

O ozonie w atmosferze i jego roli w klimacie i biosferze

Wstęp

W ostatnim 20-leciu w świecie nauki wzrosła świadomość roli stratosfery, jaką może ona odgrywać w kształtowaniu się klimatu globalnego. Dlatego w badaniach procesów atmosferycznych dużo uwagi poświęca się zmianom stratosfery, które zachodzą w wyniku oddziaływania czynników zarówno naturalnych, jak i antropogenicznych. Główne zainteresowania skupiają się na odkrytym w latach 70-tych zjawisku występującej sezonowo "dziury ozonowej" nad Antarktydą, na jej odnawianiu się każdej wiosny i prawie systematycznym jej rozprzestrzenianiu się z roku na rok. Problemem jest także ewentualne występowanie procesów powodujących powstawanie dziury ozonowej w wysokich i średnich szerokościach geograficznych półkuli północnej.

Wiadomo, że obecnie na półkuli północnej występuje zjawisko okresowego zmniejszania się zawartości ozonu w stratosferze. To zmniejszenie zawartości ozonu może przekraczać pewną granicę, poniżej której do powierzchni ziemi zaczyna dochodzić nadmierna ilość promieniowania ultrafioletowego UV, a zwłaszcza groźnego dla organizmów żywych promieniowania UV-B.

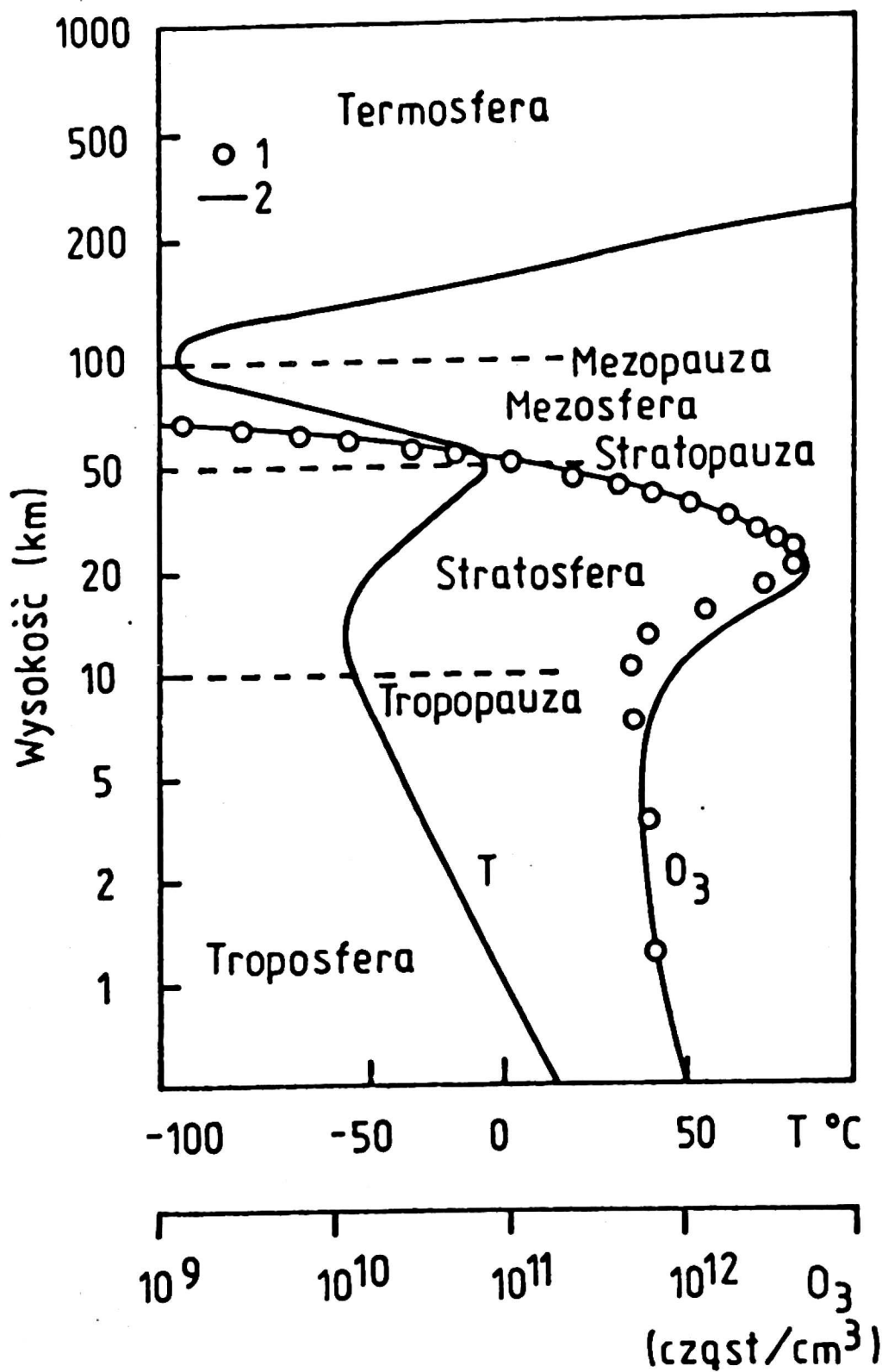
Zagrożenia dla biosfery związane ze spadkiem zawartości ozonu są często przesadnie nagłaśniane przez środki masowego przekazu, przyczyniając się do powstawania nastrojów paniki. Tymczasem pojęcie

"dziury ozonowej", odnosi się tylko do Antarktydy, gdzie zawartość ozonu w atmosferze może okresowo spadać niemal do zera. W innych szerokościach geograficznych ogólnie można mówić tylko o większym lub mniejszym spadku zawartości ozonu w warstwie ozonowej, występującej w atmosferze.

Powstawanie i rozpad ozonu

Ozon O_3 jest trójwymiarową cząsteczką tlenu i chociaż w atmosferze występuje w ilościach śladowych, jest bardzo ważnym jej składnikiem. Występuje on w atmosferze — począwszy od powierzchni ziemi do wysokości powyżej 100 km (Charlson 1992). Około 90% ozonu znajduje się w stratosferze. Pozostały ozon przypada głównie na troposferę. Rozkład pionowy ozonu, w porównaniu z wieloma składnikami śladowymi atmosfery, jest bardzo zależny od wysokości, co jest jego osobliwą cechą. Średnia koncentracja ozonu, odnosząca się do całej atmosfery, wynosi średnio około 0,3 ppm.

Warstwa ozonowa jest to region dolnej stratosfery o maksymalnej koncentracji ozonu, zawarty pomiędzy wysokościami od około 15 km do około 30 km nad powierzchnią Ziemi, z ostrym maksimum koncentracji — do około 10 ppm, na wysokości około 25 km (Dziewulska-Łosiowa 1991, White i inni 1992) (rys. 1). Warstwa ozonowa podlega dużym zmianom w

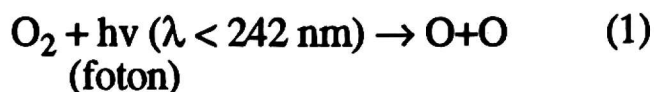


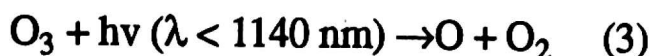
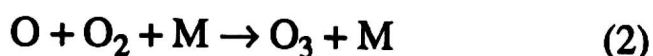
Rys. 1. Średnia globalna koncentracja ozonu O_3 i stratyfikacja termiczna atmosfery T (Prinn 1980, Graedel i Crutzen 1993, zmienione)

zależności od szerokości geograficznej i pór roku.

W stratosferze i mezosferze powstawanie ozonu jest procesem fotochemicznym (Solar radiation 1966, Dziewulska-Łosiowa 1991). Teorię fotochemiczną powstawania cząsteczek ozonu w atmosferze górnej stworzył jako pierwszy Chap-

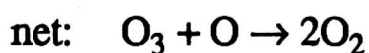
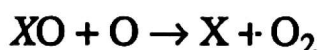
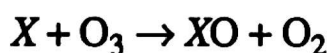
man w 1930 r., w której uwzględnione są jedynie reakcje z tlenem (tzw. mechanizm reakcji chemicznych "tylko tlen") prowadzące do powstawania (1, 2) i rozpadu (3, 4) ozonu:





M w równaniu (2) oznacza obojętne chemicznie cząsteczki lub atomy (może to być N_2 , O_2), konieczne do absorpcji nadmiaru energii, która wyzwala się w reakcji (zgodnie z prawem zachowania energii). Okazało się, że reakcja 4 w mechanizmie Chapmana istotnie zaniża rozpad ozonu (Butcher 1992).

Przez kilkadziesiąt lat (od 1930 r. do lat 70-tych) trwały poszukiwania dodatkowych reakcji prowadzących do rozpadu ozonu. Ważnym etapem tych poszukiwań było wykazanie, że istnieje druga klasa procesów katalitycznych, w wyniku których ozon jest skutecznie niszczone (Crutzen 1971, Molina i Rowland 1974 — cyt. za Charlson i in. 1992). W procesach tych bierze udział zaledwie kilka śladowych składników atmosfery zarówno pochodzenia naturalnego, jak i antropogenicznego, będących katalizatorami:



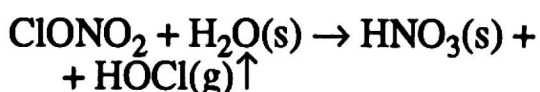
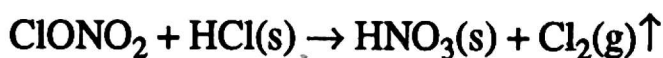
Tutaj *X* jest katalizatorem; mogą nim być H, OH, NO, Cl, Br. Atom chloru Cl z fotodysocjacji chlorofluorowęglanów (freony: CFC — 11, CFC — 12) jest głównym znanym katalizatorem aktualnie działającym w "dziurze ozonowej" nad Antarktydą w okresie wiosny (wrzesień — listopad).

Najważniejszymi składnikami atmosfery w spełnianiu roli rodników katalizujących konwersję O_3 w O_2 są: OH, NO, Cl, w tym najszybsze reakcje rozpadu ozonu powodują reakcje z chlorem. Są one produktami rozkładu gazów pochodzenia zarówno naturalnego, jak i antropogenicznego. Głównymi z nich są: podtlenek azotu

N_2O , para wodna H_2O , metan CH_4 oraz chlorofluorometany CFCs (chlorek metylu CH_3Cl , czterochlorek węgla CCl_4 , freon 11 — CFCl_3 , freon 12 — CF_2Cl_2).

W atmosferze zaburzonej antropogenicznymi substancjami śladowymi, w rozpadzie katalitycznym ozonu pod wpływem chloru, oprócz naturalnego cyklu chloru odgrywają rolę trzy inne cykle katalityczne, które obejmują reakcje pomiędzy związkami należącymi do różnych rodzin chemicznych — HO_x , NO_x , Cl_x (Dziewulska-Łosiowa 1991; Niedzielski, Gierczak 1992).

W latach osiemdziesiątych wysunięto hipotezę (okazała się ona trafna), że mechanizmem odpowiedzialnym za spadek ozonu nad Antarktydą są reakcje heterogeniczne (wielofazowe), tj. reakcje wymagające faz skondensowanych. Reakcje te przebiegają w bardzo zimnym wirze polarnym, w polarnych chmurach stratosferycznych, PSCs (polar stratospheric clouds) na powierzchniach kryształków lodu trójwodoru kwasu azotowego ($\text{HNO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Reakcje te można przedstawić następująco:



gdzie: s — oznacza fazę stałą lub ciekłą, g — fazę gazową, \uparrow — gaz przenika do otaczającego powietrza.

Największy efekt dają reakcje w fazie stałej (Dziewulska-Łosiowa 1991, Rowland 1988, Brasseur 1988, Graedel i Crutzen 1993).

W drugiej połowie lat osiemdziesiątych ustalono bez wątpliwości, że spadek ozonu nad Antarktydą jest spowodowany głównie działalnością chemiczną atomów chloru z chlorofluorometanów CFCs w warunkach specyficznych ruchów powietrza występujących w wirze polarnym. W stratosferze tworzy się w zimie silny, stabilny, zamknięty wir polarny powietrza, odizolowany od układów cyrkulacyjnych szerokości umiar-

kowanych. Taki zamknięty układ cyrkulacyjny sprzyja utrzymywaniu się dużej koncentracji odpowiednich związków chloru i bromu. Bardzo niska temperatura powietrza, około -90°C , sprzyja tworzeniu się osobliwych chmur lodowych, które modyfikują chemię heterogeniczną, prowadząc do przyspieszenia niszczenia ozonu (Brosseur 1988; Graedel, Crutzen 1993). W październiku, wraz z nastaniem wiosny antarktycznej, pojawia się promieniowanie słoneczne, które gwałtownie uruchamia reakcje fotochemiczne prowadzące do masowego niszczenia ozonu. Jego zawartość spada na wszystkich wysokościach o ponad 50%, a na wysokości 15–20 km — niemal do zera. Wir polarny półkuli północnej jest słabszy i jest zakłócany przez cyrkulację strefową oraz warunki topograficzne.

Chmury stratosferyczne odgrywające tak znaczną rolę w niszczeniu ozonu mogą powstawać także w średnich szerokościach geograficznych dzięki powszechnie występującym w atmosferze aerozolom stałym i ciekłym. Nie mogą one jednak wspierać procesów heterogenicznych na skalę antarktyczną z tego powodu, że chmury te zbudowane są z małych kropelek stanowiących mieszaninę kwasu siarkowego i wody o znacznie mniejszej zdolności katalitycznej. Ponadto gęstość tych chmur jest o 1–2 rzędy wielkości mniejsza niż w chmurach antarktycznych.

Ozon występuje także w troposferze, poczynając od powierzchni Ziemi. Długo utrzymywał się pogląd, że ozon ten pochodzi głównie ze stratosfery. Obecnie wiadomo, że ozon powstaje także w troposferze na skutek fotochemicznego utleniania węglowodorów, przede wszystkim metanu (także tlenku węgla CO) w obecności tlenków azotu NO i NO₂ jako katalizatorów. Jego rozkład przestrzenny zależy od rozkładu źródeł skażeń atmosferycznych (obszary uprzemysłowione), czyli w ogromnej mierze od czynnika antropogenicznego. Ozon troposferyczny jest to-

ksyczny, bierze udział w powstawaniu szkodliwego smogu fotochemicznego i kwaśnych deszczy. Natomiast ozon stratosferyczny chroni biosferę przed nadmiarem szkodliwego promieniowania słonecznego UV. W ostatnich dwudziestu latach koncentracja ozonu stratosferycznego zmniejsza się, a koncentracja ozonu w troposferze — wzrasta.

Działalność człowieka prowadząca do niszczenia ozonu jest wieloraka. Oblicza się, że jeżeli produkcja freonów zostanie całkowicie wyeliminowana do 2000 r., to w 2030 r. spadek ozonu wynosić będzie 10% w odniesieniu do 1965 r.

Istnieje wiele innych źródeł antropogenicznego skażenia atmosfery. Mogą to być molekuly NO i NO₂ powstające pod wpływem wysokiej temperatury z rozkładu molekuł powietrza w czasie dokonywania wybuchów atomowych.

Wzrastające stosowanie nawozów azotowych w rolnictwie prowadzi do wzrostu N₂O w glebie pod wpływem bakterii denitryfikacyjnych. W następstwie działania pionowych prądów powietrza N₂O może być przenoszony aż do stratosfery. Zwiększenie produkcji bromku metylu CH₃Br, stosowanego w rolnictwie do odymiania, może również doprowadzić do pojawienia się w stratosferze zwiększonej koncentracji bromu.

Rakiety i statki kosmiczne na paliwo stałe oraz samoloty naddźwiękowe, wykonujące loty na wysokości 18–28 km, wyrzucają do atmosfery pewne ilości chlorku wodoru i tlenków azotu, które przyczyniają się tylko w bardzo małym stopniu do spadku zawartości ozonu.

W celu sprawdzenia działania wszystkich możliwych mechanizmów prowadzących do zmniejszania się ilości ozonu w stratosferze należy prowadzić stały monitoring ozonu w skali globalnej i regionalnej.

W 1987 r. podpisana została międzynarodowa konwencja (Protokół Montrealski) zobowiązująca do zatrzymania produ-

kcji chloropochodnych węglowodorów na poziomie 1986 r. W Helsinkach w maju 1989 r. przyjęto wniosek o całkowitym zakazie produkcji tych związków po 2000 r. W 1990 r. w Londynie wiele krajów zobowiązało się do całkowitego wyeliminowania produkcji tych gazów już do 1997 r. Polska także podpisała Protokół Montrealski i jest członkiem Konwencji Wiedeńskiej dotyczącej ochrony środowiska.

Przestrzenny rozkład ozonu i zmiany jego zawartości w atmosferze

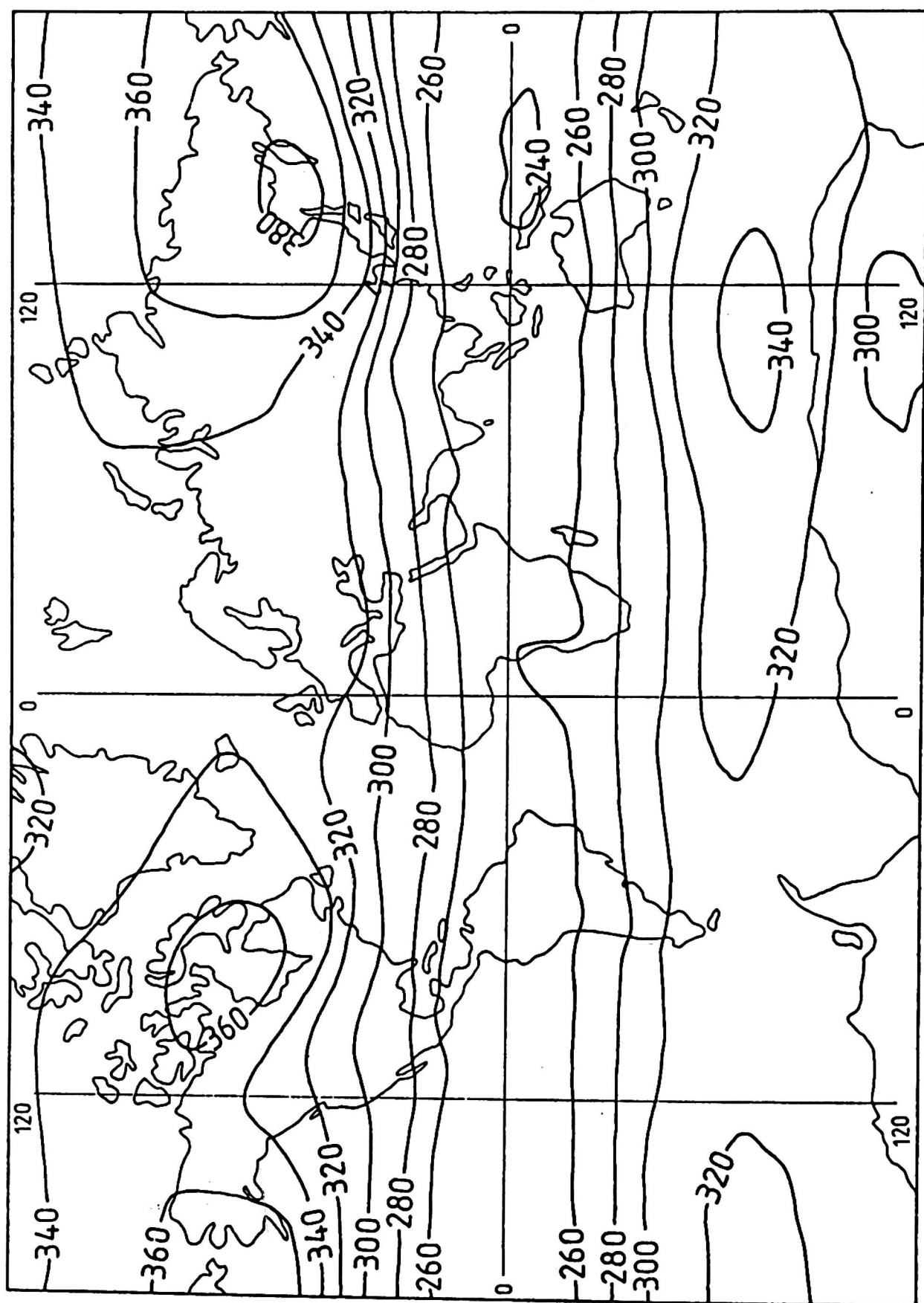
W statycznym modelu ozonu stratosferycznego (bez cyrkulacji atmosferycznej) maksymalna koncentracja ozonu byłaby w okolicach szerokości geograficznych, na wysokości powyżej 30 km nad powierzchnią ziemi. W rzeczywistości ogólna cyrkulacja atmosferyczna sprawia, że maksymalna koncentracja ozonu występuje w obszarach polarnych, na wysokości 18 km (Prinn 1980), pomimo że największa produkcja ozonu ma miejsce w szerokościach okolicach (na wysokościach około 30 km). Ilość ozonu w wyższych szerokościach jest o 50% większa aniżeli w rejonie równika. Pomimo że wiatry w stratosferze mogą mieć dużą prędkość, to jednak występujący tu stały wzrost temperatury z wysokością powoduje dużo większą stabilność ruchów pionowych aniżeli w troposferze. Ma to niekorzystne konsekwencje dla ozonu, gdyż niszczące go związki chemiczne, po dostaniu się do atmosfery, dopiero po dłuższym okresie mogą być przeniesione do powierzchni ziemi.

Koncentracja ozonu atmosferycznego zależy od wysokości nad powierzchnią Ziemi, szerokości geograficznej i pory roku. Zmiany czasowe są dobowe, sezonowe, dwuletnie i wieloletnie. W geograficznym rozkładzie ozonu (rys. 2) charakterystyczne jest występowanie minimum całkowitej zawartości ozonu w sferze równikowej i jej wzrost w kierunku biegunów. Najwyższa

wartość na półkuli północnej występuje w szerokościach geograficznych 70–75°N i na przełomie marca i kwietnia wynosi 460 D (warstwa ozonu o grubości 1 mm, pod ciśnieniem 1 atmosfery i w temperaturze 0°C odpowiada 100 miliatmocentymetrów [matm cm]; 1 matm cm nosi nazwę dobsona, D). Na półkuli południowej najwyższe wartości koncentracji ozonu mają miejsce w szerokościach 50–60° S, na przełomie września — października wynoszą 400 D. Minimum zawartości ozonu na obydwu półkulach przypada na jesień. Na obszarach polarnych koncentracja ozonu wzrasta o 50%, wahania dzienne mogą dochodzić do 25%. Duży wpływ na dobowe zmiany w zawartości ozonu mają warunki meteorologiczne (np. napływ mas powietrza arktycznego). Natomiast makroskalowe procesy cyrkulacji na kuli ziemskiej wywołują periodyczne wahania w zawartości ozonu. Zmiany promieniowania słonecznego w zakresie ultrafioletowego widma są również przyczyną zmian zawartości ozonu w cyklu 27-dniowym (średni okres obrotu Słońca dookoła osi) i w cyklu 11-letnim (plamy słoneczne). Naturalne zmiany w koncentracji ozonu w atmosferze ziemskiej powoduje także promieniowanie korpuskularne Słońca i większe erupcje wulkaniczne.

Szczególnie ciekawe, chociaż bardzo trudne, są badania trendów wieloletnich zmian zawartości ozonu. Jednoznaczna odpowiedź w tym zakresie pozwoli na ocenę wielkości wpływów antropogenicznych na ozon. Obecnie wiadomo, że na pewno następuje powiększanie się "dziury ozonowej" nad Antarktydą oraz zaznacza się stały, powolny trend spadkowy zawartości ozonu w średnich i wyższych szerokościach geograficznych (poza wierzchołkiem polarnym). Znaczące zmiany długookresowe nie zachodzą jedynie w szerokościach międzyzwrotnikowych (Graedel i Crutzen 1993).

Występujące cykle naturalne zmian zawartości ozonu nakładają się na zmiany wywołane czynnikami antropogenicznymi



Rys. 2. Średni rozkład całkowitej zawartości ozonu nad powierzchnią Ziemi obliczony na podstawie wyników uzyskanych metodą TOMS z satelity Nimbus 7 (Bowman i Kruger 1985, cyt. za Dziewulski-Łosiowa 1991)

i na ogół trudno jest wydzielić, który czynnik przeważa. Ostatnio stwierdzono istotny spadek zawartości ozonu w dolnej stratosferze po 1991 r. wiosną w średnich szerokościach geograficznych. Oceny te są jednak bardzo trudne. Spadek zawartości ozonu, zaobserwowany w okresie zaledwie kilku miesięcy, może wywierać istotny wpływ na kierunek i wielkość trendu wieloletniego zmian zawartości ozonu.

Wpływ ozonu atmosferycznego na warunki biometeorologiczne

Wpływ zawartości ozonu w atmosferze na klimat, pogodę i bioklimat jest tak złożony, że obecnie nie można dokładnie wyjaśnić, jaką rolę odgrywa ozon i zmiany jego zawartości na te procesy i zjawiska.

Ozon w stratosferze odgrywa ważną rolę w przemianach energetycznych. W wyniku niemal całkowitej absorpcji wysokoenergetycznego promieniowania UV o długości fal poniżej 290 nm, a także występowania pasm absorpcyjnych ozonu w części widzialnej i podczerwieni, w tropopauzie (od wysokości ok. 10 km) występuje izotermia, a poczynając od wysokości 30 km, gdzie temperatura wynosi około -50°C , następuje stosunkowo szybki wzrost temperatury do około 0°C (sezonowe zmiany wahają się w przedziale $\pm 20^{\circ}\text{C}$), na wysokości 50 km (rys. 1). Mają więc tu miejsce silne gradienty termiczne, które przyczyniają się do znacznego zwiększenia prędkości wiatru w prądzie strumieniowym. Zjawiska izotermii i inwersji temperatury w stratosferze przeciwdziałają zbyt silnemu rozwojowi prądów turbulencyjnych w tej warstwie atmosfery, a także hamują rozwój prądów konwekcyjnych dochodzących z troposfery. Zjawiska te mają swoje dalsze konsekwencje w cyrkulacji atmosferycznej w troposferze i wpływają na kształtowanie się pogody na powierzchni ziemi.

Ozon jest także zaliczany do tzw. gazów szklarniowych, wpływających na podwy-

ższenie temperatury powierzchni ziemi i powietrza w dolnej troposferze w następstwie absorpcji i reemisji promieniowania ciepłego (podczerwonego).

Znacząca rola ozonu troposferycznego polega także na tym, że współuczestniczy on w tworzeniu zjawiska smogu fotochemicznego i odgrywa rolę w powstawaniu kwaśnego deszczu z SO_2 i NO_2 . Może też przyczyniać się, mając właściwości utleniające, do oczyszczania atmosfery z zanieczyszczeń śladowych związanych z procesami biologicznymi i przemysłowymi.

Zmiany zawartości ozonu w stratosferze pociągają za sobą zmiany w natężeniu promieniowania ultrafioletowego. Promieniowanie UV-B w przedziale długości fal 290–320 nm jest najważniejsze biologicznie. Badania wykazały, że zmniejszenie zawartości ozonu o 1% powoduje wzrost efektywnej dawki promieniowania UV-B prawie o 2%, co z kolei wywołuje wzrost zapadalności na raka skóry podstawnokomórkowego o 4% i raka płaskonabłonkowego (śluzówki) — prawie o 6%. Przy spadku ozonu stratosferycznego o 10% zapadalność na ww. choroby wzrasta odpowiednio — prawie o 50% i 90%. Czerniak złośliwy (odmiana raka skóry) również jest wywołany nadmiarem promieniowania UV-B. Wzrost promieniowania UV-B przyczynia się także do wzrostu zapadalności na kataraktę oczną (zaćmę) oraz do osłabienia systemu odpornościowego organizmów ludzkich. Promieniowanie UV przyspiesza starzenie skóry, wywołuje takie zmiany, jak zgrubienia i przebarwienia skóry oraz zmarszczki.

Zbadano około 200 gatunków roślin pod kątem ich wrażliwości na promieniowanie UV-B. Około połowa z nich wykazuje negatywne reakcje na wzrost promieniowania w tym zakresie. Stwierdzono takie zmiany, jak zmniejszenie powierzchni liści i pędów roślin oraz spadek fotosyntezy. W przypadku soi zaobserwowano zmniejszenie plonu o 50%, wywołane zmniejszeniem zawartości ozonu stratosferycznego o 25%.

Przypuszcza się także, że naświetlenie promieniami UV-B wpływa negatywnie na naturalne wiązanie azotu przez rośliny.

Zwrócono uwagę na negatywne oddziaływanie wzrostu promieniowania UV-B na ekosystemy morskie. Może to być niszczące działanie bezpośrednio lub pośrednio poprzez spadek aktywności fotosyntezy, ponieważ plankton pod wpływem UV-B przemieszcza się na większą głębokość.

Oddziaływanie promieniowania UV-B na człowieka w szerokościach umiarkowanych jest mniejsze aniżeli w strefie międzyzwrotnikowej, gdzie biosfera wytworzyła najsilniejsze mechanizmy defensywne (np. ciemny kolor skóry). Promieniowanie UV-B ma zarówno działanie lecznicze, jak też szkodliwe. Nie ma jednak powodu do paniki. W celu ograniczenia szkodliwego wpływu UV-B wskazane jest, aby w półroczu letnim, w godzinach 10–15, ograniczać czas przebywania (opalenie się) na otwartej przestrzeni, gdy tarcza słoneczna nie jest zasłonięta. Należy stosować kremy z filtrami UV-B oraz nosić okulary ze specjalnego szkła zatrzymującego promieniowanie UV. Zwykle ciemne okulary wzmagają szkodliwe działanie promieniowania. W przypadku braku okularów specjalnych lepiej jest, zamiast zwykłych okularów ciemnych, osłaniać oczy w inny sposób przed działaniem promieniowania słonecznego bezpośredniego. Warto też wiedzieć, że szyba szklana zapewnia wystarczającą ochronę przed promieniowaniem ultrafioletowym na wszystkich szerokościach geograficznych i w ciągu całego dnia (Niedzielski, Gierczak 1992).

Ilość dopływającego promieniowania UV do powierzchni ziemi ulega szybko zmniejszeniu w miarę wzrostu długości drogi promieniowania w atmosferze ziemskiej (tj. przy wysokości Słońca nad horyzontem mniejszej od około 45°C) oraz w przypadku wzrostu zanieczyszczenia atmosfery (zmgłnienia). Tak więc w wa-

runkach klimatycznych Polski występuje stosunkowo mało typowych sytuacji, gdy zwiększony dopływ promieniowania UV w wyniku okresowych zmian w zawartości ozonu stratosferycznego może wywoływać schorzenia.

Ze względu na złożoność omawianej problematyki, jej aktualność i ciągłe gromadzenie nowych wyników badań naziemnych i satelitarnych, konieczne jest śledzenie na bieżąco najnowszych publikacji w tym zakresie.

Literatura

- BRASSEUR G.P. i in. 1988: *Group report changes in Antarctic ozone*. [W:] *The changing atmosphere* (red. Rowland F.S. i Isaksen I.S.A.). John Wiley and Sons. Chichester: 235–256.
- BUTCHER S.S. 1992: *Equilibrium, rate, and nature systems*. [W:] *Global biogeochemical cycles* (red. Butcher S.S. i in.). Academic Press. London: 73–92.
- CHARLSON R.J. 1992: *The atmosphere*. [W:] *Global biochemical cycles* (red. Butcher S. S. i in.). Academic Press. London: 213–218.
- CHARLSON R.J., ORIANI G.H., WOLFE G.V., BUTCHER S.S. 1992: *Human modification of global biogeochemical cycles*. [W:] *Global biogeochemical cycles* (red. Butcher S. S. i in.). Academic Press London: 353–361.
- DZIEWULSKA-ŁOSIOWA A. 1991: *Ozon w atmosferze*. PWN, Warszawa: 396.
- GRAEDEL T.E., CRUTZEN P.J. 1993: *Atmospheric change*. W. H. Freeman and Company. New York: 446.
- NIEDZIELSKI J., GIERCZAK T. 1992: *Przyczyny i następstwa ubytku ozonu w stratosferze*. BMS. Warszawa: 96.
- PRINN R.G. 1980: *Atmospheric ozone*. [W:] *Encyclopedia of ocean and atmospheric sciences* (red. Parker S.P.). McGraw-Hill, Inc. New York: 49–51.
- ROWLAND F.S. 1988: *Some aspects of chemistry in the springtime antarctic stratosphere*. [W:] *The changing atmosphere* (red. Rowland F.S. i Isaksen I.S.A.). John Wiley and Sons. Chichester: 121–137.
- Solar radiation*. 1966. (red. Robinson N.). Elsevier Publishing Company. Amsterdam: 47–110.
- WHITE I.D., MOTTERSHEAD D.N., HARRISON S.J. 1992: *Environmental systems*. Chapman and Hall. London: 497–521.

Summary

On the ozone in the atmosphere and its role in the climate and the biosphere. In the presented paper the basic questions of the formation and destruction of the stratospheric ozone, the contribution of the natural and anthropogenic factors in the ozone depletion and the formation of the antarctic ozone hole, also

the influence of the atmospheric ozone on the climatic and bioclimatic conditions were described.

Authors' address

B. Łykowski, Cz. Szwed-Ilnicka
Warsaw Agricultural University
ul. Nowoursynowska 166
02-766 Warszawa