIELA DZIEWULSKA-ŁOSIOWAInstytut Geofizyki PAN
Warszawa**REGINA HRYNIEWICZ**Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej
Warszawa

OZON W STRATOSFERZE I TROPOSFERZE

Cząsteczki ozonu występują w atmosferze, w warstwie sięgającej od powierzchni Ziemi do wysokości około 100 km, a więc w troposferze, stratosferze i mezosferze. W warstwie najniższej — troposferze zawartość ozonu jest niewielka, stanowi zaledwie kilka do kilkunastu procent całkowitej zawartości ozonu w atmosferze. Maksymalne koncentracje ozonu występują w stratosferze, rozciągającej się od tropopauzy (na wysokościach od 8 do 17 km, zależnie od szerokości geograficznej) do wysokości około 50 km. W warstwie powyżej 50 km — w mezosferze następuje już szybki eksponencjalny spadek koncentracji ozonu. Zmienność pionowego rozkładu ozonu w zależności od szerokości geograficznej i pory roku przedstawia rysunek 1.

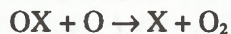
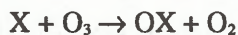
W wysokich warstwach (mezosferze i górnej stratosferze) zasadniczą rolę w powstawaniu i rozpadzie cząstek ozonu odgrywają procesy fotochemiczne, poniżej zaś wysokości około 25 km, to jest w dolnej stratosferze i w troposferze, gdzie czas życia cząsteczek ozonu jest dłuższy — oprócz procesów fotochemicznych — również procesy dynamiczne. Największą zawartość ozonu obserwuje się w stratosferze i ta warstwa stanowi osłonę Ziemi przed promieniowaniem krótkofalowym biologicznie czynnym UVB (o długościach fal od 280 do 320 nm). Cząsteczki ozonu powstają na wysokościach, do których dociera promieniowanie UV o długości fali < 242 nm, powodujące rozpad cząsteczki tlenu i wyzwalamie wolnych atomów tlenu, lecz w równocześnie dostatecznie gęstych warstwach atmosfery, by mogło nastąpić potrójne zderzenie między cząsteczką i atomem tlenu oraz cząsteczką neutralną.



$$\lambda < 242 \text{ nm}$$



Cząsteczki ozonu rozpadają się głównie w reakcjach katalitycznych z rodnikami wodorotlenowymi, tlenkami azotu i chloru. Te ostatnie są najbardziej efektywne:

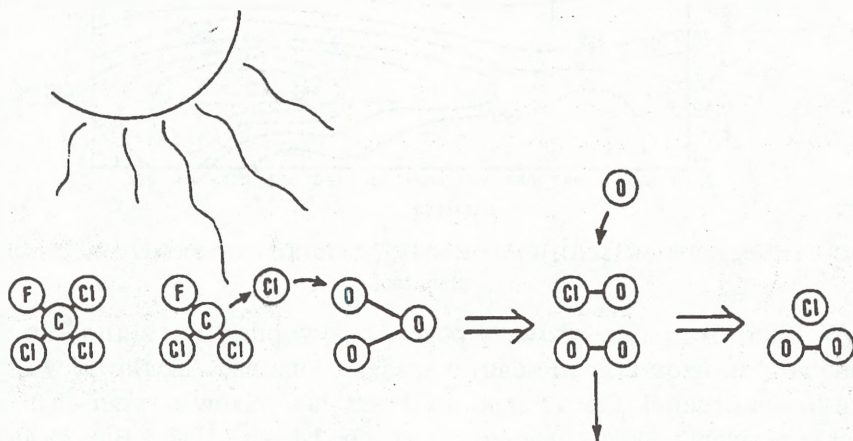


gdzie X oznacza rodnik wodorotlenowy (OH), tlenek azotu (NO) lub atom chloru (CL), przy tym najszybszy łańcuchowy rozpad ozonu powstaje w reakcjach z chlorem.

W latach siedemdziesiątych stwierdzono, że w górnej stratosferze na wysokościach od 20 do 40 km wzrost zawartości atomów chloru powstaje z rozpadu, produkowanych na Ziemi i powoli dyfundujących do stratosfery freonów, pod wpływem promieniowania krótkofalowego Słońca:



Dalsze reakcje katalityczne powodują łańcuchowy rozpad ozonu. Każdy atom chloru może spowodować w wyniku wielu reakcji łańcuchowych rozpad tysięcy cząsteczek ozonu (rys. 2).



Rys. 2. Opis rysunku w tekście.

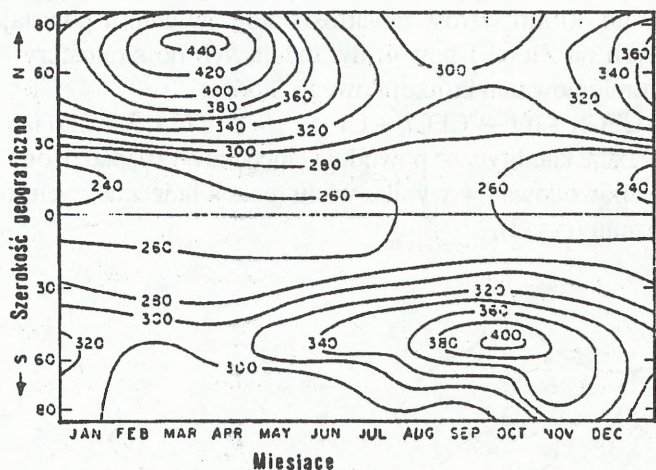
Źródłem tlenku azotu w stratosferze, powodującego rozpad ozonu, jest stale wzrastająca emisja podtlenku azotu (N₂O) w wyniku stosowania coraz większych ilości nawozów azotowych w rolnictwie. Powstaje on w glebie i wodzie oceanów w wyniku aktywności bakterii nityfikacyjnych. Emisja tego związku wzrasta około 0,4% rocznie. W troposferze związek ten jest mało aktywny, podobnie jak freony, i dopiero w stratosferze ulega reakcji:



i dalej utlenia się do NO₂. Antropogeniczne zanieczyszczenia: freony i podtlenek azotu powodują spadek zawartości ozonu w stratosferze, natomiast metan sprzyja wzrostowi całkowitej zawartości ozonu.

Ozonu w atmosferze jest stosunkowo bardzo mało. Całkowita zawartość ozonu (Ω) wyrażona grubością warstwy zredukowanej do ciśnienia normalnego i do temperatury 0°C wynosi średnio około 0,3 cm, co stanowi 6×10^{-5} całkowitej masy

atmosfery. W praktyce używa się jednostki zwanej dobsonem (D). Jeden dobson oznacza grubość warstwy ozonu wynoszącej 10^{-3} cm lub 1 matm-cm. Całkowita zawartość ozonu ulega dużemu zróżnicowaniu w zależności od szerokości geograficznej i pory roku. Największe wartości Ω obserwuje się w okolicach biegunów, tam też występuje największa zmienność w przebiegu rocznym (rys. 3). W naszych szerokościach geograficznych średnie wartości dzienne wahają się od 450 D wczesną wiosną do 270 D późną jesienią.



Rys.3. Przebieg zmienności Ω (D) w okresie od 1957 do 1975 r. w zależności od szerokości geograficznej.

W 1985 roku po raz pierwszy pojawiła się w pracy Farmana i in. 1985 wiadomość o ogromnym wiosennym spadku ozonu nad Antarktydą w okresie wrzesień–październik. Praca Farmana dotyczyła wyników uzyskanych z dwóch stacji leżących w rejonie Antarktydy: Argentine Islands i Halley Bay, na których pomiary prowadzono od 1957 roku. Przykład spadku zawartości ozonu w dolnej stratosferze przedstawiono na rysunku 4.

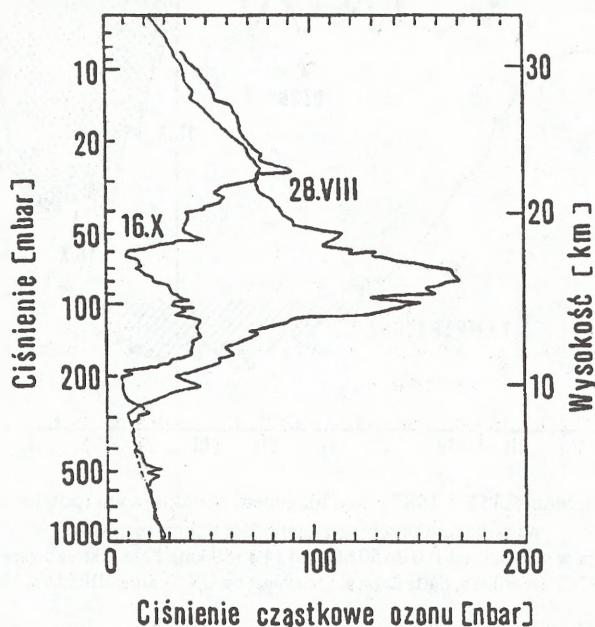
Dziura ozonowa pojawia się co roku nad Antarktydą wczesną wiosną w okresie sierpień–wrzesień od momentu „powrotu” Słońca do tych szerokości geograficznych i nagłego wzrostu absorpcji promieniowania słonecznego przez ozon. W miarę wzrostu wysokości Słońca podnosi się temperatura powietrza nad Antarktydą (rys. 5).

Minimalne dzienne wartości Ω za ostatnie lata na południe od 30°S pokazano na rysunku 6.

Poza rokiem 1988, gdy dziura obejmowała mniejszą powierzchnię i spadki zawartości ozonu były mniejsze, w ciągu lat 1987–1992 spadki Ω były zbliżone. Największy spadek zaobserwowano w 1992 roku, gdy całkowita zawartość ozonu spadła do 105 D i obejmował on największą jak dotąd powierzchnię.

Zmienność wielkości dziury ozonowej z roku na rok jest bardzo duża. Zmienność ta jest związana zarówno ze zmianami procesów makrocyrkulacyj-

nych i towarzyszących im ociepleń stratosferycznych oraz z OBO (quasi-dwuletnimi zmianami składowej równoleżnikowej wiatru nad rejonem równikowym), jak i ze zmianami temperatury powierzchni Oceanu Spokojnego w cyklu ENPO (El Niño — Południowe Oscylacje).

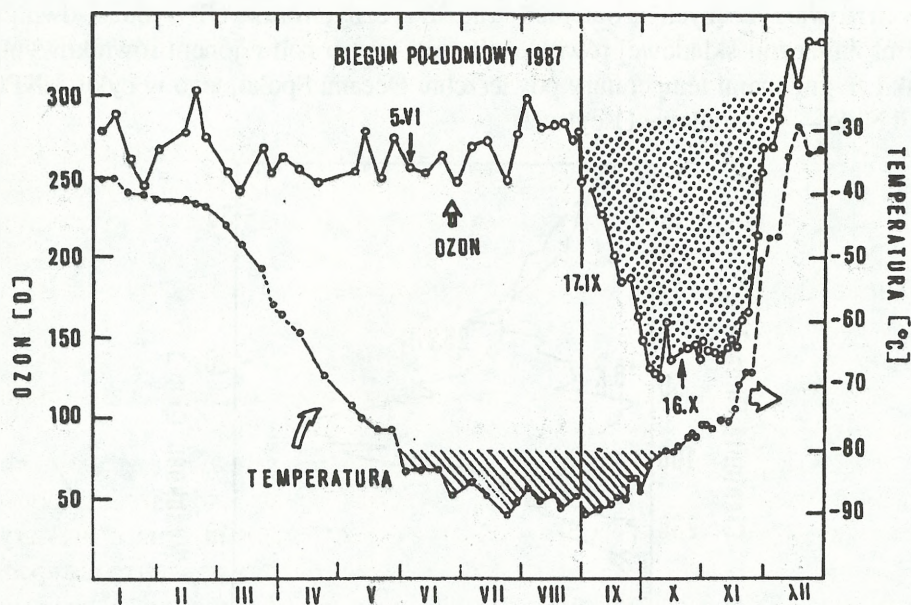


Rys. 4. Rozkład pionowy ozonu nad stacją McMurdo (Antarktyda) w 1986 r., w początkowym stadium dziury ozonowej (28 sierpnia) oraz w czasie jej maksymalnego rozwoju (16 października).

Temperatury na wysokości od 14 do 18 km w obu wypadkach niższe od -80°C .

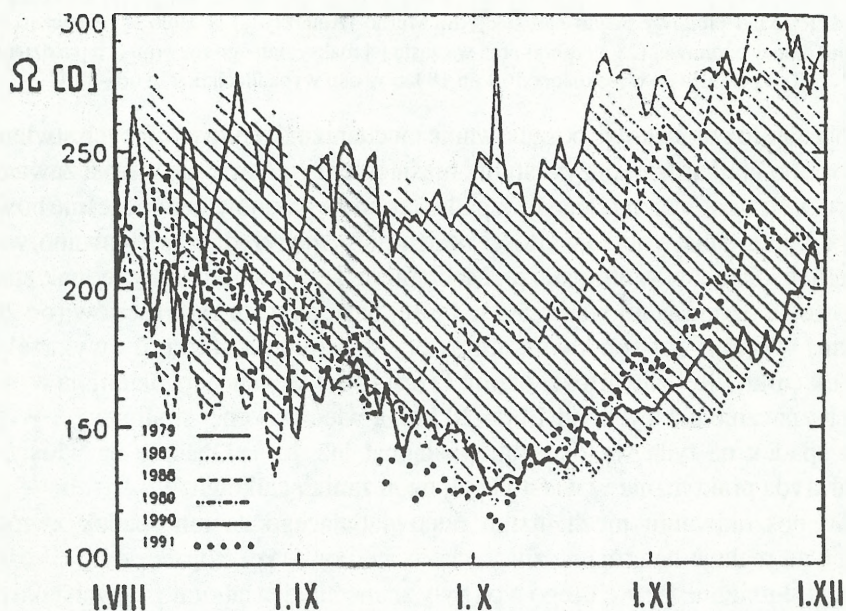
Nastąpiło gorączkowe poszukiwanie mechanizmów powodujących stwierdzony spadek. Najbardziej oczywistym objaśnieniem wydawał się wzrost zawartości chloru w stratosferze, na skutek rozpadu freonów i halonów. Jednocześnie bowiem ze spadkiem całkowitej zawartości ozonu nad Antarktydą obserwowano wzrost zawartości freonów w atmosferze. Mechanizm ten powodowałby jednak spadek zawartości ozonu w tej warstwie, w której następuje rozpad freonów (od 20 do 40 km). Wyniki zaś sondowań atmosfery w rejonie Antarktydy wykazały, że spadek całkowitej zawartości ozonu Ω jest spowodowany spadkiem na wysokościach znacznie niższych, od 14 do 20 km, a więc w dolnej stratosferze. W 1985 roku spadek na tych wysokościach osiągnął już 40%. Obecnie na wiosnę nad Antarktydą praktycznie w warstwie tej ozon zanika całkowicie.

W poszukiwaniu mechanizmu odpowiadającego za ten spadek zwrócono uwagę na reakcje heterogeniczne zachodzące pomiędzy cząsteczkami o różnych stanach skupienia. Reakcje tego typu były znane z badań laboratoryjnych jako efekt występujący na ściankach. Takimi ściankami w atmosferze polarnej mogą być powierzchnie kryształków chmur stratosferycznych zawierających duże ilości trójwodnego kwasu azotowego ($\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), kwasu siarkowego oraz mało



Rys. 5. Przebieg zmienności Ω w 1987 r. nad biegunem południowym (powierzchnia zakropkowana pokazuje przebieg zmienności dziury ozonowej).

Średnia temperatura w warstwie od 100 do 50 hPa (od 14 do 19 km). Pole zakreskowane pokazuje wielkość $T \leq -80^\circ\text{C}$ (T. Henriksen, SHH Larsen, Ozonlaget og UV Straling, Blindern, Varen 1989).



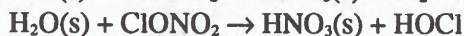
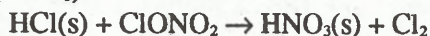
Rys. 6. Minimalne dobowe wartości Ω na południe od 30°S od sierpnia do grudnia. Powierzchnie zakreskowane pokazują, w zakresie jakich wartości minima dobowe zmieniają się od 1979 do 1990 r.

reaktywnych związków chloru i bromu. Ilość chmur stratosferycznych w miesiącach zimowych (lipiec–wrzesień) wzrasta nad Antarktydą, gdy temperatura na wysokościach około 20 km spada nawet poniżej -90°C .

W rejonie Antarktydy występują specyficzne warunki sprzyjające gromadzeniu się tlenków chloru i bromu. Jesienią nad biegunami na skutek coraz większego kąta padania promieniowania słonecznego temperatura powietrza obniża się, czemu towarzyszy spadek ciśnienia atmosferycznego. Tworzy się cyklon, który w ciągu zimy pogłębia się: nazywamy go wirami nocy polarnej. Nad Antarktydą wir ten jest bardzo stabilny, bardzo silne wiatry, zwłaszcza w okresie wczesnowiosennym, wiejące dokoła Antarktydy, odseparowują powietrze wewnątrz wiru, zapewniając utrzymywanie się niskich temperatur umożliwiających rozwój polarnych chmur stratosferycznych.

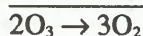
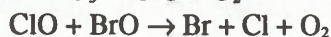
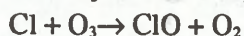
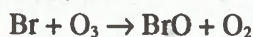
Nad Arktyką natomiast zimą wir polarny ulega częściowym rozpadom, bowiem w wyniku bardziej urozmaiconej orografii terenu i większego wpływu procesów makrocyrkulacyjnych zachodzą ocieplenia stratosferyczne, charakteryzujące się również wzrostem zawartości ozonu. Temperatura powietrza nie spada tak znacznie, chmury stratosferyczne występują tylko sporadycznie. Na wiosnę, z chwilą powrotu Słońca, następuje nagły wzrost natężenia promieniowania słonecznego, a co za tym idzie i absorpcji tego promieniowania przez ozon oraz rozpad wiru. Warunkiem dużego spadku Ω (występowania dziury ozonowej) nad biegunem północnym jest to, by zawartość tlenków chloru i bromu ClO i BrO utrzymywała się przy niskich temperaturach powietrza aż do miesięcy wiosennych (luty—marzec) tak, by mogły nastąpić reakcje heterogeniczne na stratosferycznych chmurach polarnych. Na rysunku 7 pokazano, jak bardzo zmienną wartością jest temperatura powietrza w rejonie Arktyki.

Wyniki badań laboratoryjnych wykazały, że powierzchnie aerozolu w chmurach stratosferycznych wpływają bardzo efektywnie na przekształcanie się związków trwałych chloru, takich jakimi są ClONO_2 i HCl , w związki bardziej reaktywne, jak Cl_2 i HOCl , z których atomy chloru są wyzwalane w procesach fotolizy. Równocześnie ze spadkiem temperatury następuje spadek koncentracji tlenków azotu (głównie NO_2), powodujących wzrost zawartości długożyciowego kwasu azotowego (HNO_3):



gdzie (s) oznacza fazę stałą lub ciekłą.

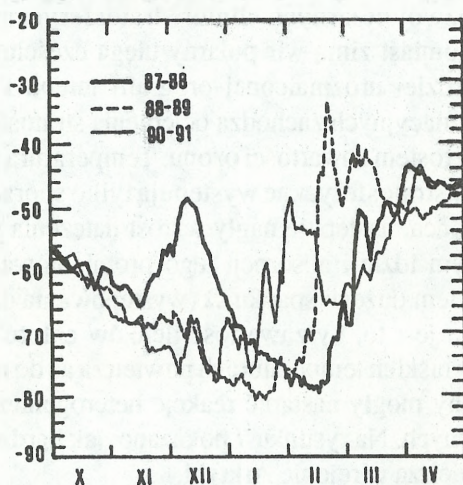
Na kryształkach chmur zachodzą również heterogeniczne reakcje łańcuchowe powodujące wydzielanie się tlenu chloru (ClO) i tlenu bromu (BrO) i wpływające na rozpad ozonu:



Ten ostatni cykl zachodzi wówczas, gdy zawartość tlenków azotu NO_x jest mała. Jeśli ten warunek nie jest spełniony, powstaną tlenki chloru ClONO_2 oraz bromu BrONO_2 .

W ciągu ostatnich lat obserwowano nie tylko wzrost obszaru dziury ozonowej nad Antarktydą, ale i powolny spadek Ω zimą w dużych i średnich wysokościach geograficznych półkuli północnej: największe spadki rzędu 10% na dekadę obserwowano na wysokościach około 20 km.

W styczniu 1992 r. wybuchła panika spowodowana doniesieniami międzynarodowych organizacji (NASA, UNEP i in.) o zarejestrowaniu gwałtownego wzrostu zawartości tlenków chloru oraz spadku całkowitej zawartości ozonu ponad ośrodkiem wiru polarnego przesuniętego w tym czasie nad północną Kanadę oraz



Rys. 7. Dobowe wartości temperatury powietrza na powierzchni 50 hPa w szerokości geograficznej 80°N .

dotąd nie występującym spadkiem Ω nad rejonami równikowymi, co stanowiło duże zaskoczenie. Wobec tego dziennikarze wysnuli wnioski o spodziewanym apokaliptycznym wzroście natężenia promieniowania UV-B przy powierzchni Ziemi już w marcu tegoż roku. W Polsce na podstawie wyników pomiarów w Obserwatorium Geofizycznym w Belsku zauważono w grudniu 1991 roku zmniejszenie Ω , w styczniu odchylenia od średniej wieloletniej miesięcznej były już rzędu 20% (w dniu 28 stycznia nawet chwilowy spadek do 193 D, a więc o 40%). Jednak w lutym spadek był już mniejszy, około 10% od średnich wieloletnich zawartości ozonu.

Przypuszczano początkowo, że na tak gwałtowny spadek Ω w średnich szerokościach geograficznych mógł wpłynąć bardzo silny wybuch wulkanu Pinatubo w dniu 15 czerwca 1991 r. na Filipinach. Był to największy wybuch w ostatnim stuleciu, do atmosfery przedostało się 20 milionów ton siarki. Wpływ silnego wybuchu wulkanicznego na spadek Ω obserwowano bowiem już wcześniej: od grudnia 1982 r. do kwietnia 1983 r. po trzykrotnie słabszym wybuchu

wulkanu El Chichón w Meksyku. Stwierdzono wówczas, spowodowany przez wybuch, spadek Ω w średnich szerokościach geograficznych rzędu 2–4%.

Jednakże, jak się obecnie okazało, wpływ chmury powybuchowej wulkanu Pinatubo spowodował nieznaczny stosunkowo spadek w dużych i średnich szerokościach, objawił się natomiast wyraźnie w spadku Ω w strefie równikowej.

Ustalono w badaniach laboratoryjnych, że podobne reakcje, jakie zachodzą na kryształkach chmur stratosferycznych, mogą również zachodzić na cząstkach aerozolu pochodzenia naturalnego i antropogenicznego.

Stwierdzono również w średnich szerokościach geograficznych ogromny wzrost koncentracji dwutlenku i tlenków chloru w ilości wystarczającej do spowodowania rozpadu ozonu oraz spadek zawartości tlenków azotu. Analiza zmian temperatury na powierzchni 50 hPa wykazała, że w grudniu 1991 r. nastąpiło ocieplenie stratosferyczne nad Wyspami Aleuckimi i nad Kamczatką (które później uległo rozszerzeniu na większy obszar). W dniu 11 stycznia temperatura osiągnęła wartość około -38°C . Natomiast chłodne powietrze znad bieguna przesunęło się w stronę mniejszych szerokości geograficznych, a temperatura spadła do -81°C (rys. 8a).

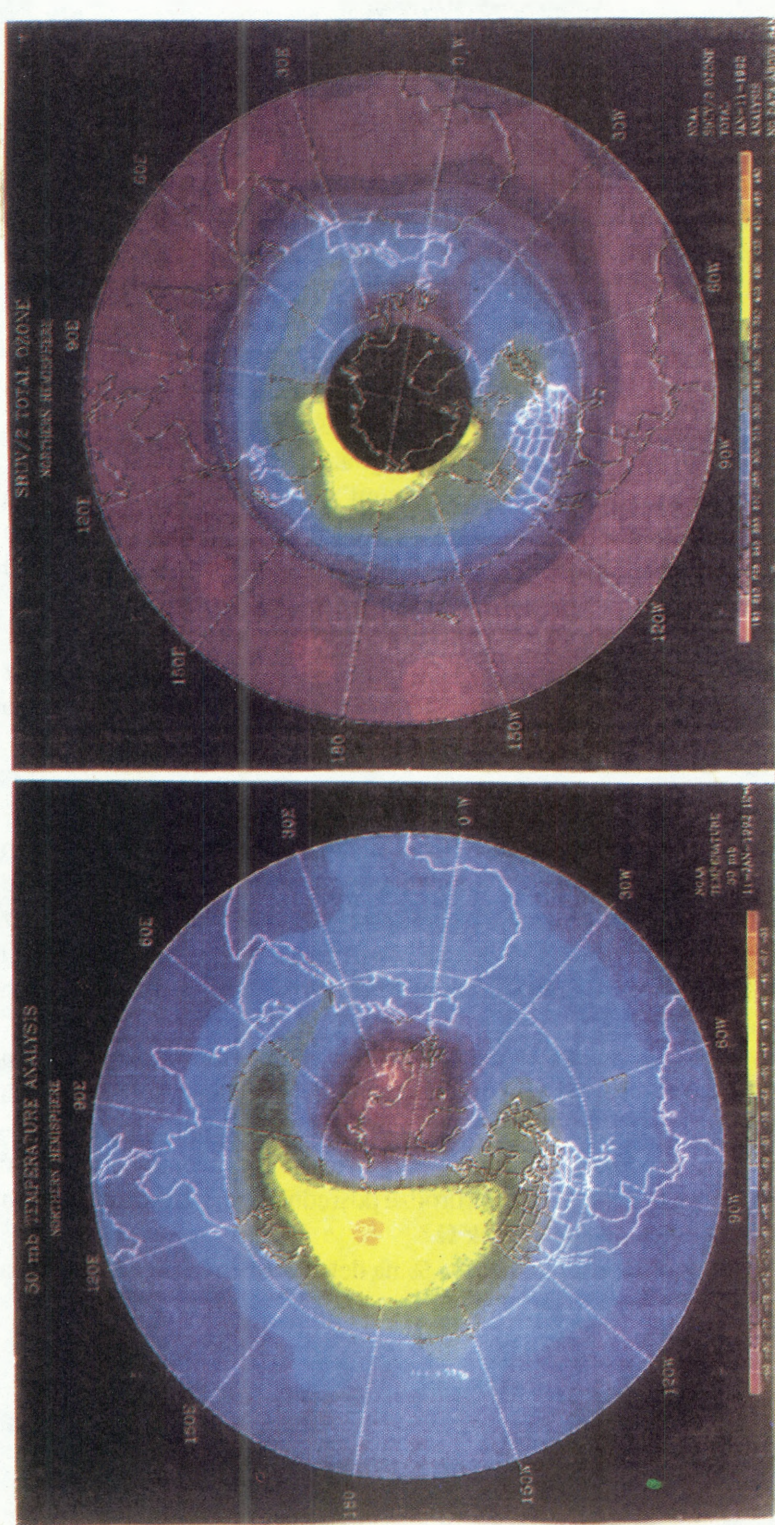
Zmiana w polu temperatury wpłynęła na zmiany Ω zarejestrowane przez satelitę NOAA-11. W dniu 11 stycznia 1992 r. największe wartości Ω (około 430 D) obserwowano nad Kamczatką, a najniższe (około 235 D) nad Anglią (rys. 8b).

W ciągu ostatnich lat nastąpił nie tylko wzrost dziury ozonowej nad Antarktydą, ale i bardzo powolny stały spadek Ω (tzw. trend) zimą w dużych i średnich szerokościach półkuli północnej poza obrębem wiru polarnego. Jedynie w rejonie równikowym od 25°N do 25°S takich długookresowych zmian nie widać. Po raz pierwszy na początku 1990 r. zaobserwowano również istotny spadek koncentracji ozonu w dolnej stratosferze wiosną i latem w średnich i wysokich szerokościach geograficznych obu półkul.

Obecnie wyniki pomiarów potwierdzają hipotezę, że głównym mechanizmem powstawania dziury ozonowej oraz spadku Ω w wysokich i średnich szerokościach są procesy chemiczne związane ze wzrostem zawartości chloru i bromu w atmosferze, spowodowane produkcją antropogeniczną freonów i halonów. Obecność tych związków wpływa bezpośrednio i na drodze pośredniej (uczestnicząc w wielu cyklach reakcji) na obserwowany spadek Ω .

Ogólnie na półkuli północnej trend Ω w % na dekadę od 26°N do 64°N ocenia się następująco:

Miesiące	1970–1991	1979–1991
XII–III	–2,7	–4,7
V–VIII	–1,3	–3,3
IX–XI	–1,2	–1,2

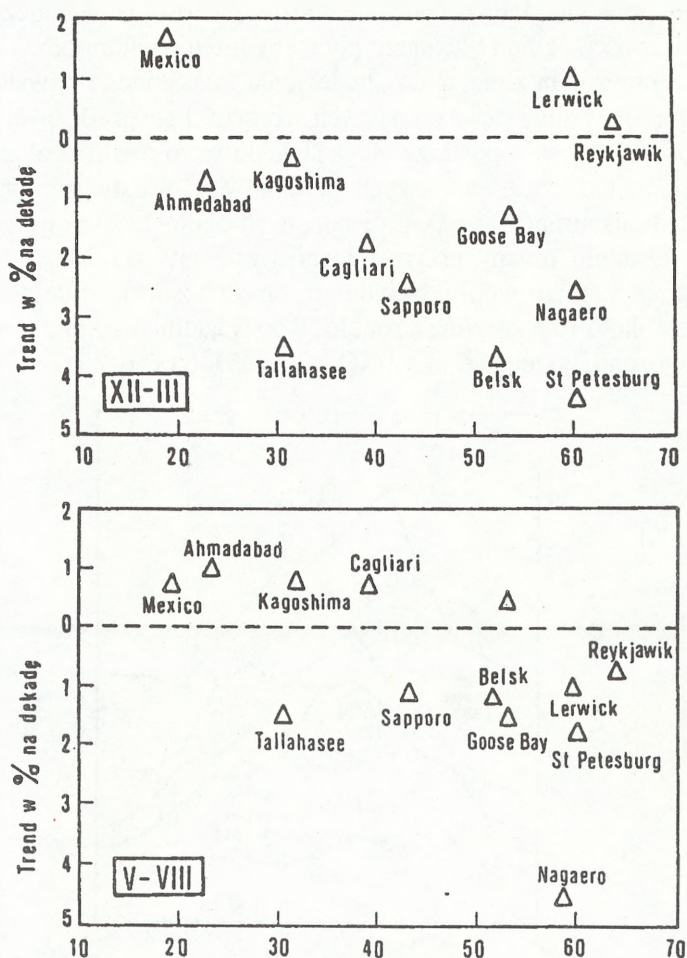


Rys. 8a. Półkula północna. Temperatura powietrza na powierzchni 50 hPa w dniu 11 stycznia 1992 r.

Rys. 8b. Półkula północna. Całkowita zawartość ozonu (D) zmierzona z satelity NOAA-11 za pomocą aparatury SBUV/2 w dniu 11 stycznia 1992 r.

Uwaga: brak danych w rejonie bieguna (oznaczony kolorem brązowym) jest spowodowany tym, że zimą do rejonu bieguna nie dochodzi promieniowanie słoneczne.

Nowym spostrzeżeniem jest stwierdzenie dużych różnic wartości trendu nie tylko w zależności od szerokości, ale również i od długości geograficznej (rys. 9).



Rys. 9. Zmiany Ω na dekadę na kilku stacjach otrzymane z pomiarów naziemnych w różnych szerokościach i długościach geograficznych (wyrażone w %) w miesiącach XII-III oraz V-VIII.

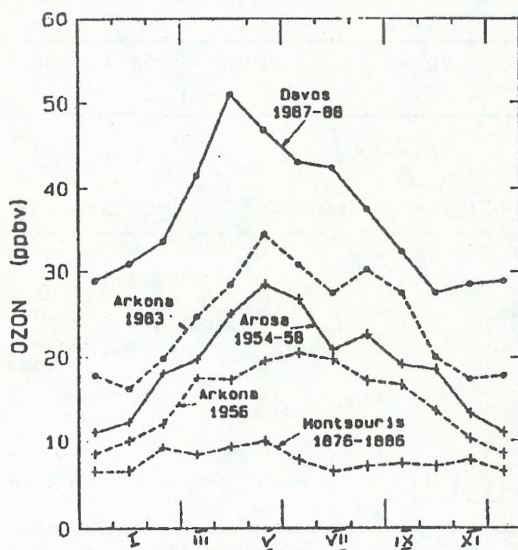
Wskazuje to na duże znaczenie procesów makrocyrkulacyjnych w kształtowaniu rozkładu całkowitej zawartości ozonu.

W pionowym rozkładzie spadek koncentracji ozonu na dekadę w dolnej stratosferze wynosi około 10%. Podobnej wielkości wzrost następuje w troposferze.

Spadki zawartości ozonu, stanowiące wynik wybuchu wulkanu Pinatubo, będą jeszcze widoczne przez parę lat. Niestety wpływ produkcji freonów F_{11} i F_{12} będzie wzrastał przez około 100 lat nawet wówczas, gdy produkcja tych związków będzie całkowicie wstrzymana w 2000 r. W tym wypadku maksymalny spadek Ω nastąpi około 2030 r., a powrót do warunków sprzed dużej produkcji — około 2070 r.

Spadek Ω tak duży, by zagrażał zdrowiu mieszkańców naszych szerokości geograficznych półkuli północnej przez wzrost natężenia promieniowania UV, jest bardzo mało prawdopodobny, choć nie można całkowicie wykluczyć takiego zbiegu okoliczności, że nad biegunem północnym temperatura powietrza będzie bardzo niska przez całą zimę aż do „pojawienia” się Słońca i powstanie dziura ozonowa, która przesunie się aż do naszych szerokości geograficznych.

Zawartość ozonu w troposferze ulega stałemu wzrostowi podobnie jak CO_2 , CH_4 , N_2O , CO . Od czasu pierwszych pomiarów w warstwie przyziemnej w Krakowie i Montsouris (Francja), prowadzonych około 1880 r., nastąpił wzrost 2–3-krotny. Ostatnio roczny przyrost wynosi od 1,3% do 2,4%, zależnie od położenia stacji pomiarowej, a średnie stężenie (stosunek zmieszania) ozonu zmienia się od około 10 ppbv zimą do około 50 ppbv latem, dzięki wzrostowi emisji prekursorów ozonu, takich jakimi są: NO_x , CO i CH_4 (rys. 10).



Rys. 10. Zmiany roczne zawartości ozonu w warstwie przyziemnej w Europie na podstawie danych historycznych i obecnych.

Zmiany zawartości ozonu w troposferze mają wpływ na bilans cieplny troposfery. Nie ma jednak jeszcze dotąd dobrego modelu opisującego wpływ zmian zawartości ozonu na przewidywane ocieplenie. Trzeba bowiem brać pod uwagę, prócz procesów fotochemicznych, również procesy dynamiczne, takie jak transport masy, ponieważ czas życia ozonu w troposferze jest stosunkowo bardzo długi. Odgrywają też rolę zmiany zawartości ozonu w dolnej stratosferze. Spadek zawartości ozonu powoduje bowiem wzrost natężenia promieniowania UV w troposferze.

Ozon w troposferze powstaje na skutek fotochemicznego utlenienia węglowodorów (głównie metanu) w obecności tlenków azotu (NO_x). Tlenki te działają jako

katalizatory. Zawartość NO_x w tych reakcjach stanowi więc pewien czynnik regulujący zmiany zawartości ozonu.

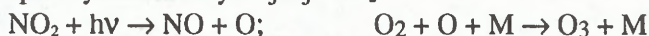
Rozkład źródeł ozonu jest bardzo nierównomierny, zależy w dużym stopniu od wielkości i rozkładu obszarów silnie uprzemysłowionych, stanowiących rejony emisji wielu gazów antropogenicznych.

W troposferze, a w szczególności w warstwie przyziemnej, stężenie ozonu zmienia się w dość szerokim przedziale. Przyziemny ozon ma swe źródło pochodzenia naturalnego. Są to iniekcje ze stratosfery oraz reakcje fotochemiczne z udziałem tlenków azotu pochodzenia naturalnego oraz związków organicznych. Jednak obecnie coraz większy wpływ na tworzenie się ozonu w troposferze mają substancje pochodzenia antropogenicznego. Stężenia ozonu w warstwie przyziemnej mają swój dobowy i roczny przebieg. Maksimum dobowe obserwuje się w godzinach popołudniowych, a w cyklu rocznym w miesiącach letnich. Proces tworzenia się ozonu w warstwie przyziemnej jest związany z natężeniem promieniowania słonecznego, powodującym reakcje fotochemiczne z jednym z podstawowych gazów (NO_2) odpowiedzialnych za zwiększenie zawartości ozonu w warstwie przyziemnej.

Przemysłowa emisja tlenków azotu spowodowała 2–3-krotny wzrost stężeń ozonu na wielu obszarach globu (rys. 11). Ekstremalnie wysokie stężenia ozonu w rejonach o dużej emisji zanieczyszczeń występują w masie powietrza o wysokiej temperaturze $> 298^\circ\text{K}$, małej wilgotności względnej powietrza oraz przy słabych wiatrach (3–6 m/s). Między stężeniem ozonu i stężeniami tlenków azotu ustala się równowaga fotochemiczna i wyraża się następującą zależnością:

$$\text{O}_3 = f_1 \cdot \text{NO}_2 / f_2 \cdot \text{NO}$$

gdzie f_1 — współczynnik fotodysocjacji NO_2



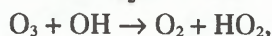
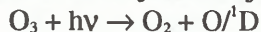
zależny od natężenia promieniowania słonecznego,



która zależy od temperatury.

Równowaga ta ulega zakłóceniu ze względu na obecność innych związków w troposferze jak metan, tlenek węgla, para wodna oraz duże stężenia aerozolu pochodzenia przemysłowego.

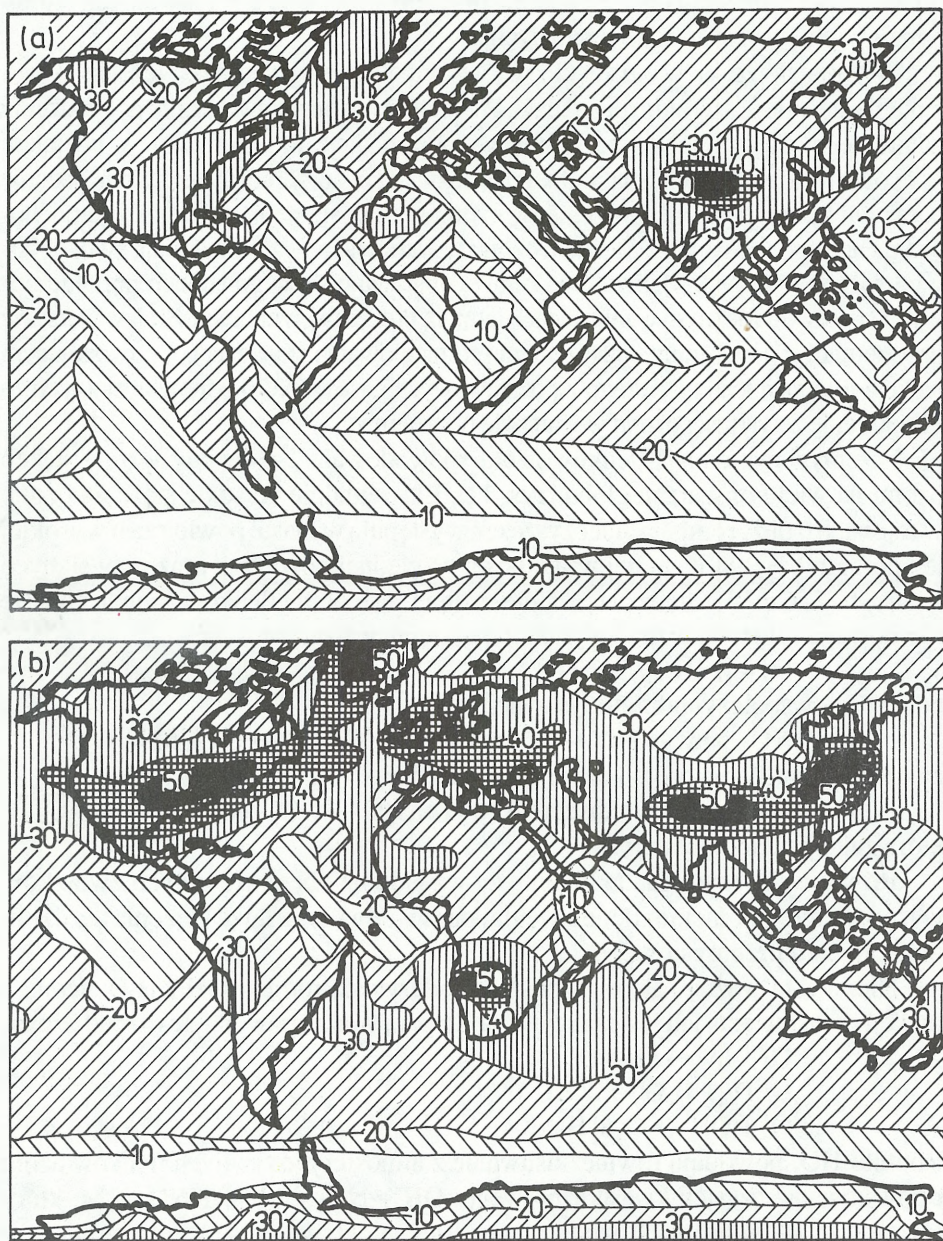
Niezwykle ważną rolę w troposferze odgrywają rodniki OH i H_2O . Jedną z reakcji powstawania ich jest reakcja ozonu z parą wodną powodując rozpad ozonu.



Rodniki HO_x powodują również usuwanie z atmosfery aktywnych tlenków azotu i powstawanie cząstek kwasu azotowego: $\text{OH} + \text{NO}_2 + \text{M} \rightarrow \text{HNO}_3 + \text{M}$, który rozpuszcza się w kroplach wody chmur i jest efektywnie usuwany z atmosfery wraz z opadami.

W rejonie o dużej emisji przemysłowej, gdzie stężenie aerozolu jest wysokie, następuje rozpad tych rodników na cząstkach aerozolu. Powoduje to zmniejszenie

procesów usuwania tlenków azotu z atmosfery. Dlatego też w powietrzu miast i rejonów przemysłowych o dużym stężeniu aerozolu następuje wyraźne zwiększenie takich zanieczyszczeń jak O_3 i CO oraz tlenków azotu.



Rys. 11. Rozkład ozonu w warstwie przyziemnej atmosfery (ppb) w czerwcu: a) bez uwzględnienia przemysłowej emisji NO_x , b) z uwzględnieniem tej emisji. (P. J. Crutzen, P. H. Zimmermann, Proc. EUROTRAC Symposium, Garmisch Partenkirchen, 2-5 April 1990).

Stosunkowo mało danych mamy z górnych warstw troposfery, a na tych wysokościach występuje emisja tlenków azotu w gazach spalinowych samolotów.

Wskutek gwałtownego rozwoju przemysłu, obecnie wpływ procesów fotochemicznych przeważa nad procesami transportu masy ze stratosfery, czego wynikiem może być przesunięcie się w ciągu ostatniego stulecia okresów występowania maksymalnych zawartości ozonu z wiosny do lata (patrz rys. 10).

Można dodać, że ozon w troposferze ma relatywnie większy wpływ na natężenia promieniowania UV-B przy powierzchni Ziemi niż ozon stratosferyczny, jednakże jest go stosunkowo bardzo mało.

OZONE IN THE STRATOSPHERE AND TROPOSPHERE

Summary

The paper presents results of measurements indicating that a spring decrease in the stratospheric ozone content occurs in recent years not only over the Antarctica (the site of the expanding ozone hole), but also over the Arctic region, or even at lower latitudes. Chemical and dynamical processes responsible for the fact that the greatest decay of ozone particles is observed over the Antarctica are described. The chemical agents are the emitted chlorofluorocarbons and nitrous oxide. Of major importance in the formation of ozone hole in the stratosphere over the Antarctica are stratospheric clouds, which develop in the conditions of large temperature drops in polar regions. Heterogenic reactions take place on crystals of these clouds, producing a decay of ozone and a decrease of its total content, which may be as large as a few tens percent. The ozone decay processes in the stratosphere occur also on aerosol particles of natural and anthropogenic origin.

The content and creation of ozone in the troposphere, notably in the over-ground layer, is associated with the enhanced anthropogenic emission, mostly of nitrous oxides and hydrocarbons, and meteorological conditions favourable to ozone-producing photochemical reactions. These are: the high solar radiation intensity, high temperature and low humidity of the air.

LITERATURA

- Dziewulska-Łosiowa A., 1991. *Ozon w atmosferze*, PWN, Warszawa, s.396.
Farman J. C., Gardiner D. G., Shanklin J. D., 1985. *Nature* 315, 207–210.
Fotochemiczskie procesy ziemnoj atmosfery. Zb.prac nauk. pod red. J. K. Larina. Akademia Nauk ZSRR, Moskwa, „Nauka” 1990.
UA Dept. of Commerce NOAA: the Northern Hemisphere; Winter Summary 1991–1992. Climate Analysis Center, May 15, 1992.
WMO Global Ozone Research and Monitoring Project — Report Nr 18. Report of the International Ozone Trends Panel, 1988, vol. I, II, NASA, NOAA, FAD, UNEP.
WMO Global Ozone Research and Monitoring Project — Report Nr 25, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1991, NASA, NOAA, UK Dept. of the Environment, UNEP, WMO.