

全球氣候變遷之不確定性： 對流層內臭氧與懸浮微粒的影響

柳中明

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國八十三年十一月十五日收稿；中華民國八十四年五月五日定稿)

摘 要

本文先指出未來氣候變遷的研究上，仍存在著許多定量模擬估算的不確定性；其次，則說明「輻射作用量」與「全球增溫潛勢」的定義；然後集中討論對流層內臭氧與懸浮微粒的變動，可能對氣候變遷模擬的不確定性影響。

對流層內臭氧的不確定性影響，存在於無法掌握其未來經大氣傳送與化學反應等過程，所形成的空間分佈與隨時間成長之變化特性。對流層內懸浮微粒的不確定性影響，則不僅在於其來源分佈、大小特性、化學成份等，也在於其轉變為雲滴凝結核(CCN)後所引發的雲物理效應尚無法掌握。

本文最後建議：國內研究未來可以本土性之臭氧與懸浮微粒的觀測模擬以及物理、化學過程之了解為主。

關鍵詞：臭氧、懸浮微粒、氣候變遷

一、前 言

近年來，全球氣候變遷的研究，在地球科學界已蔚為風潮。預期在下一世紀，全球氣溫將因大氣中溫室氣體濃度的持續增加而上升，依據「政府間氣候變遷委員會；Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)」(1992)的估計，2050年時全球氣溫將上升 $1.2 \sim 1.7^{\circ}\text{C}$ ，約為每十年上升 0.3°C 。當然，氣溫上升並不是全球所有地方一齊上升同樣度數，而是南北極冰區上升溫度高，而赤道地區溫度改變少。此外，對流層內氣溫普遍上升，而平流層內氣溫下降(IPCC, 1990)。另外，由於海水熱膨脹與冰川與兩極冰帽溶解，全球海水位預期將上升10cm(Gregory, 1993)。

地球科學界近數年內，透過「國際地圈生物圈計劃」(IGBP；International Geosphere and Biosphere Program)積極運作，幾乎一致以為全球氣候變遷的研究，太過龐大與困難，只有透過國內與國際間跨學門的合作，才可能仔細推敲整個變遷過程中，無論是瑣碎的物理機制問題，或是困難的全球尺度大氣與海洋監測問題。

同時，IPCC在聯合國內部「全球氣象組織，World Meteorological Organization；WMO」與「聯合國環境署，United Nations Environmental Programme；UNEP」的推動下，已先後完成1990、1992與1994的科學研究報告，可謂是將地球科學界的研究成果，每二年即進行一次評估，其最終目的是：提供各級政府參考，作為評估全球氣候變遷對全球與各國人文社會、經濟發展、工商活動，甚至環境開發與維護等影響的重要依據。由於如此的研究評估工作，已由地球科學界推展進入生命科學界與人文科學界，因此國際間早已採用「全球變遷；global change」名詞來說明此一嶄新的、全方位的科學研究與思考學門。

但是，整個「全球氣候變遷」的推估，仍存在著許多不確定性。依據IPCC(1990，1992)的報告，可列出以下問題：

- (1) 溫室氣體與懸浮微粒的源(Source)與匯(Sink)，以及它們在大氣中的濃度和對全球增溫的非直接影響。
- (2) 雲的角色，尤其是雲對溫室效應增溫過程中的回饋影響，以及懸浮微粒如何影響雲的發展與其輻射特性改變。另外，就是大氣中水循環過程的變動，尤其是對高層水氣含量的影響。
- (3) 海洋如何透過熱吸收，以及洋流的改變，來影響全球增溫的時間尺度與區域範圍。
- (4) 極區冰川－冰帽的變動，基本上它受全球環流與水循環的影響。冰川－冰帽面積的改變，會影響全球海水上升的程度。
- (5) 全球土地使用狀況的改變，以及其對大氣環流的回饋影響。這些問題中包括水與生態過程的改變，如何在區域性與全球性氣候變遷中交互影響。

當然，其他尚有許多問題，仍待釐清。不過上述5點，乃是近年來許多辯論的焦點，由於無法明確找到答案，就無法明確估算未來全球氣候變遷的變化尺度。而若要對上述問題獲得更深入的了解，就牽涉到廣泛與深入的觀測網建立；地圈－生物圈－海洋圈－大氣圈等全球模式的合併運算；以及未來人文社會變動、生態架構改變，環境重整、工商活動限制等的明確預測；等等，才可能將未來全球氣候變遷的變化尺度作更清楚的描述。

顯然，不確定性太大，根本是無法徹底了解。而對不同的國家而言，區域尺度的問題更重於全球尺度問題。因此如何在此龐大的科學問題中，捉住個人的研究主題，同時期望個人研究成果能適切協助科學界，甚至國家社會未來政策的制定，將是令現今科學家頭痛的重擔。

本文無法就所有的不確定性一一討論，因此僅就作者長久以來的研究主題：臭氧與懸浮微粒，作一概括性的討論，希望能拋磚引玉，引起共鳴，甚至更深入的評論與發現。在下一節內，吾人將先定義「輻射作用量」與「全球增溫潛勢」，以利後續的討論。

二、「輻射作用量」與「全球增溫潛勢」

(一)輻射作用量

「輻射作用量」(Radiative forcing)一詞，很早就為氣候模擬學家所使用，主要是認為全球氣溫的改變量，與某一氣候因子的輻射作用量成正比關係。近年來，國際間為定量評估溫室氣體的影響，乃正式規範「輻射作用量」為一重要名詞，其定義如下(Ramanathan et al., 1985；Hansen et al., 1981；WMO, 1986, 1990；IPCC, 1990, 1992, 1994)：

由於某一氣候因子的變動，造成對流層頂的淨輻射通量改變，其改變幅度即定義為此一因子的「輻射作用量」(ΔF ； WM^{-2})。其計算需使用一維之輻射氣候模式，並假設地面與對流層頂氣溫維持不變，同時平流層氣溫可經由輻射平衡過程重新調整。

氣候因子可以是太陽輻射量、溫室氣體、懸浮微粒等等。至於輻射作用量，則顯然是全球平均下，對流層內氣候因大氣輻射場的改變而可能進行改變的一種定量評估。當然輻射作用量的計算，與所使用的模式，模式內垂直氣溫剖面以及所考慮的大氣溫室氣體濃度多寡，雲的影響是否考慮等等，均有相當大的關係。

近年來，許多學者都已廣泛地在不同的氣候模擬研究中計算輻射作用量，並造成相當的混亂。因此1994年IPCC報告中，建議規範為：

- (1) 瞬間輻射作用量(Instantaneous Radiative Forcing)，即平流層氣溫不進行改變下的對流層頂淨輻射通量改變量。
- (2) 調整過的輻射作用量(Adjusted Radiative Forcing)，即允許平流層氣溫進行調整後的計算結果。

Rind and Lacis(1993)曾分析此二不同計算的結果，並指出當全球臭氧量減少50%時，瞬間 ΔF 為 $+0.26WM^{-2}$ ，調整 ΔF 為 $-1.23WM^{-2}$ ，二者符號完全不同。另外，若假設地表氣溫的改變量 ΔT 與 ΔF 間可以下式表示，

$$\Delta F = \lambda \Delta T \quad (1)$$

λ 定義為氣候敏感參數；則無論是因為大氣中溫室氣體 CO_2 增加一倍，或是 CH_4 增加一倍，或是 N_2O 增加一倍，或是CFC-11由0ppb增加至11ppb，或是CFC-12由0ppb增加至1ppb，或是全球臭氧量減少50%，或是太陽輻射量增加2%，或假設平流層懸浮微粒之光學厚度為0.15(正常值小於0.05)，等等，瞬間輻射作用量的計算，將使得 λ 介於0.28~0.32，至於臭氧改變部份， $\lambda = -1.47$ 。而若採用調整過的輻射作用量計算， λ 介於0.3~0.31，變化極小。其中 CO_2 增加一倍(由300ppmv增至600ppmv)，調整 ΔF 為 $4.35WM^{-2}$ 。

IPCC(1990)曾比較 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 、CFC-11與CFC-12等氣體，在1990的大氣濃度下，受到微小的變動之單位分子 ΔF 值(調整過的)，並以 CO_2 為準，得彼此之間的比值為1、21、206、12400與15800。請注意CFC-11與CFC-12對溫室效應的影響極大，不過其在大氣中的濃度(260pptv,480pptv)較 CO_2 (360ppmv)為小約 10^6 倍，所以整體而言， CO_2 在所有溫室氣體中佔

50%的影響力，CFCs為22%， CH_4 為13%， N_2O 為5%，對流層臭氧約為7%，水汽(H_2O)為2%。圖1即為IPCC(1994)以輻射作用量來比較工業革命以來溫室氣體增加，懸浮微粒變動等對氣候變化的影響情形。

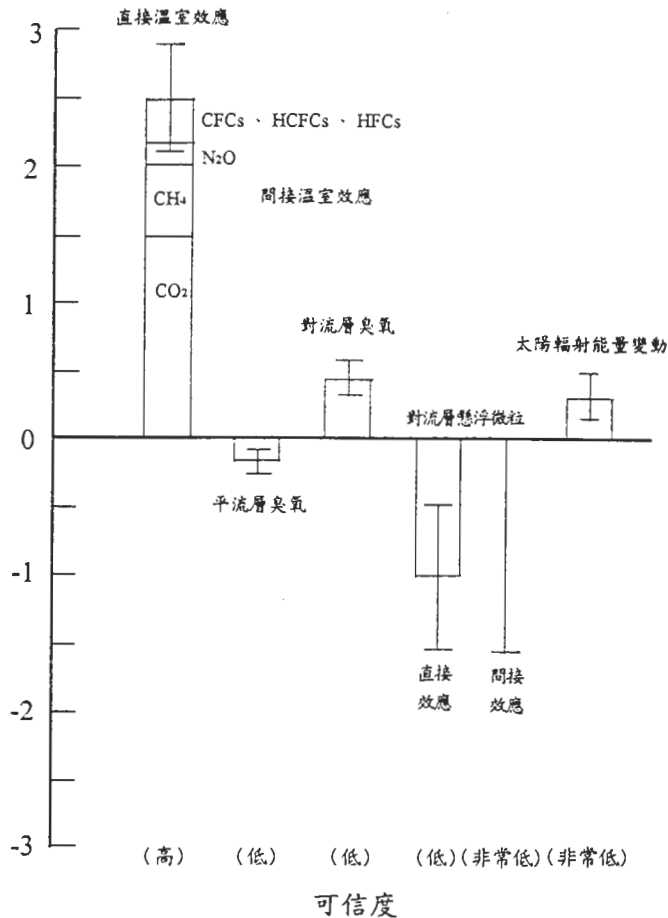


圖1 IPCC(1994)所報告之工業革命以來，溫室氣體、臭氧、懸浮微粒、太陽輻射能量變動等對流層內氣候影響之輻射作用量。

(二) 全球增溫潛勢

「輻射作用量」的廣泛使用，更進一步推動「全球增溫潛勢(Global Warming Potential; GWP)」一詞的發展。依據IPCC(1990)的定義：某一全球均勻混合的氣體，其GWP值為瞬間釋放1公斤氣體入大氣後，輻射作用量的長時間積分值，與1公斤 CO_2 所可能造成的改變量，二者的比值。

顯然， CO_2 的GWP值為1，其他氣體均以 CO_2 為準。而GWP值的計算，是在考慮全球對流層頂長時間積分下淨輻射通量的改變量，【也即是單位氣體重量(或濃度)的輻射作用量】。由於計算過程是考慮一相當長時間的累積效應，因此氣體物質本身的生命期必須掌握。另外， CH_4 在先後與OH、 NO_x 進行化學反應後能形成 O_3 (Seinfeld, 1986)，而對流層內 O_3 又會加強溫

室效應，此即為 CH_4 間接效應(Indirect effect)。目前估計GWP的許多計算中，多數都只考慮溫室氣體的直接效應(direct effect)(Wuebbles, et al., 1995)。表一列出IPCC(1992)所估算之100年後各不同氣體之GWP值，間接效應部份多無定論。

表二列出1994年IPCC所估算之各不同溫室氣體的GWP值，這些數值都較IPCC(1992)的估計值為高，其中僅 CH_4 加入考慮間接效應。請注意CFC-11、CFC-12等GWP值均在1000以上。基本上，依據目前大氣中的 CO_2 含量，以及其未來可能濃度的增加趨勢， CO_2 的 ΔF 值與大氣中濃度呈對數性相關。但大氣中許多如CFC-11等稀少氣體，其濃度與 ΔF 值間，呈線性關係，也即微小的增加量，會造成較大的 ΔF 改變(Goody and Young, 1989)，所以其GWP值較大。另外，值得注意的是許多CFCs的代替品HCFCs與HFCs，雖然能在對流層內分解而不破壞平流層內臭氧，但其溫室效應不可輕忽，所以未來這些氣體仍可能會被要求停止使用(Wallington et al., 1994; Daniel, et al., 1995)。

若將各氣體的GWP值與其全球相對應於 CO_2 的排放量相乘，就可以估算出未來各不同溫室氣體對全球增溫改變的貢獻。當然，目前全球因能源消耗所排放出之 CO_2 濃度相當大，所以全球增溫仍以 CO_2 貢獻所佔50%以上為最重要。

表一 100年積分下之「全球增溫潛勢，GWP」值(IPCC,1992)。

溫室氣體	GWP值 (直接效應)	GWP值的符號 (間接效應)
二氧化碳 CO_2	1	無
甲烷 CH_4	11	+
N_2O	270	未知
CFC-11	3400	未知
CFC-12	7100	未知
HCFC-22	1600	未知
HFC-134a	1200	無

三、對流層臭氧的影響

由於大氣中的臭氧層能吸收太陽輻射中的紫外射線，因此長期以來科學界就對臭氧的時空變化，深感興趣。而自南極臭氧洞在1985年被正式發現以後，相關的研究計劃更是在國際間如火如荼地積極進行著。

依據WMO(1994)、Bojkov(1995)，全球總臭氧量在過去15年減少5%。平均而言，北半球約減少6.5%，南半球為9.5%。主要是在低平流層(30公里上下)減少，且以南極上空減少最多。同樣地，在北半球高緯度亦出現總臭氧量減少的情形，赤道地區則減少較少。Bojkov et al.(1993)指出1992-1993年冬季，北半球高緯度出現紀錄以來的最低總臭氧量，約較過去減少15%

。此現象在1993-1994年冬季減緩，但是，1994-1995年冬季又恢復減少，其範圍較1992-1993年冬季為廣，有些地區總臭氧量減少達25%。在這之前，1994年10月南極上空出現紀錄以來的最低總臭氧量(91D.U.)(Kerr, 1994)。以上顯示，全球平流層臭氧減少的趨勢仍在持續，且範圍仍在擴張。

表二 1994年IPCC報告之溫室氣體「全球增溫潛勢，GWP」值。*(僅 CH_4 考慮間接效應，其他氣體均只考慮直接效應)。

溫室氣體	生命期(年)	不同時間積分分之GWP值			
		20年	100年	500年	
Carbon Dioxide	CO ₂	50-200	1	1	1
Methane	CH ₄ *	14.5±2.5	62	24.5	7.5
Nitrous oxide	N ₂ O	120	290	330	180
CFCs					
CFC-11	CFCl ₃	50±5	5000	4000	1400
CFC-12	CF ₂ Cl ₂	102	7900	8500	4200
CFC-13	CClF ₃	640	5700	8200	9600
CFC-113	C ₂ F ₃ Cl ₃	85	5000	5000	2300
CFC-114	C ₂ F ₄ Cl ₂	300	6900	9200	8300
CFC-115	C ₂ F ₅ Cl	1700	6200	9300	13000
HCFCs, etc.					
HCFC-22	CF ₂ HCl	13.3	4300	1700	520
HCFC-123	C ₂ F ₃ HCl ₂	1.4	300	93	29
HCFC-124	C ₂ F ₄ HCl	5.9	1500	480	150
HCFC-141b	C ₂ FH ₂ Cl ₃	9.4	1800	630	200
HCFC-142b	C ₂ F ₂ H ₃ Cl	19.5	4200	2000	630
HCFC-225ca	C ₃ F ₅ HCl ₂	2.5	550	170	52
HCFC-225cb	C ₃ F ₅ HCl ₂	6.6	1700	530	170
Carbon tetrachloride	CCl ₄	42	2000	1400	500
Methyl chloroform	CH ₃ CCl ₃	5.4±0.6	360	110	35
Bromocarbons					
H-1301	CF ₃ Br	65	6200	5600	2200
Other					
HFC-23	CHF ₃	250	9200	12100	9900
HFC-32	CH ₂ F ₂	6	1800	580	180
HFC-43-10mee	C ₄ H ₂ F ₁₀	20.8	3300	1600	520
HFC-125	C ₂ HF ₅	36.0	4800	3200	1100

表二 (續)。

溫室氣體	生命期 (年)		不同時間積分下之GWP值		
			20年	100年	500年
HFC-134	C ₂ H ₂ F ₄	11.9	3100	1200	370
HFC-134a	CH ₂ FCF ₃	14	3300	1300	420
HFC-152a	C ₂ H ₄ F ₂	1.5	460	140	44
HFC-143	CHF ₂ CH ₂ F	3.5	950	290	90
HFC-143a	C ₂ H ₃ F ₃	55	5200	4400	1600
HFC-227ea	C ₃ HF ₇	41	4500	3300	1100
HFC-236fa	C ₃ H ₂ F ₆	250	6100	8000	6600
HFC-245ca	C ₃ H ₃ F ₅	7.0	1900	610	190
Chloroform	CHCl ₃	0.55	15	5	1
Methylene chloride	CH ₂ Cl ₂	0.41	28	9	3
Sulfur hexafluoride	SF ₆	3200	16500	24900	36500
Perfluoromethane	CF ₄	50000	4100	6300	9800
Perfluoroethane	C ₂ F ₆	10000	8200	12500	19100
Perfluorocyclobutane	c-C ₄ F ₈	3200	6000	9100	13300
Perfluorohexane	C ₆ F ₁₄	3200	4500	6800	9900
Trifluoroiodomethane	CF ₃ I	<0.005	<5	<<1	<<<1

不過，同時間許多垂直臭氧剖面探空測站資料指出對流層內臭氧量正逐年增加(WMO, 1992; London and Liu, 1992)，不過其增加量因為測站多集中在北半球高緯度地區，且每一個站的觀測時間記錄都不一致，因此其增加趨勢，在近期的WMO1994年臭氧評估報告中，仍未獲定量確認。

那麼，若果平流層臭氧不斷減少，而對流層臭氧(位於8~12公里, Mohnen et al., 1994)不斷增加，其對未來氣候的變化有何影響呢？基本上，對流層臭氧能吸收大氣與地面的長波輻射，其波段在9.6微米附近，因此也是很重要的溫室氣體，所以對流層臭氧量持續增加，將加強大氣溫室效應。Wang et al. (1993)特別就此課題，提出對流層臭氧量的增加，所引起的 ΔF 值，與其他溫室氣體的 ΔF 值可能非常接近。Hauglustaine et al.(1994)使用二維輻射、動力、氣候模式，分析工業革命以來對流層內臭氧增加，所造成的輻射作用量 ΔF 值約為 $0.55WM^{-2}$ 。Fishman(1991)利用1965~1985年間幾個測站所觀測之對流層臭氧年增率為1%，而估計全球 ΔF 值為 $0.15WM^{-2}$ ，IPCC(1994)則取工業革命以來對流層臭氧增加對氣候之輻射作用量為 $0.2WM^{-2} \sim 0.6WM^{-2}$ 。相對而言，Hansen et al. (1993)指出1970年以來，平流層臭氧減少所造成的 ΔF 值為 $-0.2 \pm 0.1WM^{-2}$ ，IPCC(1994)則取為 $-0.1WM^{-2}$ 。

比較值得深思的問題是：臭氧是整個大氣化學的重心，其濃度的變化並不單純，是會同時牽動到許多其他化學物質的變化，並至影響到氣候變化的趨勢。

依據1994年6月19-23日北大西洋公約組織所主辦的科學研討會議：「臭氧：影響氣候的氣體」所提出的看法：

平流層臭氧持續減少，中高對流層內紫外射線(320nm)將增加，並將光解臭氧，釋放單原子氧 $O(^1D)$ 。同時，由於溫室效應造成近地面氣溫上升，以及近地面水汽蒸發量增加，而致中高對流層水汽分子量亦增加。水汽分子與單原子氧 $O(^1D)$ 會積極反應，而形成氫氧基OH。

氫氧基(OH)是大氣化學反應的中心，許多化學物質都能與OH反應，而改變其化學形態。其中，甲烷(CH_4)與CO在清潔地區，將迅速與OH反應而形成雙氧氫基(HO_2)。若此時大氣中NO含量高，則 HO_2 將協助NO轉換成 NO_2 ；而 NO_2 光解後，所釋放出的單原子氧 $O(^3P)$ ，對臭氧濃度的增加將有直接影響。當然，此時 CH_4 的濃度也會因化學反應而減少；而進一步臭氧分子的生成，又取決於空氣中是否NO含量高。設若NO含量低， HO_2 事實上可以直接與 O_3 反應，而造成 O_3 濃度的減少。[以上化學反應式，可參考柳與盧(1992)，討論可見Isaksen(1994)]

顯然在上述的討論中，不確定的因素為：中高對流層的水汽分子到底將增加多少？此與大氣中對流性運動是否頻率增加，以及整個水圈的循環有關。另外的問題是：中高對流層內的紫外射線量到底會增加多少？截至目前為止，並無直接的觀測資料能提出任何結論。最後，就是中高對流層的NO含量是否正在增加？此正是目前許多大氣化學觀測實驗計劃的重點。基本上，對流層頂附近的NO可以來自三種不同源(圖2)：(a)閃電過程中產生；(b)高層噴射機群的廢氣排放；(c)近地面層內人為排放的NO，經化學反應形成PAN等含氮化學物質，然後被傳送至高層，再被轉換成NO(Mohnen et al., 1994)。

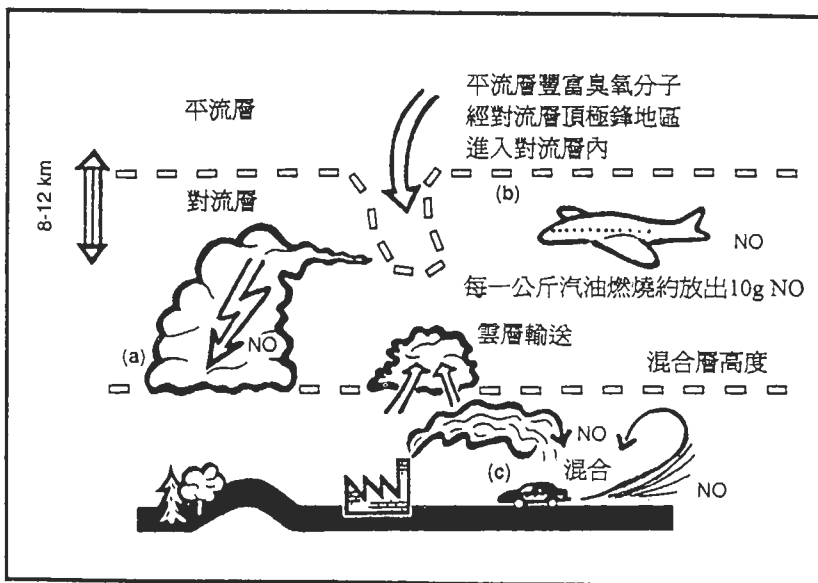


圖2 對流層內NO可能增加的三個原因(a)、(b)、(c)，其對化學反應生成臭氧相當重要。另外平流層所輸入的臭氧亦可忽視(Mohnen et al., 1994)。

以上討論的重點是：平流層臭氧減少，再配合溫室效應加強，光化學反應過程可能會造成對流層內臭氧濃度增加，甲烷濃度減少，但整體而言仍會加強大氣溫室效應作用。不過，這裏仍有二個不確定性，因為對流層內溫室效應加強，將使得平流層氣溫下降。氣溫下降，可能使得平流層臭氧減少的氣態同質化學反應過程趨緩；但也同時可能造成平流層冰晶雲(PSC；Polar Stratospheric Cloud)形成機率增加，而致異質化學反應增加，使得平流層臭氧加速減少。顯然，平流層臭氧的變動趨勢，與對流層內的臭氧和其他溫室氣體的變動息息相關。Toumi et al.(1994)，Isaksen(1994)與Molnar et al.(1994)就分別提出各種可能的變化概念，其共同觀注焦點就是：平流層臭氧不斷減少，會造成平流層與對流層內大氣化學與大氣動力的連串變動，而致影響大氣輻射平衡，只是不確定的因素仍很多，任何一個因子的強弱均會影響真正的發展。

另外，對流層內的臭氧並不需完全靠化學反應來增加，低平流層的臭氧，事實上可以直接輸入對流層內。依據1991年國際西太平洋探測計劃(PEM-west, phase A)的研究結果(1995 JGR將出專刊)，平流層與對流層間的物質交換，並不僅在極鋒附近出現(folding現象)，而是經常性的，會有平流層高 O_3 ，低水汽空氣進入對流層內(Browell et al., 1995)。另外，近地面光化污染空氣生成的臭氧，更會透過如颱風或旺盛對流輸送至平流層內(Newell et al., 1995)。依據PEM-west phase A航測資料所進行的初步化學反應估算，目前中高對流層內的化學物質濃度對臭氧濃度的增加，具積極的正面效應(Davis, et al., 1995)。

以上作者僅就化學過程提出許多可能的對流層臭氧將逐漸增加的原因探討，目前雖已有一些估算報告，但仍是不確定性大於所了解的部份，至於要清楚地澄清以上許多困惑，其要點在對各不同化學物質的量與時間變化，作全面性的監測。其次就是必須發展大氣化學與大氣環流的全球模式。

在大氣監測方面，WMO(世界氣象組織)正由過去的 GO_3OS (global ozone observing system)，推展為GAW(Global Atmosphere Watch)，並正規劃GLONET(Global Tropospheric Ozone Network)，其重點包括地面、探空、飛航、遙測與衛星監測等，其中利用民航飛機進行中高對流層的化學物質監測，為新的監測重心。監測目標包括：確定對流層頂位置，了解民航飛機、閃電等所釋放之 NO 量，掌握全球平流層與對流層臭氧變化趨勢，了解相關化學物質如 NO_2 的變動，定量估算對流運動分佈與頻率，平流層與對流層氣流交換等等。IGBP之下的國際大氣化學計劃(IGAC；International Global Atmospheric Chemistry)亦正配合WMO，推動1998年與1999年為國際對流層臭氧年(ITOY；International Tropospheric Ozone Years)，期望世界各國能在近年內積極推動相關研究計劃，而在1998與1999年合作進行同步監測與資料交換等工作。

至於在數值模式的發展方向，Penner et al. (1994)提出「化學/氣候偶合模式(Coupled Chemistry/Climate Model；CCCM)」的概念，並建議如圖3的架構。基本上，GCM(全球大氣環流模式)，計算大氣環流的風場、溫度場、雲、降水、對流場等等，而CTM(化學傳送模式)計算大氣中溫室氣體與 O_3 等相關化學物質的時空變化，並輸入GCM中。同時生態地質化學循環(Biogeochemical cycle)(包括人為污染排在內)，會影響污染物如 N_2O 、 CH_4 、NMHC(Non-Methane Hydro-Carbon)等的排放狀況，並影響空氣中 CO_2 濃度、懸浮微粒(aerosol)、水汽分子分佈等等。顯然CCCM的複雜性亦與大氣監測般，一樣困難完成。

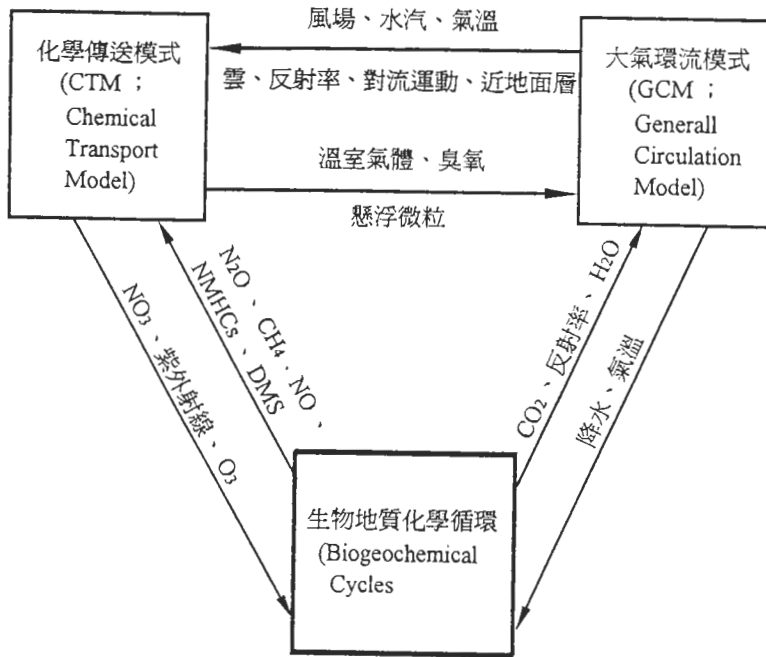


圖3 Penner et al.(1994)所建議之化學-氣候耦合模式(CCCM; Coupled Chemistry/Climate Model)。

東亞地區在臭氧觀測方面的工作，一直以日本長期所進行的總臭氧、垂直臭氧探空與近地面背景大氣臭氧濃度等為最重要。Akimoto(1994)分析長期資料，指出日本地區對流層臭氧在過去22年為明顯增加，邊界層內(0-2公里高)約為2%/年，2-5公里高度內約為1%/年，5-10公里高度內約為0.5%/年。邊界層內臭氧增加率大，顯然是因為近地面人為排放 NO 與NMHC持續增多之故。若以混合比表示，近地面臭氧約以每10年增加8ppbv的速率上升。

1991年PEM-west phase A與1994年PEM-wst phase B實驗計劃已逐步推動大陸、韓國、香港與我國在背景大氣監測方面的研究工作，同時也整理出不少飛航監測大氣化學資料。至於在臭氧探空監測方面，香港已正式進行每週2次的監測，我國氣象局則因經費與人力困難，僅每週進行1次探空。另外中國大陸在青海建立起高緯度高層背景大氣監測，我國中央氣象局則在蘭嶼建立副熱帶背景大氣監測站。這些均顯示東亞地區大氣化學有關的研究工作，正在逐漸邁步前進之中。至於在數值模擬分析方面，則仍以區域性污染化學物質的長程傳送為研究重心，尚未與氣候變化牽連在一起。

四、對流層懸浮微粒的影響

對流層內懸浮微粒對氣候的影響，主要經二方式(Hobbs, 1993)。直接效應是反射太陽輻射，增強地球反射率，冷卻大氣溫室效應。間接效應則是成為雲滴凝結核(CCN; Cloud Condensation Nuclei)，增加雲滴數目，加強雲層反射率(Twomey et al., 1984)。二者均可能形成負的輻射作用量(ΔF)，且影響尺度與溫室氣體的效應相當。

但是，在對流層內懸浮微粒的生命期才約一星期左右，同時懸浮微粒的全球分布並不是均勻一致。此外，其輻射影響與懸浮微粒的大小與化學組成有關。明確的說：以下三個因素對如何精確評估懸浮微粒對氣候的影響，形成極大的挑戰。

- (1) 懸浮微粒的質量與粒徑分佈譜，具極大的時空變化特性，其原因在於生命期短，且人為源和自然源所釋放出之懸浮微粒差異極大。
- (2) 懸浮微粒的化學組成並不固定，其生成源非常多，包括氣相及凝態反應生成者。因此在氣候模式中很難定量預設懸浮微粒的光學特性與大小分佈等。
- (3) 懸浮微粒對氣候的影響，最主要因素在於其大小分佈特性，而非在總質量，尤其是當懸浮微粒在大氣傳送過程中，其大小與化學特性均會逐漸改變，此點在數值模式中亦難掌握。

首先就生成源而言，Andreae(1994)提出表三的報告，似乎自然源為人為源的10倍。但是在歐洲與北美，工業源事實上較自然源還重要。

再就其大小分佈而言，Andreae(1994)提出如圖4的主要分佈譜形態，圖4a為質量與大小分佈譜，圖4b為數量與大小分佈譜。顯然，直徑大於0.01微米至10微米間粒子，其重量集中在0.1~1微米與1~10微米之間。但是就個數而言，數目最多的粒子是集中在0.01~0.1微米間。事實上，0.01~0.1微米的粒子，主要來自常溫下的氣相化學反應形成，或高溫下燃燒物質所釋放出，生命期由數分鐘到數日。而0.1~1微米的粒子主要由微小粒子經布朗寧運動碰撞結合，或由粒子吸附水份後成長，或由化學反應形成。至於1~10微米的粗粒子，則主要來自土壤塵埃或海鹽粒子等。

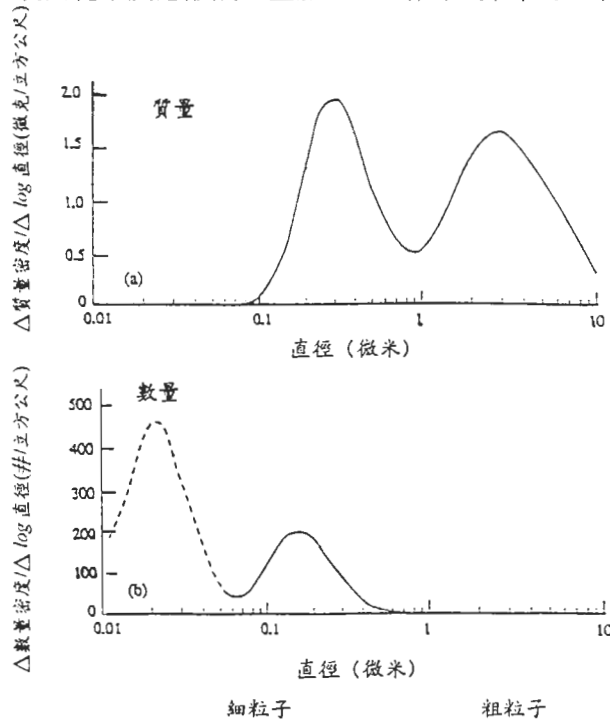


圖4 對流層懸浮微粒之主要(1)質量大小譜(2)數量大小譜(Andreae,1994)。

表三 懸浮微粒自全球各主要源之排放量(Tg/年)(Andreae, 1994)。

源	估計值			微粒大小
	低	高	最佳	
(一)自然源				
<u>主要源</u>				
(1)地殼、岩石	1000	3000	1500	主要為粗粒子
(2)海鹽	1000	10000	1300	粗粒子
(3)火山塵	4	10000	33	粗粒子
(4)主要有機性微粒	26	80	50	粗粒子
<u>次要源</u>				
(1)生態源排放含硫氣體，再轉換成硫酸根微粒	60	110	90	細粒子
(2)火山排放SO ₂ ，再轉換成硫酸根微粒	4	45	12	細粒子
(3)生態源排放有機揮發性碳氫化合物，再轉換成有機性微粒	40	200	55	細粒子
(4)NO _x 氣體，再轉換成硝酸根微粒	10	40	22	粗粒子
<u>合計</u>	2150	23460	3070	
(二)人為源				
<u>主要源</u>				
(1)工業排放(不包括煤塵)	40	130	100	粗與細粒子
(2)煤塵	10	30	20	主要為細粒子
(3)生態物質燃燒(不包括煤塵)	50	140	80	細粒子
<u>次要源</u>				
(1)SO ₂ 氣體，再轉換成硫酸根	120	180	140	細粒子
(2)NO _x 氣體，再轉換成硝酸根	20	50	36	主要為粗粒子
(3)人為排放有機揮發性碳氫化合物，再轉換成有機性微粒	5	25	10	細粒子
<u>合計</u>	245	555	390	
(三)總計	2400	24000	3460	

顯然，0.1~1微米間的粒子對氣候影響較為重要，因為它們可以成為雲滴凝結核，也可以反射太陽輻射。而若是化學反應形成的 H_2SO_4 ，或 $(NH_4)_2SO_4$ 等粒子，具溶水性，很容易形成雲滴凝結核，也會因吸水份後膨脹，加強反射太陽輻射。但是0.1~1微米間粒子的形成與演化過程非常複雜，極難定量掌握。

再就化學性質而言，一般最關心的就是硫酸根(Sulfate)在粒子中的量，其次是硝酸根(Nitrate)。上述二者(尤其是前者)，可來自自然源與人為源如 SO_2 、DMS(Dimethyl Sulfide)、 H_2S 、 NO_x 等，再經氣相與液相化學反應形成 H_2SO_4 、 $(NH_4)_2SO_4$ 、 HNO_3 等吸水性高的粒子。另外，如森林燃燒，尚會形成有機性的物質。以上化學物質，主要對反射太陽輻射與形成CCN較具作用。另外，燃燒過程形成的煤煙(soot)成份，則會吸收長、短輻射，加熱大氣。此效應一般而言較粒子反射太陽輻射為次要。

那麼，如何直接評估懸浮微粒的輻射特性。主要需測量空氣中粒子在某輻射波的光學厚度(optical depth, δ)與單次散射反射率(single scattering albedo, Ω)。表四列出污染性大陸空氣，清潔性大陸空氣，與清潔性海洋空氣中，懸浮微粒的光學特性(500-550nm波段內)。表中尚列出 σ_{sp} 光學散射係數， σ_{ap} 光學吸收係數，與 $\Omega = \sigma_{sp} / (\sigma_{sp} + \sigma_{ap})$ 。請參考Liou(1980)與曾(1988)，以了解 δ 、 Ω 、 σ_{sp} 、 σ_{ap} 等物理意義。另外，表四尚列出在水汽過飽和比率約0.7~1%時，空氣中懸浮微粒可以形成雲滴凝結核(CCN)的數量，以及實際的懸浮微粒數量。

大致上，污染性大陸空氣含較多粒子，也因此含較多CCN，所以其光學厚度 δ 較清潔空氣大上約1個尺度。不過，就個別粒子的散射效應(Ω)而言，則可能弱於清潔空氣的粒子，主要原因可能是污染性空氣所含的粒子較小，而清潔空氣的塵粒與海鹽，因顆粒大，散射面積也較大。但是就單位空氣中所有粒子的散射與吸收作用而言，因為污染空氣粒子數量多，所以 σ_{sp} 與 σ_{ap} 均較清潔空氣大約一個尺度。

以上，僅是粗略地說明懸浮微粒的大小分佈、化學成份、光學特性，甚至形成CCN的機率，會因為懸浮微粒的來源、化學與物理轉換過程，等等因素，而致在空間分佈上，與隨時間變動上，極難掌握，更遑論定量地置於GCM中，以估算其對氣候的影響。另外，以上的說明中，尚未包括平流層內懸浮微粒含量的變動，以及懸浮微粒成為CCN後，雲層的形成位置與數量變化，對大氣輻射場的影響。(Kiehl, 1991)。

當然，仍有相當多的科學家企圖定量化懸浮微粒的輻射氣候效應。Charlson et al. (1991, 1992)採用Langner and Rodhe(1991)所估算出之全球硫酸根粒子的時空分佈資料，估算自工業革命以來，粒子的直接反射效應所造成的輻射作用量(ΔF)在美國東部，中歐與中國約為-2~-4 WM^{-2} 。北半球平均為-1.1 WM^{-2} ，全球平均約為-0.6 WM^{-2} ，也即是懸浮微粒具冷卻局部與全球大氣的作用。

Kiehl and Briegleb(1993)亦採用Langner and Rodhe(1991)的資料，除計算硫酸根粒子的直接反射太陽輻射效應外，亦計算溫室氣體自工業革命到1990年間所造成的瞬間輻射作用量。他們所得為北半球懸浮微粒的 ΔF 為-0.43 WM^{-2} ，全球平均為-0.3 WM^{-2} ，均較Charlson et al.(1991, 1992)所得為小。其原因為二者所假設的粒子光學特性並不一致。不過，Kiehl and Briegleb(1993)所得粒子與溫室氣體的淨 ΔF 值(圖5)，顯示在美國東岸、中歐、華東地區等，懸浮微粒的負性

輻射作用量都能抵消溫室氣體的正性輻射作用量。不過就全球的溫室氣體瞬間 ΔF 值而言，則為 $2.1WM^{-2}$ ，仍較 $-0.3WM^{-2}$ 的粒子效益為大。

另外Hansen et al.(1993)所得全球平均懸浮微粒 ΔF 值為 $-0.25WM^{-2}$ 。Taylor and Penner(1994)則為 $-0.9WM^{-2}$ 。以上等等的不同結果，都與模式所假設的懸浮微粒空間分佈、大小分佈、光學特性等有直接關係。

至於在懸浮微粒成為CCN後，形成雲層的間接效益估算方面。Twomey(1977)指出同樣的液態水含量，同樣的雲層厚度，陸地上方雲的短波反射率會較海洋上方雲為強；主要即因為陸地污染性懸浮微粒多，形成CCN的機率大，而至雲滴數量約大1個尺度，所以反射率也強。另外，Parungo et al.(1994)使用COADS資料(Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set)分析全球海洋雲量變化，指出1930年~1981年全球海洋雲量上升4.2%，北半球上升5.8%，南半球2.9%。最近30年內(1952-1981)，則為全球上升1.5%，北半球2.5%，南半球1.2%。雲量增加主要是在 $30^{\circ} - 50^{\circ} N$ ，且是以高積雲與高層雲出現頻率最多。Parungo et al.指出此變化趨勢與全球硫排放的空間與時間變化相吻合，並提出硫氧化物如何轉換形成CCN的物理過程。Boucher et al. (1994)提出如雲滴數量增加4倍，則短波的 ΔF 將增加 $17WM^{-2}$ ，其中一半是因為雲滴大小改變，而致雲反射率增加；另一半是因為雲內液態水含量增加，而致雲面積增加所致。

表四 低對流層內懸浮微粒在500~550m波段內之輻射特性。(註:Mm= 10^6 m)

項 目	污染性大陸空氣 (非都市)	清潔性大陸空氣	清潔海洋空氣
光學厚度, δ	0.2~0.8	0.02~0.1	0.05~0.1
單次散射反射率, Ω	0.8~0.9	0.9~0.95	接近 1
反射佔總散射之比例, R	0.1~0.2	無	0.15
光學反射係數, $\sigma_{sp}(Mm^{-1})$	50~300	5~30	5~20
光學吸收係數, $\sigma_{ap}(Mm^{-1})$	5~50	1~10	0.01~0.05
小於1微米之懸浮微粒的質量 密度 ($\mu g/m^{-3}$)	5~50	1~10	1~5
在0.7-1%過飽和下, CCN的數 目密度(CM^{-3})	1000~5000	100~1000	10~200
阿姆斯壯係數, a (假設 $\sigma_{sp} + \sigma_{ap} = \lambda^a$, λ 為輻射波長)	1~2	1~2	1.5~2.1

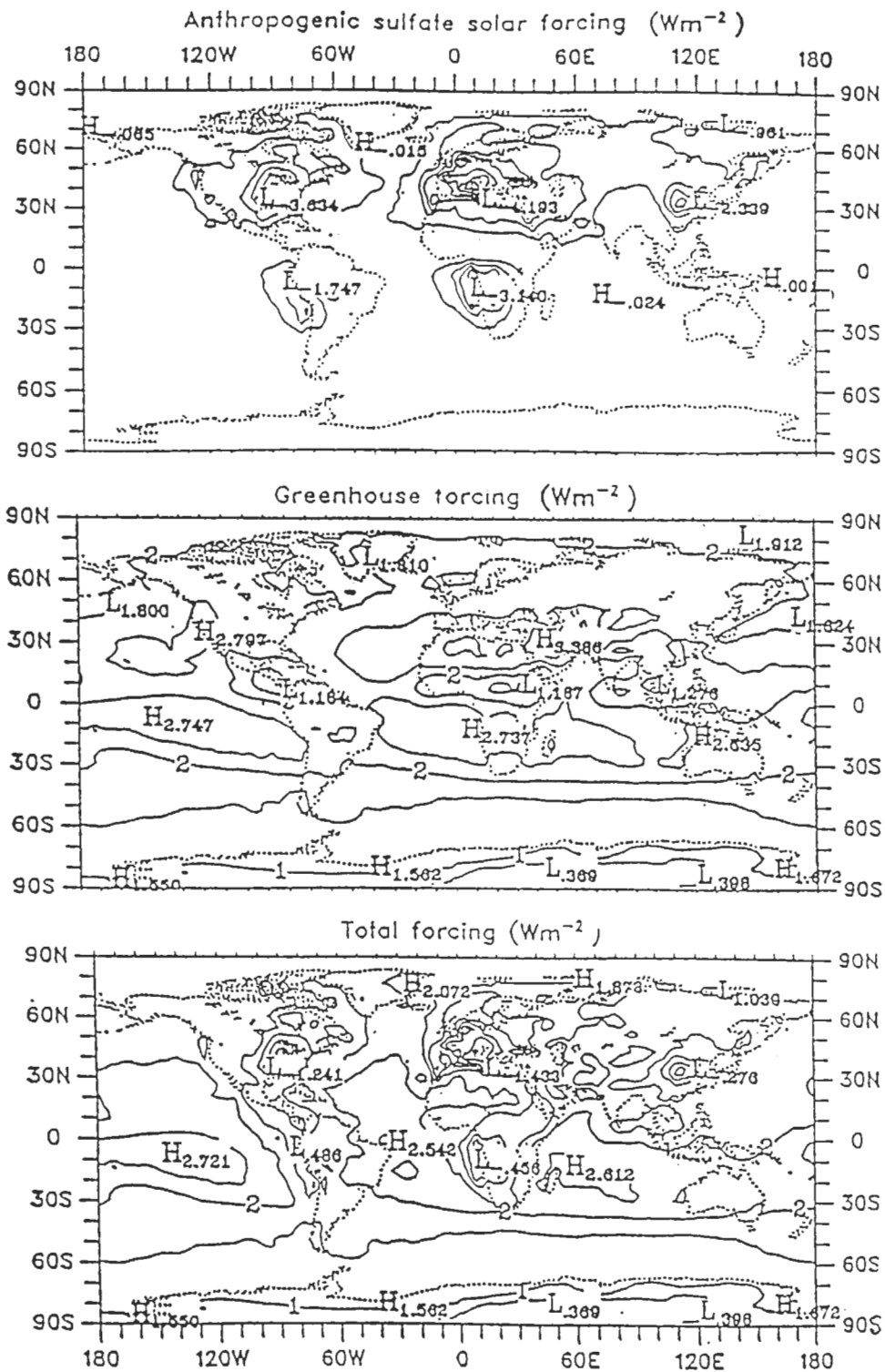


圖5 Kiehl and Briegleb(1993)所估計之溫室氣體與懸浮微粒之輻射作用量(ΔF)全球分佈圖。

Jones et al.(1994)則估算工業革命以來，由於硫酸根粒子的間接效應，所造成的全球平均 ΔF 值約為 $-0.4 \sim -0.9 \text{ W M}^{-2}$ 。其變動與模式中所假設的粒子與雲滴的關係有關。此結果與Kaufman and Chou (1993)所得 -0.45 W M^{-2} ，與Charlson et al.(1992)所得 -1 W M^{-2} ，均很接近。不過，仍然顯示懸浮微粒成爲CCN後所造成之間接氣候效益，其變動因爲雲的特性尚未充份掌握，仍含有相當大的變異。

英國Hadley Center(1955)採用GCM模擬1860~2050年間氣候變化，指出若在GCM內不加入懸浮微粒的影響，則會高估1920~1994年間全球氣溫上升的趨勢與幅度約 0.3°C ；反之，若GCM加入懸浮微粒的影響，則全球氣溫上升幅度就較爲接近實際觀測。IPCC(1994)則明確將上述懸浮微粒對大氣輻射場的直接影響，整理入圖1，同時報告中尚區分硫酸根粒子的 ΔF 爲 $-0.25 \sim -0.9 \text{ W M}^{-2}$ ，生質燃燒(Biomass burning)所釋放之粒子，其 ΔF 爲 $-0.25 \sim -0.6 \text{ W M}^{-2}$ ，二者之和仍小於其他溫室氣體 ΔF 值總和 $+2.1 \sim +2.8 \text{ W M}^{-2}$ 。至於有關懸浮微粒的間接影響，則無定論。

另外，海洋中藻類會排放DMS(Dimethyl Sulfide)氣體，理論指出DMS易轉換成硫酸根粒子，並在洋面上形成適當的雲滴凝結核，而致加強雲的形成機率以及雲層反射率，冷卻大氣溫室效應(Charlson et al., 1987)。尤其海洋佔全球70%的面積，這個生態系統與大氣系統間的交互作用，很可能對大氣輻射場發生作用，影響氣候。不過比較困難的問題是：如何建立DMS排放資料，以及DMS轉換成CCN的關係模式。(Fitzgerald, 1991; Pandis et al, 1994)。

至於火山所排放之塵粒，以1991年6月25日菲律賓Pinatuno火山爆發爲最佳案例，其所排放之塵粒約爲30Tg，到達離地約30公里的高空，威力在過去100年內爲所有火山爆發中最大，不過仍較1875年Tambora火山所排放約100Tg，與1883年Krakatau火山所排放約50Tg爲小(McCormick et al., 1995)。其所造成之反射太陽輻射冷卻地面的作用，除一方面明顯使得過去50年全球氣溫上升的趨勢受阻(圖6)，同時也使得1992年氣溫較1958-1991年的平均氣溫爲低 0.2°C 。若將1992年聖嬰現象所造成的全球增溫現象考慮進去，則火山所造成的降溫約 0.7°C 。此與過去1964年Agung火山，1815年Tambora火山等所造成全球降溫現象相似。此外，由於塵粒中含大量硫成份，其化學作用，亦會干擾到平流層臭氧的變化，並進而影響平流層輻射平衡(Kinnison, et al., 1994)。

東亞地區有關懸浮微粒的研究，以大陸西北沙漠與黃土高原地區，春季沙暴(或塵暴)所引起的大範圍地區能見度下降與空氣混濁等，研究最多，尤其是這些沙暴塵粒能長程傳送到日本、韓國南方，甚且遠達太平洋小島如夏威夷(Duce et al, 1980; Merrill, et al., 1995)。另外，則以目前大陸地區使用煤爲主要能源(75%以上)，所造成的煤塵污染問題嚴重，而至能見度明顯下降，空氣污染惡化爲重要研究方向。但在試圖分析長期工業發展引致空氣中懸浮微粒增加，所造成之氣候影響方面，僅Liu et al.(1993)進行一些數值模擬研究，其重點在探討日最高溫受懸浮微粒增加而下降的情形。

五、總結

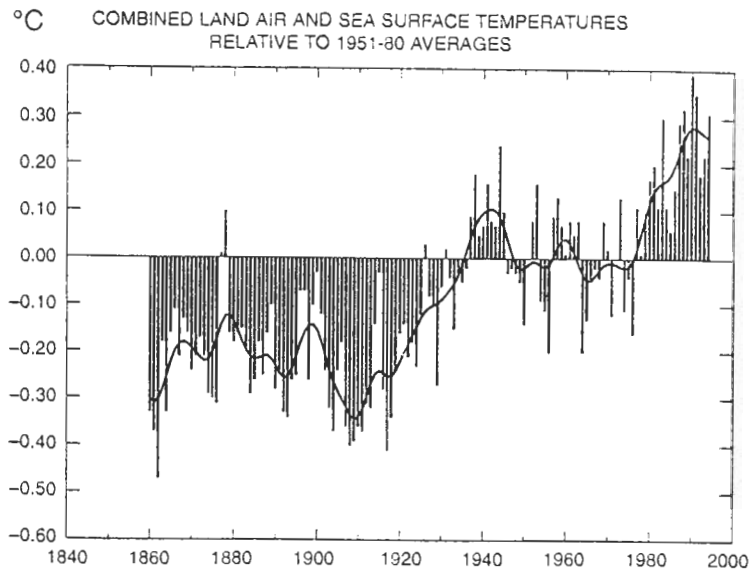


圖6 1860～1994年全球陸地與海洋觀測資料，年平均氣溫相對於1951～1980平均值的變化圖。曲線為10年平均變化趨勢線。1994年為1960年以來第3或第4個氣溫最高年。

本文主要強調對流層內臭氧與懸浮微粒的未來變動，可能對未來全球氣候變遷的數值模擬估算，造成相當的不確定性影響。至於平流層內臭氧減少與懸浮微粒增加，則已很確定是負性效應，也就是抵消溫室加溫作用。大略上，對流層內臭氧濃度增加，會加強溫室效應，但其變動與平流層臭氧減少、對流層內NO_x增加、水汽含量變化、等等均有關。對流層內人為污染排放之硫酸根粒子與森林燃燒所釋放之煙塵，均會反射太陽輻射而致冷卻大氣，若再考慮其可能轉變為CCN，形成雲層，則更可能加強冷卻溫室效應。

對流層內臭氧的不確定性影響，存在於無法掌握其經大氣傳送與化學反應等過程，所形成的空間分佈與隨時間成長之變化特性。對流層內懸浮微粒的不確定性影響，則不僅在於其來源分佈、大小特性、化學成份等，也在於其轉變為CCN後所引發的雲物理效應尚無法掌握。

大略上：

1. 平流層臭氧量持續減少，1994年10月南極初春，1995年2月北極初春，均出現有史以來最低總臭氧量。
2. 對流層臭氧量持續上升，但確切變化量，仍因全球監測時空分佈不均，而未獲定論。
3. 平流層臭氧減少，會間接造成對流層層臭氧增加，但其變化又取決於對流層內NO的變化。
4. 近年來大氣化學監測分別採近地面背景大氣、探空、飛航、衛星遙測等方式推進，1998年與1999年將為國際對流層臭氧年(ITOY)。
5. 氣候模擬，也因須考慮大氣化學場的變動，而推展為CCCM(化學/氣候耦合模式)(圖3)。

6. 東亞地區目前以近地面背景大氣監測與臭氧探空為主要監測重點。而數值模擬方面，以中尺度污染物質傳送為重心，尚未與氣候研究相結合。
7. 懸浮微粒對氣候的直接或間接效應，都以冷卻溫室效應為主。
8. 對流層懸浮微粒主要以人為排放硫酸根粒子，對反射太陽輻射的作用較為重要，次為森林燃燒所排放的煙塵。另外懸浮微粒成爲雲滴凝結核 (CCN)，形成雲層後，亦會加強反射太陽輻射。
9. Mt. Pinatuno 爲近 100 年內火山爆發威力最強者，火山塵粒停留平流層內，約造成全球降溫 0.7°C 。不過，火山爆發的影響爲短期性 (1-2 年)，長期全球氣溫持續上升的趨勢並未被破壞。
10. IPCC (1994) 取全球硫酸根粒子的 ΔF (輻射作用量) 爲 $-0.25 \sim -0.9 \text{ W M}^{-2}$ ；生質燃燒所釋放粒子之 ΔF 爲 $-0.25 \sim -0.6 \text{ W M}^{-2}$ ，相對於所有溫室氣體之 ΔF 值總和爲 $+2.1 \sim +2.8 \text{ W M}^{-2}$ ，約具 25% ~ 50% 的抵消作用。
11. 海洋藻類排放之 DMS，亦曾認爲會轉換成硫酸根，形成 CCN，影響氣候，但因對 DMS 的排放量轉換過程未充份掌握，尚無定論。
12. 東亞地區研究以黃土高原和大陸西北沙漠的沙暴、塵暴之輻射、氣候、長程傳送等爲主。
13. 中央氣象局正在推動背景大氣化學、臭氧探空、懸浮微粒與大氣輻射之觀測研究等。不過，因政府財政與人力吃緊，未來發展並不樂觀。

以上的討論具非常高的科學挑戰性，但因所涵蓋的時間與空間尺度太大，就不一定能成爲我國科學界所關切的焦點。因此，若將時間尺度擺在現在，空間尺度放在我國附近區域，再取觀測、模擬，與物理、化學過程的深入了解，作爲研究重點，就應是非常適合本土。

中央氣象局在近年內積極進行垂直總臭氧量、垂直臭氧剖面、近地面紫外射線、蘭嶼大氣背景觀測等工作，主要即期望了解台灣附近臭氧時空的變化。同時，中央氣象局正積極推動懸浮微粒與大氣輻射場之相關觀測與模擬分析，亦即期望了解台灣附近懸浮微粒對氣候的影響角色。當然，台灣並不屬於 WMO，因此這些工作並不一定能獲得國際認同與直接參加國際組織的機會，這點未來仍待我國外交困境的突破，才可能有所轉變。謹希望我國未來能正式參加 1998 年與 1999 年的 ITOY 活動 (Mohnen et al., 1994)。

誌 謝

本文得以完成，必須感謝王作台教授邀請撰稿，以及劉紹臣博士邀請赴美進修一個月，並提供相關資料和熱心討論。另外，亦須感謝王維強博士協助作者參加 1994 年 6 月 NATO 會議，以及許多相關疑點的解惑。當然，本文作者也得感謝國科會研究計劃 NSC-83-0202-M002-073 資助，以及朱淑華小姐協助打字。另外，感謝陳正平教授與審查者提供的許多寶貴意見。最後尚要

感謝行政院邀請出席氣候變化綱要公約的第一次締約國大會，一方面收集最新資訊，另一方面得專心完成文稿修改。

參考文獻

- 柳中明與盧開新，1991：箱型光化模式之初步發展驗證與應用。大氣科學，**19**,33-65。
- 曾忠一，1988：大氣輻射。聯經出版社，366pp。
- Akimoto, H., 1994：Impact of human activity on tropospheric ozone in the east Asian Pacific Rim region. *7th IUPPA Regional Conference on Air Pollution and Waste Issues*, Nov. 2-4, 1994, Taipei, Taiwan, R.O.C.
- Andreae, M. O., 1994：Climate effects of changing atmospheric aerosol levels. *World Survey of Climatology*, Vol. XX, Future Climate of The World. A. Henderson-Sellers, Ed.
- Bojkov, R. D., C. S. Zerefos, D. S. Balis, I. C. Ziomas, and A. F. Bais, 1993：Record low total ozone during northern winters of 1992 and 1993. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1351-1354.
- Bojkov, R.D., 1995：The Changing Ozone Layer. WMO Report.
- Boucher, O., H. Le Treut, and M. Baker, 1994: Precipitation and radiation modelling in a GCM: Introduction of cloud microphysical processes. (submitted to *J. Geophys. Res.*)
- Browell, E. V., M. A. Fenn, C. F. Butler, W. B. Grant, J. Merrill, R. Newell, J. D. Bradshaw, S. Sandholm, B. Anderson, A. Bandy, A. S. Bachmeier, D. R. Blake, D. D. Davis, G. L. Gregory, B. Heikes, Y. Kondo, S. C. Liu, F. S. Rowland, G. W. Sachse, H. Singh, R. W. Talbot, and D. C. Thornton, 1995：Large-scale air mass characteristics observed over the western Pacific during the summertime. (accepted by *J. Geophys. Res.*)
- Charlson, R.J., J.E. Lovelock, M.D. Andreae, and S.G. Warren, 1987：Oceanic Phytoplankton atmospheric Sulfur, cloud albedo and climate. *Nature*, **326**, 655-661.
- Charlson, R. J., J. Langner, H. Rodhe, C. B. Leovy and S. G. Warren, 1991：Perturbation of the Northern Hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus*, **43A-1**, 152-163.
- Charlson, R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, J. E. Hansen, and D. J. Hofmann, 1992：Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, **255**, 422-430.
- Daniel, J.S., S. Solomon, and D.L. Albritton, 1995: On the evaluation of halocarbon radiative forcing and global warming potential. *J. Geophys. Res.*, **100**, 1271-1286.
- Davis, D. D., J. Crawford, G. Chen, J. Bradshaw, S. Sandholm, G. Sachse, G. Gregory, B. Anderson, J. Barrick, M. Shipman, R. Newell, D. Blake, S. Rowland, Y. Kondo, H. Singh, R. Talbot, B. Heikes, R. Blakeslee, J. Collins, L. Wade and J. Merrill, 1995：An assessment of the photochemical ozone tendency in the western north Pacific as inferred from GTE/PEM-west (A) observations during Fall 1991. (accepted by *J. Geophys. Res.*)
- Duce, R.A., C.K. Unni, B.J. Ray, J.M. Prospero, and J.T. Merrill, 1980：Longrange atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical North Pacific: temporal variability. *Science*, **209**, 1522-1524.
- Fishman, J., 1991：The global consequences of increasing tropospheric ozone concentrations. *Chemosphere*, **22**, 658-695.
- Fitzgerald, J.W., 1991：Marine aerosols-A review. *Atmos. Environ.*, **25A**, 533-545.
- Goody, R. M., and Y. L. Yung, 1989：Atmospheric Radiation. Oxford.
- Gregory, J. M., 1993：Sea level changes under increasing atmospheric CO_2 in a transient coupled ocean-atmosphere GCM experiment. *J. Climate*, **6**, 2247-2262.

- Hadley Centre, 1995 : Modelling Climate Change 1860-2050. The Meteorological Office, U.K.
- Hansen, J. E., D. Johnson, A. Lacis, S. Lebedeff, P. Lee, D. Rind, and G. Russell, 1981 : Climate impacts of increasing carbon dioxide. *Science*, **213**, 957-966.
- Hansen, J. E., A. Lacis, R. Ruedy and M. Sato, 1992 : Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 215-218.
- Hansen, J. E., A. Lacis, R. Ruedy, M. Sato and H. Wilson, 1993 : How sensitive is the world's climate? *National Geographic Research and Exploration*, **9**, 142-158.
- Hauglustaine, D. A., C. Granier, G. P. Brasseur and G. Megie, 1994 : The importance of chemistry in the calculation of radiative forcing on the climate system. *J. Geophys. Res.*, **99**, 1173-1186.
- Hobbs, P.V., 1993 : Aerosol-Cloud-Climate Interactions. Academic Press, Inc. 233pp.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 1990 : Climate Change: The IPCC Scientific Assessment. Houghton, J. T., G. J. Jenkins and J. J. Ephraums, (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 365pp.
- IPCC, 1992 : Climate Change 1992: The Supplementary Report to The IPCC Scientific Assessment. Houghton, J. T., B. A. Callander and S. K. Varney, (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 200pp.
- IPCC, 1994 : Radiative Forcing of Climate Change. The 1994 Report of the Scientific Assessment Working Group of IPCC. (Summary for policy makers). WMO & UNEP, 28pp. (1994年的正式報告已決定在1995年內出版，本篇報告為摘要重點。作者所引用的許多內容為正式報告中所將發表者，目前僅知正式報告將在1995年底以前發表，本文內仍以初稿1994為引用年)
- Isaksen, I.S., 1994 : Dual effects of ozone reduction. *Nature*, **372**, 322-323.
- Kaufman, Y. J., and M. D. Chou, 1993 : Model simulation of the competing climate effects of SO_2 and CO_2 . *J. Climate*, **6**, 1241-1252. 4321
- Kerr, R.A., 1994 : Antarctic Ozone hole fails to recover. *Science*, **266**, p.217.
- Kiehl, J.T., 1991 : Clouds and Climate Change. *EOS*, **72**, 112.
- Kiehl, J. T., and B. P. Briegleb, 1993 : The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing. *Science*, **260**, 311-314.
- Kinnison, D.E., K.E. Grant, P.S. Connell and D.A. Rotman, 1994 : The chemical and radiative effects of the Mt. Pinatubo eruption. *J. Geophys. Res.*, **99**, 25705-25731.
- Jones, A., D. L. Roberts and A. Slingo, 1994 : A climate model study of the indirect radiative forcing by anthropogenic sulphate aerosols. (submitted to *Nature*)
- Langner, J., and H. Rodhe, 1991 : A global three-dimensional model of the tropospheric sulphur cycle. *J. Atmos. Chem.*, **13**, 255-263.
- Liou, K. N., 1980 : An Introduction to Atmospheric Radiation. Academy Press. 392pp.
- Liu, S.C., E.-Y. Hsie, S. Mckeen, and H. Lin, 1993 : Effect of anthropogenic aerosols on the diurnal temperature range. International Conference on Regional Environment and Climate Changes in East Asia. Nov. 30-Dec. 3, 1993, Taipei, Taiwan, R.O.C.
- London, J. and S. C. Liu, 1992 : Long-term tropospheric and lower stratospheric ozone variations from ozonesondes observations. *J. Atmos. Terrestrial Physics*, **5**, 599-625.
- McCormick, M.P., L.W. Thomason, and C.R. Trepte, 1995 : Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption. *Nature*, **373**, 399-404.
- Merrill, J.T., R. Bleck, and L. Avila, 1985 : Modeling atmospheric transport to the Marshall Islands. *J. Geophys. Res.*, **90**, 12927-12936.

- Mohnen, V.A., W. Goldstein, and W.-C. Wang, 1994 : A new challenge: Assessing tropospheric ozone as a climate gas. *Global Change Newsletter*, **19**, 1-3.
- Molnar, G.I., M.K.W. Ko, S. Zhou and N.D. Sze, 1994 : Climatic consequences of observed ozone loss in the 1980s: Relevance to the greenhouse problem. *J. Geophys. Res.*, **99**, 25755-25760.
- Newell, R. E., W. Hu, Z.-X. Wu, Y. Zhu, H. Akimoto, S. Bachmeier, A.R. Bandy, D. C. Thornton, D. R. Blake, F. S. Rowland, J. D. Bradshaw, D. D. Davis, S. Sandholm, W. Brockett, L. DeGreef, D. Lewis, D. McCormick, E. Monitz, E. V. Browell, G. L. Gregory, J. M. Hoell, Jr., G. W. Sachse, M. Shipham, B. Heikes, J. Merrill, K. Kelly, S. C. Liu, Y. Kondo, C.-M. Liu, F. Sakamaki, H. Singh, and R. W. Talbot, 1995 : Atmospheric sampling of super-typhoon Mireille with the NASA DC-8 aircraft on 27 September 1991 during PEM-west. (accepted by *J. Geophys. Res.*)
- Pandis, S.N., L.M. Russell, and J.H. Seinfeld, 1994 : The relationship between DMS flux and CCN concentration in remote marine region. *J. Geophys. Res.*, **99**, 16945-16957.
- Parungo, F., J.F. Boatman, H. Sievering, S.W. Wilkison, and B.B. Hicks, 1994 : Trends in global marine cloudiness and anthropogenic sulfur. *J. Climate*, **7**, 434-440.
- Penner, J. E., J. Austin, D. Cariolle, H. Kelder, A. Kylling, M. Prather, B. Steil, and J. K. Sundet, 1994: Issues relevant to the development of coupled chemistry/climate models. NATO Workshop on Ozone as a Climate Gas, 1994, June 19-23, Lillehammer, Norway.
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982 : Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation / El Nino. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- Ramanathan, V., R. J. Cicerone, H. B. Singh and J. T. Kiehl, 1985 : Trace gas trends and their potential role in climate change. *J. Geophys. Res.*, **90**, 5547-5566.
- Rind, D. and A. Lacis, 1993 : The role of the stratosphere in climate change. *Survey in Geophysics*, **14**, 133-165.
- Seinfeld, T.H., 1986 : Atmospheric Chemistry and Physics of Air Pollution. John Wiley & Sons. Inc., 732pp.
- Taylor, K. E., and J. E. Penner, 1994 : Climate system response to aerosol and greenhouse gases: A model study. (submitted to *Nature*)
- Toumi, R., S. Bekki, and K.S. Low, 1994 : Indirect influence of ozone depletion on climate forcing by clouds. *Nature*, **372**, 348-351.
- Twomey, S.A., 1977 : Atmospheric Aerosols. Elsevier, Amsterdam.
- Twomey, S. A., Piepgrass, M., and Wolfe, T. L., 1984 : An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus*, **36B**, 356-366.
- Wang, W.-C., Y. Z. Zhuang, and R. D. Bojkov, 1993 : Climatic implications of observed changes in ozone vertical distribution in the middle and high latitudes of the Northern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1567-1570.
- Wallington, T.J., W.F. Schneider, D.R. Worsnop, D.J. Nielsen, J. Schested, W.J. Debruyne, and J.A. Shorter, 1994 : The environmental impact of CFC replacements - HFCs and HCFCs. *Environ. Sci. Technol.*, **28**, 320-326A.
- World Meteorological Organization (WMO), 1986 : Atmospheric Ozone 1985. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project. Report No. **16**, Geneva.
- WMO, 1992 : Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1991. WMO Report No. 25.
- WMO, 1994 : The 1994 Scientific Assessment of Ozone Depletion. WMO Report, No. 37.
- Wuebbles, D.J., A.K. Jain, K.O. Patten, and K.E. Grant, 1995 : Sensitivity of direct global warming potentials to key uncertainties. *Climate Change*, **29**, 265-297.

The Uncertainties Associated with the Global Climate Change : The Effects of Tropospheric Ozone and Aerosols

Chung-Ming Liu

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

The paper has first outlined a few uncertainties associated with the quantitative estimation of the future global climate change. The definitions of the radiative forcing and the global warming potential are introduced. Then, the discussions are focused on the effects of tropospheric ozone and aerosols. Generally, the uncertainties associated with the tropospheric ozone are mainly with the uncertain future increasing trend of tropospheric ozone amount, which could be resulted from the atmospheric transport and the complicate photochemical reactions. As to the uncertainties associated with the tropospheric aerosols, there are troubles in determining the size spectra, chemical composition, optical properties, spatial distribution of aerosols, and the cloud physical properties after aerosols turning to be CCNs. In all, research to clear the discussed uncertainties in Taiwan region are proposed.

Key Words : ozone, aerosols, climate change.