



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	熱帯域バイオマス燃焼と対流圏オゾン（IGAC特集）
Author(s)	北, 和之; 藤原, 正智; 小川, 利紘
Citation	地球環境, 2(1), 33-43
Issue Date	1997-08
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/72901
Type	journal article
File Information	02_1-06-1.pdf



熱帯域バイオマス燃焼と対流圏オゾン

北 和之・藤原正智・小川利紘（東京大学大学院理学系研究科地球惑星物理学専攻）

摘 要

対流圏におけるオゾンは、重要な温室効果気体のひとつであり、大気微量成分の光化学反応系において中心的な役割を果たす成分であるとともに、生物に対して直接悪影響を及ぼす物質でもある。従って、対流圏オゾンは成層圏オゾン同様、地球環境問題の中において極めて注目すべき問題のひとつである。対流圏オゾンの量は、中高緯度域における成層圏オゾン層からの下方輸送過程、おもに地表からのオゾン前駆気体の供給とそれに続く大気中での光化学反応系における生成・消滅過程、地表での沈着・消滅過程、という諸過程によって決まっていると考えられている。しかし、時間・空間的に変動が大きくまた人工衛星からの全球観測が困難なことにより、その動態は観測の集中する中緯度工業国地域を含めてまだ十分には把握されていないので、対流圏オゾンの分布とその変動を決定している各プロセスの定量的な理解はこれからの課題である。特に熱帯域は定常観測点が極めて少ないため変動の特徴はよくわかっていないが、近年その重要性が認識されいくつもの観測計画が実施された結果、この地域における対流圏オゾンの動態について理解が進み始めた。熱帯域での対流圏オゾンに関する諸過程のうち、現在最も注目を集めているものはバイオマス燃焼に伴うオゾンの光化学生成である。熱帯林・サバンナにおいて乾季にしばしば生じる大規模な火災に伴って、大量の物質が生物圏から大気圏に供給される。その中に窒素酸化物 (NO_x)、一酸化炭素 (CO)、炭化水素類 (HC_s) などのオゾン前駆気体として知られる物質が含まれており、大気中での光化学反応によりオゾンを生成している。人工衛星観測データからの間接的な対流圏オゾン量推定により、例年乾季末期にあたる8月から10月にかけて赤道付近の大西洋域を中心とする対流圏オゾン量の増大現象が知られている。これはアフリカのサバンナ、アマゾンの熱帯林におけるバイオマス燃焼が原因と考えられており、この現象を対象としていくつもの観測計画が実施されるようになってきた。一方、熱帯東アジア域においてもバイオマス燃焼は起こっており、対流圏オゾン量に変動を与えている可能性がある。インドネシアにおいて、東京大学を中心としたグループが、熱帯東アジア域で初めての系統的オゾン観測を開始した結果、大規模な森林火災に伴い、乾季末期に対流圏オゾン量の増大が生じることがわかった。特に1994年の9～10月には特に大規模な森林火災が起り、インドネシアを中心にかなり広い範囲において対流圏オゾン量が特異的に増大する現象が観測された。

キーワード：オゾン，熱帯，バイオマス燃焼，対流圏光化学，温室効果気体

1. 対流圏オゾンについて

地球大気中のオゾンはその大部分が高度10～40kmに存在し、地表生態系に有害な太陽紫外線を吸収して大気を加熱し中層大気中に安定成層領域＝成層圏を形成する、という役割を果たしており、地球大気環境にとって鍵となる物質のひとつである。一方、対流圏におけるオゾンは、オゾン全量（地上から大気上端までの間にあるオゾン分子の全数）に占める割合はおおよそ10%程度と少なく

紫外線吸収に対する寄与は小さいものの、やはり地球環境に対して重要な役割を果たしている。具体的には、赤外域に強い吸収帯を持つため温室効果気体のひとつとして重要なこと、酸化作用が強いいため特に植物の生育に対し直接悪影響を及ぼすこと、オゾン自身あるいはオゾンの光解離から生成するOHラジカルという形で対流圏における光化学反応過程のほとんどに関与していることが挙げられる。最後の事項に関する具体例として、オゾンが対流圏大気の酸化能力に大きな影響を与え、二酸化

硫黄・窒素酸化物から硫酸・硝酸への化学変化過程に関与していることも挙げられる。

対流圏オゾンの空間分布とその時間変動は、中緯度域での惑星規模大気波動の活動に伴う成層圏からの沈降、地表起源物質 (NO_x 、 CO 、 HC_s) を含む光化学反応系における生成・消滅、地表 (例えば樹冠) 上での沈着・消滅などといった諸過程によって支配されている。しかし現在のところ、各過程の詳細について定量的にはまだよくわかっていない。その最大の原因は、成層圏からのオゾン輸送量、地表からのオゾン前駆気体の放出量など理解の鍵となるパラメーターが時間・空間的に大きく変動し全体の把握が困難であるということにあり、これが対流圏大気化学全体の難しさでもある。そもそも対流圏オゾンの分布とその変動もまだ十分に把握されていない。北半球中緯度域を中心にかかなりの数のオゾン定常観測点があるが、下部成層圏とは異なり対流圏におけるオゾンは地表の影響が大きいため局所的変動が極めて大きく、現在の観測体制では時間的にも空間的にもまだ不十分である。また、人工衛星から大気オゾンの対流圏成分のみを選択的に定量する技術は現時点では確立されていない。以上のような理由により、対流圏は人間の生活圏であるにもかかわらず、そこでのオゾンの動態に関してはまだ理解が不十分であり、今後の地球環境変化を論じる上で大きな問題のひとつとなっている。例えば、人間活動に伴う温室効果気体の放射強制力の変化を見積もる際に、オゾンの寄与は無視できない程度あり考慮しなければならないことはわかっているが、現段階ではその定量的な評価はできていない。

特に熱帯域では、長期間にわたる定常観測点の数が非常に少ないために対流圏オゾンの振る舞いに関する知識はいくつかの集中観測による断片的なものに留まっている。1995年ノーベル化学賞受賞者の P. Crutzen も、昨年のオゾンシンポジウムにおける招待講演を熱帯域のオゾン観測の重要性を強調して締めくくっている。以下、熱帯域の対流圏オゾン化学について、海洋・島嶼部と大陸部とに分けてごく簡単に概観する。熱帯海洋・島嶼部での対流圏オゾンは、ハワイ (マウナ・ロア) などにおけ

る地上観測や船舶・航空機上からの観測等によって研究されている。この領域では一般にオゾン濃度は非常に低く、付近にオゾン生成源はないと考えられるため、オゾン量は中緯度域・大陸域からの高濃度オゾン気塊の輸送と、 OH 、 HO_2 ラジカル、 CO などからなる反応系内でのゆっくりとした消滅とによって決まっていると考えられている (対流圏上部では、雷活動や航空機排気ガスによってオゾンが生成されているかもしれない)。海洋境界層中では、しばしば極めて低濃度のオゾンが観測されており、海洋から放出されるハロゲン化合物などによる消滅反応の重要性が指摘されている。一方、熱帯大陸部においては、気球 (オゾンゾンデ) によるオゾン高度分布の測定を含む種々の地上観測や航空機上からの観測によって研究がなされている。熱帯域では生物活動が極めて活発であり、熱帯林やその土壌は窒素酸化物や炭化水素類などオゾン前駆気体の重要な放出源である。同時に、熱帯林の樹冠部はオゾンの消滅先としてもはたらくと考えられている。それらを示唆する観測はあるが、定量的な議論は現在の所まだ不十分である。大陸部も含め、熱帯域では一般に人為活動に伴うオゾン前駆気体の放出量は小さいと考えられているが、今後は東南アジア域等での産業発達により人為的発生源も重要になってくる可能性がある。上部対流圏においては、雷活動や航空機から放出される NO_x がオゾンを生成する効果が重要であるとされているが、定量的に把握する試みは始まったばかりである。以上のように様々なオゾン生成源があるが、熱帯地域においてオゾンや他の温室効果気体の発生源として最も量的インパクトの大きいものはバイオマス燃焼である。

2. 熱帯におけるバイオマス燃焼と対流圏オゾン

熱帯の多くの地域では雨季・乾季という降水量変動がみられ、乾季末期にはしばしば大規模なバイオマス燃焼が生じていることが知られている。燃焼するバイオマスには、アフリカや北部オーストラリアなどのサバンナ (草原・疎林)、アマゾン川流域やカリマンタン (ボルネオ島) での熱帯低地林、東南アジアを中心とした農業廃棄物 (わ

表1 熱帯各地域におけるバイオマス種類別の燃焼量の見積もり (Andreae¹⁾, Table 1.3より抜粋)

種類 地域	森林 (Tg[dry]/年)	サバンナ (Tg[dry]/年)	薪炭燃料 (Tg[dry]/年)	農業廃棄物 (Tg[dry]/年)	地域総計 (Tg[dry]/年)	地域総計 (Tg[C]/年)
アメリカ	590	770	170	200	1730	780
アフリカ	390	2430	240	160	3210	1450
アジア	280	70	850	990	2190	980
オセアニア	—	420	8	17	445	200
総計	1260	3690	1268	1367	7575	3410

表2 熱帯域でのバイオマス燃焼によって発生する各種物質の量の推定値とそれが全発生量に占める割合の見積もり (Andreae¹⁾, Table 1.6より抜粋)

化学種	バイオマス燃焼 による放出 (Tg/yr)	全放出量 (Tg/yr)	バイオマス燃焼 の占める割合 (%)	全放出量推定値の文献
CO ₂ (燃焼総量)	3500	8700	40	Bolin et al. (1986)
CO ₂ (森林伐採効 果の正味量)	1800	7000	26	Bolin et al. (1986)
CO	350	1100	32	WMO (1995)
メタン	38	380	10	Cicerone and Oremland (1988)
非メタン炭化水素	24	100	24	Ehhalt et al. (1986)
一酸化二窒素	0.8	13	6	Bolle et al. (1986)
NO _x	8.5	40	21	Logan (1983)
アンモニア	5.3	44	12	Andreae et al. (1989)
含硫黄ガス	2.8	150	2	Andreae (1990)
硫化カルボニル	0.09	1.4	6	Khalil and Rasmussen (1984)
塩化メチル	0.51	2.3	22	WMO (1995)
水素	19	75	25	Conrad and Seiler (1986)
オゾン	420	1100	38	Crutzen (1988)
全粒子状物質	104	1530	7	Peterson and Junge (1971)
粒子状有機炭素	69	180	39	Duce (1978)
元素状炭素	19	<22	>86	Turco et al. (1983)

らなど)がある。表1に、Andreaeによる各地域でのバイオマス種類別の燃焼量の見積もりを示す¹⁾。これによると、アフリカのサバンナとアジアの農業廃棄物の占める割合が大きいがわかる。バイオマス燃焼の原因としては、雷等による自然発火の場合もあるが、熱帯林の伐採・開墾に伴うもの、焼き畑など農地の火入れによるものなど人為活動に伴うものがかなりの部分を占めるようである。一部の地域では政策として新規入植者らによる大規模な焼き畑・農地開墾が行なわれているとも言われている。もちろんこのような人為活動に伴うバイオマス燃焼は大気化学の観点のみならず、遺伝子の宝庫である熱帯生態系の消失という点でも重大な問題である。

バイオマス燃焼に伴い大量の各種気体物質が大気中に放出される。その中には、温室効果気体、オゾン前駆気体、酸性気体が含まれており大気環境に大きな影響を与える可能性がある。また、エアロゾル(煤煙など)も大量に放出され、燃焼域の風下に当たる地域に視程劣化等の被害を与えることもある。表2に、Andreaeの見積もりによる熱帯域でのバイオマス燃焼によって発生する各種物質の量とそれが全発生量に占める割合を示す¹⁾。これによると、最も重要な温室効果気体である二酸化炭素については、燃焼による生成全体のうち実に40%がバイオマス燃焼によるものと見積もられている。対流圏オゾンに関しても38%と大きな割合が見積もられており、バイオマス燃焼の重要性がよくわかる。

図1は、バイオマス燃焼によるオゾン生成の流れを模

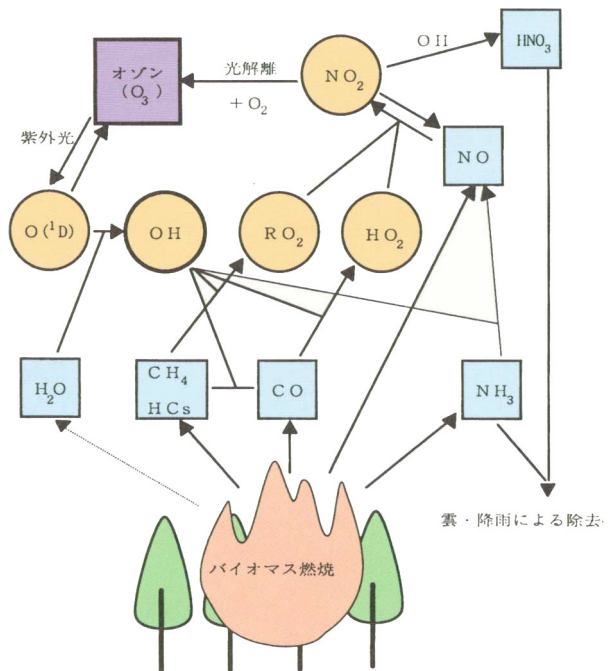


図1 バイオマス燃焼によるオゾン光化学生成の流れの模式図

式的に表したものである。単純化して説明すると、バイオマス燃焼によって放出されたCO、HCsはOHラジカルとの反応で過酸化物(HO₂、RO₂)を生じ、それがやはりバイオマス燃焼で放出される一酸化窒素(NO)と反応し二酸化窒素(NO₂)を作ると、その光解離により酸素原子が生じそれが直ちに酸素分子と結合してオゾンを生じることになる。従って、バイオマス燃焼に伴うオゾ

ン生成量は、CO、HC_s、NO 各物質の放出量(濃度増加)とその比率によって左右される。これらの各大気成分の放出量とその比率は、燃焼するバイオマスの種類、燃焼相、温度、不完全燃焼の度合などによって変化すると考えられ、いろいろな条件下で実際に燃焼実験も行われている。また、オゾンの最終生成量は拡散・上方輸送過程にも大きく影響される。拡散による反応系の濃度低下は反応効率を極めて悪くするため、系全体としてのオゾン生成反応速度が決まる上で拡散の時定数は重要である。また、オゾン生成反応はOH ラジカル量に依存するが、OH 生成効率は紫外線(波長約320nm 以下)量によって大きく変化するため、紫外線量の多い自由対流圏への輸送速度が重要となってくる。重要な輸送過程のひとつに積雲対流が挙げられるが、この過程において一部の水溶性物質が雲粒子中に取り込まれることにより反応経路が変化する効果を考慮する必要があるかもしれない。このようにバイオマス燃焼からのオゾン生成過程には、いくつもの光化学的、力学的諸過程が複雑に絡み合っている。最終的なオゾン生成量を定量的に評価するためには、バイオマス燃焼に伴ってどのような物質がどれだけの量放出されるか観測的に明らかにすること、輸送過程の詳細を解明し各段階における光化学反応の特質を押さえることが不可欠である。その上で、数値シミュレーションの手法なども用いて、このシステムの複雑な振る舞いをオゾン生成・消滅を鍵として理解していくことになる。

自由対流圏に到達したオゾン等の大気物質は比較的高速の上層風に乗って広域に輸送されていく。また熱帯域は対流圏大気成層圏へ侵入する重要な領域として知られており、熱帯対流圏中の物質は成層圏オゾン等へ直接的に影響を与え得る。従って、熱帯におけるバイオマス燃焼は全球的な対流圏化学環境、放射環境(紫外線環境と赤外放射環境)へ重大な影響を与えている可能性がある。

バイオマス燃焼は様々な地域で起こっていることが報告されているが²⁾、対流圏オゾンとの関連で行われた観測的研究の対象地域は、アフリカのサバンナ地域や南米アマゾン域に集中している^{3)~6)}。人工衛星データから推定されたバイオマス燃焼に関連すると考えられるオゾン全量増加域が、この二つの地域にはさまれた赤道大西洋上を中心としている⁷⁾ことなどが、これらの地域の重要性を印象づけてきたと思われる。これまでの研究で、バイオマス燃焼により生じたプリューム(エアロゾル量やCO、CO₂量が同時に増大することで特徴づけられる空気塊)の中で、確かにオゾン量も増大していることが示されてきた。しかしこれまでのところまだ断片的な知識に留まっており、またアジア域やオセアニア域など系統的な観測が開始されたばかりの地域も多い。

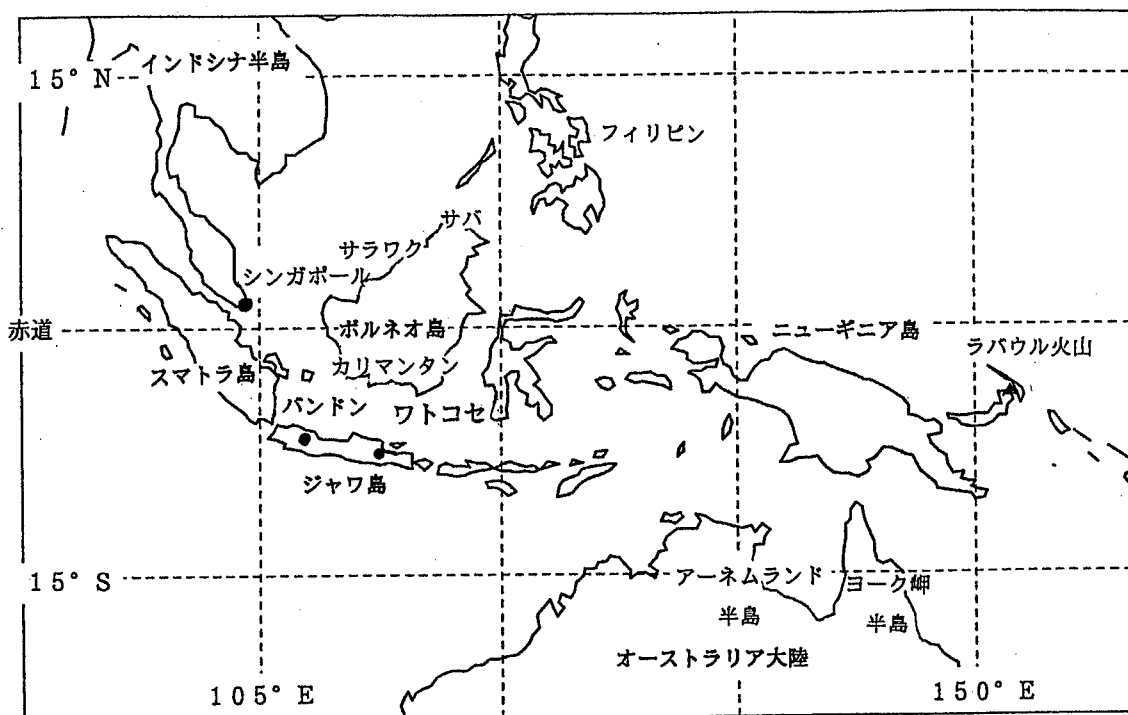


図2 インドネシアを中心とした熱帯東アジア域の地図。東京大学を中心としたグループによるオゾン観測点も示す。

3. 熱帯東アジア域におけるバイオマス燃焼に伴う対流圏オゾン生成

先に熱帯地域として海洋・島嶼部と大陸部を挙げたが、第3の領域として熱帯東アジア地域を詳しく取り上げる。インドネシアを中心とするインドシナ半島からオーストラリア大陸北部の地域は陸地と海とが混在するという他の熱帯地域にはない特徴を持ち“海洋大陸”と呼ばれる(図2)。陸部は熱帯雨林地域の他に、人口の密集を反映した豊かな耕作域と急速な発達をとげつつある都市域とが隣接するという複雑な地表状況にある。気象学的には、複雑な海陸分布を反映して世界で最も積乱雲活動の活発な地域であり、さらに、複雑な海陸風系による日変動、赤道域大気波動、積乱雲群の活動に伴う数日、数十日等の各種変動、アジアモンスーンによる雨季・乾季という季節変動、主に下部成層圏における現象である東西風の準二年振動(QBO)、太平洋のエルニーニョ/南方振動

(ENSO)に伴う積雲活動の4年程度の周期の変動などという中緯度地域とは異なる階層性を持った時空間変動の支配下にある。

3.1 インドネシアにおけるオゾン観測

東京大学とインドネシア航空宇宙庁(LAPAN)および宇宙開発事業団(NASDA)の研究チームは、インドネシア共和国のジャワ島東部に位置するワトコセ観測所(Watukosek; 南緯7.5度、東経112.6度、海拔50m)において、1993年5月から月2回程度の定期的なオゾンゾンデによる高度分布観測を、1993年11月から毎日ブリューワー型分光光度計によるオゾン全量観測を行っている⁸⁾⁹⁾。また、紫外吸光法による地表オゾンの連続観測を同観測所と西ジャワのバンドン(Bandung; 南緯6.9度、東経107.5度、海拔760m)において1986年から、バンドン北方約40kmのチアトル(Ciater)において1994年11月から行っている。これまで地上観測の報告例がない熱帯東アジアにおいて、大気オゾンの季節変動の様子を観測的

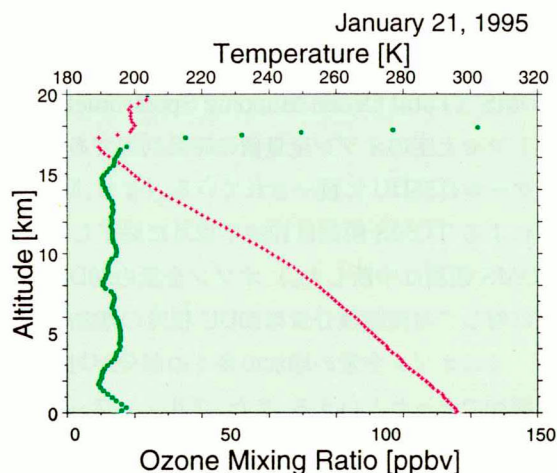
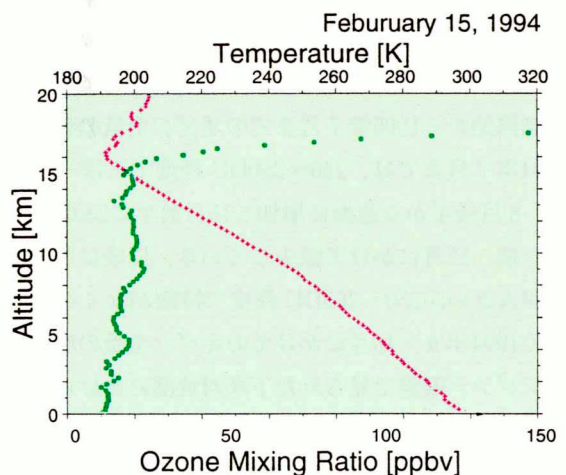


図3 インドネシア、ワトコセにおいてオゾンゾンデで観測された対流圏オゾン混合比(・)および気温(+)の高度分布。対流圏内でオゾン混合比がほぼ一様な値を示す例。(上)1994年2月15日、(下)1995年1月21日

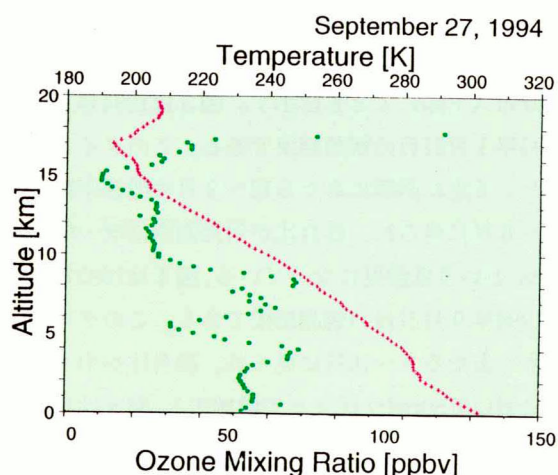
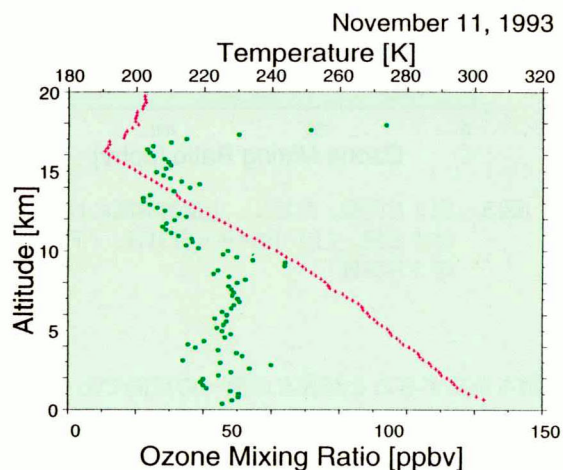


図4 図3と同様、ただし、中・下部対流圏において増加する例。(上)1993年11月11日、(下)1994年9月27日

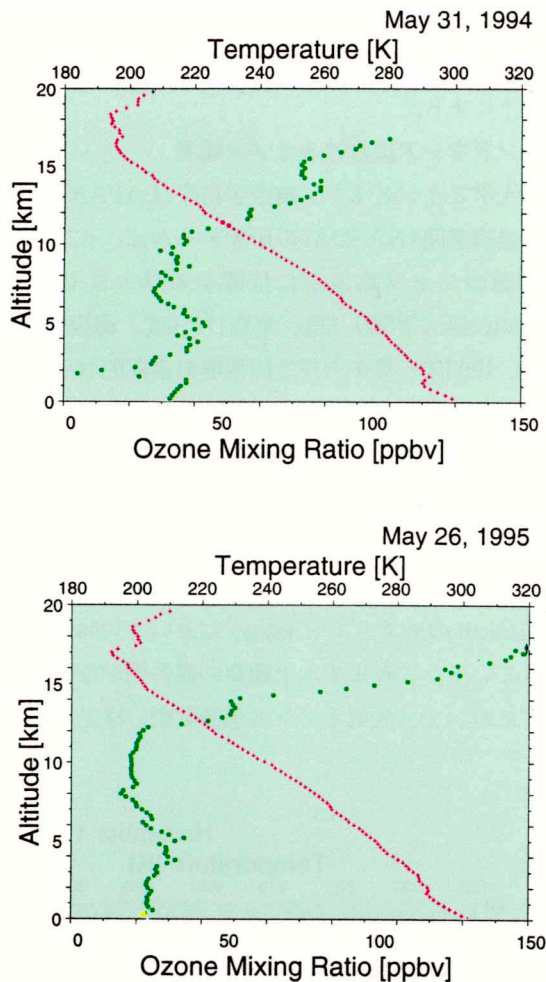


図5 図3と同様、ただし、上部対流圏において増加する例。(上) 1994年5月31日、(下) 1995年5月26日

に明らかにすることが我々の第一の目的であった。

まずオゾンゾンデ観測から明らかになった、この地域での対流圏オゾンの季節変動の特徴を紹介する。対流圏内のオゾン体積混合比の高度分布は3つのタイプに分類することができ、図3～5にそれらの典型例を気温の高度分布(+印)とともに示す。図3は1994年2月15日と1995年1月21日の観測結果である。このタイプは基本構造として主に雨季にあたる12～3月や乾季中期にあたる7～8月に見られ、混合比が対流圏内ほぼ一様に20～30 ppbvという低濃度になっている。図4は1993年11月11日と1994年9月27日の観測結果である。このタイプは乾季後半にあたる9～10月に見られ、混合比が中・下部対流圏において50ppbv程度まで増加する。図5は1994年5月31日と1995年5月26日の観測結果である。このタイプは5～8月に散発的に見られ、混合比が上部対流圏において最大100ppbv程度まで増加しており成層圏と連続的につながっているように見える。乾季後半にあたる9～10月に中・下部対流圏のオゾン混合比が増加する現象は、

この時期に活発となるバイオマス燃焼を原因とするものであると考えられる。特に1994年9～10月の増加が極めて顕著である。一方、上部対流圏には5～8月に散発的に増大するという別の季節変動が現れる。この現象に着目し、1995年5～6月にオゾンゾンデ、気象ゾンデによる集中観測を行った結果、この変動は赤道域での大気波動活動に伴う成層圏—対流圏大気の混合によるものである可能性が高いという知見が得られた。

次にブリューワー型分光光度計によるオゾン全量の観測結果を紹介する。この測定器はオゾンが吸収スペクトル構造をもつ紫外領域の五つの波長での太陽放射強度を測定し、それらの差からオゾン全量を算出するものである。紫外分光法を利用したオゾン全量観測には、1930年代よりドブソン型分光光度計が世界的に使われてきたが、太陽追尾、観測、データ処理までを全て自動化したブリューワー型が1980年代から徐々に普及しつつある。なお、オゾン全量は慣用的にドブソン単位(DU)で表される。1 DU=0.001atm-cmであり、1 atm-cmは0℃、1気圧において底面積1 cm²の気柱が1 cmの厚みを持つことを意味するので、1 DUは底面積1 cm²の鉛直気柱内に2.687×10¹⁶個のオゾン分子を含むことを示す。図6に観測開始から1995年7月までのオゾン全量の変化を示す。1994年7月までは、240～250DU程度でほぼ一定であるが、8月後半から急激に増加し10月前半に280DUまで達した後、12月にかけて減少していき、以後は多少ばらつきが大きい250～265DU程度で特徴がなくなっている。この1994年9～10月にかけてのオゾン全量の増大は、オゾンゾンデ観測で見られた下部対流圏におけるオゾン混合比の増大と対応している。図7は(上)オゾンゾンデ観測データから求めた対流圏(地表～16km)積分量、および観測当日の(中)ブリューワー分光光度計によるオゾン全量値、(下)ロシアの人工衛星Meteor 3号搭載のTOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer)によるワトコセ上空のオゾン全量値の時系列図であり、縦軸のスケールは55DUに統一されている。(なお、Meteor 3衛星によるTOMS観測は1994年12月に終了し、一時的にTOMS観測は中断した。)オゾン全量の30DU程度の増加に対して対流圏積分量は20DU程度の増加を示しており、このオゾン全量の増加の多くの部分が対流圏における増加であったといえる。また、ブリューワーデータ(中)とTOMSデータ(下)はおおむね良い一致を示している。図8にMeteor 3搭載TOMSの全観測期間、1991年8月～1994年12月のワトコセ上空の毎日のオゾン全量値の時系列図を示す。QBOなどに関連すると思われる長い周期の変動成分も強いが、乾季末期にあたる9～10月頃

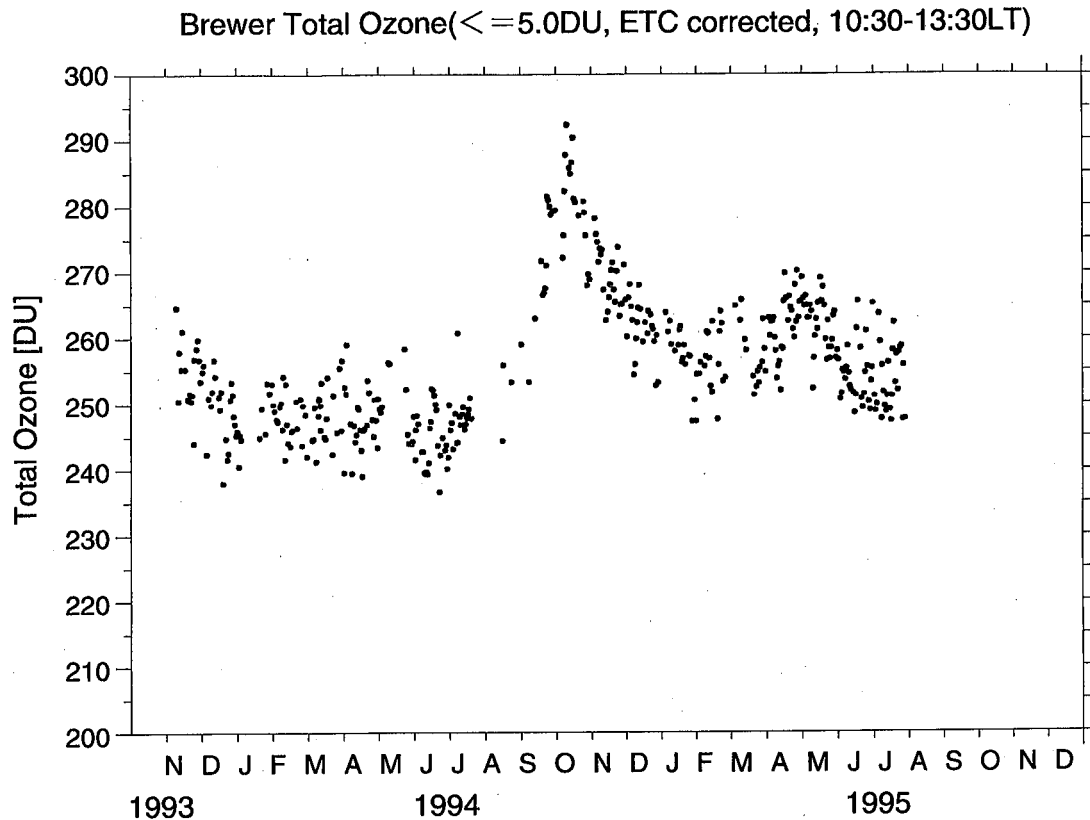


図6 インドネシア、ワトコセにおいてブリューワー型分光光度計により観測されたオゾン全量(日平均値)の時間変化

にはほぼ毎年オゾン全量の増加が見られる。ただし1994年の増加は、その振幅の大きさにおいて際立っている。

3.2 1994年の大規模森林火災とオゾン生成

1994年9～10月にはスマトラ島、カリマンタン(ボルネオ島南部)において、エルニーニョ期にあたり少雨だった1982～1983年¹⁰⁾¹¹⁾に匹敵する極めて活発なバイオマス燃焼(主に森林火災、焼き畑)が起こった。その際に大量に発生した煤煙が近隣諸国の日常生活に大きな影響を与えるため国際問題に発展し、越境汚染に関するASEAN会議が1995年に開かれた。アメリカのNOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)の人工衛星に搭載されたAVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer)による赤外と可視の画像解析および地上観測の結果、バイオマス燃焼はスマトラ島中部南部とボルネオ島カリマンタンにおいて7月に始まり、8月最終週から拡大し、雨が降り始めた11月初めまで活発に続いたことが分かっている¹²⁾。また、マレーシア国内(ボルネオ島サラワク州、サバ州を含む)30ヶ所の気象観測点における視程距離データから、9月下旬から10月初めが最も広範囲にわたって煤煙による視程距離低下が観測されたこと、またそれは風向の変化による火災地域からの移流状況に大きく依存したことも分かっている。なお、この地域における80年代以降は大規模バイ

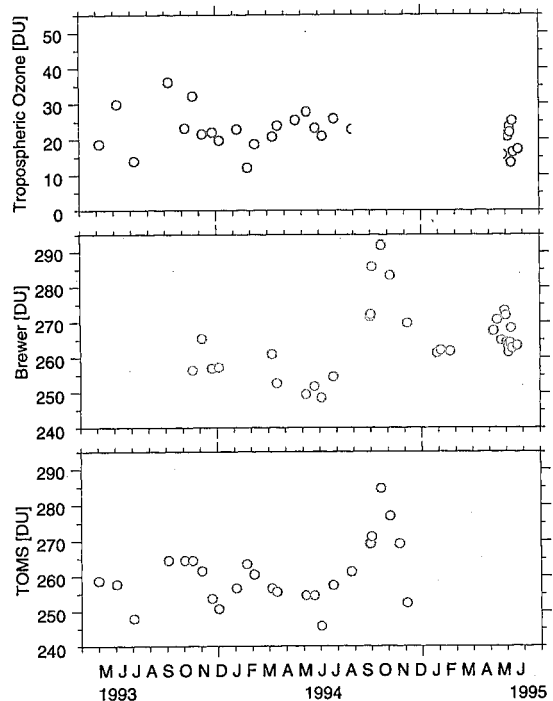


図7 1993年5月～1995年6月の期間に3つの独立した観測から得られたオゾン気柱積分量の時間変化。(上)オゾンゾンデ観測データから求めた対流圏(地表～16km)積分量、およびオゾンゾンデ観測当日の(中)ブリューワー分光光度計によるオゾン全量値、(下)TOMSによるワトコセ上空のオゾン全量値

Meteor-3/TOMS (August 1991-December 1994) at Watukosek

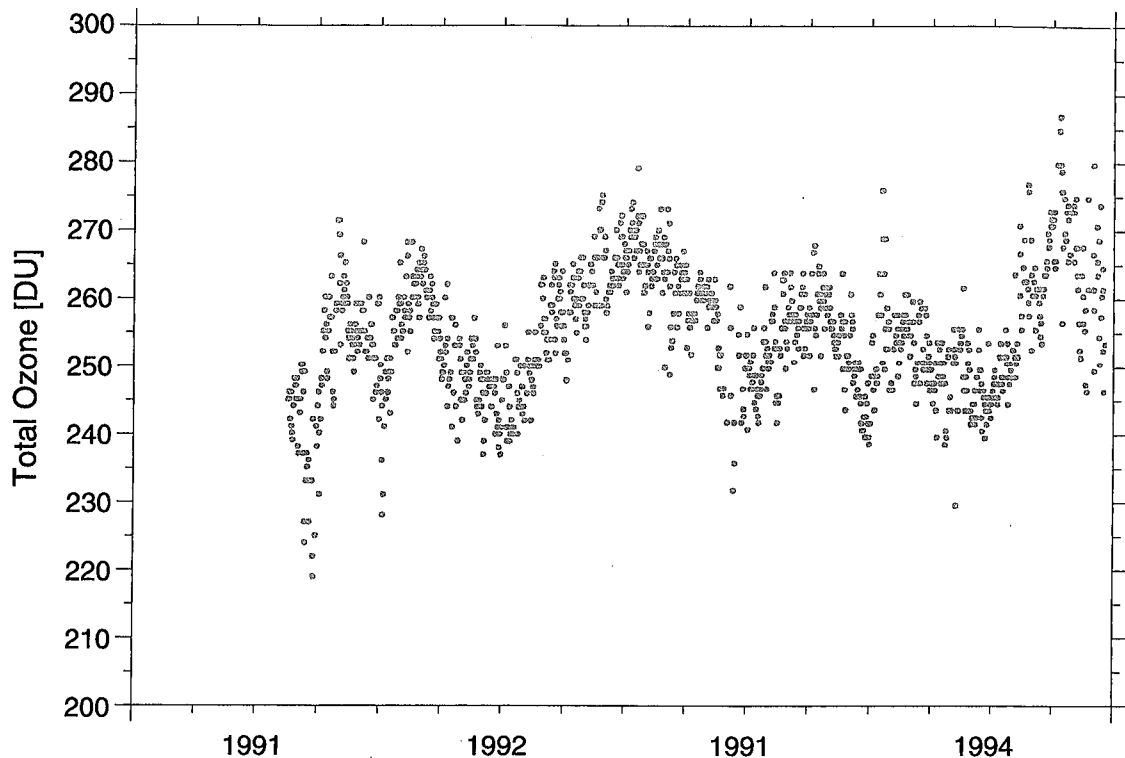


図8 TOMS 観測による1991年8月～1994年12月のワトコセ上空でのオゾン全量値の時間変化

オマス燃焼に伴う大量の煤煙発生は、1983年、94年のほか90年、91年にも報告されており、この地域の降水量の経年変動などと関連していると考えられる。

図9にTOMSデータをもとに作成した、8月後半から11月前半までの半月ごとの熱帯アジア域のオゾン全量分布の時間変化を示す。スマトラ島付近に注目すると、9月以降オゾンの局所的な増大が見られ10月前半期に最大(285DU以上)となった後、徐々に消滅していく様子がよく分かる。図は示さないが11月後半は熱帯アジア地域は赤道付近ではほぼ一様に265DU以下という特徴のない分布に戻っている。ASEAN会議にて報告されたバイオマス燃焼の状況と増加地域の局所性から、この増加がバイオマス燃焼に伴う対流圏オゾンの光化学生成によるものである可能性が極めて高いと考えられる。但し、10月前半には南半球中緯度のオゾン全量の大きい地域からの張り出し(中緯度地域での下部成層圏オゾンの低緯度方向への輸送によると考えられる)が大きく、これがワトコセ上空でのオゾン量にも影響を与えている可能性がある。

なお、オゾン以外の大気成分観測からも、この大規模なバイオマス燃焼の大気への影響を示すデータが得られている。1994年4月と10月の二期に、NASAのスペース

シャトルに搭載されたMAPS(Measurement of Air Pollution from Satellite)によって、対流圏中層のCO濃度の全球分布が測定された¹³⁾。MAPSは天底からの地球放射を観測しガスフィルター相関法を用いてCO濃度を測定する実験で、1981年、84年にも行われている。1994年のデータの初期解析の結果、10月には熱帯東アジア地域、すなわち、インドシナ半島、スマトラ島西方海上、ボルネオ島、ジャワ島、オーストラリア北部の広い範囲に165ppbvを越える高濃度のCOが分布していることが分かった。他にも乾季末期にあたる南半球の、南アメリカ中央部と中央アフリカ西方海上に高濃度域が見られるが、熱帯東アジア地域ほど広域にわたってはいない。その他の地域は中緯度も含め、120ppbv以下である。熱帯の高濃度地域はいずれも乾季末期にあたっており、この高濃度COの起源はバイオマス燃焼による放出であると考えられる。熱帯東アジアにおけるMAPSの結果は、1994年の熱帯東アジアのバイオマス燃焼の規模の大きさを如実に物語っている。

4. まとめと今後の研究

近年の研究から熱帯大陸域におけるバイオマス燃焼が対流圏オゾンの重要な生成源となっていることが明らか

M3/TOMS

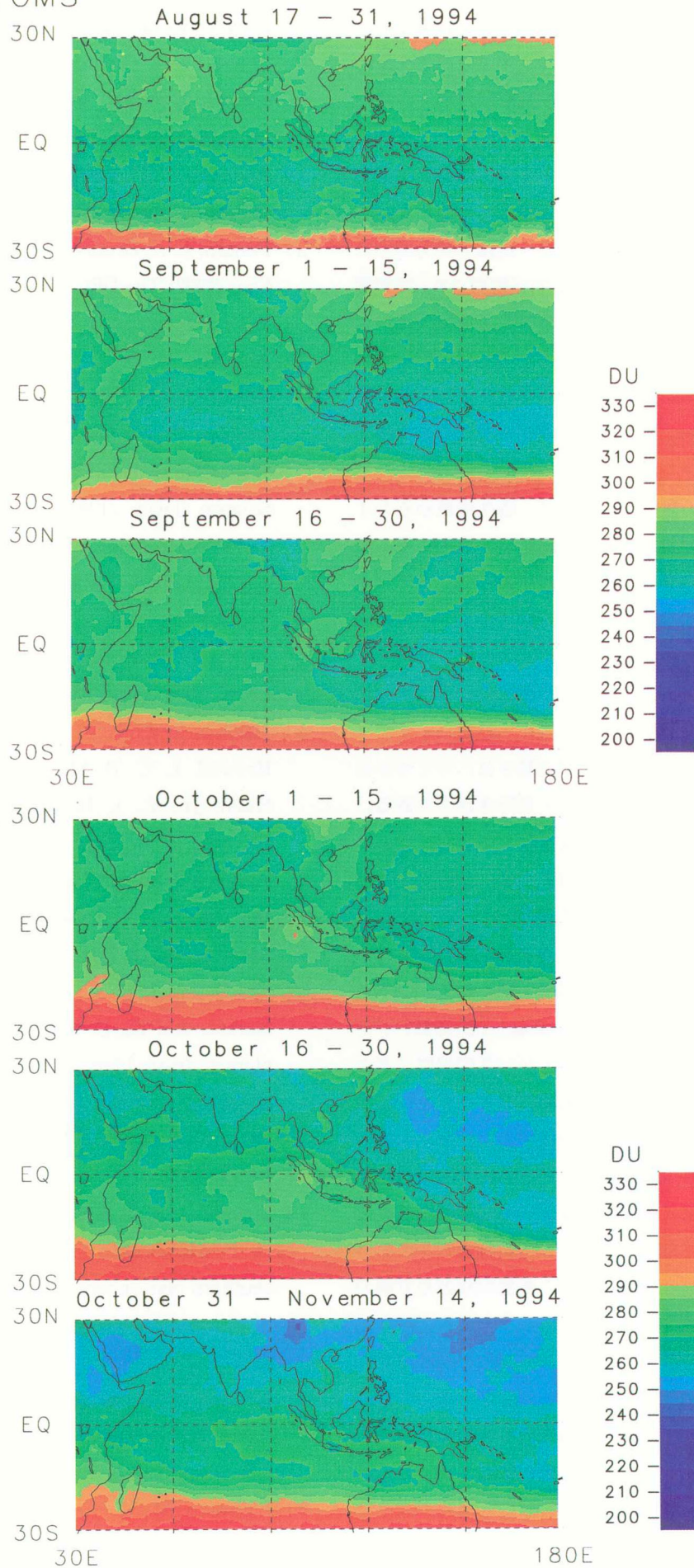


図9 TOMS観測による熱帯アジア域のオゾン全量分布の時間変化。8月後半から11月前半まで、半月毎の平均値を示す。

になってきたが、これまで系統的な観測データがなかった熱帯東アジア域のインドネシアにおいても、東京大学他のグループによる観測によってバイオマス燃焼を原因とすると思われる対流圏オゾンの季節変動が明らかになった。特に、1994年9～10月期にスマトラ島とボルネオ島で起こった例年にない規模のバイオマス燃焼の大気化学環境への影響が、オゾン観測などによって明らかにされた。ワトコセにおけるブリューワー観測で10月前半に280DUにも達するオゾン全量の増加が観測され、同観測所におけるオゾンゾンデ観測からその主な増加領域が対流圏であったことが分かった。さらに TOMS データから、オゾン全量増加はスマトラ島を中心とする領域で起こったことも分かり、増加領域の時間・空間変動の様子が明らかになった。

しかしこれまでの研究においては、各生成源からのオゾン前駆気体の供給量および対流圏オゾン増加に至る諸過程の詳細はまだ完全には理解されておらず、各プロセスを定量的に把握することが次の課題である。そのためには、関与する諸物質の包括的なデータセットを得る大規模な観測キャンペーンの遂行と三次元光化学-力学結合モデルの開発とが必要となる。現在、熱帯バイオマス燃焼の大気化学における重要性が認識され、いくつかの観測キャンペーンが世界的に計画・実行されつつある。日本でも、宇宙開発事業団と東京大学・名古屋大学のグループが中心となり、BIBLE (Biomass Burning and Lightening Experiment) という観測キャンペーンを1998～1999年に計画している。このキャンペーンでは、ジェット航空機にオゾン・NO・NO_y・CO・CO₂・PAN・HC₉・エアロゾルなどの観測装置を搭載し、熱帯東アジア域におけるバイオマス燃焼からのオゾン生成過程、および雷活動に伴う窒素酸化物の生成過程をターゲットに集中的な観測を行い、この地域初の包括的なデータセットを取得する予定である。さらにこの計画の中では、化学組成の観測のみに留まらず、気象データの解析や三次元光化学モデルを用いたデータ解析も行われることになっており、実験・観測と理論・データ解析の双方の立場の研究者が参加して総合的な大気研究が行われる。日本主体の計画であるが、アメリカ、ニュージーランドなど海外の研究者も観測・データ解析に参加している。このような総合観測とモデル計算を有効に組み合わせた研究を世界各地で進めていくことで、今後対流圏オゾンの全球的な動態が定量的に理解されていくものと期待される。

文 献

- 1) Andreae, M. O. (1991) Biomass Burning : Its history, use and distribution and its impact on environmental quality and global climate. In J. S. Levine (ed.), *Global Biomass Burning : Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications*. Massachusetts Institute of Technology, 3-21.
- 2) Andreae, M. O. (1993) Global distribution of fires seen from space. *EOS*, 74, 129 and 135.
- 3) Fontan, J., A. Druilhet, B. Benech, R. Lyra, and B. Cros (1992) The DECAFE experiments : Overview and meteorology. *J. Geophys. Res.*, 97, 6123-6136.
- 4) Andreae, M. O., J. Fishman, M. Garstang, J. G. Goldammer, C. O. Justice, J. S. Levine, R. J. Scholes, B. J. Stokes, A. M. Thompson, B. van Wilgen, and the STARE/TRACE-A/SAFARI-92 Science Team (1994) Biomass burning in the global environment : First results from the IGAC/BIBEX Field Campaign STARE/TRACE-A/SAFARI-92. In R. G. Prinn (ed.), *Global Atmospheric-Biospheric Chemistry*. Plenum Press, New York, 83-102.
- 5) Harriss, R. C., S. C. Wofsy, M. Garstang, E. V. Browell, L. C. B. Molion, R. J. McNeal, J. M. Hoell, Jr., R. J. Bendura, S. M. Beck, R. L. Navarro, J. T. Riley, and R. L. Snell (1988) The Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2A): Dry season 1985. *J. Geophys. Res.*, 93, 1351-1360.
- 6) Andreae, M. O., B. E. Anderson, D. R. Blake, J. D. Bradshaw, J. E. Collins, G. L. Gregory, G. W. Sachse, and M. C. Shipham (1994) Influence of plumes from biomass burning on atmospheric chemistry over the equatorial and tropical South Atlantic during CITE 3. *J. Geophys. Res.*, 99, 12793-12808.
- 7) Ziemke, J. R., S. Chandra, A. M. Thompson, and D. P. McNamara (1996) Zonal asymmetries in southern hemisphere column ozone : Implications of biomass burning. *J. Geophys. Res.*, 101, 14421-14427.
- 8) Komala, N., S. Saraspriya, K. Kita, and T. Ogawa (1996) Tropospheric ozone behavior observed in Indonesia. *Atmos. Environ.*, 30, 1851-1856.
- 9) Fujiwara, M., K. Kita, T. Ogawa, N. Komala, S. Saraspriya, A. Suropto, and T. Sano (1996) Total ozone enhancement in September and October 1994 in Indonesia. (Submitted to *Proc. XVIII*

- Quadrennial Ozone Symposium 1996)
- 10) Malingreau, J. P., G. Stephens, and L. Fellows (1985) Remote sensing of forest fires : Kalimantan and north Borneo in 1982-83. *Ambio*, 14, 314-321.
 - 11) Malingreau, J. P., C. J. Tucker, and N. Laporte (1989) AVHRR for monitoring global tropical deforestation. *Int. J. Remote Sensing*, 10, 855-867.
 - 12) Singapore Meteorological Service (1995) Smoke haze over Singapore, Malaysia, and Indonesia. *WMO Bulletin*, 44, 147-150.
 - 13) Connors, V. S. (1996) Space shuttle views changing carbon monoxide in lower atmosphere. *EOS*, 77, 466-477.