

## 第22回「メソ気象研究会」の報告—メソ対流系と豪雨—

コンピーナー 渡邊 明 (福島大学・教育学部)

## 1. 趣旨説明

近年、降水量の時空間変動が大きく、特に短時間強雨が豪雨災害を誘引する主要因となることが顕在化している。第1図は福島における、約50年間の日降水量10 mm ごとの出現頻度傾向を示したものである。日降水量が40 mm 未満の頻度は明らかに減少しているが、40 mm 以上のは増加傾向を示している。このような短時間降水量の変動は、まさにメソ対流系そのものの盛衰に関連しており、強雨を引き起こすメソ対流系の実態の解明や、予測が重要になっている。

降雨強度の変動は、10分程度の短時間降水の場合、基本的には1つの対流セルの発達高度(体積)、対流内の水蒸気密度などの差異と考えられるが、それよりも長時間になると、積雲の組織化や維持機構が重要になり、水蒸気や熱の空間分布、その再配分機構等の差異が重要になると思われる。

こうした観点から、日本気象学会秋季大会前日の2003年10月14日(火)に福島市福島テルサにて「メソ対流系と豪雨」に関するメソ気象研究会を開催した。今回の研究会では、吉崎正憲氏(気象研究所)はこれまでの戦略的基礎研究の結果をもとに最新観測機器を駆使して観測した豪雨・豪雪の実態を、また村上正隆氏(気象研究所)は航空機を用いた雲力学に関する報告を、さらに加藤輝之氏(気象研究所)は主に数値実験と野外観測の解析と比較して現在のメソモデルの課

題を明らかにした報告を行った。こうして、メソ対流系に関する研究の現在の状況を明らかにすることができた。

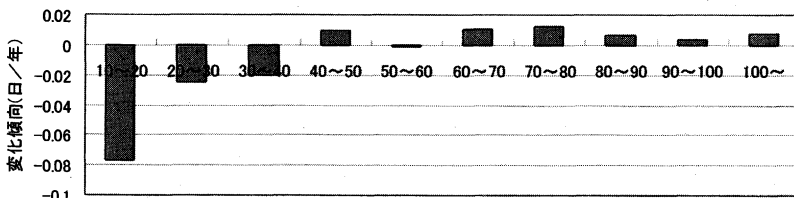
さらに、それぞれ時間スケールの異なる豪雨の具体例として、小林文明氏(防衛大学校)が短時間に急成長した積乱雲による練馬豪雨の実態や都市域での近年の積乱雲発達の実態を、坪木和久氏(名古屋大学地球水循環センター)が積乱雲の線状組織化と長時間停滞に伴う東海豪雨の実態を、また福島大学の私がより長時間降水による南東北・北関東豪雨の実態を報告して、改めて豪雨メカニズムの複雑さを明らかにした。内容の詳細は各自からの報告に委ねるが、メソ対流系の現段階を明らかにすることができたことは、今後のメソ対流系の研究に大いに参考になるものと思われる。

福島という学会会場から離れた会場で開催したにもかかわらず、講師をお引き受け頂いた5名の方々はもとより、参加された多くの会員各位に御礼申し上げます。

## 2. 戦略的創造研究推進事業「メソ対流系」の総括と地上観測

吉崎正憲(気象研究所予報研究部)

1998年10月から5年間の計画で始まったこのプロジェクトももうすぐ終わる。年間1億円規模の大きな予算を使って、梅雨期の東シナ海・九州と冬の日本海を観測対象に、高層ゾンデ、ドップラーレーダー、境界層レーダー、観測船、航空機等を利用した大がかり



第1図 福島における日降水量の出現傾向 (1952年から2000年)。

な野外観測を行った。また非静力学雲解像数値モデル (NHM) による数値実験を行ってその比較も行った。

ここでは、まず地上観測に関して主な参加機関の仕事を足早に紹介した。梅雨期の東シナ海・九州について、名大グループの茂木ほかは、梅雨前線と水蒸気前線の存在、梅雨前線の階層構造、東シナ海から中国大陸にかけての気団構造を明らかにした。気象研の小司ほかは、国土地理院の GPS データを用いて低気圧通過にともなう可降水量の動態を調べた。甌島ラインについては、京大宙空電波・大阪電通大グループの手柴ほかはウィンドプロファイラーやレーダーによる観測データをもとに、環境場である風の鉛直シアの大きさと対流セルの形の違いを調べた。同様に、名大グループの中村ほかは甌島ラインを形成する対流セルがいかに形成されてライン状になるかなどを調べた。また冬の日本海については、名大グループの長谷川ほかは、帯状雲 (JPCZ) の下流側で発達するメソ  $\beta$  スケールの渦列状擾乱の解析を行った。大東ほかは金沢平野の海岸線に沿って停滞した降雪バンドについて陸風の重要性を議論した。清水ほかは、下層の風向に直交するような T モード雲列は風の鉛直シアに平行であってその方向の風上側に対流セルが発生・発達することを示した。また富山大・防災科研・気象研グループの川原ほかは、デュアルドップラーレーダー観測データを用いて降雪バンド内の対流セルの動態を調べた。

次に、全体の総括として、野外観測と NHM の結果を比較した。大きな擾乱 (メソ  $\alpha$  スケール以上の擾乱) で親モデルの領域スケールモデル (気象庁ルーチンモデル) で表現できる擾乱) については、NHM はその内部の降水系を場所、時間、降水強度までほぼ正しく再現した。ところが、親モデルが再現できないような擾乱、例えば、甌島ラインのような地形性降水の小さな擾乱、やってくる風上側に有効な高層観測がないような擾乱、突然発生する擾乱等は NHM でも再現できなかった。こうしたことは考えてみると当たり前のことであるが、野外観測と NHM の結果を定量的に比較したのは初めてであり、こうした比較はこのプロジェクトの最大の成果であったと思っている。

本プロジェクトを大きな事故やトラブルもなく最後まで遂行できたことは研究代表者として大変幸せであったと思う。観測に参加・協力をいただいた研究機関や大学の方々に心より感謝したい。また上記の研究内容は2003年8月に行われた夏の研究集会「メソ対流系」(吉崎正憲編)から主に引用したので、詳しく知り

たい方はそれを見てほしい。

### 3. 戦略航空機観測

村上正隆 (気象研究所物理気象研究部)

梅雨期の九州南西海上と冬期日本海上のメソ擾乱を対象とした、それぞれ 3 シーズン (XBAIU-99, XBAIU-01, XBAIU-02, WMO-01, WMO-02, WMO-03) の集中観測期間中に航空機観測を実施した。使用した航空機は、雲のマイクロ・メソスケール観測のための B200 と G-II、降雨レーダー観測のための B200 (CAMPR)、ドロップゾンデ観測のための Citation-V である。WMO-01 ではロシアの IL-18 による気団変質観測も実施した。本講演では G-II による観測結果を中心に、冬期日本海上に発生した帯状降雪雲および小低気圧の構造と形成・維持機構、気団変質過程、梅雨前線上に発生した帯状降水雲の構造と形成・維持機構に関して報告した。

WMO-01, WMO-02, WMO-03 の 3 シーズン中に、日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) に伴う帯状降雪雲を合計 7 回観測した。収束する 2 つの気団の温度コントラストに関しては、6 例で南西側が高く、北東側で低くなっていた。唯一の例外は 2002 年 2 月 11 日のケースで、朝鮮半島から寒気が張り出してくるタイミングで西側が低温となっていた。帯状降雪雲の北東 (北) 側には、2 種類の T モードの雲 (赤外画像で見える上層の T モードの層状雲と可視画像で見える中・下層の T モードの対流雲) が頻繁に出現し、その形成過程は雲上部における南西風の強化と密接な関係があることが示唆された。JPCZ に伴う帯状降雪雲ではほとんどの場合、発達した対流雲の北東側に雲の上部で南西風の強化が見られ、結果的に雲底—雲頂間のシアベクトルもほぼ同じ方向となる。発達した対流雲からのアンビル状の雲は強い南西風に流され、その走向は南西—北東となる。一方、中・下層の T モードの雲の成因としては 2 通り考えられる。1 つは浅井 (1972) の線形理論で説明されるようなシアベクトルに沿ったロール状対流という解釈である。もう 1 つは, Fujiyoshi *et al.* (1998) が示唆している上空から降ってくる降雪粒子との相互作用で走向が決まるという解釈である。ここに示した観測結果だけではどちらのメカニズムが働いているのか結論できないが、もう 1 つ興味深いことは、中・下層の T モードの雲は北東側が先細りになっていることが多いことである。今後、雲物理過程を陽に取り扱った非静力学モデルによる研究が望まれる。

2001年1月27日に富山湾沖で観測された小低気圧の鉛直スケールは約3 km, 水平スケール100~200 kmであった。低気圧性循環は下層ほど顕著であった。暖気核 (warm core) は850 hPa 付近でもっとも顕著で、周囲との温度差は2~3°Cであった。南岸低気圧に伴う循環の一部分と地形の効果により富山湾沖に逆向きトラフあるいは弱い閉じた循環が形成され、700 hPa の低圧部とカップリングすることによって小低気圧が顕在化したものと思われる。暖気核付近が平均的には弱い上昇流となっているため、低気圧性循環による暖気の巻き込みや凝結過程に伴う非断熱加熱によって暖気核は形成されたと考えられる。小低気圧の循環に伴って生成された excess vapor の大部分は、南岸低気圧に伴う上層雲から natural seeding された氷晶の昇華凝結成長に消費されたため、雲水域は下層の限定された部分にのみ存在し、雲水量も最大で $0.1\sim 0.2\text{ gm}^{-3}$ と比較的低濃度であった。雲システム全体からみると、雲粒捕捉成長は副次的であった。

冬型気圧配置の終盤に、航空機観測により対流混合層の発達とそこにおける層積雲の形成過程を調べた。浅い層積雲は、緩やかに組織化された筋雲で、その走向は雲層の平均風向にほぼ沿っており、副次的な走向は進行方向の左に約50度ずれていた。約250 kmの距離を吹走する間に、海面からの熱と水蒸気フラックスにより混合層全体が2.5 K,  $0.3\text{ gkg}^{-1}$ 加熱・加湿されると同時に混合層の厚さも0.4 km増加することが示された。積分雲水量も風下に行くにつれて徐々に増加したが、ほとんどの場所で断熱凝結量よりかなり小さな値であった。3.5°Cの雲頂温度の低下に伴って氷晶・雪粒子の濃度が増加し、これらによる雲水の消費が混合層内における凝結量の増加を相殺していた。海面からの熱フラックスは $100\sim 130\text{ Wm}^{-2}$ 、水蒸気フラックスは $150\sim 250\text{ Wm}^{-2}$ であった。雲内では降水強度(氷水フラックス)は海面からの水蒸気フラックスの1/2程度であるが、雲底下の低湿層で急速に昇華蒸発するため海面に到達するのは海面からの水蒸気フラックスの1割程度で、海面からの熱と水蒸気フラックスはほとんどが混合層の発達と層積雲中の雲粒子の増加に使われていた。

2002年6月22日に観測された梅雨前線に伴う降水帯は、南側から最下層1.5 kmの高温高湿な強い西~西南西の気流と北側から中・上層の相対的に低温低湿な北西気流が流れ込むことによって対流不安定な成層が持続していた。最下層では南側からの暖湿な空気塊から

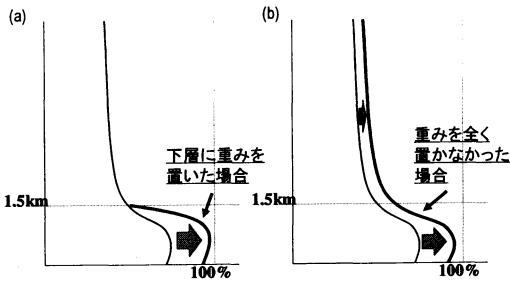
なる強い西または西南西の気流と北側からの冷たい北または東の気流の収束により、暖湿で対流不安定な南側の空気塊が持ち上げられることによって対流不安定が解放され、高度14 kmに達する対流雲が発達し、降水帯が形成されていた。600 hPaより下層で収束、それより上方で発散場となっていた。水蒸気発散場も空気の質量発散場と類似しており、鉛直方向に積分すると領域平均で $1\sim 2\text{ mmhr}^{-1}$ の降水に対応する水蒸気収束があった。発達した対流雲の中心部では $10\text{ ms}^{-1}$ 近い上昇流で水物質が吹き上げられ、雲頂付近に最大濃度 $1000\text{ L}^{-1}$ 、氷水量 $0.3\text{ gm}^{-3}$ の高濃度の氷晶が広がっていた。これらの氷晶が、0°C高度より上方では氷晶過程(大部分の層状性の部分では昇華凝結成長、対流性の部分では雲粒捕捉成長が卓越)により、0°C高度より下方では雪粒子の融解によって生成された雨滴の雲粒捕捉によって降水を形成していた。

#### 4. 数値実験と解析

加藤輝之 (気象研究所)

戦略的基礎研究「メソ対流系」で行われた特別観測6回の中で観測されたメソ対流系に対し、これまでに10事例について数値実験がなされてきた。その中の3事例については既に第19回、第21回メソ研究会で報告されている。今回は今後の数値実験の問題点も踏まえ、2001年6月23日南九州で線状の強い降水が観測されたが、その降水をX-BAIU-01を支援するために1日2回実行していた非静力学モデル(NHM)で予報することが出来なかった原因についての研究について報告した(詳細についてはKato *et al.*, 2003を参照)。豪雨が観測される前、NASAのQuik-SCATデータからリトリブされた海上風をみると九州の南西海上に風の収束が存在し、NHMの初期場にも解析されていた。エアロゾンで観測された下層大気は相当湿っていたが、NHMで予想されたものはかなり乾燥していた。この下層の湿りの存在はTRMMによる可降水量でも確かめることができたことから、初期場の下層大気は実際よりかなり乾燥していたことがNHMの豪雨予測失敗の原因だと考えられる。

この推論について、観測に合うようにNHMの下層大気を湿らせる方法(MOD)とTRMMによる可降水量を4次元変分法で初期値に組み込んだ方法(4DV)で確かめてみた。MODについては線状の降水をうまく再現することが出来た。4DVでは予想された降水が豪雨を予報できるほど強くなく、その原因は可降水量



第2図 第1推定値の可降水量より観測値の方が大きい場合、その観測値を4次元変分法で初期値に組み込む時の比湿の鉛直プロファイルの与え方。(a)下層に重みを置いた場合。(b)重みを全く置かなかった場合。

を用いるだけでは正確に水蒸気の鉛直プロファイルを再現できなかったことにあった。第2図bに示すように、4次元変分法では通常重みを全く置かないので、下層に重点的に水蒸気を配分することができない。第2図aのように、下層に重みを置き、重点的に下層に水蒸気を配分することはできるがこの方法を全季節・全領域に適用することは非現実的である。風や温度といった力学場で結び付いている物理量は4次元データ同化で効率的に初期値に取り込むことができる。その一方、水蒸気は他の物理量に対し独立であり、衛星データを使ったデータ同化も必ずしもうまくいくとは限らず、さらに豪雨を引き起こす高比湿気塊は観測が少ない海上から流入するので、水蒸気場の初期値解析の向上は期待されているものの多くの課題が残されている。

## 5. 東海豪雨

坪木和久(名古屋大学地球水循環研究センター)

2000年9月11日から12日にかけて東海地方で、これまでの記録にないほどの強い集中豪雨が発生した。24時間の総降水量は500 mmを越えるところが多く、これは年平均降水量の約3分の1である。この豪雨により洪水など大規模な災害が発生した。ここではこの豪雨について、豪雨をもたらした降水システムの構造を調べ、豪雨のメカニズムを考察したものについて報告した。豪雨をもたらした降水システムは南北にのびる降雨帯であった。降雨帯は1つ目が伊勢湾上にでき、それが衰退するとともに、その東側の知多半島から名古屋を通過して2つ目が形成された。2つ目が形成されたとき西からこれに合流する降水システムがいくつか

あり、それとともに降水の強化が起った。降水システムが持続していたときにはその東側に東風成分を持った下層風が顕著に維持されていた。これらのことから南東風の下層収束が持続することで、降雨帯が停滞、維持され、その降雨帯に西から背の高い降水システムが合流することで、豪雨が発生したと考えられた。強い降水の形成は、上空の雲からの種まき効果により、下にある潤沢な雲水が効率よく降水に変換されることにより起ったことが示唆された。このように降水システムを停滞させるような大気場があり、それに雲の効率よい降水過程の両方が同時にはたらいたことにより、今回の豪雨が発生したと考えられる。このような豪雨はメソスケールの現象であるので、その予測は非常に難しい。しかしながら災害対策や避難のためには、1時間から数時間前の予測が正確に出されることが必要である。こうした予測のためには、ドップラーレーダーなどを用いた実時間予測や雲解像モデルを用いた短時間予測が今後の課題になると思われる。もう1つの問題は情報伝達の方法である。多くの人に迅速に情報を伝達するのは非常に困難である。しかしながら最近携帯電話とインターネットの発達により、これらを有効に利用すれば、これまで考えられなかったほど迅速で正確な情報伝達ができることが期待される。重要なことはそのシステムを構築することである。

## 6. 南東北・北関東豪雨

渡邊 明(福島大学・教育学部)

福島県西白河郡大信村において、1998年8月26日から31日の6日間での降水が年降水量を越える1256 mm、この間の豪雨域での日最大降水量が607 mm、1時間降水量の最大が90 mmとなる豪雨が発生した。tapering echoは栃木県北西部で発生し、それぞれのエコーは北東に移動しつつ福島県との県境付近で最も発達して豪雨をもたらした。この豪雨の特徴は、このエコーが栃木県北西部で長時間発生し続け、同じ形状で長時間維持されたことである。この維持機構として重要なのは、南風による暖湿空気の持続的な流入であり、これを支えたのが本州南岸の台風の停滞と南海上の海水面の異常高温であると考えられる。このため館野では高度1.5 km以下で $23 \text{ gkg}^{-1}$ 以上の混合比が長時間観測され、豪雨域での下層での水蒸気移流も $2 \text{ gkg}^{-1} \cdot \text{hr}$ と大きかった。このため成層状態も500 m程度の持ち上げ凝結高度で13 km程度まで対流不安定になる状態が持続した。同じ所で対流が持続すれば上層が潜熱

で加熱され、対流不安定が解消する方向に働くが、600 hPa から350 hPa 付近には相対的に冷氣・乾気移流が卓越し、対流不安定が長時間持続するシステムも作られていた。直接の原因となった tapering echo は、南風卓越時の降水システムとしてレーダーエコーの平均場でも確認されるもので、特殊な降水システムではない。tapering echo の中心付近の地上では、南風出現時に tapering echo に沿うように南西から北東に約200 km に及ぶ収束線が解析され、CReSS を用いた数値実験でも1 km 以下の収束域の形成に地形が大きく寄与していることが分かった。年降水量を超えるこの豪雨のシステムは、基本的に1.5 km 以下の層での水蒸気移流の大きさが対流不安定を形成し、中層での冷氣・乾気移流がこれを持続する役割をしていたと考えられる。

## 7. 練馬豪雨と東京都心周辺における積乱雲の発生特性

小林文明 (防衛大学校)

1999年7月21日15時すぎから南関東では雷雲が発達を始め、練馬では16時13分までの1時間に東京都の雨量計で131 mm を記録し、浸水により死者も出た。現在でも本事例は“都市型豪雨”あるいは“都市型水害”の典型例として記憶に新しい。当日、約50 km 離れた防大ドップラーレーダーサイトでは、レーダーに同期して雲の撮影も行っており、15時15分ごろから練馬上空で次々と積乱雲が発生し、爆発的に成長する様子を観測した。この積乱雲の上昇流はビデオ画像から推測すると $30 \text{ ms}^{-1}$ にも達し、わずかに10分足らずで高度17 km を超えた。最も発達した練馬上空のレーダーエコーセルは最大反射強度が50 dBZ を超え、エコー頂は17 km に達した。積乱雲発生から1時間後にはエコー内でひとつの循環系が形成され、強エコー域が前方に傾きスーパーセル的な様相を呈した。一方エコー全体はライン状に組織化されエコーシステムは南へ伝播を始めた。10分間降水量でみると、練馬では20 mm の豪雨が50分間継続したのに対し、南の世田谷では20 mm の降水は10分のみと一過性であった。すなわち、このシステムは単純なライン状のマルチセルではなく、練馬上空の積乱雲エコーが最も発達し、エコーが停滞したことにより降水や落雷が局地的に集中したといえる。換言すれば、練馬豪雨は積乱雲の組織化の過程と理解される。

練馬豪雨の成因は雷分類でいえば、熱雷に対応する。

メソスケールの発生条件としては、地上付近の3方向からの風の収束により南北方向の風のシア(前線)が顕在化したことから、“メソスケールの熱界雷”と呼べるかもしれない。そこで、東京都心周辺における熱雷(積乱雲)の発生を、1999年、2000年のそれぞれ7、8月2か月間のレーダー観測データをもとに、レーダーレンジ内(東京、神奈川、千葉南部)で発生した積乱雲(熱雷時の28 dBZ 以上の対流性エコーを対象)の初期エコー(ファーストレーダーエコー;積乱雲の芽)を検出して議論した。解析対象とした計350個のファーストエコーの発生場所をみると、丹沢山系や房総半島・奥多摩の山岳域に集中していたが、都心周辺の平野部でも発生していた。ファーストエコーの発生時刻は、11~17JST に大部分が発生した。午後の早い時間に房総半島、丹沢山系、その後多摩や都心周辺の平野で発生し、夕方頃東京湾、相模湾で発生するという特徴が認められた。都心周辺のファーストエコーも一部を除けば午後に限定されていた。ファーストエコーの内、エコー頂高度が10 km 以上に達したものを、“発達したエコー”と定義すると、約1割が発達したエコーの範疇に入った。発達したエコーは各地域で発生が認められたが、平野部や海上で発生するファーストエコーは絶対数が少ないために発達する割合が高いことになる。平野部での“発達”は12~15JST であり、夕方積乱雲の発達がみられる北関東と異なっている。また、ファーストエコーの発生高度は、丹沢山系等の山岳域周辺ではほとんどが高度2 km と低いものに対して、平野部では4~5 km であった。高度2 km のファーストエコーのうち“発達したエコー”は5%にとどまったが、高度5 km では35%が“発達”した。これは平野部における積乱雲の発生メカニズムが、山岳の斜面上昇による積乱雲とは異なっており、より強い上昇流を有していたことを示唆している。さらに、“発達したエコー”のその後を追うと、最大エコー面積が500 km<sup>2</sup>未満のグループと1000 km<sup>2</sup>を超えるような“巨大積乱雲”にまで発達したグループに大別されることがわかった。巨大積乱雲は面積だけでなく、寿命も4~5時間を有し、発達率も30分足らずで急成長した。すなわち、“発達する積乱雲”の中で“巨大積乱雲”にまで成長する場合は急速に成長し長続き(組織化)することが特徴といえる。ファーストエコーが巨大積乱雲に成長する割合は丹沢では約1%程度なのに対して、都心周辺では約10%に達した。すなわち、都心周辺では一度積乱雲が発生すると発達しやすいと言える。

## 参 考 文 献

Asai, T., 1972: Thermal instability of a shear flow turning the direction with height, J. Meteor. Soc. Japan, 50, 526-532.

Fujiyoshi, Y., N. Yoshimoto and T. Takeda, 1982: A dual Doppler radar study of longitudinal-mode snowbands. Part I: A three dimensional kinematic structure of meso-gamma-scale

convective cloud systems within a longitudinal-mode snowband, Mon. Wea. Rev., 126, 72-91.

Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU-99 Observation group, 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01—Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations—, J. Meteor. Soc. Japan, 81, 993-1013.



## 研究員（独立行政法人国立環境研究所）公募のお知らせ

公募人員：研究員1名。

所 属：大気圏環境研究領域大気反応研究室または大気物理研究室

内 容：大陸規模大気汚染や対流圏大気質変動の把握とその気候への影響に関し、特に数値モデルの開発、数値モデルを活用したデータ解析・プロセス解明、並びに将来予測の研究を行う。

資 格：上記の研究に意欲を持って取り組む事、着任時に博士号を有する事、おおむね35歳以下の者。

着任時期：平成16年4月1日以降の出来るだけ早い時期、任期付研究員として採用の場合の任期は5年間。

提出書類：①履歴書(写真添付、E-mail アドレスを記載のこと)、②研究業績リスト(原著論文、著書、解説、口頭発表別)、③主要論文(5編以内)別刷(コピー可)、④これまでの研

究概要(2,000字程度)、⑤今後の研究の抱負(4,000字程度)、⑥所見を求め得る方2名の氏名と連絡先、⑦返信用はがき(書類受理通知用、宛名記載)。封筒に朱書で「大気圏環境研究領域応募書類」と明記の事。

応募締切：平成16年2月20日(金)

書類送付先：305-8506 つくば市小野川16-2

独立行政法人国立環境研究所総務課  
人事係長 大竹 敦

問合せ先：大気圏環境研究領域

中根英昭 Tel: 029-850-2491,

E-mail: nakane@nies.go.jp

畠山史郎 Tel: 029-850-2502,

E-mail: hatashir@nies.go.jp

詳細についてはホームページ

(<http://www.nies.go.jp/osirase/saiyo/2004/atmos0107.html>)を参照の事。