

暖地積雪地帯における積雪下のCO₂濃度に関する研究

小南 靖弘*

目 次

序論	15	1. はじめに	33
積雪下CO ₂ 濃度の連続測定	17	2. の導出	34
1. はじめに	17	3. 観測方法	34
2. 観測方法	17	4. 観測結果	35
3. 観測結果	18	5. 検討	36
4. 考察	19	積雪下CO ₂ 濃度予測モデル	38
5. 積雪内CO ₂ 移動の基礎方程式とモデル化	20	1. はじめに	38
積雪のCO ₂ 分子拡散係数の測定	21	2. シミュレーション	38
1. はじめに	21	3. シミュレーションの結果と考察	42
2. 積雪の分子ガス拡散測定装置	22	結言	44
3. 装置の検定	24	1. 積雪のCO ₂ 分子拡散係数の測定について	45
4. 積雪における測定例	26	2. 積雪層内の乱流拡散の推定について	45
風によって生じる積雪層内の乱流拡散の推定		3. 溶解係数 の検討について	45
1. はじめに	28	4. 積雪下CO ₂ 濃度モデルによる	
2. 観測	28	シミュレーションについて	45
3. 観測結果	29	5. 今後の課題	46
4. 解析に用いる期間の切り出し	29	摘要	46
5. 乱流拡散係数の推定	30	引用文献	46
溶解係数 の検討	33	Summary	49

序 論

地球の長い歴史を通じて地球大気の組成は変化してきた。CO₂についても氷期・間氷期のサイクルなどの要因に伴って増減を繰り返してきた(中澤²⁶⁾)。これらの変化の原因やその影響を明らかにすることはこれからの地球環境を考えていく上で重要であり、多くの研究が行われてきた。一方、1950年代に人間活動に伴うCO₂の増加が指摘され(Callendar⁵⁾)、以来、人為的原因による気候変動について多くの議論が行われ、また、系統的なCO₂観測(Keelingら¹⁸⁾)、など)や、氷床コアによる過去大気の実態分析などが行われてきたところである。

地球上の炭素は、二酸化炭素、炭酸塩、有機化合物などの形で存在するが、その主なプールのうち短期的なものは大気、海洋、陸上・海洋生物など、長期的なものは堆積物(化石燃料)、石灰岩などである。Watsonら⁴⁶⁾によると、陸上生物圏に存在する炭素量は大気圏の炭素量の約3倍であり、陸上の有機物量の増減は、大気中のCO₂濃度に大きな影響を与える。

一般に土壌呼吸量は土壌温度の低下に伴って減少するので、冬季におけるCO₂発生量そのものは少ない。このため、積雪期間におけるCO₂発生量は最近

平成16年7月20日受付 平成16年11月1日受理

*北陸水田利用部

まで重要視されていなかった。しかし、冬季は光合成量もまた年間を通じて最小となるので、地域内でのCO₂収支に占める土壌からの発生量の割合は大きい。Zimovら⁴⁹⁾はCO₂濃度の季節的変動が低緯度地帯よりも高緯度で大きくなる理由について、冬季のCO₂フラックスが無視できないものである事を挙げている。また、Oechelら²⁷⁾は観測より、草原ツンドラ地帯が強いCO₂ソースである事を示した。地球上の陸地の大半は北半球にあるため、CO₂吸収・放出の季節変化によるCO₂濃度の変動幅は北半球の中高緯度で最も大きい。さらに、積雪地帯は北半球の陸地の44~53%を占めており、この地域の土壌内に存在する炭素量は全地球のおよそ30%に相当する(IPCC¹⁶⁾)。以上のように、全地球規模の炭素循環を考える上で積雪地帯における収支は大きなウェイトを占めており、その中で冬期間の放出量は無視できないものである。

一方、農業研究分野においては、積雪下で越冬する作物に対して生理的・病的に影響を与える生育環境としての「積雪下環境」という概念が考えられてきた。たとえば温度環境・水分環境・光環境・力学的環境(荷重)などであるが、積雪内空気の組成(ガス環境)もまたその中の一つに位置づけられる。

積雪は土壌と大気とのガス交換に対する抵抗として働くため、積雪層内あるいは積雪下の土壌中のガス組成は、無雪期とは異なるものになる。ロシアのTumanov⁴²⁾は積雪内の空気を吸引して分析した結果、積雪内のO₂濃度は大気中とほとんど変わらず、積雪が作物の呼吸障害となることはない結論付けている。一方、田崎⁴¹⁾はムギ類、豆類等の暗呼吸量の測定を行った結果、融雪水による植物体による濡れに着目して、植物にとって積雪下のガス環境は必ずしも無害とは言えないと主張した。

これらのように、積雪下ガス環境という概念は古くからあったが、しかし実際の農業雪害研究の現場では、独立して語られることはほとんどなかった。雪害の程度を表わす指標は、作物体内の貯蔵炭水化物の消費量やその結果引き起こされる病気への感染率であり、ガス環境はそれらを引き起こす要因の一つである可能性はあるにせよ、ひとくくりに「積雪下環境」の概念の中に組み込まれていたからである。そして、積雪下環境と言うときにはたいてい「0、暗黒、湿潤」がキーワードであり、ガス環境が重視

されることはなかった。たとえば大沼²⁹⁾は、積雪下の作物を取り巻く環境を網羅的に説明した優れた総説であるが、ガス環境には触れられていない。

一方、積雪ではなく土壌中のCO₂濃度は、土壌活性や作物の根圏環境を知る指標として盛んに研究されてきた。その中で微生物や細菌の種類によるCO₂感受性の違いと、住み分けの実態が明らかになってきた。たとえばBurgess and Fenton⁴⁾は、上層土中に存在する菌は高濃度のCO₂によって生育が強く抑制されるが、下層土壌中に存在する菌はCO₂に耐性であること、O₂濃度とこれらの菌の間にはこのような関係がないことを報告した。Durbin¹⁰⁾は植物体の地上部、地表部および地下部から分離された*Rhizoctonia solani*の分化型各11菌株の生育とCO₂濃度との関係を調べた結果、地上部から分離した菌株では高濃度のCO₂によって生育が強く抑制されるのに対し、地下部から分離された菌株は抑制程度が低かったと報告し、同菌の分化型間の分布の違いは高濃度のCO₂に対する耐性の違いによるとした。以上は夏作における事例であるが、越冬作物が罹患する代表的な病気である雪腐病の病原菌においても、このようなCO₂感受性による住み分けがあることが明らかになった。高松^{37) 38)}は褐色雪腐病を引き起こす*Pythium*菌の研究において水田土壌と畑土壌とのCO₂の違いを調べ、より高濃度の水田からは*P. paddicum*のみ、畑からは*P. paddicum*と*P. iwayamai*との両方が検出されたことはCO₂濃度による住み分けであるとした。すなわち、これまで病理学や生理学の研究者が実験室内で積雪下環境を再現する際には、「0、暗黒、湿潤」の条件を満たせば良かったが、これにCO₂濃度の制御も必要であることが分かったわけである。したがって、そのような研究現場に知見を提供するためにも、積雪下におけるCO₂濃度の実態を把握する事は重要である。

本研究の目的は、土壌で発生し積雪を通じて大気へと出て行くCO₂移動の各プロセスについて、そのメカニズムを定量的に明らかにすることにある。加えて、それら各プロセスを統合した数値モデルを構築し、検証を行うとともに炭素循環や作物生理の研究に対して有用な知見を提供する。

そのためにまず、北陸農業試験場(現中央農業総合研究センター北陸研究センター)内のムギ圃場および水田において1991年より断続的に積雪下CO₂濃

度の測定を行い、データを蓄積した。平行して積雪層底部のCO₂濃度を決定する3つの要因（積雪の分子ガス拡散係数，風による乱流ガス拡散係数，融雪水による溶解）を抽出し、それぞれについて定量化

をおこなった。さらにそれらの知見を総合して、積雪の状態より積雪層内のCO₂濃度を予測する数値モデルを開発し、検証を行った。

積雪下CO₂濃度の連続測定

1. はじめに

積雪内のCO₂移動プロセスを解明するにあたっては、まず実際の自然積雪下において、CO₂濃度がどのような変化をしているかを把握する必要がある。そこで、ムギ圃場および水田において4冬季にわたって積雪層底部におけるCO₂濃度の連続測定を行った。

通常、気体のCO₂濃度の測定にはガス・クロマトグラフや赤外線式ガス分析計（IRGA）が使われる。正確な測定のためには、最近は非分散型ガス分析計（NDIR）が用いられる（田中ら⁴⁰⁾）。しかし、ガス・クロマトグラフは連続測定が出来ないし、IRGA/NDIRにしても手軽にフィールドに持ち運べるようになったのは1980年代後半からである。また、通常のIRGA/NDIRは赤外線吸収量を窒素を封入した比較セルとの比較で行うクローズドパス方式なので、ポンプによるサンプルの吸引が必要となる。積雪や土壌のような多孔質内の空気を吸引するとマスフローが生じて、自然状態の濃度分布を壊す恐れもある。以上のような理由から、1990年代以前における積雪層内のCO₂濃度の連続測定例はほとんどない。なお、最近では吸引を必要としないIRGAも開発され、実際に土壌に埋設して測定を行っている例もある（平野¹⁵⁾）。

筆者らは連続して自動観測を行うことを優先し、ガラス電極を用いて観測を行った。第2節に示すとおりIRGAなどに比べて精度・安定性は劣るが、一定の精度で積雪下CO₂濃度の挙動を把握する事が可能であった。

2. 観測方法

観測は新潟県上越市稲田の北陸農業試験場（現中央農業総合研究センター北陸研究センター）内のムギ圃場、裸地、および水田で行った。北陸農業試験場の圃場概略図を図1に示す。圃場は東西および南北どちらも約400mで、その中心付近に気象観測露場がある。圃場の北側は農業試験場の建物群、西側および南側は民家である。東側は高架の道路（国道

18号線）を隔てて水田が続いている。図中の丸印が観測地点を示し、黒丸がムギ圃場、白丸が水田である。ムギ（ミノリムギ）はドリルシーダーによる条播で、条間は約30 cmである。播種期は10月上旬で、積雪開始期の草丈は約3～5 cm程度であった。水田は稲刈り後の状態で、高さ5～10cm程度の稲株が残った状態である。観測は1991, 1994, 1999, 2002各寒候期に行った。表1に各測定期間ごとの測定項目を示す。なお、これ以外にも1995, 1997および2001寒候期に同様の観測を行ったが、センサーの故障で一部のデータが得られなかったため、本論文では用いていない。

また、積雪および一般気象要素（表2）の観測はすべての年について図1に示す気象観測露場で行った。

積雪層底部CO₂濃度は、2002寒候期以外は隔膜式ガラス電極センサー（東亜電波工業CE-331）を地上約1 cmに固定して測定した（図2）。このセンサーは、透過膜を通して内部液に溶解したCO₂量を測定するもので、レンジは0～2000ppmvで測定した。



図1 観測サイト図

北陸農業試験場(現北陸研究センター)新潟県上越市稲田1-2-1
黒丸は1991, 1994年, 白丸は2001年の観測。1999年は気象観測露場内東側で行った。

表1 測定年次・場所と測定項目

年次	1991	1994	1999	2002
観測場所	ムギ圃場	ムギ圃場	裸地	水田
観測開始日	1991,2,1	1994,1,28	1999,1,13	2002,1,26
観測終了日	1991,3,9	1994,2,26	1999,3,18	2002,3,1
積雪層底部CO ₂ 濃度	ガラス電極	ガラス電極	ガラス電極	IRGA*
積雪層内CO ₂ 濃度				IRGA
大気中CO ₂ 濃度				IRGA
融雪水中CO ₂ 濃度			ガラス電極	
融雪水pH			電極式pH計	
融雪水EC			電極式EC計	
地温	熱電対	熱電対	白金抵抗	白金抵抗
土壌水分				TDR
大気中CO ₂ フラックス				渦相関
測定インターバル	10分	10分	10分	20分

*吸入管が詰まったため測定中止。

表2 気象観測露場において測定した項目

要素	測定方法	記録
積雪深	赤外線式積雪深計(1997年まで) 超音波式積雪深計(1998年以降)	10分毎の瞬間値
積雪重量	圧力式積雪荷重計 (メタルウェハー)	10分毎の瞬間値
積雪底面流出水量	1m×1mライシメーター 500mlバケツ式流量計で測定	過去10分間の 積算値
降水量	溢水式降水量計(風よけ付) 取り付け高さは3.5m	過去10分間の 積算値
気温	白金抵抗式通風温度計 取り付け高さは雪面上1.2~1.5m	10分毎の瞬間値
風速	プロペラ式風向風速計 取り付け高さは6.25m	過去10分間の 平均値
露点温度	塩化リチウム式 取り付け高さは雪面上1.2~1.5m	10分毎の瞬間値

このレンジにおける分解能は10ppmvで、再現性精度は5%/F.S.である。このように、通常用いられるIRGA(赤外線式ガス分析計)よりも精度は劣るが、ガスの吸引を必要としないので積雪層内の空気を乱さずに連続測定が可能であるという利点がある。校正は観測開始前と終了後に、1000ppmvCO₂および1.0%vCO₂の標準ガスを用いて行った。期間中のドリフトは最大で50ppmv程度見られ、その場合は直線で補正した。また、観測期間中にはときおり鋭いピーク状の異常値が見られることがあった。この原因は不明であるが、明らかに異常値と思われる部分は取り除き、解析を行った。

なお、2002冬期では、積雪内(地上0.01m, 0.17m)および大気中(地上1.8m)のCO₂濃度をIRGAを用いて測定した。さらに、風によって生じる積雪層内CO₂濃度の変化を検討するために、渦相関法によって大気中のCO₂フラックスの測定を行った。この観



図2 観測に使用したガラス電極式CO₂センサー
プローブの直径は3cm、長さは約17cm。矢印の部分に隔膜がある。

測の詳細については第 3章で述べる。

また、1999冬期では融雪水によるCO₂の溶解量を検討するため、積雪層底部のCO₂濃度と平行して融雪水中の溶存CO₂濃度および融雪水のpH・ECの測定も行った、併せて日単位の降水・融雪水についてイオン分析も行った。これらの観測の詳細については第 3章で述べる。

地温は1991および1994年冬期では深さ0cm, 5cm, 10cm, 20cm, 30cm, 40cm, その他の年は0cmと10cmで測定した。また、2001年冬期ではTDR式土壌水分計を用いて、深さ10cmおよび20cmにおける土壌水分の測定も行った、これらの結果については第 3章で述べる。

3. 観測結果

図3~図5に各年の積雪深・積雪重量, CO₂濃度, 風速, 気温・地温, 底面流出水量の観測値を示す。なお、これらのグラフは1時間ごとにプロットしている。

観測期間中の最深積雪深は、1991年が0.78m, 1994年が0.56m, 1999年が1.14mであった(各図のB)。いずれの年も気温は期間の大部分でプラスで、最低気温は約-5℃であった(各図のA)。

積雪層底部(地表面)のCO₂濃度は、無雪期では350-380ppm程度で、積雪の開始とともに増加する。最大値は1991年が約700ppmv, 1994年が約800ppmv, 1999年が約1100ppmvであった(各図のC)。

積雪層底面からの流出はほぼ毎日見られ、多い時には10mm/h程度の流出も観測された(各図のD)。10分平均風速は各年ともに最大10m・s⁻¹程度だった(各図のE)。また、これらの各年は風向のデータ

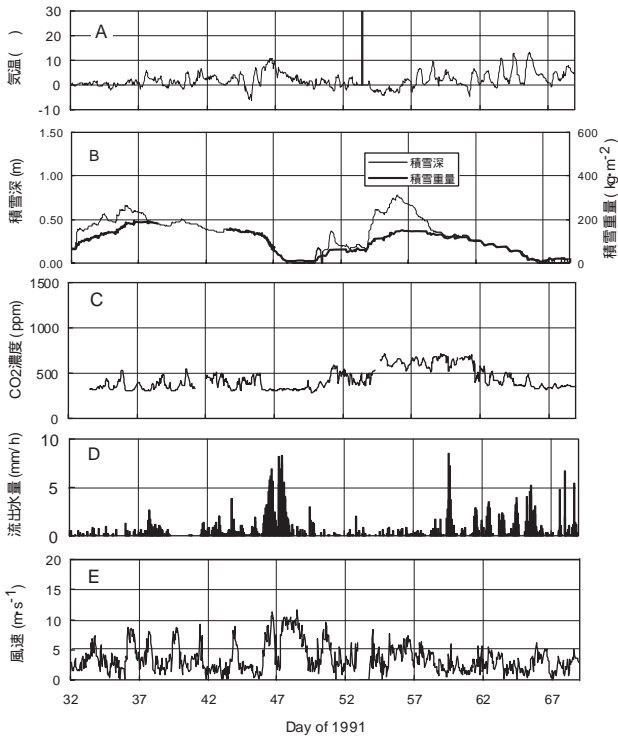


図3 1991寒候期の観測結果

気温は雪面上1.2～1.5m, CO₂濃度は地上0.01mに, 風速は地上6.25mにおける測定値.
流出水量は1m×1mライシメーターで測定された, 積雪底面からの流出水量.

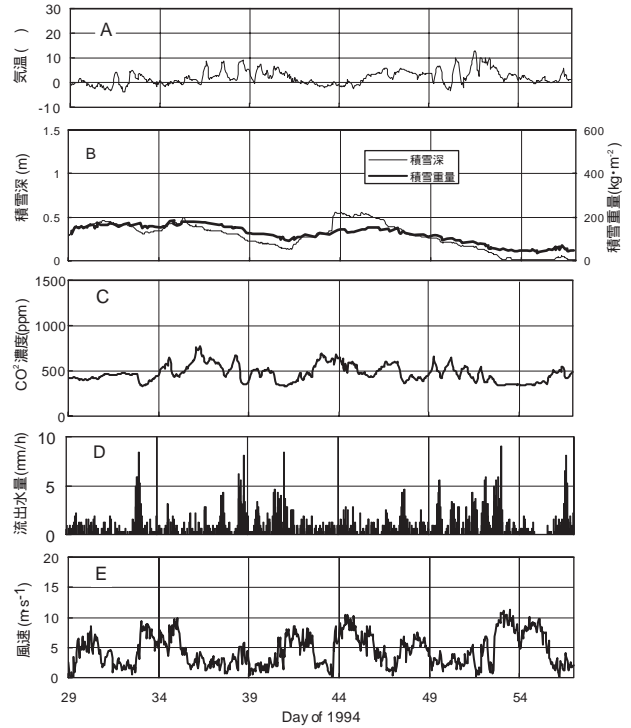


図4 1994寒候期の観測結果

気温は雪面上1.2～1.5m, CO₂濃度は地上0.01mに, 風速は地上6.25mにおける測定値.
流出水量は1m×1mライシメーターで測定された, 積雪底面からの流出水量.

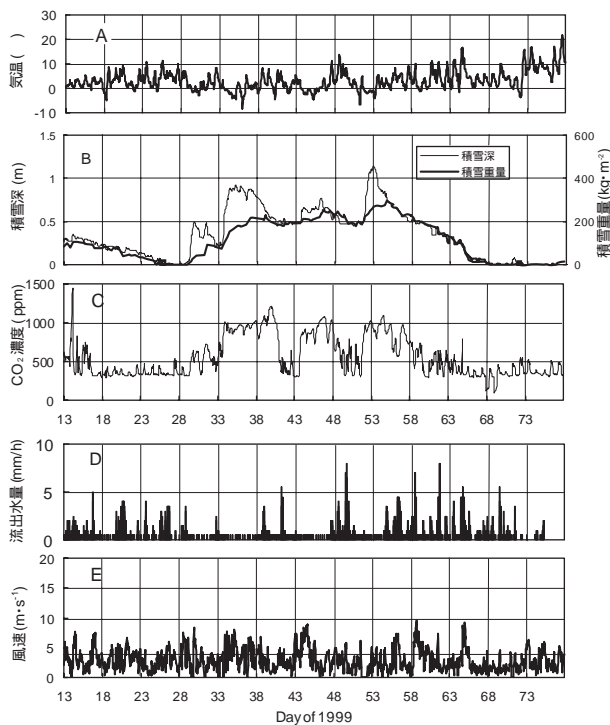


図5 1999寒候期の観測結果

気温は雪面上1.2～1.5m, CO₂濃度は地上0.01mに, 風速は地上6.25mにおける測定値.
流出水量は1m×1mライシメーターで測定された, 積雪底面からの流出水量.

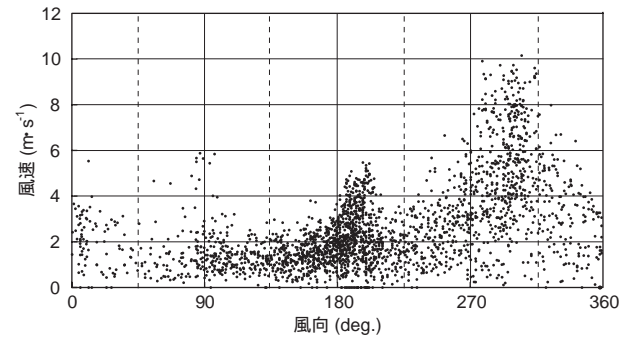


図6 風向と風速との関係(2001年冬期)

0度が北で, 右回りに360度を示している.

は探っていないが, 参考のために2001年の風向と風速の相関図を図6に示す. 最頻風向は南-南南西であるが, 風速5 m·s⁻¹を超える強風時はほぼ西北西-北西に限られている. これは季節風の影響だと思われる.

4. 考察

1) 積雪の増減とCO₂濃度との関係

各年のCO₂濃度はおおむね積雪の増減に対応して, 増加・減少する傾向が見られる. 特にこの3年

間の中では多雪年である1999年でこの傾向は明瞭である。この年は観測期間中に大きく3回積雪の増減があるが、CO₂濃度も積雪深のピークとほぼ同時期に最大値となっている。これは第 4章で述べたように、積雪は土壌 - 大気間のガス交換に対する抵抗として作用するため、その抵抗の厚さ(積雪深)あるいは抵抗の量(積雪重量)と比例関係にあるからだと考えられる。したがって、土壌面から発生するCO₂フラックスがわかっている場合に抵抗としての積雪の量を与えれば、拡散におけるFickの法則より、一次近似として積雪層底部のCO₂を予測できることになる。

2) 融雪水流下に伴うCO₂濃度の低下

一方、CO₂の濃度変化には積雪深・積雪重量とは同期しない短期間の変動が多く含まれている。これはCO₂移動が上述の単純な拡散モデルだけでは記述できないことを示している。

図7に1994年融雪末期(年通算日35-51日、暦日では2/14-2/20)のCO₂濃度と積雪層底面からの流出量を示す。図4からわかるように、この頃の気温は日中は5-10程度まで上昇し、さかんに融雪が生じている。CO₂濃度は流出水量の増加に対応して低下し、特に水量の多い38日や40日には、ほぼ大気中の濃度にまで下がっている。この現象は融雪水が積雪層の間隙中を流下する際に、間隙内空気に含まれるCO₂を溶解して積雪層から除去したことを示唆している。

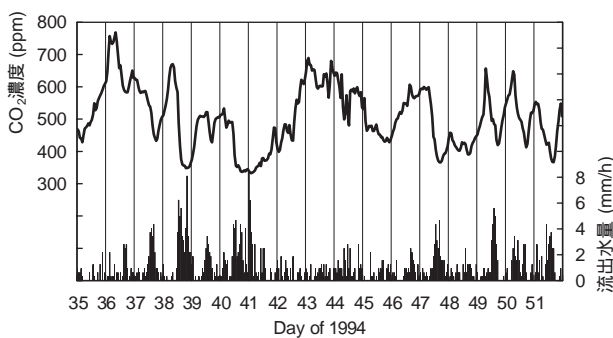


図7 融雪水に伴う濃度低下の例

3) 風速の増大に伴うCO₂濃度の低下

一方、積雪表層での融雪が生じていないと考えられる時期でも、同様なCO₂濃度の低下が生じている。図8は1999年1月31日-2月7日の期間のCO₂濃

度、風速、流出水量を10分毎にプロットしたものである。下図の流出水量を見ると、2/2と2/3は盛んに流出がカウントされており、同時期にCO₂濃度の低下が見られる。これは前節で述べたように融雪水による溶解だと考えられる。一方、それ以外の期間では流出のカウントは数時間に1回しか見られない。流出を計測する流量計はバケット式で、0.5mmに相当するまで流出水が溜まれば1カウントとなる。2/2と2/3以外の期間はほぼ1日当たり3カウントだから日流出量は1.5mmであり、これは積雪底面における融解量と同程度である。すなわち、この期間は表層で融解して積雪層内を流下する水は、全くないかごく少量だったと推測される。しかし、上図のCO₂濃度は数時間単位の変動を示した(上図中の矢印の期間)。最大で約50ppmv程度の低下が見られ、その時期は風速の増大に同期している。したがってこれらの濃度低下は風によって積雪層内の空気と大気との混合が促進された結果だと思われる。

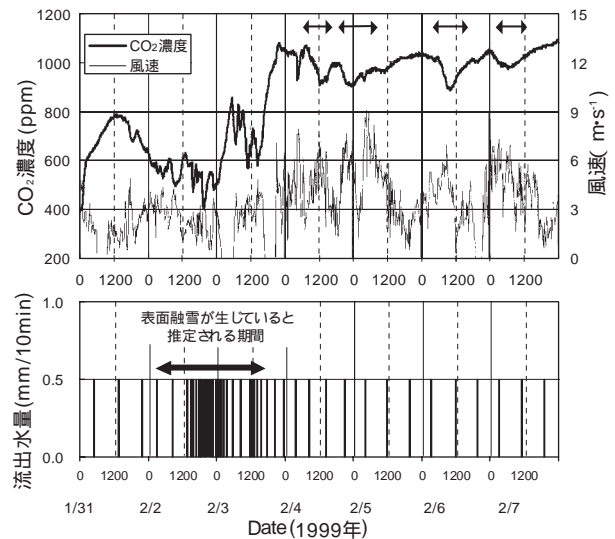


図8 風速の増加に伴う濃度低下の例

5. 積雪内CO₂移動の基礎方程式とモデル化

以上の検討を踏まえて、積雪層内、土壌内のCO₂の移動を記述する基礎方程式を次式のように仮定した。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - S + r \quad (1)$$

ここで、t: 時間、z: 鉛直方向の長さ、C: CO₂濃度、D: ガス拡散係数、S: CO₂吸収源の強度、r: CO₂発生

源の強度である．また，ガス拡散係数Dは，分子ガス拡散係数D_Mと乱流ガス拡散係数D_Tとの和である．

吸収源強度Sは，3.2で述べたように融雪水による溶解過程によるものである．気相から液層へのガス成分の移動は，一次的にはヘンリーの法則より気相側と液層側における対象気体の分圧差によって生じる．一方，氷結晶の中に含まれるCO₂はごく微量であるから，融解した直後の融雪水中の溶存CO₂量はほぼ0と見なされるので，溶解量は気相側のCO₂濃度に比例することになる．さらに，溶解する融雪水の量が多ければ溶解されるCO₂量も増えるので，これらを考慮すれば，吸収源強度SはCO₂濃度Cおよび融雪水フラックス（＝流下速度）に比例する次式で表わすことが出来る．

$$S = aCv \tag{2}$$

ここで aは溶解の効率を特徴づける比例係数である．また，発生源強度rは土壤呼吸を表わしており，積雪層内については0である．

図9に示すように，土壤層の下面を原点として，地表面をz=L₁，積雪表面をz=L₂とする鉛直座標をとる．土壤層を Ⅰ層，積雪層を Ⅱ層としてそれぞれ添え字1,2をつけ，式(1)を各層について書き直すと，

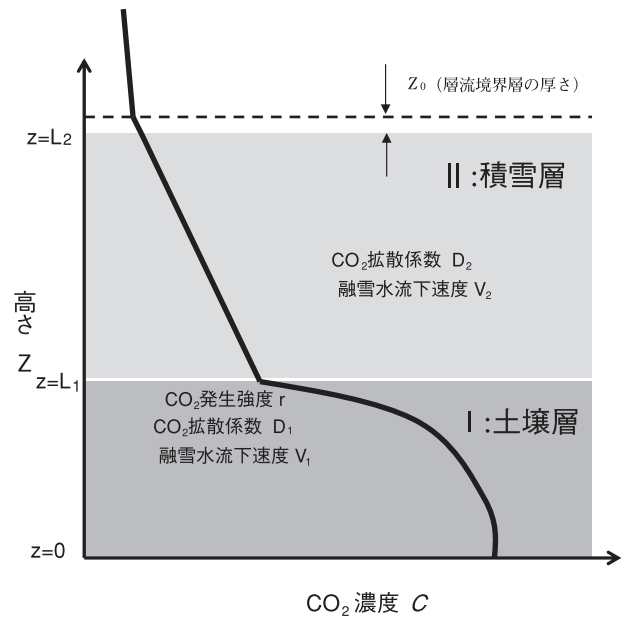


図9 積雪下CO₂移動モデルの概念図

基礎方程式は以下ようになる．

Ⅰ層：

$$\frac{\partial C_1}{\partial t} = D_1 \frac{\partial^2 C_1}{\partial z^2} - aV_1 C_1 + r \tag{0 \leq z \leq L_1} \tag{3}$$

Ⅱ層：

$$\frac{\partial C_2}{\partial t} = D_2 \frac{\partial^2 C_2}{\partial z^2} - aV_2 C_2 \tag{L_1 \leq z \leq L_2} \tag{4}$$

積雪のCO₂分子拡散係数の測定

1. はじめに

本章では現場で容易に積雪のガス拡散係数を測定するための装置を試作して，測定をおこなった．

多孔質試料の換気の目安としては通気係数が広く用いられており，積雪においても測定例は多い（例えば石田・清水¹⁷⁾，Maenoら²⁵⁾）．しかし積雪のガス拡散係数を直接測定した例は少なく，多くは推定値である．Solomon and Cerling³⁵⁾は土壤から放出されるCO₂フラックスの大きさと積雪層内の濃度勾配から，CO₂についての平均拡散係数を空隙率の一次式として推定している．また，Sommerfelら³⁶⁾のように拡散係数を単に静止空気中の拡散係数と積雪の空隙率の積とした例も見られる．直接測定を行った例としては，Schwanderら³²⁾が南極で採取されたフィルムのサンプルについて行った測定がある．CO₂

とO₂の分子拡散係数を測定し，拡散係数が気相率に反比例するという結果を得ている．また，高見ら³⁹⁾は定常拡散法を用いてザラメ雪のCO₂拡散係数を試験的に測定し，0.042cm²・s⁻¹を得ている．しかし，種々の試料について測定をおこない，統計的に検討した例は見あたらない．これは，1つには不安定な積雪についてその拡散係数を簡便に測定する方法が確立されていないためである．

一方，土壤については多くの測定例があり，根圏への酸素供給量の目安として利用されている．本装置もそれらの測定例（Currie⁹⁾，遅沢³⁰⁾）を参考にして作成した．ただし，土壤による測定では採取した試料を持ち帰って測定することが可能であるのに対して，雪試料は変質を防ぐために，採取した現場で測定することが望ましい．そこで，装置全体を小型

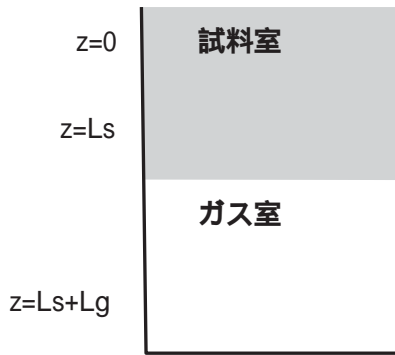


図10 計算に用いた2層モデル

化して持ち運びを容易にする等の改良をおこなった。

2. 積雪の分子ガス拡散測定装置

1) 測定原理

図10に示すように、試料室とガス室からなる2層の系を考える。各室の側面は遮断されており、ガスの移動は鉛直方向に拡散によってのみおこなわれるとする。座標系は試料上端を原点として下向きが正とする。

まず最初に試料室に蓋をした状態で、試料室とガス室の両方をCO₂とN₂の混合ガス(混合比は1:9)で満たす。次に蓋を取って試料室上端を大気に露出すると、試料室およびガス室中のCO₂は濃度勾配により大気中に拡散を始める。この時のガス室中のCO₂濃度の経時変化を測定することにより試料のガス拡散係数を求める。

試料室上端の蓋を取ると試料上端から徐々に濃度勾配が形成されて試料下端にまで及び、ガス室内のCO₂が試料中を通過して移動を始める。この時点では試料室内のCO₂濃度勾配は、ほぼ直線状になっていると仮定すると、試料室内を通過するCO₂フラックスF (g・cm⁻²・s⁻¹)は次式で表される。

$$F = -D_s \frac{\partial C}{\partial z} = -D_s \frac{C_{LS} - C_A}{L_s} \quad (5)$$

ただし、C_{LS}およびC_Aは試料室下面および上面におけるCO₂濃度(gCO₂・m⁻³)、L_sは試料室の長さ(m)、D_sは試料のガス拡散係数(m²・h⁻¹)である。なお、今回の測定ではC_Aは大気中のCO₂濃度に等しいとした。

一方、ガス室内でのCO₂の拡散は試料室内に比べ

て十分に速いため、ここでの濃度勾配を無視すると、ガス室内のCO₂収支からFは式(6)で表される。

$$F = \frac{d C_{LS}}{d t} L_g \quad (6)$$

ただしtは時間(sec)、L_gはガス室の長さ(m)である。

式(5)および式(6)より、試料室内のCO₂濃度変化に対する次の基礎方程式が導かれる。

$$\frac{d C_{LS}}{d t} = -D_s \frac{C_{LS} - C_A}{L_s L_g} \quad (7)$$

式(7)を解き、時刻t=0において、C_{LS}=C₀(初期条件)を代入すると次式が得られる。

$$\frac{C_{LS} - C_A}{C_0 - C_A} = \exp\left(-\frac{D_s}{L_g L_s} t\right) \quad (8)$$

式(8)の両辺の対数をとれば、tに比例して傾きが-D_s/(L_sL_g)の直線が得られ、D_sを求めることができる。ただし実際には、蓋をとった直後(t=0)にただちに式(5)が適用されるわけではなく、まず、試料内に貯留されているCO₂が大気中に放出された後に試料室中に濃度勾配が形成され、フラックスが連続していると見なされるようになる。すなわち、測定開始直後はC_{LS}はほとんど変化しないので、測定開始からの時刻tを用いると、D_sは過小に評価されることになる。そこで60秒毎のC_{LS}の測定値の差よりD_sを求めた。すなわち時刻t₁、t₂におけるガス室内の濃度をそれぞれC_{LS1}、C_{LS2}とすると、式(8)は、

$$D_s = \left\{ \ln\left(\frac{C_{LS1} - C_A}{C_0 - C_A}\right) - \ln\left(\frac{C_{LS2} - C_A}{C_0 - C_A}\right) \right\} \times \frac{L_g L_s}{t_2 - t_1} \quad (9)$$

となる。なお以下の測定ではC₀ = 1.96 × 10⁻² gCO₂・m⁻³(体積比率で10%)のガスを用いた。

大気中における分子拡散係数D₀は、一般に温度T(K)のm乗(1.5 ~ 2.0)に比例し、圧力Pに反比例することが知られている。

$$D_0 = D_n \left(\frac{T}{273.16}\right)^m \left(\frac{1013}{P}\right) \quad (10)$$

ここで D_n は標準状態における空気に対する拡散係数 ($m^2 \cdot h^{-1}$) でCO₂ - 空気の相互拡散では, $D_n = 0.0468$, $m = 1.83$ である(梅林⁴³⁾). 本報告における測定では, 全圧 P は測定していないため, P は便宜上1013hPaと見なして温度補正のみを行い, 0 における値になおして比較した.

2) 装置の時定数

この装置は, ガス室内のCO₂濃度の変化速度を測定することにより試料のガス拡散係数を測定する. このため, 濃度変化を遅れ時間のないように測定する必要がある.

ガス室内のCO₂濃度を測定するセンサーは, 第章の連続観測で用いたものと同じ東亜電波工業製の携帯用炭酸ガス電極CE-331を用いた. このセンサーは化学平衡を用いた測定であるため, 特に低温での応答が遅い. カタログデータでは20 における90%出力までの応答時間は約120秒となっているが, 筆者らが -2 で測定した結果は約480秒であった. これは, 通常用いられる時定数では約300秒にあたる. したがって装置の時定数は少なくとも300秒よりも大きくする必要がある.

一方, 装置の時定数 t_c は, 式(8)から

$$t_c = \frac{L_s L_g}{D_s} \quad (11)$$

と導かれる. 既往の測定例(高見ら³⁹⁾)ではザラメ雪の D_s の値は 1.5×10^{-2} ($m^2 \cdot h^{-1}$)程度と見積もられている. ガス拡散係数が積雪密度に反比例すると仮定した場合, ザラメ雪の密度 ($0.3 \sim 0.4 g \cdot cm^{-3}$) および新雪の密度 ($0.1 g \cdot cm^{-3}$ 程度)を考慮すると, D_s

の最大値は 6×10^{-2} ($m^2 \cdot h^{-1}$)程度と見積もられる. この場合, $L_s L_g$ の値を 0.01 (m^2)とすれば, 式(11)より t_c の最小値は $1/6$ hr (600秒)となる. すなわち, ガス室および試料室の長さをそれぞれ $0.1m$ 程度にすればセンサーの時定数の影響は除かれることがわかる.

3) 装置の構造と使用法

上述の測定原理に基づいて測定装置を試作した.(図11, 12). 装置は取り外し可能な試料室と, CO₂センサーを取り付けたガス室, および試料室に取り付ける蓋からなる. 試料室は内径 $0.071m$, 高さ $0.104m$ の塩化ビニル製の円筒で, 下端には試料の落下を防ぐための金網を取り付けた. また, これはサンプラーも兼ねており, 上端にエッジがついている. サンプラーとして使う時は逆さにして使用する. ガス室は内容積 $445ml$ のアクリル製の直方体容器で, この体積は試料室円筒と同じ内径に換算すると, $L_g = 0.112m$ に相当する. ガス室中ではCO₂濃度勾配が0であるという仮定を満たすために, できるだけ角のない容器を用い, 表面積が小さくなるようにした. ガス室の上面には試料室およびCO₂センサーの取付口があり, 側面には既知濃度のCO₂を含む混合ガスを送り込むパイプを接続している. 蓋はガス室

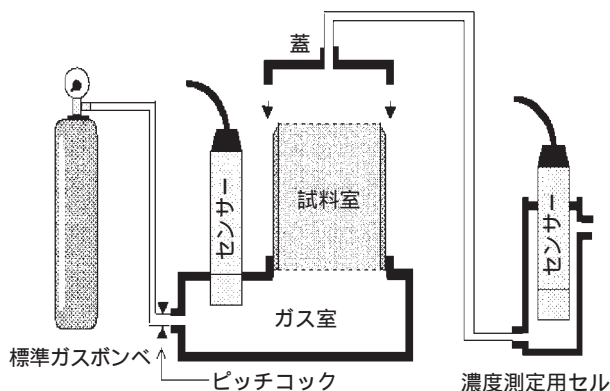


図11 試作した装置の構造



図12 装置の外観

と試料室を混合ガスで置換する際に用いる。中央部にパイプを取り付け、試料上面から出てくるガスをCO₂濃度測定用セルに導いて、置換の終了を確認する。CO₂濃度測定用セルのセンサーも携帯用炭酸ガス電極CE-331を用いた。

センサーの出力はデータロガー（江藤電気株式会社製サーモダックE）で60秒毎に記録した。測定を行う時は、この他に混合ガスのポンペ、延長用のガスチューブ、データロガー制御用のパソコン等が必要である。また、装置には温度制御機構がないので、装置全体を雪に埋めた状態か、または低温室等で測定を行う必要がある。

測定は以下の要領で行う。まず、試料室を逆にした状態で、所定の試料を採取する。次に試料室をガス室に取り付け、試料室の上端が外に出る程度に装置を積雪に埋める。試料室に蓋を取り付けた後、ポンペのバルブを開いて混合ガスを送り込み、ガス室・試料室の空気を置換する。この時、蓋に接続したCO₂濃度測定セルによって、完全に置換されたことを確認する。置換が終了したらポンペのバルブおよびガス室側のピンチコックを閉じ、蓋をはずしてからガス室内のCO₂濃度の経時変化を測定する。

土壌における測定例では、まずガス室と試料室を仕切った状態で、ガス室の空気を初期値ガス（CO₂やN₂等）で置換した後にガス室と試料室を連結し、ガス室中のCO₂またはO₂の濃度変化を測定する（Currie⁹⁾、遅沢³⁰⁾）。この方法では、ガス室と試料室を連結した瞬間の状態が初期条件となるため、ガスの漏れを防ぎながら速やかに開閉できるスライドシャッター等の可動部品が必要である。このため、作成には高精度の加工が必要で、また、装置も複雑になり、可搬性に欠ける。

我々が採用した方法では、ガス室と試料室は常に連結されており、試料室の蓋をとることによって測定を開始する。このため、装置中に可動部品がなく、装置の小型化が可能となった。また、ガスの漏れ等の可能性も低くなり、野外での測定における信頼性が向上した。また、この改良に伴って、拡散係数導出に用いる初期条件も変更した。

3. 装置の検定

本測定方法は、土壌物理における測定法に準拠したものである。従って、基本的な測定原理等の妥当

性については土壌を対象にして既の実証されている。しかし、この方法が積雪を試料とする場合でも有効かどうかは自明ではないし、本方法では積雪を対象とするために機構および境界条件を変更した。そこで、実際の測定に先立って、装置の動作確認および検定を行った。

測定方法、装置が妥当であると判断するためには、一般に、同条件で反復して測定をおこなった際の各測定値の分散が小さいこと、およびそれらの平均値が真の値に十分近いことが必要である。ここでは、まずガラスビーズ試料を用いて測定値のばらつきを、次にガラス管を用いて絶対値の検定を行った。さらに、均一で長さの異なる試料群の測定値より、境界条件に関する仮定を検証した。

1) 測定値のばらつきの検定

雪の代わりにガラスビーズを試料として、その拡散係数を測定した。ガラスビーズはほぼ球形で粒径も揃っているので均質な試料が容易に調製できる利点がある。ガラスビーズは直径3mm、1mm、0.4mmの3種を用いた。試料室下端の金網の上にティッシュペーパーを敷き、ガラスビーズを詰めた。充填は自然落下で行い、特に締め固めや振動充填は行わなかった。気相率は充填前後の試料室円筒の重量差及びガラスの密度（2.5g・cm⁻³）より、次式で計算した。

$$f = 1 - \frac{m}{v\rho_g} \quad (12)$$

ただし、 m ：試料の質量

v ：試料室の容積

ρ_g ：ガラスの密度

直径の異なる3種類のガラスビーズを充填した結果、気相率は以下ようになった（表3）。また、これらのガラスビーズの粒径の範囲（カタログによる値）も示す。

試料を充填した試料室をガス室にとり付け、前述の測定法に従って測定をおこなった。C₀=2.04 × 10²gCO₂・m⁻³（体積比率で10%）とし、ガス室内の

表3 用いたガラスビーズ試料の気相率および粒径範囲

種類	気相率	粒径範囲 (mm)
3mm	0.377	2.500-3.500
1mm	0.386	0.991-1.397
0.4mm	0.386	0.350-0.500

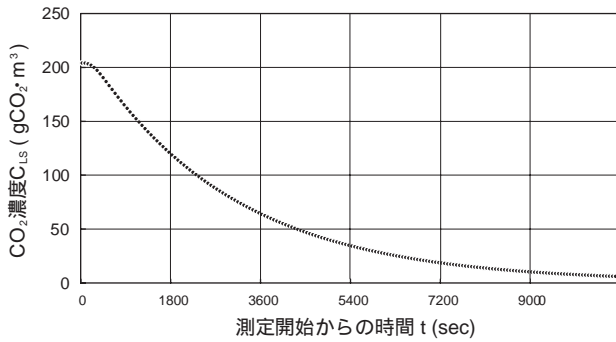


図13 ガス室内の濃度変化

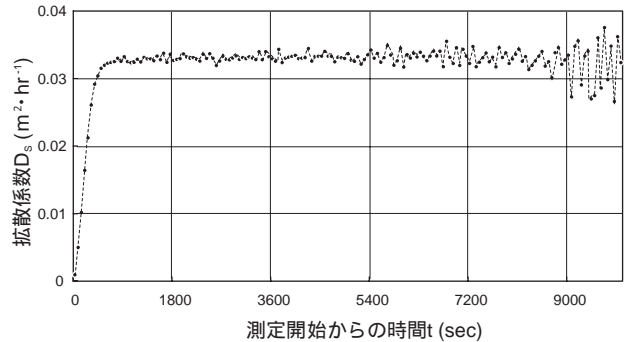


図14 1分ごとに求めたガラスビーズ充填層のCO₂分子拡散係数.

表4 ガラスビーズ充填層の測定値

粒径 mm	気相率 v/v	拡散係数測定値 (cm ² /s)				測定値範囲 %
		1回目	2回目	3回目	平均値	
3mm	0.377	0.0325	0.0331	0.0322	0.0326	3.0
1mm	0.386	0.0331	0.0333	0.0326	0.0330	1.4
0.4mm	0.386	0.0335	0.0331	0.0329	0.0331	4.4

濃度がC₀の1/100程度になるまで測定を続けた。また、試料室の温度は熱電対を用いて測定した。測定は実験室内で行ったが、C_A (実験室内のCO₂濃度)を一定に保つため換気を行い、また試料上端の濃度をC_Aに保つため、扇風機で1 m・s⁻¹程度の風をあてた。センサーからの出力および試料室内の温度は1分毎にデータロガーで記録した。測定は各直径の試料毎に3回、計9回行った。

ガス室内のCO₂濃度変化、および1分毎に求めたD_sの値を図13, 14に示す。測定開始後の数分間はガス室内のCO₂濃度変化速度は小さく、式(9)で計算したD_sの値は小さい。これは測定開始直後は試料中の空隙に貯留されているCO₂が試料上層から順次放出されていくので、試料下部の濃度勾配が小さいためである。tが十分に大きくなると、式(9)で計算したD_sの値はほぼ一定値を示すようになる。これは、この区間ではガス室から試料中に入るCO₂の量と試料から大気に放出されるCO₂の量とがほぼ等しい、いわゆる擬定常状態が実現していることを示しており、式(5)における仮定が適用可能となる。一方、8000秒を越えた頃からD_sの計算値がふらつくのは、ガス室内と大気中のCO₂濃度差が小さくなり、測定間隔(60秒)での濃度変化がセンサーの分解能に近づいたためである。

以上を考慮して、D_sの計算値のうち、測定開始直

後の立ち上がりの部分と、測定後半の値が安定しない区間を除いた部分の単純平均値を求め、それを試料の拡散係数D_sとした。計算に用いる区間の選定は目視によって行い、今回の測定では、1200秒~6000秒とした(表4)。なお3種の試料の各3回の反復はすべて同一の区間で計算を行った。反復回数が3回と少ないのでばらつきの指標としては標準偏差ではなく測定値範囲を用いている。3種の試料についての測定値範囲は最大でも4.4%で、同一条件下での再現性はほぼ満足できる結果であった。

直径1mmと0.4mmの試料の気相率は同一で、拡散係数もほぼ等しい値が得られた。ビーズの試料では構成粒子が球体で相似形であるため、気相率が等しければ空隙の形状も相似となる。一方、分子拡散は気体分子の熱運動によって起こるが、その平均行程は10⁻⁴cmのオーダーである。従って、ここで用いたビーズ試料の粒径では拡散係数は空隙径の影響を受けず、空隙の総量と拡散経路の屈曲度のみに依存する。粒径が異なり気相率が等しい試料での測定値が等しいという結果は、このような拡散の性質をよく表しており、この装置がガス拡散係数を正しく測定しているという証拠の1つとなる。

2) 絶対値の検定

多孔質媒体を通るガスのみかけの拡散係数は、拡散に有効な空隙の断面積に比例し、拡散の経路長に反比例する。従って、屈曲のない直管を束ねた気相系の見かけのガス拡散係数を測定して、拡散有効断面積比で除せば、大気中のCO₂の拡散係数が得られる。これは物性値としてその値がすでに理論的に知られているので、それと比較することにより測定値の検定が可能である。

表5 ガラス管を用いて測定した管内の拡散係数

拡散係数測定値 (cm ² /s)			平均値	理論値
1回目	2回目	3回目		
0.139	0.145	0.136	0.140	0.138

ガラス管の内径は、管の内部で対流等が起こらないように、できるだけ小さくする必要がある。遅滞³⁰⁾によると、内径2.4mm以上では対流等の影響が顕著になる。今回の測定では、通常市販されているガラス管の中では最も細い、内径0.8mmのガラス管を用いた。

実験は、試料室の円筒中にこのガラス管を490本束ねて入れ、隙間をエポキシ接着剤で密閉しておこなった。ガラス管および試料室の長さは0.14mである。ガラス管の断面積の総和は2.46cm²、円筒の断面積は399cm²で、その比は0.0617である。試料室全体の見かけの拡散係数を測定して、その値を断面積の比で除して大気中における拡散係数を求める。測定の条件・回数等はガラスビーズの場合と同様に行い、測定結果は0に温度補正して比較した(表5)。

理論値と測定値との違いは最大で5%程度で、ガラスビーズ試料の測定値における測定値範囲と同程度である。また測定値の平均値は理論値と1.5%しか変わらず、ほぼ等しい値が得られた。従って、本装置による測定において立てた諸仮定、特に式(5)は妥当であったと判断される。

3) 境界条件の検討

2.1で、試料上端のCO₂濃度は大気中の濃度に等しいとした。これは、試料表面に形成される濃度境界層の影響は無視できるということと同義である。この仮定を検証するために、均質で長さが異なる試料を作成して、拡散抵抗を測定した。均一な試料であれば、試料の長さで試料の拡散抵抗は比例する。従って試料長と全拡散抵抗の回帰直線が原点を通れば、濃度境界層は無視しうることになる。なお、拡散抵抗とは、拡散係数の逆数を試料長にわたって積分したものである。

測定には前述の直径1mmのガラスビーズを用いた。振動充填によって気相率を一定(0.376)に調整した4種の試料(長さはそれぞれ、0.156cm, 0.126cm, 0.097cm, 0.067cm)を作成した。測定は各長さの試料毎に3回、合計12回行った。なお、測定

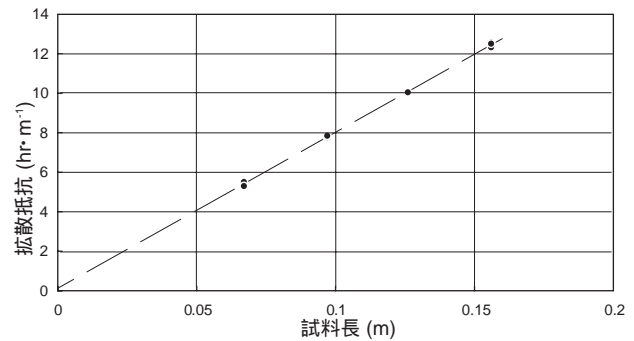


図15 長さを変えた試料の拡散抵抗

4種の長さごとに各3回測定した12回のプロット。破線は回帰直線



図16 フィールドでの測定風景

手前がセンサー。奥にリング状に見えるのが試料室の上端。

の手順は前項のガラスビーズを用いた測定と同じである。

測定した拡散抵抗(図15)はよく直線に乗っており、12個の試料による相関係数は0.998であった。また、回帰直線のy切片は0.125hr·m⁻¹であり、y推定値の標準誤差0.082hr·m⁻¹と同程度であることから、試料の拡散抵抗以外の抵抗(試料表面の濃度境界層など)の影響は、測定誤差の範囲におさまると考えられる。すなわち、前述の仮定は正しいことが明らかになった。

4. 積雪における測定例

1) 測定方法

本装置を用いて積雪のガス拡散係数を測定した。試料は新雪、ザラメ雪、しまり雪の3種である。新雪およびザラメ雪の測定は1994年の2月から4月にかけておこなった。測定場所は北陸農業試験場(新

潟県上越市，標高11m)，妙高高原町池の平（標高約850m），および笹ヶ峰（標高約1400m）である．これらは屋外で測定をおこなった．しまり雪は北海道大学低温科学研究所に保存してあった試料を用い，-5 の低温室内で測定した．

ザラメ雪およびしまり雪は積雪の構造を破壊しないようにサンプラー（試料室）で採取して測定した．試料の採取は鉛直方向にのみおこなった．採取は目視によって同一と見なされる層からおこない，一つの試料中に異なる層位の雪が入らぬように注意した．また，新雪は採取時の圧密を防ぐため，風の弱い降雪時にサンプラーを屋外に放置して内部に積もらせて採取した．屋外で測定する場合は試料を採取した後，ただちに装置を積雪に埋めて，試料状態の変化を防いで測定した（図16）．

全ての雪試料は，測定前または測定終了後に試料室ごと重量を測定し，密度を求めた．また，温度補正をおこなうために測定中は雪試料中に熱電対を差し込んで雪温も同時に記録した．雪温が0 の場合には，秋田谷式含水率計を用いて含水率の測定も行った．

2) 測定結果と考察

測定した積雪の密度は0.1 ~ 0.55g・cm⁻³の範囲である．これらの雪について測定したCO₂拡散係数D_sは，0 に温度補正した値では0.00864 ~ 0.0273m²・hr⁻¹の範囲であった（図17）．拡散係数が最も大きいのは新雪で，以下しまり雪，ザラメ雪と密度が大きくなるにしたがって拡散係数は小さくなっている．一方，測定した雪試料には濡れ雪も含まれる（最大含水率6.9%）が，この範囲内では含水率と拡散係数の間

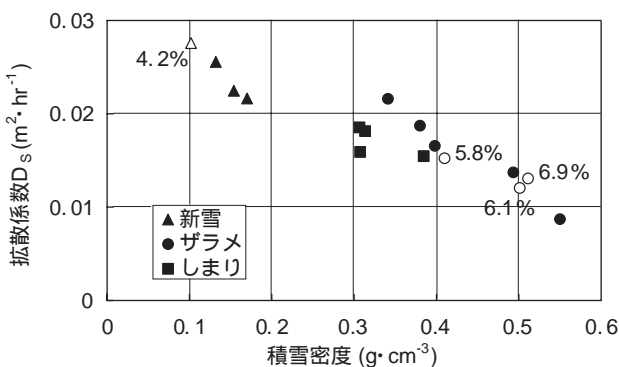


図 17 積雪の拡散係数測定値

黒塗りつぶしは乾き雪，白抜きは濡れ雪で，濡れ雪の横の数字は含水率を表わす

には一定の関係は見られなかった．

拡散係数D_sは実際の拡散速度の大きさを知る上では都合が良い．しかし，ガスの種類や温度に依存する量なので，試料のガス拡散能の指標としては，D_sを大気中の拡散係数D_n（CO₂-Airの相互拡散ではD_n = 0.0497m²・hr⁻¹（0））（梅林⁴³）で除した相対拡散係数D_R

$$D_R = \frac{D_S}{D_n} \tag{13}$$

を用いる方が便利である．すると，一般に多孔質の場合，D_Rは拡散に有効な間隙の体積比率pと拡散経路の屈曲係数（経験定数）の積で表される（Van Bavel⁴⁴）．すなわち，

$$D_R = p \tag{14}$$

一般に雪や土壌などの多孔質では拡散に関与しない間隙が存在するため，pは一般的には気相率fよりも小さい．また，雪などの間隙構造は複雑であるためにpを直接測定で求めることは実際上不可能である．ただし，大部分の間隙が連続していると見なされる密度領域（積雪では，圧密によって独立気泡ができ始める密度よりも小さい領域）では，pはfで近似できるので，

$$D_R = f \tag{15}$$

と表す事ができる．図18にD_Rとfの関係を示した．図中の破線は，最小自乗法によって式（15）を当てはめた直線で，は0.57である．これはSolomon and Cerling³⁵が間接的に得た値 = 0.6とほぼ同じであった．一方，土壌のガス拡散係数測定では，

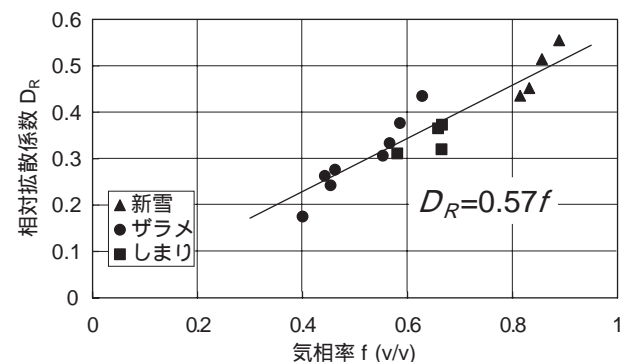


図 18 相対拡散率と気相率との関係

として0.66 (Penman,1940,(梅林⁴³⁾より引用), 0.61 (Van Bavel⁴⁴⁾)等の値が得られており,積雪よりも若干大きめである.このように土壌と積雪との値が違うことが両者の間隙形状や充填構造の違いによるものかどうかについては,なお検討を要する.

今回の測定では,ガス拡散係数への含水率の影響は見られなかった.これは,用いた試料の含水率が

最大でも6.9%と小さかったこと,試料中の空気を10%のCO₂を含む混合ガスで置換したので,液体水がCO₂で飽和しCO₂の吸収源にならなかったこと等によるものと思われる.測定例が少なくこれ以上の検討はできないが,今後は濡れ新雪に見られるような高含水率や,液体水が浸透流下しているような状態での測定を含めて検討する必要があると思われる.

風によって生じる積雪層内の乱流拡散の推定

1.はじめに

第 章では積雪間隙内で生じるCO₂の分子拡散を測定したが,本章では風によって引き起こされる乱流拡散について検討する.風によって引き起こされる間隙内の空気流動は,地吹雪の発生機構解明や氷床アイスコアによる古気候再現の精度を見極めるための重要な問題であり,盛んに研究が進められてきた.

大気中を吹く風と平行に積雪層内に生じる流れの速度を測定した例には以下のようなものがある. Ouraら³¹⁾は内部に熱線式風速計を入れた円筒を雪面下5mmに埋設して積雪内の水平風速を測定し,雪上風速5~7mにおいて30cm/sを観測した.小林¹⁹⁾は熱膜式風速計で雪面下5mmの風速を測定し,雪面上68cmの風速が2~4m/sにおいて9~12.2cm/sを観測した.吉田⁴⁸⁾はそれらの観測結果を総合して,積雪層内の空気の流れを積雪表面に平行な定常流と方向が不定な変動流とに分け,理論的な考察を行った.

Sokratov and Sato³³⁾は,積雪内に埋設した熱源の前後の温度分布から計算した熱移流項より水平方向の空隙内風速を推定する方法によって,雪面上の風速が5~14m/sにおいて10⁻²m/sのオーダーであることを推定した.

また,風は積雪層内間隙の空気の水平方向の流動を引き起こすのみではなく,鉛直方向の熱・物質移動にも大きく関与していることが明らかになってきた.凹凸のない水平な雪面においても,風の乱流による圧力変動が積雪内部に侵入し,熱や物質の交換を促進する(Colbeck⁷⁾⁸⁾, Clark and Waddington⁶⁾, Albert¹⁾, Albert and Hardy²⁾, Sokratov and Sato³³⁾).しかし,土壌から発生するCO₂の動態について風の

影響を検討した例はない.そこで,自然積雪において大気中のCO₂フラックスおよび積雪層内CO₂濃度の測定を行い,積雪下のCO₂濃度変動に及ぼす風の寄与を見積もった.

2.観測

北陸農業試験場(現北陸研究センター)内の水田圃場において,大気中のCO₂鉛直フラックス,および積雪層内のCO₂濃度の測定を行った.フラックス測定は超音波式風速計(GILL 1199),オープンパス式炭酸ガス変動計(ADVANET E009B)を用いた渦相関法で,測器取り付け高さは地上1.8mである.プラットホームは工事現場の足場などで使用される単管で,これを地面に約0.5m突き刺し,4方に鋼製ワイアを張って固定した.測定場所の東側には気象観測露場の建物,南側には貯水池があるが,北西~北東方向は100m以上の吹走距離を確保している(図1参照).

サンプリング周波数は25Hzで,フラックスの計算は20分間隔で行った.なお,顕熱測定における気温測定には超音波風速計による値を用い,気象観測露場で測定された湿度および大気圧を用いて補正した.ただし,湿度は10分毎の測定値を用いたが,大気圧は毎時の値しか記録しなかったため,3次スプライン補完によって10分毎の値を推定して用いた.

積雪層中および大気中のCO₂濃度はクローズドパス式炭酸ガス濃度計(LICOR LI6262)を用いて測定した.積雪層内(地上0.17m)および大気中(地上1.8m)に設置した取り入れ口より吸引し,内径4mmのシリコンチューブで約10m離れた場所に設置した百葉箱内の濃度計に導いた.なお,積雪層底部(地上0.02m)にも取り入れ口を設置していたが,観

測期間中に地表面滞留水が入って吸引不能になったので、本章における解析には用いていない。

大気中の濃度は10分毎に測定したが、積雪層内の濃度については層内の空気を極力乱さないように1時間毎の測定とした。吸引流量は約800ml・min⁻¹で、チューブ内の空気(約150ml)の入れ替わりと濃度計の安定に要する時間を勘案し、1回の吸引時間は40secとした。解析には、1時間毎の測定値を3次スプライン近似によって補完して得た20分毎の値を用いた。

炭酸ガス濃度計および炭酸ガス変動計は、設置前に1000ppmv CO₂標準ガスおよび窒素ガスを用いて校正を行った。

風速・積雪深・積雪重量・降水量・積雪底面流出水量・気圧およびその他の気象要素は、観測をおこなった圃場の東側に隣接した気象観測露場で測定した。風速の測定高度は地上5.25mである。

3. 観測結果

観測期間全体の積雪状態・CO₂濃度およびフラックスの推移を図19に示す。観測期間中は2回の積雪期間があり、最深積雪は約0.6mであった(図19a)。大気中(地上1.8m)のCO₂濃度C_Aはおおむね0.71~

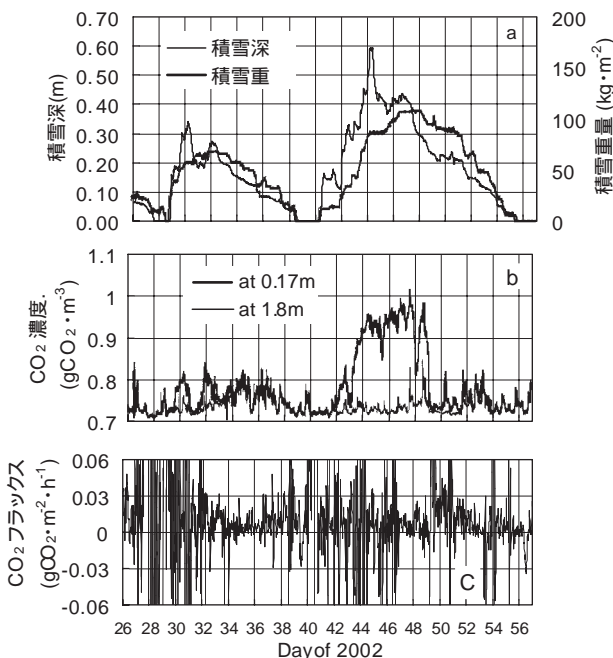


図 19 観測期間中の積雪深、積雪重量 (a)、CO₂濃度 (b) および CO₂フラックス (c)

積雪深と積雪重量は隣接した気象観測露場で測定。CO₂フラックス測定高度は地上 1.8m

0.75gCO₂・m⁻³ (約360~380ppmv) で推移したが、2月上旬は0.8gCO₂・m⁻³近い濃度も観測された。地上0.17mにおけるCO₂濃度C_sは、積雪深がこの深さを超えると上昇をはじめ、最大で1.0gCO₂・m⁻³程度であった(図19b)。積雪荷重も同じ頃に約100kg/m²の最大値を記録した。CO₂フラックスは降水時には測定値が激しく変動して測定不能であったが、それ以外の期間ではおおむね0.01~0.03gCO₂・m⁻²・h⁻¹程度であった(図19c)。

4. 解析に用いる期間の切り出し

第 章で述べたように、CO₂は水に対して易溶性であるため、融雪が生じている期間は積雪層内のCO₂の一部は融雪水に溶解されて濃度が下がる。本稿の目的は風によって生じる積雪内のCO₂フラックスおよび濃度への影響を検討することなので、融雪水による影響は切り分ける必要がある。そのため、24時間の底面流出水量が5mm以下である期間のみを解析に用いる事とし、さらにフラックスを用いる解析では以下のような条件に合致するおおむね10時間程度の期間を抽出した。

- ・積雪が存在する
- ・フラックス測定値のノイズがない
- ・期間中の風向が十分な吹送距離のある北よりである。

さらにCO₂濃度も用いる解析では、下側の吸引口が積雪内にある期間、すなわち積雪深が0.17mを超えている期間を用いた。ただし、これだけではサン

表 6 解析に用いた期間

“Flux” はフラックスのみを用いた解析, “Flux & Conc.” はフラックスと濃度の両方を用いた解析。

date	time	Flux	Flux & Conc.
2 Feb. 2002	00:00-12:00		
4 Feb. 2002	18:00-24:00		
7 Feb. 2002	00:00-12:00		
12 Feb. 2002	00:00-12:00		
12 Feb. 2002	12:00-24:00		
14 Feb. 2002	00:00-12:00		
14 Feb. 2002	12:00-24:00		
16 Feb. 2002	00:00-12:00		
17 Feb. 2002	00:00-12:00		
18-19 Feb. 2002	15:00-next12:00		
21 Feb. 2002	00:00-24:00		

ブル数が少なすぎるので、積雪深が0.17mを超えた期間のうち、若干フラックス測定値にノイズが含まれる期間も含めた。

表6に抽出された期間の一覧、図20にその一例を示す。図20の期間はフラックス解析・濃度解析のどちらの条件にも合致している例である。2月17日未明より風速が増大を始め、6:00ごろに約5 m・s⁻¹となり、昼前に収まった。これに同期してフラックスは増大し、濃度は低下している。濃度のカーブを見ると、低下が始まる時刻は風速の増大開始に比べて数時間おそく、また風速低下後の濃度回復もやや遅れている。風によるフラックスの増大が積雪層の表面付近で生じ、これに伴って積雪層内の濃度プロファイルが変化しているものと想像される。

また、表6の各期間についてプロットした風速とフラックスとの相関を図21に示す。フラックスの測定値が不安定なためばらつきは大きいですが、どの期間についても風速の増大とともに上向きフラックスが大きくなる傾向が見られる。これら各期間について、それぞれの測定値を直線近似した際の傾きを求め、積雪深に対してプロットしたのが図22である。この傾きが大きいほど上向きフラックスが風速に対して鋭敏に増大することを示しており、積雪深が小さいほど、風による影響を受けやすいことがわかる。

5. 乱流拡散係数の推定

1) 全拡散係数 (DM+DT) の推定

一般的に風のような媒体の流れによって生じる移動は移流(マスフロー)であるから、鉛直一次元の拡散方程式においては式(16)の第2項のように鉛直方向の流速vと濃度勾配との積で表現される。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + v \frac{\partial C}{\partial z} \tag{16}$$

ここでD:拡散係数, t:時間, z:距離(高さ)である。

大気中の風の乱流によって雪面に加えられる鉛直方向の圧力は数Hz~数十Hzの周期で向きを変え、この周期よりも十分に大きな時間スケールで平均するとほぼ0になる。したがってこの圧力変動を駆動力とする空気の移動は、流れというよりもむしろ振動に近いものだと考えられる。これは吉田⁽⁴⁸⁾が提唱した「変動雪内気流」と同じものである。

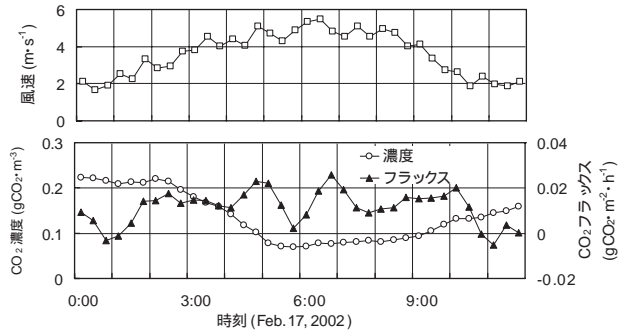


図20 風速(上図)およびCO₂濃度・CO₂フラックス(下図)の測定例。

CO₂濃度は地上0.17mのもの。

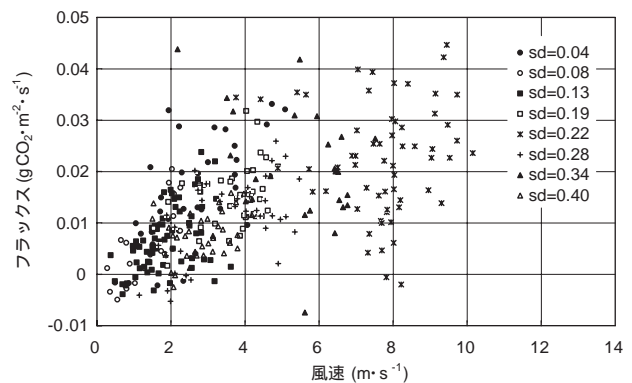


図21 風速に対するCO₂フラックスの変化

凡例の“sd”は積雪深。

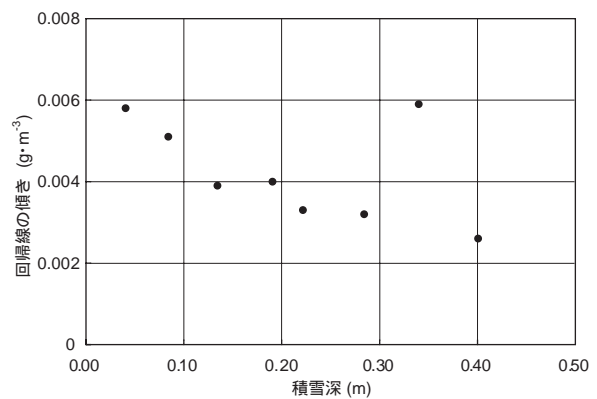


図22 図21における各積雪深ごとの分布を回歸した直線の傾き。値が大きいほど、風速の増加に対して鋭敏にフラックスが増加することを示している。

一方、風によって生じる積雪層内の水平方向の空気の移動は大気中と同様に方向性を持った流れであり、その流速は雪面から深くなるにしたがって速やかに減少する(たとえばAlbert³⁾, Sokratov and

Sato³⁴⁾). この風速減少分に相当する運動量は積雪間隙の壁面との摩擦によって生じる微細な渦として消費される。

このように、雪面に直接かかる圧力に由来するものであれ、間隙中の水平流と壁面との摩擦に由来するものであれ、積雪層内空気の鉛直方向の動きは振動ないしは渦であり、流れとして扱う式(16)を適用するのは不相当であると考えた。そこで、大気中あるいは植物群落中などにおける乱流拡散と同様に扱うこととした。

風が吹いていない場合、地表面から放出されたCO₂が積雪層中を拡散して大気に放出されるCO₂フラックスFはFickの法則に従って次式であらわされる。

$$F = -D_M \frac{\partial C}{\partial z} \quad (17)$$

ここでD_Mは積雪層内におけるCO₂の分子ガス拡散係数である。

風が吹いた場合に積雪層内に生じる空気の振動による乱流拡散係数をD_Tとして式(17)に加えると式(18)のようになる。

$$F = -D_M \frac{\partial C}{\partial z} - D_T \frac{\partial C}{\partial z} = -(D_M + D_T) \frac{\partial C}{\partial z} \quad (18)$$

したがって、Fおよび積雪層内のCO₂濃度勾配から式(18)を用いて、見かけ上の全拡散係数

(D_M + D_T)を求めることができる。また、第 4 章の結果より分子ガス拡散係数D_Mは気相率から求めることができるので、これを減じれば乱流ガス拡散係数D_Tが推定できることになる。

濃度勾配 $\partial C/\partial z$ は、地上0.17mにおけるCO₂濃度C_s、積雪表面におけるCO₂濃度C_{s2}、および積雪深より求めることができる。ただしC_{s2}は測定していないので、フラックスを式(19)で計算されるバルク係数と風速で除して得た大気中の濃度差(C_{s2} - C_A)をC_Aに加えて求めた。

$$B = \frac{k^2}{\{\ln((z_A - SD)/z_0)\}^2} \quad (19)$$

ここで、k：カルマン定数(0.4)、z_A：C_A測定高度(1.8m)、SD：積雪深、z₀：雪面の粗度(1 × 10⁻⁴m)である。

以上のようにして求めたC_{s2}と地上0.17mにおけるCO₂濃度C_sとの差を0.17m減じた積雪深で除して $\partial C/\partial z$ の平均値とし、これを式(18)に代入して(D_M + D_T)_{obs.}を求めた。D_Mが全層平均値であるのに対して(D_M + D_T)_{obs.}は地上0.17mよりも上の部分の平均値である。このため、(D_M + D_T)_{obs.}に含まれるD_Mは前者と同じものではない。この点については後で検討する。

図23に、抽出された期間について求めたD_M、(D_M + D_T)_{obs.}、および風速を示す。気相率より求めたD_Mは0.017 ~ 0.028m²・h⁻¹程度なのに対し、(D_M + D_T)_{obs.}

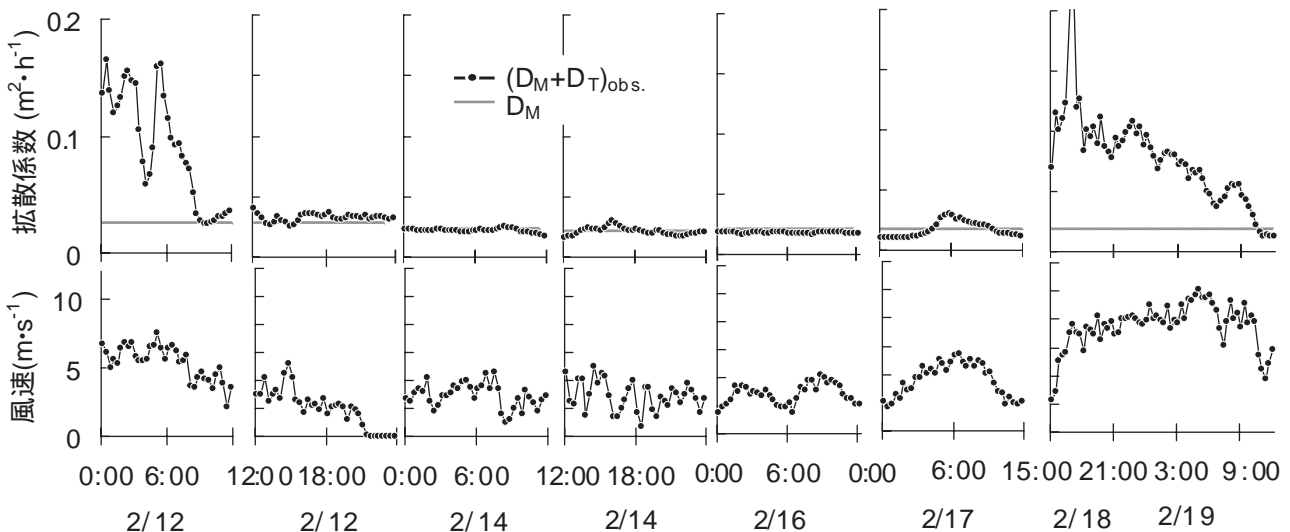


図23 拡散係数(上図)および風速(下図)

(D_M + D_T)_{obs.}は測定されたCO₂濃度およびCO₂フラックスより求めたもの。D_Mは積雪気相率から求めたもの。

は変動が大きく最大で $0.2\text{m}^2\cdot\text{h}^{-1}$ 程度であり、大まかには風速の変動に同期する傾向が見られる。これは、積雪と同様な多孔質媒体である土壌について得られている結果 (Fukuda¹⁴⁾, Farrellら¹²⁾)とも一致する。

2) 風速による近似

$(D_M + D_T)_{\text{obs.}}$ と D_M との差を風速に対してプロットしたのが図24である。風速が $4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下ではほぼ一定値で、風速が増すにしたがって値も大きくなる傾向が見られる。

流れと鉛直方向の混合の原因である微細な渦は壁面と流体との摩擦によって生じるが、管路の場合、その動摩擦係数は管内平均流速の約2乗に比例する事が知られている。そこで、上空の風速と積雪層内の水平方向の流れとが比例すると仮定して、 $(D_M + D_T)_{\text{obs.}}$ と D_M との差を風速 WS の2次式として近似して、式(22)の近似式を得た。

$$(D_M + D_T)_{\text{obs.}} - D_M = 0.0022WS^2 + 0.0014WS - 0.02 \quad (22)$$

$WS = 0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ の場合は $D_T = 0\text{m}^2\cdot\text{h}^{-1}$ なので、理論上は、濃度とフラックスから求めた $(D_M + D_T)_{\text{obs.}}$ は気相率から求めた D_M と一致し、右辺第3項は $0\text{m}^2\cdot\text{h}^{-1}$ となるはずである。先に述べたように、今回の観測では $(D_M + D_T)_{\text{obs.}}$ と D_M とでは対象となる深さが異なる。しかし通常の積雪では下層ほど気相率が小さい (D_M が小さい) ので $(D_M + D_T)_{\text{obs.}}$ D_M となるはずである。

もちろん、しもざらめ層が形成された場合などのように、単純に下層ほど気相率が小さくならない場合は多々見られる。しかし観測を行った2つの積雪

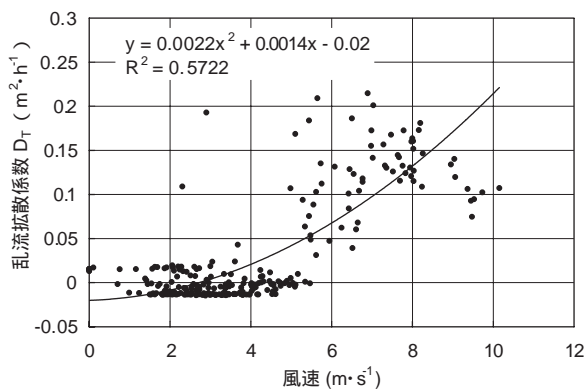


図24 推定された乱流拡散係数 D_T の風速に対する相関
図23の全期間についてまとめたもの。

継続期間は、どちらも期間の最初に降った一連の降雪によって形成された積雪が単調に減少していく傾向だったので、大きく性質の異なる層構造は形成されていないと推測される。また、積雪継続期間を通じてほぼ毎日融雪流出が観測されていたことから、全層が濡れ雪で単調にザラメ化していったものと思われる。

したがって地上 0.17m より下の積雪の気相率がそれより上の積雪の気相率よりも大きかったとは考えにくく、定数項が負値となる理由を対象とした深さの違いに求めるのは無理がある。また、図24にプロットされた点の下限は式(22)の定数項とほぼ同じ値に集中しており、縦軸の原点が約 $0.02\text{m}^2\cdot\text{h}^{-1}$ だけシフトしているように見える。 $(D_M + D_T)_{\text{obs.}}$ は風によって変動する値だからプロットの下限が一定値となることは考えにくいので、この定数項の主な要因は左辺第2項の D_M に含まれる誤差によるものだと考えられる。また、その値は風速が大きい時のばらつきに対して十分に小さいことから、無視しても支障はないと判断して消去し、式(22)左辺を D_T とみなして式(23)とした。

$$D_T = 0.0022WS^2 + 0.0014WS \quad (23)$$

3) 積雪深による近似

積雪中の空気流動の水平成分は積雪表面から深くなるにしたがって減少する。このため、乱流拡散係数 D_T も雪面付近では大きく、下層では小さくなっているはずである。一方、式(23)から得られる D_T は対象としている積雪層(この場合は地上 0.17m から上の部分)の全体について平均した値であるから、同じ風速でも積雪深が大きい場合には増加分を過大評価し、逆に積雪深が小さい場合には過小評価をしていることになる。この影響を見るために、式(23)で推定した D_T を $D_{T\text{wind}}$ として、これに対する実測値 D_T (図24における $(D_M + D_T)_{\text{obs.}} - D_M$)の比を、対象とする積雪深 SD (0.17m を超える部分の積雪の厚さ)に対してプロットした(図25)。相関は低いですが、積雪深が大きくなると、推定した $D_{T\text{wind}}$ が実測値 D_T に対して大きくなる、すなわち風の影響を過大評価する傾向が見て取れる。そこで、これを直線近似した式(24)を式(23)に代入して、風と積雪深の影響を考慮した式(25)を得た。

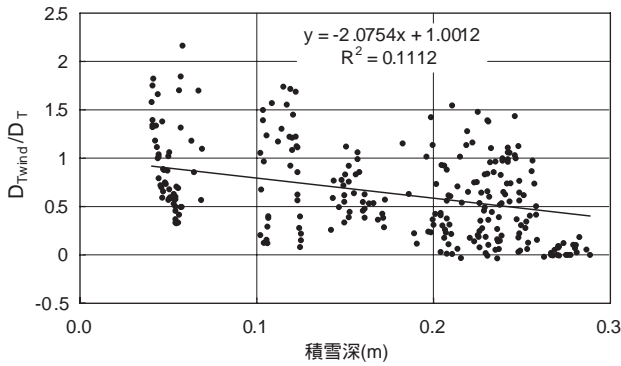


図25 風速で近似した乱流拡散係数D_Tに対する実測値の比

値が小さいほど、風速による乱流拡散係数増加を過大評価していることになる。

$$\frac{D_T}{D_{Twind}} = -2.075SD + 1.001 \quad (24)$$

$$D_T = \begin{cases} (-2.075SD + 1.001) \times (0.0022WS^2 + 0.0014WS) & , \text{ for } SD < 0.48 \\ 0 & , \text{ for } SD \geq 0.48 \end{cases} \quad (25)$$

なお、D_Tが負となることはないので、式(24)の回帰は0に漸近するような関数で行う方が理にかなっている。しかし、図25ではデータのばらつきが大きく、曲線で近似するだけの合理性がないと判断し

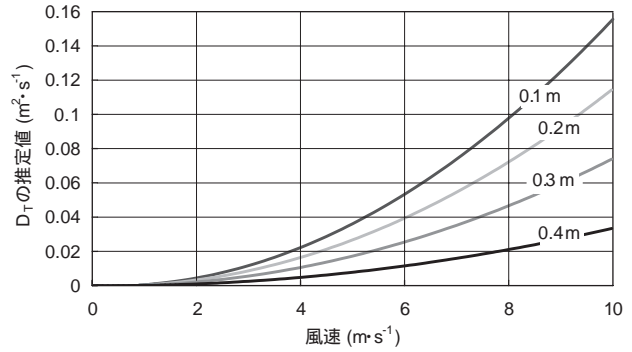


図26 各積雪深における風速と乱流拡散係数との関係式(25)によって計算されたもの。各線上の数字は積雪深。

た。このため、式(25)では式(24)のx切片である積雪深0.48mで場合わけを行って、これを超えると全層で平均したD_Tに対する風の影響は無視できるとした。図22に示した上向きフラックス強度の風速に対する鋭敏度も積雪深の増加とともに減少しているが、このプロットを結ぶ直線を外挿したときのx切片も積雪深0.5~0.6m前後になるので、ここで採用した0.48mという閾値はほぼ妥当であると判断した。

図26は式(25)で計算した各積雪深毎のD_Tを風速に対してプロットしたものである。

．溶解係数 の検討

1. はじめに

本章では、融雪水によるCO₂溶解の効率を表わす係数 の値について検討する。第 章で述べたとおり、本論文では積雪層内におけるCO₂吸収源の強度SはCO₂濃度Cと融雪水フラックスvとに比例するとして以下のように仮定している。

$$S = aCv \quad (26)$$

この式は理想気体の液体への溶解を記述したヘンリー則と同じ形だが、ヘンリー則は十分に長い時間気液が接して溶解平衡に達した状態の記述なので、その平衡定数(ヘンリー係数)を流下している融雪水についての として適用する事はできない。また、ここで取り扱っているCO₂のような数百ppmv程度の気体の場合、気液接触系における物質移動速度はほ

とんど液側の拡散抵抗と接触面積とによって決定される。しかし、液側の拡散抵抗は、液体層の厚さや液体内部の流動の有無によってさまざまに変化する。特に融雪水の流下については、皮膜流や経路流などの形態の違いがあり、その速度も10⁻³cm・s⁻¹から数cm・s⁻¹まで広いバリエーションをとりうるため(吉田⁴⁷⁾、若浜⁴⁵⁾、藤野¹³⁾)、を理論的に導く事は容易ではない。

そこで、本論文のモデルにおいては の値は経験的に定めることとし、積雪層内のCO₂濃度と融雪水内の溶存CO₂量の測定を行って導出した。さらに、CO₂(炭酸イオン)の水への溶解係数は他の溶存イオン量、特に酸性度に大きく影響を受けることから、融雪水の溶存イオン濃度が に及ぼす影響についても検討した。

2. の導出

第 章で述べた積雪層内の基礎方程式(式4)を再掲する.

$$\frac{\partial C_2}{\partial t} = D_2 \frac{\partial^2 C_2}{\partial z^2} - \alpha v_2 C_2 \quad (L_1 \leq z \leq L_2) \quad (27)$$

ここで, CO₂吸収項(右辺第2項)は積雪内の任意の高さにおける吸収量を表わしているから,これを地面から積雪表面まで積分すれば,積雪層全体から溶かし去られたCO₂量となる.これは積雪層底面から排出された融雪水(底面流出水)に溶存しているCO₂量と等しいはずであるから,次式が成り立つ.

$$\int_{L_1}^{L_2} \alpha v_2 C_2 dz = v_2 C_{bd} \quad (28)$$

L₁, L₂はそれぞれ地表面と雪面の高さ, C_{bd}は融雪水中のCO₂濃度である.

ここで簡単のために積雪層中のCO₂濃度勾配は直線と仮定する.すなわち

$$C = (C_s - C_A) \frac{L_2 - z}{L_2 - L_1} + C_A \quad (29)$$

ここでC_s:地表面(積雪層底面)におけるCO₂濃度, C_A:積雪表面のCO₂濃度, z:座標原点(土壌層底面)からの高さである.

これを用いて式(28)左辺の積分を実行すると,次式が得られる.

$$\frac{\alpha v C_s (L_2 - L_1)}{2} = v C_{bd} \quad (30)$$

よって

$$\alpha = \frac{2C_{bd}}{C_s (L_2 - L_1)} \quad (31)$$

すなわち は溶解CO₂濃度と気相側のCO₂濃度との比に比例し,積雪深(L₂・L₁)に反比例する量となる.積雪深が大きくなるほど が小さくなるということは,融雪水がCO₂を溶解しつつ流下する距離が長くなるほど溶解能が低下することを意味している.言い換えれば,深い積雪は浅い積雪に対して層内に多くのCO₂を貯留しているから,同量の融雪水が流下した場合,深い積雪の方が層内のCO₂濃度の低下が少ない,ということである.

したがって,積雪深によらず「溶解のしやすさ」を表わす指標としては,そのものよりもに積雪深を乗じたものの方が適切である.そこで,次式のように無次元量'を定義して,以下はこれを用いて解析する.

$$\alpha' = \alpha \times (L_2 - L_1) = \frac{2C_{bd}}{C_s} \quad (32)$$

3. 観測方法

1999年1月13日から3月11日の期間,北陸農業試験場(現北陸研究センター)の気象観測露場内の裸地において,積雪層底部のCO₂濃度,および融雪水の溶存CO₂,酸性度および電気伝導度の測定を行った(図1参照).積雪層底部のCO₂濃度の測定は第章で説明した通りである.

融雪水試料は,積雪層底部CO₂濃度の測定点近くの地表に設置したプラスチック製雨どい(0.1m×2m)で集め,ナイロンチューブで地下トンネル内に設置した200mlのアクリル製水槽に導いた(図27).水槽に挿入したpH(Denver Ins. MODEL15),EC(HORIBA ES-12),溶存CO₂濃度(東亜電波 CE-331)の各センサーで10分毎に自動測定を繰り返して,オーバーフローした分をプラスチック製試料瓶に貯留し,毎日9時に採取してpH測定およびイオン分析を行った.挿入した各センサーの挿入部分の体積は合計約60cm³で,図27に示した水槽の実容量は約140mlである.雨どいの面積は0.1×2=0.2m²なので融雪約0.7mm分の水量で容器中の水が入れ替わることになる.

また,気象観測露場芝生上の積雪表面にプラスチック製バット設置して降雪および降雨を貯め,毎朝

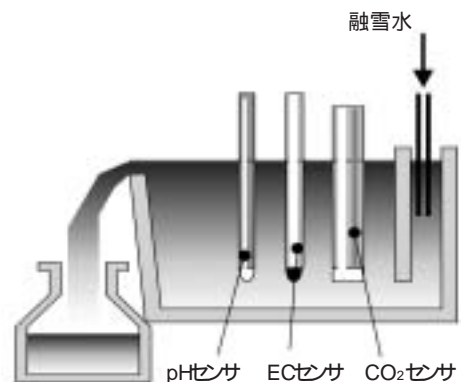


図27 pH, EC, 溶存CO₂の自動測定

9時に採取してpH測定およびイオン分析も行った。なお、イオン分析は財団法人上越環境科学センターに委託した（機種：DIONEX DX-100-AQ）。

4. 観測結果

1) 自動測定と手動測定との比較

イオン濃度は日量の測定であるのに対して、融雪水中のCO₂濃度はオーバーフローさせながら10分毎に自動測定したものである。両者を比較して解析を行うためには、自動測定による10分毎の値を日平均したものが必要だが、融雪速度（単位時間当たりの融雪量）は常に変化しているため、両者は厳密には一致しないと考えられる。そこで、自動測定と日単位の手動測定との両方を行ったpHについて、両者を比較した（図28）。低pH領域

でややばらつきが大きい、ほぼ1:1の相関が見られた。なお、回帰線の傾きが1よりも若干大きいのは、測定に用いたpHセンサーのキャリブレーション誤差だと思われる。また、自動測定でのECと日単位で測定した全イオン濃度との間にも同様に良好な直線関係が見られた（図29）。これらより、自動測定による値から計算した日平均CO₂濃度を用いて日単位の解析を行っても問題はないと判断した。

2) 融雪水および積雪層内空気中のCO₂濃度

観測期間中の最深積雪深は約1.1mであった。積雪層底部の空気中CO₂濃度はおよそ積雪深の増減に同期して推移し、最大で約3 gCO₂・m⁻³（約1500ppmv）であった。融雪水中の溶存CO₂濃度も大まかには積雪層底部のCO₂濃度と同様の増減を示したが、時々鋭いピークが見られた（図30）。

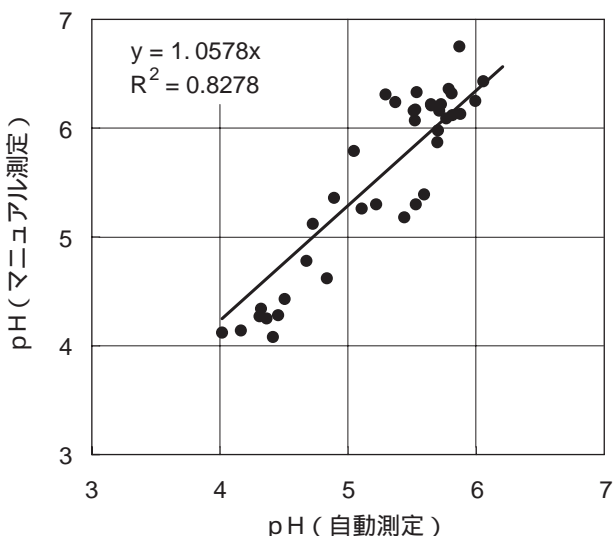


図28 自動測定のpHとマニュアル測定のpHとの比較

自動測定は10分毎のデータの単純平均値。マニュアル測定は1日分貯めた融雪水について測定

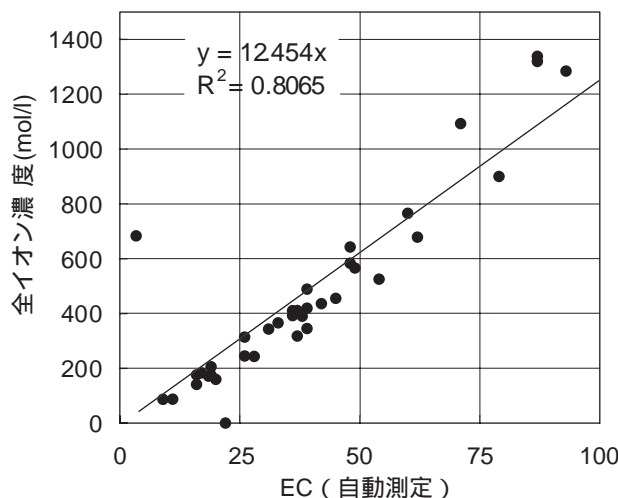


図29 自動測定のECとマニュアル測定の全イオン濃度との比較

自動測定は10分毎のデータの単純平均値。マニュアル測定は1日分貯めた融雪水について測定

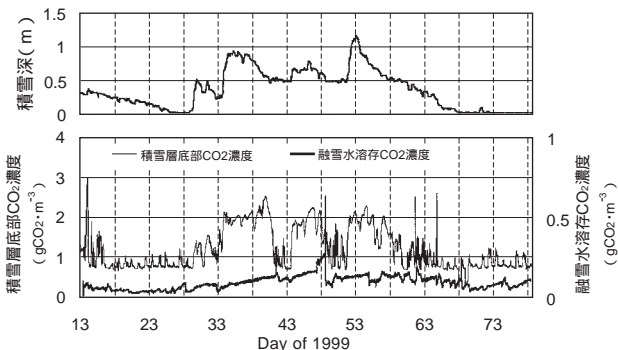


図30 積雪深（上）、積雪層内CO₂濃度および融雪水溶存CO₂濃度（下）

表7 降水に含まれるイオン濃度

陽イオン		陰イオン	
種類	重量 (mg)	種類	重量 (mg)
Na	2878	Cl	3609
NH ₄	288	NO ₂ -N	0.5
K	143	NO ₃ -N	146
Mg	312	SO ₄	1521
Ca	253		

3) イオン組成

分析を行ったイオンの種類, および観測期間中の降水に伴う沈着量を表7に示す. これは毎朝9時にサンプリングした降水試料中の各イオン濃度に, 日界を9時とする降水量を乗じたものを期間で積算したもので, 1 m²あたりの値である.

陽イオンでは約3/4がナトリウムイオン, 陰イオンでは約2/3が塩化物イオンであり, 北よりの季節風による海塩の影響を反映している.

降水および融雪水中の陰イオン濃度の日々の変化を図31および図32に示す. どちらも大きく変動しているが, その変動幅は降水の方が大きい傾向にある. 融雪水では16日に特異的な高濃度が見られ, あとは28日, 42日, 49日頃を中心としたピークがある. これらのピークは融雪が卓越している期間(積雪層当水量が減少している期間)に見られることから, 表面で発生した融雪水が積雪内を流下する際に下層の積雪粒子から溶け出したイオンによるものだと推測される.

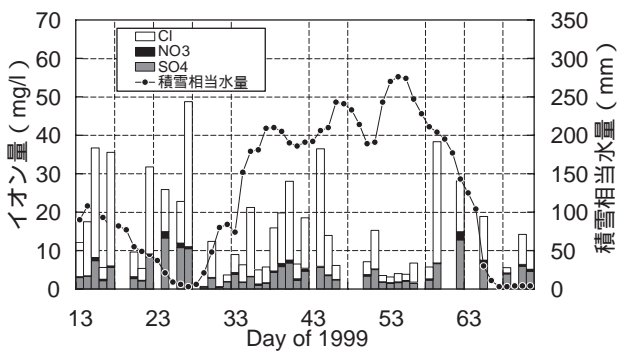


図31 降水中の陰イオン濃度

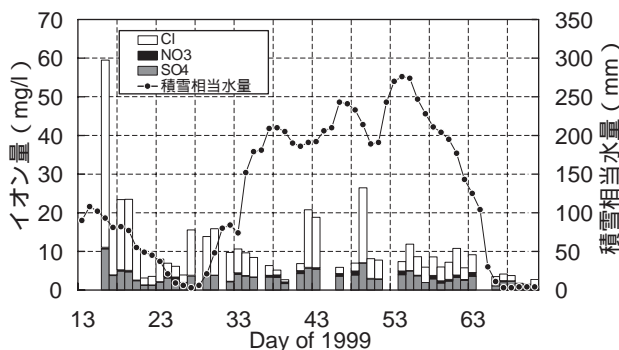


図32 融雪水中の陰イオン濃度

5. 検討

1時間毎に平均したC_{b,d}およびC_sで計算した『を』図33に示す(図中のD図). 比較のために積雪深(A図)・流出水量(B図)・融雪水pH(C図)の値も並べている. 『の』平均値は約0.1だが, 融雪が盛んな時期には0.3程度まで上昇する. なお, 筆者らが以前積雪下CO₂濃度のシミュレーションを行った時は, 積雪深の影響を考慮せずに『を』定数として扱った(小南ら, 1998). 『の』値を逐次変えて計算を行い, 解と実測値との差が最も小さくなる値を模索した結果, 『=』1.5m⁻¹が得られた. 代表的な積雪深として(L₂-L₁) = 0.3mを式(32)に代入すると『=』0.45となり, ここで得られた『の』平均値よりもかなり大きい. これは溶解量が『と』融雪量との積に比例するため, 融雪の盛んな時期(『が』最大値となる時期)に重みづけされた結果であると思われる.

『は』また, 全体としては期間の後半に漸増しており, スパイク状のピークはpHの低下と同期して生じている. ただし, 流出水量の増加とpHの低下との間にも相関が見られるので, どちらが『の』値を規定しているのかは不明である.

図34に1時間毎に平均した融雪水のpHと『の』関係を示す. 弱いながらも負の相関が見て取れる. 『は』CO₂の融雪水への溶けやすさを表わす係数な

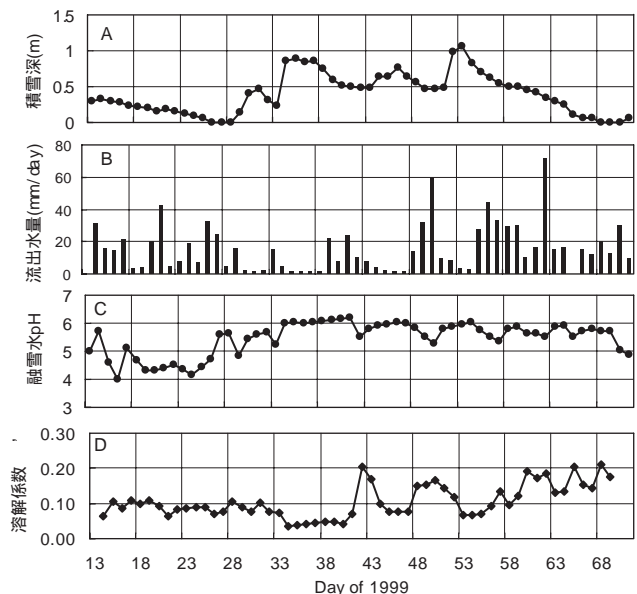


図33 積雪深(A), 流出水量(B), 融雪水pH, (D)の経時変化.

いずれも1時間平均または積算値.

ので、本来ならばpHの低下と共に減少するはずである。これが逆のセンスとなっているのは、CO₂の溶解によって融雪水pHの低下が引き起こされていることを示唆するが、pHと溶存CO₂濃度との間には明瞭な相関は見られなかった(図35)。

また、底面流出水量と α との間には、1時間単位(図36)においても日平均値(図37)においても相関は見られなかったが、流出水量が増加するにつれて0.1程度の一定の値に収束する傾向はうかがわれた。

α と融雪水の溶存イオン濃度との関係については、どのイオンについても有意な相関は見られなかった。一例として硝酸イオン、硫酸イオンと α の日変化を図38に示す。CO₂(炭酸イオン)の溶解は強酸イオンの存在によって阻害されるため、これら硝酸イオン、硫酸イオン濃度の高い日は α は小さくなるはずであるが、そのような結果は、この観測からは得られなかった。

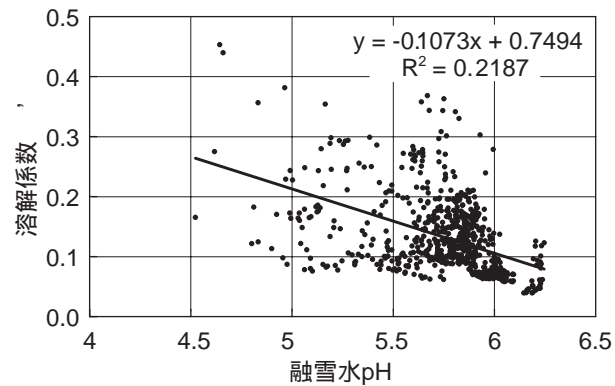


図34 融雪水pHと α との相関
1時間平均値

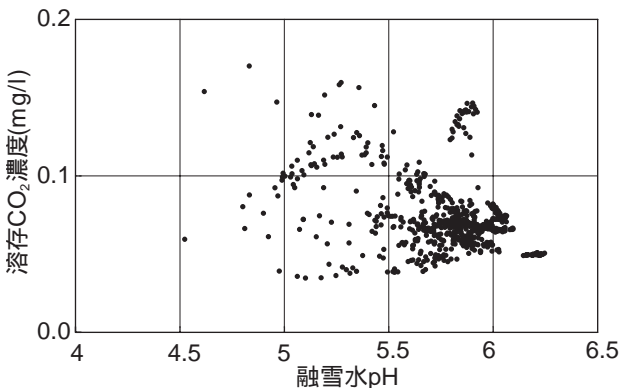


図35 融雪水pHと溶存CO₂濃度との相関
1時間平均値

以上の結果をまとめると、融雪水に溶解したCO₂が融雪水のpHを低下させている可能性は示唆されたが、 α を規定する要因については有意な要因は見出せなかった。上で述べたように、気液の反応には接触面積や接触時間等の要因が大きく影響するので、単に時間当たり排出された融雪水の量のみをパラメタとするのは不適當なであろう。今回の観測では雪質のデータは採っていないが、接触面積に最も関連が深い指標である比表面積は雪質によ

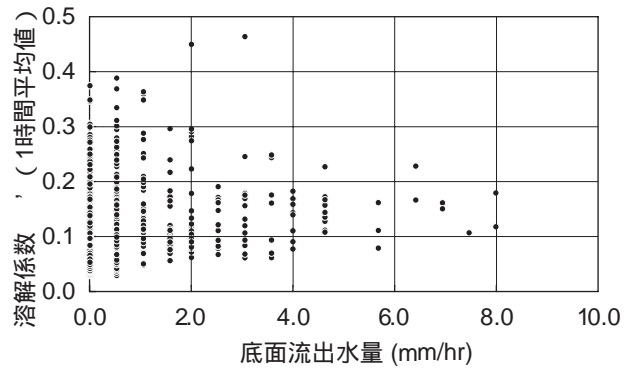


図36 底面流出水量と溶存 α との相関
1時間平均値

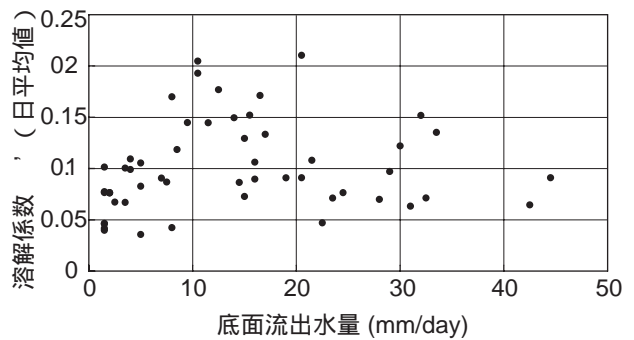


図37 底面流出水量と α との相関
日平均値

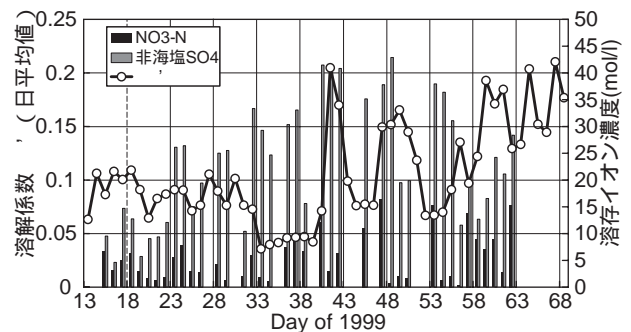


図38 溶存イオン濃度(強酸)と α との推移。

って大きく変化するため、 α の大きさを検討する として、
上で、重要な要素だと思われる。これは今後の課題

積雪下CO₂濃度予測モデル

1. はじめに

以上、第 2 章から第 4 章まで、それぞれ、積雪の分子拡散係数、風による乱流拡散係数、融雪水による溶解プロセスについて論じてきた。しかし、乱流拡散係数 D_T と溶解係数（正確には α に積雪深を乗じた α' ）についてはそれぞれ 1 寒候期の観測結果から導いたもので、その妥当性は検証されていない。そこで、本章ではそれらの結果を総合した積雪層内CO₂移動モデルを構築し、乱流拡散係数 D_T と溶解係数 α の推定に用いなかった1991年・1994年のデータを用いて各パラメタの妥当性を確認する。また、土壌におけるCO₂発生強度についても検討し、その推定法を提案する。

さらに、シミュレーションの結果を用いて、積雪層内のCO₂収支に及ぼす風と融雪水の寄与についても検討を行う。

2. シミュレーション

1) モデルの構造

第 2 章で示したとおり、モデルは土層（ Ω ）と

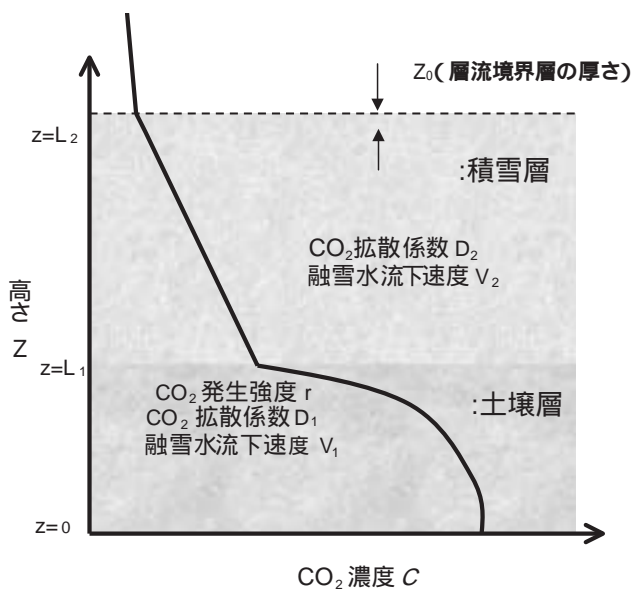


図39 モデルの概念図

横軸はCO₂濃度、縦軸は Ω 層底部からの高さを表す。モデルは Ω 層、 Ω 層からなる鉛直 1 次元モデルで、 Ω 層においてCO₂が発生し、 Ω 層を通過して大気中に拡散する。

積雪層（ Ω 層）の 2 層からなる鉛直 1 次元モデルとする（図39）。座標は Ω 層下端が原点、上向きが正で、 Ω 層と Ω 層との境界の座標を L_1 、 Ω 層の上端を L_2 とする。ただし、 Ω 層は耕起などの影響がおよぶ作土層とし、 Ω 層下端においてCO₂の移動は遮断されていると仮定した。観測をおこなった新潟県上越地域は重粘土地帯であり、作土層の下にはきわめて通気性の悪い還元性の粘土層が存在するため、この仮定は妥当であると思われる。なお、 Ω 層の厚さは 30cmとした。

CO₂は Ω 層内で一様に発生し、 Ω 層を通過して大気中に放出されると仮定した。なお、地表の植生による呼吸も土壌呼吸に含めている。モデル化する地表はムギ圃場（1991,1994）裸地（1999）、水田（2001）と異なるが、ムギ圃場については積雪開始期の草丈は 3 ~ 5 cm程度で小さく、積雪下では地表面に密着していることから土壌呼吸と区別する必要はないと考えた。

基礎方程式は以下である（式 3、式 4 を再掲）。

Ω 層：

$$\frac{\partial C_1}{\partial t} = D_1 \frac{\partial^2 C_1}{\partial z^2} - \alpha v_1 C_1 + r \quad (0 \leq z \leq L_1) \quad (33)$$

Ω 層：

$$\frac{\partial C_2}{\partial t} = D_2 \frac{\partial^2 C_2}{\partial z^2} - \alpha v_2 C_2 \quad (L_1 \leq z \leq L_2) \quad (34)$$

C_1, C_2 はCO₂濃度 ($gCO_2 \cdot m^{-3}$) D_1, D_2 はガス拡散係数 ($m^2 \cdot h^{-1}$)、 v_1, v_2 は融雪水流下速度 ($m \cdot h^{-1}$)、 α は溶解係数 (m^{-1})、 r は単位体積あたりのCO₂発生強度 ($gCO_2 \cdot m^{-3} \cdot h^{-1}$)で、添字 1, 2はそれぞれ Ω 層、 Ω 層についての量を示す。

第 2 章の結果より、 Ω 層の拡散係数 D_2 を分子ガス拡散の成分 D_{2M} と乱流ガス拡散の成分 D_{2T} に分離し、さらに第 2 章で導いたように無次元量 α' を用いて式 (33)、(34) を書き直すと以下ようになる。

Ω 層：

$$\frac{\partial C_1}{\partial t} = D_1 \frac{\partial^2 C_1}{\partial z^2} - \frac{\alpha' v_1 C_1}{L_1} + r \quad (0 \leq z \leq L_1) \quad (35)$$

層：

$$\frac{\partial C_2}{\partial t} = (D_{2M} + D_{2T}) \frac{\partial^2 C_2}{\partial z^2} - \frac{a' v_2 C_2}{L_2 - L_1} \quad (L_1 \leq z \leq L_2) \quad (36)$$

ただし

$$D_T = \begin{cases} (-2.075SD + 1.001) \times (0.0022WS^2 + 0.0014WS) & , \text{ for } SD < 0.48 \\ 0 & , \text{ for } SD \geq 0.48 \end{cases}$$

境界条件は以下である．

- ・土層底面ではCO₂の移動はない

$$D_1 \left. \frac{\partial C_1}{\partial z} \right|_{z=0} = 0 \quad (37)$$

- ・地表面においてCO₂濃度は連続している．

$$D_1 \Big|_{z=L_1} = D_2 \Big|_{z=L_1} \quad (38)$$

- ・地表面においてCO₂フラックスは連続している．

$$D_1 \left. \frac{\partial C_1}{\partial z} \right|_{z=L_1} = D_2 \left. \frac{\partial C_2}{\partial z} \right|_{z=L_1} \quad (39)$$

- ・積雪表面においてCO₂濃度は大気中に等しいと見なされる．

$$C_2 \Big|_{z=L_1} = C_A \quad (40)$$

ここでC_Aは平均的な大気中CO₂濃度(0.70gCO₂・m⁻³, 約350ppm)を与えた．第 4章で計算したように大気中のCO₂濃度勾配は積雪層中に比べて非常に小さく, また積雪表面粗度も小さく(0.5~10×10⁻⁴m, 武田ら, 1992) 層流底層も薄いので, 本モデルでは積雪表面より上のCO₂濃度は一定であるとした．また, は実測された底面流出量を与え, は当試験場内の圃場における地表面排水量と暗渠排水量との比より, v₂/10 とした．

以上の各式を無次元化した後に差分法で数値計算をおこなった．その際, L₁, L₁²/D₁ およびC_Aをそれぞれ代表長さ, 代表時間, 代表CO₂濃度とした．すなわち式(35), (36)は無次元化によって次式に変換される．

$$\frac{\partial \phi_1}{\partial \tau} = \frac{\partial^2 \phi_2}{\partial \xi^2} - a' v_1 C_1 + \varepsilon \quad (41)$$

$$\frac{\partial \phi_2}{\partial \tau} = \frac{D_{2M} + D_{2T}}{D_1} \frac{\partial^2 \phi_2}{\partial \xi^2} - \frac{L_1}{L_2 - L_1} a' v_2 \phi \quad (42)$$

ただし, φ₁, φ₂は無次元化したCO₂濃度, τは無次元化した時間, ξは無次元化した長さ, v₁, v₂は無次元化した融雪水流下速度, εは無次元化したCO₂発生強度である．

数値計算に用いたスキームは, 陰的差分法の一種のクランク-ニコルソン法である．このスキームは, 時刻に関する偏導関数は前進差分近似, 空間に関する偏導関数は時刻 および + における中心差分近似の単純平均で表す．これによって格子点(,)における式(41)および式(42)の偏導関数は, それぞれ次式で表される(簡単のため 層, 層を表す添字は省いている)．

$$\frac{\partial \phi}{\partial \tau} = \frac{1}{\Delta \tau} (\phi_{\xi, \tau + \Delta \tau} - \phi_{\xi, \tau}) \quad (43)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \phi}{\partial \xi^2} = & \frac{0.5}{\Delta \xi^2} (\phi_{\xi + \Delta \xi, \tau + \Delta \tau} - \phi_{\xi, \tau + \Delta \tau} + \phi_{\xi - \Delta \xi, \tau + \Delta \tau}) \\ & + \frac{0.5}{\Delta \xi^2} (\phi_{\xi + \Delta \xi, \tau} - \phi_{\xi, \tau} + \phi_{\xi - \Delta \xi, \tau}) \end{aligned} \quad (44)$$

ただし, Δτは時間刻み幅, Δξは長さの刻み幅である．これらを式(41)(42)に代入し, 0 ≤ ξ ≤ (L₁+L₂)/L₁の各格子点で時刻 τ + Δτにおけるφを求める．なお格子の間隔は, Δξ = 0.033, Δτ = 0.014とした．これは現実の長さ, 時間ではそれぞれ1cmおよび10分に相当する．

また, 層の厚さは積雪深の増減ともなって変化する．モデルは鉛直方向の刻み幅を固定しているので, 層の格子数が増えることになる．そこで, 以下のような操作をおこなった(図40)．積雪深が増えた場合には増えた分の積雪中の空気CO₂濃度はC_Aとする．これはもともと大気中であった空間に雪粒子が堆積したことを表現している．積雪深が減った場合には積雪中のCO₂濃度には影響がなく, 積雪のみが取り去られたとして, z=L₂における境界条件をそのまま使用した．これは, 季節的積雪地帯で見られる積雪では積雪内部の空気は外部大気と連続しており, 圧密に伴って圧縮されることはないことによる．これは積雪全体についても同様で, 圧密に

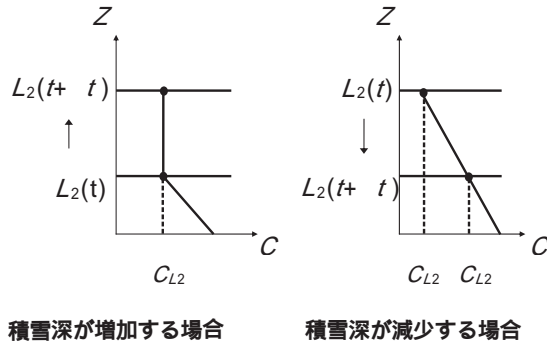


図40 積雪深の増減に伴う 層上端におけるCO₂濃度

$L_2(t)$ および $L_2(t+\Delta t)$ はそれぞれ時刻 t , 時刻 $t+\Delta t$ における層上端の位置. $C_{L_2}(t)$ および $C_{L_2}(t+\Delta t)$ はそれぞれ時刻 t , 時刻 $t+\Delta t$ における 層上端のCO₂濃度.

よって雪粒子が下方へ移動しても計算をする格子点の位置は変わらず, したがって積雪内部の空気は静止していると仮定している. 実際の積雪では密度と共に気相率も変化しているため, 圧密によって積雪内部の空気が押し出されるという効果も加わるが, 本モデルでは考慮していない.

2) 土壌におけるCO₂の発生量

土壌からのCO₂発生量は, 積雪期間を通じて一定と見なし, 積雪層内のCO₂濃度勾配より推定した. 以下にその根拠を述べる.

土壌中のCO₂の発生は主として好気性微生物の代謝によって生じ, 0-40 の範囲では地温の指数関数で近似される (Yamagishiら, 1980). このため, 積雪層から大気に出て行く平均的なCO₂フラックスも地温との相関が高い (Marikoら, 2000).

一方, 筆者らが観測を行った新潟県は, ほぼ定期的に底面融雪が生じている暖地積雪地帯なので, 地表面の温度はほぼ0 に固定されていると考えて良い. また, 図41に示すように積雪期間を通じての地温の変化は -5 cmでも0.5 程度である. さらに, 土壌水分も微生物の活性に影響を及ぼすが, 観測圃場は透水性の低い重粘土なので, 積雪期間中はほぼ一定の状態推移していた (図42C).

また, 土壌呼吸は微生物による有機物分解反応であり, 究極的には酸素濃度に律速される. 酸素消費速度 r_0 は酸素濃度 O の関数として次式のように記述される (中野, 1991).

$$r_0 = k \frac{O}{K+O} \quad (45)$$

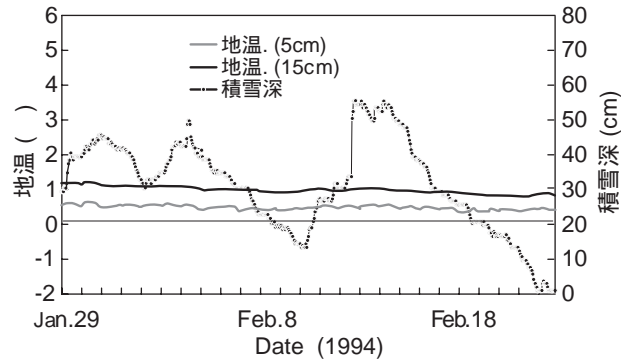


図41 積雪深と地温の経時変化 (1994年)

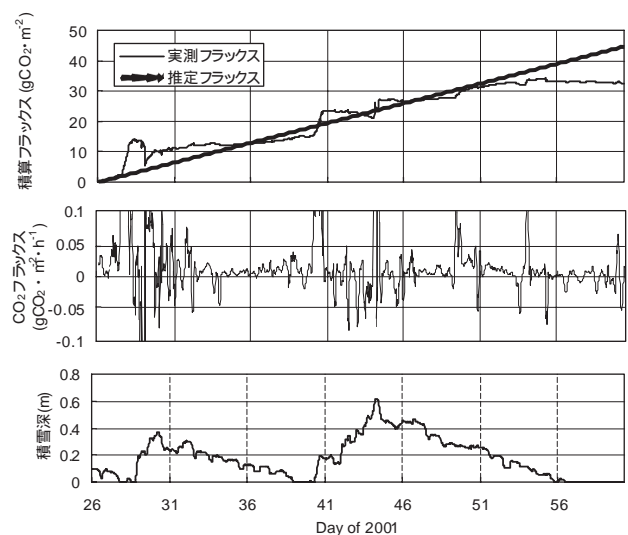


図42 積算CO₂フラックス (A), CO₂フラックス (B), 深さ10cmにおける土壌含水率 (C) および積雪深 (D) の推移 (2001年)

Aにおける「実測フラックス」はBを積算したものである. ただし, B図では20分毎の測定値を3時間移動平均したものをプロットしている

ここで K : 酸素濃度が十分に高いときの最大反応速度, K : 飽和定数である. 第 4章で見たように, 1 m程度の積雪があると積雪層底部のCO₂濃度は大気中の2~3倍程度に上昇するが, それでもまだ0.1%のオーダーである. O₂とCO₂との呼吸商は1なので積雪層底部における酸素濃度もまた0.1%程度減少するが, その存在量 (20数%) に対しては十分小さい量である.

以上のように積雪下の土壌では温度・水分・酸素濃度のいずれの変化も小さく, CO₂発生速度を変化させる要因がない. ただし, これは暖地における粘土質圃場における条件なので, すべての積雪地帯であてはまる訳ではない点は注意が必要である. 特に

土壌水分については透水性の良い場所や積雪期間中に融雪が少ない地域などでは、相当に変化するものと思われる。

さて、層下端（積雪層底部）のCO₂濃度C_{L1}は積雪の増減や融雪に伴って大きく変動しているが、融雪が生じておらず、無風状態で、かつ積雪深の増減速度が十分に小さい場合には、CO₂濃度の変動は擬定常と見なされ、C_{L1}は

$$C_{L1} = rL_1 \frac{L_2 - L_1}{D_{2M}} + C_A \quad (46)$$

となる。ここで、(L₂ - L₁)D_{2M}は積雪全層にわたって積分した拡散抵抗である。

rが変化しない、つまりrL₁が定数であると仮定すると、式(46)は独立変数が(L₂ - L₁)D_{2M}、従属変数がC_{L1}の一次関数となる。

ここで、式(46)はvおよびD_{2T}が0の場合の解であるが、式(35)、(36)からわかるようにvが0ではない場合、あるいはD_{2T}が0ではない場合は、いずれもC_{L1}は式(46)で得られる値よりも小さくなる。すなわち、式(46)で計算されるC_{L1}は、(L₂ - L₁)D_{2M}で与えられた積雪条件下におけるC_{L1}の最大値であると考えられる。

図43に、積雪期間を通じたC_{L1}の実測値と(L₂ - L₁)

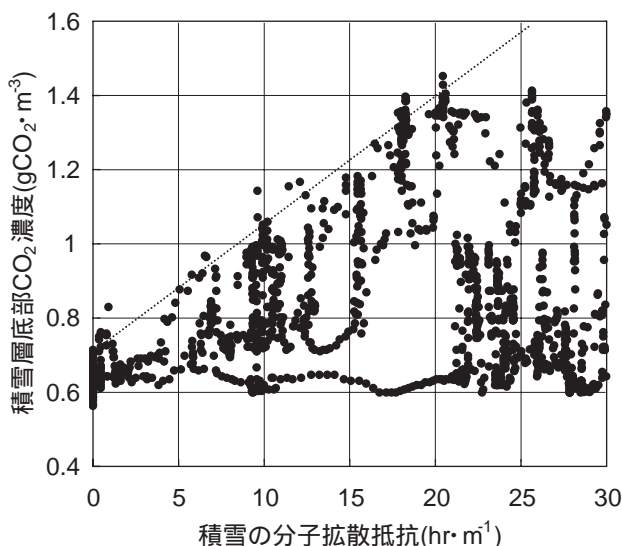


図43 積雪全層拡散抵抗と積雪底部におけるCO₂濃度との関係（1991年）

各点は30分毎の測定値。図中に引いた破線は各抵抗値におけるCO₂濃度の最大値を結んだもの。

/D_{2M}との関係を示す。C_{L1}は(L₂ - L₁)D_{2M}の値に対して一意には決まらないが、その分布は(L₂ - L₁)/D_{2M}の一次式として与えられる直線（図中の破線）を上限としていることがわかる。このことから、rL₁を定数とした上記の仮定は妥当であると判断した。そこで、この直線に式(46)があてはまるとして、直線の傾きよりrL₁を求め、L₁を0.3mとしてrを計算した。各年について推定されたrL₁およびrの値を表8に示す。

2001年に渦相関法で測定した大気中CO₂フラックスと、上述の方法で推定したフラックスとの比較を図42Aに示す。渦相関法によって測定されたフラックスは降水等によって大きく乱れているが、積算曲線の傾きは推定フラックスとよく一致している事がわかる。なお、通算日54日(2/23)以降に渦相関法によるフラックスが頭打ちとなっているのは、融雪後に植生が光合成を開始したためだと思われる。

なお、積雪下の土壌呼吸の既往の測定例では、長野県の森林での測定値(0.026 - 0.049gCO₂·m⁻²·h⁻¹; Maikoら,2000)、米国ワイオミング州の森林での測定値(0.03 - 0.04gCO₂·m⁻²·h⁻¹; Sommerfeldら³⁶⁾)などがある。これらと比較すると、1991年と1994年のムギ圃場はほぼ同じ、1999年の裸地は高く、2001年の水田はやや低めの値である。水田の値が小さいのは、当試験場の水田土壌が通気性の悪い重粘土であり、土壌微生物の呼吸活性が森林土壌に比べて低いためだと考えられる。

3) 数値解法のチェック

数値計算に用いたアルゴリズムの妥当性を確かめるため、簡単な条件下における解析解との比較をおこなった。式(35)および(36)において風および融雪水の流下がない場合の定常解は以下である。

層：

$$C_i = -\frac{r}{2D_1} z^2 + rL_1 \left(\frac{L_1}{2D_1} + \frac{L_2 - L_1}{D_{2M}} \right) + C_A \quad (47)$$

表8 推定されたCO₂フラックス(rL₁)およびCO₂発生強度(r)

	1991	1994	1999	2001
	ムギ圃場	ムギ圃場	裸地	水田
rL ₁ (gCO ₂ ·m ⁻² ·h ⁻¹)	0.0342	0.0346	0.0700	0.177
r(gCO ₂ ·m ⁻³ ·h ⁻¹)	0.114	0.115	0.233	0.059

層：

$$C_2 = -\frac{rL_1}{D_{2M}}z + rL_1 \frac{L_2}{D_{2M}} + C_A \quad (48)$$

同じ条件で求めた定常解と数値解との比較(図44)を見ると、層の下部で差が見られる。これは $z = 0$ における境界条件(層の下端でフラックスは0)を差分近似する際に生じた誤差であると考えられる。しかし今回の解析に用いる層下端付近では、両者は良好な一致を示している。

計算に用いたクランク-ニコルソン法は陰的差分法であるから、陽的差分法に比べて大きな時間刻み幅で計算が可能である。しかし、解の安定を保証する格子比について陽的差分法ほど明確な基準はない。そこで時間刻み幅を変化させて計算結果の応答を調べた。

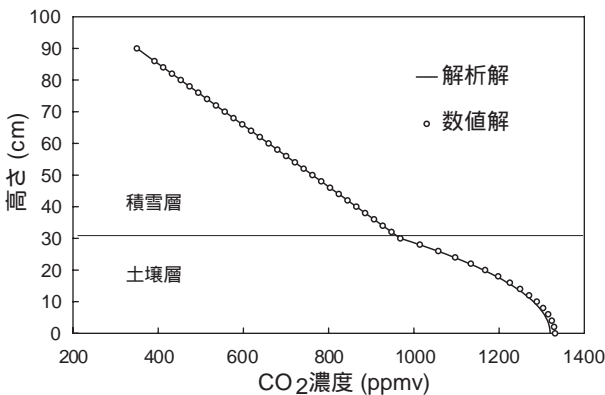


図44 解析解と数値解との比較

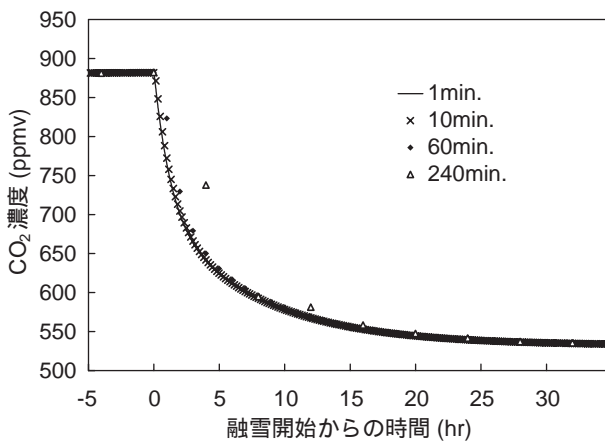


図45 時間刻み幅の違いによる数値解の挙動

時刻0hまでは融雪水量 $BD=0$ 、以後は一定値 $BD=4.5\text{mm/hr}$ を与えた場合の $z=L_1$ における CO_2 濃度。凡例の数字は計算に用いた時間刻み幅(分)を表す。

時刻00時00分までは融雪水量が0で、00時01分より 4.5 mm/h の融雪水が出現した場合について、時間刻み幅が1分、10分、60分、240分と変化させて積雪層下端における濃度を計算した(図45)。ただし、融雪水量以外のパラメータは時間によらず一定である。その結果、時間刻み幅が1分と10分とではほとんど差は見られず、60分では融雪が生じてから6時間程度まで、240分では20時間程度まで応答が遅れが見られた。これより、今回の解析で採用した時間刻み幅10分という値は妥当であると思われる。

3. シミュレーションの結果と考察

1) 濃度の再現性

モデルに入力するデータは以下である。

- ・積雪深 (m)
- ・積雪重量 ($\text{kg}\cdot\text{m}^3$)
- ・融雪量(底面流出量)($\text{mm}/10\text{min}$)
- ・風速 (m/s)

10分毎に測定したこれらのデータを元にモデル内の変数を求め、別途推定したパラメータと共に積雪層底部の CO_2 濃度を推定する(図46)。積雪層底部 CO_2 濃度の連続観測を行った4冬期のうち、1991年と2001年のデータはパラメータの推定に用いたので省き、1991年と1994年のデータを用いてモデルの検証を行った。

図47に1991年、図48に1994年の実測値とモデルによる推測値との比較を示す。1991年については通算日32~42日でモデルは濃度を過大評価、55~61日で過小評価している。特に40日に実測値に見られる一

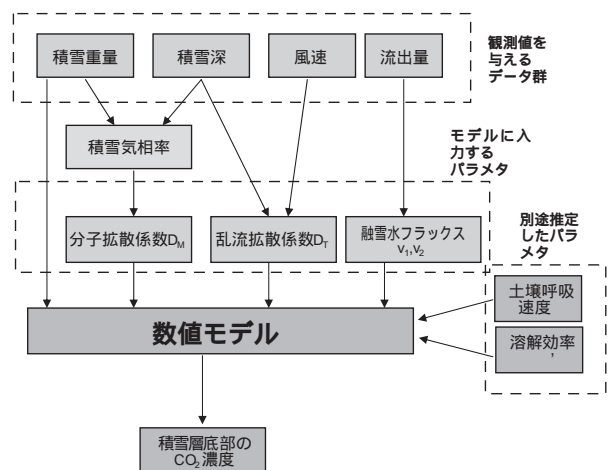


図46 モデルのデータフロー

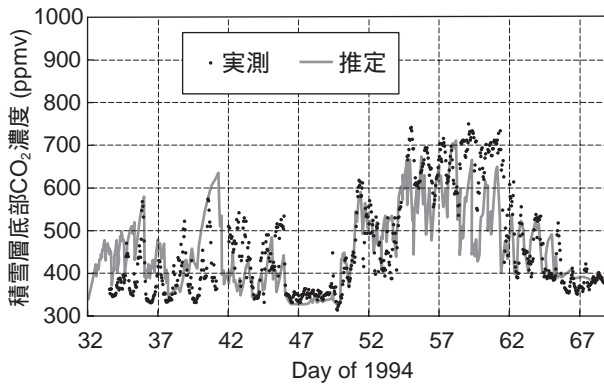


図47 モデルによる推定値と実測値との比較 (1991年)

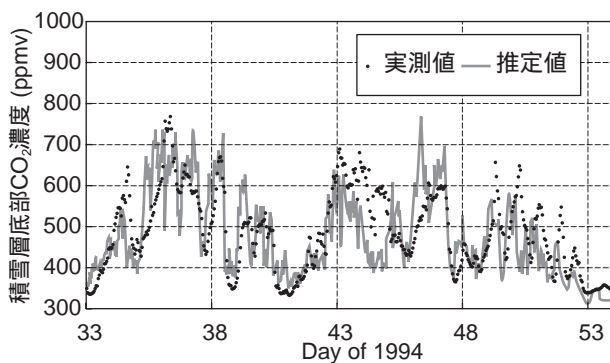


図48 モデルによる推定値と実測値との比較 (1994年)

時的な濃度上昇のオーバーエスティメイトが目立つ。1994年は全体的に濃度上昇のピークを過大評価している事例が多いが融雪末期の50日以降は全体的に低めの出力となっている。また、44・45日には150ppmv程度の過小評価が見られる。

図46に示したように、本モデルではCO₂の移動について、以下の3つの機構を考えている。

- 1) 分子拡散 (積雪深・積雪重量によって決まる)
- 2) 乱流拡散 (風速・積雪深によって決まる)
- 3) 溶解 (融雪水量によって決まる)

これらの機構がそれぞれ、積雪層底部のCO₂濃度変化にどのように寄与しているのかを見るために、1994年のデータセットを用いて一部の機構を省いたモデルを用いて、検討を行った。図49は、風の影響を考慮しないモデルの出力である。風による乱流拡散は積雪層内のCO₂が大気中に出て行くのを促進する働きがあるので、この働きがない分、全体的に推定値は濃度を過大評価している。ただし、図48の説明で述べた44・45日における推定値の過小評価については、風を考慮しない計算結果の方が実測値とよ

くあっている。風速の測定点と濃度観測点とは50m程度しか離れておらず、両点での風速に違いがあったとは考えられない。したがって、44・45日の積雪は風による乱流変動を受けにくい(圧力変動が積雪中に伝わりにくい)構造だったのではないかと思われる。図4を見ると、氷点下で大量の降雪があり、また、気温がほぼ氷点下だったために30cm程度の新雪層が維持されたと推測される。第4章で述べたように、多孔質中の気体の流動は間隙径の影響を強く受けるため、細かい新雪の中は伝わりにくはずである。第4章で導いたD_Tの推定式は主にザラメ雪について得られたものなので、より細かな新雪やしまり雪については適用できないのかも知れない。一方、分子拡散は10⁻⁴cmのオーダーまでは間隙サイズの影響を受けないので(遅沢³⁰⁾、第4章で求めた推定値が適用でき、結果として風を考慮しないモデルの方が実測値に近いという結果になったのだと考えられる。次に、融雪水による溶解を考慮しないモデルおよび風と溶解のどちらも考慮しないモデルの出力を、図50に示す。どちらも考慮しないモデル(青線)はCO₂の移動を分子拡散のみとしたモデルである。分子拡散係数D_Mの推定には含水率を考慮していないので(第4章)、D_Mは積雪密度に反比例し、積雪の全拡散抵抗はD_Mの逆数に積雪深を乗じて得られるので、結局積雪深と積雪重量から一意に決まる値である。したがって、この線と溶解を考慮していないモデルの出力との差が風による濃度低下を、さらに溶解を考慮していないモデルの出力と実測値との差が融雪水による濃度低下を、それぞれ表わしていることになる。風による濃度低下は500・600ppmv程度の時期もあり、積雪底部のCO₂濃度形成に大きく影響していることがわかる。一方、融雪水の影響も、積雪期間のほぼ全体を通じて見られ、35,36日、46日などの融雪初期には300ppmv程度の濃度低下を生じさせている。

2) 積雪層のCO₂収支

以上、濃度について考えてきたが、CO₂量そのものの収支についても若干の考察を行う。積雪層内の濃度勾配がほぼ直線だと仮定すれば、積雪層底部の濃度の半分に積雪層の間隙体積を乗じて、積雪層内に貯留されているCO₂量が推定できる(図51)。積雪深が大きければ間隙の総量は増えるし、積雪層底部のCO₂濃度も増すので、貯留量のカーブはほぼ積雪

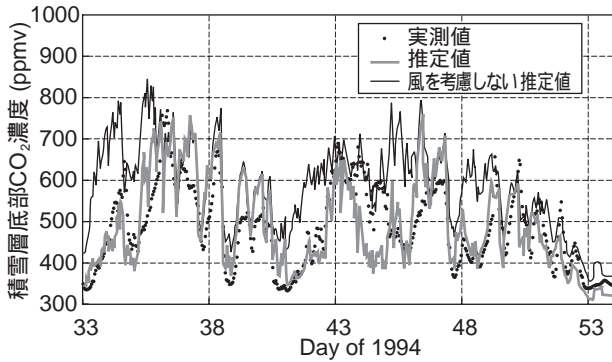


図49 モデルによる推定値と実測値との比較 (1994年)
細い実線は、 $D_T=0$ として計算したものと

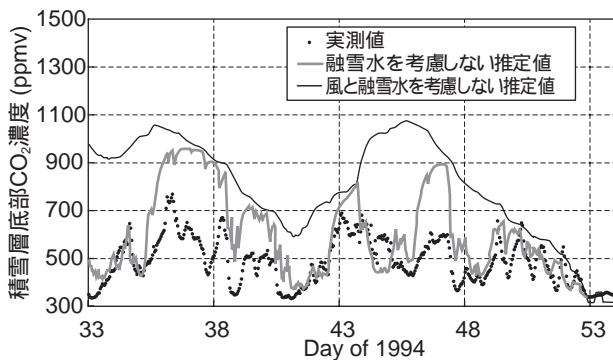


図50 モデルによる推定値と実測値との比較 (1994年)
グレーの線は、 $v_1 = v_2 = 0$ として計算したものと
細い実線は、 $v_1 = v_2 = 0, D_T=0$ として計算したものと

深の推移と似た形となる．濃度の実測値を基にした推定では1994年の場合、 1m^2 あたり最大約 0.3g の CO_2 が貯留されていたことになる．一方、風を考慮しな

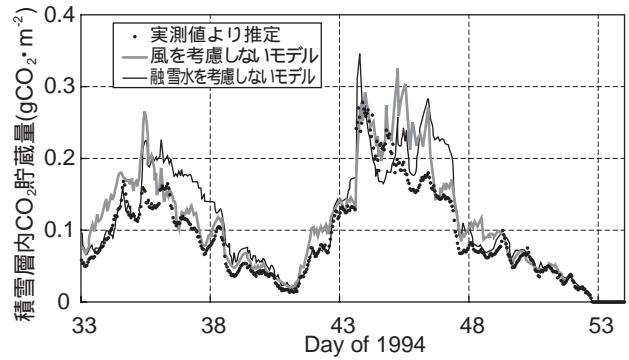


図51 推定された CO_2 の積雪内貯留量 (1994年)
単位面積 (1m^2) あたりの積雪に含まれる CO_2 量を示す．
グレーの線は、 $D_T=0$ として計算したものと
細い実線は、 $v_1 = v_2 = 0$ として計算したものと

いモデルと融雪水を考慮しないモデルのプロットは、最大 $0.07 - 0.08\text{gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 程度実測よりも大きい時期がある．これらの量の CO_2 が風によって大気に放出されたり、融雪水に溶かされて排出されたりしたことになる．この年の土壌からの CO_2 フラックスは $0.0346\text{gCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$ なので、これらの CO_2 移動量は、土壌呼吸の約2時間分に匹敵する量だと推定される．第 4章で示した融雪に伴って低下した CO_2 濃度の回復や、第 4章で示した図20における風速の増減に追隨した CO_2 濃度の変化などを見ると、外的条件の変化によって濃度が変化する場合、その遷移に要する時間は数時間程度である．このことも、ここで導いた CO_2 の貯留量の値が妥当であることを示唆している．

結 言

4 寒候期にわたって積雪層内の CO_2 濃度観測を実施した．そのうち積雪層底部 (地上 0.01m) における CO_2 濃度の測定が行われた、1991年、1994年、1999年各冬期についてデータを示し、濃度変動の傾向と変動を生じさせている原因について考察した．

測定を行ったムギ圃場および裸地における積雪層底部の CO_2 濃度は、おおまかには積雪の増加に伴って増減し、そのピークは最深積雪深 $0.56\text{m} \sim 1.14\text{m}$ に対して $700\text{ppmv} \sim 1100\text{ppm}$ 程度であった．

変動については、

- 1) おおまかに積雪層の消長に対応して生じる増減
- 2) 融雪が起こっているときに生じる短時間の濃度低下

3) 風速が大きい時に生じる濃度低下
の3つが抽出された．これらについて、以下のような仮説を立てた．すなわち；

- 1) については、土壌と大気との間のガス交換に対する抵抗としての積雪の働きそのものであり、この働きの程度を決定する要因は、積雪の分子ガス拡散係数と積雪のマスである．
- 2) については積雪層内を流下する融雪水が、間隙空気中の CO_2 を溶解するために生じる現象である．
- 3) については、風によって引き起こされた積雪層内の空気の乱れが、積雪層内と空気とのガス交換を促進して生じる現象である．

これらの仮定を元に、土壌層と積雪層の2層からなる、拡散方程式に基いた鉛直一次元モデルを提案した。

1. 積雪のCO₂分子拡散係数の測定について

積雪の分子拡散係数を測定するための装置を試作し、各種の検定をおこなった結果、絶対値および再現性の双方において誤差約5%以内の精度で測定が可能である事がわかった。すなわち、装置の構造と測定法について立てた仮定と基礎方程式が妥当であったことが確認できた。

実際の積雪の拡散係数については、密度0.1~0.55g・cm⁻³の雪において相対拡散係数D_rは積雪の気相率fに比例し、比例係数は0.57という結果を得た。この値は既往の測定例や推定値と比較して妥当だと思われる。また、この値は土壌における既往の測定値とほぼ同じかいくぶん小さな結果であった。代表的な畑土壌の気相率は0.1~0.4程度の範囲にあるので、積雪のガス拡散係数は土壌の約2倍程度と考えるとよい。すなわち積雪が地面を被覆することによる大気とのガス交換阻害の程度は、その半分程度の厚さの土壌による被覆に匹敵する。

2. 積雪層内の乱流拡散の推定について

大気中の鉛直CO₂フラックスと積雪層内外のCO₂濃度差の観測から積雪層の全拡散係数を求めた。この全拡散係数から第2章で求めた分子拡散係数の成分を除去し、積雪層内における乱流拡散係数D_Tの全層平均値を推定した。これを風速および積雪深の推移と比較して、風速の2次式、積雪深の1次式として予測する近似式を作成した。

ここでも、雪質の違いは考慮していない。これは解析を行った期間のほとんどで積雪密度が0.30~0.35g・cm⁻³の濡れざらめだったので、異なる雪質との比較が出来なかったためである。

しかし、分子拡散係数の測定と同様に、より精密な評価を行うためには、雪質を組み込んだ式にする必要があると思われる。すなわち、風による積雪内空気の振動は微視的に見ると間隙内における空気の流動に他ならない。すなわち、管路におけるPoiseuille則に従い、その流量は間隙サイズの4乗に比例するはずだからである。

また、積雪の層構造によって、空気の乱れが下層

へ伝わる度合いが異なるという文献もある。この点も今後の課題である。

3. 溶解係数の検討について

積雪層内CO₂移動の基礎式より、融雪水によるCO₂の溶解の程度を表わす溶解係数を導出した。

は積雪深に反比例するので、積雪深を乗じてその影響を除いた α' を導入した。この結果に基づいて積雪層底部のCO₂濃度と融雪水溶存CO₂濃度の測定値から α' を求めた結果、0.1~0.3程度の値であった。

α' と融雪水pH、流出水量、溶存イオン濃度との比較を行った結果、流出水量および溶存イオン濃度との間には有意な相関は認められず、融雪水pHとの間には弱い負の相関が認められた。これらより、融雪水に溶解したCO₂が融雪水のpHを低下させている可能性は示唆されたが α' を規定する要因については有意な要因は見出せなかった。

4. 積雪下CO₂濃度モデルによるシミュレーションについて

積雪の分子ガス拡散係数の推定式、風による乱流拡散係数の推定式、および、測定で求めた溶解係数の代表値を用い、土壌・積雪層内CO₂移動を再現するモデルを構築した。モデルは土壌層と積雪層からなる2層の鉛直一次元モデルで、10分間隔で測定した積雪深・積雪重量・風速・底面流出水量を入力し、積雪層底部のCO₂濃度を予測する。空間刻み幅は1cm、時間刻み幅は10分とし、陰的差分の数値解法であるクラנק・ニコルソン法を用いて計算する。数値解の妥当性を確かめるために定常解との比較および時間刻み幅の検討を行い、正しいことを確認した。

また、土壌で発生するCO₂の量は、積雪期間の地温・土壌水分・酸素濃度の変化量が少ない事からほぼ一定であるとして、積雪層内CO₂濃度勾配の最大値から推定した。大気中で測定されたCO₂フラックスと比較すると、積算値の傾きがほぼ同じであり、妥当だと思われる。

1991年と1994年のデータを用いてシミュレーションを行った結果、両年とも濃度を過大・過小評価している時期は見られるが、全体としては実測値の濃度変化を良く表わしていることが確認された。

分子拡散のみを考えたモデルとの比較では、風の影響による積雪層底部のCO₂濃度の低下の度合いが融雪水への溶解によるものに比べてやや大きかった。また、風や融雪水によって積雪層外へ運ばれるCO₂量は、1994年の場合は1m²あたり最大で0.7~0.8gCO₂程度であった。

5. 今後の課題

本研究の中では、積雪の「質」を特徴づける量としては積雪密度（あるいは気相率）しか考慮していない。これは測器の制約などによるものであるが、筆者が本研究を開始した1991年以来、北陸地方が暖冬少雪傾向であったことも、その一因である。研究期間中、積雪期間の大部分にわたって濡れ変態が卓

越し、表層のわずかな新雪以外は全層ザラメという状態が多々見られた。前節において、本研究の結果は暖地積雪に特徴的なものだと書いたが、これはすなわち、本研究で作ったモデルをたとえば北海道などでそのまま適用するのは危険だということでもある。したがって、モデルの普遍性を担保するためには、別の地域でも追試を行って比較していく必要がある。

また、融雪水によるCO₂の溶解係数については、けっきょく経験値的な結果しか得られず、構造的な解析ができなかった。この点については自然積雪についての測定のみではなく、室内での精密な実験が必要だと思われる。

摘 要

4 寒候期にわたって積雪層底部におけるCO₂濃度の連続測定を行うとともに、積雪層内をCO₂が移動する各プロセス毎に実験・検討を行い定量化した。

積雪の分子ガス拡散係数は、土壌と大気との間のガス交換に対する抵抗としての働きを評価する基本的なパラメタである。これを測定するために、非定常拡散理論に基づく分子ガス拡散係数測定装置を開発した。まず絶対値精度および境界条件の確からしさに対する検定を行った後、新雪・しまり雪・ザラメ雪の3種の自然積雪について測定を行い、相対拡散係数D_Rを積雪気相率の一次式とする実験式を得た。

積雪表面上を吹く風によって積雪層内の空気が乱され、積雪内と大気との間のガス交換が促進される。この効果を見積もるために、渦相関法によって観測した大気中のCO₂フラックスと積雪層内のCO₂濃度勾配より、積雪内の乱流ガス拡散係数を得た。さらにこれを風速および積雪深の関数として求める推定

式を作成した。

積雪表面で生じた融雪水が積雪内を流下する際、積雪間隙中のCO₂が溶解されるため、融雪期には積雪層内のCO₂濃度は低下する。この溶解の効率を表わす指標として、輸送理論から導かれる溶解係数を導入した。積雪層底部CO₂濃度および融雪水中の溶存CO₂量の測定値より、その平均的な値を求めた。

以上のように検討した各プロセスを統合して、積雪内のCO₂濃度を再現する数値モデルを構築した。モデルは土層と積雪層から成る2層の一次元モデルで、積雪深・積雪重量・融雪量・風速、および別途見積もったCO₂発生強度（土壌呼吸活性）を入力し、積雪内の任意の深さのCO₂濃度、あるいは移動量を出力する。先に述べた4寒候期の連続観測のデータと比較した結果、良好な一致が見られた。本モデルおよび各プロセスの検討結果は、CO₂にとどまらず、積雪と大気との各種物質交換に広く応用しうるものと思われる。

引 用 文 献

1. Albert, M. R.(1993)Some numerical experiments on firn ventilation with heat transfer. *Annals of Glaciology*, 18, 161-165.
2. Albert, M. R. and Hardy, J. P.(1995)Ventilation experiments in a seasonal snow cover, *Biogeochemistry on seasonal snow-covered catchments (Proceedings of a Boulder symposium, July 1995)*. IAHS Publ., no.228, 41-49.
3. Albert, M. R.(1996)Modeling heat, mass, and

- species transport in polar firn. *Annals of Glaciology*, 23, 138-143.
- 4 . Burges, A. and Fenton, E.(1953) The effect of carbon dioxide on the growth of certain soil fungi. *Trans. Brit. mycol. Soc.*, 36, 104-108.
 - 5 . Carllendar, G. S.(1958) On the amount of carbon dioxide in the atmosphere. *Tellus*, 10, 243-248.
 - 6 . Clark, G. K. C. and Waddington, E. D.(1991) A three-dimensional theory of wind pumping. *Journal of Glaciology*, 37, 125, 89-96.
 - 7 . Colbeck, S. C.(1989) Air movement in snow due to windpumping. *Journal of Glaciology*, 35, 120, 209-213.
 - 8 . Colbeck, S. C.(1997) Model of wind pumping for layered snow. *Journal of Glaciology*, 43, 143, 60-65.
 - 9 . Currie, J.A.(1960) Gaseous diffusion in porous media. Part 1.A non-steady method. *Br. J. Appl. Phys.*, 11 , 314-317
 - 10 . Durbin, R. D.(1959) Factors affecting the vertical distribution of *Rhizoctonia solani* with special reference to CO₂ concentration. *Am. J. Bot*, 46, 22-25.
 - 12 . Farrell, D. A., Greacen, E. L. and Gurr, C.G. (1965) Vapor transfer in soil due to air turbulence. *Soil science*, 102, 305-313.
 - 13 . 藤野和夫 (1971) 積雪内部での融雪水の流下速度の測定 . *低温科学, 物理編*, 29, 151-158.
 - 14 . Fukuda, H.(1955) Air and vapor movement in soil due to wind gustiness. *Soil Science*, 79, 249-258.
 - 15 . 平野高司 (2001) 5.6 土壌呼吸量. 岩田徹 他, 第5章微量気体のフラックス, *気象研究ノート*, 199. 132-136.
 - 16 . IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (1996) *Climate change 1995*. Cambridge University Press, Cambridge.
 - 17 . 石田 完・清水 弘 (1956) 積雪の通気抵抗 . *ポータブル メーター . 低温科学, 物理編*, 15, 63-71
 - 18 . Keeling, C. D. et al.(1989) A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1. Analysis of observed data. *AGU Monograph 55*, Washington, American Geophysical Union, 165-236.
 - 19 . 小林俊一 (1969) 雪面に働く風の力の測定. *低温科学, 物理編*, 27, 87-97.
 - 20 . 小南靖弘, 高見晋一 (1996) 積雪のCO₂拡散係数測定装置の開発 . *雪氷*, 58 , 107-106.
 - 21 . 小南靖弘, 高見晋一, 横山宏太郎, 井上聡 (1998) 季節的積雪地帯における積雪下のCO₂濃度 . *雪氷*, 60, 357-366.
 - 22 . 小南靖弘, 横山宏太郎, 川方俊和 (2003) 融雪水による積雪層内CO₂の溶解に及ぼすイオン濃度の影響について . *第19回寒地技術シンポジウム講演論文集*, 305-309.
 - 23 . 小南靖弘, 横山宏太郎, 川方俊和 (2004) 積雪内のCO₂濃度に及ぼす風の影響 . *雪氷*, 66, 353-363
 - 24 . Kominami, Y. and Takami, S. (2004) A novel chamber method for the soil CO₂ flux measurement based on the diffusion equation. *水文・水資源学会誌*, 17, 295-303.
 - 25 . Maeno, N., Narita, H. and Araoka, K.(1978) Ice-coring Project at Mizuho Station, East Antarctica, 1970-1975. Measurements of permeability and elastic modulus of snow and firn drilled at Mizuho Station, East Antarctica. *Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue No.10*, 62-76
 - 26 . 中澤高清 (1993) 大気中の炭酸ガス (濃度増加と人間活動). *気象研究ノート*, 181, 67-89.
 - 27 . Oechel, W. C., Vourlitis, G. and Gastings, S. J. (1997) Cold season CO₂ emission from arctic soils. *Global Biogeochemical Cycles*, 11, 163-172.
 - 28 . 及川武久 (1993) 大気中の炭酸ガス (生物圏の変遷). *気象研究ノート*, 181, 91-109.
 - 29 . 大沼匡之 (1969) 積雪下の作物に対する微気象. *日本積雪連合資料*, No.95, 561-568.
 - 30 . 遅沢省子 (1987) 土壌ガス拡散係数測定と土壌診断 . *土壌の物理性*, 55 , 53-60
 - 31 . Oura, H., Oshida, T., Kobayashi, D., Kobayashi, S. and Yamada, T.(1967) Studies on blowing snow . *Physics of snow and ice (Conference on physics of snow and ice proceedings) Vol.1*,

- Part2, Inst. Low Temp. Sci. Sapporo, 1099-1117.
32. Schwander, J., Stauffer, B. and Sigg, A. (1988) Air mixing in firn and age of the air pore close-off. *Annals of Glaciology*, 10, 141-145.
33. Sokratov, S. A. and A. Sato (2000) Wind propagation to snow observed in laboratory. *Annals of Glaciology*, 31, 422-433
34. Sokratov, S. A. and Sato, A. (2001) The effect of wind on the snow cover. *Annals of Glaciology*, 32, 116-120.
35. Solomon, D.K. and Cerling, T. E. (1987) The annual carbon dioxide cycle in a mountain soil: Observations, modeling, and implications for weathering. *Water Resour. Res.*, 23, 2257-2265
36. Sommerfeld, R.A., Moisiser A. R. and Musselman, R. C. (1993) CO₂, CH₄, N₂O flux through a Wyoming snowpack and implication for global budgets. *Nature*, 361, 140-142
37. 高松進, 一谷多喜郎 (1987A) 水田転換畑および畑地で栽培されたムギ類からの主要な褐色雪腐菌の検出. *日植病報*, 53, 56-59.
38. 高松進, 一谷多喜郎 (1987) ムギ類褐色雪腐病に関する研究(3) 水田, 畑および山林土壌からの病原菌の検出. *日植病報*, 53, 105-106.
39. 高見晋一, 横山宏太郎, 小森友明, 関平和 (1990) 積雪下のCO₂環境. *日本農業気象学会北陸支部会誌*, 16, 8-11.
40. 田中正之, 中澤高清, 青木周司 (1987) 大気中の二酸化炭素濃度の精密計測法. *気象研究ノート*, 160, 1-16.
41. 田崎順郎 (1956) 作物の耐雪性に関する研究 - 特にその融雪水の及ぼす影響について -. *新潟大学教育学部教育科学*, 5, 2, 41-70.
42. Tumanov, I. I. (1936) The role of the snow coverage in the wintering of crops in Russia. *Bull. of Appl. Bota. of Genet. and Plant Breed. Series III.*, No. 6, 3.
43. 梅林正直 (1976) 土壤空気. 植物栄養土壤肥料大辞典, 養賢堂, 395-404
44. Van Bavel, C.H.M. (1951) A soil aeration theory based on diffusion. *Soil Sci.*, 72, 33-46
45. 若浜五郎 (1968) 積雪内への融雪水の浸透. *雪氷*, 30, 6, 175-188.
46. Watson, R.T., Rodhe, H., Oeschger, H. and Siegenthaler, U. (1990) 1. Greenhouse Gases and Aerosols. ed. J.T. Houghton, G. J. Jenkins and J.J. Ephraums "Climate Change. The IPCC Scientific Assessment" 1-40. Cambridge University Press, New York.
47. 吉田順五 (1968) 融雪水の積雪内浸透. *低温科学 物理編*, 23, 1-6.
48. 吉田順五 (1977) 風が誘起する雪内気流. *低温科学 物理編*, 35, 47-65.
49. Zimov, S. A., Zimova, G. M., Davildov, S.P., Daviodova, A. I., Voropaev, Y. V., Voropaeva, Z. V., Prosiannikov, S. E., Prosiannikova, O. V., Semiletova, I. V. and Semiletov, I.P. (1993) winter biotic activity and production of CO₂ in Siberian soils: a factor in the greenhouse effect. *Journal of Geophysical Research*, 98, 5017-5023.

Study on CO₂ Concentration Under the Snowpack at a Warm Part of Snowy Region

Yasuhiro Kominami*

Summary

The CO₂ concentration in the air on the soil surface boundary under the snow cover was measured over four winter seasons from 1991 - 1994 to analyze its behaviors under natural conditions and to determine the quantitatively processes involved in CO₂ transfer under the snow cover.

We developed an instrument to evaluate the gas diffusion coefficient of the snow layer based on the non-steady -state gas diffusion theory. To examine the performance of this instrument and to validate the related assumptions, we supplied the indtrument with glass beads and a bundle of glass tubes. The diffusion coefficient thus measured agreed closely with those calculated theoretically from the geometrical features of the glass beads and tubes.

By using the instrument, we determined the CO₂ diffusion coefficient through several forms of snow piles; each different in age and in weather exposure. The forms were classified into 1) newly fallen snow, 2) granular snow and 3) compacted snow. The deposit had a wide range of snow forms. The diffusion coefficients obtained were proportional to the porosity of the snow.

To determine another component of the coefficient induced by outdoor wind turbulence (hereafter, the turbulent coefficient) we measured the CO₂ flux above the snow cover and the CO₂ concentration difference between the atmosphere and the air at the bottom of snow cover. The turbulent coefficient thus obtained was well expressed as a function of wind speed and snow depth.

A factor was introduced to determine the process of CO₂ dissipation from the snow pile by CO₂ dissolution in melted water. The factor was obtained from the measurement of soluble CO₂ concentration in melted water and the CO₂ concentration of the air at the bottom of snow cover.

These processes were incorporated into a mathematical model to simulate the CO₂ exchange between soil, snow and atmosphere. The model used atmospheric CO₂ concentration, snow depth, snow load, the flow rate of melted water, wind speed and the source intensity of CO₂ emission from underlying soil as inputs. The simulated results were well agreed with those observed in the CO₂ concentration under the snow cover.