

B・4 シベリア凍土地帯における温暖化フィードバックの評価に関する研究

(3)シベリアにおける温暖化検出手法に関する研究

①シベリアにおける気候変動と物質輸送モデルに関する研究

研究代表者 国立環境研究所 井上 元

環境庁 国立環境研究所

地球環境研究グループ	温暖化現象解明研究チーム	マクシュートフ、ソローキン
大気圏環境部		井上元
(委託先)	筑波大学	安成哲三

平成6-8年度合計予算額	20,282千円
(平成7年度予算額)	7,056千円)

[要旨]

二酸化炭素などの増加は放射冷却を抑制する方向に働き、その結果として温暖化がおこると考えられている。したがって温暖化は、放射冷却の効果が気温を決めるのに大きく寄与している高緯度の内陸で、最も顕著に現れると考えられている。ここではシベリアにおける熱、水、温室効果気体の循環を理解し、それが二酸化炭素の増加した環境でどのように変化するかを予測するための基礎的研究をおこなった。95年度は湿原での顕熱、潜熱、放射伝達、地温上昇などの観測から熱収支を評価した。また、気球や温度プロファイラーを用いて接地逆転層の構造を測定し夜間の水蒸気やメタンなどの蓄積、昼間の垂直輸送などを測定した。

[キーワード]

シベリア、気候変動、熱・物質循環

1.序 二酸化炭素をはじめとする温室効果ガスの増加により地球温暖化が起こることは間違い無いが、気候変動は場所によって異なった現れ方を示す。どの気候変動モデルでも高緯度地帯で最も顕著に温暖化が進行すると予想されており、気候変動はシベリアなど凍土地帯で最も早期に、鋭敏に検出されると考えられる。1960-75年の季節別平均気温を元に1975-90の気温がどう変化したかを調べた結果を図1に示す。冬季(12-2月)は西シベリア南部アルタイ、北極海に面したチクシ、アラスカからカナダロッキーにかけて1.0℃~1.5℃上昇している。春季(3-5月)は東シベリア全域とアラスカ・カナダ北東部の気温が0.75~1.25℃高くなっている。夏季(6-8月)は西シベリア南西部が0.5~0.75℃、秋季(9-11月)は西シベリア全体が0.5~0.75℃上昇している。これに対して北大西洋や北太平洋は0.75℃低

温化している。

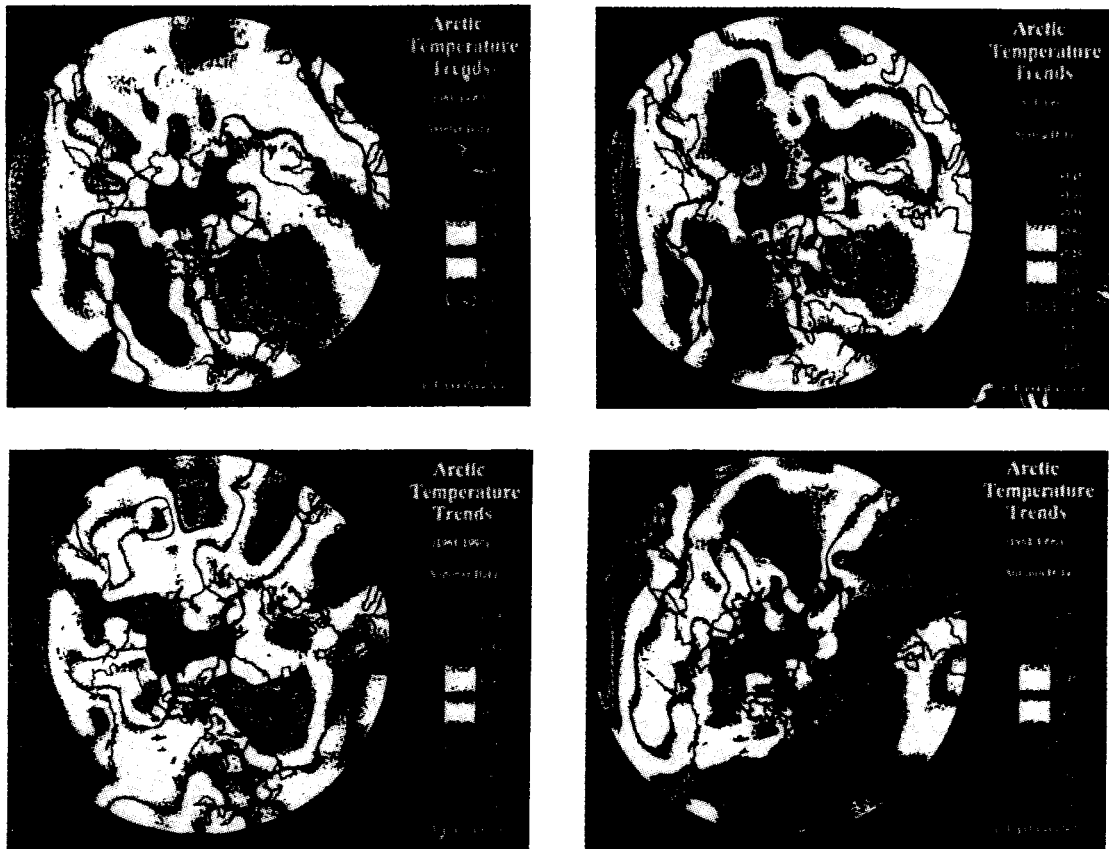


図1. 1950-75年の季節別平均気温を基準に1975-90年の変化量を地球規模で整理したもの (BAHC)

他方、シベリアではないが、同様な温暖化が進行しているアラスカで1950年から凍土の夏期の融解深度を長期に観測した例を図2にしめす。融解深度はその年の気温や日照により変動し、その幅は10cmもある。しかし、全体としては融解深度は増加傾向にあり、この45年間に2cm深くなっている。

冬季や春季の気温上昇は結氷期間の短縮となり、また、凍土の融解深度が増加し、寒帯や北極域のメタン発生が現在よりも増えることが予想される。降雨については気候変動モデルの予想はまだ不確定性が大きい。降雨の減少は北極海に流れ込む淡水の減少を引き起こし、流氷の減少⇒アルベドの低下をもたらす。シベリアでは、このような正のフィードバックが起こることが予想され、その影響は大きい。現在、ロシアでは気象観測はなされているものの、極域など一部を除いて一般には人の居住地域のみであり、必ずしも気候変動や気象一般を理解するに十分なデータがない。また、熱収支などの測定が為されておらず、水、熱循環機構を理解するための重要な測定が欠落している。実測と気象観測のデータベースを用いて、二酸化炭素やメタンなど大気微量成分や水蒸気、熱の循環を理解することは、現在の変動を検知したり、将来の変動を予測する上で必要不可欠である。

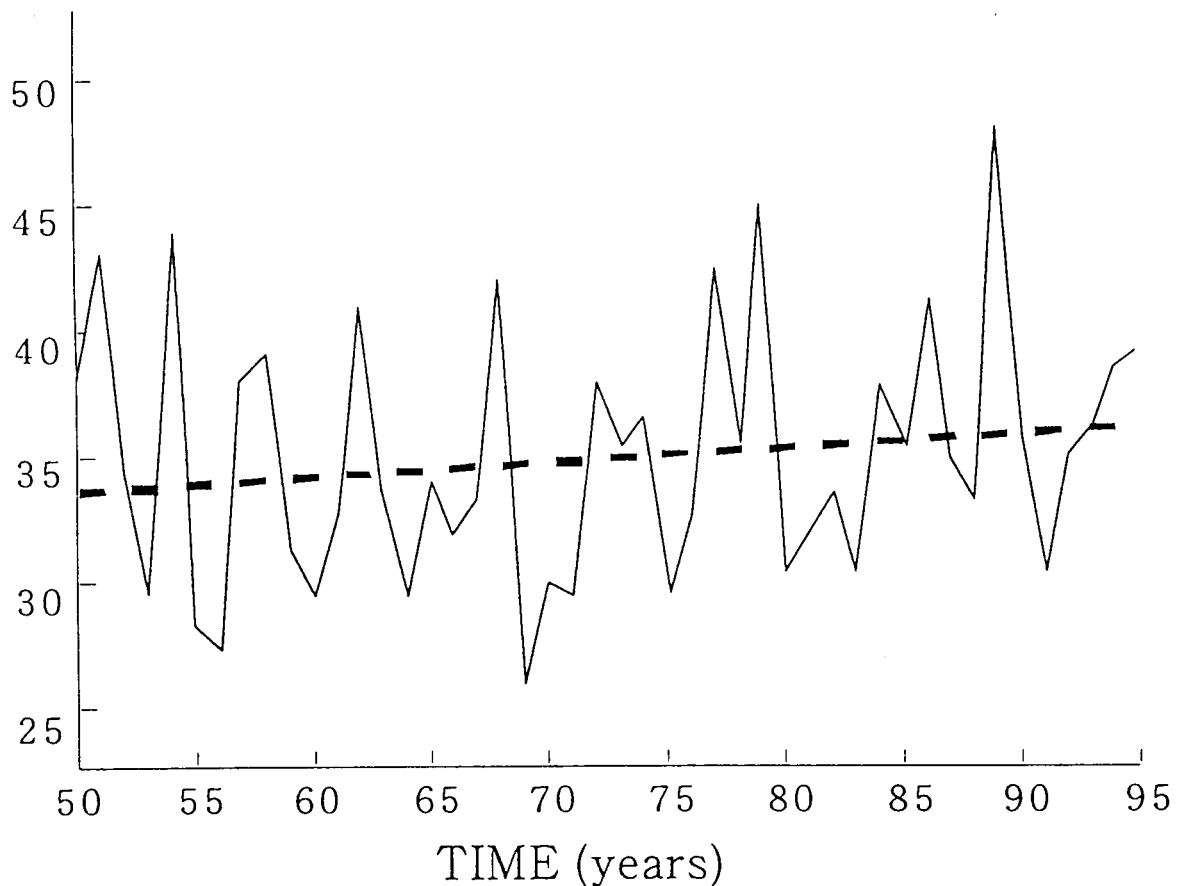


図2. アラスカ・フェアバンクスにおける凍土の融解深度の年変動 (Romanovsky)

2. 研究の目的

気候変動の結果としてシベリアでの熱・水循環が変化し、これが湿原や森林の現状を変え、更に熱バランスや水循環が変化するというフィードバックが考えられる。わが国のように海洋に囲まれた場所とは大きく異なり、内陸では水の蒸散と降雨が繰り返され、また放射による地表面の加熱・冷却が激しいことも異なっている。このようなシベリアでの水、熱循環を解明する目的で、一つの典型である湿原での熱収支、降雨、土壌水分、気温の高度分布の変動などを測定した。ここでは大気微量成分の測定も行っているため、接地境界層と対流圏の輸送プロセスも理解しやすい。

自由対流圏の輸送はGCMでよく表現され、大規模のメタンや二酸化炭素など温室効果気体の分布の観測データと比較出来るレベルにある。しかしながら、地上から放出されるメタンが接地逆転層に蓄積したり、混合層に拡散したり、自由対流圏に輸送されるプロセスなどについては、未解明の部分が多い。メタンや二酸化炭素の地表面濃度の日変動から、これらのプロセスをモデル計算と比較して検討する。

3. 研究結果

3-1. 湿原における水、エネルギー循環

地上における気象・大気微量成分濃度の測定と、気球や放射計による高度分布観測を行った。地上では、超音波風速計による風速の3次元データ、気温、湿度、日射、放射バランス、降雨、水位、地温、メタン、二酸化炭素、オゾン濃度等を測定した。気球による測定項目は、風向、風速、気温、湿度、メタンである。大気の発する30GHz帯のマイクロ波強度はその場所の温度に依存する。また、これは酸素によって弱い吸収を受けるので、測定点からの距離にも依存する。測定方向に道路や建物など地上面

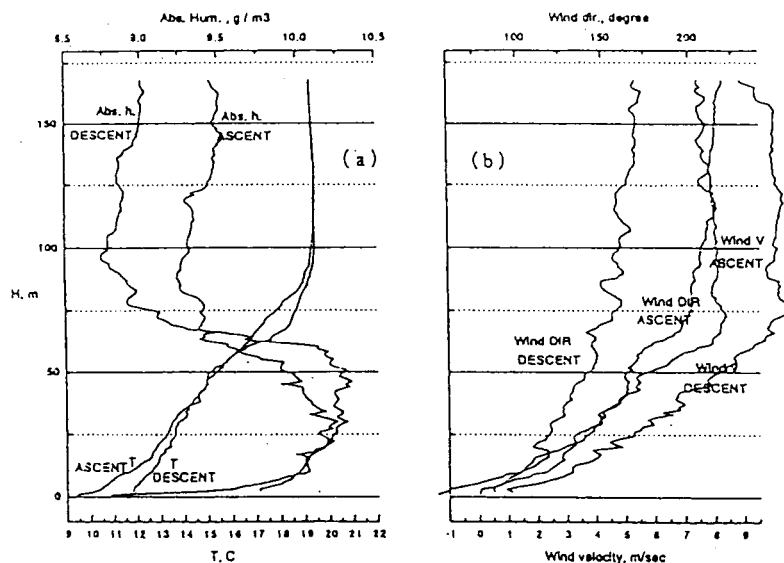


図3. テザーバルーンで測定した気温、湿度 (a)、風向、風速 (b) の高度分布の例。

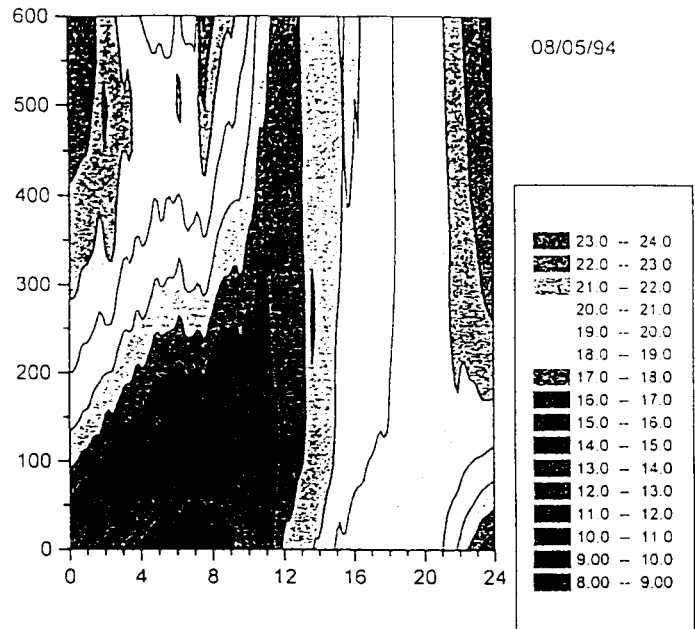
温度を大きく変えるものが無ければ、気温は水平方向にはほぼ均一であるので、天頂角を変えてマイクロ波強度を測定すると、角度によって各高度からのマイクロ波をウエイトを変えながら測定することになる。これを逆変換し、各高度の気温を求めることが出来る。この原理に基づく測定器を導入し観測を行った。

気球による気象観測と同時に、バッグに大気をサンプリングしてメタンの濃度を測定した。リチウム電池で作動する小型のポンプと、6連のバルブにいわゆるアルミバッグを取り付けたものを、地上からの電波で操作するのがサンプリング装置の原理である。装置全体を発泡スチロールの箱に入れ6 m³の気球に釣り下げて採取を行った。

気球を用いて測定した気温 (ポテンシャル温度)、湿度 (絶対湿度、g/m³) (図3-a) に、風向、風速 (図3-b) の測定例を示す。これは95年8月20日に現地時間で00:34~01:14の間に測定したものである。前日の昼間の地表面気温は20℃であったが、この時刻では放射冷却により10℃まで下がっている。上空に行くにつれ0.1℃/mの割合で気温が直線的に上昇し80m以上では19℃で一定である。湿度は20m以下で急に減少するがこれは気温が下がって霧が生成しているためである。60~70mまでは一定の絶対湿度であり、80mより高高度では相対湿度約60%で一定である。風速は80m以上では9m/sで一

定であるが、地表面はほぼ無風状態であり、その間は指数的につながっている。風向も地表面の抵抗の影響を受けて東に回転し、上空で南風であったのが地上付近では東南東の風になっている。これらはシベリアの夏の夜間に共通して見られる構造である。気温についてはマイクロ波温度プロファイラーの連続データがあり、その結果を図4に示す。

図4. マイクロ波温度プロファイラーによって得られた気温の変動測定例。測定は1994年8月5日。



この気象ゾンデ観測と同時にバッグサンプリングで得られたメタン濃度を図3-aに●で示してある。(+は3回の分析の誤差範囲を示す)。80m以下の逆転層内部のメタンと水蒸気の分布は大きく異なる。即ち、湿度は霧の発生した20m以下で急激に減少している点を除けばほぼ一定であるのに対し、メタンは全範囲で高度が下がると共にほぼ直線的に増加している。

図5に水位計から測定された水フラックス(潜熱フラックス)(a)、地上5mに据えられた超音波風速計で測定された顕熱フラックス(b)、放射収支計で測定された輻射バランス(c)を示す。図5-aの-10mm/dayが潜熱フラックスで25mw/sec/cm²に、bの0.1Km/sが13.5mw/sec/cm²に、cの1が70mw/sec/cm²にそれぞれ対応する。日没とともに地表面は放射で冷却を始め放射バランスは負(-6~-7mw/sec/cm²)となるが、上空では垂直方向の風は止まっておらず、5mの高度でも顕熱の輸送は僅かではあるが大気から地表の方向である(地表面で冷却された空気と混合する)。その後、地表が更に冷却されると大気は安定化し顕熱の輸送は零となる。この間水蒸気の蒸発も停止し潜熱の輸送も無くなるので、大気中の水蒸気の高度分布は変化しない。しかしながら、メタンの発生量は夜間は僅か(5~10%)低下するがほぼ一定なので、混合が停止した下部から濃度が上昇していく。日の出とともに放射バランスは正となるが、地表面は水分を多く含むので直ちには地温が上昇せず、正午近く(夏時間なので物理的な時刻では10:40に相当する)から急速に大きくなる。水蒸気による潜熱の輸送も同様な変化を示す。同時に濃度が増加していたメタンは混合により上方に輸送され、減少していたオゾンは上空の空気が混入し増加する。

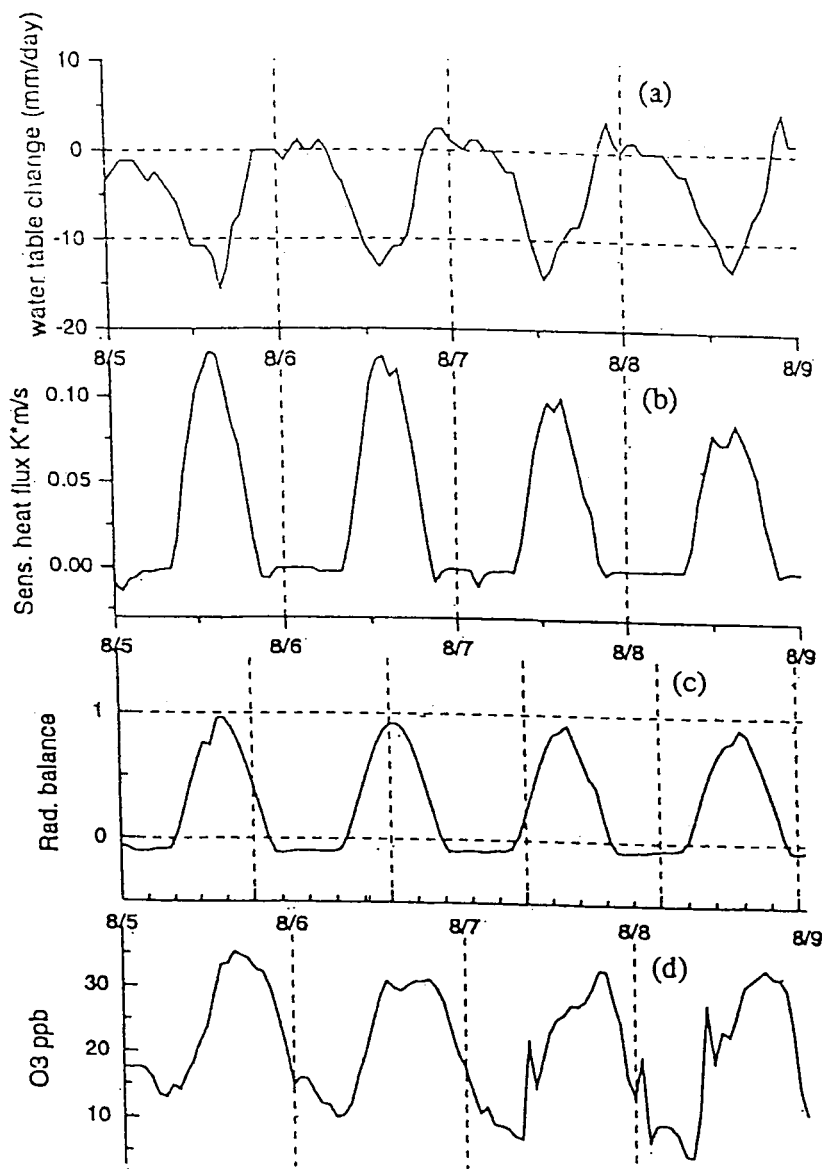


図5. 潜熱、顕熱、輻射バランス、
オゾン濃度の日変化

熱バランスを考えてみると、ピーク時で潜熱が $38\text{mw}/\text{sec}/\text{cm}^2$ 、顕熱が $17\text{mw}/\text{sec}/\text{cm}^2$ 、輻射が $7\text{mw}/\text{sec}/\text{cm}^2$ であり、日射による入力が $68\text{mw}/\text{sec}/\text{cm}^2$ である。従って、ピーク時に潜熱、顕熱、輻射にそれぞれ56、25、10%が配分され、残りの9%が地温を高めるために使用される。一日の通算では、水の蒸発、熱対流は昼間しか起こらないのに対し、地上からの輻射は常に起こるので輻射の割合が大きくなり、積算値では潜熱、顕熱、輻射にそれぞれ 840 、 370 、 $600\text{J}/\text{cm}^2$ が分配され合計が $1810\text{J}/\text{cm}^2$

となる。他方ピーク日射を68mw/sec/cm²とすると日積分日射1870J/cm²となる。両者は極めて良い一致を示し、上記の測定が正確であったことを示している。日中の12時間の収支では、土壌の熱容量を40J/Kとすると概算で3.3℃ほど上昇させる。これは深度5cmの地温の上昇にほぼ等しい。この熱は夜間の12時間に放射冷却で大気に放出される。

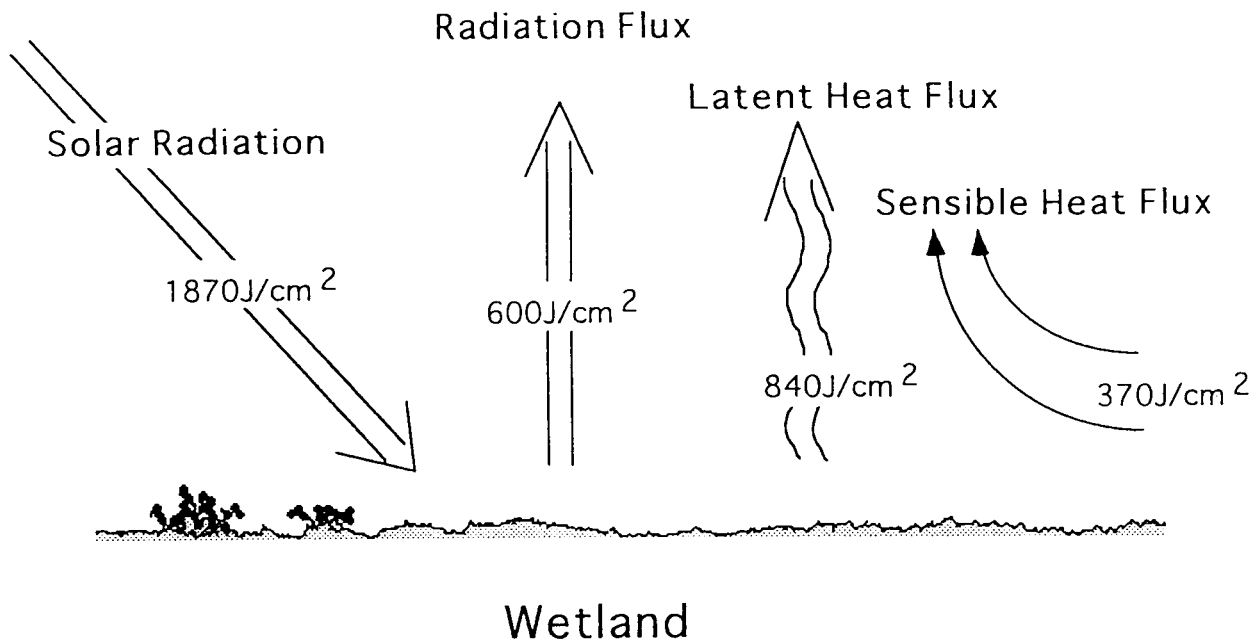


図6. 湿原での熱収支

3.2. 地上濃度測定とそのモデリング

大きなスケールでのフラックスは航空機やタワーなど高いプラットフォームで渦相関法によって測定する事が出来る。この方法は昼間の発達した混合層中での日中のフラックスを測定するに適している。夜間は接地境界層の発達により、地表面から生成するメタンや二酸化炭素の濃度の増加や、地表面で分解するオゾンの減少が見られる。この条件でも、もし鉛直濃度分布の履歴が分かればフラックスを計算することが可能である。近年マイクロ波放射計により温度の鉛直分布を連続的に測定することが可能になってきた。温度の分布を測定することにより温度逆転層の深さを求めることができ、大気微量成分の鉛直分布を評価するのに役立つようになった。1995年の観測で地上や航空機でのデータとして、メタンや二酸化炭素の地上5mでの時間変動や、航空機による100~200mの高度での水平分布が測定できた。濃度勾配は0~200mの高度で見られるから、地表面濃度からカラム総量を見積もることも可能であ

る。更に、微量成分の濃度だけでなく、ポテンシャル温度や湿度など他のパラメータも測定すれば、鉛直分布を求める一般的な方法を開発し、限られた高度範囲での測定からカラム濃度を求める事が可能になる。

濃度の鉛直分布が測定されていなくても混合境界層のモデルでシミュレートされた分布を使うことが出来る。しかし、夜間の逆転層の生成については幾つかの良く分かっていないプロセスがあり、複雑な問題である (Yamada, 1983)。

3.2.1. 乱流測定パラメーター

温度の高度分布は、この研究期間中に回旅された高度走査型マイクロ波放射計により、50mの高度分解能で、1° K以上の精度で、0~600mの高度範囲で測定した。乱流パラメーターは5mの高度のタワーに取り付けた超音波風速計 (Kaijyo) で測定した。風速と温度およびその相関変動は25秒毎に平均し記録し、後で8分毎の平均化処理を行った。風速の3成分、 u, v, w と温度 T から、必要な乱流パラメーターを計算できる。

$$\text{wind stress } \tau = \rho \cdot \sqrt{\langle (u'w')^2 \rangle + \langle (v'w')^2 \rangle}, \text{ friction velocity } u_* = \sqrt{\tau / \rho}, \text{ Monin-Obukhov length scale: } L = -\frac{u_*^3}{0.4 \cdot g \cdot \frac{\langle T'w' \rangle}{T}}$$

$$K_m = 0.4 \cdot u_* \cdot z / \phi_m \left(\frac{z}{L} \right). \text{ We assume that stability function } \phi_m(\zeta) \text{ can be approximated by relationships: } \phi_m(\zeta) = (1 - 15 \cdot \zeta)^{-1/4}, \zeta < 0, \phi_m(\zeta) = 1 + 5 \cdot \zeta, \zeta > 0.$$

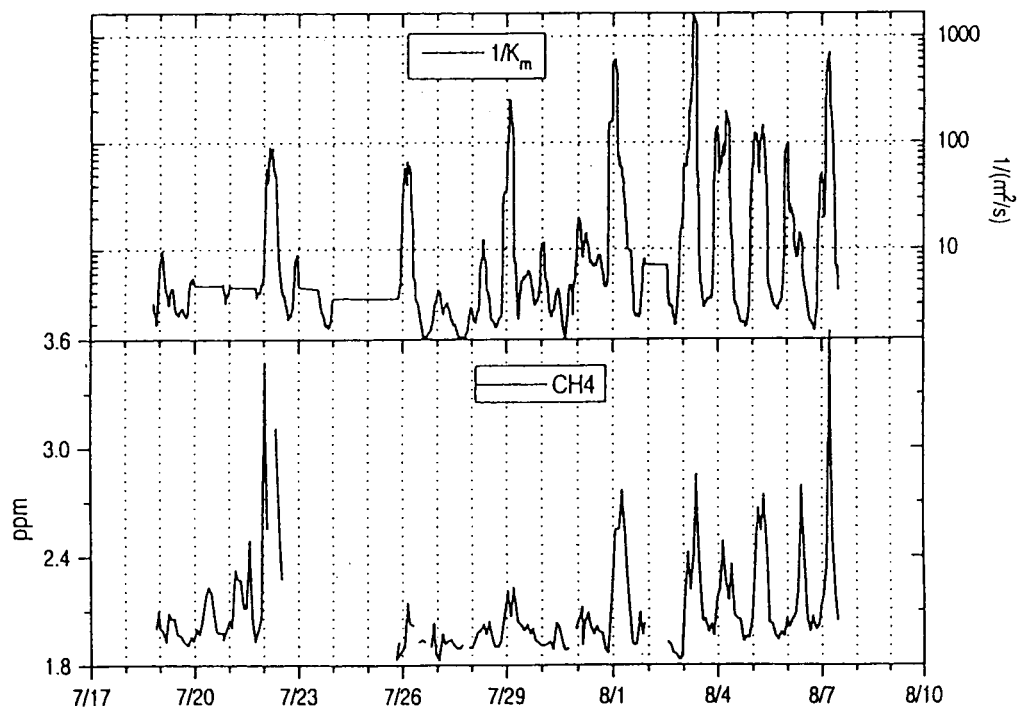


図7. 乱流拡散係数の逆数の対数値と地表面メタン濃度の日変動。1995年7月19日から8月7日までのデータ。

3.2.2.メタン、二酸化炭素、オゾンの観測結果

この領域を航空機により観測した期間では、大気は強く安定化していた(1995年8月3~6日)。7月26~31日の間は区もと降雨があったため夜間の安定性は弱かった。7月19日から8月7日までの乱流拡散係数と地上でのメタン濃度を図7に示す。乱流輸送が遅かった日とメタン濃度が高い日とは完全に一致した。一日の中での変化を詳細に見ると、現地時間19時頃から地表面は冷えはじめ(図4)大気は安定化し始める。それに伴いメタンの濃度は増加し始める。日射の強くなる7時頃から大気の安定度は低下し始め乱流拡散が始まるが、この頃メタン濃度は最大値となり、乱流による輸送でメタン濃度は低下し始める。

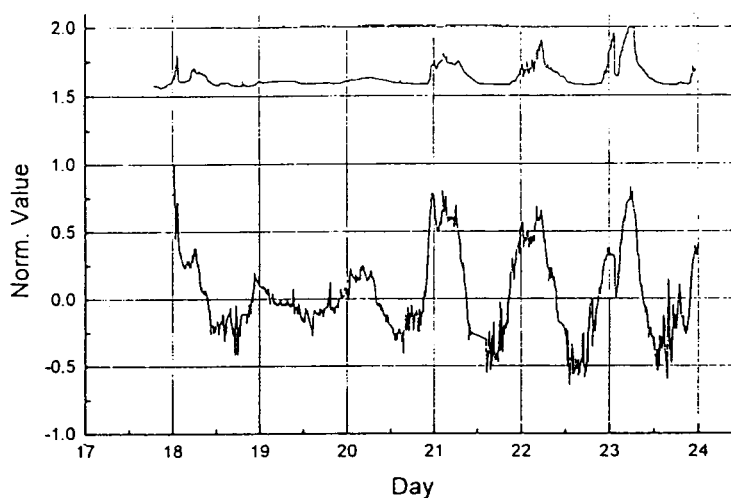


図8. 二酸化炭素(上段)と逆転層強度(文中定義を参照)との変動。観測は1995年8月18日から23日まで。二酸化炭素の縦軸は参照ガスがなかったため無単位である。

図8に二酸化炭素の地表面濃度の変動と逆転層の強さとの関係を示す。ここで逆転層強度は

$$dT_r = (\text{地表面気温} - \text{高度200mの気温}) / 20\text{m}$$

で定義され、高度20m当たりの温度差をパラメータとしている。二酸化炭素計は観測の半ばからボトルサンプリングの分析に使用したので、前半の7月18~24日までのデータしかない。図9に地表面オゾンの濃度を同様に逆転層強度と比較して示してある。この観測は航空機観測に使用した機器を飛行実験終了後に地上で運用したもので、8月4~21日のデータしかない。日没後、放射冷却により地表面温度が低下し、それまで地表面が大気より高いため生じていた乱流が停止し、拡散が押さえられる。温度逆転の成長は乱流拡散の停止と地表面温度の低下により進む。従って、図7に示す乱流拡散係数の逆数よりも温度逆転の成長は遅れる。地表面の温度は下がるがメタンの生成している数cm以下の地温は変化が少なく湿原からのメタンの発生は継続する。また、光合成が停止するので植物と土壌の呼吸により二酸化炭素が放出される。オゾンは地表面で効率よく破壊される。したがって、乱流が停止した事により、地表面のメタン、二酸化炭素の増加、オゾンの減少がスタートする。

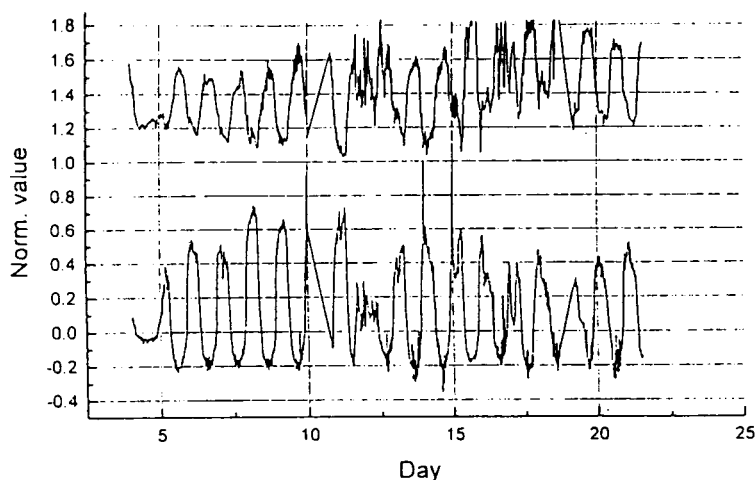


図9. オゾン（上段）と逆転層強度（文中定義を参照）との変動。観測は1995年8月4日から21日まで。オゾンの縦軸は1.0が0ppb、2.0が100ppbに相当する。

3.2.3.モデルシミュレーション

回帰解析により気温プロファイルのパラメータ化は次の式となる。

この式は高高度より低高度で良く一致する。図10にこの関数で計算したポテンシャル温度をモデル計算で求めたメタンの高度分布と共に示した。

Andreが示しているように、下部の夜間の温度逆転は下層の乱流混合により冷やされ、上部は乱流よりも放射冷却により主として冷やされる。下層では乱流は押さえられるがまだ発生した微量成分の輸送

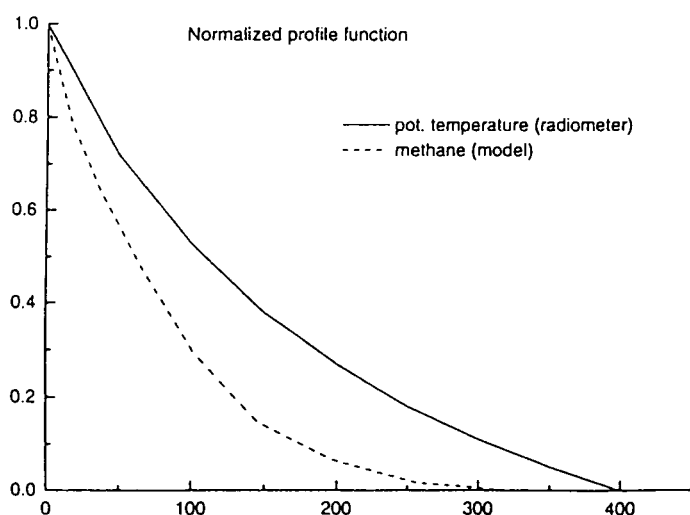


図10. マイクロ波放射計でもとめたポテンシャル温度とモデル計算で求めたメタン濃度の高度分布。ここで横軸は高度(m)、縦軸は地表と高度400mでの温度で規格化してあり、正の方向が温度が低い。メタン濃度は地表面濃度で規格化してある。400mでの放射冷却のためポテンシャル温度の勾配は小さく、メタンの勾配の方が大きくなっている。

は続いているが、上部では輸送は殆ど起こらない。したがって、上部では温度が下がるほどにはメタン濃度が上がらない。

ここで使用するモデルはYamada が夜間の排水溝の流れをシミュレートしたものと同様のもので、観測から得られた地上温度から境界層の運動をシミュレートする1次元モデルである。このモデルを駆動する力学は、マイクロ波測定器により求めた0 mと400 mの高度の温度差である。基本的には次のパラメーター下での計算を行った；一般風は $U_g=5.5\text{ m/s}$ 、地表面の荒さは2cm、垂直の連流係数は $0.2\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$ 。メタンのバックグラウンド濃度は1.8ppm、地表面からのフラックスは 150 ppm m s^{-1} 、沈着速度は0とした。 150 ppm m s^{-1} は $100\text{ mgCH}_4\text{ m}^{-2}\text{ day}^{-1}$ の発生量に相当する。初期値はメタン濃度はバックグラウンド濃度とした。1次元モデルではメタンは時間と共に溜まっていくので、このモデルに含まれない水平方向の輸送でメタンが失われバックグラウンド値に近づく緩和時間を導入し、これを2日とした。一般風をかなり低くしてもタワーの位置での渦拡散の最小値はかなり大きくなった。また、逆転層の高さは実際よりもモデルの方が低くなった。図11にモデルで計算した5mの高さでのメタン濃度を実際の測定結果と共に示す。問題は温度と濃度の鉛直分布が正しく表現されないので、メタンの地上濃度については測定値を規格化し、温度の鉛直分布は8月6日午前7時のポテンシャル温度分布を用いて規格化した。即ち、モデルで計算したポテンシャル温度の鉛直関数は観測されたもの半分となる。メタンの分布は観測されたポテンシャル温度の分布に近いものになり、観測された地表面メタン濃度に合わせるにはメタンのフラックスを2倍にしなければならない。もう一つの誤差の原因は日中のメタンフラックスが夜間と異なる可能性である。

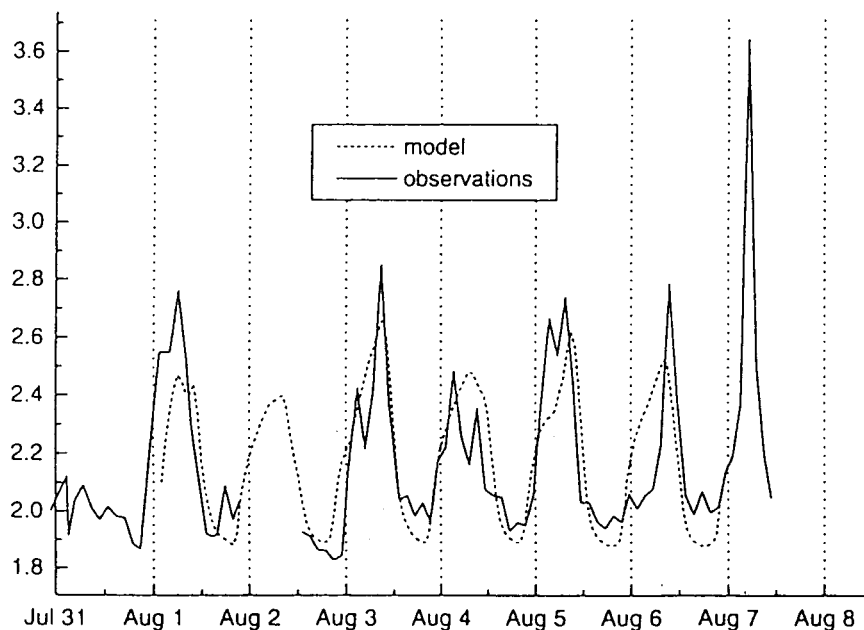


図11. 地上5mのメタン濃度の実測値（実線）とモデル計算値（破線）

メタンと二酸化炭素の発生量はチャンバー法で測定している。メタンの発生量は $5.2\text{ mg C m}^{-2}\text{ hr}^{-1}$ で

その標準偏差は $4.1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ である。発生量は場所や測定毎に大きく異なっており、観測結果と環境要因の関係を明らかにするには多くの測定で統計的に処理する他ない。土壌温度は発生量を決める最大の要因である。発生量の日変化の最大値は昼近くであり、5 cmの深さの土壌温度が最大になるのは夕方以降である。土壌温度とメタン発生量の関係からは

$$\ln(F) = 0.66 + 0.059 T_{\text{soil}}$$

ここでFはメタンフラックス ($\text{mg C m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$)、 T_{soil} は土壌温度 ($^{\circ}\text{C}$)。また、土壌温度と顕熱フラックスとの関係は、

$$\ln(F) = 1.03 + 0.067 T_{\text{soil}} + 3.6 Q_t$$

ここで Q_t は顕熱フラックス (K m s^{-1})。

図12にこれらの式で計算した結果をチャンバー法によるフラックス測定値と比較してある。顕熱フラックスをパラメータとした方が一致が良いが、温度だけおパラメータとして場合に比べて特に優れている訳ではない。

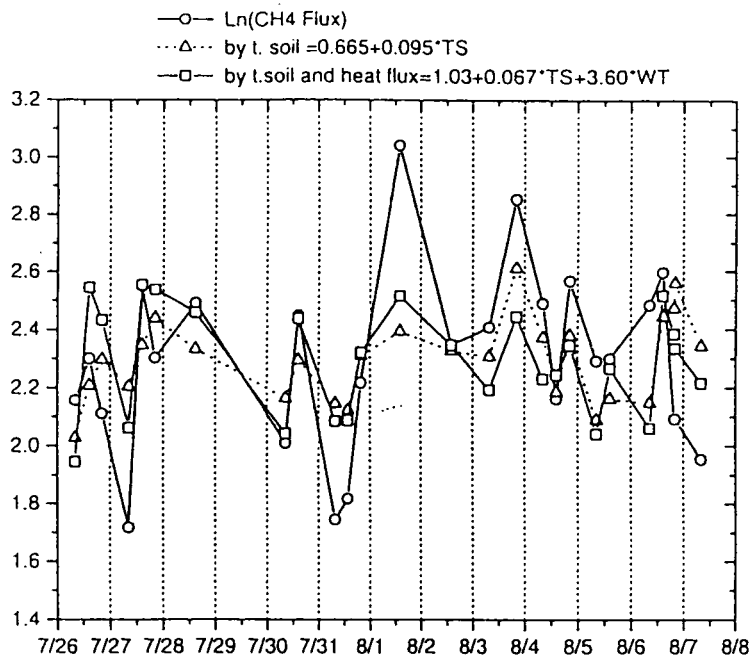


図12. チャンバーで測定したメタン発生量の対数(太線)と、地温のみをパラメータとした回帰式(点線)と地温と顕熱をパラメータとした回帰式の値。

4. 結論

湿原での熱収支を観測し、放射、潜熱、顕熱、地温上昇に使われる熱量を決定した。潜熱による輸送が森林よりも大きいことが、湿原の特徴である。

メタンの地表面からの発生をトレーサーガスの発生と考え、気温の高度分布、地表面での乱流拡散係数の実測などから、モデルによる乱流拡散・放射冷却による大気安定化などの評価をとの比較を行った。その結果、定性的には現象の特徴を説明できるものの、気温とメタン濃度など定量的な点で無矛盾の説明ができず、メタンの発生量の日変動や放射冷却に伴う乱流拡散係数の高度分布の変化などに未解明の問題があると考えられる。

[国際共同研究等の状況]

国際的にはW C R Pの下に、GEWEX研究計画として、大気・表層水の水循環を総合的に観測、研究する計画があり、その一環としてわが国を中心としてGAME(GEWEX-related Asian Monsoon Experiment)が96年度からスタートする事になった。本研究は東アジアの亜寒帯・寒帯・極域を対象として、GAME計画の一部として先駆的に行われるものである。

[研究発表の状況]

Inoue G., S. Maksyutov, N. Panikov: CO₂ and CH₄ emission from wetlands in West Siberia.

Proc. Second Symp. Joint Siberian Permafrost Studies, pp37 (1994)

Tohjima Y., S. Maksyutov, T. Machida and G. Inoue: Airborne measurement of atmospheric CH₄ over the West Siberian lowland during the 1994 STEACE

Proc. Third Symp. Joint Siberian Permafrost Studies, pp58 (1995)

G.Inoue, Y.Takahashi, S.Maksyutov, M.Sorokin and N.Panikovo: Methane Emission rate from the Wetland in West Siberia and its Controlling Factors

Proc. Fifth Symp. Joint Siberian Permafrost Studies, pp34 (1997)

T.Machida and G.Inoue: Periodical Measurement of Greenhouse Gases Vertical Profiles over Siberia by an Aircraft Sampling Method.

Annales Geophysicae, European Geophysical Society, in Vien (1997)

[参考文献]

Andre J. C. and L. Mahrt: The nocturnal surface inversion and influence of clean-air radiative cooling.,
J Atmos. Sci., 39: 864-878 (1982)

Panikov N.S., Belyaev A.S., Semenov A.M., and Zelenev V.V.: Methane Production and Uptake in Some Terrestrial Ecosystems of the Former USSR. In: Biogeochemistry of Global Change. Radiatively Active Trace Gases. (R.S.Oremland Ed.). Chapman & Hall, New York: p. 221- 244 . (1993)

Panikov N.S.: CH₄ and CO₂ Emission From Northern Wetlands of Russia: Source Strength and Controlling Mechanisms. In' Proceeding of the International Symposium on Global Cycles of Atmospheric Greenhouse Gases. Sendai: p. 100- 112 (1994)

Yamada T.: Simulations of nocturnal drainage flows by a q₂-1 turbulence closure model. J. Atmos. Sci., 40: 91-106 (1983)

Yamada T. and G. Mellor: A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data., J. Atmos. Sci., 32, 2309-2329 (1975)