

博士論文研究

気候変動がベイドスゾーンの水・熱・CO<sub>2</sub>動態に  
及ぼす影響に関する研究

Effects of Climate Change on Soil Heat, Water and  
CO<sub>2</sub> Dynamics in Vadose Zone

平成 24 年 3 月

東京大学 大学院農学生命科学研究科  
生物・環境工学専攻 環境地水学研究室

加藤千尋



# 目次

第1章 序章 .....	1
1.1 背景.....	1
1.2 研究の目的.....	3
1.3 研究の流れ及び論文の構成.....	4
1.3.1 フィールドモニタリングによるデータ収集とモデルの検証	
1.3.2 気候シナリオを用いた将来予測シミュレーション	
第2章 既往の研究 .....	8
2.1 気候変動が土壌環境に及ぼす影響.....	8
2.2 非等温条件下の土壌中水・熱移動とシミュレーション.....	12
2.3 土壌呼吸.....	13
2.3.1 土壌微生物呼吸速度と土壌中水溶性有機態炭素	
2.3.2 陸上生態系における DOC の動態及び空間分布	
2.4 土壌中の炭素循環モデル.....	18
2.4.1 土壌中有機物動態モデル	
2.4.2 土壌中 CO <sub>2</sub> 生成・移動モデル	
2.5 全球気候モデル.....	22
2.5.1 全球気候モデルの概要	
2.5.2 ダウンスケーリング	
第3章 フィールドモニタリング .....	26
3.1 研究対象地の概要.....	26
3.2 実験圃場の土壌の物理性.....	28
3.3 土壌水分・温度・地表面熱フラックスモニタリング.....	35
3.3.1 土壌水分測定	
3.3.2 地温測定	
3.3.3 地表面熱フラックス測定	
3.3.4 全天日射量及びアルベド測定	
3.3.5 その他の微気象データ	
3.4 土壌中 CO <sub>2</sub> 濃度のモニタリング.....	42
3.4.1 土壌中 CO <sub>2</sub> 濃度モニタリングシステム	
3.4.2 ガス採取管を用いた土壌中 CO <sub>2</sub> 濃度測定	
3.5 CO <sub>2</sub> フラックス.....	58

第4章	HYDRUS-1D モデルの検証	
	～土壌中水・熱移動シミュレーション～	63
4.1	モデルの概要	63
4.1.1	液状水及び水蒸気移動	
4.1.2	熱移動	
4.1.3	地表面境界	
4.2	水分移動特性関数	69
4.2.1	蒸発実験の概要	
4.2.2	水分移動特性関数のモデル	
4.2.3	逆解析	
4.3	熱移動特性関数	81
4.3.1	熱伝導率	
4.3.2	体積熱容量	
4.3.3	熱拡散率	
4.4	モデルの検証－水・熱移動シミュレーション	85
4.4.1	計算領域および初期・境界条件	
4.4.2	結果	
4.4.3	水蒸気移動の有無の影響	
4.5	水分移動特性関数決定のための供試試料に関する考察	97
第5章	HYDRUS-1D モデルの検証	
	～土壌中 CO <sub>2</sub> 生成・移動シミュレーション～	102
5.1	HYDRUS-1D モデルの CO <sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションモジュール	102
5.1.1	不飽和土壌中の CO <sub>2</sub> 生成モデル	
5.1.2	不飽和土壌中の CO <sub>2</sub> 移動モデル	
5.2	モデルの検証－CO <sub>2</sub> 生成・移動シミュレーション	113
5.2.1	初期・境界条件	
5.2.2	シミュレーション結果	
5.3	水分移動特性関数と土層数が CO <sub>2</sub> 生成・移動計算結果に及ぼす影響	122

第6章	将来の気候シナリオの作成	127
6.1	気候シナリオ作成の概要および用いた GCM 予測値について	127
6.2	空間ダウンスケーリング	128
6.2.1	空間ダウンスケーリングの概要	
6.2.2	手順	
6.2.3	空間ダウンスケーリング結果	
6.3	時間ダウンスケーリング	137
6.3.1	時間ダウンスケーリングの概要	
6.3.2	手順	
6.3.3	時間ダウンスケーリング結果	
6.4	降雨量および降雨強度変化の影響	149
第7章	将来のベイドスゾーンの水・熱動態予測	152
7.1	空間・時間ダウンスケーリングした GCM 予測値に基づくシナリオ スタディ	152
7.1.1	水動態	
7.1.2	熱収支式各要素の変化および熱動態	
7.2	一降雨イベントの降雨量および最大降雨強度増加がベイドスゾーンの 水動態に及ぼす影響	165
第8章	将来のベイドスゾーンの CO <sub>2</sub> 動態予測	172
8.1	概要	172
8.2	将来の気候下における CO <sub>2</sub> 動態 (シナリオ 1)	173
8.3	易分解性有機物分布 $f_1(z)$ が変化した場合の、「現在」の気候下における 土壌中 CO <sub>2</sub> 動態予測 (シナリオ 2)	188
第9章	結論	193
9.1	本研究のまとめ	193
9.2	今後の課題	194

参考文献

謝辞

## 図表・写真一覧

### 第1章

- 図 1.1 ベイドスゾーン
- 図 1.2 気候変動がベイドスゾーンに及ぼす影響
- 図 1.3 研究の流れ
- 図 1.4 論文の構成

### 第3章

- 図 3.1 圃場内裸地区画センサ配置図
- 図 3.2 山中式硬度計で測定した土壌硬度分布
- 図 3.3 乾燥密度および土粒子密度分布
- 図 3.4 土壌断面調査時(2008/8/1)の体積含水率および含水比分布
- 図 3.5 飽和透水係数分布
- 図 3.6 NC アナライザーと強熱減量法で測定した、土壌中全炭素割合
- 図 3.7 対象圃場の黒ボク土と立川ローム土の粒径加積曲線
- 図 3.8 各センサの埋設深さ
- 図 3.9 黒ボク土と立川ローム土の Maxwell-de Loor-Dobson 式による  $\epsilon-\theta$  関係
- 図 3.10 下向き・上向き短波放射とアルベドの測定結果
- 図 3.11 C-BT-GMS の概略図
- 図 3.12 ガス透過性試験におけるチューブ内  $\text{CO}_2$  濃度変化
- 図 3.13 圃場に埋設した C-BT-GMS の  $\text{CO}_2$  センサキャリブレーション結果
- 図 3.14 C-BT-GMS 温度依存性実験中のチャンバ内外及びチューブ内の温度変化
- 図 3.15  $\text{CO}_2$  センサ温度依存性実験期間中のチューブ内の温度変化と  $\text{CO}_2$  センサ出力値の関係
- 図 3.16 温度と  $\text{CO}_2$  センサ出力値の関係
- 図 3.17 C-BT-GMS 温度依存性試験中のチャンバ内温度とチャンバ内及びチューブ内の  $\text{CO}_2$  濃度
- 図 3.18 温度補正前後の深さ 10cm における  $\text{CO}_2$  濃度変換値の比較
- 図 3.19 深さ 10cm における地温と温度補正後の  $\text{CO}_2$  濃度

- 図 3.20 ガス採取管の構造
- 図 3.21 CO<sub>2</sub>フラックス測定チャンバー(上：外観、下：内部)
- 図 3.22 クローズドチャンバー法による CO<sub>2</sub> フラックス測定結果 2010/12/20 14:00 頃  
(上：測定中のチャンバ内 CO<sub>2</sub> 濃度変化、下:測定中の CO<sub>2</sub> フラックス変化)
- 図 3.23 クローズドチャンバー法による CO<sub>2</sub> フラックス測定結果 2011/7/28 14:00 頃  
(上：測定中のチャンバ内 CO<sub>2</sub> 濃度変化、下:測定中の CO<sub>2</sub> フラックス変化)

- 表 3.1 対象圃場の黒ボク土と立川ローム土の土性
- 表 3.2 本研究で用いた Maxwell-deLoor-Dobson モデルのパラメータ
- 表 3.3 ガス透過性試験で得られたシリコンチューブの肉厚と CO<sub>2</sub> 95%平衡時間
- 表 3.4 センサごとの CO<sub>2</sub> センサ出力値と温度の関係式

- 写真 3.1 圃場の裸地区画とロガーボックスの様子(2008/8/21)
- 写真 3.2 対象圃場の土壌断面
- 写真 3.3 TDR センサ
- 写真 3.4 熱流板
- 写真 3.5 全天日射計設置の様子
- 写真 3.6 C-BT-GMS
- 写真 3.7 C-BT-GMS 受感部 (上) ガス透過性チューブ、(下) CO<sub>2</sub> センサ
- 写真 3.8 シリコンシートの肉厚の比較
- 写真 3.9 C-BT-GMS 温度依存性実験の様子
- 写真 3.10 埋設したガス採取管
- 写真 3.11 クローズドチャンバー法による CO<sub>2</sub> フラックス測定

#### 第 4 章

- 図 4.1 蒸発実験の概略図
- 図 4.2 黒ボク土 (作土層) 蒸発実験中の (上) サクシヨン経時変化 (下) 累積蒸発フラックス経時変化
- 図 4.3 黒ボク土 (耕盤層) 蒸発実験中の (上) サクシヨン経時変化と (下) 累積蒸発フラックス経時変化
- 図 4.4 立川ローム土 蒸発実験中の (上) サクシヨン経時変化と累積蒸発フラックス

## 経時変化 (下)

- 図 4.5 逆解析で決定した黒ボク土作土層・耕盤層の (上)水分特性曲線 (下)透水係数
- 図 4.6 逆解析で決定した立川ローム土の (上)水分特性曲線 (下)透水係数
- 図 4.7 黒ボク土、立川ローム土の体積含水率と熱伝導率の関係
- 図 4.8 黒ボク土、立川ローム土の体積含水率と熱拡散率の関係
- 図 4.9 (a)全天日射量, (b)長波放射量, (c)地表面熱フラックスの実測値とシミュレーション値の比較
- 図 4.10 深さ(a) 5cm (b)20cm の土壤水分量の実測値とシミュレーション値の比較
- 図 4.11 深さ 80cm の土壤水分量の観測値とシミュレーション値の比較 (a)パラメータ修正前 (b)パラメータ修正後
- 図 4.12 パラメータ修正前後の立川ローム土の水分特性曲線
- 図 4.13 深さ 10,20,50cm における地温の観測値とシミュレーション値の比較
- 図 4.14 水蒸気移動の有無による (上)水フラックス (下)地温の鉛直分布の違い
- 図 4.15 攪乱試料を用いて蒸発実験を行い逆解析で決定した黒ボク土の水分移動特性関数 (上)水分特性曲線 (下)透水係数
- 図 4.16 深さ 7cm、10cm の土壤水分変化の観測値とシミュレーション値の比較 (「2 層・攪乱・w 修正なし」条件)
- 図 4.17 深さ 7cm、10cm の土壤水分変化の観測値とシミュレーション値の比較 (「2 層・攪乱・w 修正あり」)
- 表 4.1 土壤中水分・熱移動シミュレーションの初期・境界条件
- 表 4.2 蒸発実験に基づく逆解析により決定したパラメータと標準誤差
- 表 4.3 要素試験で決定した Chung and Horton モデルのパラメータ
- 表 4.4 各パラメータセットを用いてシミュレーションを行った場合の、土壤水分量に関する RMSE の比較
- 写真 4.1 (左)熱伝導プローブ KD2 (右)熱伝導率測定の様子

## 第 5 章

- 図 5.1 HYDRUS モデルの土壤中 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーション手順
- 図 5.2 CO<sub>2</sub> 生成モデル中の深さの関数  $f_1(z)$  ( $a=0.105$ )
- 図 5.3 CO<sub>2</sub> 生成モデル中の温度の関数  $f_2(T)$



- 図 5.4 CO<sub>2</sub> 生成モデル中の土壌水分量の関数  $f_3(h)$
- 図 5.5 Millington and Quirk (1961) による (上)気相率と相対拡散係数の関係 (下)体積含水率と相対拡散係数の関係
- 図 5.6 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションにおける地温変化の実測値とシミュレーション値の比較
- 図 5.7 深さ 10cm の地温の実測値とシミュレーション値の比較の拡大図
- 図 5.8 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションにおける土壌水分量変化の実測値とシミュレーション値の比較
- 図 5.9 深さ 10,20,50cm の土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の実測値とシミュレーション値の比較
- 図 5.10 降雨時の土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度上昇の例 (深さ 10cm)
- 図 5.11 深さ 10,20,50cm の土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の実測値とシミュレーション値の比較 (「2層・攪乱・w 修正あり」)
- 図 5.12 2010/9/23 14 時ごろの、「3層・不攪乱」条件と「2層・攪乱・w 修正あり」条件でシミュレーションした土壌中 CO<sub>2</sub> 鉛直分布の比較

表 5.1 土壌中 CO<sub>2</sub> 生成移動シミュレーションの初期・境界条件

表 5.2 パラメータセットごとの、土壌中 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションにおける RMSE (土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度[%])

## 第 6 章

- 図 6.1 本研究対象地(西東京市田無)に最も近い MIROC 予測値の格子点
- 図 6.2 アメダス(府中)の平年値 (1971-2000) と MIROC 予測値平均値(1971-2000) の最高気温の比較
- 図 6.3 空間ダウンスケーリング手順
- 図 6.4 日平均気温と月降雨量の、観測値とモデル将来補正值の比較
- 図 6.5 (上)6月 (下)9月下旬の 10 日間における日降雨量の観測値とモデル将来補正值の比較
- 図 6.6 (a)短波放射量、(b)相対湿度、(c)風速の観測値とモデル将来補正值比較
- 図 6.7 対象圃場の深さ 5cm における地温の 10 日間の変動の例 (2009/6/9~6/19)
- 図 6.8 対象圃場の深さ 5cm における土壌水分量の 10 日間の変動の例 (2009/6/9~6/19)
- 図 6.9 降雨に関する時間ダウンスケーリング手法の概略図
- 図 6.10 2009 年一年間の対象地の降雨イベントにおける一イベント継続時間と総降雨量

## の関係

- 図 6.11 2009 年一年間の対象地の降雨イベント開始時刻の頻度分布
- 図 6.12 相対時間降雨強度の算出法
- 図 6.13 2009 年一年間の対象地における相対時間降雨強度頻度分布
- 図 6.14 対象地における 2009 年一年間の一降雨イベント中の、相対的な最大強度の開始時刻の頻度分布
- 図 6.15 最大強度開始時刻の決定法
- 図 6.16 (a)空間・時間ダウンスケーリングを施した気温・降雨量のモデル将来補正值 (b)降雨量について時間ダウンスケーリングを施さなかった場合
- 図 6.17 2009/10/5 から 4 日間の、実際に観測された時間降雨量(「2009」)と「Future\_rainfall シナリオ」の時間降雨量の比較
- 表 6.1 本研究で使用した MIROC 予測値の代表格子座標
- 表 6.2 本研究の GCM ダウンスケーリングにおける「現在」・「将来」の定義
- 表 6.3 現在から将来にかけての、月ごとの降雨量の変化割合( $a_m$ )および、最大強度と平均強度の比の変化割合( $r_m$ )

## 第 7 章

- 図 7.1 火山灰土壌における(上)6 月、(下)9 月下旬 10 日間の、深さ 100 cm までの土層領域外への流出フラックスの変化
- 図 7.2 火山灰土壌における現在・将来の 6/20、9/25 日中の土壌水分鉛直分布の変化
- 図 7.3 6 月下旬の熱収支の各要素の変化
- 図 7.4 9 月下旬の熱収支の各要素の変化
- 図 7.5 現在と将来における 9 月下旬 10 日間の気温及び各深さの地温の連続変化
- 図 7.6 一日の地温鉛直分布変化の一例
- 図 7.7 沖積土壌の水分移動特性関数 (上)水分特性曲線、(下)透水係数
- 図 7.8 火山灰土壌における 2009 年に観測された降雨(「2009」)と降雨量・最大強度増加のシナリオ(「Future rainfall」)を適用した際の各深さの土壌水分量変化
- 図 7.9 沖積土壌における 2009 年に観測された降雨(「2009」)と降雨量・最大強度増加のシナリオ(「Future rainfall」)を適用した際の各深さの土壌水分量変化
- 図 7.10 火山灰土壌における 2009 年に観測された降雨(「2009」)と降雨量・最大強度増加のシナリオ(「Future rainfall」)を適用した際の深さ 100cm までの領域外への流出フラックスの内訳 (9/27 から 10/14 までの累積フラックス)

図 7.11 沖積土壌における 2009 年に観測された降雨（「2009」）と降雨量・最大強度増加のシナリオ（「Future rainfall」）を適用した際の深さ 100cm までの領域外への流出フラックスの内訳（9/27 から 10/14 までの累積フラックス）

表 7.1 (a) 「現在」(b) 「将来」の気候下における各月の水収支の要素

## 第 8 章

図 8.1 「現在」と「将来」の気候下における一年間の積算 CO<sub>2</sub> 生成量と積算 CO<sub>2</sub> 放出フラックス

図 8.2 6 月一ヶ月間の「現在」と「将来」における各深さの土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の経時変化

図 8.3 9 月一ヶ月間の「現在」と「将来」における各深さの土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の経時変化

図 8.4 「現在」と「将来」の(a) 6/21 (b) 9/23 14:00 頃の体積含水率の鉛直分布の比較

図 8.5 「現在」と「将来」の(a) 6/21 (b) 9/23 14:00 頃の地温鉛直分布の比較

図 8.6 「現在」と「将来」の(a) 6/21 (b) 9/23 14:00 頃の CO<sub>2</sub> 濃度の鉛直分布の比較

図 8.7 「現在」と「将来」の(a) 6/21 (b) 9/23 の一日の土壌中 CO<sub>2</sub> 生成速度の鉛直分布

図 8.8 「現在」と「将来」の 6/21 (a)5:00 (b) 14:00 の土壌中 CO<sub>2</sub> 生成速度の鉛直分布の比較

図 8.9 「現在」と「将来」の 9/23 (a)5:00 (b) 14:00 の土壌中 CO<sub>2</sub> 生成速度の鉛直分布の比較

図 8.10 CO<sub>2</sub> 生成モデル中の関数  $f_1(z)$  のパラメータ  $a$  の値ごとの形状

図 8.11 パラメータ  $a$  の値の違いによる各深さの土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度シミュレーション結果の比較

図 8.12 パラメータ  $a$  の値の違いによる地表面からの CO<sub>2</sub> 放出フラックスの比較



# 第1章 序章

## 1.1 背景

気候変動は自然生態系や農林水産業に深刻な影響を与えると予測されている (IPCC,2007)。たとえば、各地の生態系に、生物季節 (植物の落葉・開花などの毎年繰り返す現象)、動植物の個体数や生息分布の変化が生じている (環境省,2009)。農業分野では、水稻の高温障害、果実の着色不良、病虫害の多発などが確認されており、これらの背景には気候変動が関係していると考えられている (農林水産省,2007)。

また、近年 (1998 年から 2004 年) の日本の「異常気象 (全国約 130 の各気象官署の月平均気温、月降水量、月間日照時間が、およそ 30 年に 1 回の出現頻度に対応する基準を超えた場合)」の傾向として、異常高温の多発、異常多雨の出現頻度の増加、春の異常多照・異常寡照の多発 (気象庁,2005) が報告されている。

2010 年の夏 (6~8 月) は、北日本から西日本にかけて顕著な高温となり、梅雨明け以降の猛暑が 9 月中旬まで継続した。このような記録的猛暑から、水稻の一等米比率の低下、かんきつ類の浮皮・日焼け果、野菜類は、夏秋産地で病害の多発や生育不良、秋冬産地で播種や定植の遅れが発生した (農林水産省,2011)。異常高温への農業分野への適応として、農林水産省は 2007 年に「品目別地球温暖化適応策レポート」を取りまとめ、全国で作物ごとに、品種転換、水管理の徹底、灌漑方法の変更、栽培時期の変更、肥培管理の徹底などが行われ、2010 年の異常高温に対しても、効果が得られた地域もあった。このような異常気象・気候変動への適応策の提案、改善のためには、気候の変化が農業に及ぼす影響の予測が必要である。

他方、ベイドスゾーン (Vadose Zone; 地表面から地下水面までの水分不飽和領域;図1.1)は、作土や根圏を含み、農業や自然生態系の基盤といえる。また、大気と土壌の境界に位置するため、気候変動の影響を受けやすい。

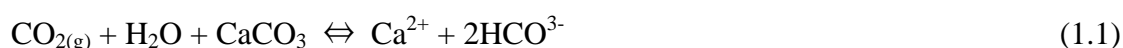
気温や CO<sub>2</sub> 濃度の上昇、降雨パターン等の気象要素の変化は、土壌水分量や地温などのベイドスゾーンの物理環境を変化させる。このような環境の変化は、土壌微生物の数、多様性や活性、また、植物・作物の生長、根の呼吸速度に影響を及ぼす。微生物や植物根は土壌中にガスを放出するため、土壌中のガス組

成、さらに大気中のガス組成が変化し得る。大気中のガス組成の変化は、気候変動を加速(減速)させると考えられる。このように、有機物の分解速度や物質の移動係数など、土壌の物質循環に関わる要素の多くは、動的に変化する土壌水分量や地温の影響を受ける (図 1.2)。

気候変動が土壌に及ぼす影響は、蒸発散量や土壌水分量の増減、土壌有機物の分解促進や土壌微生物の量や多様性の変化など (農林水産省,2002) が要素ごとに検討されてきた。しかし、先述のように、気象要素の変化、ベイドスゾーンの物理環境と微生物、植物・作物の根の活性が関連するように、気候変動が農業や自然生態系に及ぼす影響は、気象とベイドスゾーンの水・熱・物質移動現象を関連付けて検討する必要がある。

土壌は、大気中の総炭素量の約2倍、植物バイオマスの約3倍の炭素量を有し (Sundquist, 1993)、土壌炭素の損失は、地球規模の炭素循環、生態系の生産性に重要な影響を及ぼす (和穎・Sollins,2002)。また、有機物の連続施用によってベイドスゾーンに炭素を蓄積し、農地土壌中の炭素ストック量を増加させる試みも検討、試行されている (農林水産省,2008)。したがって、土壌から放出されるCO<sub>2</sub>量をはじめとする土壌中CO<sub>2</sub>動態を把握することは重要である。

また、土壌中のCO<sub>2</sub>濃度は、土壌中に炭酸塩が存在する場合、その溶解度に影響を及ぼす。例えば、炭酸カルシウムは、下記の化学平衡に従い、CO<sub>2</sub>濃度の上昇に伴い溶解度が増す。



さらに溶解したCa<sup>2+</sup>は、水とともに移動する。

天然の石灰岩からの溶出や土壌改良を目的とした石灰投与などに起因して、土壌中の炭酸塩は世界各地で広く分布している。式 (1.1) は、土壌中に分布するCO<sub>2</sub>が、土壌中の塩動態に影響を及ぼすことを意味する。また近年は、ソーダ質土壌に石灰施用し、式 (1.1) の反応を用いてCaイオンとし、土壌コロイドに吸着したNaイオンと石灰由来のCaイオンをイオン交換させて、土壌中に溶出したNaイオンをリーチングする塩類化対策の研究例もある (Qadir and Oster, 2000)。

このように、土壌中における、CO<sub>2</sub>の生成・移動現象は、他の物質と比べてベイドスゾーンの水分・温度分布変動の影響を受けやすく、また、CO<sub>2</sub>濃度分布の

把握は、土壌中の塩動態の把握のためにも重要であるといえる。

既往の研究においては、気候変動が土壌物理環境に及ぼす影響予測として、水文学や気象学の観点から数百km<sup>2</sup>のスケールで土壌水分を含む水資源量分布の予測 (Naden and Watts, 2001) や、地球物理学の観点から地下数十メートルのスケールの地温変化 (Huang, 2006) など、比較的大きなスケールで検討されてきた。農業や自然生態系において、気候変動への適応策を検討するためには、このような大スケールに加え、圃場のような比較的小さな空間で、気候変動がベイドスゾーンの水・熱・物質動態に及ぼす影響を予測することは重要である。

また、気候変動は数十年から数百年という比較的大きな時間スケールで、かつ、季節変動を平均化して議論することが多い。気候変動が農業や自然生態系に及ぼす影響を考慮するときには、季節ごとの降水パターンや気温変化、あるいは融雪時期の変化など、「年」や「季節」よりも短いスパンの議論が必要になる (Hanasaki et al., 2008(a),(b))。また、例えば種子の発芽には一日の最低地温が関係する (渡辺・広川, 1976) ように、営農の上では、細かい時間スケールの現象を扱う必要がある。

## 1.2 研究の目的

以上を踏まえ、本研究では、①気候変動がベイドスゾーンの水・熱動態に及ぼす影響、②ベイドスゾーンの水・熱環境の変化が、土壌中の CO<sub>2</sub> 動態に及ぼす影響を予測することを目的とした。

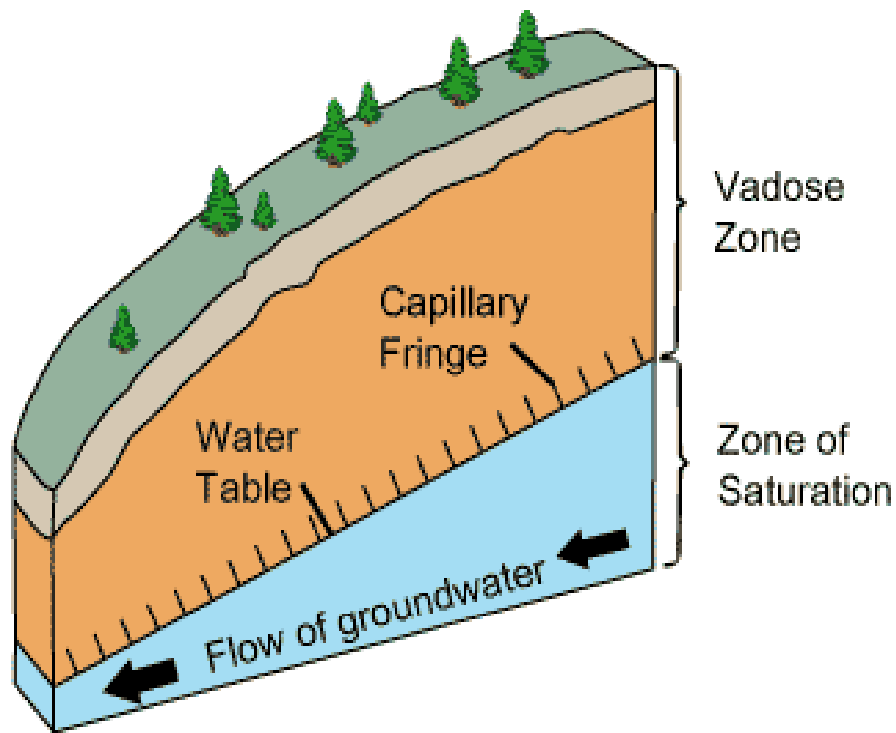


図 1.1 ベイドスゾーン (United States Geological Survey ウェブページ)

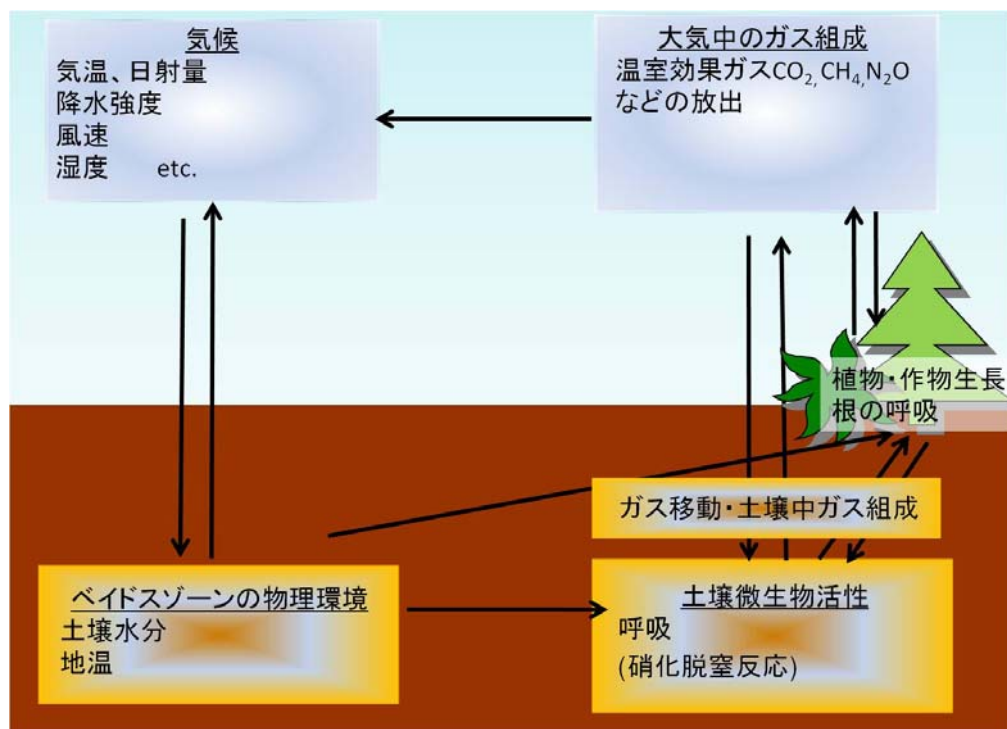


図 1.2 気候変動がベイドスゾーンに及ぼす影響



### 1.3 研究の流れ及び論文の構成

図 1.3 に本研究の流れを、図 1.4 に本論文の構成を示す。1.2 節に示した目的を踏まえ、本研究では、フィールドモニタリングと室内試験を通して、データ収集とモデルの検証を行ったうえで、モデルによるシミュレーションで将来予測を行った(図 1.3)。

本論文は 9 章で構成され(図 1.4)、「研究の流れ」と、以下のように対応している。

#### 1.3.1 フィールドモニタリングによるデータ収集とモデルの検証(第 3~5 章)

将来のベイドスゾーンの水・熱・CO<sub>2</sub> 動態予測の課題として、気象現象とベイドスゾーンの水・熱・物質移動現象を関連付けるモデルの未確立が挙げられる。HYDRUS-1D ver.4.09 以降(2011 年 12 月現在、ver.4.14) は、気象サブモデルを含み、気象データを用い、熱収支に基づいて地表面境界条件を生成し、土中の水・熱移動計算を行う。このモデルについては、半乾燥地域の、鉍物質で構造のあまり発達していない土壌において、モデルの有用性が報告されている(2.2 節)。他方、環太平洋の温暖湿潤な地域の畑地土壌に広く分布する火山灰土壌は団粒構造を有し、HYDRUS 適用事例の多い鉍物質土壌と比較して特異的な土壌水分・熱移動特性を有す。温暖湿潤な農地はバイオマス生産力が高いことから、気候変動の影響予測は重要である。

そこで、第 3~5 章では、温暖湿潤地域の火山灰農地土壌中の水・熱・CO<sub>2</sub> 動態予測における HYDRUS-1D モデルの検証を目的とした。そのために、フィールドモニタリングを行い、対象地の土壌水分・地温・土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度を連続測定し、モデル検証用データを収集した。また、シミュレーションで用いる、対象地土壌の水分・熱移動特性を、独立した要素試験に基づいて決定した。そして、現場の現象を再現するシミュレーションを行い、モデルの検証を行った。

#### 1.3.2 気候シナリオを用いた将来予測シミュレーション(第 6~8 章)

第 3~5 章のモデル検証により、ベイドスゾーンにおける水・熱・CO<sub>2</sub> 動態の予測に、HYDRUS-1D モデルを用いることが有用であることが実証された。それを踏まえ、第 6~8 章で HYDRUS-1D モデルを用いた将来予測シミュレーションを行った。まず第 6 章では、全球気候モデルの予測値に基づいて、将来の気候

シナリオを作成した。その際、全球気候モデルと本研究で対象とする農地土壌の空間・時間分解能の差を考慮して、全球気候モデル予測値に空間・時間ダウンスケージングを施した。そして第 7~8 章で、先に作成した気候シナリオを HYDRUS-1D モデルに適用し、気候変動下のベイドスゾーンの水・熱・CO<sub>2</sub> 動態予測を行った。

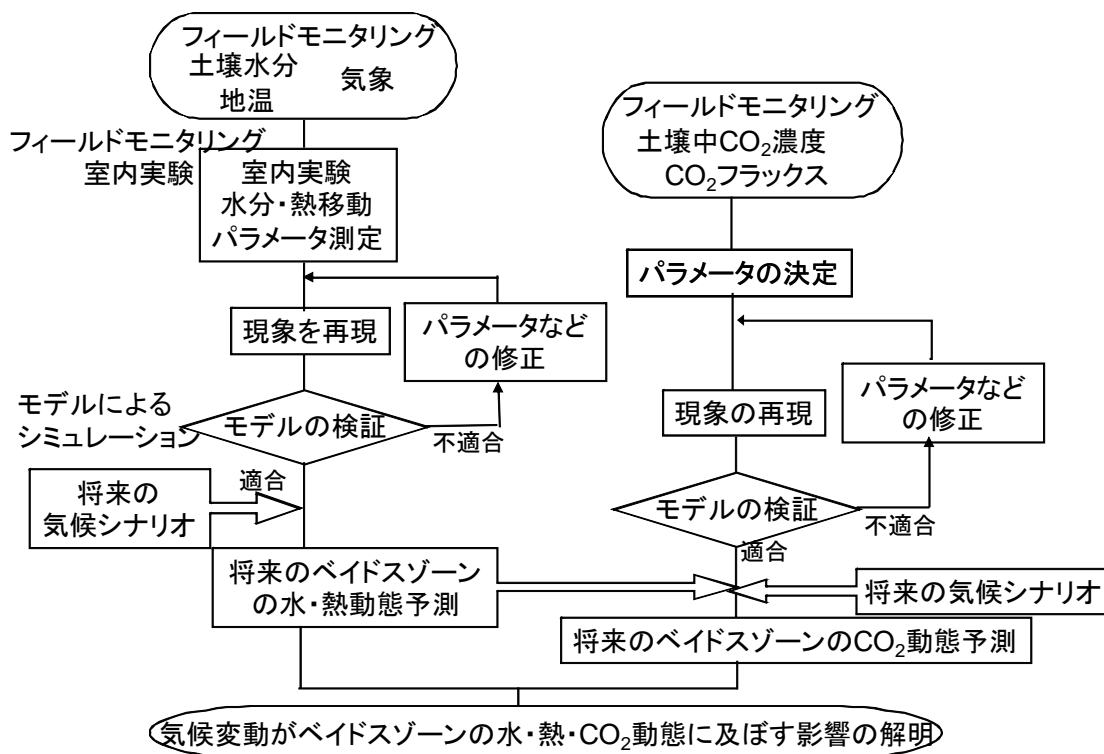


図 1.3 研究の流れ

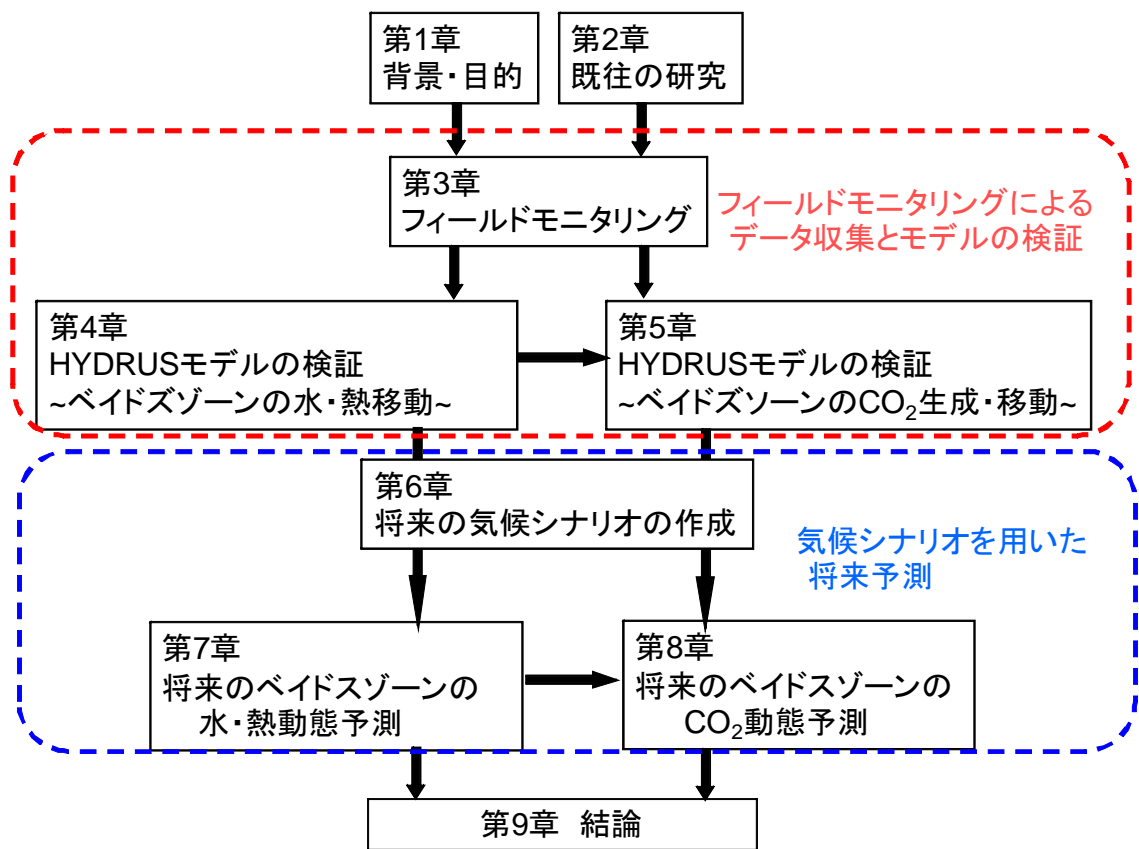


図 1.4 論文の構成

## 第2章 既往の研究

### 2.1 気候変動が土壌環境に及ぼす影響

気候変動は自然生態系や農林水産業に深刻な影響を与えると予測されている (IPCC,2007)。土壌が自然生態系や農業の基盤であることを念頭に、土壌に関わる気候変動・温暖化研究が進められている。

土壌水分量については、水文学や気象学の観点から数百 km<sup>2</sup>以上のスケールで土壌水分を含む水資源量分布の予測が行われてきた。

Naden and Watts (2001) は、イギリス全土に関する気候モデルと、土壌タイプを考慮できる陸面境界モデルを組み合わせることで、現在から 2030 年代、2060 年代にかけての土壌水分量の変化を予測した。概して、将来は土壌が乾燥する傾向にあるが、土性によってその程度に差が出ることを示した。

気候変動に伴う地温の変化については、地球物理学の観点から地下数十メートルのスケールの地温変化が検討されてきた。例えば Huang (2006) は、世界の試錘孔で測定した地中温度などのデータから、1970 年ごろから現在にかけて気温上昇に伴って地中伝導熱量が増え、地中温度も上昇しつつあることを指摘した。

Jung et al. (2010) は、全球規模の観測ネットワークによる実測データ、気象データ、リモートセンシングデータと、9 つの異なる陸面モデル (Land Surface Model; LSM) に基づいたシミュレーション結果を用いて、1982 年から 2008 年の全球規模の陸面蒸発散量の変化傾向を検討した。1982 年から 1997 年にかけては、全球的に蒸発散量が年間  $7.1 \pm 1\text{mm}$  程度ずつ線形に増加しており、これには放射量の増加と気温上昇が寄与していたと考えられた。しかしエルニーニョ現象が生じた 1998 年以降、その増加傾向は止まり、減少に転じた。そして、この蒸発散量の減少は主にアフリカとオーストラリアで著しく、広域の土壌水分量分布データと併せて南半球の降雨量減少に伴う土壌水分量の減少が主要因であると結論付けた (図 2.1、2.2)。

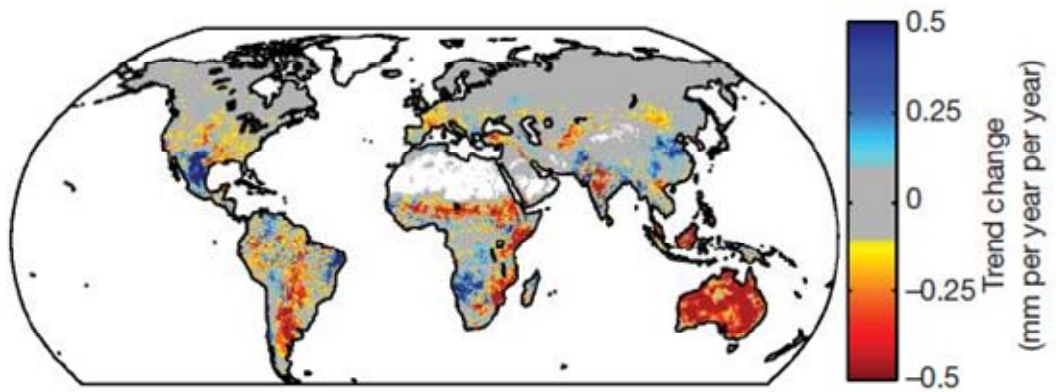


図 2.1 1982-1997 と 1998-2008 の間の、世界の蒸発散量の変化傾向 ( $\text{mm year}^{-1} \text{ year}^{-1}$ ) (Jung et al., 2010)

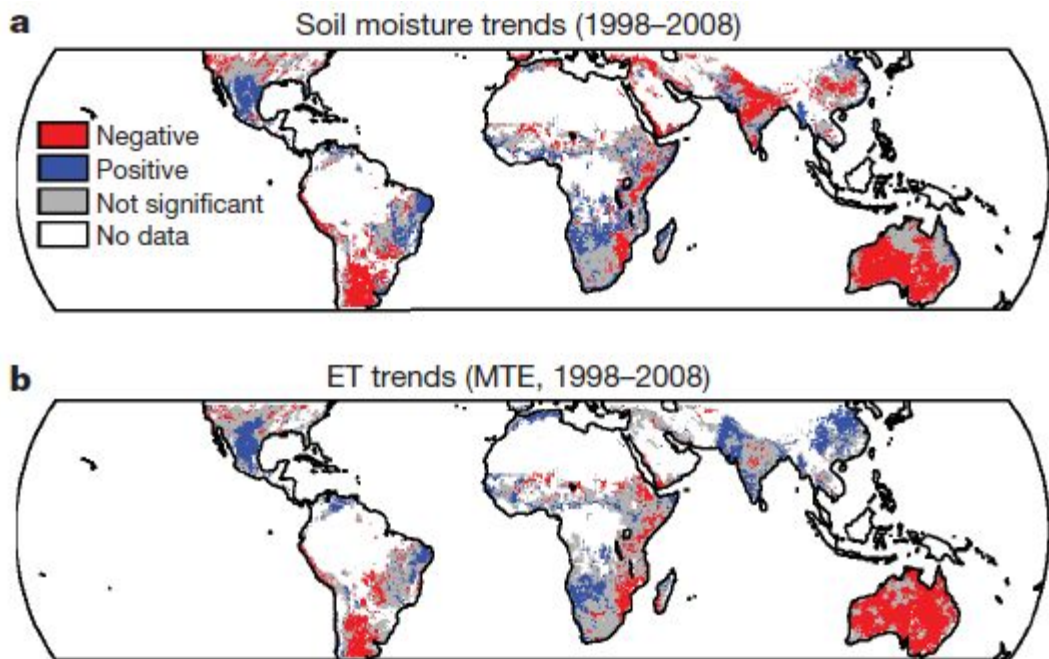


図 2.2 a. 1998 年から 2008 年にかけての世界の土壌水分量の変化傾向  
 b: 1998 年から 2008 年にかけての世界の蒸発散量の変化傾向 (Jung et al., 2010)

気候変動が土壌水分・熱動態、生物活性に及ぼす影響は、実験的にも検討されてきた。たとえば、Harte et al. (1995) は高さ約 4m から放熱器 (ヒートラジエーター) で土壌を暖め、地温と水分の応答と植生の変化を観測した。Melillo (2002) は中緯度地域の森林土壌で発熱ケーブル埋設区とコントロール区 (攪乱・不攪乱) を設置し、10 年間にわたり土壌からの CO<sub>2</sub> 放出量や N の無機化速度の変化を観測した。実験開始から 6 年間は土壌を暖めることで CO<sub>2</sub> 放出量が増加したが、それ以降は、コントロール区と発熱ケーブル埋設区で CO<sub>2</sub> 放出量にほとんど差がなかった (図 2.3)。また、発熱ケーブル埋設区では窒素の無機化速度が 10 年間増加し続けた (図 2.4)。他方、ガス態窒素の損失や無機・有機態窒素のリーチングによる損失は、発熱ケーブル埋設区とコントロール区では差が見られなかった。そして、樹木の CN 比から、土壌を温めることで生じた窒素無機化速度の増加は、植物体としての炭素の蓄積を増加させたと考察した。しかし、既往の研究と比較すると、緯度によって地温上昇が CO<sub>2</sub> 放出量や N の無機化速度の変化に与える影響が異なることや、地温上昇だけでなく水分量変化の観点からの検討も必要であると言及している。

Garten et al. (2009), Wan et al. (2007) は、圃場でオープントップチャンバーを設置し、現状よりも気温上昇・降雨強度増加・大気中 CO<sub>2</sub> 濃度増加させた各条件の環境下で土壌呼吸量を測定した。感度解析の結果、降雨強度増加が最も土壌呼吸速度の増加を促進させた。

他方、Bond-Lamberty and Thomson (2010) は、約 40 年分の文献から、世界各地の土壌呼吸量 (CO<sub>2</sub> 放出フラックス) 実測データの傾向を解析した。実測データは、気候帯 (年平均気温や年平均降水量)、測定方法、葉面積指数 (LAI)、窒素量の各項目に大きく依存し、これらに次いで、気温や降雨量の変動 (ここでは 1961-1990 年の平均値からの偏差) の大きさと相関を持っていた。そして、その中でも特に、気温の変動と土壌呼吸速度は正の相関を持つことを示した。

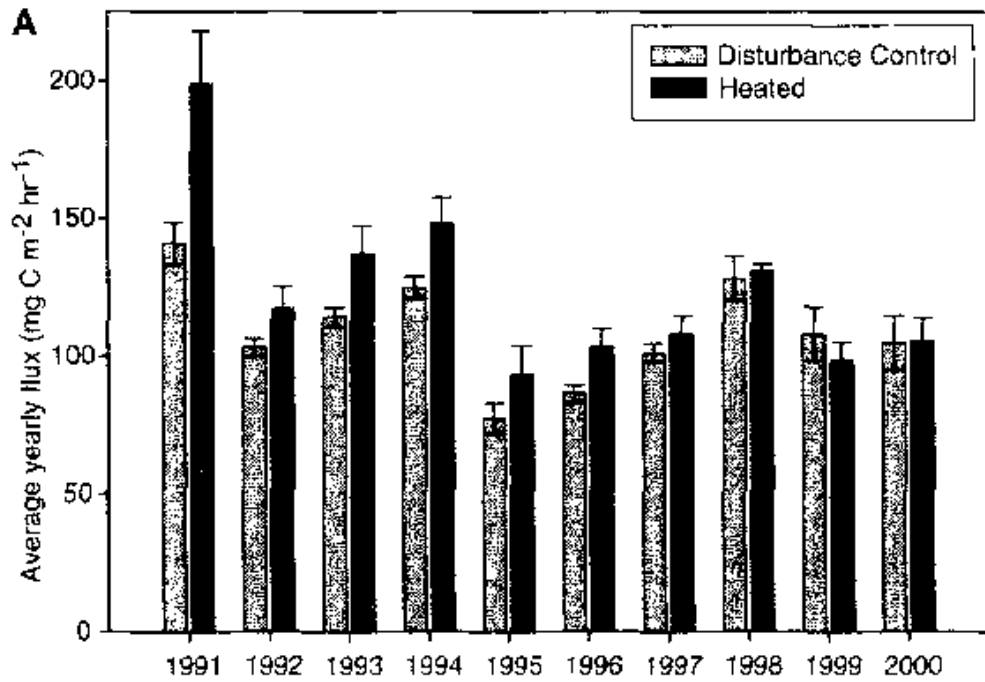


図 2.3 発熱ケーブル埋設区とコントロール区(攪乱)における年平均 CO<sub>2</sub> フラックスの比較 (Mellilo et al. 2002)

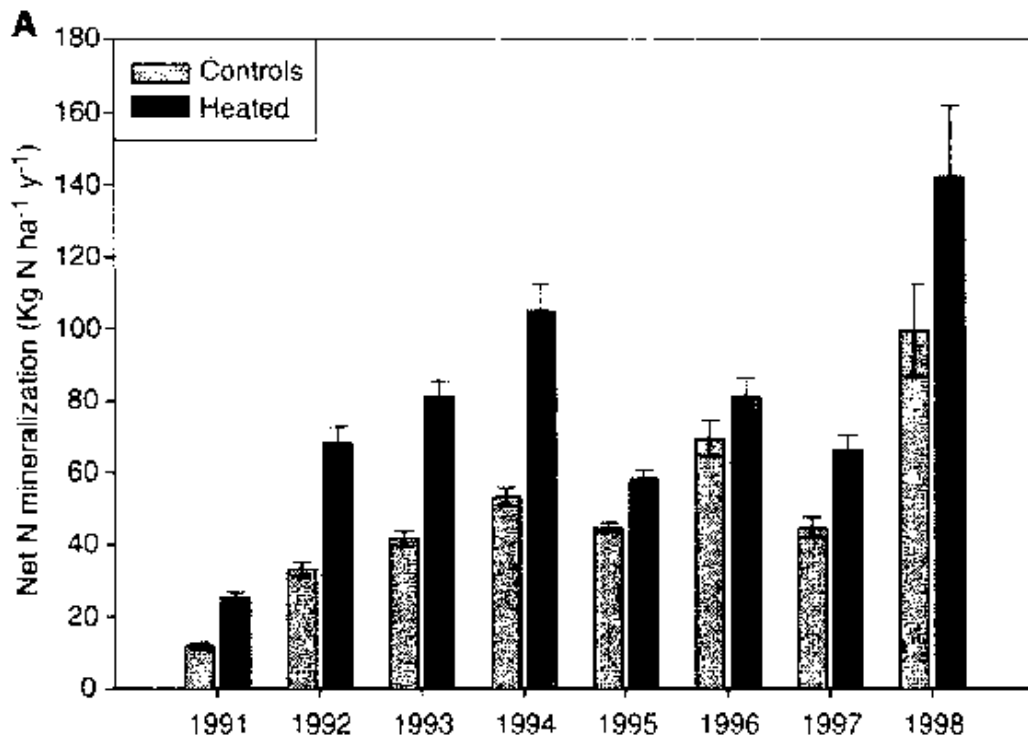


図 2.4 発熱ケーブル埋設区とコントロール区(攪乱)における年平均 N 無機化速度の比較 (Mellilo et al. 2002)

## 2.2 非等温条件下の土壌中水・熱移動とシミュレーション

Philip and de Vries (1957) は、非等温条件の多孔質体中では、水は、水蒸気と液状水の形態で、それぞれ温度勾配、トータルポテンシャル勾配を駆動力として移動することを明らかにし、液島モデルを提唱した。その後、液島モデルを基に、現場やカラム試験での観測データからモデルの検証・修正が議論されてきた (Nassar and Horton, 1991、Noborio et al., 1996 など)。本研究では、気候変動がベイドスゾーンの水・熱動態に及ぼす影響を、非等温条件下の水・熱・水蒸気同時移動現象とみなす。モデルの詳細は第 4 章で扱う。

HYDRUS-1D モデルは、飽和及び不飽和土壌中の水・熱・溶質移動シミュレーションの汎用プログラム (Simunek et al., 1998a; 2008) で、パブリックドメインとして無料で公開され (<http://www.pc-progress.com/en/Default.aspx?hydrus-1d>)、土壌中の水・熱・物質移動予測に広く用いられている。1998 年から現在に至るまで、コード修正やモデル・機能の追加を重ね、2011 年 11 月現在、ver. 4.14 が最新版として公開されている。

HYDRUS では、水移動はリチャーズ式、熱・溶質移動は移流分散型の方程式を支配方程式とする。計算には、空間についてはガラーキン法で離散化する有限要素法、時間については完全陰解法で離散化する有限差分法を用いる。

Saito et al. (2006) は、土壌中の液状水-水蒸気-熱の連成移動を HYDRUS-1D を用いてシミュレーションし、連成移動の支配方程式の解法の一例を示した。そしてその際、日ごとの離散的な実測気象データを、比較的シンプルな気象モデル (以降、「気象サブモデル」と呼ぶ) を用いて連続的なデータに変換し、これを用いて熱収支の計算を行うことで地表面境界条件を生成した。また、Saito and Simunek (2009) は、異なる気象モデルを用いて気象データを連続データに変換し、それぞれの出力結果を比較した。HYDRUS の気象サブモデルの乾燥気候帯での有用性は、Saito et al. (2006)、斎藤ら (2007)、Zeng et al., (2009) で報告されている。

HYDRUS-1D モデルの支配方程式および、気象サブモデルの詳細は、第 4 章で説明する。



## 2.3 土壌呼吸

土壌からの CO<sub>2</sub> 放出、すなわち土壌呼吸は、土壌微生物呼吸と植物根呼吸からなる。地球規模では、土壌からの CO<sub>2</sub> 放出の約半分は微生物呼吸に起因し、その詳細が多数研究されている。

### 2.3.1 土壌微生物呼吸速度と土壌中水溶性有機態炭素

近年、土壌微生物呼吸速度は、水溶性有機態炭素 (DOC; Dissolved Organic Carbon) の量と強い相関があることが報告されている。

土壌微生物群の水溶液中の培養実験においては、DOC の約 10-60% が微生物により分解可能 (BDOC; Biodegradable DOC) であり、その BDOC のほとんどが培養初期に素早く分解される傾向が見られた(和穎・Sollins, 2002)。また、水で抽出可能な、単位乾土重あたりの DOC 量と微生物呼吸速度に高い相関があることも報告されている。たとえば、瀬戸・丹下 (1980) は畑地土壌と水田土壌を含む 5 種類の風乾土壌に湿潤処理を施し、細菌数、CO<sub>2</sub> 放出速度、DOC 量を経時的に測定し、DOC 量と CO<sub>2</sub> 放出速度に線形関係があることを示した。ただし、湿潤処理後しばらくは、DOC 量と比較して CO<sub>2</sub> 放出速度は小さかった。これは、風乾により微生物の数や活性が低下し、その回復に時間を要したためであると考えられた。Sato and Seto (1999) は、森林土壌、畑地土壌どちらについても、フィールドにおいて地温と水分量が微生物バイオマス炭素量(MBC; Microbial Biomass Carbon) と DOC 量に及ぼす影響がわずかであること、MBC 量が十分に多いとき、CO<sub>2</sub> 放出速度は MBC 量よりも DOC 量と高い相関があることを示した (図 2.5)。

Wagai and Sollins (2002)、和穎・Sollins (2002) は、肥沃度、生産性の異なる 5 種類の森林土壌を対象に 2 ヶ月間の土壌培養実験を行い、その前後で DOC 量と BDOC 量を比較した。その結果、4 種類の土壌において、2 ヶ月間の培養で抽出されうる DOC 量は減少しなかった。さらに、すべての土壌で BDOC 量は増加またはほぼ一定に保たれた。この結果は、5 つの特徴の異なる森林生態系の各々の表層土壌で、根とリター層からの炭素供給がないにも関わらず、初期抽出時程度の BDOC 量を 2 ヶ月間生成し続ける能力があることを示唆している。すなわち、微生物が死滅すると MBC は DOC となり、土壌は微生物活動を維持するだけの DOC を土壌微生物の死滅・増殖によって長期継続して生成するこ

とが可能である。さらに、DOC 量と土壌微生物呼吸速度の正の相関関係を併せると、DOC 分解が微生物呼吸の主要な基質となり、DOC 分解が土壌からの  $\text{CO}_2$  放出の重要な割合を占める可能性が示唆されたと結論した。

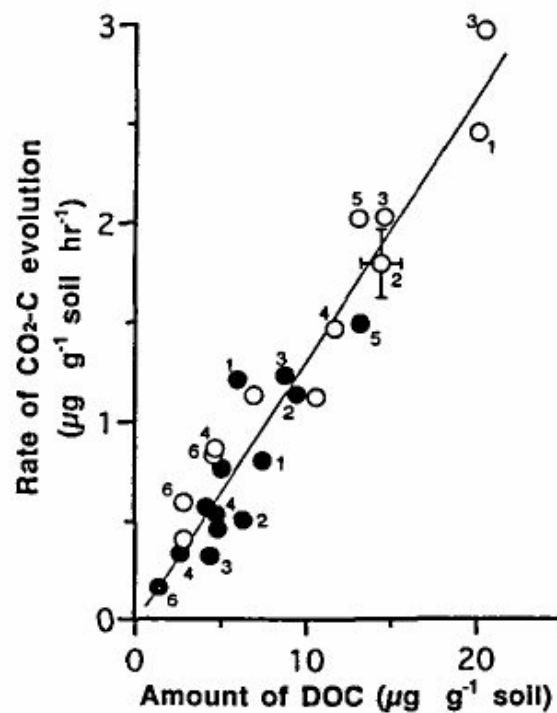


図 2.5 森林土壌(白抜きプロット)と畑地土壌(黒色プロット)における DOC 量と  $\text{CO}_2$  放出量の関係 (Sato and Seto, 1999)。森林土壌、畑地土壌それぞれの採取地間の距離は 1km 程度。すべて温度条件は  $25^\circ\text{C}$ 、水分条件は、森林土壌は含水比 41-160%(圃場容水量の 78%以下)、畑地土壌は含水比 19-53%(圃場容水量の 75%以下)。図中の数字はそれぞれ土壌の前処理条件を表す。各処理は、(1)3 週間の風乾後に湿潤処理、(2)24 時間  $45^\circ\text{C}$  で暖めた後に  $25^\circ\text{C}$  で培養、(3)- $12^\circ\text{C}$  で凍結させた後に  $25^\circ\text{C}$  で培養、(4)施肥、(5)堆肥添加、(6)1~5 日間風乾。

### 2.3.2 陸上生態系における DOC の動態及び空間分布

先述のように、土壌中の DOC 量は、微生物呼吸速度と正の相関がある。また、陸上生態系から水系を通じて海洋に放出される炭素量のなかで、DOC が占める割合は大きく、DOC 動態把握の重要性が指摘されている (川崎ら,2002b)。近年、気候変動に伴い、DOC 動態も変化していることが指摘されている。河川や湖における DOC 濃度については、たとえばヨーロッパや北アメリカの多くの河川や湖で、DOC 濃度の増加が報告されている (Sowerby et al., 2010)。

他方、陸上生態系内の土壌水や地下水中の DOC 濃度については、土壌固相への DOC 吸着や、DOC と金属元素が有機錯体を形成することによる沈澱といった地球化学的要因と、微生物による DOC 分解や植物根系からの有機酸分泌などの生物化学的要因の影響が明らかにされてきた (川崎ら,2002a)。

川崎ら (2002a,b) は、森林小流域の水文過程に基づいた、土壌中 DOC の量的・質的な変動と流出のメカニズムの把握を試みた。滋賀県南部の森林小流域において、流域の上・中・下部に位置し、環境条件の異なる 3 プロットを設定し、林外雨、林内雨、土壌水、地下水、湧水、岩盤湧水、渓流水の DOC 濃度鉛直分布を測定した (図 2.6)。3 地点すべてにおいて、林外雨、林内雨、土壌深 0cm (リター層直下) の順で DOC が増加し、DOC のソースが主にリター層であることが示唆された。深さ 30cm までは、急な DOC 濃度の減少が見られ、深さ 30cm から 100cm 程度まではほとんど濃度の差は見られなかった。また、100cm よりも深い下層土壌を通ったあとの飽和地下水帯では DOC 濃度が減少していた。さらに、各プロットの不飽和土壌に着目し、DOC 濃度と、DOC と有機錯体を形成する代表的な金属元素である Fe、Al 濃度分布との関係を検討した。その結果、水の鉛直浸透が生じる土層のうち、土壌深 0cm から深さ 30cm 程度までは、浸透過程において DOC は有機錯体を形成することで減少し、また、吸着されやすい画分もほぼすべて吸着されていると考えられた。また、水の平均滞留時間も併せて考えることで、100cm よりも下層では微生物分解反応が主な DOC 濃度減少メカニズムであると推定された。

気候変動と土壌中の DOC 量の関連について、例えば Sowerby et al.(2010)は、英国ウェールズの森林土壌において、繰り返し旱魃が発生した場合、降水が少なくなるために下方浸透水フラックスが減少し、DOC が土壌中にとどまり土壌

中 DOC 濃度が特に土壌上層で増加することをフィールド実験で明らかにした (図 2.7)。

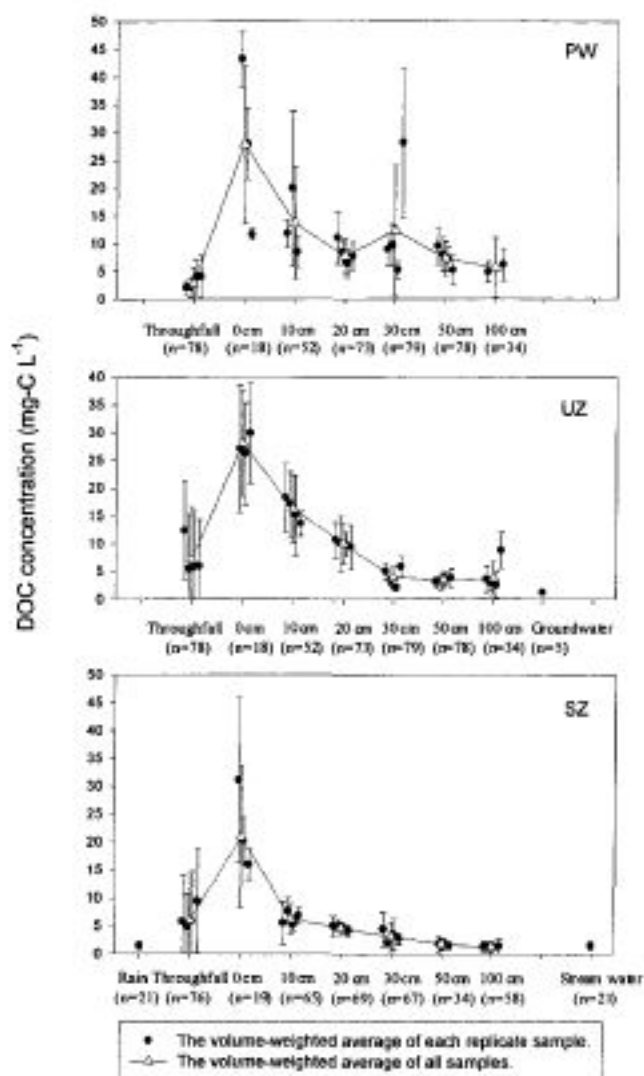


図 2.6 滋賀県南部の森林小流域 3 プロット(SZ、UZ、PW プロット)の林内雨、土壌水(0、10、20、30、50、100cm)と UZ プロットの地下水、林外雨、渓流水の DOC 濃度(川崎ら,2002a)

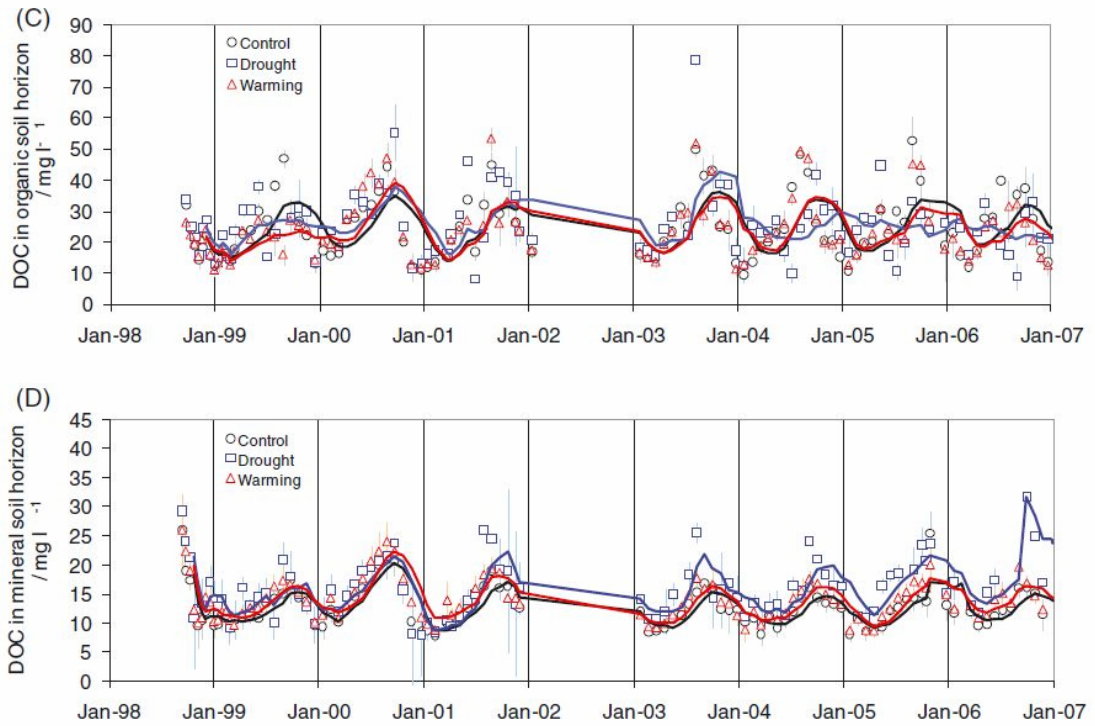


図 2.7 早魃区、加温区、コントロール区における 9 年間の土壌中 DOC 濃度の比較。上：有機質土壌層(深さ 10cm 程度)、下：鉱物質土壌層(深さ 30cm 程度)。(早魃区は、コントロール区と比較して年平均で 23%少ない降雨を与えた。) (Sowerby et al., 2010)

## 2.4 土壌中の炭素循環モデル

### 2.4.1 土壌中炭素動態モデル

先述のように、土壌中には大気中に  $\text{CO}_2$  として存在する炭素量の約 2 倍、陸上植物の炭素量の約 3 倍の炭素が有機物として存在する。これらの土壌有機物は数日から数千年といった様々な分解速度を持つ有機物の混合であることが知られている。

土壌中のバイオマスは、常時、養分元素の更新や代謝が行われ、この更新速度は、代謝回転速度 (turnover rate) と呼ばれる。これは、単位量のバイオマス成分がすべて新しい成分に更新されるまでの時間である。半減期 ( $\tau_{1/2}$ ) と代謝回転速度 ( $T$ ) との関係は次のように表される (丸本,2004)。

$$\tau_{1/2} = T \ln 2 \quad (2.1)$$

半減期が数日から 1 年程度のものを易分解性炭素、それ以上のものを難分解性炭素と区分すると、数ヶ月から数年間のタイムスケールで土壌から大気中に放出される  $\text{CO}_2$  の主な給源は、易分解性炭素である (角野・小崎,2010)。

このように分解速度の違いを考慮した地下部の炭素循環モデルの一つに、英国ロザムステッド試験場において開発された、ロザムステッド・カーボンモデル (RothC モデル)がある (Jenkins and Rayner, 1977; Coleman and Jenkinson, 2005)。RothC モデルでは、全土壌有機物量を(1)易分解性植物残渣 (固有半減期 25 日)、(2)難分解性植物残渣 (同 2.3 年)、(3)微生物バイオマス (同 1.1 年)、(4)腐植質 (同 34 年)、(5)不活性画分(数千年オーダーでも分解に関与しない)の 5 つのグループに分ける。それぞれの画分の半減期は、一次反応式

$$\frac{-d[A]}{dt} = T[A] \quad (2.2)$$

に従って増減する、また、月別平均気温、月別降水量、可能蒸発量、粘土含量、土壌深度から決定される地温と土壌水分量によっても変化するよう設定されている。ただし、 $[A]$ は物質の濃度、 $T$ は前出の代謝回転速度である。土地利用区分の違いは(易分解性有機物炭素)/(難分解性有機物炭素)の比で表され、例えば、耕地・採草地で 1.44、温帯落葉樹林・熱帯林で 0.25 となる。その他、粘土含量が高いほど土壌に有機物が蓄積しやすい、植被があると固有半減期が短くなるなどのモデルが組み込まれている。以上のようなモデルを実行することで、

調査地点の全土壌有機物炭素量や、各画分の炭素量を予測する(角野・小崎,2010)。今日、広く利用されている DNDC モデル(Li et al., 1992)や CENTURY モデル (Parton et al., 1987)も、RothC モデルの概念を元に作られた(角野・小崎,2010)

#### 2.4.2 土壌中 CO<sub>2</sub> 生成・移動モデル

HYDRUS-1D は、Simunek and Suarez (1993); Suarez and Simunek (1993)が提案した CO<sub>2</sub> 生成移動予測モデル SOILCO<sub>2</sub> に基づいたモジュールを含む。先述の RothC モデルや DNDC モデル (Li et al., 1992)、CENTURY モデル (Parton et al., 1987)が、空間・時間ともに大スケールの対象を扱うのに対し、HYDRUS は、短時間 (hourly、daily など) の現象を扱うことができる

HYDRUS モデルでは、液相・気相の拡散と移流に基づく移動現象をシミュレーションする。また、CO<sub>2</sub> 生成サブモデルを有し、土壌中の深さ、水分、温度、CO<sub>2</sub> 濃度、塩ストレス、季節などの各条件から、土壌微生物や植物根の呼吸活性を推定し、任意の深さ、時間における CO<sub>2</sub> 生成速度を算出する(第 5 章)。

Buchner et al. (2008) は、HYDRUS-1D を用いてカリフォルニアの Sacramento Valley の農地土壌からの CO<sub>2</sub> フラックスを推定し、実測値との比較を行った。水分・熱移動パラメータや CO<sub>2</sub> 生成・移動パラメータには文献値を用い、特別なチューニングを行わなかったことを考慮すると、モデルは現場の CO<sub>2</sub> 生成・移動現象を良く再現した。また、感度解析を行った結果、土壌の水分移動パラメータの感度が高いことを示した。

SOILCO<sub>2</sub> の他にも、土壌中の CO<sub>2</sub> 濃度及び CO<sub>2</sub> 放出フラックスを予測するモデルが提案されてきた。多くは、CO<sub>2</sub> 生成項と、拡散による移動を考慮したモデルで、主に森林土壌を対象にしている。

CO<sub>2</sub> 生成速度は、多くの場合、植物根や易分解性有機物の鉛直分布の影響により、深くなるほど指数関数的に減少し、さらに、それぞれの深さの土壌水分量と地温によって CO<sub>2</sub> 生成速度が変化するモデルが用いられてきた。たとえば Cook et al. (1998)は、

$$q(z) = Qg_r g_\theta \left(1 - \frac{z}{L}\right)^n \quad (2.1)$$

を提案した。ここで、 $q(z)$ は深さ  $z$  における CO<sub>2</sub> 生成速度、 $Q$  は地表面におけ

る土壤呼吸速度、 $g_T$ 、 $g_\theta$ はそれぞれ地温、土壤水分量と呼吸速度の関係である。

右辺の $\left(1 - \frac{z}{L}\right)^n$ は、CO<sub>2</sub>生成速度の深さごとの違いを示しており、土壤水分量や

地温など CO<sub>2</sub>生成に関わる条件が土層全体で等しい場合の、土壤中 CO<sub>2</sub>生成能の鉛直分布を表す。 $n$ は経験的なパラメータ、 $L$ は「呼吸が生じる深さ」で、森林の場合、呼吸する細根の存在する深さであるとし、フィールドデータから、深さ 0.5m~1.5m と決定した。

Suwa et al. (2004) は、温暖湿潤帯の針葉樹林の森林土壤の CO<sub>2</sub>濃度や放出フラックスの推定の際に、Cook's model を用い、 $L = 3\text{m}$ と仮定した。そして、 $n$ をフィールドデータを用いて逆解析的に決定した。その結果、40cm よりも深いところでは、CO<sub>2</sub>生成はほとんどないと予測された。

Hashimoto and Komatsu (2006)は、森林土壤中の CO<sub>2</sub>生成移動シミュレーションのために、移動については拡散のみ、生成については、温度、水分、深さの関数で表すモデルを提案した。深さの影響に関しては、土層を3層に分け、1層ずつ CO<sub>2</sub>生成速度を一定値で仮定する比較的シンプルなモデルとした。深さの影響に関して感度解析を行い、CO<sub>2</sub>生成速度の増加が、全層であった場合、2層目と3層目のみであった場合、表層のみであった場合を比較したところ、表層のみで CO<sub>2</sub>生成速度増加があったと仮定した場合は、土壤中 CO<sub>2</sub>濃度はほとんど変化しないと予測された。逆に、2層目と3層目のみで CO<sub>2</sub>生成速度増加があった場合は、深い位置での土壤中 CO<sub>2</sub>濃度が増加すると予測された (図 2.8)。

藤川ら (2000) は、宮崎県都城市の耕盤を有する田畑輪換圃場において土壤中 CO<sub>2</sub>濃度の鉛直分布を測定し、耕盤にあたる深さ 20cm 付近で土壤中 CO<sub>2</sub>濃度の急激なピークがあることを報告した (図 2.9)。このような CO<sub>2</sub>濃度分布が生じるメカニズムを明らかにするために、藤川ら (2002)、藤川 (2003) は、耕盤層を有する土壤中の CO<sub>2</sub>ガスの挙動を、カラム実験と、CO<sub>2</sub>生成と拡散移動を考慮したガス濃度変化のシミュレーションにより解析した。その際、CO<sub>2</sub>生成速度の鉛直分布として、単位気相体積あたりの微生物数、水分や温度、土壤中 O<sub>2</sub>濃度などの土壤物理要因を含め、耕盤層で速度が最大となるモデルを提案した。さらに、地表面に大きな CO<sub>2</sub>の拡散移動が生じると仮定することで、カラム実験の測定結果と近い結果を得た。



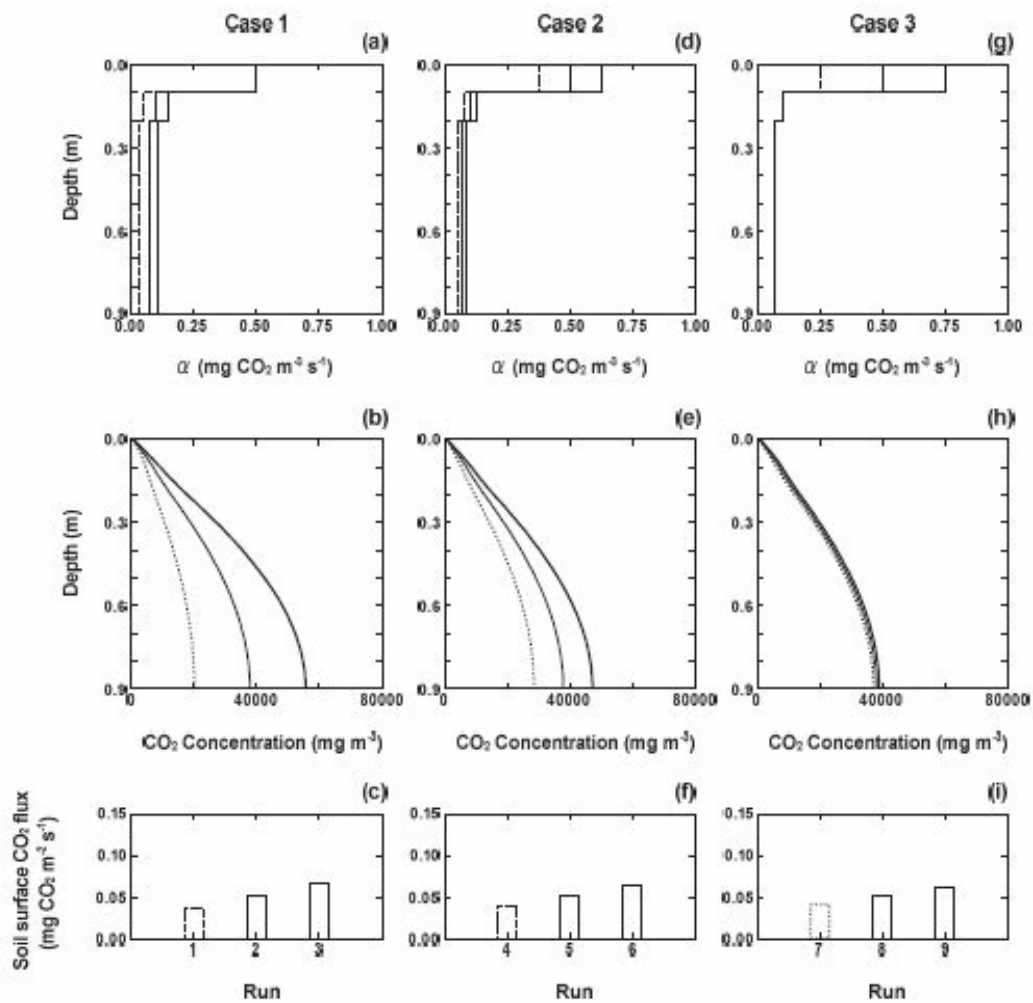


図2.8 感度解析;異なるCO<sub>2</sub>生成速度の鉛直分布変化(a),(d),(g)を仮定したときの土壤中CO<sub>2</sub>濃度(b),(e),(h)と地表面からのCO<sub>2</sub>放出フラックス(c),(f),(i) (Hashimoto and Komatsu, 2006)

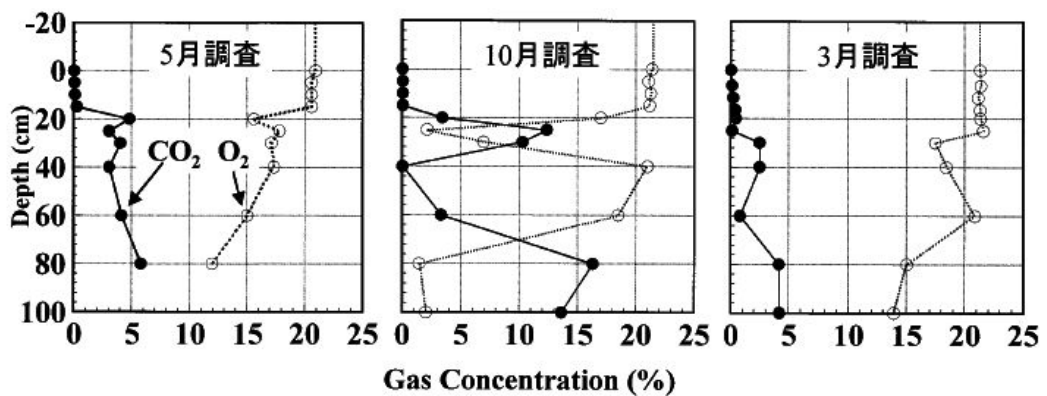


図2.9 宮崎県都城市の田畑輪換圃場のCO<sub>2</sub>、O<sub>2</sub>濃度分布(藤川,2003)

## 2.5 全球気候モデル

### 2.5.1 全球気候モデルの概要

全球気候モデル (GCM; General Circulation Model / Global Climate Model) とは、流体力学・力学・物理学・化学・生物学などを用いて地球の気候を再現し、将来の気候の変化を予測する数理モデルで、IPCC の第 4 次評価報告書には、24 の GCM が紹介された (IPCC, 2007)。GCM に基づく(近)未来の気候予測結果は、気候変動の影響予測に用いられている。

大気大循環モデル (Atmospheric GCM) を構成する方程式は、大気の水平・鉛直の運動量の時間発展方程式、気温の時間発展を表す熱力学第一法則、空気が移動・圧縮・膨張しても生成消滅しないことを表す連続方程式、水蒸気に関する同様の連続式 (相変化含む)、気圧・気温と大気の密度の関係を表す状態方程式(ボイル-シャルルの法則)の五本の方程式系である。ただし、扱う現象の水平スケールが鉛直方向より十分大きいときは、鉛直運動方程式は運動のないときの静力学平衡を仮定してもよいことが知られており、水平の計算格子として数 10km 以上、鉛直の運動スケール 10km 未満(対流圏の厚さ)を採用する GCM ではこの仮定が認められる (木本,2008)。

大気大循環モデルの予測変数は、水平 (東西・南北) の運動量、気温、水蒸気量である。これに対応するのが、水平運動方程式、熱力学第一法則、水蒸気の連続式である。また、気圧と密度は状態方程式、静力学平衡式で気温と関連付けられ、天気を大きく作用する鉛直運動量 (速度) は連続方程式を用いて、他の変数から求められる。

支配方程式はすべて偏微分方程式で、コンピュータで解くためにこれを離散化する。格子間隔以下のスケールの現象は差分方程式では表現できないだけでなく、格子間隔の数倍程度の現象も、差分による離散化誤差により本来の解から歪められることに注意が必要である (木本,2008)。

大気中には様々な空間スケールの現象が存在する。支配方程式を離散化すると、ある空間分解能より小さいスケールの現象は、数値的に扱うことができなくなる。他方、モデルで直接表現できるスケール (グリッドスケール) の現象と、直接表現できない小スケール (サブグリッドスケール) の現象には強い相互作用があり、この効果をモデルに取り入れる必要がある。このように、サブグリッ

ドの現象がグリッドの現象に及ぼす影響は、グリッドで表現されるパラメータを用いた数式の形で表すことができ、これを「パラメタリゼーション」と呼んでいる(時岡ら、1994)。

気候モデルでは、このパラメタリゼーションによって表現される部分を「物理過程」といい、流体力学・熱力学部分を「力学過程」という。近年の AGCM は、放射、格子点スケールの雲(層状雲)とそれに伴う降水、水平に細かいが、鉛直方向には対流圏全体にわたるような積雲対流とそれに伴う降水、地表付近の境界層や上空における乱流、水・熱エネルギーの乱流による交換過程、土壌の温度・水分などの予報、サブグリッドスケールの地形によって風の鉛直分布が乱れる影響などを物理過程としてパラメタライズしている(木本、2008、時岡ら、1994)。

### 2.5.2 ダウンスケーリング

GCM の出力結果は、通常、数百 km<sup>2</sup> 以上のメッシュの代表値であり、標高や地形の影響から、メッシュ内にあるすべての地点が GCM 出力結果と同じ値になることはあり得ない。したがって、特定の地域の農業生産や自然生態系へ気候変動が与える影響の評価に使用するためには、空間及び時間分解能の違いを補うダウンスケーリングが必要とされる(飯泉ら、2010)。

#### (1) 空間ダウンスケーリング

空間ダウンスケーリングは、主に、力学的ダウンスケーリング(Dynamical downscaling; DD)と、統計的ダウンスケーリング(Statistical downscaling; SD)に分けられる。

DD は、低空間分解能の GCM の出力を境界条件に、高空間分解能の地域気候モデルを数値的に計算する手法である(高藪・金光,2009)。地域気候モデルでは、スケールダウンの過程が物理的根拠に基づいており、また、すべての気象要素が、互いの関係性を保ちながら算出されるため、整合的である。しかし、計算時間がかかることに加え、計算中に誤差が蓄積されることがある(高藪・金光,2009)。

SD は、局地の気象観測データと、GCM で出力された気候予測値を用いて、対象地点の気温や日射量、空間変動の大きい降水量などを予測する手法で過去のデータがあれば実施できる点が長所である。Wilby et al. (2004) は、複雑な自然

地理条件、大きな環境勾配のある地域におけるダウンスケールや、土壌侵食のような局地的な影響の評価に用いる気候シナリオを作る場合に SD が適していると述べている。一方、標高が極端に高いあるいは低い地域では、高度補正を考慮する必要がある。また、実測データが少ない地域は統計値の信頼性が低くなるため、SD の適用には向かない。さらに、SD では気象要素それぞれの相互関係が無視されることが多いこと、土地利用の違い(地表面の状況の影響)を加味できないことも注意点である。

## (2) 時間ダウンスケーリング

時間分解能について、農地土壌中の水分・熱動態予測や侵食量予測のような局地的な現象のシミュレーションの境界条件に気象データを用いるときには、日別あるいは時別よりも細かい時間分解能のデータが必要なことが多い。しかし、GCM 予測値や観測値などの入手可能なデータが常に必要な時間分解能であるとは限らず、その場合は、時間ダウンスケーリングが必要である。

気象要素の中で、気温や湿度、日射量などは一日の連続的な変化を再現しやすく、モデルが多数考案されている。他方、降雨は一日の間で断続的に変化するため、一日の変化をモデル化しにくい。しかし、例えば、日単位より細かい現象の解析に日別データを適用すると、「日降雨量」÷「24 時間」という連続的な少雨を仮定することになる。これは不自然であり、合理的な時間ダウンスケーリングが必要である。

降雨データの時間ダウンスケーリングには、統計的手法によるウェザージェネレータ (Zhang,2005, Zhang, 2007 など) が用いられることが多い。この手法では、月別データを日別データにダウンスケーリングする際に、マルコフ連鎖に基づいて、「降雨日の次の日に降雨になる確率」、「無降雨日の次の日に降雨になる確率」のデータを必要とする。また、日別データを時別データにダウンスケーリングする際は、一降雨イベントの最大降水強度やその継続時間をあらかじめ決定する必要がある (Semenov and Barrow, 1997; Nicks et al.,1995)。これらのデータは、常に容易に入手できるわけではないため、ウェザージェネレータの利用法は確立していない。

## (3) ダウンスケーリングを施した GCM 予測値を用いた研究

Zhang (2005) は、気候変動に伴う、オクラホマ州キングフィッシャーの農地の

侵食量及び作物収量の変化を予測した。その際、GCMの一つであるイギリスの Hadley Center's Climate Model (HadCM3) で予測された、現在と将来の降水量と温度について空間分解能に関する統計的ダウンスケーリングを施した。さらに時間分解能に関しても、統計的手法を用いるウェザージェネレータにより月別から日別にダウンスケーリングし、境界条件とした。

Zhang (2007) は、中国の黄土高原の Chungwu Experiment Station 付近を対象に GCM のデータを用いて将来の侵食量評価をする際に、空間・時間ダウンスケーリング両方を施した場合 (explicit downscaling) と時間ダウンスケーリングのみを行った場合 (implicit downscaling) の結果を比較した。その結果、時間ダウンスケーリングのみを施した場合に比べ、空間的ダウンスケーリングも行った場合、将来と現在の予測される降雨量の違いが大きくなり、予測侵食量も大きくなった。このように、GCM 予測値を局地スケールの現象のシミュレーションに適用する際は、時間・空間ともにダウンスケーリングを施すか否かが予測値に影響する。

## 第3章 フィールドモニタリング

### 3.1 研究対象地の概要

本研究では、本学農学生命科学研究科附属生態調和農学機構(東京都西東京市;  $35^{\circ}44'13''$  N,  $139^{\circ}32'30''$  E); 以下、「田無農場」と呼ぶ)の3S 圃場を対象とし、土壌断面調査および、2008/8 から土壌水分・温度、熱フラックスモニタリング、2010/7 から土壌中  $\text{CO}_2$  濃度のモニタリング、地表面における  $\text{CO}_2$  フラックス測定を行った。圃場では 10m 四方を、センサを埋設する 3 週間前に深さ 10cm 程度までロータリーをかけて掘り起こして整備し、一様な「裸地」とした (写真 3.1)。雑草は適宜、根こそぎ手で抜いたが、5~10 月は特に雑草の生長が早かったため、2 ヶ月に 1 回程度、除草剤 (ラウンドアップマックスロード; 日産化学工業株式会社) を散布した。除草剤の主成分はグリホサートで、植物に接触した箇所から植物体に入り、植物体内のアミノ酸を含むタンパク質や代謝産物の合成を阻害する。また、圃場では、2003/5/26 から 8/28 までソルガム、2003/11/18 から 2004/6/8 までコムギ、2004/7/6 から 2005/3 まで (実験用のため、3 月まで収穫しなかった) ダイズの耕作が行われ、その後、モニタリングを開始するまでは休耕地であった。圃場内のセンサ配置図を図 3.1 に示す。



写真 3.1 圃場の裸地区画とロガーボックスの様子 (2008/8/21)

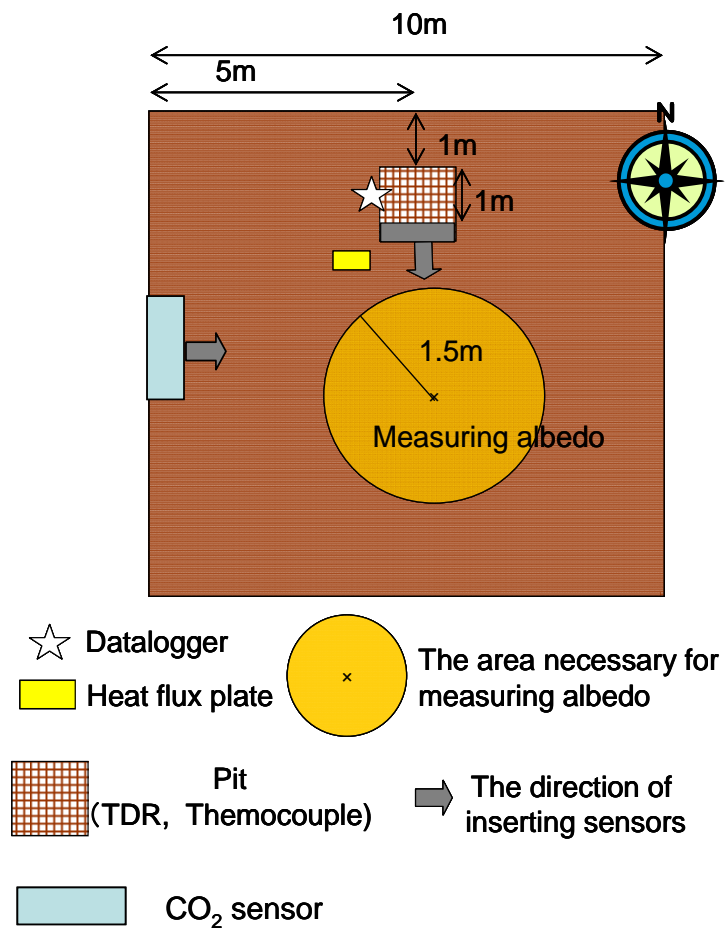


図 3.1 圃場内裸地区画センサ配置

### 3.2 実験圃場の土壌の物理性

モニタリングを開始する前に、約 120cm まで土壌断面を出し、土層の確認、山中式硬度計による硬度測定を行った。また、所定の深さごとに、不攪乱・攪乱試料を採取した。これらの試料は持ち帰り、土壌の物理性を測定した。

実験圃場の土壌断面の写真 (写真 3.2) と、山中式硬度計による土壌硬度 (図 3.2)、乾燥密度と土粒子密度 (図 3.3)、土壌断面調査時 (2008/8/1) の含水比と体積含水率 (図 3.4)、飽和透水係数 (図 3.5)、全炭素の割合について、NC アナライザー (SHIMADZU 社製) と強熱減量法による定量結果 (図 3.6) の分布を示す。これらの測定は中野ら (1995) に従った。

体積含水率と飽和透水係数の 52.5、82.5cm の値は同じ圃場内の草地で採取したサンプルで測定した。また、全炭素の割合について、強熱減量法の分析結果と NC アナライザーを用いた定量結果を比較すると、強熱減量法の結果が、どの深さにおいても 15%程度高くなった。一般に、黒ボク土や立川ローム土は腐植や粘土粒子が比較的多いため、105°Cの炉乾燥では蒸発しにくい結合水も多いと考えられる。強熱減量法では、この結合水の蒸発が生じ、炭素量を過大評価した可能性がある。他方、NC アナライザーによる定量分析は、試料を燃焼し、CO<sub>2</sub>を発生させ、ガスクロマトグラフで定量するため、結合水の影響は無視できる。そのため、本研究では、NC アナライザーの定量結果が、実際の試料の全炭素の割合を反映していると判断した。

土壌断面は、上層約 35cm が黒ボク土、下層は立川ローム層で深さ 33cm から 43cm に遷移層が存在した。硬度については、深さ約 20cm の硬度が他の地点よりも高く、この付近に耕盤層があると考えられる。また、センサ埋設前にロータリーをかけたため、深さ 10cm までは硬度は低かった。しかし、日がたつにつれて、雨滴や除草時の踏み固めなどにより裸地上部も締め固められた。

乾燥密度は 10cm 以深の黒ボク層が約 0.85g cm<sup>-3</sup>、立川ローム層が約 0.47g cm<sup>-3</sup>でどちらの層も比較的密に詰まっていた。

図 3.7 にクロボク土、立川ローム土の粒経加積曲線、表 3.1 に土性を示した。どちらの土も、2002、2009 年に採取した試料を用いた。2002、2009 年で粒経組成は変わらず、本研究の実験期間中も土性の変化は無視できると考えられる。

黒ボク土と立川ローム土を含む火山灰土は、構成する粘土鉱物の性質上、粒度



分析が難しいことが知られている。田無の火山灰土は、粘土鉱物としてアロフェンとイモゴライトを含む。軽部ら (1998) はアロフェンとイモゴライトの分散凝集及び荷電特性を測定した。非脱鉄アロフェンは、正味荷電ゼロ点 (PZNC) が pH5.9 程度であり、この付近の pH で凝集し、他方、非脱鉄イモゴライトは PZNC が pH7.2 付近であり、pH6.0 付近で凝集を始め、PZNC よりもアルカリ性の条件下でも分散しなかった。そして、アロフェンにイモゴライトを 10%混入した場合、アルカリ性でアロフェンの分散性の低下が確認された。

このように火山灰土では、通常用いられるヘキサメタリン酸ナトリウムや水酸化ナトリウムなどのアルカリ性分散剤では分散しにくくむしろ凝集することが多い。そこで HCl などの酸性分散剤が使われることもある。しかし、火山灰土の粒度分析法についてはほとんど議論がされず、適切な方法は確立していない。

本研究では、分散の前処理として、有機物分解と「練り返し」を行った。ここで、「練り返し」とは、有機物分解の前に水を含ませて低粘性のペースト状にした試料を、一次鉱物を破壊しないように、ゴム製の椀とゴム球を用いて練ることを指す (多田・山崎(1963))。これらの処理の後、それぞれ、分散剤としてヘキサメタリン酸ナトリウム( $\text{NaPO}_3$ )<sub>6</sub>を添加し、さらに超音波分散機で攪拌した。しかし、静置後、試料がすぐに凝集したため、pH、EC を測ったところ、pH は約 6.5~7.0、EC は約 2dS m<sup>-1</sup>であった。凝集の原因として電解質イオンの存在が考えられたため 8000rpm、20 分間で試料を遠心分離し、上澄み液を捨てることでイオンを排除した。これにより土壌溶液の EC を 1/10 に下げることができ、結果として試料は分散状態を示した。

保水性の測定結果については 4 章で述べる。

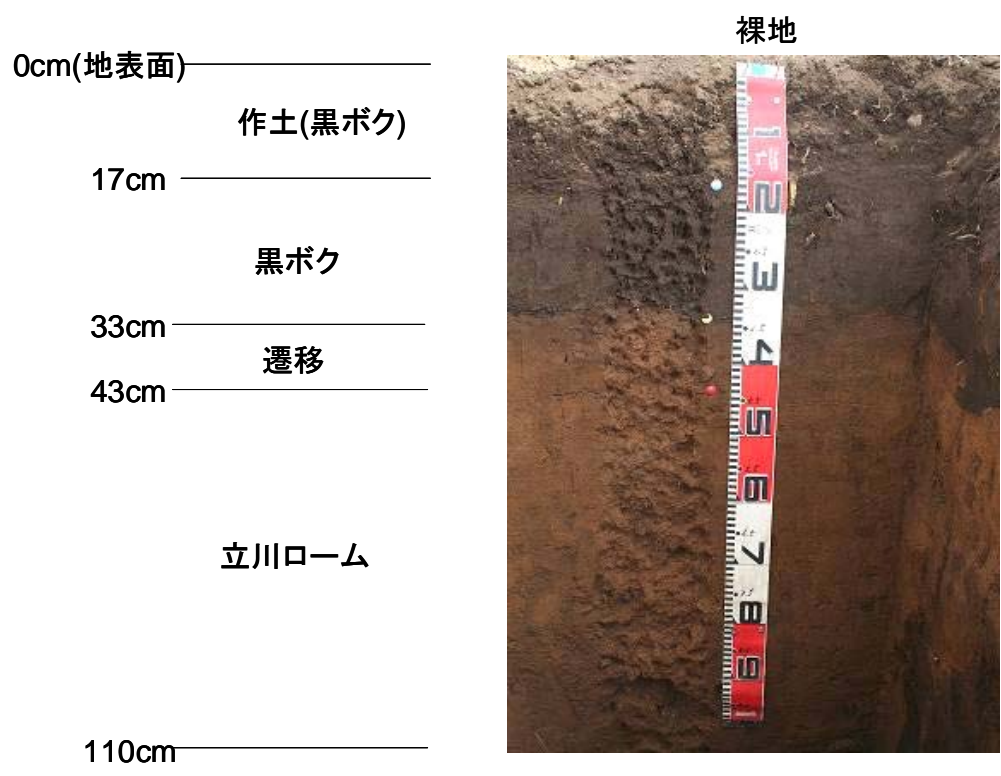


写真 3.2 対象圃場の土壌断面

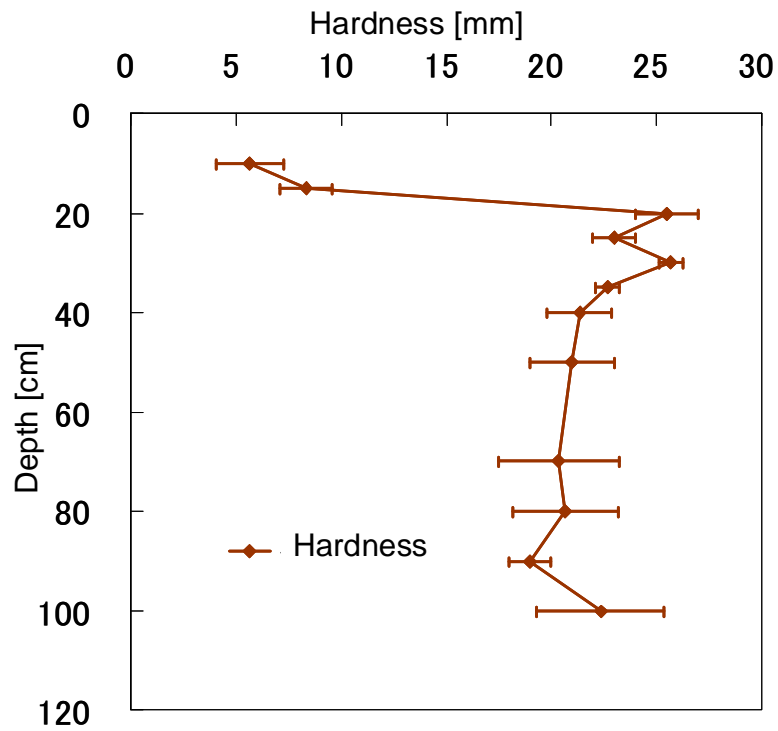


図 3.2 山中式硬度計で測定した土壌硬度分布

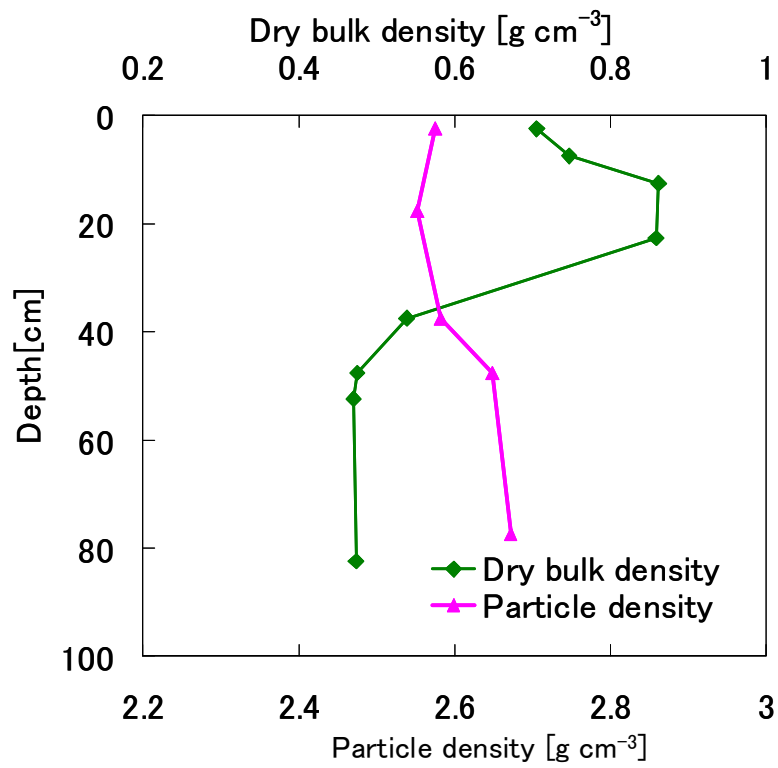


図 3.3 乾燥密度および土粒子密度分布

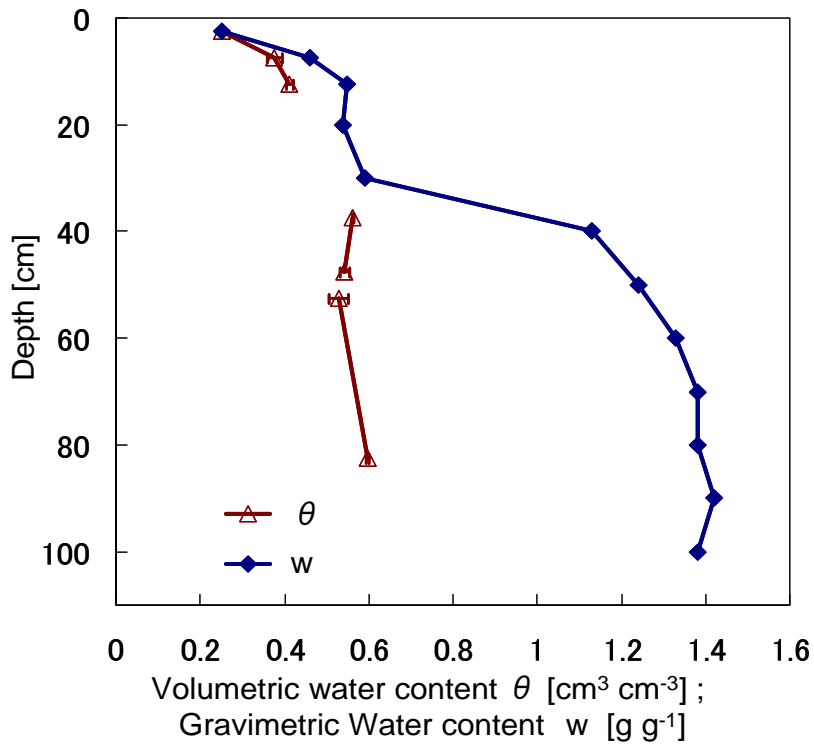


図 3.4 土壌断面調査時 (2008/8/1) の体積含水率および含水比分布

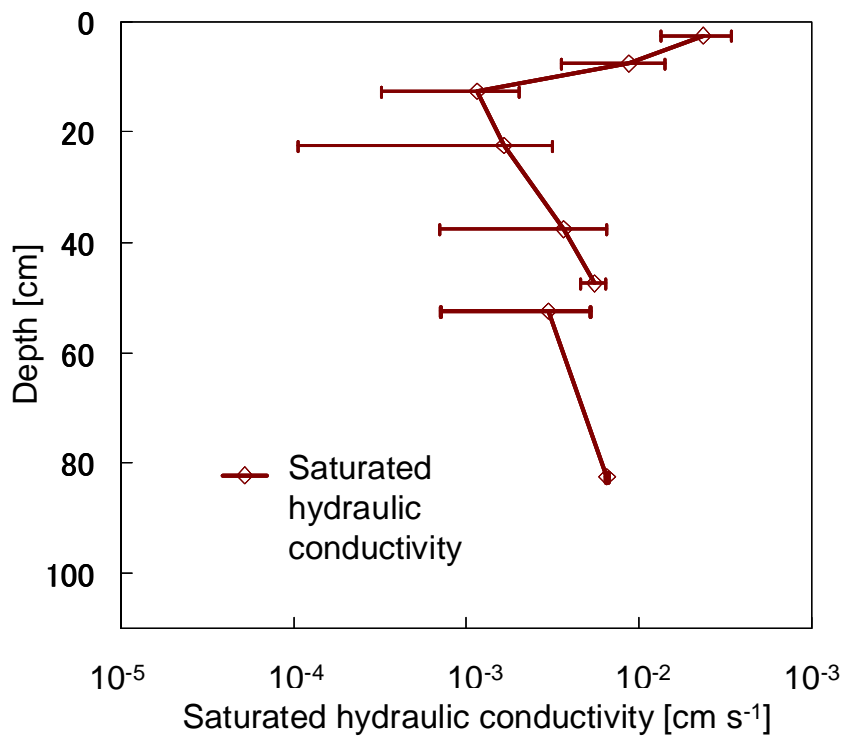


図 3.5 飽和透水係数分布

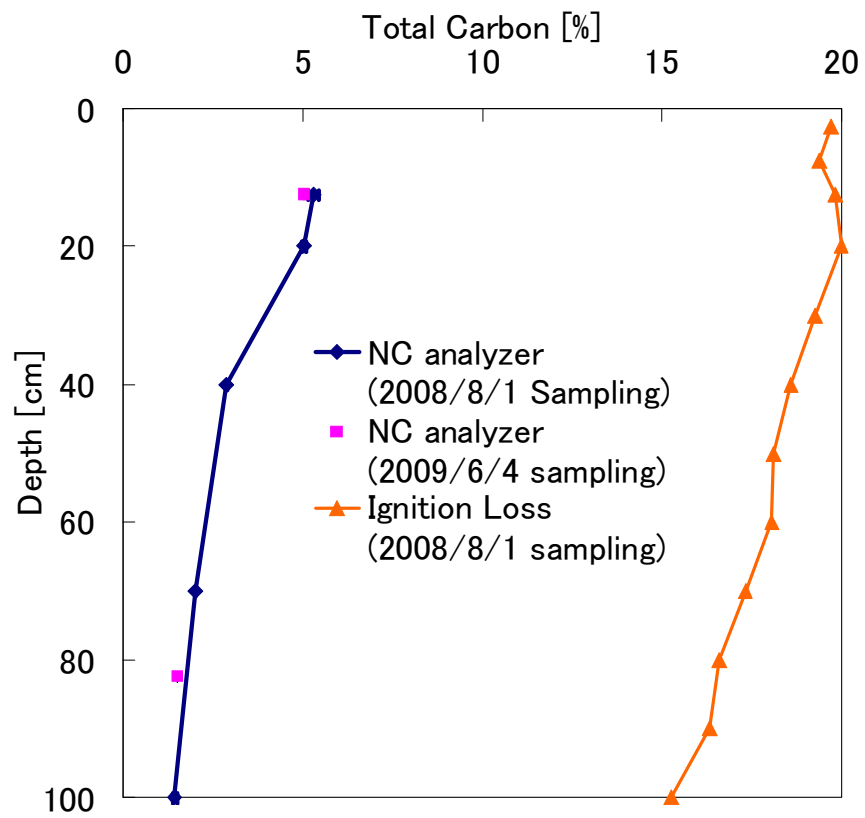


図 3.6 NC アナライザーと強熱減量法で測定した、土壤中全炭素割合

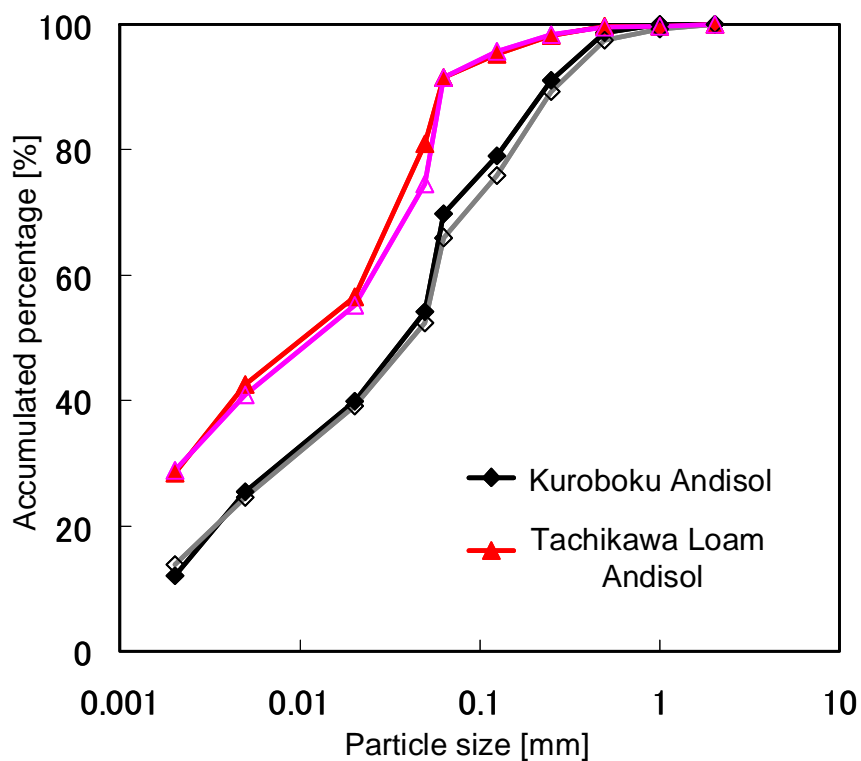


図 3.7 黒ボク土と立川ローム土の粒径加積曲線

表 3.1 対象圃場の黒ボク土と立川ローム土の土性

	Sand [%]	Silt [%]	Clay [%]	Soil texture (ISSS)
Kuroboku Andisol (2009)	60.1	27.7	12.2	Loam
Kuroboku Andisol (2002)	60.8	25.4	13.8	Loam
Tachikawa Loam Andisol (2009)	43.5	28.1	28.4	Light Clay
Tachikawa Loam Andisol (2002)	44.8	26.2	29.0	Light Clay

黒ボク土、立川ローム土ともに 2009 年、2002 年に採取したサンプルを使用

### 3.3 土壌水分・温度・地表面熱フラックスモニタリング

裸地区画に、1m 四方、深さ 1m のピットを掘り、土壌水分・温度を測定するためのセンサを埋設した。埋設した深さは、地表面から 3,5,7,10,20,30,50,80cm である。また、深さ 3cm に、地表面熱フラックス測定センサを埋設した (図 3.8)。これらのセンサはすべて、データロガーCR10X (Campbell 社) に接続し、2008/8/21 から連続測定を開始した。

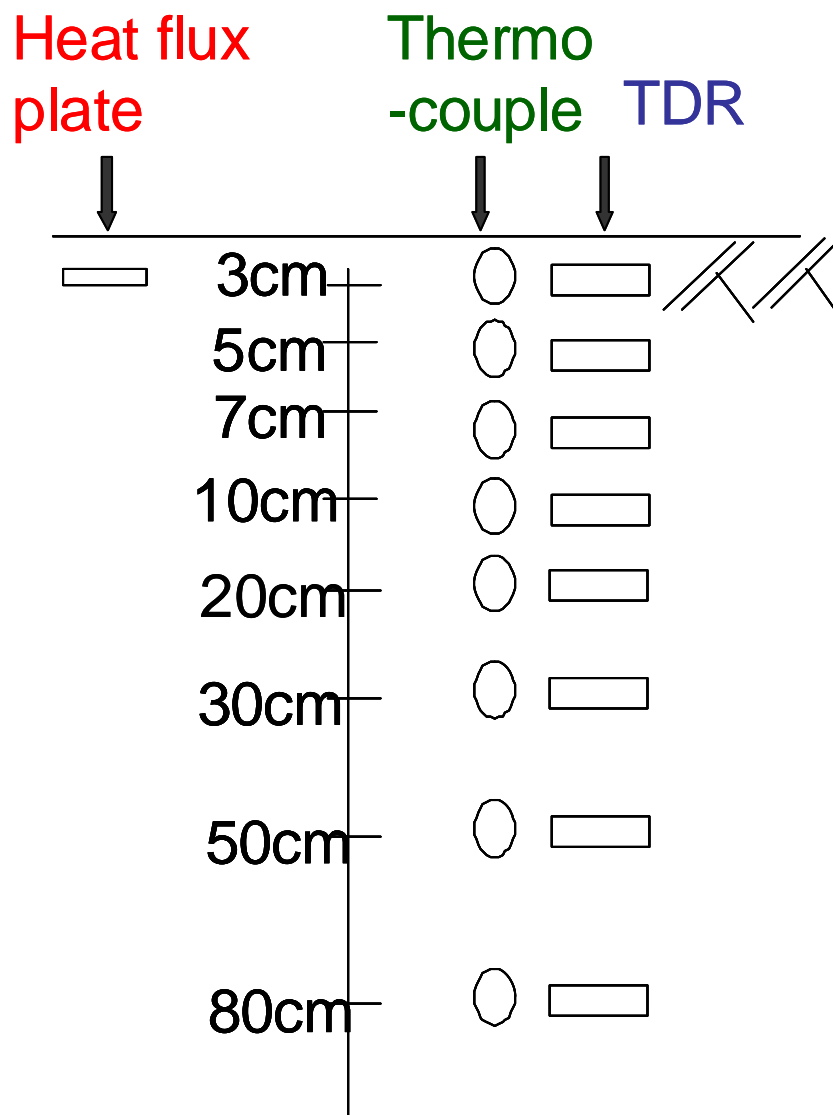


図 3.8 各センサの埋設深さ

### 3.3.1 土壌水分測定

土壌水分測定には、TDR センサ(自作)-マルチプレクサ SDMX50 (Campbell 社) - TDR100 (Campbell 社)のシステムを用いた。TDR センサは、直径 3mm、長さ 8cm のステンレスロッド (プローブ長は 5cm) 、アクリル板、プラスチック封入樹脂 (中村理化工業、主成分:ポリエステル樹脂)、同軸ケーブル (RG-58A/U) を用いて作成した (写真 3.3)。

現場では、鉛直方向の土壌断面に垂直に (地表面に平行に) ロッドを挿入した。TDR はセンサの影響範囲が約 3cm であるため (黒田,1993)、ロッドの周囲 3cm 以内には別のセンサを挿入しないようにした。

ただし、最初に作成した TDR は、ステンレスロッドと同軸ケーブルの接触不良があったため、2008/8 の開始日から 2009/6/8 までは欠測で、2009/6/9 に再度センサを埋設し、測定を開始した。

TDRセンサは、体積含水率  $\theta$  を比誘電率  $\varepsilon$  で出力する。比誘電率  $\varepsilon$  から土壌水分量  $\theta$  に変換する際には、経験式である Topp 式 (Topp et al., 1980) が用いられることが多い。しかし、本研究対象地に分布するような火山灰土は、Topp 式を満たさないことが知られている。これに対し、Stenger et al. (2007) は理論式である三相混合モデル (mixing model) を、アロフェン質の試料を含む7種類の火山灰土の  $\varepsilon - \theta$  関係に適用したところ、良い適合を示した。斎藤 (1995) は、本研究対象地と同じ田無農場で採取した黒ボク土と立川ローム土に対し、体積含水率と比誘電率を実測してその関係を調べたところ、固相への吸着水、自由水、気相、固相の4相を考慮した Maxwell-De Loor-Dobson equation ((3.1)式; Dobson et al., 1985; Dirksen and Dasberg, 1993) の適合が良いことを示した。これは、火山灰土では気相率が高く、固相の周囲の結合水が多いことに起因する (Dirksen and Dasberg, 1993)。

$$\varepsilon = \frac{3\varepsilon_s + 2(\theta - \theta_{bw})(\varepsilon_{fw} - \varepsilon_s) + 2\theta_{bw}(\varepsilon_{bw} - \varepsilon_s) + 2(\phi - \theta)(\varepsilon_a - \varepsilon_s)}{3 + (\theta - \theta_{bw})\left(\frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_{fw}} - 1\right) + (\phi - \theta)\left(\frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_a} - 1\right)}$$
$$\theta_{bw} = l\delta\rho_b S \quad (3.1)$$



ここで、 $\phi$  は間隙率、 $\delta$  は水分子の層の厚さ、 $\rho_b$  は土壌の乾燥密度、 $S$  は土壌の比表面積、添え字  $bw, fw, a, s$  はそれぞれ、結合水、自由水、空気、土粒子を表す。これらのパラメータは、黒ボク土、立川ローム土それぞれについて、齋藤 (1995) が求めた表 3.2 の数値を採用した。黒ボク土、立川ローム土の Maxwell-de Loor-Dobson 式による  $\varepsilon - \theta$  の関係を図 3.9 に示した。また、Topp 式による  $\varepsilon - \theta$  の関係も併せて載せた。



写真 3.3 TDR センサ

表 3.2 本研究で用いた Maxwell-deLoor-Dobson モデルのパラメータ(斎藤,1995)

	$\epsilon_{bw}$	$\epsilon_{fw}$	$\epsilon_a$	$\epsilon_s$	$\theta_{bw}$	1	$\delta$ [cm]	$\rho_b$ [gcm <sup>-3</sup> ]	S [m <sup>2</sup> g <sup>-1</sup> ]	p
Kuroboku	3.2	80	1	5	$8.39 \times 10^{-4}$	1	$3.00 \times 10^{-10}$	0.85	329	0.67
Tachikawa Loam	3.2	80	1	5	$6.90 \times 10^{-4}$	1	$3.00 \times 10^{-10}$	0.47	489.5	0.81

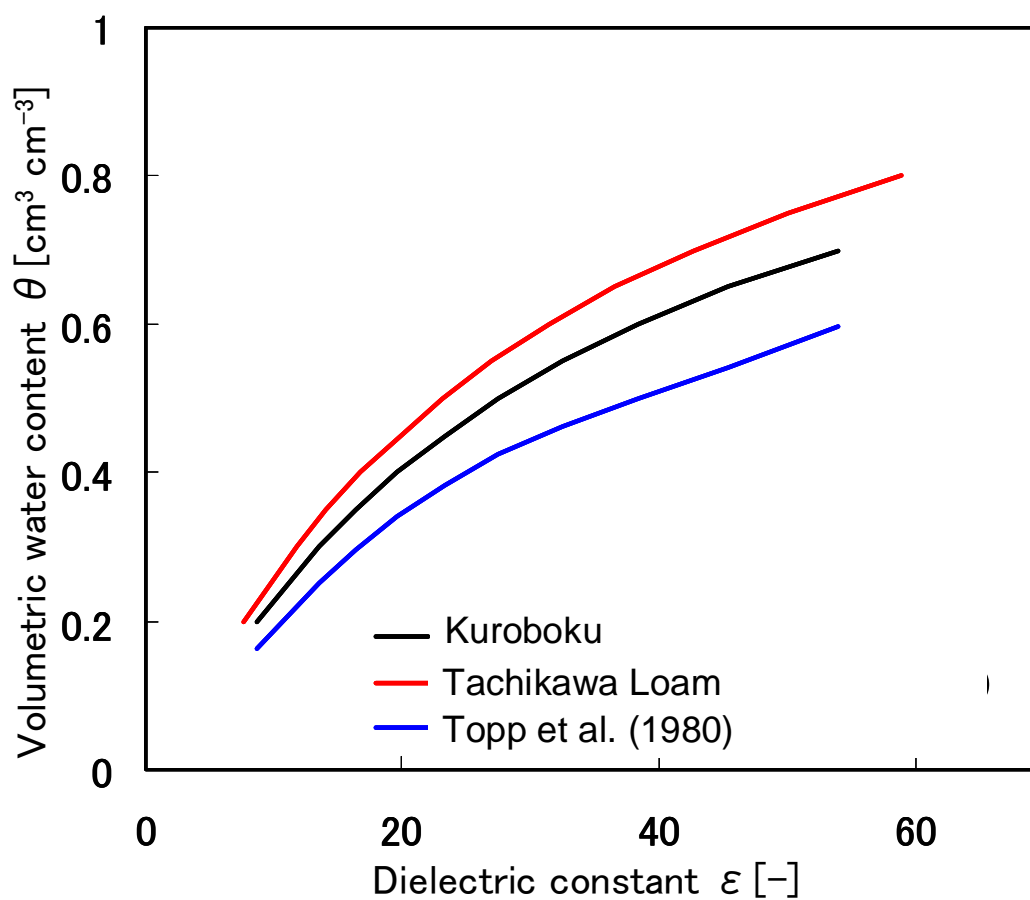


図 3.9 黒ボク土と立川ローム土の Maxwell-de Loor-Dobson 式による  $\epsilon$ - $\theta$  関係

### 3.3.2 地温測定

地温測定には銅-コンスタンタン型熱電対を用いた。地中に挿入するため、地温棒を作成した。地温棒は、内径 12mm、肉厚 3mm、長さ 1m のアクリルの棒に、所定の間隔に開けた孔から熱電対の感部を出し、アクリル棒の先端は水中用パテで塞ぎ、空洞部にはプラスチック封入樹脂を流し込んだ。また、地上 20cm の気温測定用の熱電対は、アクリル棒の先端に熱電対感部を出し、その上に白く塗ったプラスチックの円筒を載せて、風は通るが直射日光は遮るようにした。地温棒は、スクリーオーガーで地中に孔を開けて挿入した。

### 3.3.3 地表面熱フラックス測定

地表面熱フラックスは、熱流板(Hukseflux Thermal Sensors 社製; 写真 3.4)を、地表面から約 2cm の深さに埋設して測定した。埋設する際は、深さ約 20cm の土壌断面を作成し、挿入位置に、ナイフで水平に切り込みを入れた後、熱流板を挿入した。



写真 3.4 熱流板 (<http://www.hukseflux.jp/thermalScience/heatFlux.html>)

### 3.3.4 全天日射量及びアルベド測定

アルベドは、短波放射の地表面での反射率であり、全天日射の地表面での反射量の、全天日射量に対する割合で表される。そこで、小型全天日射計 (英弘精機株式会社、ML-020VM 型) 2 台を、一方は地面に向けて設置して地面で反射する日射量を測定し、もう一方は上向きに設置して全天日射量を測定した。アルベド観測の注意点として、設置高さを低くすると日射計や取り付け器具の影の影響を受け、逆に高くすると測定範囲外の影響を受けやすくなることが挙げられる。ここで、測定高さを  $h$ 、測器直下の点を中心とする円の半径を  $r$ 、反射率計に入射する放射量のうち半径  $r$  なる円面からの割合を  $F$  とすると、例えば、 $F=0.9$  となるようにするには、 $h = 1\text{m}$  では  $r = 3\text{m}$  の面積が必要になる (日本農業気象学会, 1997)。本研究では、 $h = 0.5\text{m}$  に日射計を設置し、そのまわり  $r = 1.5\text{m}$  以内は物を置かず、地表面も同様とした。全天日射計設置の様子を写真 3.5 に示した。また、2008/11/4 から 11/15 までの、下向き、上向きの短波放射とアルベドの測定結果を図 3.10 に示す。アルベドは、概して 0.05~0.1 程度であった。

### 3.3.5 その他の微気象データ

降水量 (日・時間)、日平均気温、時間別気温、日最高・最低気温、短波放射量 (日・時間)、日平均湿度のデータを田無農場、日平均風速及び日照時間を気象庁アメダス府中または大手町から借用した。また、モデル検証のため、本研究対象地と隣接した圃場における正味の長波放射量データを、東京大学工学系研究科 河川/流域環境研究室から借用した。

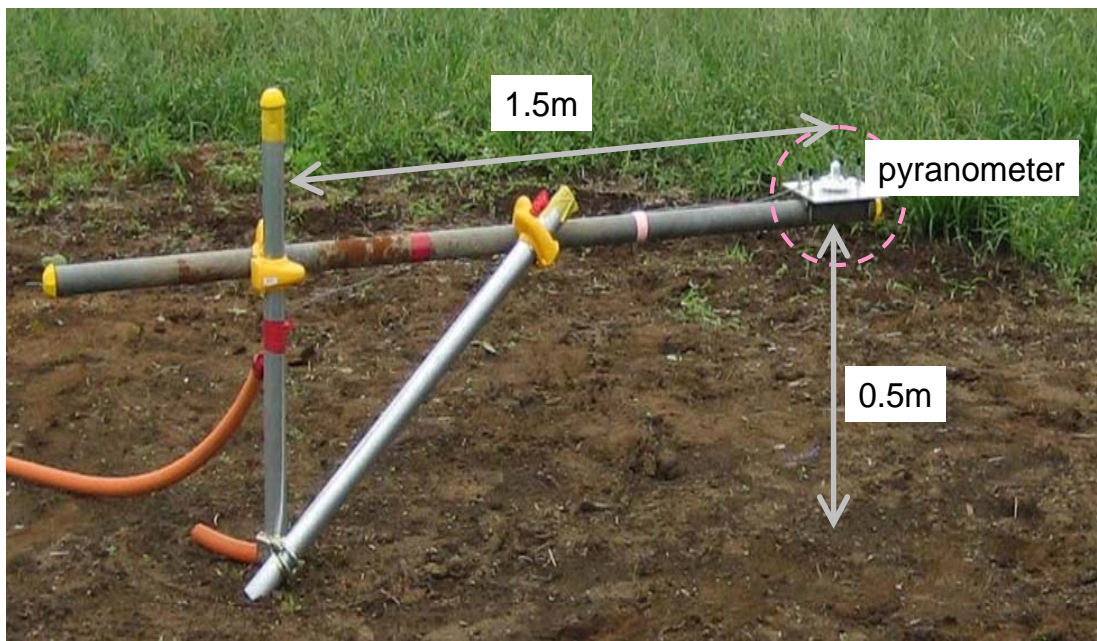


写真 3.5 全天日射計設置の様子(アルベド測定時は放射計を地面に向けた)

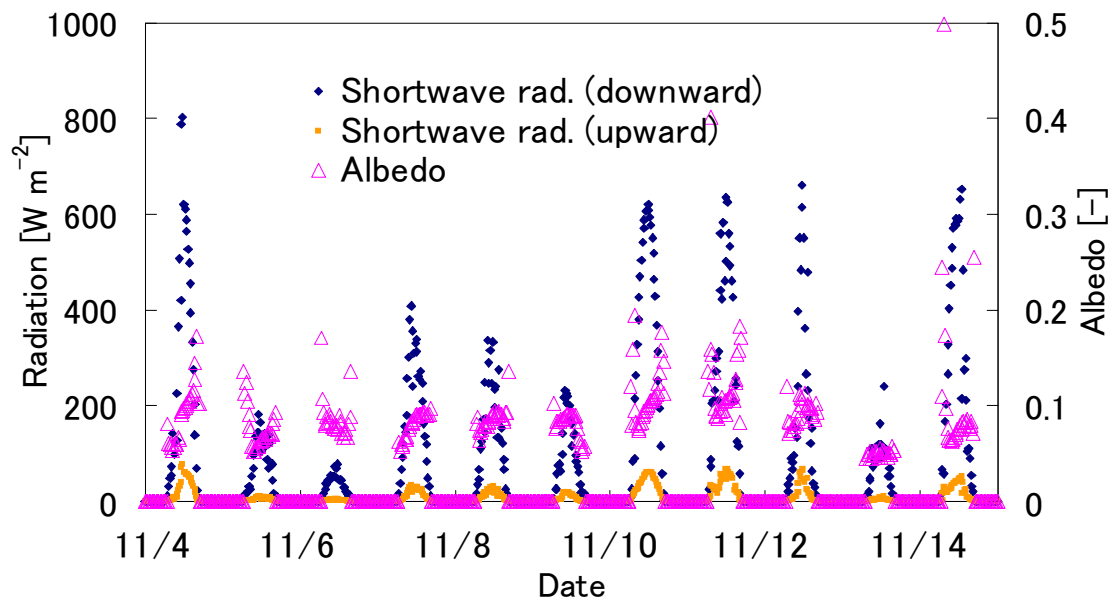


図 3.10 下向き・上向き短波放射とアルベドの測定結果

### 3.4 土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度のモニタリング

裸地に深さ 70cm の断面を出し、深さ 10-15、20-25、50-55cm に後述の小型埋設型ガスモニタリングシステムを埋設し、各深さの土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の連続測定を行った。データは 2010/7/13 から、20 分おきに記録した。また、測定システムの検証のため、同じ深さにガス採取管 (Gas sampling pipe; 井本ら, 2003) を挿入し、適宜ガスサンプリングを行った。

#### 3.4.1 小型埋設型ガスモニタリングシステム

本研究では、土壌中にガス透過性チューブを埋設し、チューブ内の CO<sub>2</sub> 濃度を測定することで土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度を測定した。この方法は、ガス環境を乱さずに CO<sub>2</sub> 濃度を連続測定できる利点がある。

例えば遠藤ら (2010) や西村ら (2009) は、肉厚 4mm、長さ 1m のシリコンチューブに CO<sub>2</sub> センサを封じ、土壌中の CO<sub>2</sub> 連続測定を行った。土壌中では土被り圧があるため、シリコンチューブはある程度の厚さと強度が必要で、モニタリングシステム全体が比較的大型になった。他方、シリコンの肉厚が厚くなるほどガスの透過性が低下することが懸念される。そこで本研究では、耐荷重性と小型化の両立と、ガス濃度変化に対する反応性向上を考慮してモニタリングシステムを改良した。

#### (1) ガスモニタリングシステムの小型化

本研究ではガス透過性膜として、肉厚 0.5mm、縦 20cm 横 20cm のシリコンシートを用いた。土壌に埋設した後の土被り圧に耐えるため、プラスチックメッシュパイプにシリコンシートを巻きつけて継ぎ目を密封するとともに、円筒状に丸めたステンレス製の網をプラスチックメッシュパイプ内に挿入して強度を増した (図 3.11)。チューブには単光源二波長非分散赤外線 CO<sub>2</sub> 分析計 (GMM221、Vaisala 社)、熱電対を封入した。GMM221 は印加電圧 12V で作動する。本研究ではデータロガー (CR1000 Campbell 社) から供給した。また、CR1000 で GMM221 と熱電対データの出力を記録した (写真 3.6~3.8)。このシステムを、以下、小型埋設型ガスモニタリングシステム (Compact Buried Tubing Gas Monitoring System; C-BT-GMS) と呼ぶ。

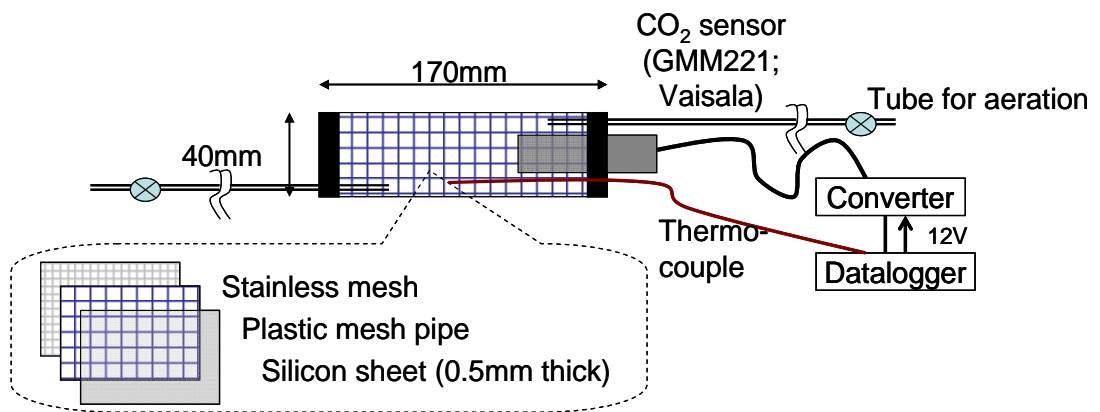


図 3.11 C-BT-GMS の概略図

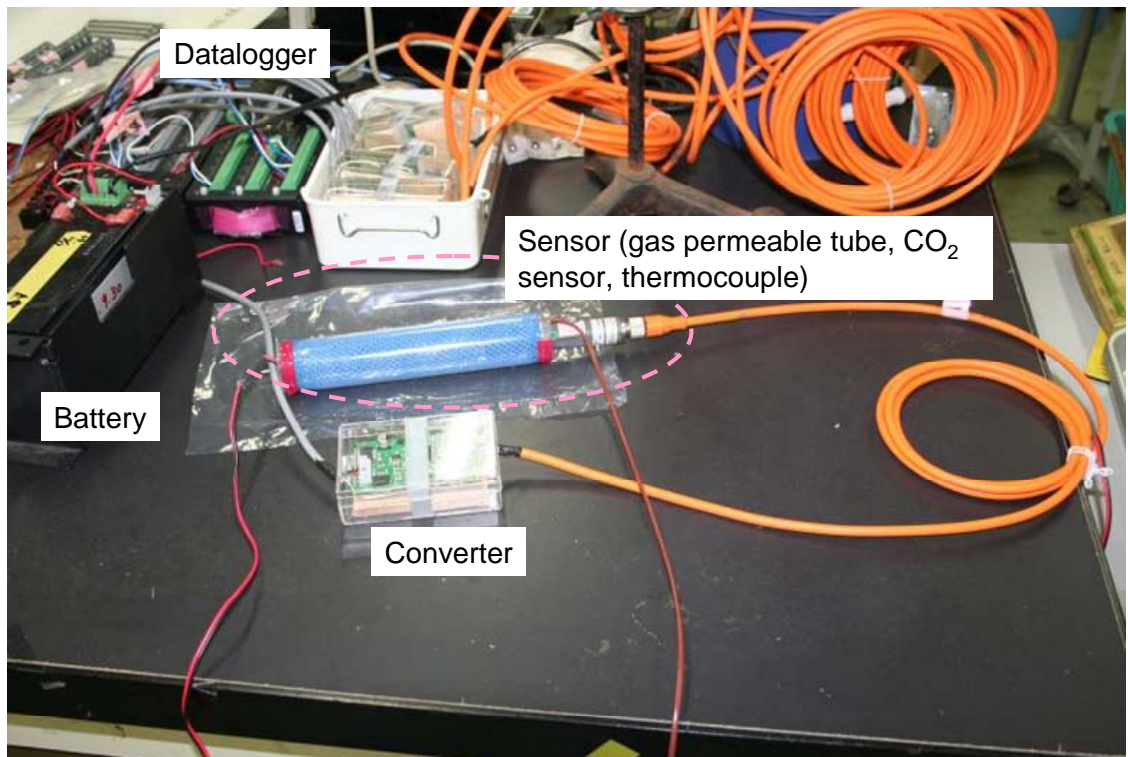


写真 3.6 C-BT-GMS

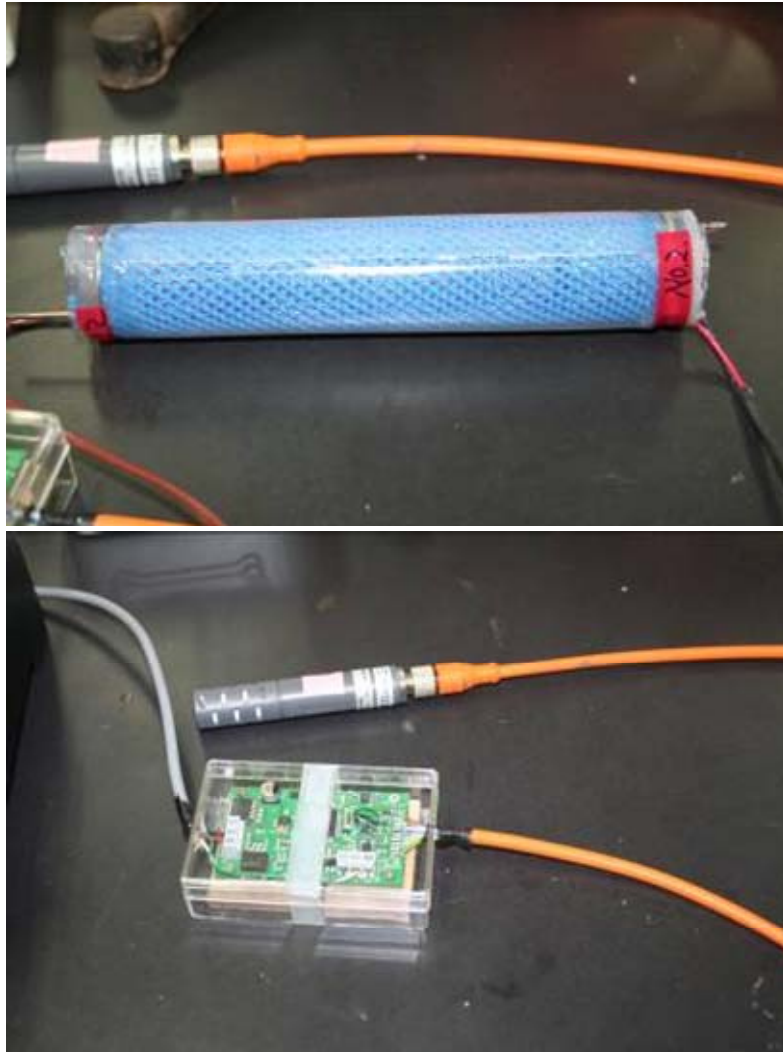


写真 3.7 C-BT-GMS 受感部 ((上)ガス透過性チューブ、(下)CO<sub>2</sub> センサ



写真 3.8 シリコンシートの肉厚の比較



## (2) 埋設型ガスモニタリングシステムの反応性改善

シリコンゴムのガス透過性の評価指標の一つに、95%平衡時間 (Kamman et al., 2001) がある。これは、チューブ内外のガス濃度に差があるときに、その濃度差が初期の 5%になるまでの時間である。

本研究では、大気中および水中に C-BT-GMS を静置し、C-BT-GMS 内部に約 5% の CO<sub>2</sub> ガスをチューブの容積の 1.5 倍程度送り込んだ時点を開始時間とし、そのまましばらく放置し CO<sub>2</sub> センサの出力値が安定するまで待った。水中の試験には、1 日汲み置いた水道水を用い、試験中はモーターで常に水流を起こし攪拌した。試験は 25°C 一定の恒温室で行った。

図 3.12 に、大気中・水中に置かれたシリコンチューブ内に約 5% の標準 CO<sub>2</sub> ガスを満たした後のチューブ内 CO<sub>2</sub> 濃度の経時変化、表 3.3 には、試験で得られた平衡時間を、肉厚 4mm の結果 (遠藤ら,2007) と併せて示した。

水中、大気中どちらの場合も、試験開始後すぐに、シリコンを介してガスの拡散移動が始まった。そして、シリコンチューブ内の CO<sub>2</sub> 濃度はある程度までは急激に減少し、その後、緩やかに平衡状態に近づいた。大気中よりも水中、また、シリコンの肉厚が厚いほど平衡時間は長くなった (表 3.3)。特に、肉厚 0.5mm のシリコンでは、肉厚 4mm の場合に比べ、大気中での 95% 平衡時間がおよそ 7 分の 1 と短くなった。

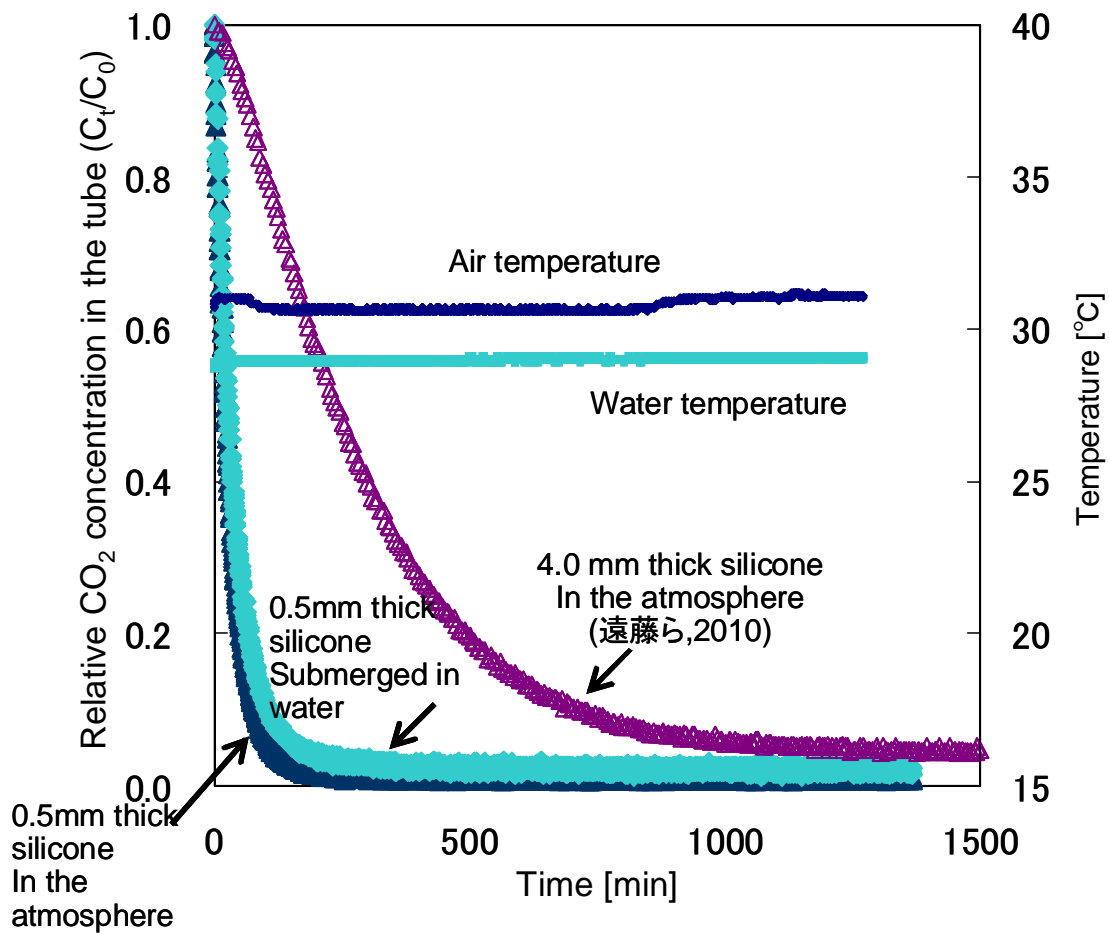


図 3.12 ガス透過性試験におけるチューブ内 CO<sub>2</sub> 濃度変化

表 3.3 ガス透過性試験で得られたシリコンチューブの肉厚と CO<sub>2</sub>95%平衡時間

Thickness of silicon sheet	In the Atmosphere [min]	Submerged in water [min]
0.5 mm	104	128
1.5 mm(遠藤ら,2010)	160	-
4mm(同上)	1175	-

### (3) センサのキャリブレーション

本研究で使用した CO<sub>2</sub> センサは、CO<sub>2</sub> 濃度と出力の間に線形関係があることが報告されている。圃場に埋設した 6 本のセンサについて、以下の方法でキャリブレーションを行った。

CO<sub>2</sub> センサを封入したシリコンチューブの両端には、地上につながるナイロン製の通気用チューブを取り付けた。この通気用チューブの先端には三方コックを取り付け、通常はコックを閉じていた。

シリコンチューブを地中に埋設した後、地上に出した通気用ナイロンチューブの一方から、シリコンチューブの容積の 1.5 倍程度の CO<sub>2</sub> 標準ガスと、純窒素ガス (CO<sub>2</sub> = 0%) を注入し、シリコンチューブ内を標準ガスで満たした。このとき、初めにシリコンチューブ内に存在していたガスは、もう一方の通気用チューブのコックを開け、そこから地上に追い出した。

シリコンチューブ内に標準ガスを満たしたあと、センサ出力の最大値を読み取り、標準ガスの濃度と対応させてグラフにプロットした。なお、2 種類の濃度の CO<sub>2</sub> 標準ガスを注入したのが 2010/9/9 (地温約 25~26°C)、N<sub>2</sub> ガスを注入したのが 2011/1/6 (地温約 3~8°C) であったため、後者のデータに対しては次に述べる温度補正を行い 25°C のときの出力値に換算してからキャリブレーション式を求めた (図 3.13)。

C-BT-GMS で使用したセンサ GMM221 と同じシリーズのセンサ (GMM222、高濃度用) の 90% 応答時間は、器差があるが、150~280 秒程度と報告されている (溝口・大谷, 2005)。これを考慮し、標準ガスを複数回に分けて注入した上、1 分間隔で 3 回以上出力値を読んだ。

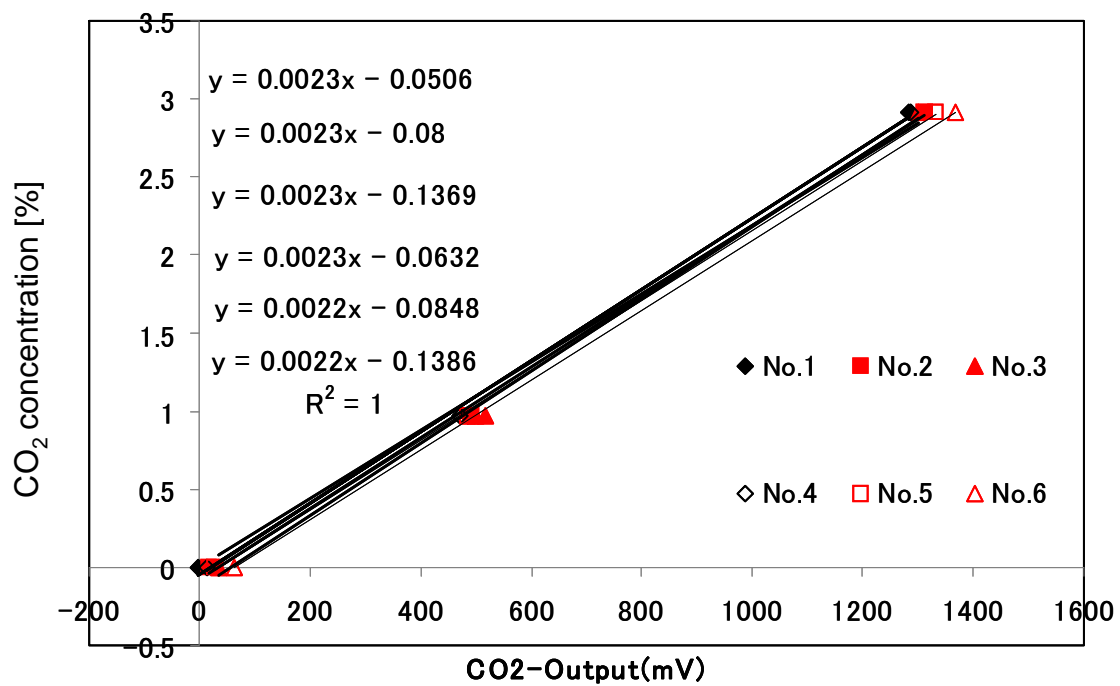


図 3.13 圃場に埋設した C-BT-GMS の CO<sub>2</sub> センサキャリブレーション結果

#### (4) ガスモニタリングシステムの温度依存性

赤外線波長の長さは温度に反比例する。したがって、センサの出力も温度依存性を持つことが考えられる。フィールドでの土壌中 CO<sub>2</sub> 連続モニタリングでは温度制御ができないため、実験によりセンサの温度依存性を確認し、必要に応じて出力データに補正を加える必要がある。

そこで、2セットの C-BT-GMS (No.9, No.10) を、恒温チャンバ (タバイ社) の中に静置し、温度を数段階変化させることにより、センサの温度依存性を確認した。このとき、半日以上、恒温チャンバ内の温度を一定にし、その間にセンサの出力値が安定することを確認した。本実験では、GMM221 のセンサ部分のみ恒温チャンバに入れ、変換器やデータロガー、バッテリー類はすべて、外部温度の影響を受けないように断熱材を巻いたうえで、チャンバ外に置いた (写真 3.9)。また、参考のため、印加電圧 24V で作動する、GMT221 も同時に試験した。

恒温チャンバは、ファンによりチャンバ内の空気を攪拌し、チャンバ内の空気の温度が均一になるように設計されている。また、実験期間中、内扉に設けられている孔から適宜チャンバ内空気を採取、真空バイアルに移し、その試料はガスクロマトグラフで定量した。それ以外は扉をあけず、外乱によってチャンバ内の温度および CO<sub>2</sub> 濃度が変化しないようにした。



写真 3.9 C-BT-GMS 温度依存性実験の様子  
(恒温チャンバ内(左:内扉を閉めたところ 右:内扉の中))

図 3.14 に、実験期間中のチャンバ内温度変化について、チャンバ内と、二つの C-BT-GMS チューブ内に設置した熱電対で測定した温度の変化と、チャンバの外に静置したロガー周辺の温度 (断熱を施している) 変化を示す。二つのチューブ内、チャンバ内ともにほぼ設定どおりの温度となり (図 3.14 では二つの C-BT-GMS チューブ内温度がほぼ一致し重なっている)、チャンバの外は、実験期間を通して 25°C から 20°C に緩やかに下降した。なお、10/24 7:00 から 8:00 は、停電によりチャンバ内の温度制御が停止したが、その後再び電源が入り、回復した (チャンバは閉まっていたため停電中もほとんどチャンバ内温度に変化はなかった)。

図 3.15 に、実験期間中の、二つのシステム (No.9、10) のそれぞれのチューブ内温度変化と、CO<sub>2</sub> センサ出力値の変化を示した。GMT221 (24V) については、停電時に安定化電源のスイッチが切れたため、10/25 に調整するまで作動していなかった。温度低下に伴い CO<sub>2</sub> センサの出力値は増加、温度が上昇すると CO<sub>2</sub> センサの出力値が減少する傾向が見られた。また、GMT221 センサ (24V) は GMM221 (12V) に比べて温度依存性が大きかった。

図 3.16 にそれぞれのセンサの、温度と出力値の関係をプロットし、さらに、指数及び一次関数で近似した。近似式を表 3.4 に示した。図 3.17 には所定の温度でチャンバ内空気、それぞれのチューブ内の空気を採取し、定量した結果を示す。定量結果は特に 27.5°C の時に場所によりばらつきがあり、また、異なる温度のときと比べても変動が大きかったが、それ以外ではチャンバ内部の CO<sub>2</sub> 濃度はほとんど変わらなかったといえる。

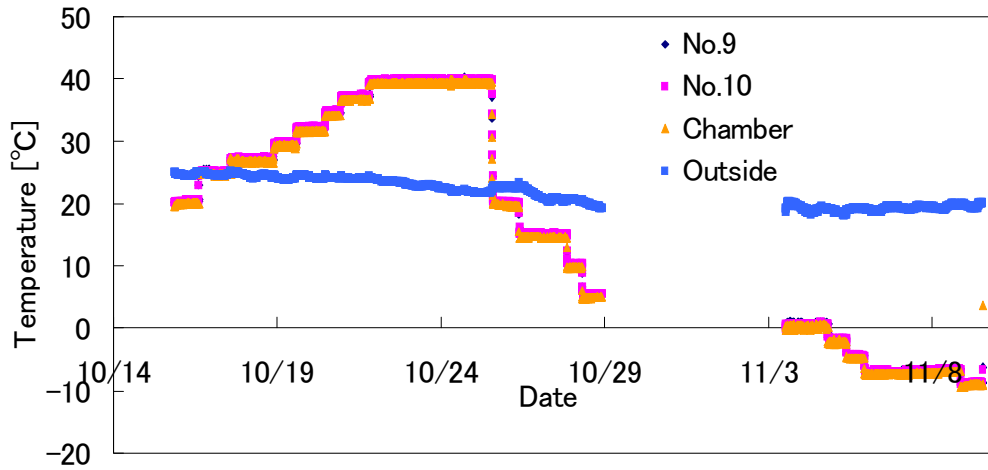


図 3.14 C-BT-GMS 温度依存性実験中のチャンバ内外及びチューブ内の温度変化

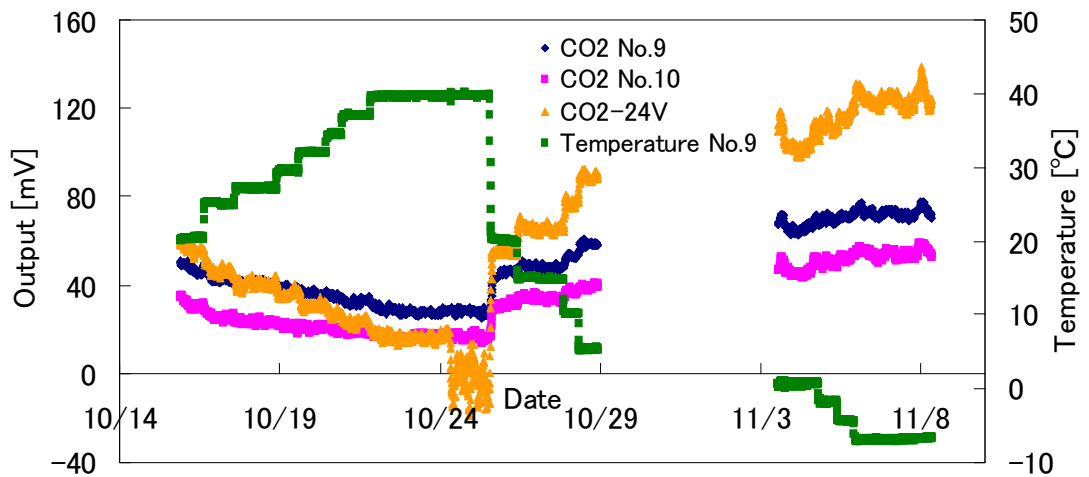


図 3.15 CO<sub>2</sub> センサ温度依存性実験期間中のチューブ内の温度変化と CO<sub>2</sub> センサ出力値の関係

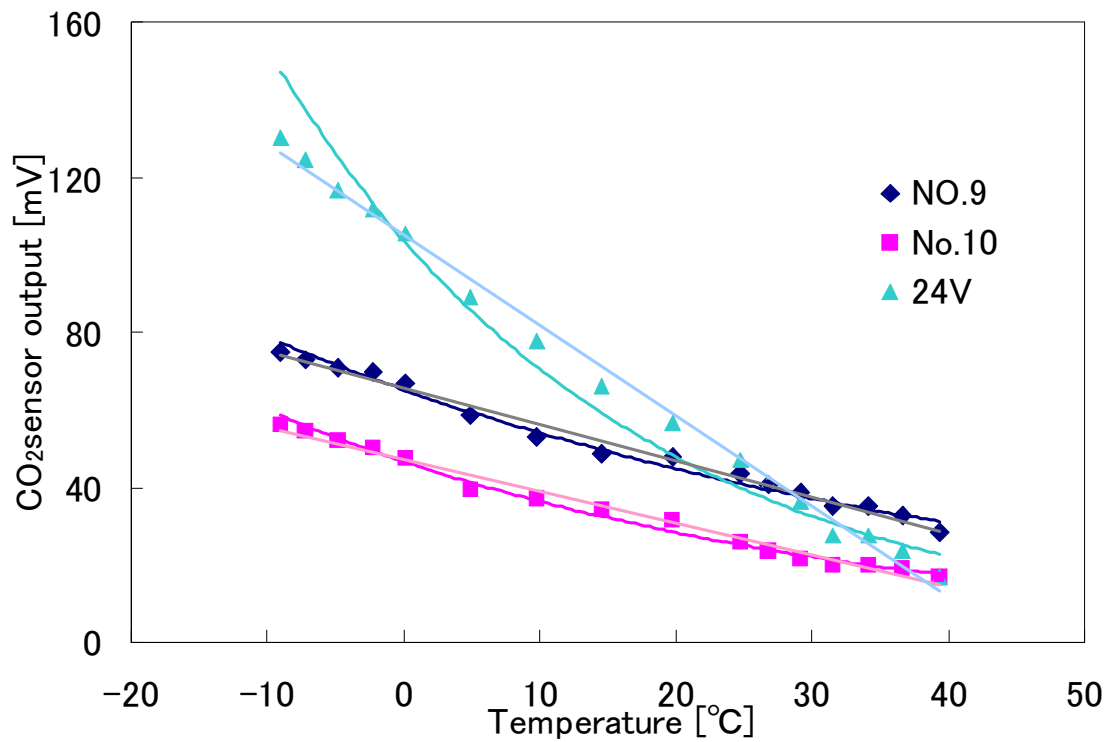


図 3.16 温度と CO<sub>2</sub> センサ出力値の関係

表 3.4 センサごとの CO<sub>2</sub> センサ出力値と温度の関係式

Sensor No.	Linear	Exponent
No.9	$y = -0.940x + 65.581$ $r^2 = 0.99$	$y = 65.16 \exp(-0.019x)$ $r^2 = 0.99$
No.10	$y = -0.830x + 47.204$ $r^2 = 0.99$	$y = 46.61 \exp(-0.025x)$ $r^2 = 0.99$
24V	$y = -2.339x + 104.9$ $r^2 = 0.99$	$y = 103.85 \exp(-0.039x)$ $r^2 = 0.97$



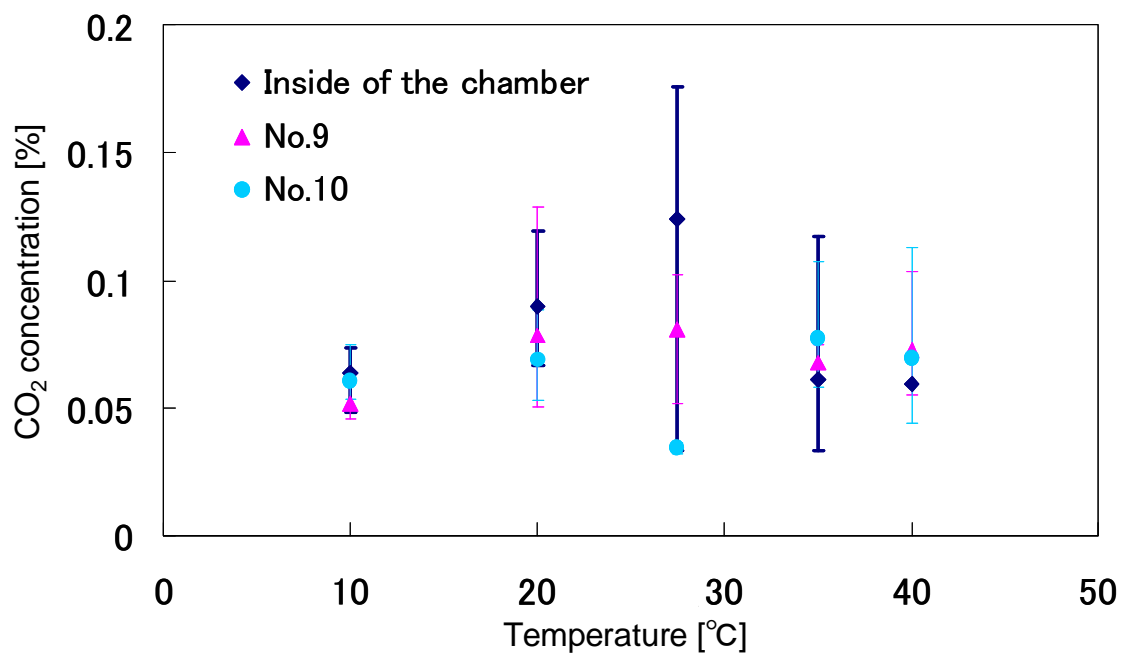


図 3.17 C-BT-GMS 温度依存性試験中のチャンバ内温度とチャンバ内及びチューブ内の CO<sub>2</sub> 濃度(サンプリングシガスクロで定量)

それぞれのセンサの温度と出力値の関係は、本実験で設定した-10°Cから 40°Cの範囲では、指数関数、一次関数のどちらも高い相関係数で近似できた。指数関数近似の場合、センサによって、指数、係数が異なる。一次関数近似の場合もセンサによって切片が異なるが、圃場で対象としている温度範囲(約-5°Cから約 40°C)では傾きはほぼ同じに見える。そこで以下のように、二本の直線の傾きの平均 (-0.88) を傾きとする直線でフィールドデータの補正を試みた。

いま、圃場で CO<sub>2</sub> センサのキャリブレーションを行ったとき、ほぼ 25°Cの環境であったことから (データ非掲載)、基準を 25°Cと定め、チューブ内の温度 T°Cと基準温度 (25°C) の差  $\Delta T = T - 25$  [°C] を求める。25°Cよりも  $\Delta T$ °Cだけ高温のとき、出力値は、 $\Delta V = 0.88 \times (\Delta T)$  [mV]だけ低くなる。そこで、出力値 V [mV]から  $\Delta V$  を引き、補正值  $V' = V - \Delta V$  を求めた。

まとめると、

$$\begin{aligned} V' &= V - \Delta V \\ &= V - 0.88 \times (T - 25) \end{aligned}$$

図 3.18 に、温度補正前後の、深さ 10cm における CO<sub>2</sub> 濃度の比較を示した。特に冬季は補正後の CO<sub>2</sub> 濃度の値が 1/3 程度小さくなった。

図 3.19 に 2010/7/23 から約 10 日間の、深さ 10cm における地温 (チューブ内) と補正後の CO<sub>2</sub> 濃度を示した。温度補正後も CO<sub>2</sub> 濃度は、温度の日変化とともに最大で 0.2%程度変動しているが、これはセンサの温度依存性ではないことが分かった。このように、一日のうちに土壤中 CO<sub>2</sub> 濃度が温度と正の相関で変動することは、Hirano et al. (2003) でも報告されている。しかし、Hirano et al. (2003) はセンサの温度依存性の評価はしていない。

以下、C-BT-GMS の CO<sub>2</sub> 測定結果はすべて温度補正したものを示す。

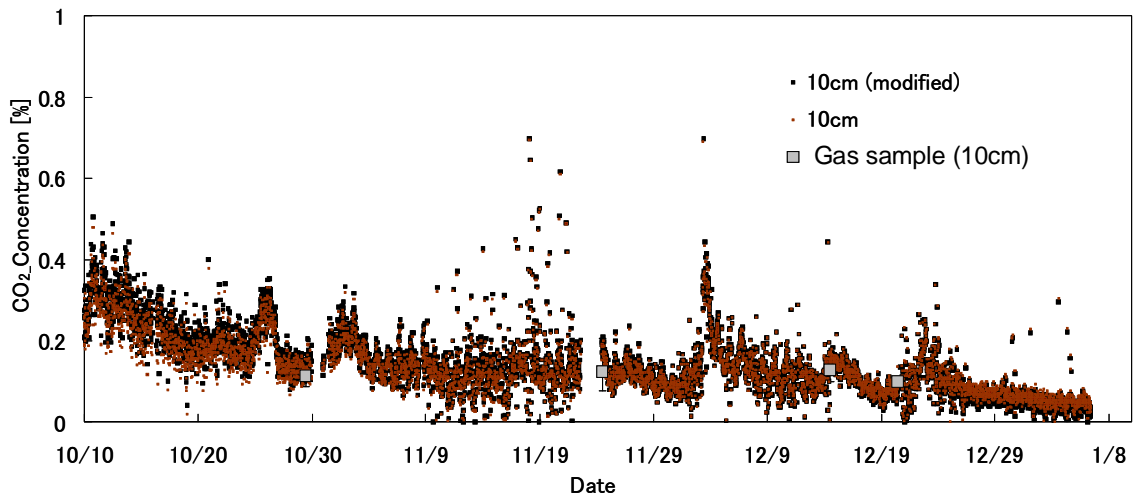


図 3.18 温度補正前後の深さ 10cm における CO<sub>2</sub> 濃度変換値の比較

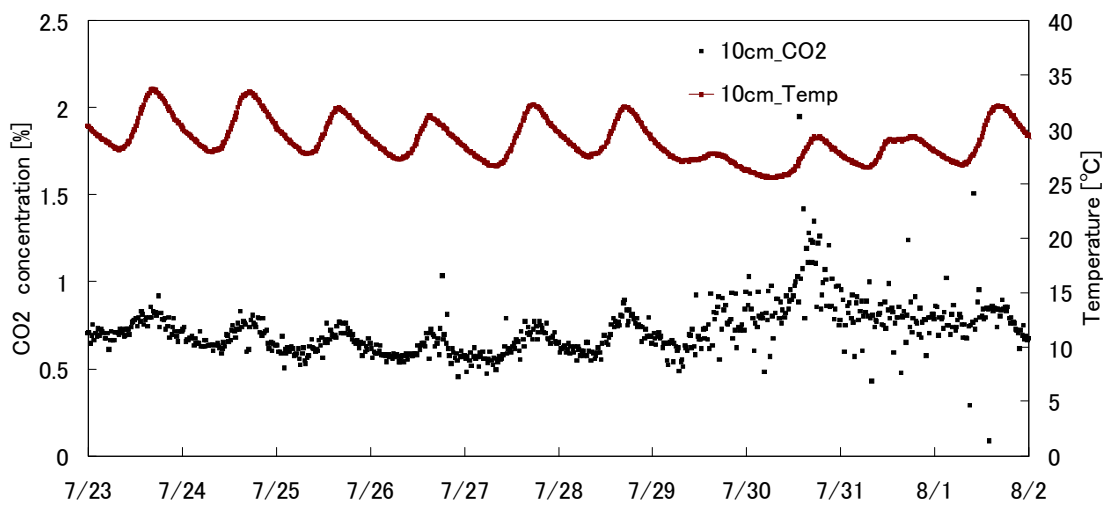


図 3.19 深さ 10cm における地温と温度補正後の CO<sub>2</sub> 濃度

### 3.4.2 ガス採取管を用いた土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度測定

C-BT-GMS の検証のため、圃場で C-BT-GMS の測定位置と同じ深さにガス採取管 (図 3.20、井本ら,2003) を埋設し、適宜ガスを採取した (写真 3.10)。2010/8/25 に採取管を埋設し、その後、管の周囲に隙間や亀裂ができていないことを確認しながらサンプリングを続けた。2011/7/28 に、新たな採取管を埋設した。

採取管を埋設する際は、まず、スクリーオーガーで測定深さまで予備穴を開けた。そしてハンドルを使用し、採取管を押し込むように土壌へ挿入し埋設した。ただし、深さ 50cm まで押し込むことは困難であったため、金属製の円筒キャップで採取管頭部を保護し、プラスチックハンマーで打ち込んだ。挿入後、ハンドルで可動管を引き上げ、吸引口部分を開けた。

ガス採取時は、上部の三方コックから、吸引導管の容積分のガスをシリンジで吸引して捨てた。その後、新たに 6ml 程度ガスを吸引し、そのうち 1ml 程度を捨ててから、残りのガスを、予め真空にしておいた 3ml バイアル (実容積 4.78ml) に移した。一地点につき 3 サンプルを採取し、実験室に持ち帰り、ガスクロマトグラフ (SHIMADZU 社製) で定量した。

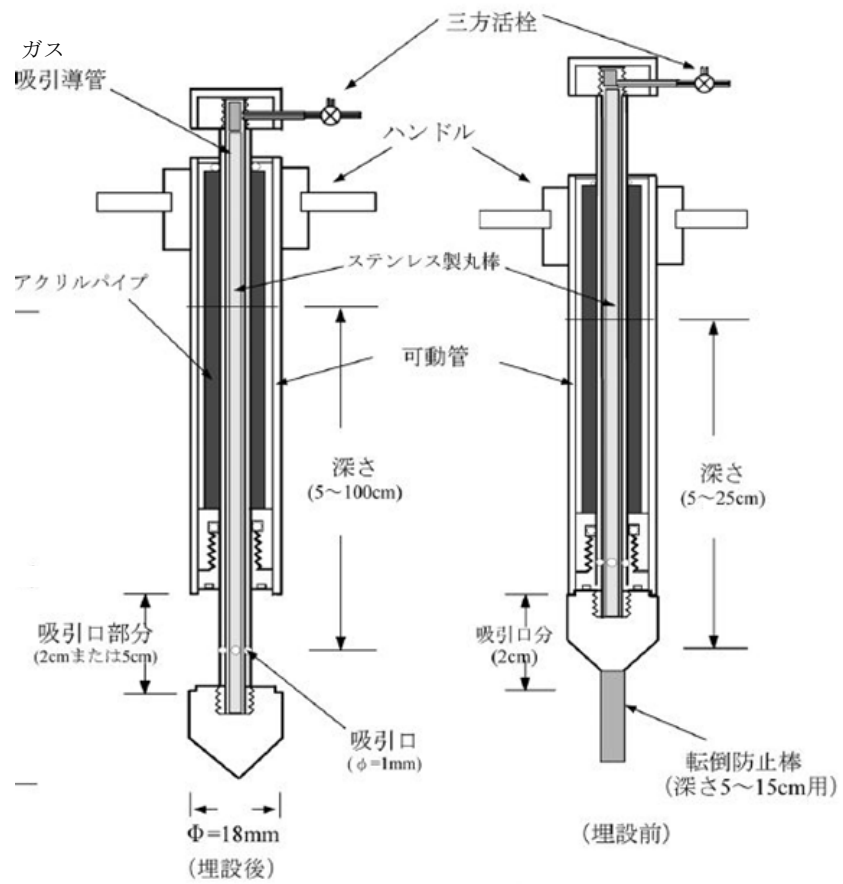


図 3.20 ガス採取管の構造 (井本ら,2003)



写真 3.10 埋設したガス採取管

### 3.5 CO<sub>2</sub>フラックスの測定

地表面から放出される CO<sub>2</sub> フラックスは、クローズドチャンバー法により測定した (写真 3.11)。チャンバー (図 3.21) には、ふた付き円筒型のペール缶を用い、周囲に断熱材 (エスロン保温チューブ ; 材質 : 電子線架橋発泡ポリエチレン、積水化学) を巻いた。ふたの上部は発泡スチロールで覆った。また、チャンバーの内外には白ペンキを塗った。チャンバーには、圧力調整のための風船 (テドラバック)、温度センサ、チャンバー内の空気をかき回すためのファン、ガスサンプリングポート、CO<sub>2</sub> センサ (GMM221) をとりつけた。CO<sub>2</sub> センサは、小型のデータロガー (Espec) につなぎ、電圧値を記録した。

まず、少なくとも 0.5m 四方の、可能な限り凹凸のない場所を選定した。そして、チャンバーの円筒部分 (天板以外の部分) を土壤に挿入した。CO<sub>2</sub> センサ・温度センサを接続した後、天板をチャンバーに装着し、この時点を 0 分とした。

ガス採取は、0,1,3,5,10,15,20,30,60 分後とした。10 秒前に、ガスサンプリングチューブからシリンジでチャンバー内のガス 5ml を採取し、これを捨て、測定時刻に再びチャンバー内のガス 6ml を採取し、1ml 程度を捨て、予め真空にした 3ml バイアルにガスを移した。このサンプルは、実験室に持ち帰り、ガスクロマトグラフで定量した。

測定は、2010/12/20 14:00 ごろ (冬季) と、2011/7/28 14:00 ごろ (夏季) に行った (写真 3.11)。図 3.22、3.23 に冬季・夏季の CO<sub>2</sub> フラックス測定結果を示した。どちらも上図がフラックス測定中のチャンバー内 CO<sub>2</sub> 濃度、下図は、CO<sub>2</sub> フラックスである。また、それぞれの図には、チャンバー内に設置したセンサーで測定した CO<sub>2</sub> 濃度と、ガスサンプリングポートからガスを採取し定量分析して得られた濃度、そしてそれぞれの結果から算出した CO<sub>2</sub> フラックスを示した。

CO<sub>2</sub> の土壤への吸収は生じないため、CO<sub>2</sub> フラックス測定中はチャンバー内の CO<sub>2</sub> 濃度は増加する。図 3.22、3.23 で CO<sub>2</sub> 濃度が低下する時間があるが、測定誤差やセンサ出力値の振れであると考えられる。そこで、別途、センサーで測定したチャンバー内 CO<sub>2</sub> 濃度変化を対数関数で近似し、その結果から、CO<sub>2</sub> フラックス変化を算出した。

開始から 15 分以降の平均フラックスは、冬季は、センサ出力の CO<sub>2</sub> 濃度、対数近似した CO<sub>2</sub> 濃度、どちらで計算を行っても 0.003 mgCO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> となった。

夏季は、センサ出力値から計算すると  $0.073 \text{ mgCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、対数近似結果から計算すると  $0.052 \text{ mgCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  となり、計算法によらず同程度の結果が得られた。ここで扱う時間範囲では、対数近似は有用であるといえる。また、裸地からの  $\text{CO}_2$  放出フラックスは、夏は冬の 25 倍となった。

Nakadai et al.(2002) は、田無と同様黒ボク土壌であるつくばの裸地農地土壌の  $\text{CO}_2$  放出フラックスは、8 月に  $0.0252\sim 0.0854 \text{ mgCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、2 月に  $-0.0495\sim 0.0113 \text{ mgCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  であったと報告した。本研究での測定結果と同程度であった。

夏季の裸地の測定結果 ( $0.073 \text{ mgCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) は、後述の  $\text{CO}_2$  輸送シミュレーションにおける、Optimal  $\text{CO}_2$  Production by Soil microorganism として用いた。

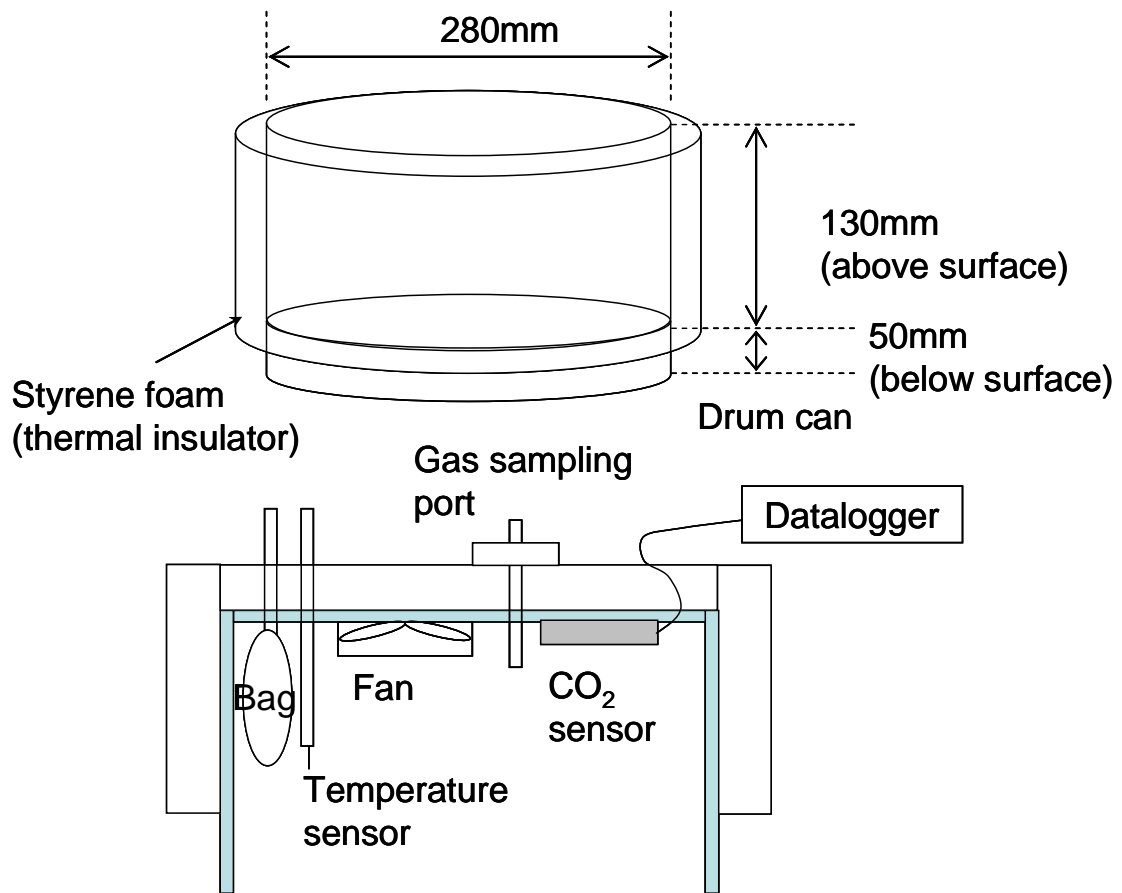


図 3.21 CO<sub>2</sub>フラックス測定チャンバー(上：外観、下：内部)



写真 3.11 クローズドチャンバー法による CO<sub>2</sub>フラックス測定



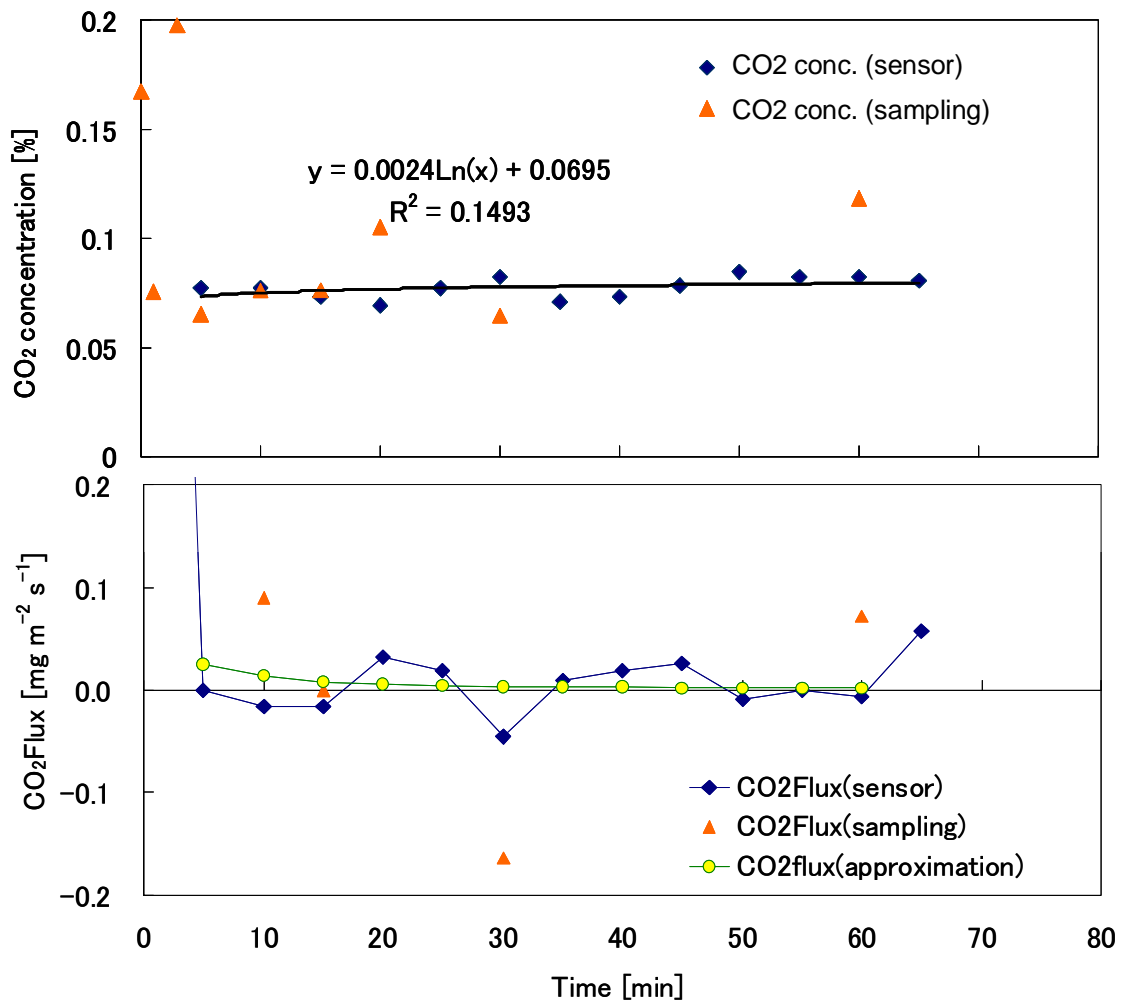


図 3.22 クローズドチャンバー法による CO<sub>2</sub> フラックス測定結果 2010/12/20 14:00 頃  
 (上: 測定中のチャンバー内 CO<sub>2</sub> 濃度変化、下: 測定中の CO<sub>2</sub> フラックス変化)

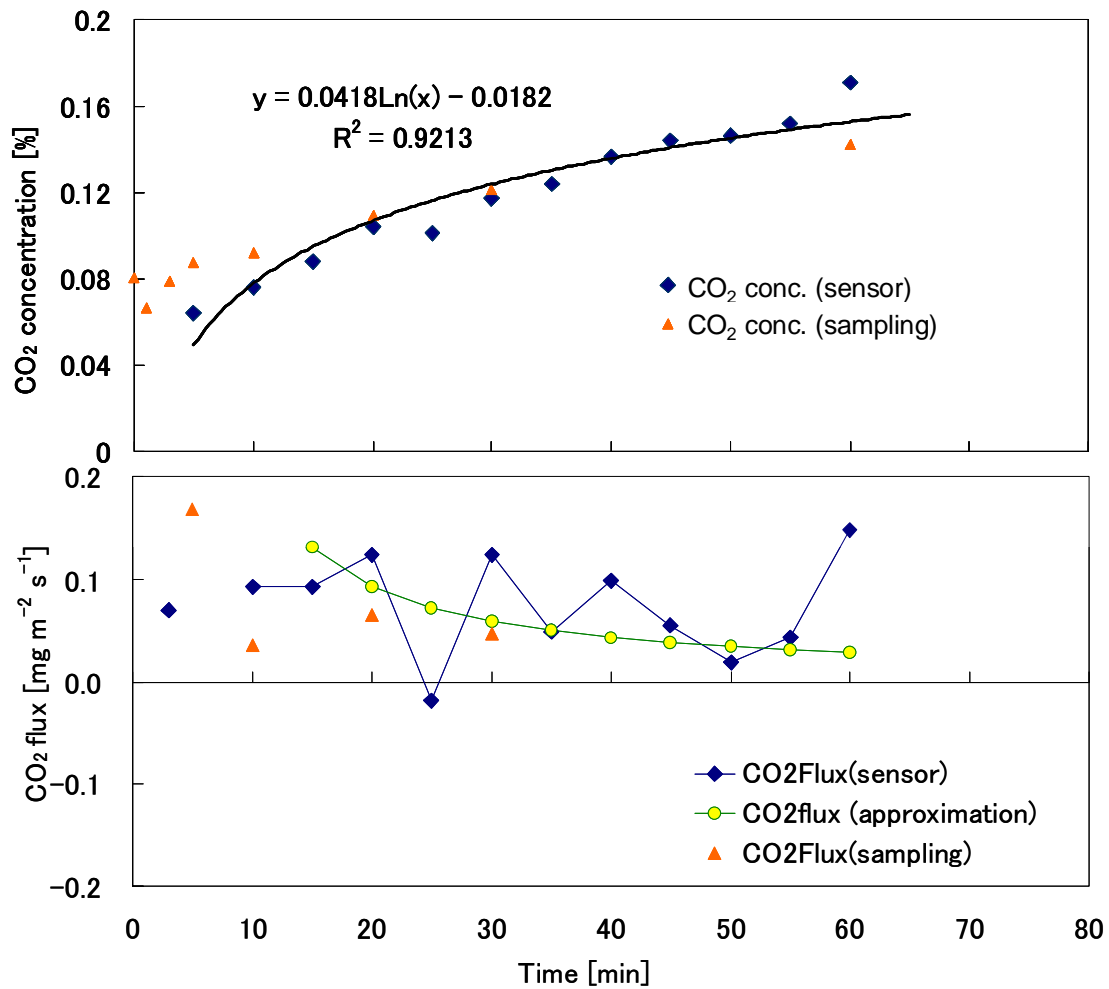


図 3.23 クローズドチャンバー法による CO<sub>2</sub> フラックス測定結果 2011/7/28 14:00 頃  
 (上：測定中のチャンバー内 CO<sub>2</sub> 濃度変化、下:測定中の CO<sub>2</sub> フラックス変化)

## 第4章 HYDRUS-1D モデルの検証 ～土壌中水・熱移動シミュレーション～

### 4.1 モデルの概要

#### 4.1.1 液状水及び水蒸気移動

1次元の土壌中における液状水と水蒸気移動は、式(4.1)の修正リチャーズ式で表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{Lh} \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) + K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (4.1)$$

ここで、 $\theta$  は体積含水率 [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]、 $t$  は時間、 $z$  は上向きを正とした位置 [m]、 $h$  は土中水圧 [m]、 $T$  は温度、 $K_{Lh}$  [ $\text{m s}^{-1}$ ]、 $K_{LT}$  [ $\text{m}^2 \text{K}^{-1} \text{s}^{-1}$ ] はそれぞれ圧力勾配、温度勾配を駆動力として移動する液状水の拡散係数、 $K_{vh}$  [ $\text{m s}^{-1}$ ]、 $K_{vT}$  [ $\text{m}^2 \text{K}^{-1} \text{s}^{-1}$ ] はそれぞれ圧力勾配、温度勾配を駆動力として移動する水蒸気の拡散係数である。 $K_{Lh}$  は飽和透水係数、また、その他の水分移動に関わる拡散係数 $K$ は次のように表す。

$$K_{LT} = K_{Lh} \left( h G_{wT} \frac{1}{\gamma_0} \frac{d\gamma}{dT} \right) \quad (4.2)$$

$$K_{vh} = \frac{D}{\rho_w} \rho_{sv} \frac{Mg}{RT} H_r \quad (4.3)$$

$$K_{vT} = \frac{D}{\rho_w} \eta H_r \frac{d\rho_{sv}}{dT} \quad (4.4)$$

ここで、 $G_{wT}$  は経験値 [-]、 $\gamma$  は土壌水の表面張力(温度の関数) [ $\text{J m}^{-2}$ ]、 $\gamma_0$  は25°Cのときの表面張力、 $D$  は土壌中の水蒸気拡散係数 [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ]、 $\rho_w$  は液状水の密度 [ $\text{kg m}^{-3}$ ]、 $\rho_{sv}$  は飽和水蒸気密度 [ $\text{kg m}^{-3}$ ]、 $M$  は水の分子量 [ $\text{M mol}^{-1} = 0.018015 \text{ kg mol}^{-1}$ ]、 $g$  は重力加速度 [ $\text{m s}^{-2}$ ]、 $R$  は気体定数 [ $\text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]、 $\eta$  は増大因子 [-]、 $H_r$  は相対湿度である。土壌中の水蒸気拡散係数は次式(4.5)で定義される。

$$D = \tau \theta_a D_a \quad (4.5)$$

ここで、 $\theta_a$  は気相率 [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]、 $\tau$  は式(4.6)で表される屈曲度 [-]、 $D_a$  は空気中の水蒸気拡散係数 [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ] である。

$$\tau = \frac{\theta_a^{\frac{7}{3}}}{\theta_s^2} \quad (4.6)$$

#### 4.1.2 熱移動

水蒸気の影響が無視できない場合、一次元の土壌中の熱移動は式 (4.7) で表される。

$$\frac{\partial C_p T}{\partial t} + L_0 \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_w \frac{\partial q_L T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_0 \frac{\partial q_v}{\partial z} \quad (4.7)$$

ここで、 $C_p$ 、 $C_w$ 、 $C_v$  はそれぞれ、湿土、液状水、水蒸気の体積熱容量、 $L_0$  [ $\text{J m}^{-3}$ ] は液状水の蒸発潜熱、 $q_L$ 、 $q_v$  [ $\text{m s}^{-1}$ ] はそれぞれ液状水フラックス、水蒸気フラックスである。

### 4.1.3 地表面境界

本研究の土壤中水・熱移動シミュレーションでは、地表面境界に熱収支式 (4.8) を適用し、地表面境界条件の一部を生成した。HYDRUS では以下のように算出する。

$$R_n(T) - H(T) - LE(T) - G = 0 \quad (4.8)$$

$R_n$  は純放射量 [ $\text{W m}^{-2}$ ]、 $H$  は顕熱フラックス [ $\text{W m}^{-2}$ ]、 $L$  は潜熱フラックス [ $\text{J kg}^{-1}$ ]、 $E$  は蒸発速度 [ $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ]、 $G$  は地表面熱フラックス [ $\text{W m}^{-2}$ ] であり、 $R_n$ 、 $P$ 、 $G$  は下向きが正、 $H$ 、 $LE$  は上向きが正である。また、HYDRUS のサブモデルにおいては、 $R_n$ 、 $H$ 、 $L$  は 気温  $T$  の関数で表される (Saito et al., 2006)。気温は、最高、最低気温の観測値を入力値とし、式 (4.15) で与えられる。

$R_n$  は正味の長波、短波放射量の和である (式(4.9))。

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} = (1 - \alpha) S_t + (\varepsilon_s R_{ld}(\downarrow) - R_{lu}(\uparrow)) \quad (4.9)$$

大気を通過した太陽放射 (全天放射)  $S_t$  [ $\text{W m}^{-2}$ ] は、地表面または植生群落の表面に到達すると、一部 (短波) は地表面で反射し、宇宙空間へ再放出される。このときの反射率をアルベド ( $\alpha$ ) といい、HYDRUS では土壌の体積含水率に応じて次のように近似する。

$$\begin{aligned} \alpha &= 0.25 & (\theta_0 < 0.1) \\ \alpha &= 0.35 - \theta_0 & (0.1 \leq \theta_0 < 0.25) \\ \alpha &= 0.10 & (\theta_0 \geq 0.25) \end{aligned}$$

本研究対象地では、後述のように表層の体積含水率はほぼ全期間において  $0.25$  [ $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ] 以上であり、シミュレーションでは  $\alpha = 0.10$  が適用される。対象地で測定したアルベドは  $0.05 \sim 0.1$  程度であり妥当と判断した(第3章 図 3.10)

正味の短波放射量は、アルベドを用いて、式 (4.9) 第1項のように表せる。ここで、地球上の任意の場所、時間における全天日射量  $S_t$  は、太陽の位置を考慮して、式 (4.10) で与えられる。

$$S_t = \max(G_{sc} T_t \sin e, 0)$$

$$\sin e = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \frac{2\pi}{24}(t - t_0) \quad (4.10)$$

ここで、 $G_{sc}$  は太陽定数=1367 [W m<sup>-2</sup>]、 $e$  は太陽高度、 $T_t$  は大気透過係数、 $\delta$  は太陽赤緯(太陽の、赤道からの高さ) [rad]、 $\phi$  は緯度 [rad]、 $t$  は時間、 $t_0$  は南中時刻である。 $G_{sc} T_t$  は日全天日射量[MJ d<sup>-1</sup>] であり、本研究では、モデル検証においては実測値、将来予測では気候モデル予測値を用いた。

正味の長波放射  $R_{nl}$  は、ステファン・ボルツマンの法則 (式(4.11)) より、式 (4.12) で表される。

$$\Sigma = \varepsilon \sigma T^4 \quad (4.11)$$

$$R_{nl} = \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (4.12)$$

ただし、 $\Sigma$  はある表面温度  $T$  [K] の物体からの長波放射量、 $\varepsilon$  は射出率である。また、ここで  $\sigma$  はステファン・ボルツマン定数 (5.67×10<sup>-8</sup> W m<sup>-2</sup>·K<sup>-4</sup> または、4.89×10<sup>-9</sup> MJ m<sup>-2</sup>·K<sup>-4</sup>·d) である。また、射出率  $\varepsilon$  は黒体の場合 1、その他の物質では  $\varepsilon < 1$  となり、黒体に対する放射量の比を表す。

式 (4.12) において下付き文字  $s$  と  $a$  はそれぞれ土と大気を表す。地表面の土の射出率  $\varepsilon_s$  は地表面の植生や土の含水率に依存するが、いずれも 0.9~0.98 と 1 に近い。HYDRUS では、地表面の体積含水率  $\theta_0$  の関数として与える。

$$\varepsilon_s = 0.90 + 0.18\theta_0 \quad (4.13)$$

また、大気の射出率を推定するモデルとしては、式 (4.14) を与えている。

$$\varepsilon_a = 1.24 \cdot \left( \frac{e_a}{T_a} \right)^{1/7} \quad (4.14)$$

ここで、 $e_a$  [kPa] は水蒸気圧、 $T_a$  は大気の温度 [K] である。大気温度  $T_a$  は、平均温度と振幅を用い、式 (4.15) で連続的な日変化を表す。

$$T = T_0 + A \sin\left(\frac{2t}{\pi} - \frac{7}{12}\right) \quad (4.15)$$

ここで、 $T_0$  は平均気温 [°C]、 $A$  は振幅 [°C]で、このモデルでは 13 時に最高気温が出る。

顕熱フラックス  $H$  と潜熱フラックス  $E$  は、式 (4.16)、式 (4.17) のバルク式で計算する (Brutsaert, 2005)。

$$H = C_a \frac{T_s - T_a}{r_H} \quad (4.16)$$

$$E = \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_v + r_s} \quad (4.17)$$

ここで、 $C_a$  は空気の、単位体積あたりの熱容量 [ $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ]、 $T_s$ 、 $T_a$  はそれぞれ地表面および大気温度 [K]、 $\rho_{vs}$ 、 $\rho_{va}$  はそれぞれ地表、大気での水蒸気密度 [ $\text{kg m}^{-3}$ ]、 $r_v$ 、 $r_s$  はそれぞれ水蒸気移動に対する空力学的抵抗と地表面抵抗 [ $\text{s m}^{-1}$ ]である。一般に、 $r_H = r_v = r_a$  として空力学的抵抗  $r_a$  を用いる。 $r_a$  は風速  $u$  の関数として次式で表される。

$$r_a = \frac{1}{uk^2} \left[ \ln\left(\frac{z_{ref} - d + z_H}{z_H} + \Psi_H\right) \right] \times \left[ \ln\left(\frac{z_{ref} - d + z_m}{z_H} + \Psi_m\right) \right] \quad (4.18)$$

ただし、 $k (=0.4)$  はカルマン定数、 $z_{ref}$  は気温および風速の観測位置 [m]、 $u$  は高さ  $z_{ref}$  での風速 [ $\text{m s}^{-1}$ ]、 $d$  はゼロ面変位 [m]であり、風に対する地表面の基準が建物や植生により不明瞭な場合の見かけ上の地表面の高さを表す。裸地の場合は  $d = 0$  である。 $z_H$ 、 $z_m$  はそれぞれ熱および風に対する地表面の空力学的粗度 [m]で、裸地では  $0.005 \sim 0.001$  [m]である。 $\Psi_H$ 、 $\Psi_m$  は熱および風に対する安定度補正量である。

安定度補正量は、(a) 地表面加熱時 ( $T_a < T_s$ ) に大気が不安定となり乱流の発生により顕熱・潜熱の鉛直方向の輸送が盛んになるときや、(b) 地表面冷却時 ( $T_s < T_a$ ) に大気が安定となり大気の混合が抑えられるときに対して空力学的抵抗

に加える補正項である。なお、(c) 地表温度と大気温度の差が小さいとき ( $|T_s - T_a| < 0.01\text{K}$ ) 大気の安定度は中立であり、補正量はともにゼロになる。

安定度補正量を求めるために、大気の安定度を決定する。HYDRUS では、モニン・オブコフのスケール長  $MO$  (式(4.19)) により安定度を判定する。

$$MO = \frac{\rho_a c_a T_a u^{*3}}{kgH} \quad (4.19)$$

ここで、 $u^*$ は風速の次元を持つ摩擦速度で、式 (4.20) で表す。摩擦速度が大きいかほど乱流が強い。

$$u^* = uk \left[ \ln \left( \frac{z_{ref}}{z_m} \right) + \psi_m \right]^{-1} \quad (4.20)$$

安定度の評価には、式 (4.21) を用いて無次元化した高度  $\zeta$  を使い、式 (4.22)、(4.23) のようにそれぞれの場合について補正項を求める。

$$\zeta = \frac{z_{ref}}{MO} \quad (4.21)$$

(a) 安定な場合 ( $\zeta > 0$ )

$$\Psi_h = \Psi_m = \begin{cases} 5 \cdot \zeta & 0 < \zeta < 1 \\ 5 & \zeta > 1 \end{cases} \quad (4.22)$$

(b) 不安定な場合 ( $\zeta < 0$ )

$$\begin{aligned} \Psi_h &= -2 \ln \left( \frac{1 + \sqrt{1 - 16\zeta}}{2} \right) \\ \Psi_m &= -2 \ln \left( \frac{1 + (1 - 16\zeta)^{0.25}}{2} \right) - \ln \left( \frac{1 + \sqrt{1 - 16\zeta}}{2} \right) + 2 \arctan \left\{ (1 - 16\zeta)^{0.25} \right\} - \frac{\pi}{2} \end{aligned} \quad (4.23)$$



## 4.2 水分移動特性関数

### 4.2.1 蒸発実験の概要

水分移動特性関数は、蒸発実験に基づく逆解析 (Simunek et al., 1998b; 坂井・取出, 2007a,b) で決定した。蒸発法は、蒸発過程における土カラム中の土中水圧力変化の測定値から不飽和水分移動特性関数を求める逆解析手法の一つである。実験装置が単純で、また、試料下端は水分フラックスが生じない条件であるため、下端のフィルターに関する評価が不要であることが利点として挙げられる (坂井・取出, 2007a,b)。

シミュレーションでは、計算領域内の土層それぞれの土壌について、水分移動特性関数を定める。本研究では、シミュレーション領域を、土性 (表 3.1) および乾燥密度分布 (図 3.3) から、3 層、すなわち、0~15cm (黒ボク土 (土性 Loam) 上層)、15~35cm (黒ボク土 (土性 Loam) 耕盤層)、35cm 以下 (立川ローム土 (土性 Light Clay)) とした。蒸発実験 (図 4.1) の供試試料には、黒ボク土上層・耕盤層は、それぞれの層で採取した不攪乱試料、立川ローム土は、現地で採取した試料の 2mm ふるい通過後の攪乱土を  $\rho_d=0.45\text{g cm}^{-3}$  で再充填した試料を用いた。なお、攪乱土は、内径 5cm、高さ 7cm のカラムに充填した。フィールドにおいて、黒ボク土作土層は特に団粒構造が発達し、さらに、湿潤・乾燥の繰り返し、植物根の跡などにより、マクロポアを多く有している。このようなフィールドの土壌構造を維持した状態で水分移動特性を決定するため、黒ボク土では不攪乱試料を用いた。他方、立川ローム土は、団粒構造を有すものの、現場では密に、均一に詰まっているため、攪乱土を再充填した試料を用いた。

蒸発実験の試料は、まず、一昼夜毛管飽和させ、その後、およそ 20cm の吸引圧をかけて排水した。排水がなくなったら、カラムをアルミ皿に載せて下端を閉鎖し、上端は開放し、試料から水分を蒸発させた。その際、実験装置のそばでシロッコファンを回すことで周りの空気を攪拌し、蒸発を促進させた。

カラムには、表面から深さ 1.5cm、3.5cm の位置にテンシオメータを垂直方向に挿入し、土中水圧力を測定した。テンシオメータは、内径 2mm のポーラスカップを、外径 2mm のステンレスの棒に取り付けて、ジョイント、エクステンションチューブを介して圧力変換器 (Copal 製) につなげて作成した。試料に挿入する前に、圧力変換器はシリコンオイルで、ポーラスカップとチューブは水

で完全に真空脱気し、それぞれの継ぎ目を接着剤で固め、実験中にテンシオメータ内に空気が入らないように留意した。

同時に、カラム全体を電子天秤の上に設置し、重量変化から積算蒸発量を求めた。圧力変換器、天秤は、データロガーCR1000 (Campbell 社製) に接続し、試料内の土中水圧力、積算蒸発量を連続的に自動計測した。試料が乾燥し、テンシオメータが測定不能になった時点で実験を終了し、カラムを解体し、炉乾法で試料の平均体積含水率  $\theta_{ave}$  を測定した。

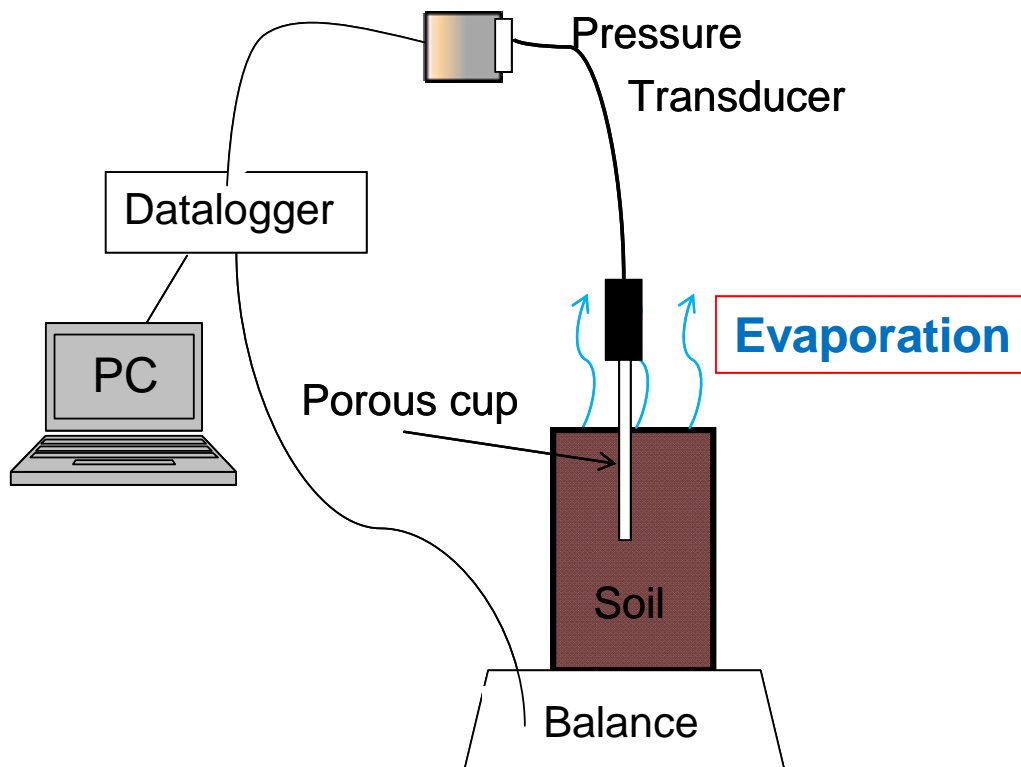


図 4.1 蒸発実験の概略図

#### 4.2.2 水分移動特性関数のモデル

本研究では、水分特性曲線と透水係数（水分移動特性関数）の推定に、Durner-Muelem モデルを用いた。

水分移動特性関数の推定には、一峰 (unimodal) の曲線となる van Genuchten モデル (van Genuchten, 1980;以下、VG モデル) が広く使われてきた。VG モデルは砂質土のような構造がなく粒度が狭い土に対しては適合がよい (Durner, 1994)。他方、本研究対象地に分布する黒ボク土や立川ローム土は、団粒構造が発達しやすいことが知られている。このような土壌の水分特性曲線のモデルとして、Durner (1994) は VG モデルを線形に組み合わせた二峰性 (bimodal) のモデルを提案した (式(4.24))。さらに、Mualem (1976) の間隙径分布モデルを用い、透水係数を式 (4.25) で表した。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = w_1 \left(1 + |\alpha h|^{n_1}\right)^{-m_1} + w_2 \left(1 + |\alpha_2 h|^{n_2}\right)^{-m_2} \quad (4.24)$$

$$K(S_e) = K_s (w_1 S_{e1} + w_2 S_{e2})^l \times \frac{\left(w_1 \alpha \left[1 - (1 - S_{e1}^{1/m_1})^{m_1}\right] + w_2 \alpha_2 \left[1 - (1 - S_{e2}^{1/m_2})^{m_2}\right]\right)^2}{(w_1 \alpha + w_2 \alpha_2)} \quad (4.25)$$

ここで、 $\theta_r$  は残留体積含水率 [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]、 $\theta_s$  は飽和体積含水率 [ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ]、 $K_s$  は飽和透水係数 [ $\text{m s}^{-1}$ ]、 $S_e$  は有効飽和度 [-]、 $\alpha_i$ 、 $l$ 、 $m (=1-1/n)$ 、 $n_i$  は実験パラメータ [-]、 $w_i$  は重み付け係数 ( $i=1,2$ )である。式 (4.24) の第1項は団粒間隙の保水性、第2項は団粒内間隙の保水性を表わす。また、 $w_2=0$  のときが VG モデルである。

#### 4.2.3 逆解析

##### (1) 推定パラメータ

蒸発実験の実測データに対して、Durner モデルの  $\theta_r$ 、 $\theta_s$ 、 $\alpha$ 、 $n$ 、 $K_s$ 、 $w_2$ 、 $\alpha_2$ 、 $n_2$ 、 $K_s$ 、 $l$  のパラメータを逆解析により推定した。間隙結合係数  $l$  は、屈曲度の影響を示し、不飽和透水係数の圧力依存性に関わる土固有のパラメータであるが、Mualem (1976) の推奨した  $l=0.5$  が用いられることが多い。しかし今回は、不飽和透水係数を推定することが目的であるため、坂井・取出 (2007a) にならい、 $l$  もフィッ

ティングパラメータとした。また、飽和透水係数  $K_s$  はすでに変水位透水試験で求めているが、 $K_s$  は封入空気量に依存し、実験条件によって大きく変化することが予測されるため、 $K_s$  もフィッティングパラメータとした (坂井・取出, 2007a)。

また黒ボク土ではマクロポアが多いことを考慮して、上層・耕盤層とも、飽和体積含水率  $\theta_s$  を、間隙率 = 1 - (乾燥密度/土粒子密度) に等しい固定パラメータとした。他方、立川ローム土では、フィールドにおいても、再充填した試料においても、比較的密に詰まっていたため、 $\theta_s$  はフィッティングパラメータとした。

## (2) 境界条件

鉛直 1 次元の不飽和土壌中の水分移動は、先述のリチャーズ式で表される。ただし、ここでは、水蒸気移動は考慮しない。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (4.1)'$$

逆解析の初期条件には、蒸発開始時の初期土中水圧力  $h_i(z)$  を与えた。

$$h(z, 0) = h_i(z) \quad (4.26)$$

カラム下端は、水分フラックスが生じないように閉じているので、下端境界条件はゼロフラックス条件とした。

$$-K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=-L} = 0 \quad (4.27)$$

ここで、 $L$  は試料長 [m] である。

上端境界の地表面境界条件には、次の変動フラックス境界条件を用いた。

$$-K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=0} = q_{evap}(t) \quad (4.28)$$

計算領域は試料長 (5cm または 7cm) と等しくし、(4.26) 式の初期圧力には、各深さの測定値を線形補間して与えた。

### (3) 目的関数

逆解析で最小化する目的関数  $\Phi$  は、土中水圧力の時間変化、積算蒸発の時間変化  $E_{cum}(t_i)$  のデータ、水分特性曲線の実測値  $\theta(h)$ 、実験終了時の平均体積含水率  $\theta_{ave}$  により、式(4.29)で定義した。ただし、立川ローム土の  $\theta(h)$  には、別途、同じ乾燥密度の試料を用いて吸引法、加圧板法、サイクロメータ法で測定したデータを用いた。黒ボク土の  $\theta(h)$  には、蒸発実験終了後、土を炉乾燥して求めた  $\theta$  とそのときのをを用いた。これは、黒ボク土では蒸発実験に不攪乱試料を用いており、不攪乱試料では、試料ごとに吸引法、で得られる水分特性曲線のばらつきが大きいためである。

$$\begin{aligned} \Phi = & \sum_{j=1}^m v_{p,j} \sum_{i=1}^{n_j} w_p [p_j^*(t_i) - p_j(t_i)]^2 \\ & + v_E \sum_{i=1}^{n_E} w_E [E_{cum}^*(t_i) - E_{cum}(t_i)]^2 \\ & + v_{\theta} \sum_{i=1}^{n_{\theta}} w_{\theta(h)} [\theta(h)^* - \theta(h)]^2 \\ & + w_{\theta} [\theta_{ave}^* - \theta_{ave}]^2 \end{aligned} \quad (4.29)$$

ここで、右辺第 1 項から第 4 項の上付きのアスタリスク\*の有無は、それぞれ実測値と計算値を示し、 $p_j(t_i)$  は観測地点  $j$  の時刻  $t_i$  における土中水圧力、 $m$  は観測地点の数、 $n_j$  は観測地点  $j$  におけるデータの数、 $E_{cum}(t_i)$  は時刻  $t_i$  における積算蒸発量である。異なる 2 地点の圧力データを組み合わせることで、データの信頼性が増す (坂井・取出, 2007a) ことから、本研究での実験においても、深さ 1.5cm、3.5cm 両方の位置における圧力データを用いた。 $w_E, w_p, w_{\theta(h)}, w_{\theta}$  はそれぞれ積算蒸発量、圧力、水分特性曲線のデータ、実験終了時の平均体積含水率に与える重み成分である。また、 $v$  は絶対値やデータ数が大きく違う、異なる種類のデータを正規化する重み係数である (坂井・取出, 2007a)。例えば、深さ 1.5cm の土中水圧力は  $0 > h > -500 \text{ cmH}_2\text{O}$  で変化するのに対し、水分特性曲線のデータは  $0 < \theta < 0.68$  であり、変動の大きさが異なる。そこで  $v$  を、各データの変動の大きさを表す標本分散  $\sigma^2$  とそのデータ数  $n$  を用いて次式で定義し、重み係数とする。

$$v = \frac{1}{n\sigma^2} \quad (4.30)$$

目的関数の最小化は HYDRUS-1D を用い、非線形最小二乗法で計算した。

#### (4) 結果

図 4.2~4.4 に、それぞれ黒ボク土上層、黒ボク土耕盤層、立川ローム土の、蒸発実験中のサクション、累積蒸発フラックスの経時変化を示す。どの図においても、実測データと、水分移動特性関数に Durner モデルを用いたときの結果を並べて表記した。

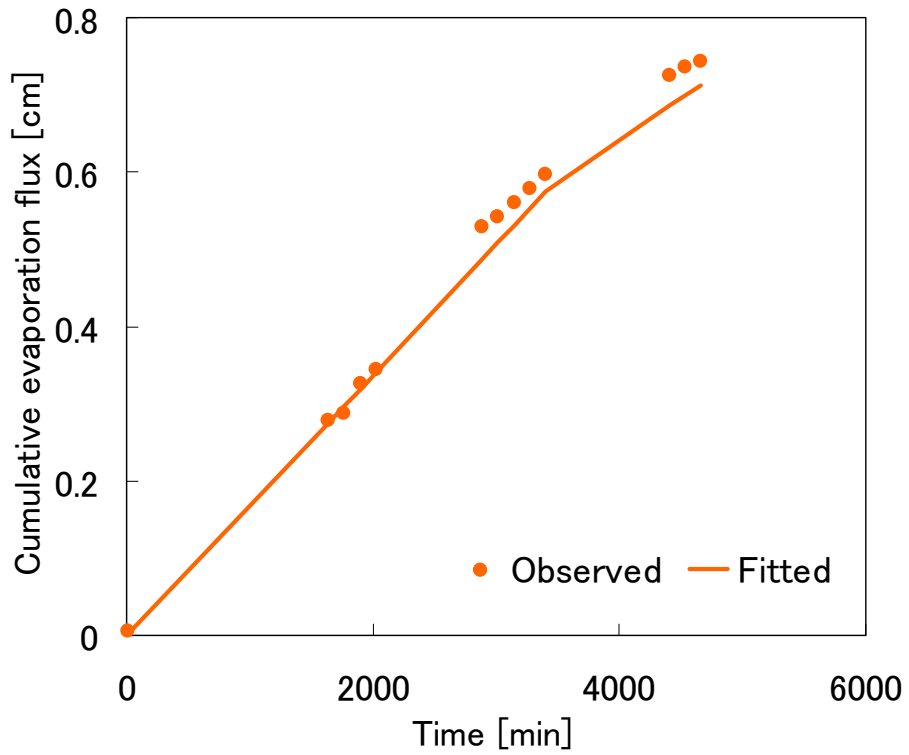
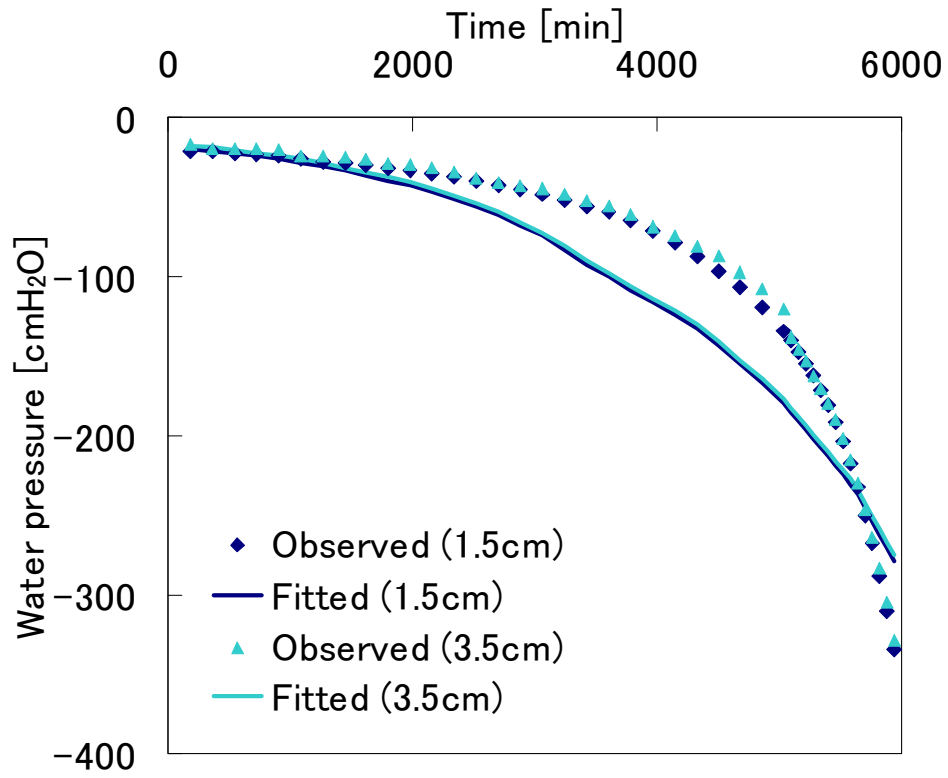


図 4.2 黒ボク土(作土層)蒸発実験中のサクシオン経時変化(上)と累積蒸発フラックス経時変化(下)

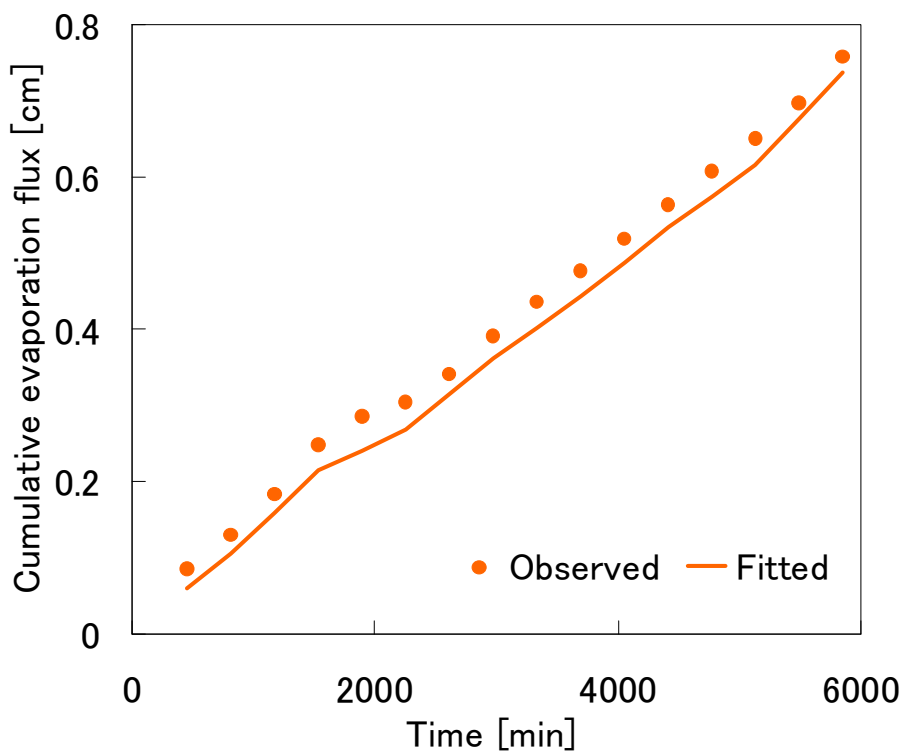
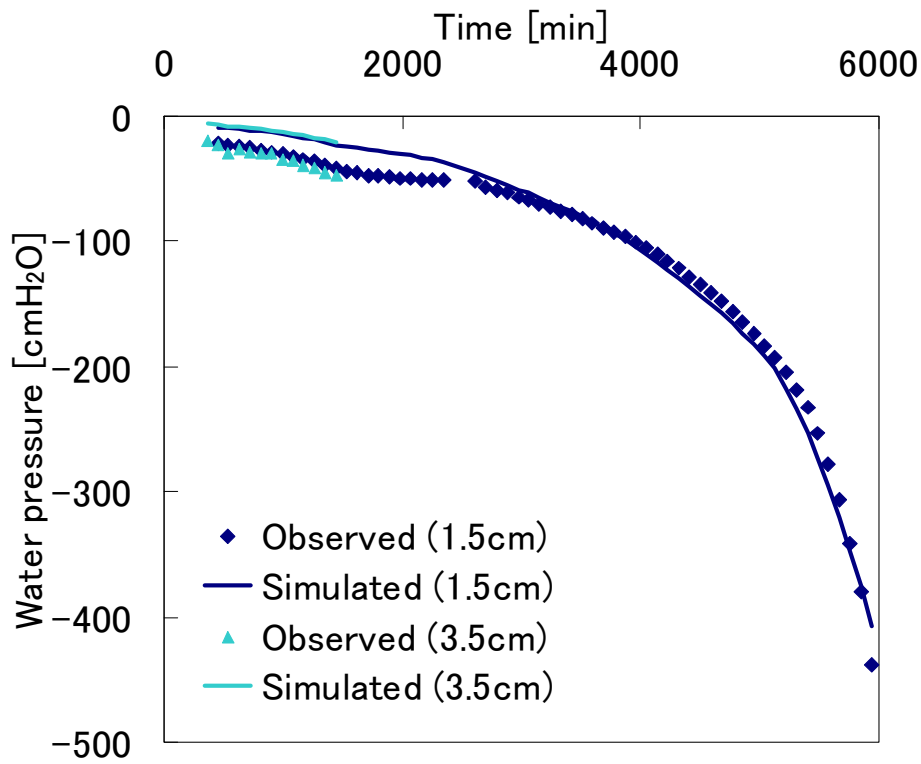


図4.3 黒ボク土(耕盤層)蒸発実験中のサクシヨン経時変化(上)と累積蒸発フラックス経時変化(下)



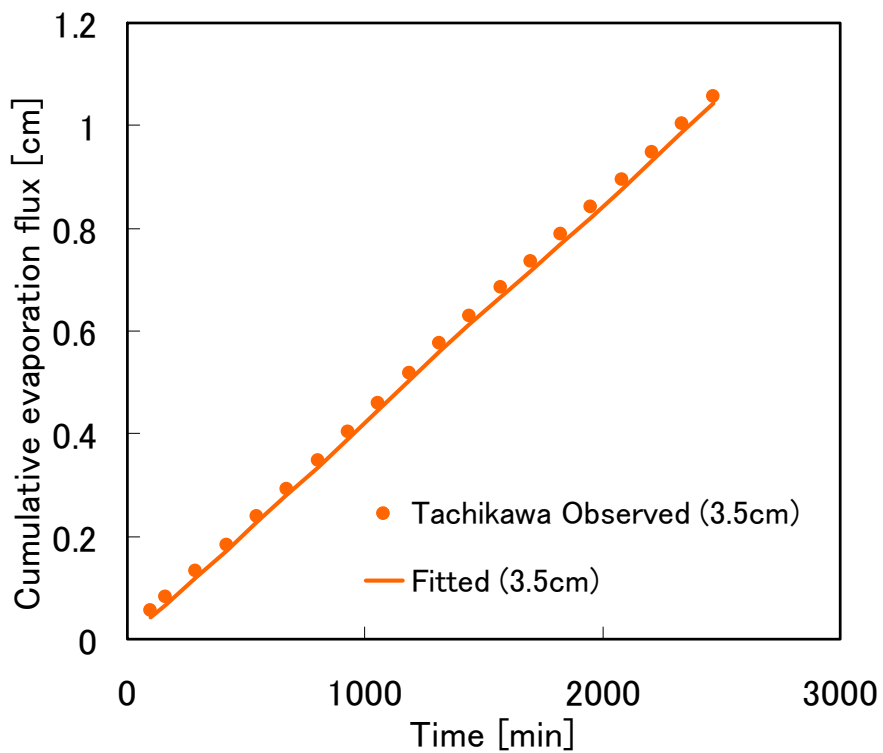
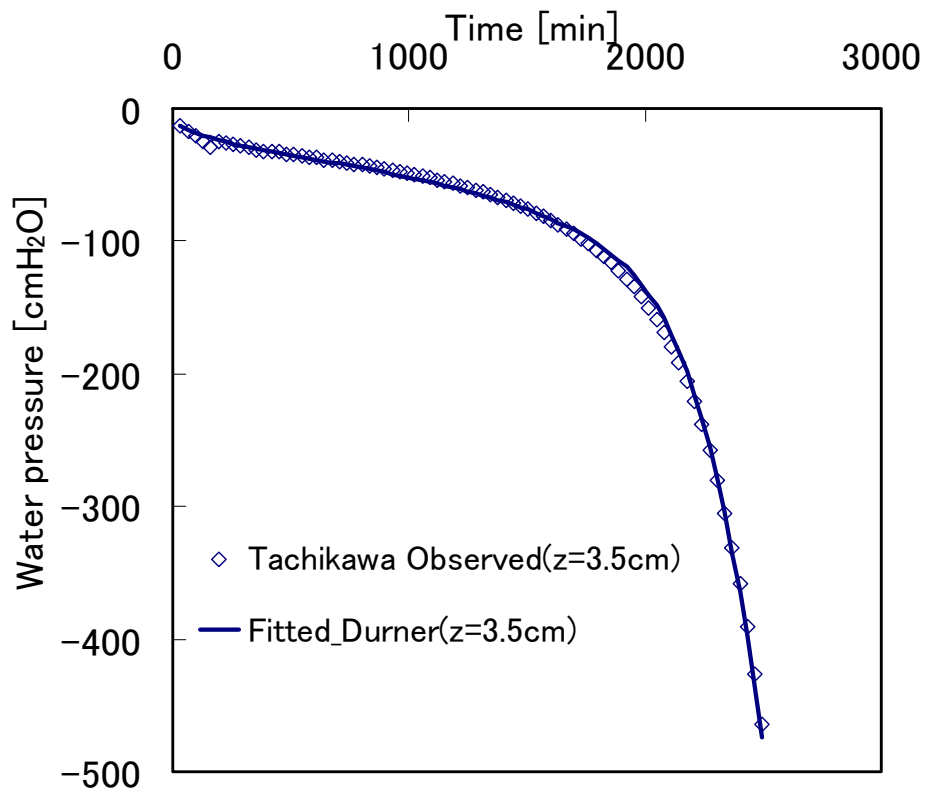


図 4.4 立川ローム土蒸発実験中のサクション経時変化(上)と累積蒸発フラックス経時変化(下)

図 4.5 には、黒ボク土作土層・耕盤層の、図 4.6 には、立川ローム土の、Durner モデルを用いて決定した水分特性曲線と透水係数を示す。立川ローム土の水分特性曲線には、別途、吸引法、加圧板法、サイクロメータ法で測定した水分特性曲線の実測値も併せてプロットした。

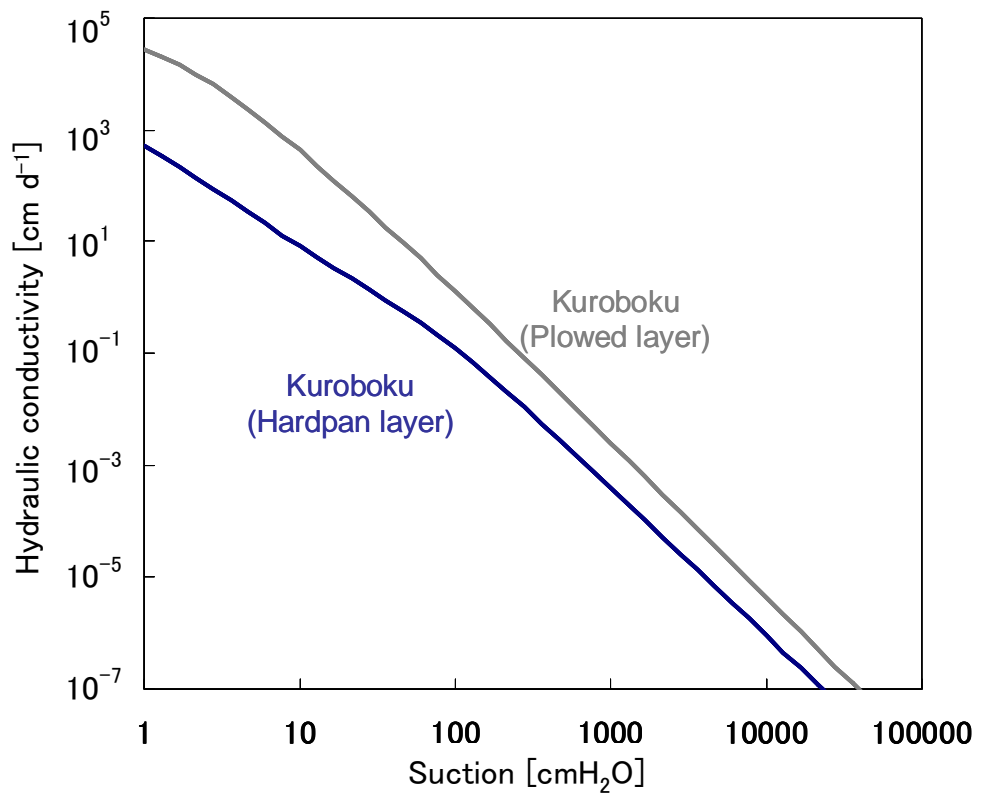
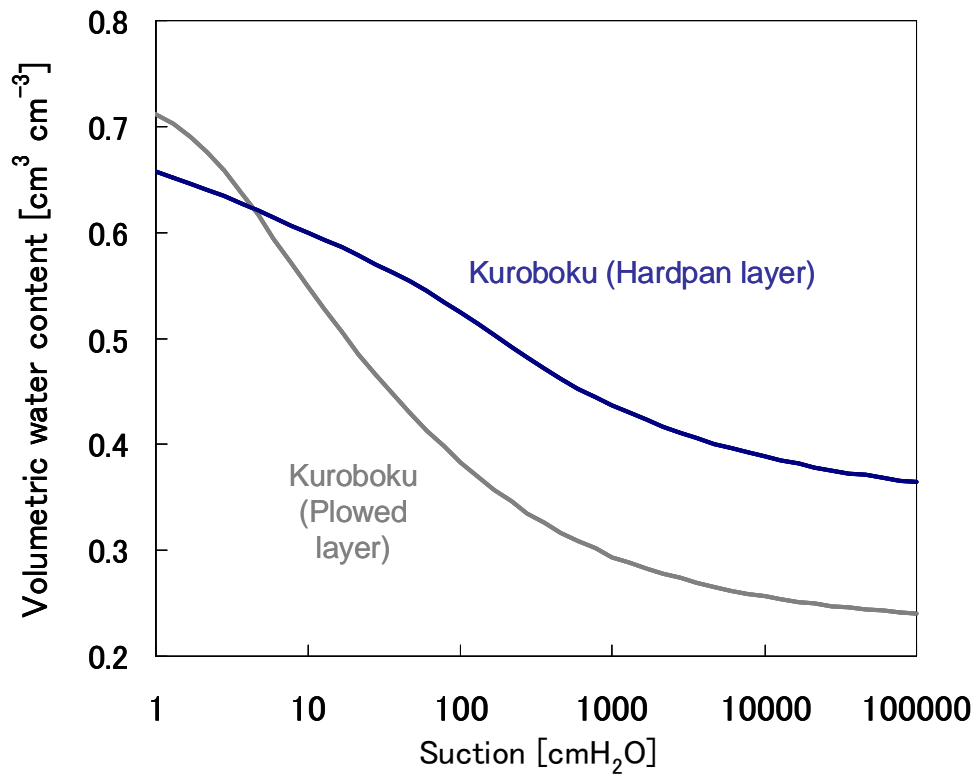


図 4.5 逆解析で決定した黒ボク土作土層・耕盤層の (上)水分特性  
 曲線 (下)透水係数

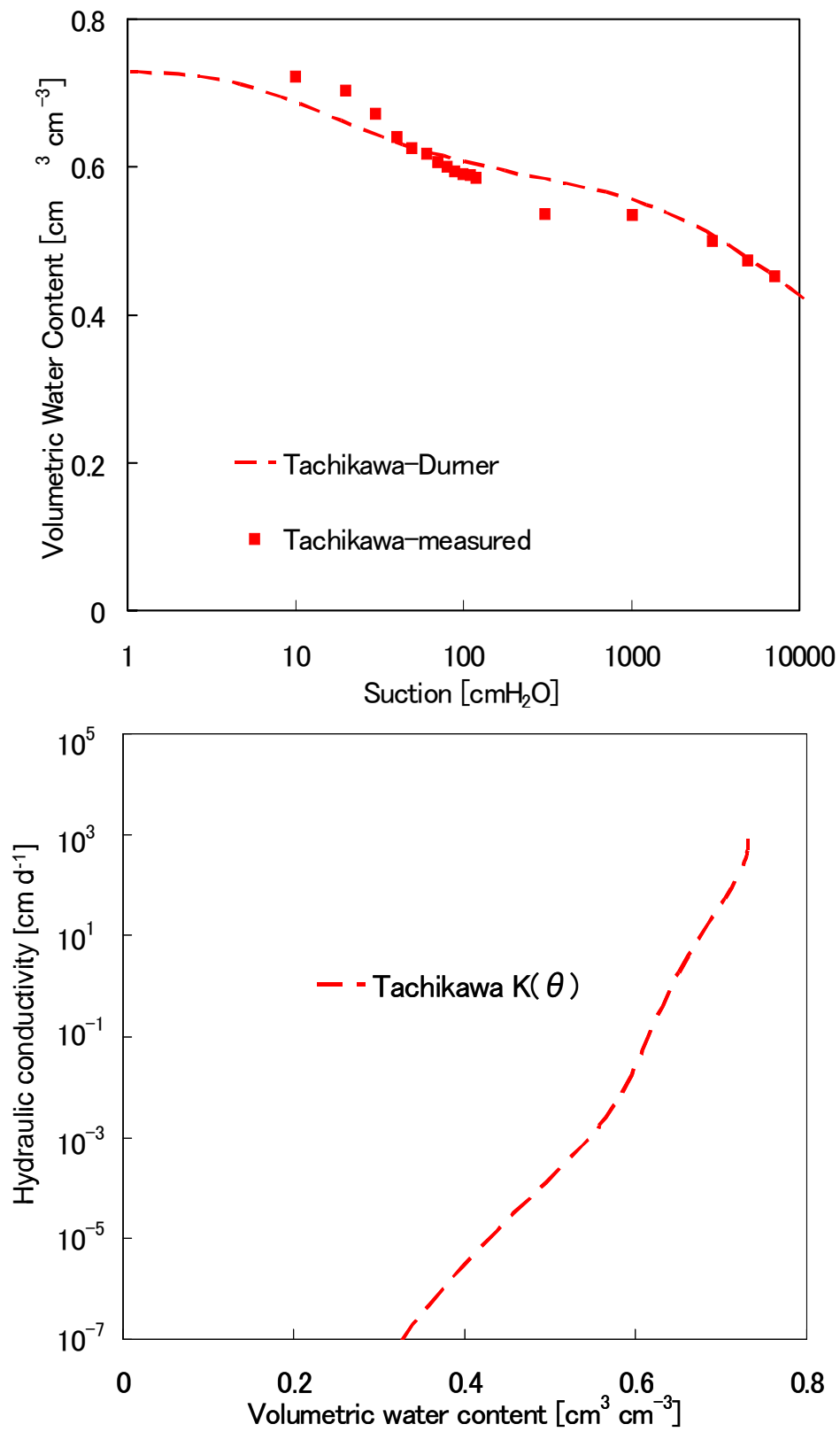


図 4.6 逆解析で決定した立川ローム土の (上)水分特性曲線 (下)透水係数

### 4.3 熱移動特性関数

#### 4.3.1 熱伝導率 $\lambda(\theta)$

熱伝導率  $\lambda(\theta)$  には、Chung and Horton モデル (Chung and Horton, 1987; (4.31 式)) を適用した。

$$\lambda(\theta) = b_1 + b_2\theta + b_3\theta^{0.5} \quad (4.31)$$

黒ボク土、立川ローム土それぞれについて、式中のパラメータ  $b_1, b_2, b_3$  を次の手順で決定した。

まず、それぞれの試料を 5 段階の体積含水率になるように水分調整を行った。そして、直径 5cm、高さ 7cm のアクリルカラムに所定の乾燥密度 (黒ボク土  $\rho_d=0.75$  [g cm<sup>-3</sup>]、立川ローム土  $\rho_d=0.47$  [g cm<sup>-3</sup>]) で試料を詰めた。

試料の上下端は、試料からの蒸発を防ぐため、パラフィルムで覆い、さらに測定前に 1 時間程度、ビニール袋に入れてジップをし、恒温室 (約 20°C) で静置した。その際、カラムの鉛直方向に偏った水分分布が形成されるのを防ぐため、横に倒し適宜転がした。

熱伝導率の測定には、熱伝導プローブ KD2 (Decagon 社製) を用いた (写真 4.1)。KD2 による測定は簡便かつ精度が高い (望月ら, 2003) と報告されている。測定時はカラムを垂直に立て、試料上端からゆっくりとプローブを差し込んだ。なお、KD2 プローブは、別途、標準試料であるグリセリン (熱伝導率 0.285 [W m<sup>-2</sup> K<sup>-1</sup>], 20°C) を用い、十分な精度が得られることを確認した。

測定後はカラムを解体し、部分ごとの乾燥密度、体積含水率を測定した。測定した  $\lambda(\theta)$  を Excel のグラフにプロットし、ソルバー機能で (4.31) 式の  $b_1 \sim b_3$  を決定した。

図 4.7 に黒ボク土、立川ローム土の、 $\lambda(\theta)$  の実測値と決定した (4.31) 式の近似曲線を示す。概して、熱伝導率は砂質土で高く、粘性土で低い。典型的な粘土の熱伝導率は、 $\theta=0.6$  [cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>] で 1.0 [W m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>] よりも大きい (Jury and Horton, 2004) のに対し、本研究で対象とする黒ボク土、立川ローム土では小さな値をとった。これは、どちらの土も、気相率が高く、乾燥密度が小さい、すなわち、水や石英と比べて熱伝導率がそれぞれ 1/23、1/333 である空気が多いことに起因する (Jury and Horton, 2004; 相馬ら, 1987)。



写真 4.1 熱伝導プローブ KD2(左 ; <http://www.decagon.com/>) (右)熱伝導率測定の様子

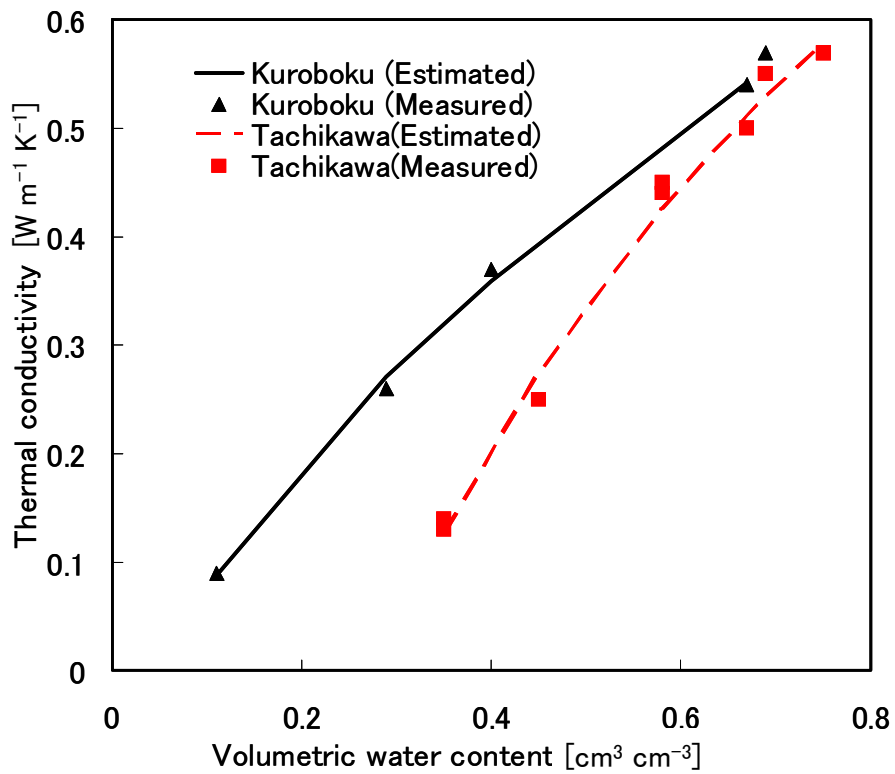


図 4.7 黒ボク土、立川ローム土の体積含水率と熱伝導率の関係

### 4.3.2 体積熱容量

体積熱容量は、次式 (4.32) を適用した。

$$\begin{aligned} C_p(\theta) &= C_n\theta_n + C_o\theta_o + C_w\theta_w + C_a\theta_a \\ &\approx (1.92\theta_n + 2.51\theta_o + 4.18\theta_w) \times 10^6 \text{ [J m}^{-3} \text{ K}^{-1}] \end{aligned} \quad (4.32)$$

ここで、 $C$ は体積熱容量、 $\theta$ は体積分率で、添え字の  $n,o,a,w$  はそれぞれ土壌の固相、有機物、気相、液相を表す。 $\theta_n$ 、 $\theta_w$ はどちらも室内実験で得た値とした。有機物の体積分率  $\theta_o$ については、有機物の密度を  $1.63 \text{ [g cm}^{-3}]$  (de Vries,1963)として計算した。

### 4.3.3 熱拡散率

土の温度が最も変化しやすいのは、熱伝導率が大きく、体積熱容量が小さい場合である。この指標となるのが、熱拡散率であり、熱伝導率と体積熱容量の比で表される。4.3.1 および 4.3.2 を基に算出した、本研究対象地の黒ボク土と立川ローム土の、体積含水率と熱拡散率の関係を図 4.8 に示す。典型的な粘土の熱拡散係数は  $430 \text{ [cm}^2 \text{ d}^{-1}]$ 、砂では  $690 \text{ [cm}^2 \text{ d}^{-1}]$ 程度であり (Jury and Horton, 2004)、本研究対象地の火山灰土壌は、温度変化しにくいといえる。

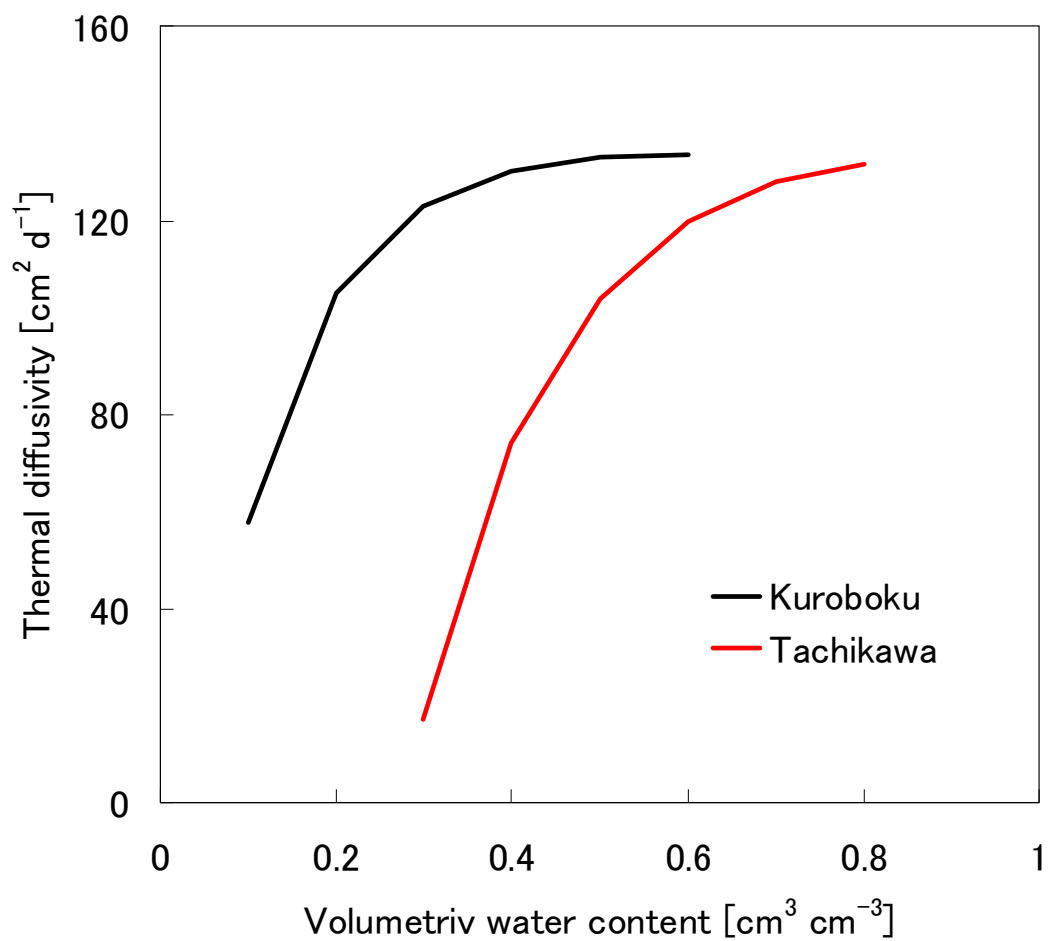


図 4.8 黒ボク土、立川ローム土の体積含水率と熱拡散率の関係



#### 4.4 モデルの検証—水・熱移動シミュレーション

##### 4.4.1 計算領域および初期・境界条件

以上で決定したパラメータを用い、フィールドの土壌中水分・熱移動現象を再現した。

表 4.1 に初期・境界条件を示す。このシミュレーションでは計算期間の開始日を 2008/1/1 としたが、そのときの初期値分布は不明であった。そこで、東京の冬季は晴れ、乾燥の日が多く、土壌水分量や地温は年によって大きな変動はないと考えられることから、まず一年分の計算を行い、その最終結果を本シミュレーションの初期値とした。

初期条件作成のための計算では、初期条件を水については全層-100cmH<sub>2</sub>O、熱については全層で 20℃と仮定した。

境界条件は、水分移動について、上端はフラックス境界条件 (第 3 種境界条件) で時間降雨量と蒸発速度を与えた。時間降雨量は田無農場の実測データを用い、蒸発速度は、気温と相対湿度の実測値から式 (4.17) を用いて推定した。下端は水圧勾配ゼロ (第 2 種境界条件) とした。熱移動については、上端はフラックス境界条件 (第 3 種境界条件) で地表面熱フラックスと降雨の顕熱を与えた。前者は全天日射量、気温、風速、日照時間を用いて、熱収支式から計算し、降雨の顕熱は、降雨の温度をそのときの気温と等しいと仮定して算出する。下端は、温度勾配ゼロ (第 2 種境界条件) とした。

計算領域は鉛直 1000cm とし、上層 35cm をクロボク土、35cm 以深を立川ローム土とした。土壌断面調査で 120cm までは立川ローム土があることを確認しているが、それよりも下にも立川ローム土が続くと仮定した。このように大きな領域を設定したのは、現場の地下水位が比較的深かったことと、上端と下端の境界条件を両立させるためには十分に大きな領域が必要であったためである。そして、2008/1/1 から 12/31 までの 1 年分の計算を行った。

一回目のシミュレーションの最終結果を本シミュレーションの初期条件とし、予備シミュレーションと同じ境界条件を用い、2008/1/1 から 2011/9/30 までの計算を行った。

表 4.1 土壌中水分・熱移動シミュレーションの初期・境界条件

	初期条件作成のための 計算		本シミュレーション
初期条件	水	-100cmH <sub>2</sub> O	1回目の最終結果
	熱	20°C	
境界条件	水	上端: 時間降雨量 (実測値) 時間蒸発速度 下端: 圧力勾配ゼロ	
	熱	上端: 地表面熱フラックス 降雨に伴う顕熱フラックス 下端: 温度勾配ゼロ	
計算領域	1000cm (深さ100cmより下も立川ローム土と仮定)		
計算期間	2008/1/1~2008/12/31	2008/1/1~2011/9/30	

#### 4.4.2 結果

##### (1) 気象サブモデル及び熱収支

図 4.9 に、2008/9/21 から 10/6 までの全天日射量、長波放射量、地表面熱フラックスの観測値とシミュレーション値の比較を示す。図は下向きのフラックスを正で表している。ただし、全天日射量については、HYDRUS では、正味の短波放射量として出力されるため、アルベドを考慮して全天日射量に変換した。

モデルは観測値を良く再現した。Saito et al. (2006)、Saito and Simunek (2009)は、本研究と同じ気象サブモデルについて、純放射量の観測値とシミュレーション値を比較し、包括的にモデルの検証を行った。本研究では、熱移動境界条件の一要素である地表面熱フラックスの検証も行った。

以上から、HYDRUS の気象サブモデルは、連続的な気象条件をよく再現したといえる。また、潜熱や顕熱の一部は、液状水や水蒸気の移動に伴って運ばれることから、水分の地表面境界条件も適切に再現されたといえる。

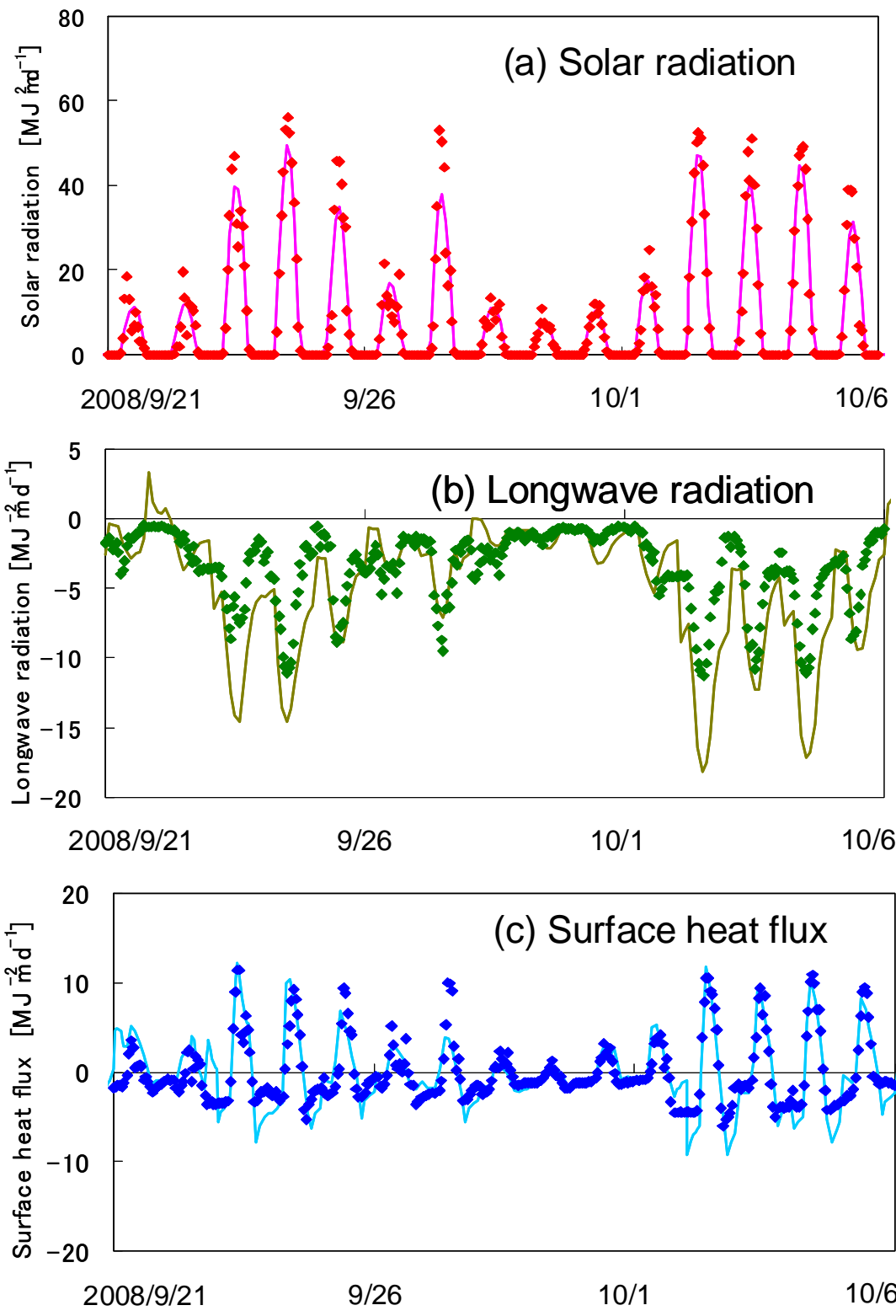


図 4.9 (a)全天日射量, (b)長波放射量, (c)地表面熱フラックスの実測値とシミュレーション値の比較

## (2) 水分移動

図 4.10 に、2009/6/9 から 8/28 までの、日降水量と、深さ 5、20cm の土壤水分量の観測値・シミュレーション値を示す。6/9 から 8/13 までは降水が多く、それ以降は無降雨が続いた。土壤水分量のシミュレーション値は、温暖湿潤気候に特有の、降水による増加、蒸発による減少を再現した。上層では、降雨の後、無降雨が続いたときの急速な排水を良く再現した (図 4.10(a))。耕盤層では上層と比較し、水分量の変化幅が小さい様子を良く再現した (図 4.10(b))。

図 4.11(a)に深さ 80cm の土壤水分量の観測値とシミュレーション値の比較を示す。モデルは観測値の、降雨への応答をよく再現した。しかし、全体的に観測値を過小評価した。この過小評価は、立川ローム土の飽和体積含水率  $\theta_s$  を過小評価していたためであると考えられる。一般に、室内実験で試料を飽和させると、封入空気の影響で飽和体積含水率は間隙率よりも小さくなる。そこで、逆解析で決定した  $\theta_s=0.727$  を、現場土壌の間隙率 0.83 に変更し、他のパラメータは変更せずに同様の計算を行った。 $\theta_s=0.83$  に修正した後の、土壤水分量の実測値とシミュレーション値の比較を、図 4.11(b)に示す。シミュレーション値は実測値に良く合った。また、図 4.12 に、修正後の水分特性曲線と透水係数を示す。修正前後の水分特性曲線を比較すると、封入空気が影響しうる、飽和から空気侵入値近傍までの体積含水率の増加を再現できた。封入空気の影響がないと考えられる不飽和領域においても、パラメータ修正後は、修正前と比較して、同じサクションに対する体積含水率が大きく見積もられたが、フィールドでは、体積含水率が  $0.65[\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}]$ を下回ることはなく、問題ないと考えた。

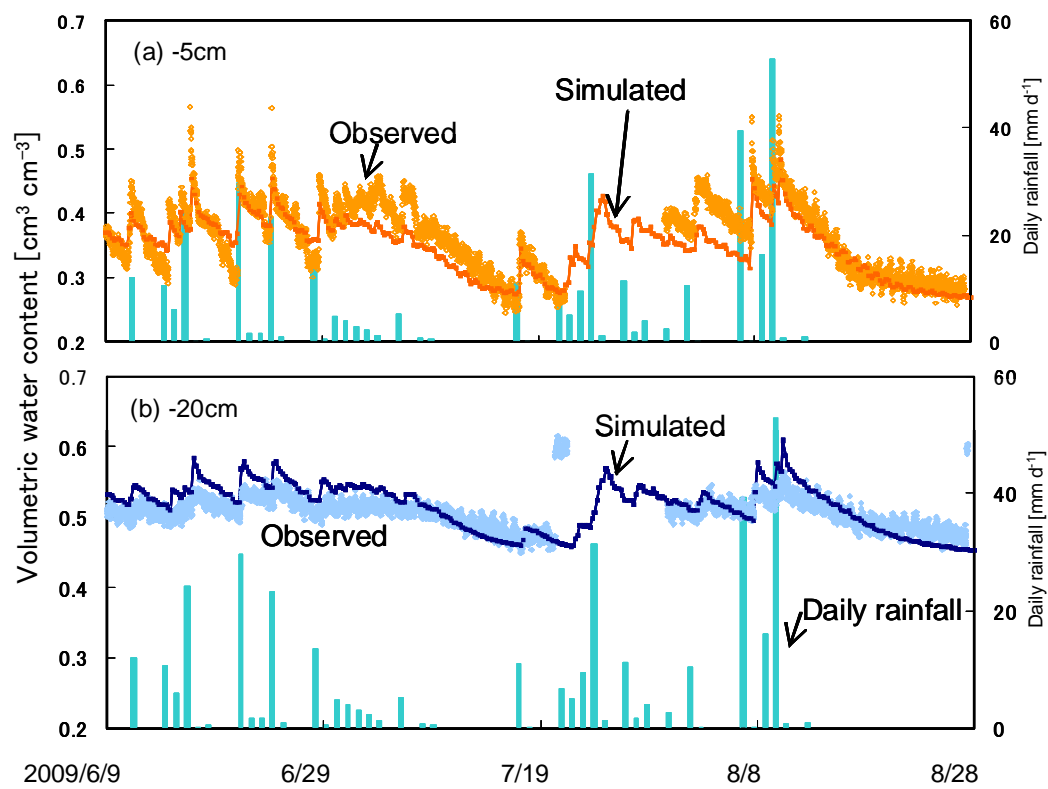
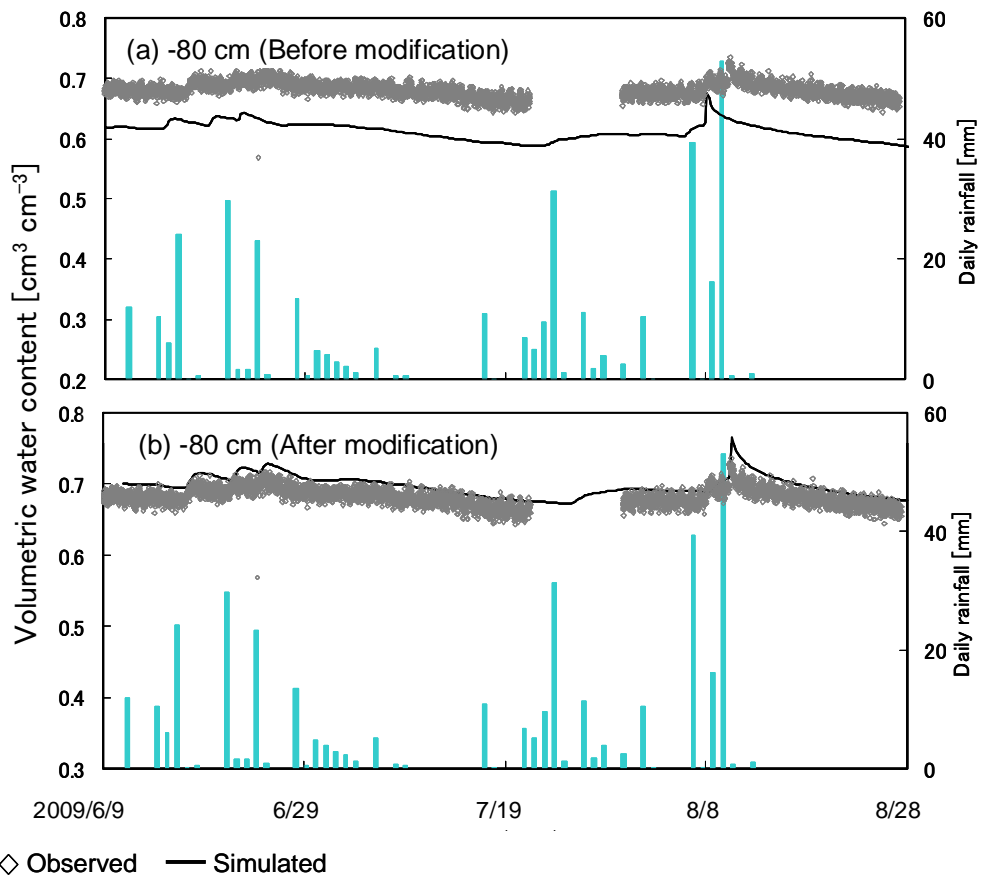


図 4.10 深さ(a) 5cm (b)20cm の土壌水分量の観測値とシミュレーション値の比較



◇ Observed — Simulated  
 図 4.11 深さ 80cm の土壌水分量の観測値とシミュレーション値の比較  
 (a)パラメータ修正前 (b)パラメータ修正後

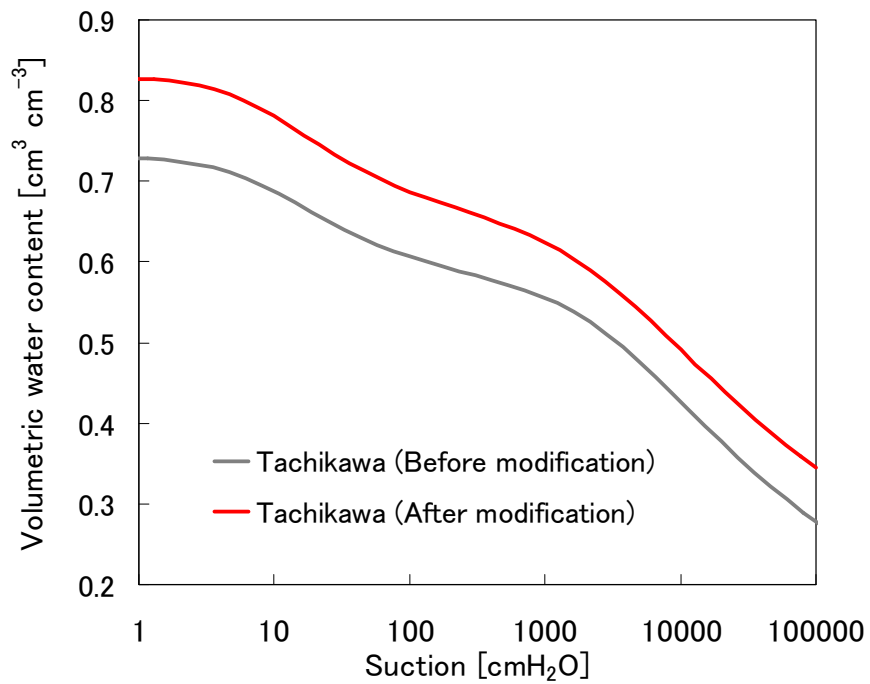


図 4.12 パラメータ修正前後の立川ローム土の水分特性曲線

### (3) 熱移動

図 4.13 に、2009/3/21 から 6/29 までの、深さ 10、20、50cm における地温の観測値とシミュレーション値の比較を示す。上層 (3、10cm) ではモデルは、地温の日変化、季節変化を再現した。下層 (50cm) では、地温の日変化は観測されず、シミュレーションでも日変化はなく、季節変化が再現された。

どの深さにおいても、概してモデルは観測値を良く再現した。しかし、冬季 (ここでは 4/20 ごろまで) は、モデルは観測値を過小評価した。これは、土壤凍結に起因すると考えられる。東京では、しばしば冬季に土中水凍結 (霜柱)が見られる。土中水凍結の際は、潜熱で発熱し、また、氷の体積熱容量、熱伝導率は水と比べて大きい。しかし、今回のシミュレーションでは凍結の影響を考慮しなかった。

Hansson et al. (2004) などは、土壤中の熱移動の支配方程式に、凍結による潜熱項を加えることで、土壤凍結時のシミュレーションの精度を向上させた (式 (4.33))。また、一般化クラウジウス-クラペイロン式で凍土の圧力と不凍水量を求め、凍土中の熱・水移動式と結合するモデルも提案されている (渡辺ら,2007)。

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_p T}{\partial t} - L_i p_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + L_0 \frac{\partial \theta_v}{\partial t} \\ = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_w \frac{\partial q_L T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_0 \frac{\partial q_v}{\partial z} \end{aligned} \quad (4.33)$$

ここで、 $L_i$  は凍結にともなう潜熱である。

以上により、最終的に得られた黒ボク土、立川ローム土の土壤水分・熱移動パラメータを表 4.2、4.3 に示す。



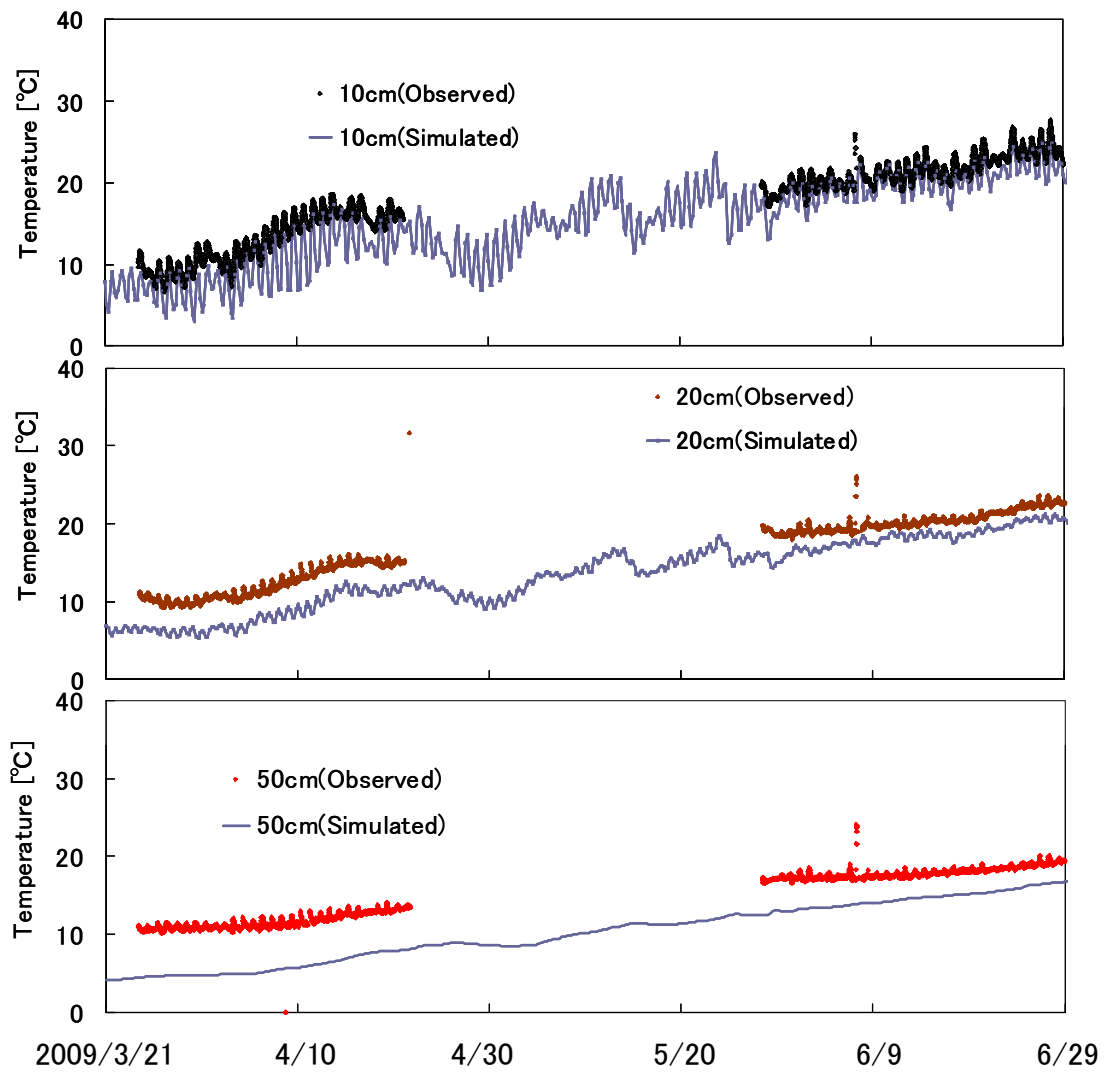


図 4.13 深さ 10,20,50cm における地温の観測値とシミュレーション値の比較

表 4.2 蒸発実験に基づく逆解析により決定したパラメータと標準誤差

	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	$n_1$	$K_s$ (cm d <sup>-1</sup> )	$l$	$w_2$	$\alpha_2$	$n_2$
Value (Kuroboku, upper layer ;Durner)	0.229	0.74	0.375	1.37	230400	-0.001	0.01	0.0219	1.42
Standard errors	0.0336	-	0.2095	0.1221	83681	0.0004	0.0321	0.0104	0.1399
Value (Kuroboku, hard pan ;Durner)	0.333	0.68	1.03	1.19	44496	0.119	0.381	0.0128	1.41
Standard errors	0.0704	-	0.7498	0.1932	63635	0.1445	0.3973	0.0081	0.4091
Value (Tachikawa ;Durner)	0.047	0.727	0.122	1.53	684	3.55	0.756	0.000458	1.18
Standard errors	0.0168	0.069	0.0005	0.0212	58	0.0754	0.0181	0.0007	0.1286

表 4.3 要素試験で決定した Chung and Horton モデルのパラメータ

	$b_1$ [kg cm d <sup>3</sup> K <sup>-1</sup> ]	$b_2$ [kg cm d <sup>3</sup> K <sup>-1</sup> ]	$b_3$ [kg cm d <sup>3</sup> K <sup>-1</sup> ]
Kuroboku	$-1.12 \times 10^{16}$	$1.14 \times 10^{16}$	$4.71 \times 10^{16}$
Tachikawa	$-9.05 \times 10^{16}$	$-6.95 \times 10^{16}$	$2.08 \times 10^{17}$

#### 4.4.3 水蒸気移動の有無の影響

本研究のシミュレーションでは、水蒸気移動を考慮した。斎藤ら (2007)、Saito et al. (2006)は、半乾燥地において、水蒸気移動が、特に地表面の水分分布に大きく寄与していることを示した。ここでは、東京のような湿潤地域で、水蒸気移動が土壌水分・熱動態にどのように影響するかを考察する。

図 4.14 に、水蒸気移動を考慮したとき (有り) と、しなかったとき (無し) の、2009/8/28 14:20 ごろの水フラックスと地温の上層 20cm (黒ボク土) の鉛直分布を示した。この日までの 15 日間は降水がなく、黒ボク層は体積含水率がおよそ  $0.3 \text{ [m}^3 \text{ m}^{-3}]$  程度で乾燥した状態である。このような状況下では、水蒸気移動が水分や熱移動に及ぼす影響が大きいと考えられる。

水フラックスについては、水蒸気「有り」では「無し」よりも、上層でわずかに水フラックスが大きくなったが、その差はわずかで、土壌水分分布に影響を与えるほどではなかった。他方、地温については、水蒸気「有り」では「無し」と比べて  $0.5^\circ\text{C}$  程度高くなった。この差は、水蒸気で運ばれる熱に起因すると考えられる。黒ボク土は、鉱物質の土よりも熱伝導率が低い。そのため、液状水や水蒸気の移動に伴う顕熱の、熱移動への寄与は大きい。さらに、黒ボク土は、気相率が高いためガス拡散係数が大きく、水蒸気の顕熱の影響は無視できないと考えられる。

以上から、温暖湿潤気候においても、水蒸気移動は、特に無降雨が続いたときの熱移動に寄与しているといえる。

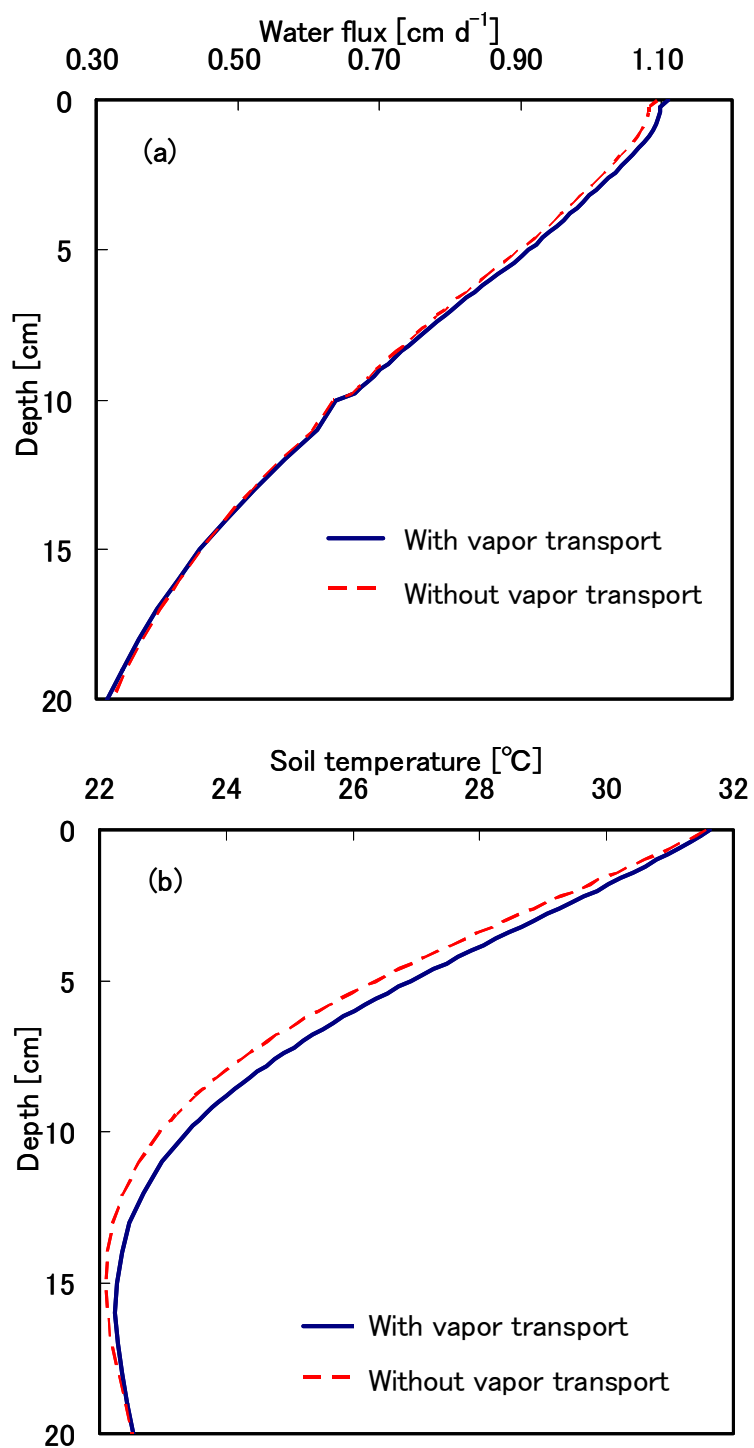


図 4.14 水蒸気移動の有無による水フラックス(上)と地温(下)の鉛直分布の違い

#### 4.5 水分移動特性関数決定のための供試試料に関する考察

4.2 節では、水分移動特性関数決定のための蒸発実験の試料として、黒ボク土は不攪乱試料を用いた(以下、「3層・不攪乱」条件と呼ぶ)。対象地によっては、不攪乱試料が入手できないこともあり、その場合は、供試試料の土性と乾燥密度を現場と合わせ、攪乱土を再充填した試料を用いることが考えられる。そこで、黒ボク土について、攪乱試料を用いて同様の蒸発実験を行い、逆解析して水分移動特性関数を決定し、土壤中水分・熱移動シミュレーションを試みた。

試料として、対象圃場で採取した黒ボク土を、内径 5cm、高さ 7cm のカラムに  $\rho_d=0.75 \text{ g cm}^{-3}$  で充填した。この乾燥密度は、黒ボク層 (0~35cm) 全体の平均乾燥密度である。なお、耕盤層の乾燥密度  $\rho_d=0.85 \text{ g cm}^{-3}$  は手では詰めることができなかった。蒸発実験に基づき、Durner-Mualem モデルをフィッティングして決定した水分特性曲線と透水係数を図 4.15 に示す。水分特性曲線には、別途、攪乱土を同じ乾燥密度で充填した試料について吸引法、加圧板法およびサイクロメータ法で測定した結果も併せて掲載した。

そして、ここで決定した黒ボク土の水分移動特性関数と、4.4.2 で  $\theta_s=0.83$  に修正した後の立川ローム土の水分移動特性関数、及び、4.3 節で決定した黒ボク土・立川ローム土の熱移動特性関数を用い、上層 35cm を黒ボク土、35cm 以深を立川ローム土とし(以下、「2層・攪乱」条件と呼ぶ)、4.4 節と同様の水分・熱移動シミュレーションを行った。

図 4.16 に、深さ 10、20cm の土壤水分量変化について、観測値とシミュレーション値の比較を示す。黒ボク土では、実測値を過大評価する傾向にあった。特に、8/13 以降に無降雨が続いたときの、速やかな排水を再現できなかった。このような過大評価の原因の一つとして、蒸発実験において 2mm 篩いに通した攪乱土を充填して作成した試料と、現場土壌との間で、土壌構造が異なっていたことが挙げられる。その場合、団粒間隙と団粒内間隙の、水分特性への寄与の推定が不確実になると考えられる。

Durner モデルのフィッティングパラメータの中で団粒間隙と団粒内間隙の寄与に関わるのは、式(4.24)、(4.25)の中の  $w_1$  と  $w_2$  である。現場土壌では、ふるいを通してパッキングした試料よりも団粒間隙の寄与が大きいと考えられる。そこで、逆解析により求めた団粒間隙の重み  $w_1=0.507$  を  $w_1=0.7$ 、 $0.75$ 、 $0.8$  と

大きくし、他のパラメータは変更せず、同様の計算を行った。

$w_1=0.75$  としたとき(以下、「2層・攪乱・修正あり」条件と呼ぶ)の土壌水分量の実測値とシミュレーション値の比較を図 4.17 に示す。モデルは、8/13 以降の速やかな排水をよく再現した。また、表 4.4 にパラメータ修正前後および、4.2 節で決定した「3層・不攪乱」条件のパラメータセットを用いた場合の二乗平均平方根誤差 (RMSE) を示す。特に深さ 10cm ではパラメータ修正による改善が見られた。 $w_1=0.7$ 、 $0.8$  に変更した場合も同様に改善が見られたが、 $w_1=0.75$  の RMSE がもっとも小さかった。

以上のように、本研究では、要素試験により土壌の水分移動特性関数を決定した。これにより、対象とする土壌の水分移動特性を反映したパラメータセットが得られ、精度のよいシミュレーションを行うことができた。本研究対象地では、土壌構造が発達しており、要素試験に不攪乱試料を供試することで、現場の水分移動を良く再現できた。攪乱試料を供試した場合も、一部のパラメータを現場の状況に合わせて変更することで、シミュレーション結果を改善することができた。

本章の、温暖湿潤地域の、土壌中水・熱移動シミュレーションにおける HYDRUS-1D モデルの検証及び、火山灰土壌における、水蒸気移動の土壌水分・熱動態への影響については、

C. Kato, T. Nishimura, H. Imoto, and T. Miyazaki (2011)

“ Predicting Soil Moisture and Temperature of Andisols under a Monsoon Climate in Japan ”, Vadose Zone Journal, Vol.10, p.541-551 にて発表した。

表 4.4 各パラメータセットを用いてシミュレーションを行った場合の、土壌水分量に関する RMSE の比較

層数、黒ボク土供試試料の種類	Depth [cm]			
	5cm	10cm	20cm	80cm
2層・攪乱・w修正なし	0.09	0.06	0.06	0.02
2層・攪乱・w修正あり	0.03	0.03	0.16	0.02
3層・不攪乱	0.02	0.05	0.02	0.02

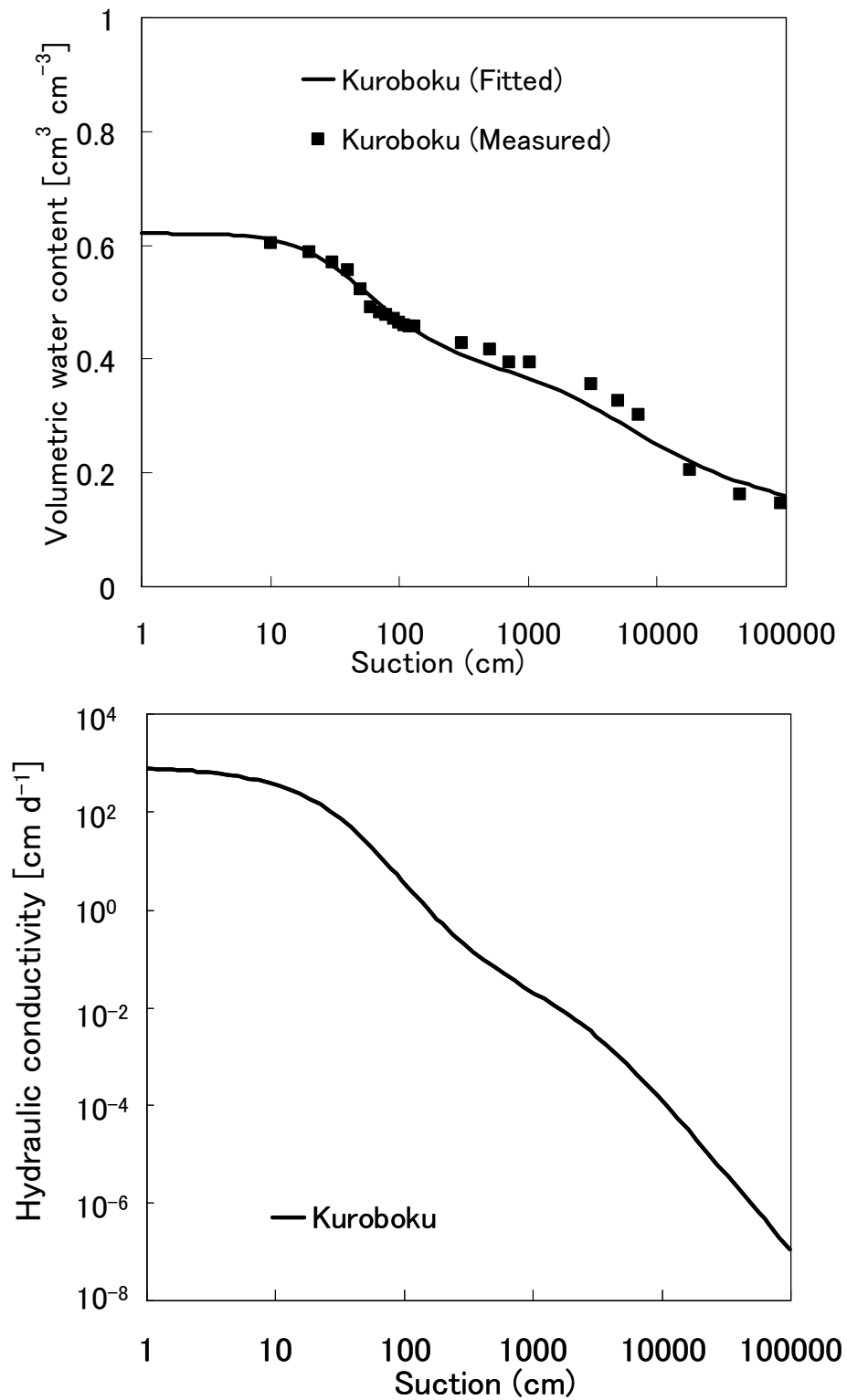
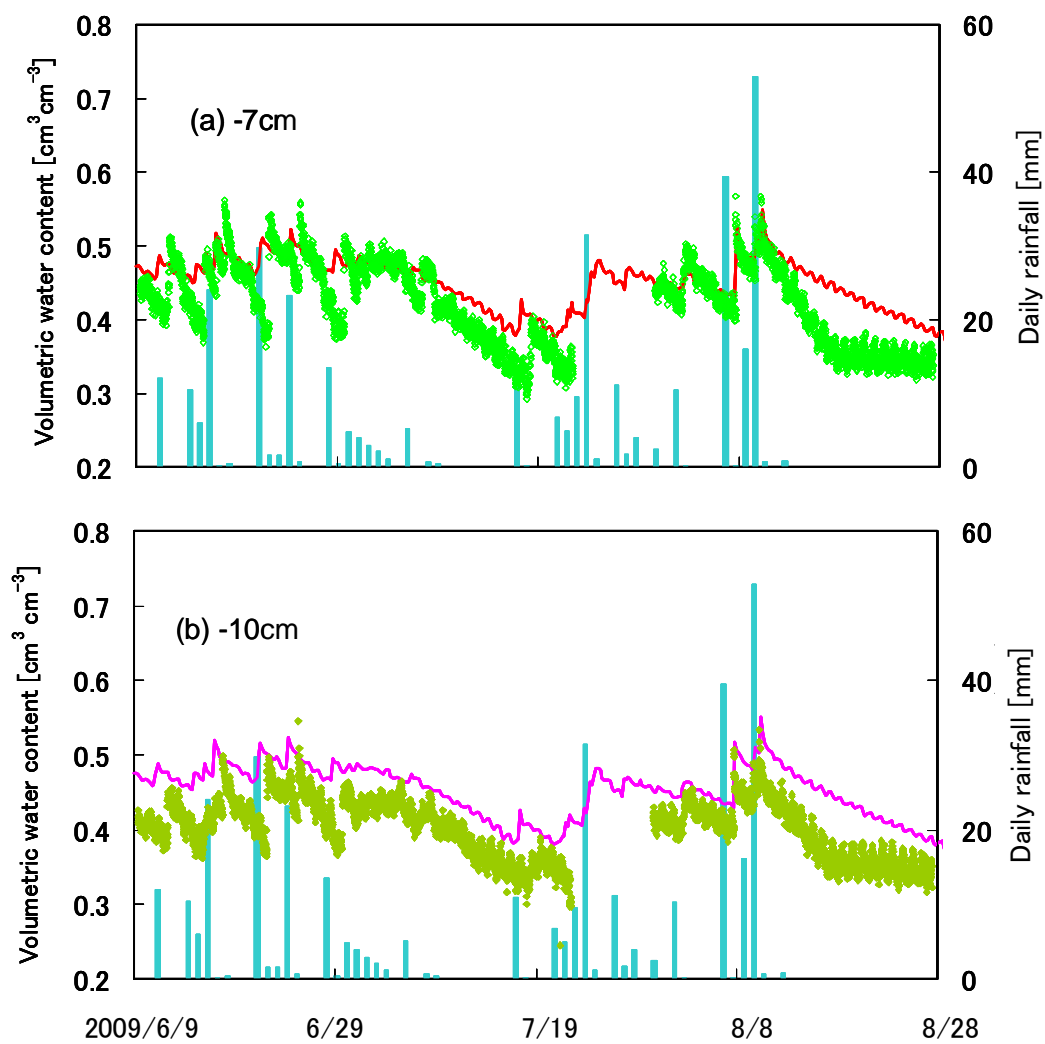


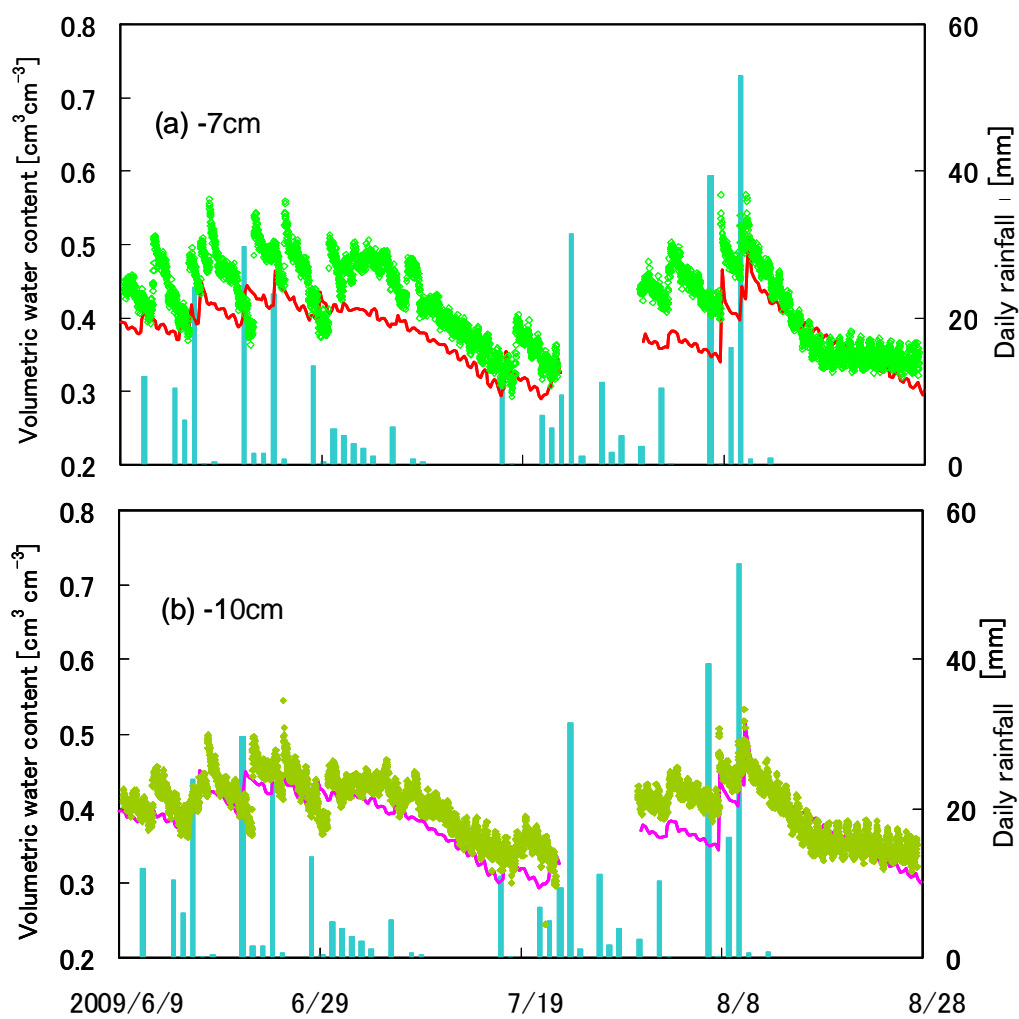
図 4.15 攪乱試料を用いて蒸発実験を行い逆解析で決定した黒ボク土の水分移動特性関数 (上)水分特性曲線 (下)透水係数



◇ Observed — Simulated

図 4.16. 深さ 7cm、10cm の土壤水分変化の観測値とシミュレーション値の比較(「2層・攪乱・w 修正なし」条件)





◇ Observed — Simulated

図 4.17 深さ 7cm、10cm の土壌水分変化の観測値とシミュレーション値の比較(「2層・攪乱・ $w$ 修正あり」条件)

## 第5章 HYDRUS-1D の検証 ～土壌中の CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーション～

### 5.1 HYDRUS-1D モデルの CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションモジュール

HYDRUS-1D には、短時間 (hourly、daily など) の現象を扱うことのできる土壌中 CO<sub>2</sub> の生成・移動モデル (SOILCO2) が含まれる (第2章 2.4 節)。

図 5.1 に HYDRUS-1D モデルによる土壌中 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションの流れを示す。まず、土壌中の水・熱移動モデルで地温、土壌水分量、水フラックスの分布を算出する。次に、出力した地温・土壌水分量を入力値とし、CO<sub>2</sub> 生成サブモデルを用いて土壌中 CO<sub>2</sub> 生成量を計算する。最後に、土壌中 CO<sub>2</sub> 生成量と水フラックスを用い、CO<sub>2</sub> 移動モデルで土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度・フラックスの分布を算出する。土壌中水分・熱移動の支配方程式は、4 章のリチャーズ式および熱輸送式である。

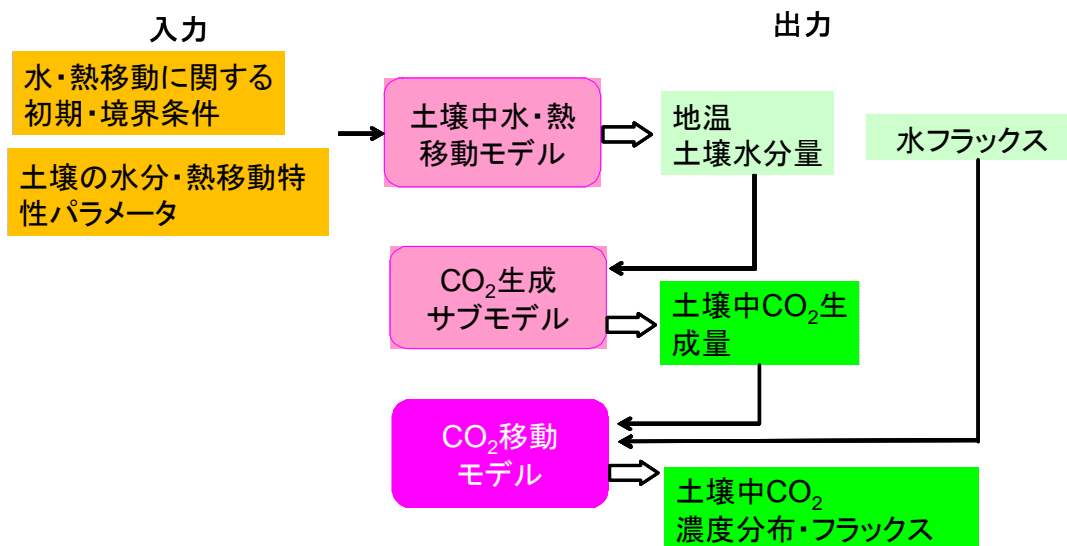


図 5.1 HYDRUS モデルの土壌中 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーション手順

### 5.1.1 不飽和土壌中の CO<sub>2</sub> 生成モデル

土壌中 CO<sub>2</sub> 生成量は土壌微生物の呼吸  $\gamma_s$ [L<sup>3</sup> L<sup>-3</sup> d<sup>-1</sup>]、植物根の呼吸  $\gamma_p$ [L<sup>3</sup> L<sup>-3</sup> d<sup>-1</sup>] の和で表される。

$$P = \gamma_s + \gamma_p \quad (5.1)$$

$$\gamma_s = \gamma_{s0} \prod_i f_{si}, \quad \gamma_p = \gamma_{p0} \prod_i f_{pi} \quad (5.2)$$

$$\prod_i f_{xi} = f_1(z) f_2(T) f_3(c_a) f_4(h) f_5(h_\phi) f_6(t) \quad (5.3)$$

ただし、式(5.3)において、 $x$  は  $s$  (土壌微生物) または  $p$  (植物根) を表す。

$\gamma_{s0}$ 、 $\gamma_{p0}$  はそれぞれ土壌微生物、植物根由来の CO<sub>2</sub> 最適生成速度であり、最適水分量で 20°C の条件における CO<sub>2</sub> フラックスとされる。本研究では、2011/7/28 14:00 ごろに田無圃場で実測した裸地の CO<sub>2</sub> フラックス = 0.32 cm d<sup>-1</sup> の値を用いた(第 3 章 3.5 節)。Simunek and Suarez (1993) や Buchner et al. (2008) は 0.42 cm d<sup>-1</sup> を用いており、妥当であると判断した。また、裸地のため、 $\gamma_{p0}=0$  とした。

式(5.3)において、 $f_1(z)$ : 深さの関数、 $f_2(T)$ : 温度の関数  $f_3(h)$ : 土壌水分量の関数、 $f_4(ca)$ : CO<sub>2</sub> 濃度の関数、 $f_5(h_\phi)$ : 塩ストレスの関数、 $f_6(t)$ : 土壌、植物の呼吸の、日変化、季節変化を表現する関数である。

CO<sub>2</sub> 呼吸速度を左右すると考えられる他の要因として、易分解性有機物量や大気圧変動が挙げられる。

HYDRUS では呼吸基質を含む易分解性有機物量の鉛直分布を  $f_1(z)$  で与え、易分解性有機物量の全量および鉛直分布の経時変化は考慮していない。Sato and Seto (1999) は、北茨城市の森林土壌と農地土壌について、呼吸基質である土壌中水溶性有機物炭素 (DOC) 量に対して、微生物バイオマス (MBC) 量が大きく、MBC 量ではなく DOC 量が土壌呼吸速度の律速になっていることを示した。本研究対象地も、同様に十分な MBC 量があると考え、土壌微生物の呼吸速度は、呼吸基質量に左右される。

他方、和頴・Sollins (2002) は、植生がない場合、2 ヶ月間は微生物の死滅・増殖により、土壌では常に DOC が供給されることを示した (第 2 章 2.3 節)。裸地土壌の場合は土壌環境の大きな変化がなければ、2 ヶ月程度は易分解性有機物

炭素量及びその鉛直分布に変化がないと近似できると考えられる。

ただし、長期的な CO<sub>2</sub> 動態を検討する場合や、植生がある条件下では、呼吸基質量、微生物バイオマス量、微生物相などに変化が生じることが考えられ、モデルにおいても、易分解性有機物炭素量や分布の変化を含める必要がある。

土壌への、易分解性有機物炭素の供給量を予測する方法としては、将来的には RothC モデルや DNDC モデルなどの土地利用や炭素の分解速度の違いを考慮できる炭素動態モデルや化学反応データベース PHREEQC (Parkhurst and Appelo, 1999) と HYDRUS-1D を組み合わせた HP1 の利用が考えられる。この点は今後の課題とし、本研究では現状の HYDRUS モデルを用いる。

また、大気圧変動と土壌からのガス放出量変化の関係については、泥炭地において、大気圧が低下すると、泥炭中に溶解していたメタンの地上への放出量が急増することが知られている (Tokida et al., 2005)。他方、板津 (2003)、板津ら (2003) は、洪積台地において地下空気圧力の変動を観測し、台地表層の粘性の高い上層とその下位に続く砂層の間の宙水を境に、その上層では大気圧変動に伴い空気圧が変動し、下層では地下空気圧の変動は観測されなかったこと、さらに、鉛直次元モデルに基づく計算で算出した透気係数と地質の状況から、下層では水平方向の空気流動が卓越していることを報告した。本研究対象地は、上層に高透水性の黒ボク土が分布する畑地であることから、大気圧変動が生じた場合も、圧力勾配を駆動力とするガスの移流はほとんど生じないと考えた。

#### (1) 深さの影響(ポテンシャル CO<sub>2</sub> 生成速度の鉛直分布) $f_1(z)$

CO<sub>2</sub> 生成量は、植物根の呼吸、微生物の呼吸ともに、根密度や易分解性の有機物量(糖やアミノ酸;丸本ら, 1974) 分布の影響により、地表面から深くなるにつれて急激に低下することが知られている。森林土壌の場合、土壌呼吸の 90%は、腐植物質が存在する上層で生じるともいわれる (Simunek and Suarez, 1993)

ポテンシャル CO<sub>2</sub> 生成速度の鉛直分布の関数はこれまで多数提案されてきたが (第 2 章 2.4 節)、HYDRUS では次のように指数関数として表わす(Raats, 1974)。

$$f_1(z) = ae^{-az} \quad (5.4)$$

ただし、 $a < 1$ 、 $z$  は深さである。また、 $f_1(z)$  を土層全体で積分すると、1 になる。このモデルは、元は吸水に作用する根の密度分布を再現したものであった。

土壌呼吸速度に対する植物根呼吸速度と微生物呼吸速度それぞれの割合については、多くは森林土壌を対象に推定され、その結果も 10~90% と場所によつてばらつきが大きい。本研究では、畑地土壌を対象に土壌中  $\text{CO}_2$  生成・移動シミュレーションを行った Simunek and Suarez (1993) や Buchner et al. (2008) と同様に、微生物呼吸由来のポテンシャル  $\text{CO}_2$  生成速度鉛直分布も (5.4) 式で表せると仮定し、 $a = 0.105$  とした。このときの  $f_1(z)$  を図 5.2 に示した。また、 $a$  を小さくすると、 $f_1(z)$  は上層で小さく、下層で大きくなる。

### (2) 温度の影響 $f_2(T)$

温度の影響は Arrhenius 式をもとに、以下の式で表す。

$$f(T) = \exp\left[\frac{E(T - T_{20})}{RTT_{20}}\right] \quad (5.5)$$

$T$  は温度 [K]、 $T_{20} = 293.25$  [K] = 20 [°C]、 $R$  は気体定数、 $E$  は活性エネルギーである。本来、活性エネルギーは温度により変化するが、本研究で対象とするおよそ -5°C から 40°C の間においては一定と仮定した (Buchner et al., 2008)。図 5.3 に  $f_2(T)$  を示す。式 (5.2) 中の最大呼吸速度  $\gamma_s$  を 20°C における値としているため、20°C よりも温度が高いと 1 より大きくなり、20°C よりも低いと 1 を下回る。

### (3) 水分量の影響 $f_3(h)$

土壌微生物の呼吸速度は水分量が低下すると小さくなる。

$$\begin{aligned} f_s(h) &= 1 & h \in (h_2, \infty) \\ f_s(h) &= \frac{\log|h| - \log|h_3|}{\log|h_2| - \log|h_3|} & h \in (h_3, h_2) \\ f_s(h) &= 0 & h \in (-\infty, h_3) \end{aligned} \quad (5.6)$$

ここで、 $h_2$  は  $\text{CO}_2$  生成に最適な水分状態の下限値、 $h_3$  は  $\text{CO}_2$  生成がなくなる水分状態である。

本研究では、 $h_2 = -100\text{cmH}_2\text{O}$ 、 $h_3 = -10^6\text{cmH}_2\text{O}$  とした (Buchner et al., 2008)。図 5.4 に  $f_3(h)$  を示す。

#### (4) 酸素濃度の影響 $f_4(c_a)$

酸素ストレスは水分状態  $f_3(h)$  ではなく、 $f_4(c_a)$  として別に表す。ただし、 $c_a$  はガス態の  $\text{CO}_2$  濃度である。 $\text{CO}_2$  の生成に伴い  $\text{O}_2$  が減少することに起因する影響は Michaelis-Menten 式を用いて表す。

$$q = \frac{q_{\max}}{1 + \frac{K_M}{c_{\text{O}_2}}} \quad (5.7)$$

$K_M$  は酸素のミカエリス定数で、酸素の反応速度が、その最大速度  $q_{\max}$  の 1/2 であるときの酸素濃度  $c_b$  である。呼吸商が不変 (呼吸基質が変わらない) である とすれば、土壌中の空気のうち、 $\text{O}_2$  と  $\text{CO}_2$  の合計の割合が約 21% であることから、 $\text{CO}_2$  のミカエリス定数  $K_m^*$  は

$$\begin{aligned} K_m^* &= 0.21 - K_M \\ c_a &= 0.21 - c_b \end{aligned} \quad (5.8)$$

以上から、

$$f(c_a) = \frac{c_b}{c_b + K_M} = \frac{0.21 - c_a}{0.42 - c_a - K_m^*} \quad (5.9)$$

このモデルでは、 $c_a=0$  のときに  $f(c_a)=1$  とならないため、 $c_a=0$  の場合はそれに応じて  $\gamma_{s0}$  や  $\gamma_{p0}$  の値を変える必要がある。

本研究では、酸素のミカエリス定数を 0.19 とした (Buchner et al., 2008)。

#### (5) 塩ストレスの影響 $f_5(h_\phi)$

本研究では、塩ストレスは考慮しなかった。

#### (6) 時間の影響 $f_6(t)$

土壌と植物の呼吸の日変化は温度の関数  $f_2(T)$  に含むため、時間の関数  $f_6(t)$  は、土壌呼吸速度の季節変化を表す。すなわち、植物の生育ステージの違いから表

現する。本研究では、裸地を想定しているので、 $f_6(t)$ は考慮しない。

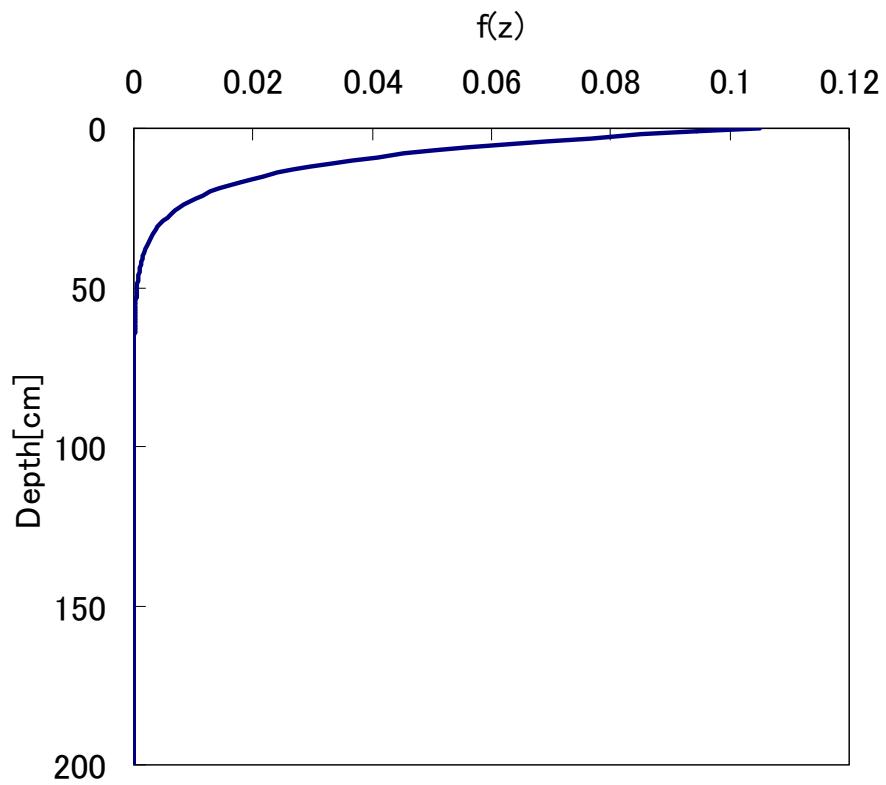


図 5.2 CO<sub>2</sub> 生成モデル中の深さの関数  $f_1(z)$

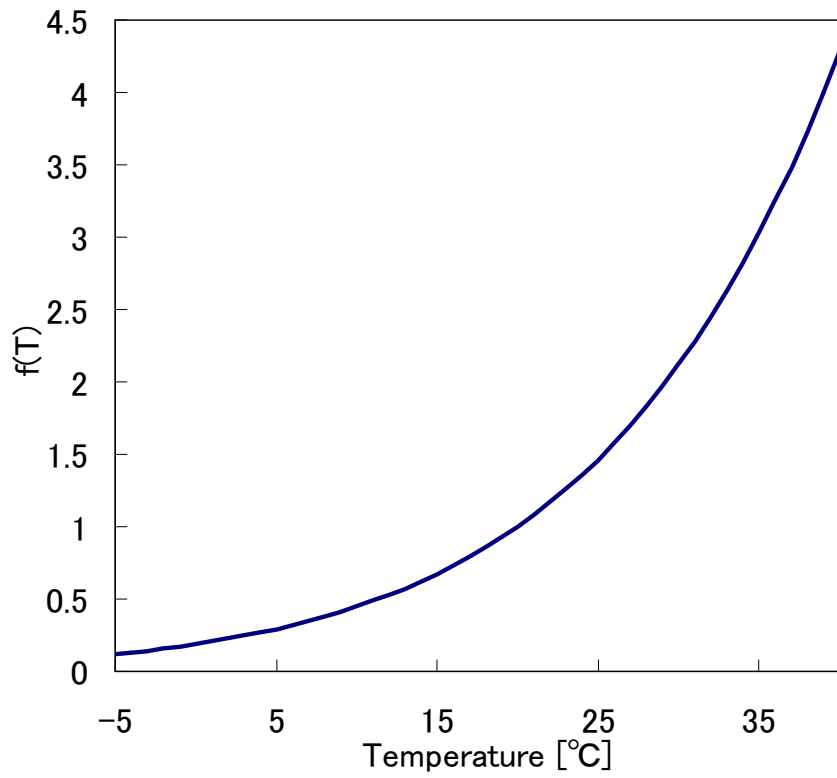


図 5.3 CO<sub>2</sub> 生成モデル中の温度の関数  $f_2(T)$

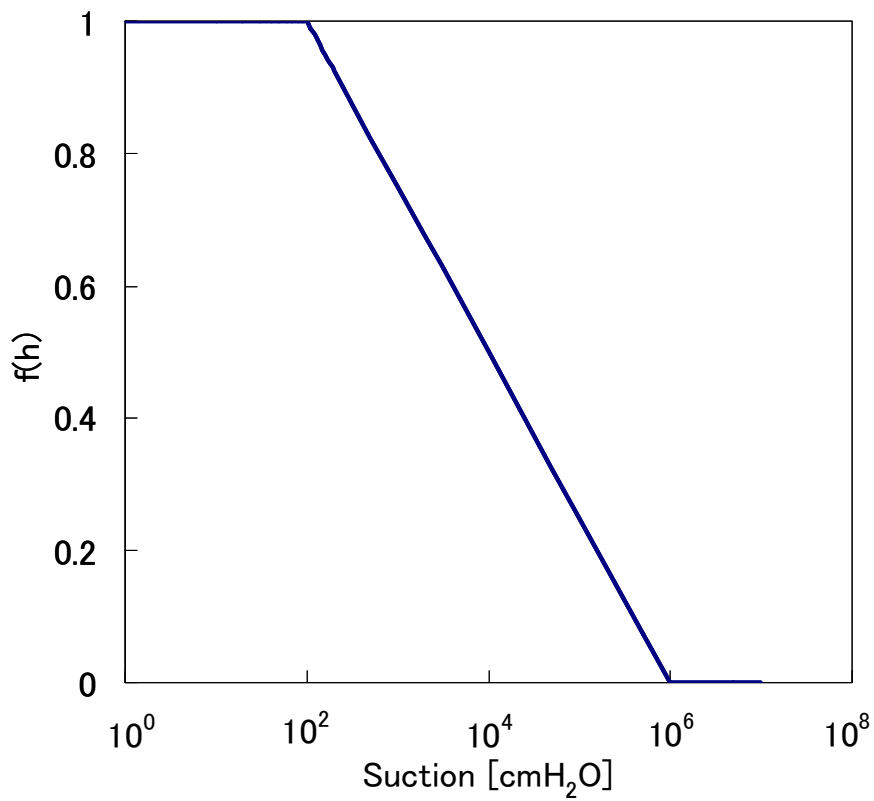


図 5.4 CO<sub>2</sub> 生成モデル中の土壌水分量の関数  $f_3(h)$



### 5.1.2 不飽和土壌中の CO<sub>2</sub> 移動モデル

土壌中の CO<sub>2</sub> 輸送は式 (5.10) で記述できる。

$$\frac{\partial c_T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (J_{da} + J_{dw} + J_{ca} + J_{cw}) S c_w + P \quad (5.10)$$

ここで、 $J_{da}$ [L T<sup>-1</sup>]、 $J_{ca}$ [L T<sup>-1</sup>]はそれぞれガス態 CO<sub>2</sub>の拡散、移流、 $J_{dw}$ 、 $J_{cw}$ はそれぞれ溶存態 CO<sub>2</sub>の分散、移流フラックスを表す。また、 $S$ は植物の吸水による溶存 CO<sub>2</sub>の移動、 $P$ は前述の CO<sub>2</sub>生成項である。また、

$$\begin{aligned} J_{da} &= \theta_a D_a \frac{\partial c_a}{\partial z} \\ J_{dw} &= \theta_w D_w \frac{\partial c_w}{\partial z} \\ J_{ca} &= q_a c_a \\ J_{cw} &= q_w c_w \end{aligned} \quad (5.11)$$

ここで、 $D_a$ は土壌気相中の有効拡散係数、 $D_w$ は、土壌液相中の有効拡散係数、 $q_a$ は土壌中のガスフラックス、 $q_w$ は土壌中の水分フラックス、 $\theta_a$ は気相率、 $\theta_w$ は液相率である。

HYDRUS は多相流を扱わず (5.1 節)、水と気体の連成移動は考えないので、ガス態のフラックス  $q_a$  は未知である。そこで、HYDRUS では次の仮定を用いて  $q_a$  を算出している。

水と比較して空気は粘性が非常に低いので、ガスの流れは、相対的に小さな分圧勾配により生じることになる。そのため、不飽和領域では、気相はほぼ大気圧である。したがってすべての状況において、密度変化 (空気の圧縮) を無視できる。そこで、土壌の下端境界では気体のフラックスがゼロとすると、土壌プロファイル中のガスの体積変化は、水の流入流出による全体積の変化にすぐに応じると仮定できる。すると、次の式を得る。

$$q_a(z) = q_w(0) - q_w(z) + \int_z^{L_r} Q(z) dz \quad (5.12)$$

ただし、 $q_a(z)$ は深さ  $z$  におけるガスフラックス、 $q_w(0)$ は上端から領域外に出て行く水フラックス、 $q_w(z)$ は、深さ  $z$  における水フラックス(土層に入ってくる分)、 $\int_z^{L_r} Q(z)dz$  は、植物根の吸水による水の減少量である。

蒸発や植物根の吸水により水分が失われて地表面から空気が侵入し、逆に降雨や灌漑により土壌中の空気は逃げていくことを考えるとこのモデルは、合理的に見える。ただし土壌が飽和のときは、実際に土壌空気は逃げることができず、浸潤前線の下で空気が圧縮される。本研究対象地では飽和になることはほとんどなく、 $q_a$  の推定に関する以上の仮定は妥当であると考えた。

全  $\text{CO}_2$  濃度  $c_T$  は

$$c_T = c_a \theta_a + c_w \theta_w$$

$$\frac{\partial(c_a \theta_a + c_w \theta_w)}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \theta_a D_a \frac{\partial c_a}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \theta_w D_w \frac{\partial c_w}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} q_a c_a - \frac{\partial}{\partial z} q_w c_w - S c_w + P \quad (5.13)$$

溶存態  $\text{CO}_2$  濃度  $c_w$  は、 $\text{CO}_2(\text{aq})$  と  $\text{H}_2\text{CO}_3$  の和であり、ガス態の  $\text{CO}_2$  の濃度  $c_a$  との間に、ヘンリーの法則が成立すると仮定する。

$$c_w = K_{\text{CO}_2} R T c_a \quad (5.14)$$

ここで、 $c_w$ 、 $c_a$  は、それぞれ溶存態、ガス態の  $\text{CO}_2$  濃度、 $K_{\text{CO}_2}$  はヘンリーの法則の定数、 $R$  は気体定数( $8.314 \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ )、 $T$  は絶対温度である。固相中の  $\text{CO}_2$  濃度は無視できる。

$\text{CO}_2$  輸送のシミュレーションに必要なパラメータは以下の3つである。

- (1) Air Diffusion : 空気中における  $\text{CO}_2$  拡散係数 (20°C) [ $\text{L}^2 \text{ T}^{-1}$ ]
- (2) Water Diffusion : 水中における  $\text{CO}_2$  拡散係数 (20°C) [ $\text{L}^2 \text{ T}^{-1}$ ]
- (3) Dispersivity :  $\text{CO}_2$  の縦方向の分散長 [L]

HYDRUS-1D では、Millington and Quirk (1961) のモデルを用いて、土中の溶存  $\text{CO}_2$  の分散係数  $D_w$ 、土中のガス態  $\text{CO}_2$  の拡散係数  $D_a$  を次式により算出する。

$$D_w = D_{ws} \tau_w + \lambda_w \left| \frac{q_w}{\theta_w} \right| = D_{ws} \frac{\theta_w^{7/3}}{p^2} + \lambda_w \left| \frac{q_w}{\theta_w} \right| \quad (5.15)$$

$$D_a = D_{as} \tau_a = D_{as} \frac{\theta_a^{7/3}}{p^2} \quad (5.16)$$

ここで、 $D_{ws}$ 、 $D_{as}$  はそれぞれ液相中の溶存  $\text{CO}_2$  の分散係数、気相中のガス態  $\text{CO}_2$  の拡散係数、 $\tau_a$ 、 $\tau_w$  はそれぞれ液相、気相中の屈曲度、 $p$  は間隙率 (=飽和体積含水率)、 $\lambda_w$  は溶存態  $\text{CO}_2$  の分散長である。モデルで用いられている、気相率と各土壌の相対拡散係数の関係及び、体積含水率と相対拡散係数の関係を図 5.5 に示す。同じ体積含水率の場合、黒ボク土(作土層)、黒ボク土(耕盤層)、立川ローム土の順に相対拡散係数は小さくなる。

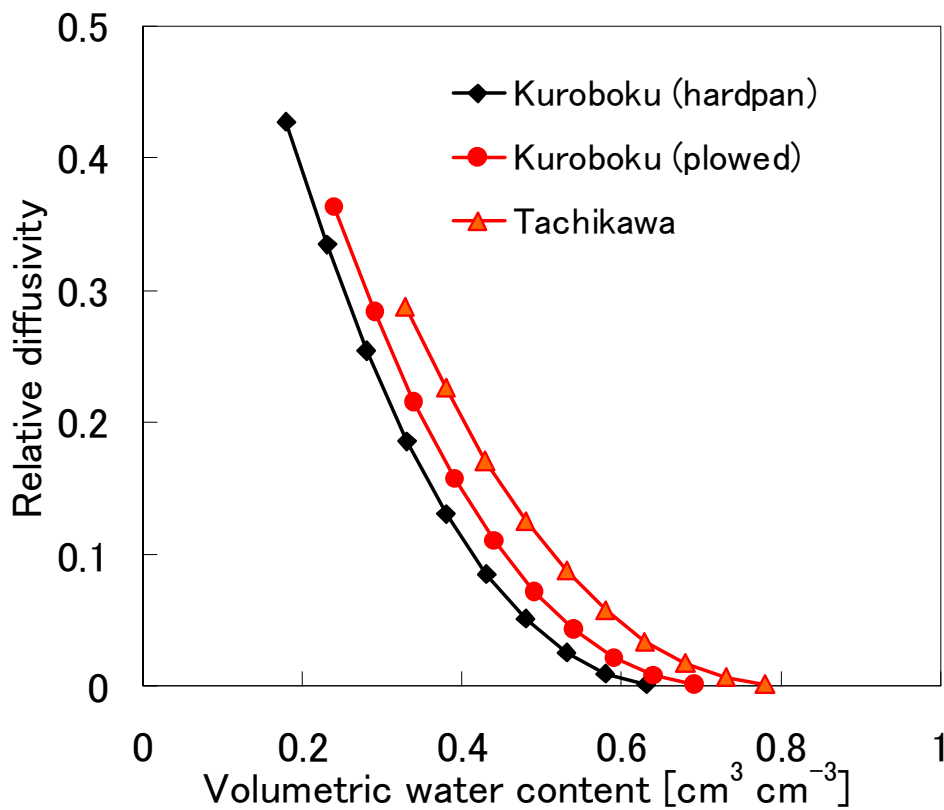
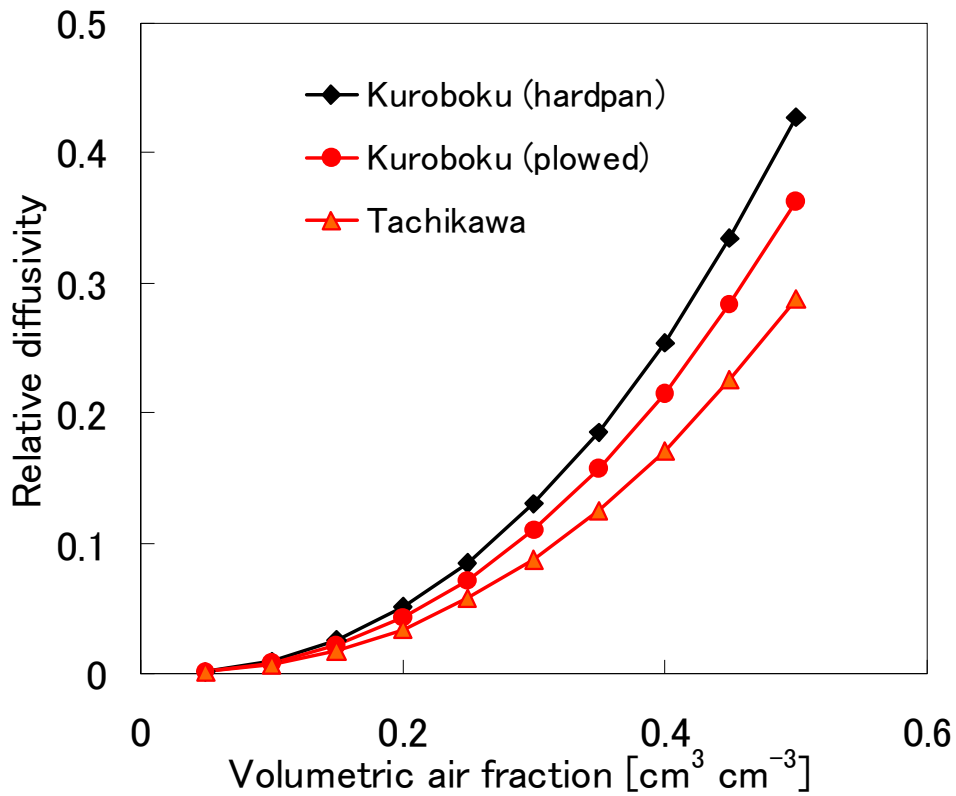


図 5.5 Millington and Quirk (1961) による (上)気相率と相対拡散係数の関係  
(下)体積含水率と相対拡散係数の関係

## 5.2 モデルの検証—CO<sub>2</sub>生成・移動シミュレーション

### 5.2.1 初期・境界条件

表 5.1 に、本研究で行った土壌中の CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションの初期・境界条件を示す。CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションも水分・熱移動シミュレーションと同様に一年間の計算を行うことで、本シミュレーションの初期条件を決定した。

本シミュレーションの初期条件決定のための計算では、初期条件として、水分・地温分布はそれぞれ全層-100cmH<sub>2</sub>O、20°Cとし、CO<sub>2</sub>濃度分布は、地表面は大気中 CO<sub>2</sub>濃度 (=0.033%)、深さ 50cm は 2010/12/31 の実測値とし、この間を線形補間した。50cm より深いところは、深さ 50cm の濃度と等しいと仮定した。

境界条件は、水については、上端は時間降雨量と日蒸発速度を与え、下端は圧力勾配ゼロとした。熱については、上端は地表面温度、下端は温度勾配ゼロ、CO<sub>2</sub>については、上端は大気中 CO<sub>2</sub>濃度 (=0.033%)、下端は濃度勾配ゼロとした。現在公開されている HYDRUS の CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションモデルは、第 4 章で述べた気象サブモデルとカップリングされていない。そのため、ここでは、日蒸発速度は、別途、気象サブモデルを用いて算出した値を入力した。また、熱移動シミュレーションの上端境界は温度境界条件とし、その温度を第 4 章の水分・熱移動シミュレーションで計算した地表面温度とした。田無農場の土壌水分・熱移動シミュレーションにおける HYDRUS モデルの検証 (第 4 章) は Kato et al. (2011)で示しており、その出力結果を土壌中 CO<sub>2</sub> 生成移動シミュレーションの境界条件に用いることは妥当であると判断した。

計算領域は、4 章の水分・熱移動シミュレーションと同様、全層 1000cm で 3 層の成層土壌とし、2010/1/1 から一年間の計算を行った。この計算の最終結果を本シミュレーションの初期値とし、予備シミュレーションと同じ境界条件を用いて 2010/1/1 から 2011/9/30 の計算を行った。

現在公開されている HYDRUS では、CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションにおいて Durner-Mualem モデルの水分パラメータを選択できないが、本研究では修正版 HYDRUS (Simunek, 未発表) を用い、第 4 章で決定した Durner-Mualem モデルのパラメータセットを用いた。熱移動特性関数も、第 4 章で決定した値を入力した。

表 5.1 土壌中 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションの初期境界条件

		本シミュレーションの初期条件決定 のための計算	本シミュレーション
初期条件	水	-100cmH <sub>2</sub> O	1回目の最終結果
	熱	20°C	
	CO <sub>2</sub>	地表面:大気中CO <sub>2</sub> 濃度 深さ50cm:2010/12/31の実測値 50cm以深:深さ50cmの濃度	
境界条件	水	上端:時間降雨量(実測値) 日蒸発速度(気象サブモデル・熱収支式) 下端:圧力勾配ゼロ	
	熱	上端:地表面温度(水・熱移動シミュレーション結果) 下端:温度勾配ゼロ	
	CO <sub>2</sub>	上端:大気中CO <sub>2</sub> 濃度 下端:濃度勾配ゼロ	
計算領域	1000cm(深さ100cmより下も立川ローム土と仮定)		
計算期間	2010/1/1~2010/12/31	2010/1/1~2011/9/30	

## 5.2.2 結果

### (1) 地温・土壌水分量

図 5.6 に 2010/8/28 から 2010/12/31 までの深さ 10、20、50cm の地温の観測値とシミュレーション値の比較を示す。期間全体を通し、モデルは実測の地温を良く再現した。ただし、以下の留意点が挙げられる。

一つ目に、一日の振幅が大きく算出された。これは、温度境界条件では、計算上、表面温度を保つために過剰な熱が加えられるためと考えられる。

また、シミュレーション値はしばしば急激な温度上昇を示した。例として、図 5.7 に 9/7 から 9/12 までの深さ 10cm の地温の観測値、シミュレーション値、気温の特別観測値、及び時間降雨量分布を示す。9/8 から 9/9 にかけて、気温と地温の観測値は下がり続けているが、地温のシミュレーション値は 9/8 の 14 時ごろに最大値を示した。HYDRUS では、境界温度を、平均気温と、最高気温と最低気温の差を用いて式 (4.15) により連続的に再現する。このモデルでは、13 時に最高気温が出るため、観測された地温、気温とは異なるピークを算出したと考えられる。さらに、9/8 は昼間に 40 [mm h<sup>-1</sup>] 程度の豪雨があった。シミュレーションでは、地温よりも高温の降雨が浸透したことになり、顕熱輸送によりさらに地温が高く予測されたと考えられる。

また、冬季は、土壌凍結の影響で過小評価された地表面温度を上端境界条件に用いたため、このシミュレーションでも冬季の地温が過小評価された。

8/28 から 9/7 まで、地温は観測値を過小評価した。土壌水分量の観測値とシミュレーション値の比較 (図 5.8) を見ると、8/28 から 9/7 までは、無降雨が続き、モデルは土壌水分量を過小評価していた。このように水分量が過小評価されたことで土壌の熱伝導率が実際よりも低く見積もられ、地温も過小評価されたと考えられる。

8/28 から 9/7 までの期間を除くと、土壌水分量についてモデルは降雨、蒸発に伴う水分量の増減を良く再現した。

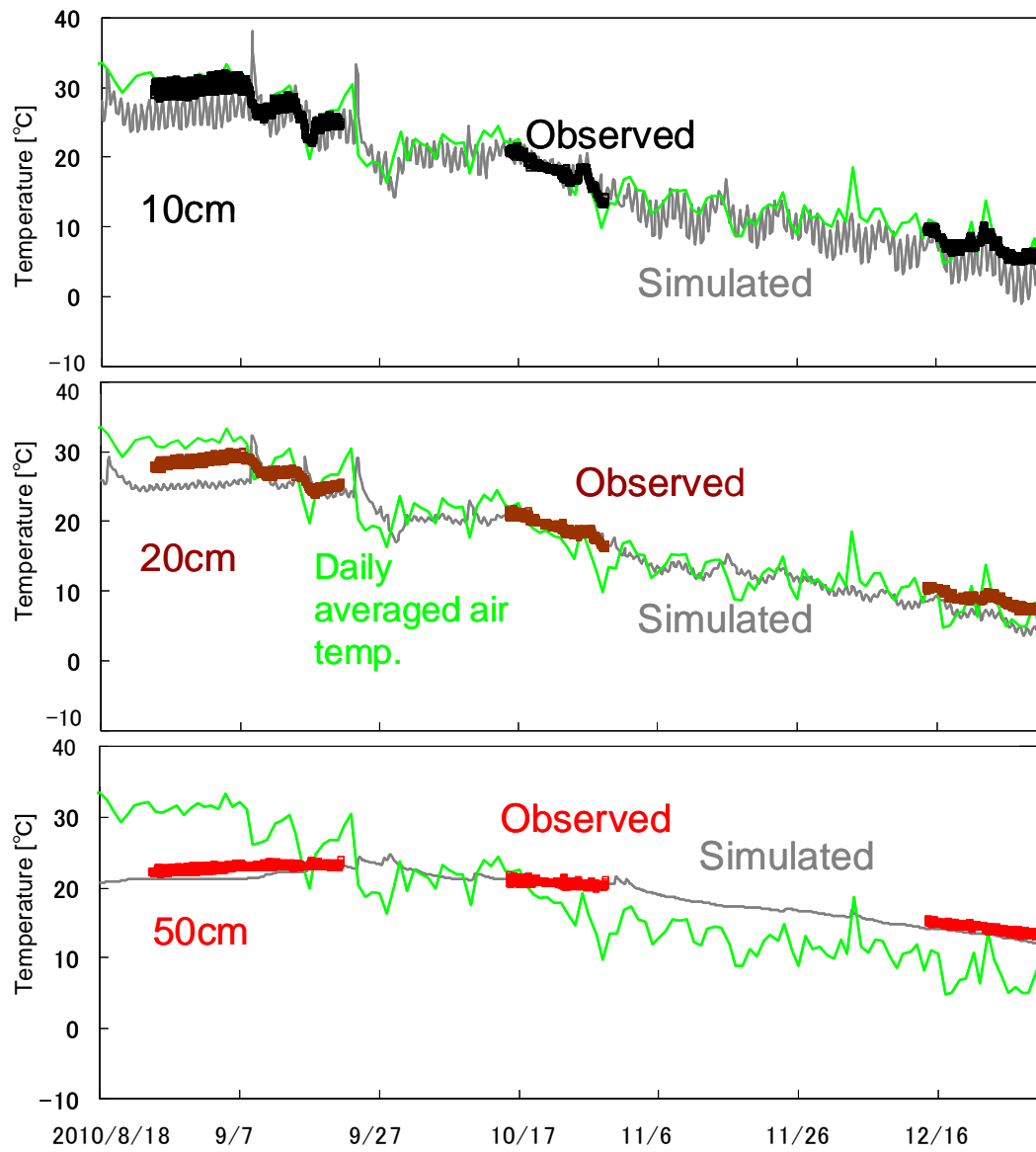


図 5.6 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションにおける地温変化の観測値とシミュレーション値の比較



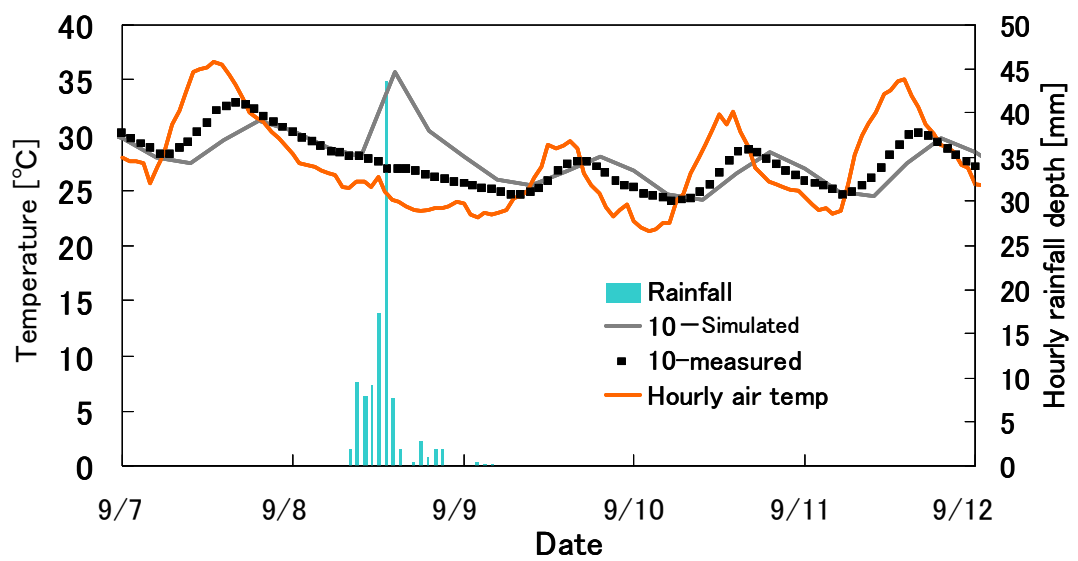


図 5.7 深さ 10cm の地温の観測値とシミュレーション値の比較の拡大図 (2010/9/7~9/12)

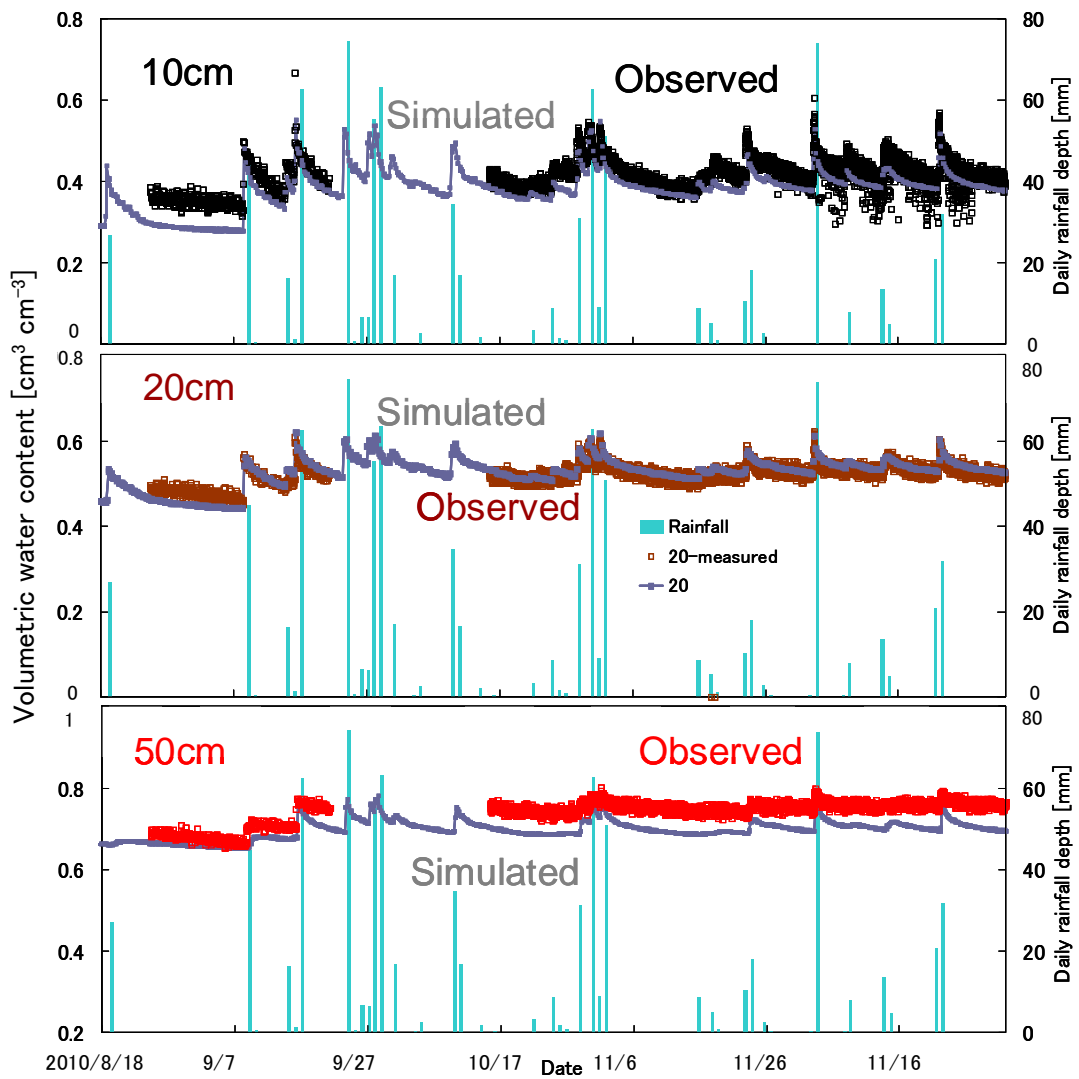


図 5.8 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションにおける土壌水分量変化の観測値とシミュレーション値の比較

## (2) 土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度

図 5.9 に 2010/8/13 から 2011/8/23 までの、深さ 10、20、50cm の土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度変化について、観測値とシミュレーション値を示す。観測値については、C-BT-GMS を用いて連続モニタリングした結果と、ガス採取管でサンプリングした土壌空気の定量結果を併せて載せた。二つの手法で測定した土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度はほぼ一致しており、C-BT-GMS を用いて十分な精度で連続的に測定できたといえる。

図には、日平均気温と日降雨量も載せた。どの深さにおいても、土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の年変動は、気温の年変動と同じ動きを示した。すなわち、8月に CO<sub>2</sub> 濃度の最大値を示し、12月から2月は小さい値となった。特に深さ 10cm では、冬季は土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度がゼロ%に近かった。また、降雨がある場合、降雨時に土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度が大幅に増加した。図 5.10 に降雨時の深さ 10cm における土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度上昇の例を拡大して示す。降雨時に土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度が増加するのは、土壌水分量増加に伴い微生物呼吸速度が増加するためと考えられる。このような年変動、日変動は、森林土壌において西村ら(2009)や Hirano et al. (2003)でも報告されている。

田無農場の対象圃場では、深さ約 15cm 以深は高密度の耕盤層が存在し、実測した土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度は、深さ 10cm と深さ 20cm を比較すると、耕盤層に該当する後者の濃度が高く、耕盤層で濃度が上昇した。これは、藤川ら (2000)、藤川 (2003)が宮崎県都城市の耕盤を有する田畑輪換圃場で測定した CO<sub>2</sub> 鉛直分布(図 2.9)と定性的に一致した。ただし、藤川ら (2000) は、多いときでは耕盤層の CO<sub>2</sub> 濃度が 15%程度であったのに対し、本研究では深さ 20cm でも土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度は最高でも 1.5%程度であった。これは、藤川ら (2000) の対象地は、耕盤層が沖積土壌の粘土層であったのに対し、田無農場は火山灰土壌で、耕盤層であっても間隙率が 0.68 と高かったためと考えられる。また、田無農場では、耕盤層の下で、立川ローム土層の深さ 50cm の土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度は、一年を通して深さ 20cm と同程度またはそれ以上であった点も、藤川ら (2000)とは異なっていた。これには、両対象地の土性や乾燥密度、呼吸基質 (DOC)分布、微生物数分布などの相違が影響すると考えられる。

シミュレーション値と観測値を比較すると、いずれの深さにおいてもモデルは

土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の日・年変動をよく再現した。ただし、深さ 50cm においては、4 月～8 月にモデルは CO<sub>2</sub> 濃度を過大に予測した。これはこの高温多湿の時期に、繁茂した雑草を完全に駆除できず、実際には根の呼吸があったためと考えられる。深さ 10、20cm においても雑草の根の呼吸はあったと考えられるが、上層は CO<sub>2</sub> が大気へと拡散移動しやすく、土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の増加割合は小さかったと考えられる。

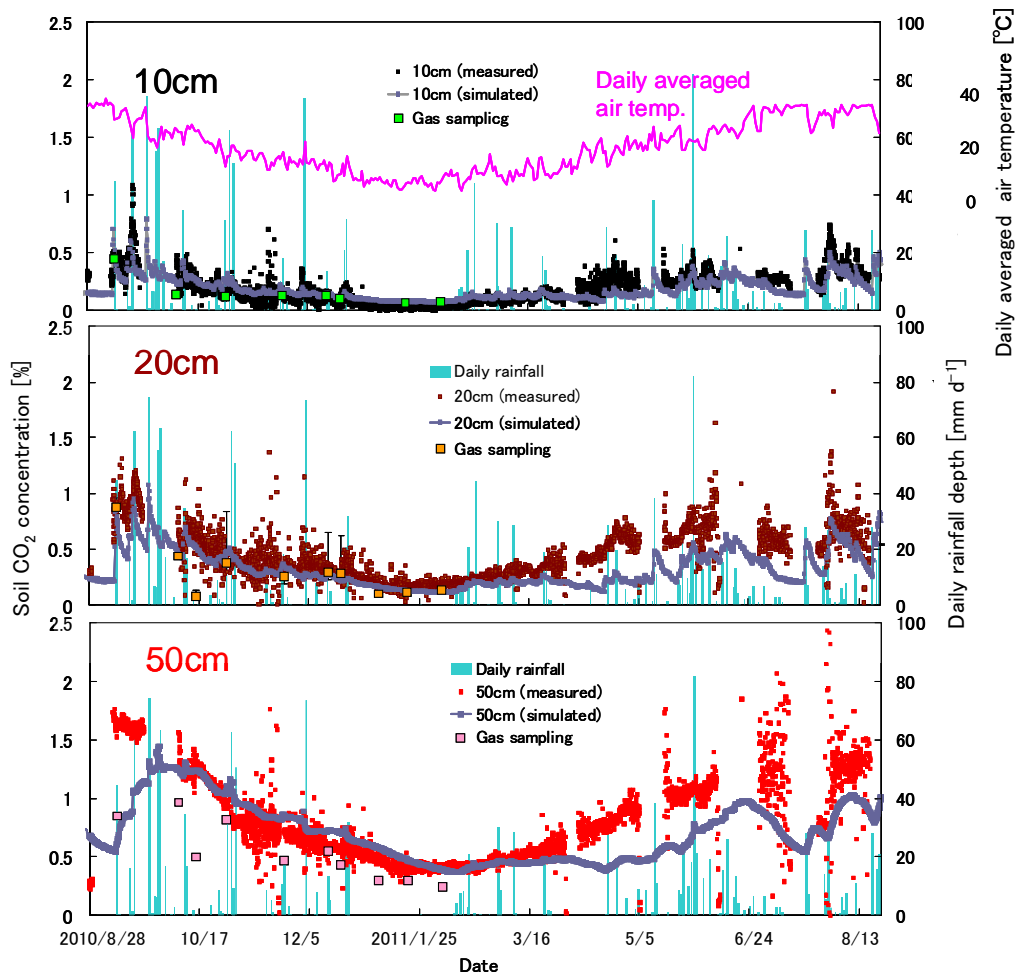


図 5.9 深さ10,20,50cmの土壤中CO<sub>2</sub>濃度の実測値とシミュレーション値の比較

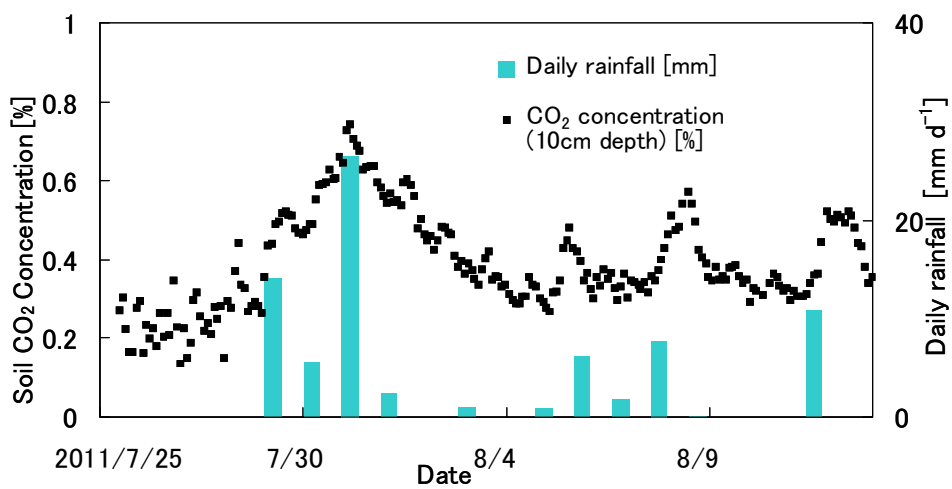


図 5.10 降雨時の土壤中CO<sub>2</sub>濃度上昇の例 (深さ10cm)

### 5.3 水分移動特性関数と土層数が CO<sub>2</sub> 生成・移動計算結果に及ぼす影響

前章 4.5 節では、蒸発実験に攪乱試料を供試した場合の水分移動特性関数も算出し、一部のパラメータを修正することで、水分・熱移動を再現できることを示した。この「2 層・攪乱・ $w$  修正あり」条件 (第 4 章 4.5 節) のパラメータセットを土壤中 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションに用いた場合、土壤水分量や地温は概して再現できていたため、CO<sub>2</sub> 生成量及び、CO<sub>2</sub> 移動現象の中で水フラックスとともに運ばれる移流項も適切に再現できると考えられる。

気相における CO<sub>2</sub> ガスの拡散現象については、拡散係数の推定に間隙率と気相率 (= 間隙率 - 体積含水率) が用いられる。本章 5.2 節で用いた「3 層・不攪乱」条件では、表層から 35cm の深さに分布する黒ボク土について、作土層と耕盤層に分け、それぞれの層について飽和体積含水率  $\theta_s$  を、実測した圃場における間隙率と等しいと仮定した。他方、「2 層・攪乱・ $w$  修正あり」条件で算出したパラメータセットは、黒ボク土は表層から深さ 35cm まで均一とし、その層の  $\theta_s$  は実測した間隙率よりも小さい値であった。なお黒ボク土層の下に分布する立川ローム土については、両条件ともに  $\theta_s$  を実測した間隙率と等しいと仮定した。

したがって、二つのパラメータセットで土壤中 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションを行った場合に生じる差は、拡散現象の再現精度に起因することが考えられる。そこで、 $\theta_s$  が間隙率よりも小さい「2 層・攪乱・ $w$  修正あり」条件のパラメータセットを用いて、土壤中の CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションを行い、「3 層・不攪乱」条件のシミュレーション結果と比較した。

図 5.11 に深さ 10、20、50cm の土壤中 CO<sub>2</sub> 濃度の観測値と「2 層・攪乱・ $w$  修正あり」条件のシミュレーション値の比較を示す。「2 層・攪乱」条件のシミュレーション結果は、どの深さにおいても、特に降雨時に、1%程度過大評価した。

また、図 5.12 に、2010/9/23 14:00 ごろの土壤中 CO<sub>2</sub> 鉛直分布について、「3 層・不攪乱」と「2 層・攪乱・ $w$  修正あり」のシミュレーション結果の比較を示す。

「3 層・不攪乱」条件では深さ 15~20cm 程度を境に上層では濃度が低く、下層で急に高くなるという、フィールドの現象を良く再現した。他方、「2 層・攪乱・ $w$  修正あり」では、深さ 10cm 程度で CO<sub>2</sub> 濃度が 1%を越える計算結果となった。

「2 層・攪乱」条件の計算では、上層における CO<sub>2</sub> の拡散移動現象を過小評価しており、これは、上層の  $\theta_s$  を間隙率よりも小さく見積もったためと考えられる。

また、表 5.2 には、「2 層・攪乱・修正あり」と「3 層・不攪乱」条件のそれぞれのパラメータセットを用いて土壌中 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションを行った場合の、RMSE の比較を示す。どの深さにおいても、 $\theta_s$ =間隙率とした「3 層・不攪乱」条件の RMSE は、「2 層・攪乱・修正あり」条件と比較して小さかった。

以上から、農地土壌における土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度鉛直分布の予測においては、耕盤層を考慮した成層条件の設定と、気相率算出の基準となる  $\theta_s$  の正確な推定が重要であるといえる、

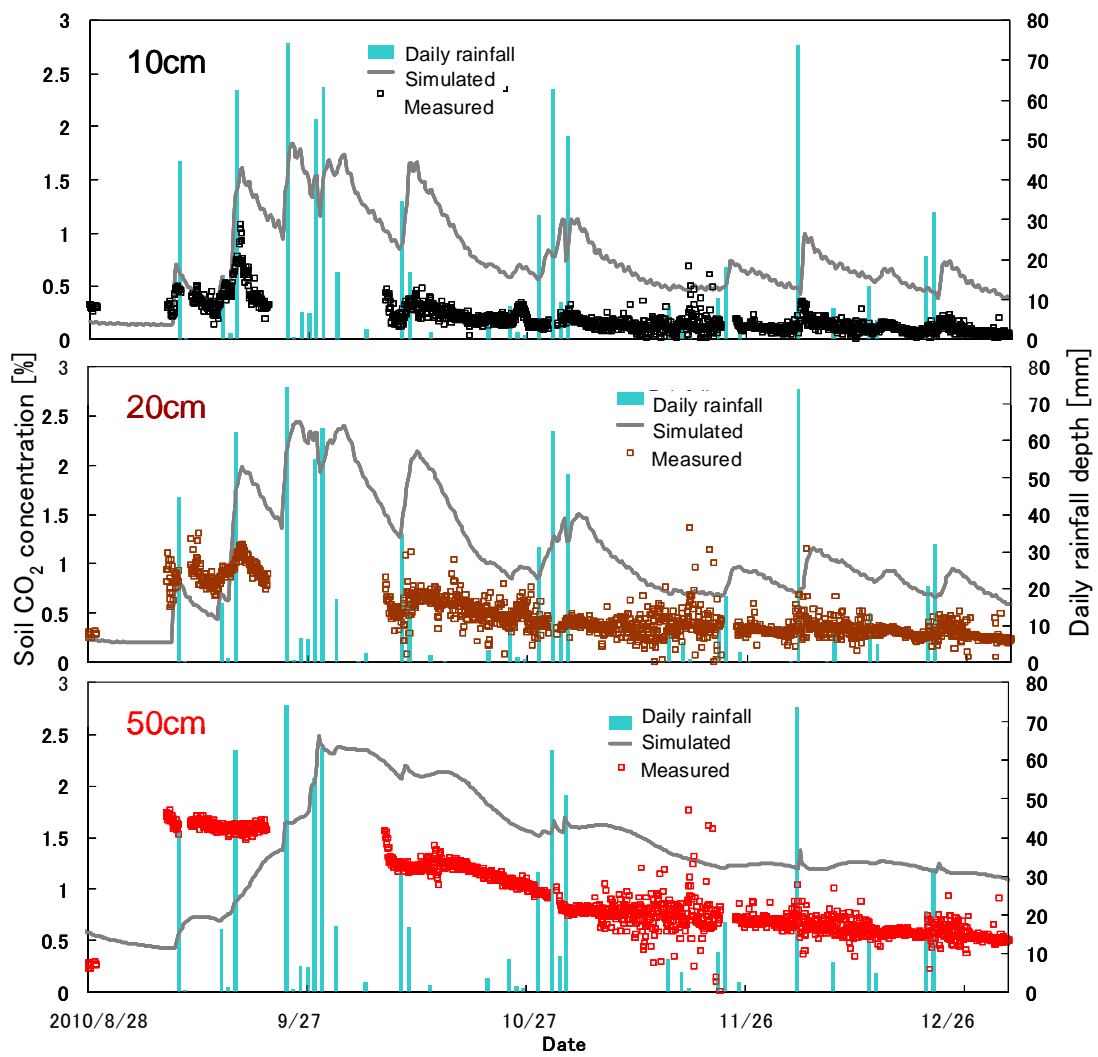


図 5.11 深さ 10,20,50cm の土壤中 CO<sub>2</sub> 濃度の実測値とシミュレーション値の比較 (「2 層・攪乱・w 修正あり」;4.5 節参照)



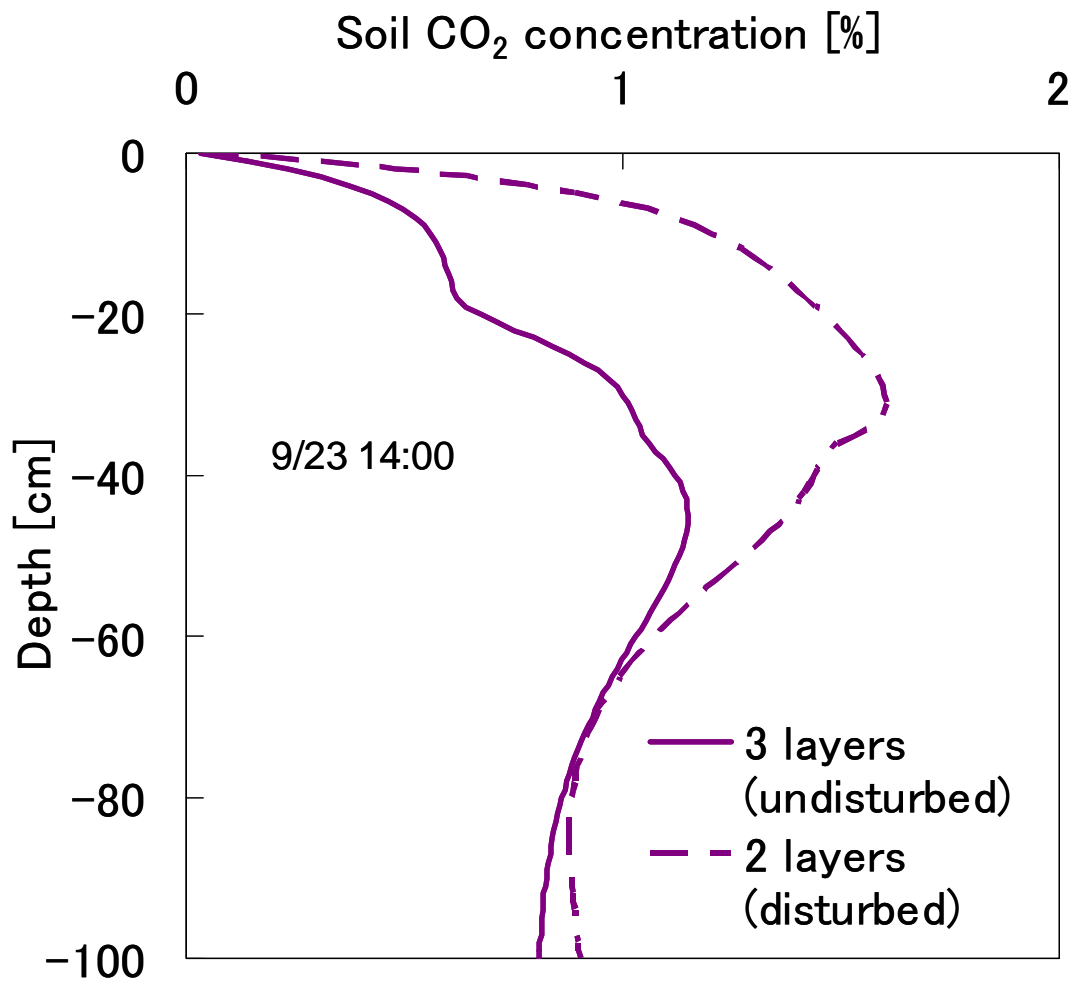


図 5.12 2010/9/23 14 時ごろの、「3 層・不攪乱」条件と「2 層・攪乱・w 修正あり」条件でシミュレーションした土壌中 CO<sub>2</sub> 鉛直分布の比較

表 5.2 パラメータセットごとの、土壌中 CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションにおける RMSE (土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度[%])

シミュレーション領域の層数・ 黒ボク土供試試料の種類	Depth [cm]		
	10cm	20cm	50cm
2層・攪乱・修正あり	0.51	0.58	0.75
3層・不攪乱	0.07	0.11	0.38

## 第6章 将来の気候シナリオの作成

### 6.1 気候シナリオ作成の概要および用いた GCM 予測値について

第 3～5 章において、容易に入手可能な気象データと、要素試験で決定した研究対象地土壌の水分・熱移動特性関数を併せて入力値とすることで、HYDRUS モデルに基づいて農地土壌におけるベイドスゾーンの水分・熱・CO<sub>2</sub> 動態シミュレーションが可能であることを実証した。したがって、GCM 予測値に基づいて科学的根拠を持ち、かつ、入力値の、空間や時間スケールなどに関する要求に対して適切な将来の気候シナリオを作成することで、将来のベイドスゾーンの水分・熱・CO<sub>2</sub> 動態予測が可能であるといえる。本研究では、後述する方法で、リファレンスとなる観測値 (本研究ではアメダスの平年値) 及び GCM 予測値に空間・時間ダウンスケーリングを施し、「現在」と「将来」の気候シナリオを作成した。

GCM 予測値を局地スケールの影響評価に用いる際には、予測に伴う「不確実性(木本, 2008、鬼頭, 2008)」を考慮して一定期間の平均値を用いることが一般的である。気候予測に伴う「不確実性」とは、自然変動によるノイズや、モデルに与える外部パラメータ、排出シナリオの不確実性などに起因する。平均化された各気象要素の予測値は、一年のどの時期にどのような変化があるかを表す期待値であるといえる。これを踏まえ、本研究では 30 年平均値を採用した。他方、異常気象や各気象要素の年々変動は、「現在」の期間の標準偏差と、「将来」の期間の標準偏差を比較することで、変動の大きさの変化傾向を把握することができる。しかし、各気象要素の予測値を 30 年平均する際の計算過程で現象が平均化されるため、現象そのものの影響評価は難しい。気象要素の中で、降雨量は特に年々変動が大きい(気象庁,2005)ことや、2000 年以降、短時間降雨量 (時間降雨量、10 分間降雨量など) の大きな降雨イベントが増加傾向にある(気象庁,2011) ことが指摘されている。

そこで本研究ではまず、「GCM 予測値の 30 年平均値を用いて空間・時間ダウンスケーリングを施した気候シナリオ」に基づき、将来のベイドスゾーンの水分・熱・CO<sub>2</sub> 移動シミュレーションを行った。そして、降雨に関して平均化された現象を補うために「2009 年の観測値を基準とし、GCM 予測値の傾向に基づい

て降雨量と降雨イベント中の時間降雨強度を変化させるシナリオ」も作成した。

本研究では、GCM 予測値として MIROC (Model for Interdisciplinary Research On Climate) ver.3.2 の出力結果を用いた。このモデルは、東京大学気候システム研究センター (CCSR) と、国立環境研究所 (NIES)、海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター (FRCGC) が共同開発を進めており、本研究で用いたバージョンは、IPCC 排出シナリオ IPCC-SRES A1B (高成長社会シナリオで各エネルギー源のバランスを重視) に基づく。

入手したデータセットは、空間範囲は日本付近の東経 111.375°~166.5°、北緯 21.8690°~54.3921°、格子数は東西に 50、南北に 30 である。格子間隔は、東西は 1.125° (150km 弱) の等間隔、南北は GCM で球面を再現するための特別な間隔になっている (等間隔ではない)。

データの期間は、1900 年 1 月 1 日から 2100 年 12 月 31 日までで、表 6.1 に示す 7 種類の気象要素を用いた。

これらの GCM 予測値を圃場スケールの現象に適用するため、空間・時間ダウンスケーリングを行った。

表 6.1 本研究で使用した MIROC 予測値の要素

---

***Items of MIROC Projections used in this study***

---

Daily min. air temperature[°C]

Daily max. air temperature[°C]

Daily rainfall depth [mm]

Max. hourly rainfall intensity of a day [mm h<sup>-1</sup>]

Relative humidity [ - ]

Average wind speed [km d<sup>-1</sup>]

Daily shortwave radiation [MJ d<sup>-1</sup>]

---

## 6.2 空間ダウンスケーリング

### 6.2.1 空間ダウンスケーリングの概要

対象地である西東京市田無 (N35°44'E139°32') に最も近い MIROC の格子代表座標は N35.3269°E139.5°である (図 6.1)。この点における MIROC 予測値は、約 150km 四方メッシュの格子一つの、面全体の代表値であるが、標高や地形の影響のため、その範囲に含まれるすべての地点がこの MIROC 予測値と同じ値になるわけではない。例として、図 6.2 に、一年間の日最高気温について、対象地に最も近いアメダス (府中) の平年値(1970-2000)と、同じ期間の MIROC 予測値の 30 年平均値の比較を示す。一年を通してアメダスデータは MIROC 予測値を上回っており、この差 (モデル誤差) は、将来予測値においても発生すると考えられる。そこで、GCM 予測値に空間ダウンスケーリングを施すことで、モデル誤差を補正する。

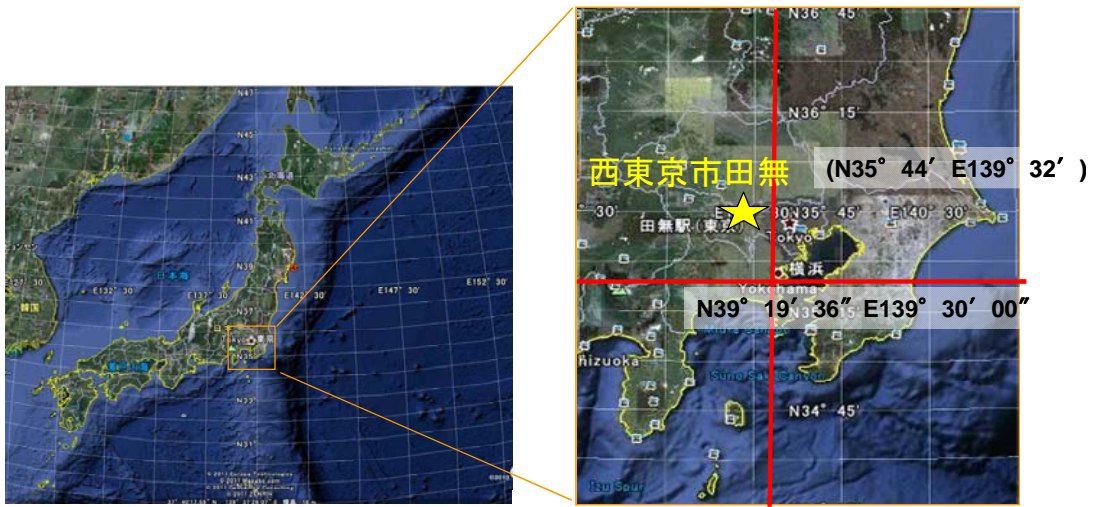


図 6.1 本研究対象地(西東京市田無)に最も近い MIROC 予測値の代表格子座標

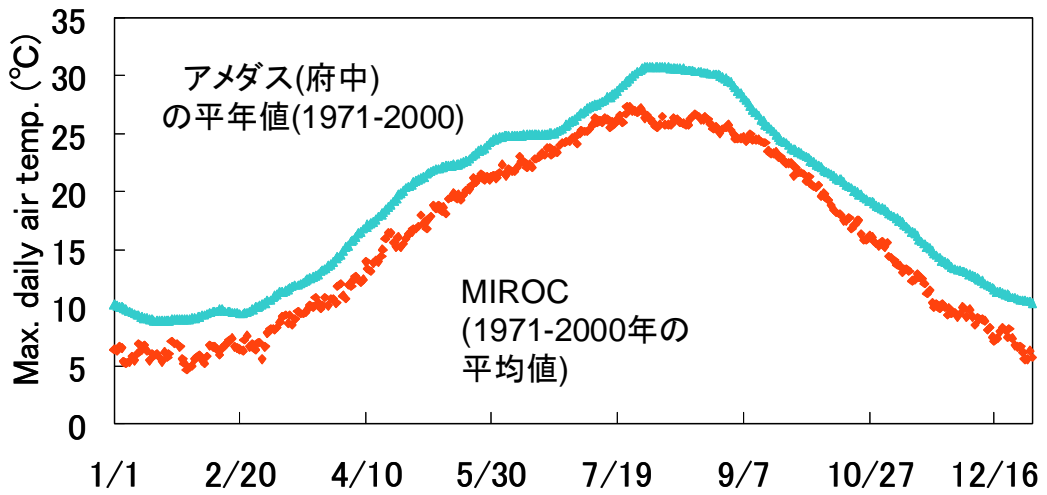


図 6.2 アメダス (府中) の平年値 (1971) と MIROC 予測値平均値 (1971-2000) の最高気温の比較

## 6.2.2 手順

### (1) データの抽出

MIROC 予測値のデータは、ダウンロードした状態では binary ファイルであり、出力値はビッグエンディアンで書かれていることに注意して、Fortran でプログラムを作成しデータを読み出した。

MIROC 予測値は、1日につき 1500 地点分のデータが 5 列 300 行で並ぶ。1500 地点の座標の順番は、まず緯度を固定してその緯度に対して経度を 50 通りに変化させる並びである。すなわち、(北緯緯度, 東経経度)と表記すれば、

1 番目のデータ : (21.8690° , 111.375° )

2 番目のデータ : (21.8690° , 112.5° )

...

50 番目のデータ : (21.8690° , 166.5° )

51 番目のデータ : (22.9950° , 111.375° )

...

1500 番目のデータ : (54.3921° , 166.5° )となる。そして 1501 番目から、次の日のデータが始まる。

本研究対象地に最も近い格子代表座標は(35.3269° , 139.5° )である。これは、1500 地点中 626 番目であり、5 列 300 行のうち、1 列目の 126 行目にあたり、データ全体では、626 個目から 1500 個ごとに現れる。このような並びの規則性を用い、全データの中から対象とする座標のデータを抽出した。データの抽出には、Perl 言語を用いた。

### (2) 累積分布関数法

本研究では、空間ダウンスケーリングは、累積分布関数法(Cumulative Distribution Function (CDF) 法) (飯泉ら,2010) を用いた。CDF 法では観測値の CDF と、補正したモデル現在値の CDF が一致する。また、モデル現在値の累積分布関数に応じたモデル誤差量が、将来も同じであるとの仮定をおく。

ここで、「現在」を 1971~2000 年の平均値、「将来」を 2071~2100 年の平均値とし、「現在」・「将来」の MIROC 予測値をそれぞれ、「モデル現在値」・「モデル将来値」と呼ぶ。また、研究対象地の「現在」の気象データである「観測値」として、府中または大手町のアメダスの日別平年値 (1971~2000 年の平年値)

を用いた。研究対象地の将来予測値、すなわちダウンスケーリングを施した将来予測値は、「モデル将来補正值」と定義する (表 6.2)。アメダスの観測値は、基本的に日別平年値を用いたが、相対湿度と風速は日別データがないため、月別の平年値を用いた。

図 6.3 に手順を示す。まず、モデル現在値と観測値を昇順に並び替え、それぞれの CDF を構築する。つぎに観測値から同じ順位のモデル現在値を差し引き、差分(=モデル誤差)を得る (図 6.3(a))。さらに、モデル将来値を昇順に並び替え、同様に CDF を構築する。そして、モデル誤差を加え、モデル将来補正值を得る (図 6.3(b))。最後にモデル将来補正值を日付順に並び替える (図 6.3(c))。

また、表 6.1 に示した気象要素のなかで、「日最大降雨強度」は観測値がないため、現在と将来の日別平均値を求めるにとどめた。それ以外の、表 6.1 に示したすべての気象要素に対して、同様の手順で空間分解能についてダウンスケーリングを行った。

表 6.2 本研究の GCM ダウンスケーリングにおける「現在」・「将来」の定義

	現在(1971~2000の平均)	将来(2071~2100の平均)
<b>MIROC予測値</b>	モデル現在値	モデル将来値
<b>対象地の値</b>	観測値(アメダス府中・大手町)	モデル将来補正值

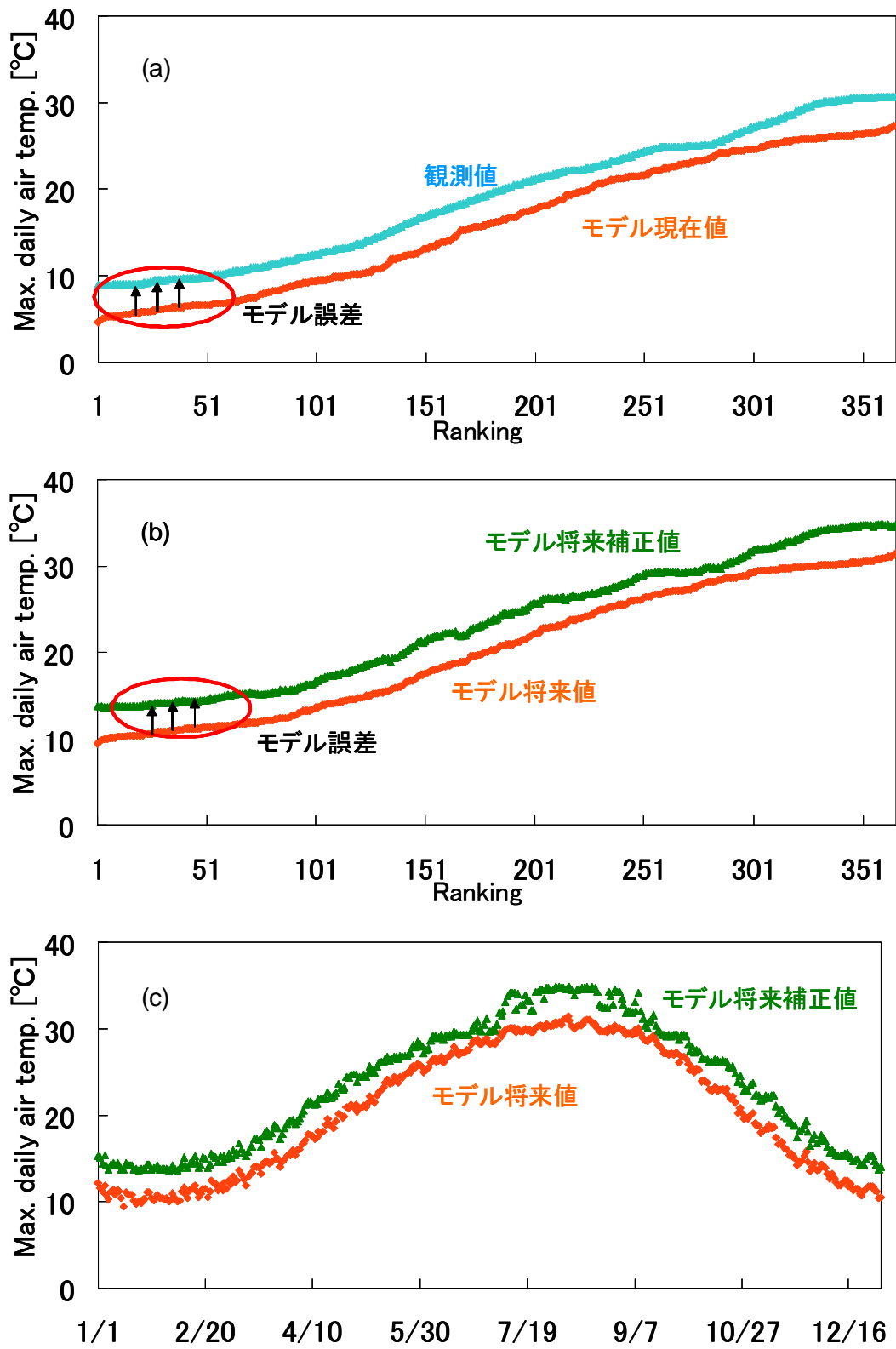


図 6.3 空間ダウンスケーリング手順



### 6.2.3 空間ダウンスケーリング結果

図 6.4 に、日平均気温と月降雨量に関して、空間ダウンスケーリングを施して得られた、西東京市近辺の現在観測値 (アメダス平年値) とモデル将来補正值の比較を示す。ただし、アメダスの日別平年値は九日間の移動平均を 3 回繰り返すことでデータを平滑化しているのに対し、モデル将来補正值は 30 年分の総和を年数 (30) で除した値である。また、ここで示す月降雨量は、日データである観測値、モデル将来補正值それぞれについて、一ヶ月分の和をとったものである。図 6.5 には、6 月、9 月下旬 10 日間の、日降雨量の観測値、モデル将来補正值の比較を示す。

将来は、日平均気温は年間を通して 3~5°C の上昇、月降雨量は現在と比べて 4 月は 1.7 倍、5 月は 2.0 倍、6 月は 1.6 倍と大きく増加し、9 月には現在と比べて 0.8 倍程度に減少する予測結果となった。

また、図 6.6(a)~(c) に、日短波放射量、相対湿度、風速の観測値とモデル将来補正值の比較を示した。日短波放射量は 6 月に増加する傾向が見られた。相対湿度、風速は、現在と将来で大きな変化は見られないと予測された。

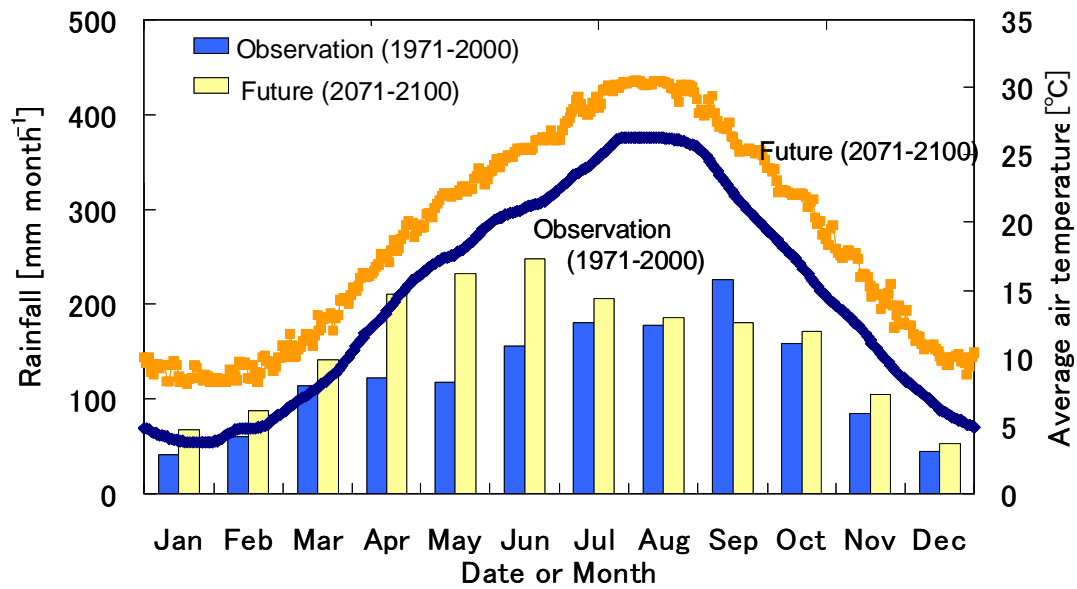


図 6.4 日平均気温と月降雨量の、観測値とモデル将来補正值の比較

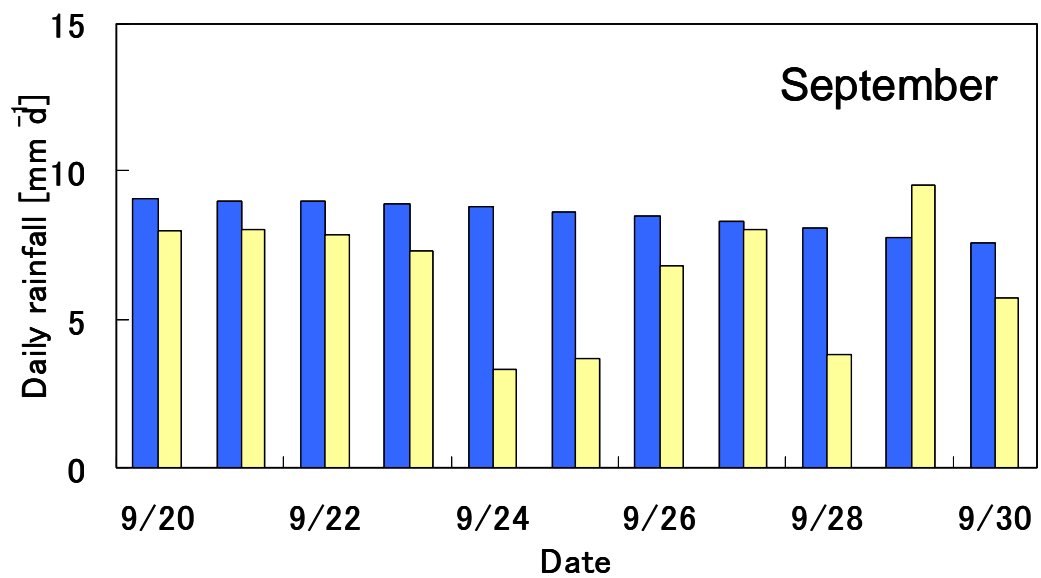
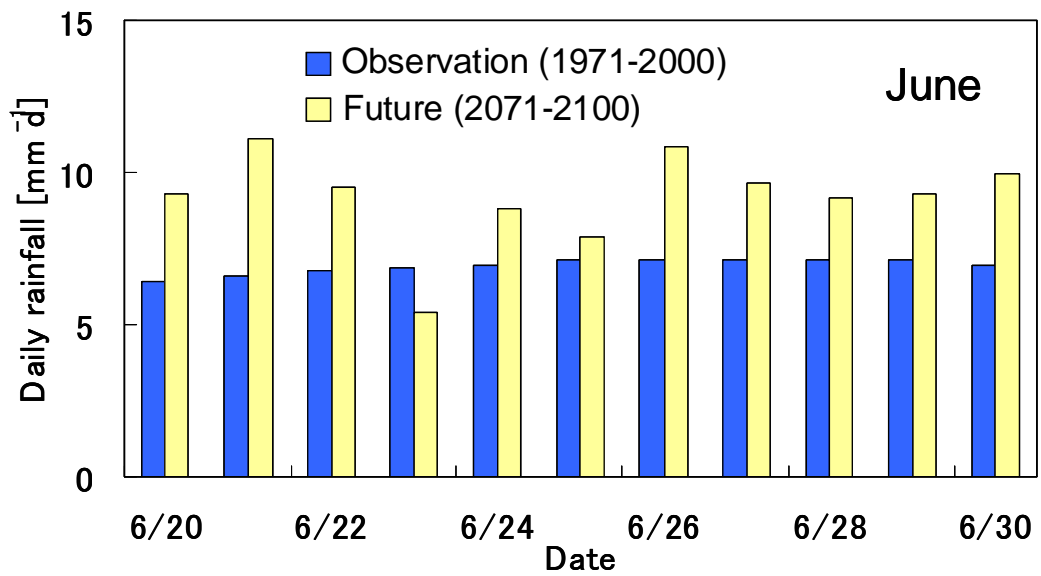


図 6.5 (上)6月、(下)9月下旬の10日間における日降雨量の観測値とモデル将来補正值の比較

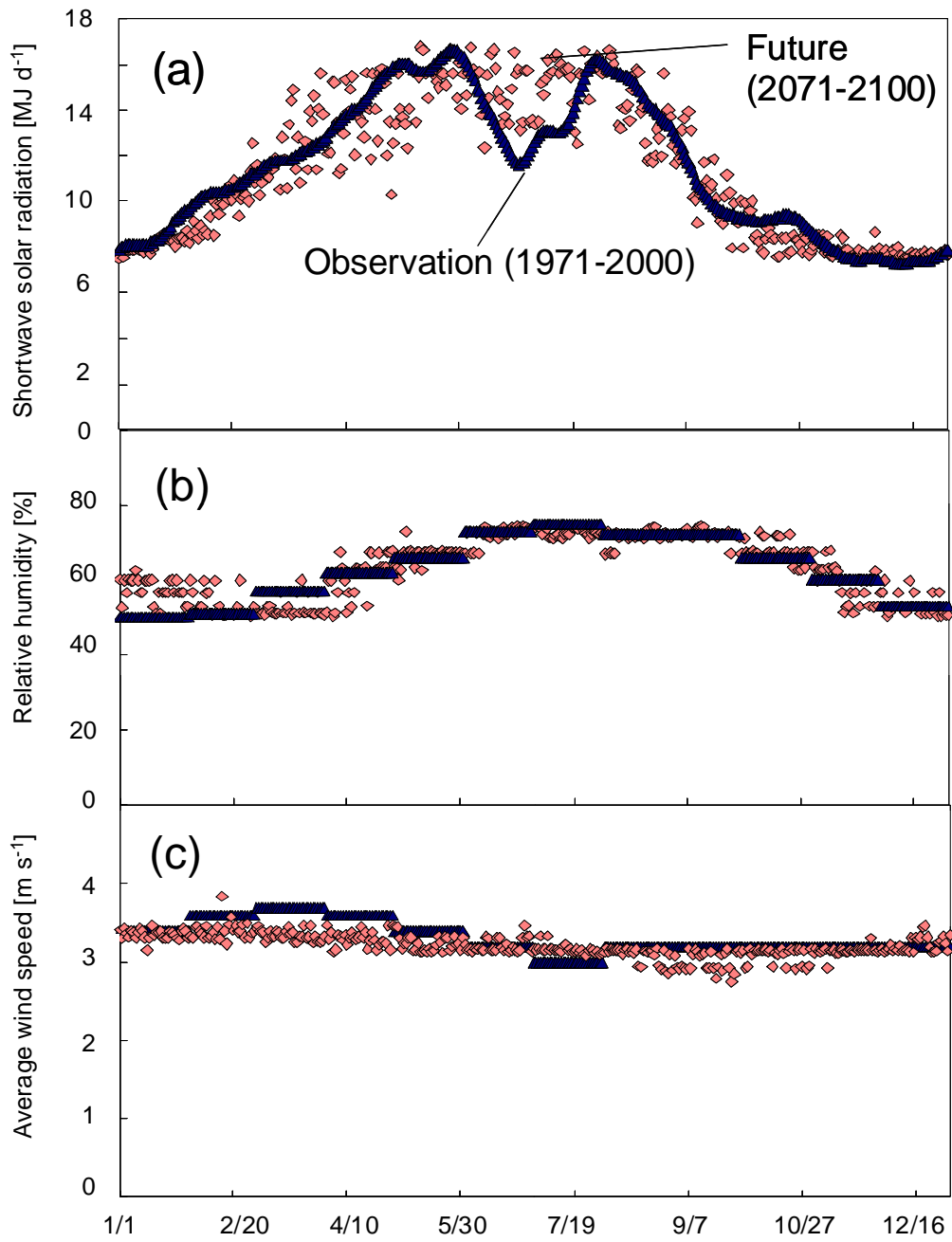


図 6.6 (a)短波放射量、(b)相対湿度、(c)風速の観測値とモデル将来補正值比較

### 6.3 時間ダウンスケーリング

#### 6.3.1 時間ダウンスケーリングの概要

農地土壌における水・熱移動計算に必要な時間解像度を検討するため、図 6.7、6.8 に、深さ 5cm の地温と土壌水分量について、2009 年 6 月の 10 日間の変化を示した。また、図 6.8 には、時間降雨量も併せて示した。

畑地土壌の作土では、気温の日変動に応じた地温の日変動が見られる。ここで、土壌中の熱移動現象を単純化して熱伝導のみを考慮して、気温の日変動の、地温への影響を検討する。ただし実際には、蒸発潜熱や顕熱の輸送があるため、圃場における地温変化は熱伝導のみで再現することは不十分である。

土壌中の熱移動が熱伝導のみの場合、支配方程式は式(6.1)となり、そのときの境界条件を式(6.2)で与えたとき、式(6.1)の解は式(6.3)で与えられることが知られている (Jury and Horton, 2004)。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{C_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (6.1)$$

$$T(0,t) = T_A + A \sin(\omega t + \phi), \quad \lim_{z \rightarrow -\infty} T(z,t) = T_A \quad (6.2)$$

$$T(z,t) = T_A + A \exp\left(\frac{z}{d}\right) \sin\left(\omega t + \phi + \frac{z}{d}\right) \quad (-\infty < z < 0) \quad (6.3)$$

ここで、 $T_A$  は平均温度、 $A$  は地表面温度の振幅(最高温度－最低温度)、 $\phi$  は位相定数、 $\omega = 2\pi/\tau$  は角振動数、 $\tau$  は温度波の周期である。

$d$  は制動深さ(damping depth)で、式(7.4)で与えられる。

$$d = \sqrt{\frac{2K_T}{\omega}} = \sqrt{\frac{K_T \tau}{\pi}} \quad (6.4)$$

式 (6.3) は深いほど振幅が減少し、位相が遅れる正弦波である。どの深さの温度も振幅  $A \exp(z/d)$  を持ち、位相は表面に関して時間のずれ  $\Delta t = z/\omega d$  だけ遅れる。

本研究対象地の黒ボク土において日制動深さ  $d$  を概算する。 $\omega = 2\pi$  [ $d^{-1}$ ]、熱拡散率を  $130$  [ $cm^2 d^{-1}$ ] (図 4.8) で一定とすると

$$d = \sqrt{\frac{2K_T}{\omega}} = \sqrt{\frac{2 \cdot 130}{2\pi}} = 6.43 \quad [cm]$$

したがって、仮に地表面で振幅(最高温度－最低温度)が  $10^\circ C$  あったとすると、

その振幅は、深さ 10cm では  $10 \times \exp(-10/6.43) = 2.11^\circ\text{C}$ 、深さ 20cm では  $10 \times \exp(-20/6.43) = 0.44^\circ\text{C}$  となる。

野菜類をはじめ、作物種子の発芽要件に、最低地温は重要な指標であることが知られている。また、一年生畑雑草であるヒメイヌタデの発芽に関しても、土壌表層の一日の最低・最高地温の組み合わせと相関があること (渡辺・広川, 1976) や、冬眠中のヒキガエルの地上への出現 (繁殖期開始) 時期は、地温の上昇時期と一致すること (久居・菅原, 1987) が報告されている。このように、農業生産や自然生態系の観点では、将来予測においても一日の中の時間単位の地温変化が重要である。

土壌水分量についても、畑地土壌の作土では、降雨と蒸発に伴い「日」よりも細かい時間スケールで土壌水分量が変化する (図 6.8)。さらに、このような地温と土壌水分量の日変動に伴い、土壌中  $\text{CO}_2$  濃度も日変動を示す (図 3.19)。

また、降雨強度と飽和透水係数の大小は、下方浸透や地表面流出のような水文過程を決定する点においても、飽和透水係数が比較的小さい土壌においては、降雨の時間スケールは重要である。例として、典型的な Clay Loam のような  $K_s = 1.0 [\text{mm h}^{-1}] = 2.78 \times 10^{-5} [\text{cm s}^{-1}]$  の土壌を仮定する (Carsel and Parrish, 1988)。例えば、田無農場で観測された 2009/11/1 の日降雨量  $7.1 [\text{mm d}^{-1}]$ 、最大時間降雨量  $3.9 [\text{mm h}^{-1}]$  の降雨について、時間スケールを考慮しない場合は、 $7.1 / 24 = 0.296 [\text{mm h}^{-1}]$  となり、これは飽和透水係数よりも小さく、降雨はすべて下方に浸透することになる。しかし、実際は、最大時間降雨量は飽和透水係数よりも大きいため、地表面流出が生じることになる。

このように、農地土壌において、ベイドスゾーンの水分・熱動態は、1日よりも細かい時間スケールで検討する必要がある。そこで、日別データである MIROC 気象要素を時間ダウンスケーリングした。

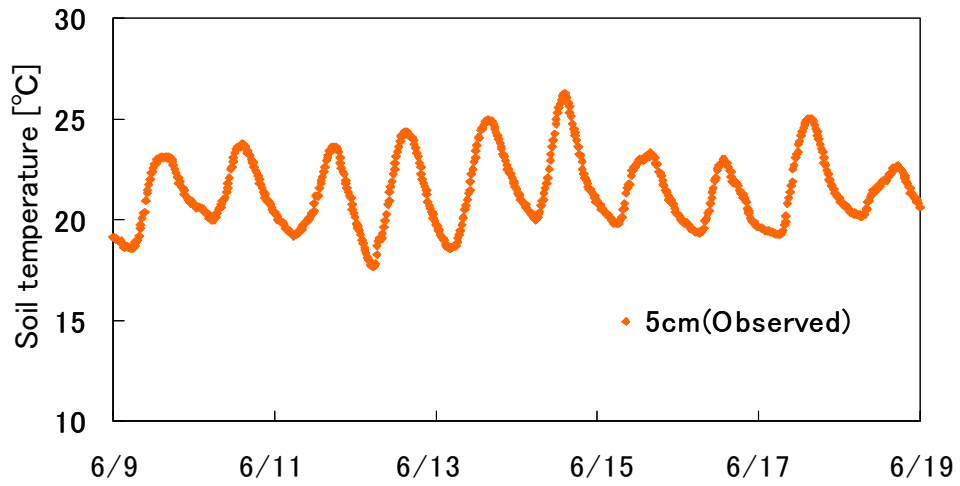


図 6.7 田無農場の深さ 5cm における地温の 10 日間の変動の例 (2009/6/9~6/19)

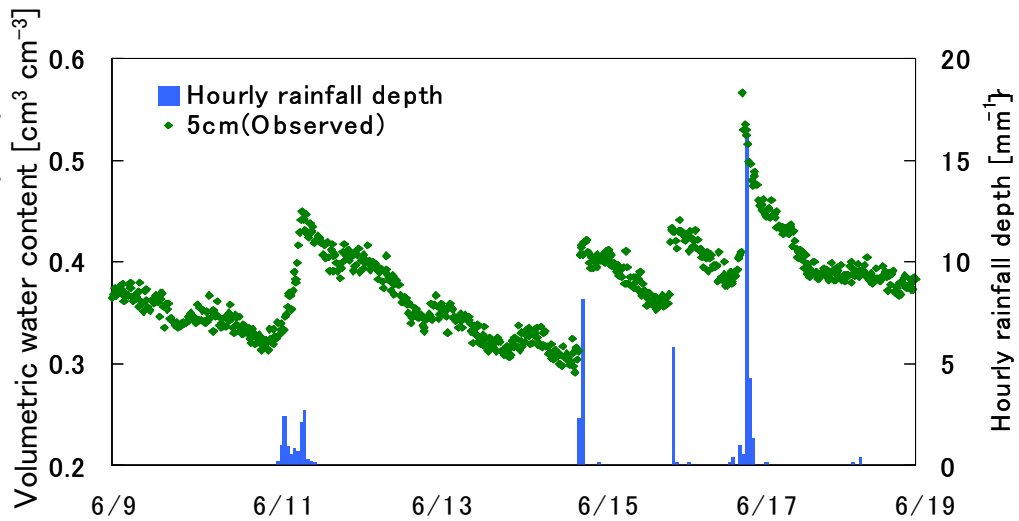


図 6.8 田無農場の深さ 5cm における土壌水分量の 10 日間の変動の例 (2009/6/9~6/19)

### 6.3.2 手順

気温、湿度、風速、日射量については、6.3 節で空間ダウンスケーリングした「現在」(アメダスの30年平均値)と「将来」(該当年のMIROC予測値を30年平均して空間ダウンスケーリングを施したMIROC将来補正值)の各気象要素の日別データについて、HYDRUS-1Dの気象サブモデルを用いて連続データに変換した(第4章4.1節)。降雨量については、日降雨量と日最大時間降雨強度の二つのMIROC予測値を用い、対象地の降雨特性に基づいて時間に関するダウンスケーリングを行った。

本研究では、一つの降雨イベントの中の降雨強度の変動について、(1) イベント継続時間、(2) イベント開始時刻、(3) 最大強度の継続時間、(4) 最大強度の開始時刻を定め、一つのイベントの中で、小さな強度と最大強度の二段階で降るように近似した(図6.9)。

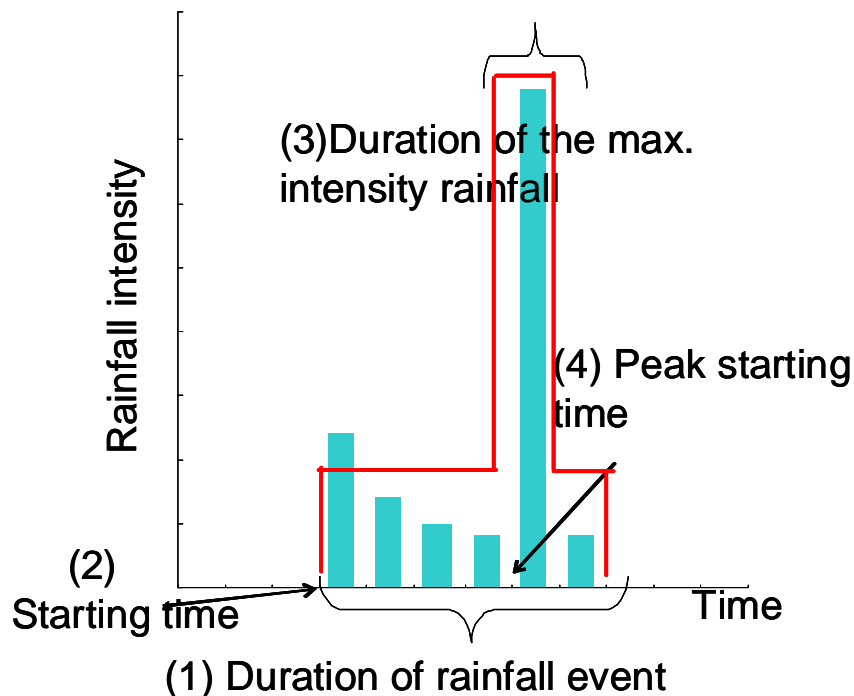


図 6.9 降雨に関する時間ダウンスケーリング方法の概略図



(1) イベント継続時間

まず、一降雨イベントを、「三時間以上無降雨が続かない期間」と定義し、田無における2009年の降雨イベントについて、降雨継続時間と総降雨量の関係を調べた。ここではその関係を累乗関数で与えた(図6.10)。この関係を用い、先述の方法で空間ダウンスケーリングした日降雨量の観測値(またはモデル将来補正值)から現在(将来)における「イベント継続時間予測値[h]」を求めた。

すなわち、

現在(将来)の「イベント継続時間予測値[h]」=

$$2.80 \times \left[ \text{「日降雨量の観測値(またはモデル将来補正值)」} \right]^{0.4589}$$

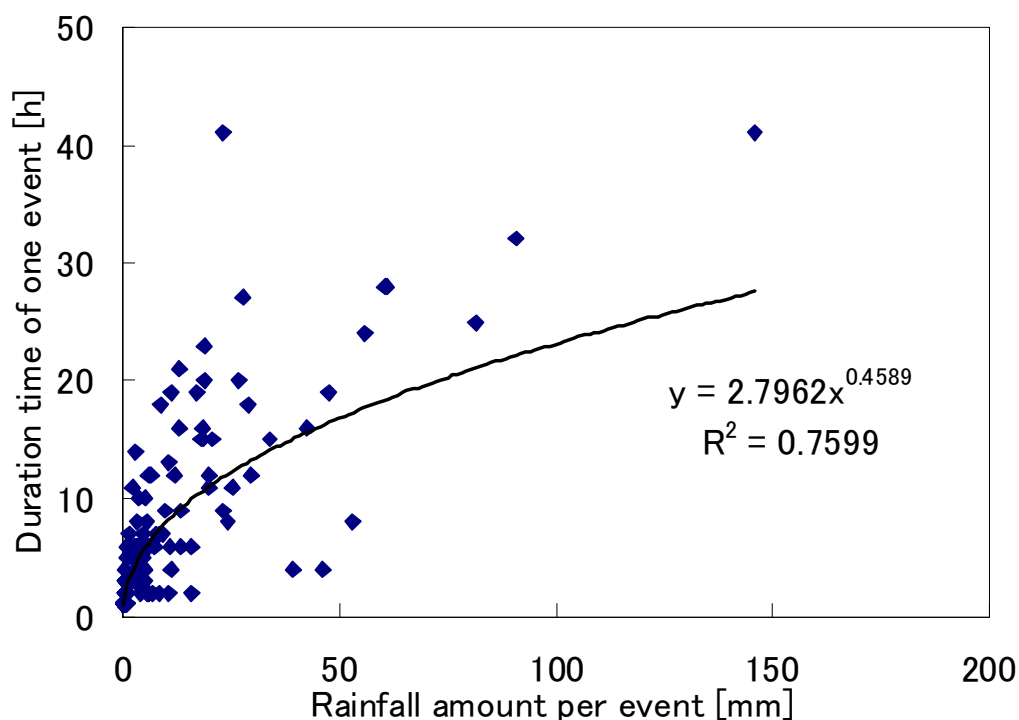


図 6.10 2009 年一年間の対象地の降雨イベントにおける一イベント継続時間と総降雨量の関係

## (2) イベント開始時刻

2009年の全降雨イベントの開始時刻の頻度分布を図6.11に示す。0:00から5:00に始まる降雨イベントが最も多く、全体としても約60%が夜間に開始したことから、モデル予測値においては一日の降雨イベントは一回とし、午前ゼロ時に開始すると仮定した。

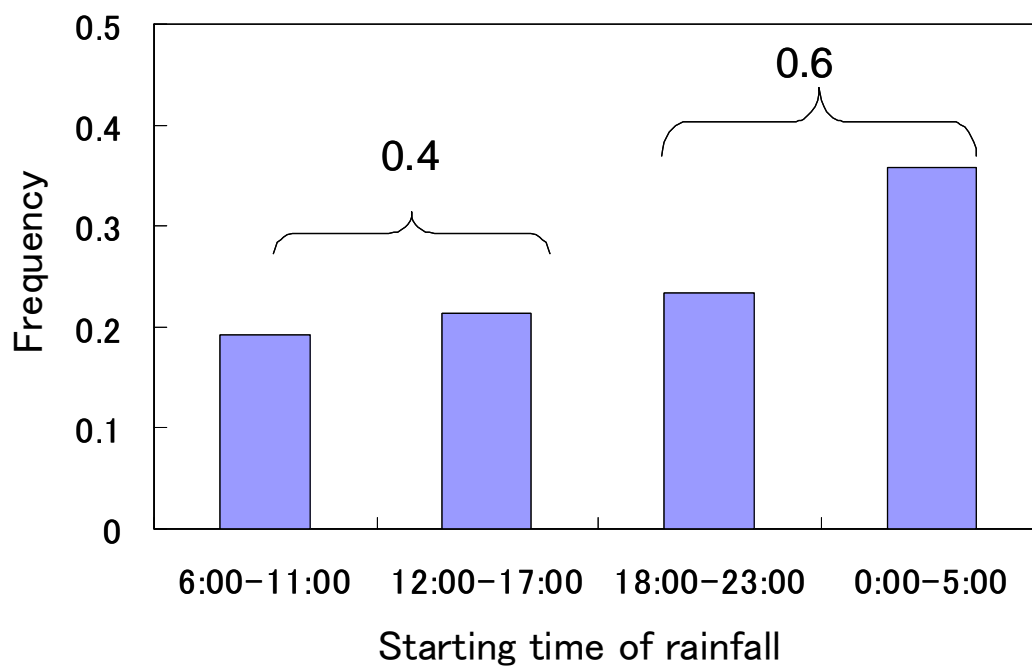


図 6.11 2009 年一年間の対象地の降雨イベント開始時刻の頻度分布

### (3) 最大強度の継続時間

まず、2009 年一年間の全降雨イベントに関して、「相対時間降雨強度  $i_{\text{relative}}$ 」を求めた。すなわち、一つのイベントを一時間ごとに分割し、それぞれの時間帯 (1 時間) について、一イベントの総降雨量に対する時間降雨量の比を求めた。

$$\text{相対時間降雨強度} = \frac{\text{一降雨イベント中の時間降雨強度}}{\text{一降雨イベントの総降雨量}}$$

ただし、ここでは、2009 年の年間降水量を年間日数で割った  $1519/365=4.16$  [ $\text{mm d}^{-1}$ ] 以上のイベントを扱った。例として、図 6.12 に実際に観測された総降雨量  $5.1$  [ $\text{mm}$ ]、降雨継続時間  $5$  [ $\text{h}$ ] のイベントについて、一時間ごとの強度分布を示す。例えば、降り始めから 2 時間から 3 時間後の 1 時間は、時間降雨強度  $1.9$  [ $\text{mm h}^{-1}$ ] であり、この時間帯の相対時間降雨強度は  $1.9 / 5.1 = 0.37$  となる。

次に、一年分の「相対時間降雨強度」を昇順に並び替え、10 段階の相対時間降雨強度の頻度 (相対継続時間) 分布を求めた (図 6.13)。このとき、約 80% が相対降雨強度 0.1 未満、約 11.2% が 0.1 以上 0.2 未満、残りの約 8% は相対降雨強度 0.2 以上 1 未満となった。本研究ではこの頻度分布を一日の降雨イベントに適用した。さらに、推定イベント継続時間が、現在値・将来値ともに約 5 時間であり、相対時間降雨強度の期待値が約  $0.2=1$  [ $\text{mm mm}^{-1}$ ] /  $5$  [ $\text{h}$ ] となることから、相対降雨強度 0.2 以上 1 未満の頻度である約 8% を、一日の降雨イベント中の最大強度継続時間とした。また、最大強度継続時間以外の残りの時間は、

$$\text{強度} = \frac{\text{日降雨量} - (\text{最大強度} \times \text{最大強度の継続時間})}{\text{一イベント継続時間} - \text{最大強度の継続時間}}$$

で降ると仮定した。

例えば、6/22 の日降雨量観測値 (アメダスの平年値) は、 $6.8$   $\text{mm}$  である。この日の推定降雨継続時間は

$$6.8 \times 0.32 + 3.72 = 5.86 \text{ [h]}$$

であり、このうち、最大強度の継続時間は、

$5.86 \times 0.08 = 0.47$  [ $\text{h}$ ] となる。この間の強度は最大時間降雨強度のモデル予測値である  $2.37$  [ $\text{mm h}^{-1}$ ] で降る。残りの時間は、

$$(6.8 - 2.37 \times 0.47) / (5.86 - 0.47) = 1.05 \text{ [mm h}^{-1}\text{]} \text{ で降ると仮定した。}$$

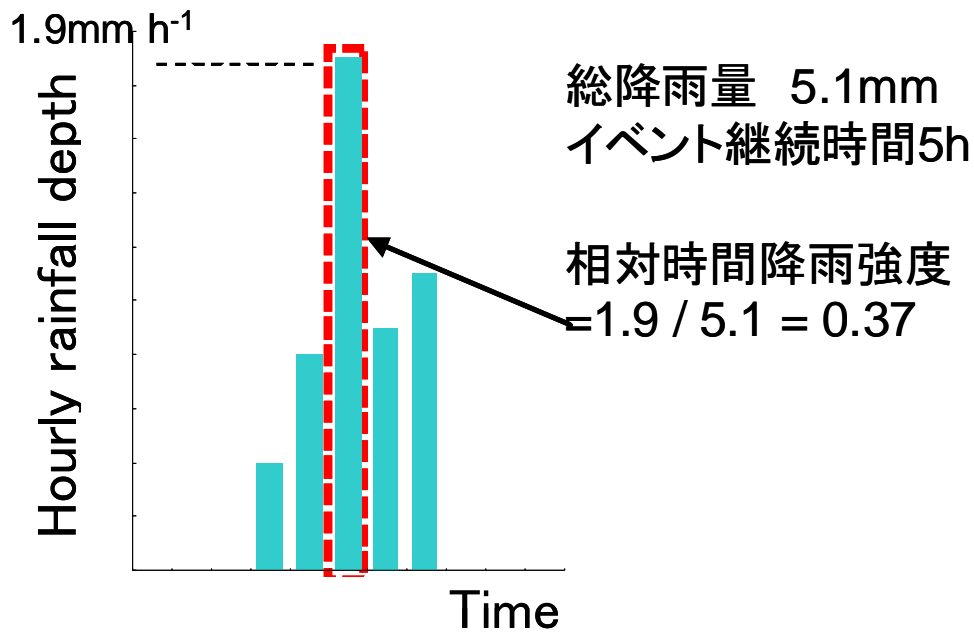


図 6.12 相対時間降雨強度の算出法

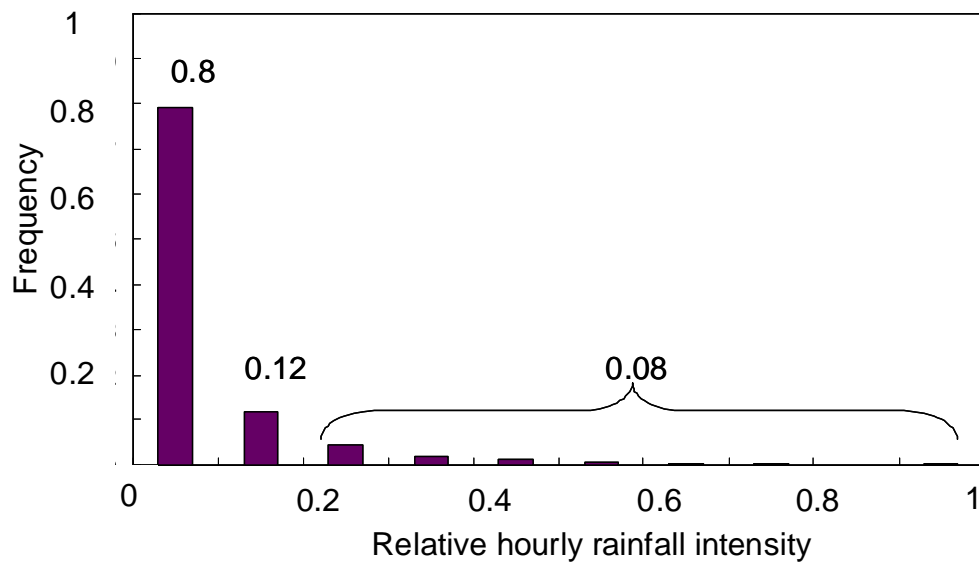


図 6.13 2009 年一年間の対象地における相対時間降雨強度頻度分布

#### (4)最大強度の開始時刻

2009年の田無の降雨イベントについて、降雨開始時刻を0、終了時刻を1とすることでイベント継続時間を1 [h h<sup>-1</sup>]として、一イベントの最大強度の開始時刻を算出した。その頻度分布を図 6.14 に示す。ここでも、先と同様、年間降雨量を年間日数で割った 4.16 [mm d<sup>-1</sup>] の降雨イベントを対象とした。一年を通して、平均的な最大強度開始時刻は 0.48 [h h<sup>-1</sup>] となり、また、開始時刻が 0.4-0.6 [h h<sup>-1</sup>] となる頻度も最も高くなった。また、図には、7月と8月を除いた、最大強度の開始時刻の頻度分布も示した。7、8月を除くと、開始時刻 0-0.2 [h h<sup>-1</sup>] の頻度は 0.1 に満たなくなった。7、8月は夕立のようにわか雨が多く、降り始めから強度の大きい雨が多いことを反映していると考えられる。また、7、8月以外の降雨イベントの平均的な最大強度開始時刻は、0.50 [h h<sup>-1</sup>] となった。

そこで、モデル予測値においては、一イベント継続時間の真ん中で最大強度の降雨が開始すると仮定した。図 6.15 に、実際の降雨イベントと、モデル予測値の降雨イベントのイメージ図を示す。

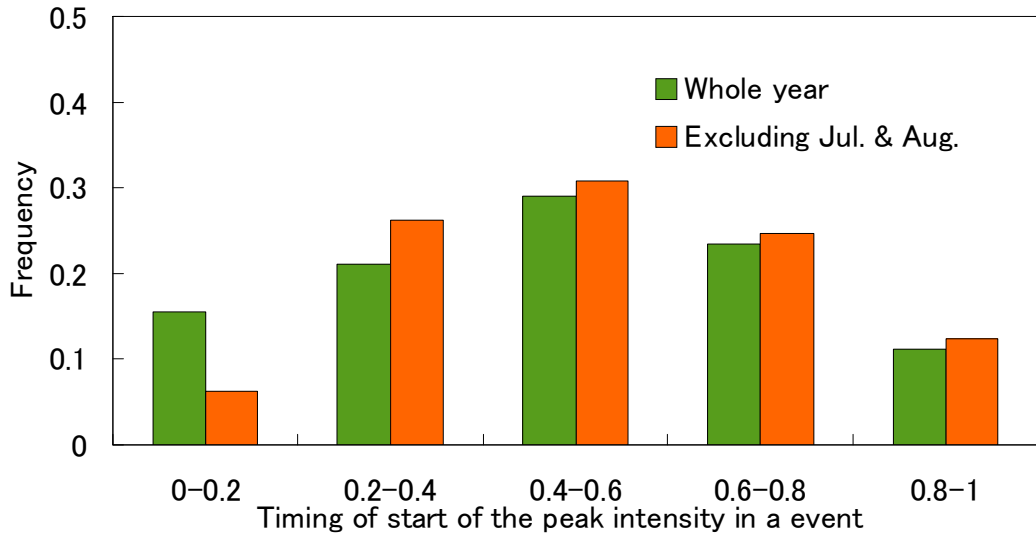


図 6.14 対象地における 2009 年一年間の一降雨イベント中の、相対的な最大強度の開始時刻の頻度分布

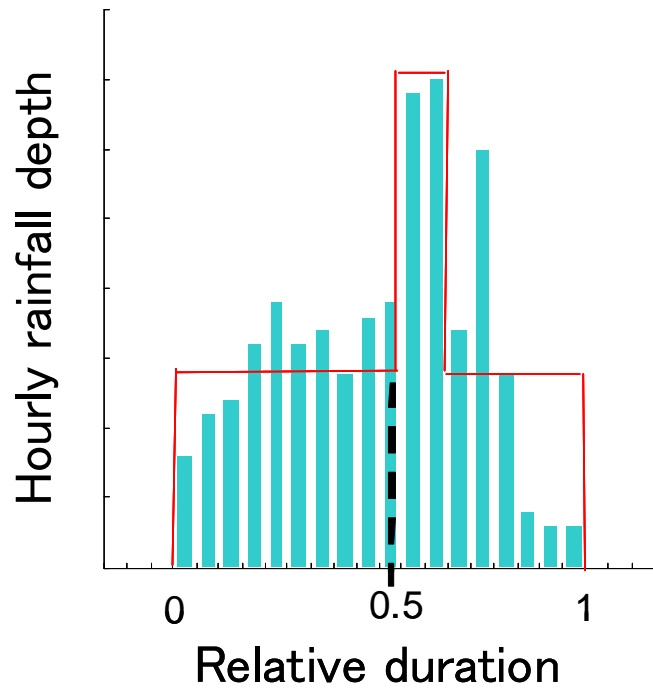


図 6.15 最大強度開始時刻の決定法

### 6.3.3 時間ダウンスケーリング結果

時間ダウンスケーリング結果の例として、将来の 6 月 20 日から 2 日間の気温の連続変化と 10 分降雨強度を図 6.16 (a) に示す。また、図 6.14 (b) に、時間ダウンスケーリングをせず、日降雨量を 24 時間で除した強度で振り続ける場合の降雨パターンを示した。

以上のように空間・時間ダウンスケーリングを施した各気象要素を、ベイドスゾーンの水・熱・CO<sub>2</sub> 移動シミュレーションに適用した。以下では、「現在」の気候を表す、観測値を用いたシナリオを「Current\_AMeDAS シナリオ」、「将来」の気候を表す、モデル将来補正值を用いたシナリオを、「Future\_GCM シナリオ」と呼ぶことにする。

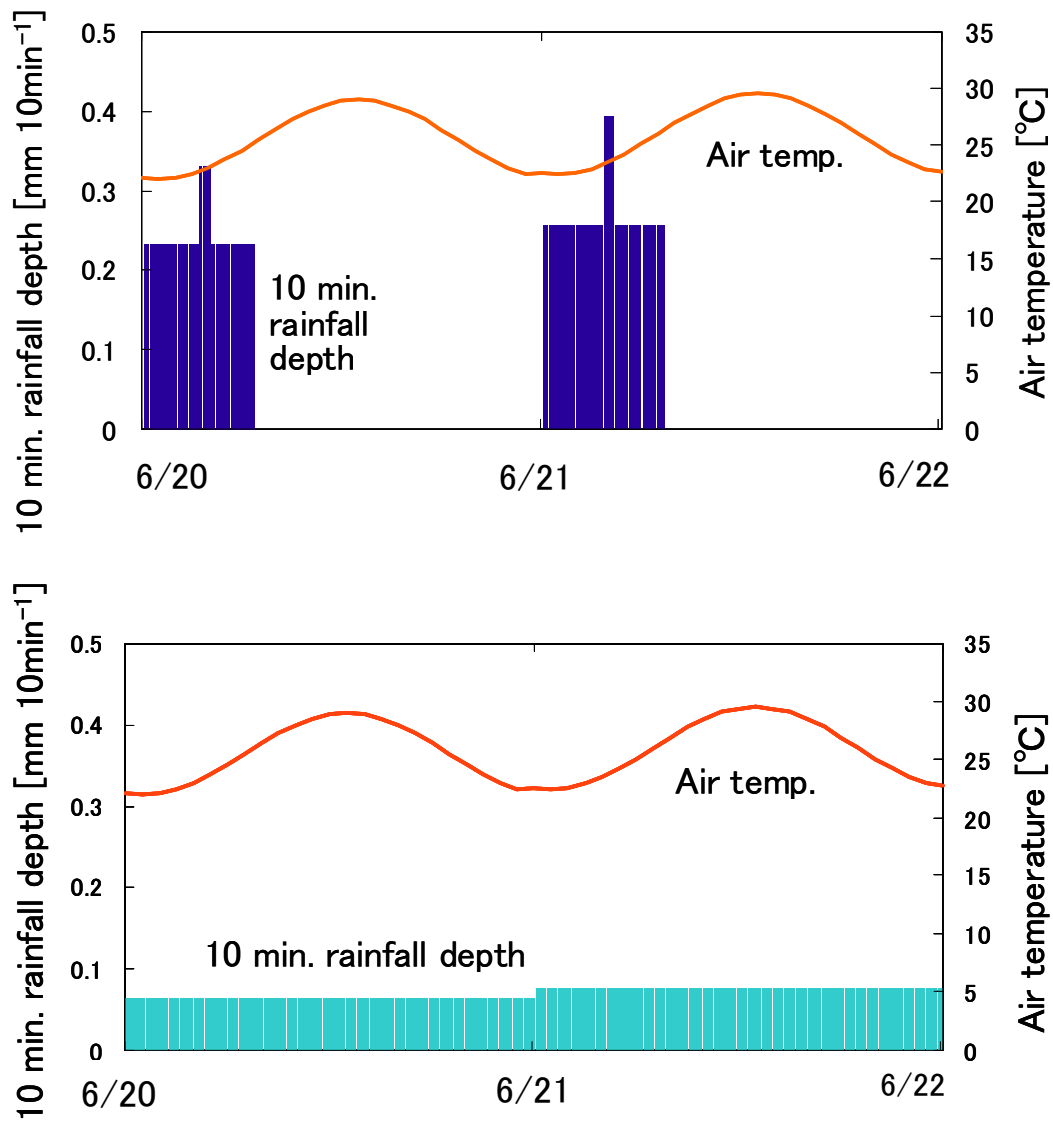


図 6.16 (a)空間・時間ダウンスケーリングを施した気温・降雨量のモデル将来補正值 (b)降雨量について時間ダウンスケーリングを施さなかった場合 (将来の 6/21 から 2 日間を示す)



#### 6.4 降雨量および降雨強度変化の影響

6.3 節までは、日別の GCM 予測値の 30 年平均値を用いて空間・時間ダウンスケーリングを行った。そのため、計算過程で現象が平均化され、特に、降雨については、予測値では数 mm の雨が毎日降ることになる (図 6.5)。しかし、実際に東京で観測される時間降雨量は、数十 [mm h<sup>-1</sup>] に達することもある。また、異常気象や局地的な現象について、現象そのものの影響評価は難しい。そこで、降雨に関して平均化された現象を補うため、以下の手順で田無の 2009 年の時間降雨量を、GCM 予測値の日降雨量と日最大時間降雨強度の変化傾向に基づいて変化させるシナリオを作成した。

まず、6.2 節で、日降雨量の観測値  $x_{cmd}$  とモデル将来補正值  $x_{fmd}$  について、月ごとの合計値  $X_{cm}$ 、 $X_{fm}$  を求めた (図 6.4) ( $x$  は日降雨量、 $X$  は月降雨量、下付きの  $c$ 、 $f$  はそれぞれ現在、将来、下付き  $m$ 、 $d$  はそれぞれ月(1~12)、日(1~31)を表す)。ここから、月ごとに、現在から将来にかけての降雨量の変化割合  $a_m$  を算出した。

$$X_{cm} = \sum_{d=1}^{30or31} x_{cmd} \qquad X_{fm} = \sum_{d=1}^{30or31} x_{fmd}$$

$$a_m = \frac{X_{fm}}{X_{cm}}$$

次に、MIROC 予測値のモデル現在値とモデル将来値ともに、日最大時間強度  $i_{cmd\_max}$ 、 $i_{fmd\_max}$  の、平均強度 (日降雨量をイベント継続時間で除した値)  $i_{cmd\_ave}$ 、 $i_{fmd\_ave}$  に対する比  $b_{cmd}$ 、 $b_{fmd}$  を一年分求め、その比の現在から将来にかけての変化割合  $r_{md}$  を求めた。

$$i_{cmd\_ave} = \frac{x_{cmd}}{t_{cmd}} \qquad i_{fmd\_ave} = \frac{x_{fmd}}{t_{fmd}}$$

$$b_{cmd} = \frac{i_{cmd\_max}}{i_{cmd\_ave}} \qquad b_{fmd} = \frac{i_{fmd\_max}}{i_{fmd\_ave}}$$

$$r_{md} = \frac{b_{fmd}}{b_{cmd}}$$

そして、月ごとに変化割合の平均値  $r_m$  を計算した。計算上、日最大時間強度

と平均強度の比  $b_{cmd}$ ,  $b_{fmd}$  が 1 よりも小さくなった場合は、1 (日最大強度=平均強度) に修正した。月ごとの降雨量の変化割合  $a_m$  および、最大強度と平均強度の比の変化割合  $r_m$  を表 6.3 に示す。ここでは、7月の、 $a_m=1.14$ 、 $r_m=1.21$  を田無の 2009 年一年間の観測値に適用することとした。

2009 年の田無の、時間降雨強度の観測値について、前出の定義に基づいて「相対時間降雨強度  $i_{relative}$ 」を算出し、一イベントごとに昇順に並べ替え、一イベント

ト内で  $n$  番目の相対降雨強度を  $i_{relative\_n}$  とした。そのとき、 $\sum_1^{n=k} i_{relative\_n} \leq 0.5$  とな

る  $k$  ( $k=0,1,2\dots$ ) を求め、相対時間降雨強度が  $k$  番目までの時間帯の降雨強度を  $a_m\sqrt{r_m}$  倍し、それ以外の時間帯の降雨強度を  $a_m/\sqrt{r_m}$  倍した。以上のように、現在から将来にかけて月降雨量または一イベント総降雨量は約  $a_m$  倍となり、一イベント内でも、最大強度とそれ以外の強度の比が変化するシナリオを作成した (「Future\_rainfall シナリオ」とする)。例として、図 6.17 に、2009/10/5 から 4 日間の、実際に観測された時間降雨量 (「2009」) と「Future\_rain シナリオ」の時間降雨量の比較を示す。

表 6.3 現在から将来にかけての、月ごとの降雨量の変化割合( $a_m$ )および、最大強度と平均強度の比の変化割合( $r_m$ )

	Ratio (Future/Current)	
	Monthly or daily Rainfall depth ( $a_m$ )	Max. intensity / averaged intensity ( $r_m$ )
Jan.	1.63	0.86
Feb.	1.43	1.04
Mar.	1.24	1.02
Apr.	1.72	0.99
May	1.97	0.94
Jun.	1.59	0.97
Jul.	1.14	1.21
Aug.	1.05	1.16
Sep.	0.80	1.19
Oct.	1.08	0.97
Nov.	1.25	0.96
Dec.	1.18	0.76

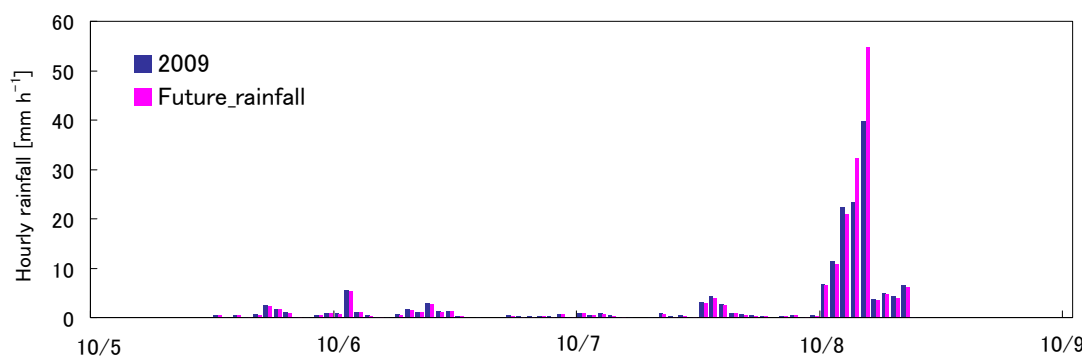


図 6.17 2009/10/5 から 4 日間の、実際に観測された時間降雨量(「2009」)と「Future\_rainfall シナリオ」の時間降雨量の比較

## 第7章 将来のベイドスゾーンの水・熱動態予測

### 7.1 空間・時間ダウンスケーリングした GCM 予測値に基づくシナリオスタディ

第 6 章において GCM 予測値の 30 年平均値を空間・時間ダウンスケーリングして作成した気候シナリオ「Future\_GCM シナリオ」を、土壌中の水分・熱移動シミュレーションに適用した。別途、「Current\_AMeDAS」シナリオとして各気象要素の観測値（アメダスデータ）も土壌水分・熱移動シミュレーションに適用し、「現在」と「将来」の土壌水分・熱動態の比較を行った。

土壌の水分・熱移動特性関数は、田無農場の火山灰土壌について第 4 章で決定したパラメータセットを用いた。初期条件、境界条件は第 4 章のモデル検証で示した条件（表 4.1）と同様に設定した。すなわち、それぞれのシナリオに対して、計算の安定性と現実的な土壌水分量・地温分布になることを考慮して、初期条件は、一年分の計算を行った際の、土壌水分量と地温のシミュレーション値の最終結果を与えた。ただし、初期条件決定のための計算、本シミュレーションともに、水移動の境界条件として上端に「Future\_GCM」、「Current\_AMeDAS」シナリオの降雨量と、それぞれのシナリオの気象要素の予測値（または観測値）から計算される時間蒸発速度を与えた。熱移動の境界条件についても、各シナリオの気象要素の予測値（または観測値）を与えて計算される値を与えた。シミュレーションの計算は 1 次元で深さ 10m までとし、1 年間の計算を行った（第 4 章 4.4 節）。

#### 7.1.1 水動態

土壌の「領域」の水収支を考えると、「領域」に流入した水の一部は土壌水分として「領域」に蓄えられ、残りは「領域」外に流出する。その流出フラックスとしては、地表面から流出する上向きの蒸発フラックス、地表面流出フラックス、深層（ここでは深さ 100cm 以深）に流出する下方浸透フラックスに分類できる。ただし、対象地土壌は、飽和透水係数が大きく地表面流出はほとんどないため、以下の図表では、地表面流出フラックスは省略する。

表 7.1 に、(a) 「現在」、(b) 「将来」の各月の水収支の要素すなわち、降雨量、蒸発量、深さ 100cm における下方浸透量、貯留量を示す。貯留量は、地表面か

ら深さ 100cm までの土壌中に蓄えられた水分量について、その月の初日と末日の差を取ったものである。「将来」の気候下において、9月以外は、「現在」と比べて降雨量が増加し(第6章 6.2節)、降雨量の増分は、主に下方浸透量の増加として消費されると考えられる。逆に、9月は下方浸透量が減少する。また、月によっては「将来」の気温上昇に伴い蒸発量が大きくなる。ただし、蒸発量、貯留量の「現在」「将来」間の差は、下方浸透量と比べて小さいと考えられる。

例として図 7.1 に、6月・9月の、「現在」と「将来」の気候下における「領域」外への流出フラックスの比較を示す。図は、それぞれ、6/20 から、9/20 から 10 日間の累積フラックスで、蒸発フラックスと深さ 100cm における下方浸透フラックスを示す。図中、上向きのフラックスを正の値とし、実線が「現在」、破線が「将来」を表す。また、図 7.2 に、それぞれ、6/20、9/25 日中の土壌水分量の鉛直分布の差異を示す。6月は「将来」において全層で水分量が増加した。9月は、降雨量の減少に伴い「領域」への水の流入量が減少したために全層で水分量が減少した。加えて、気温上昇のために蒸発フラックスが微増したため、特に上層で水分量減少が促進されると予測された。

以上から、対象地の「将来」の気候下における水動態について、降雨量が増加する時期は、降雨量の増分すべてが土壌水分量の増加に直結するのではなく、増加した降雨の一部は、領域外(大気、深層土壌)に流出する。また、9月は、「現在」と比べて「将来」は降水量が減少する結果、土壌への水の流入量が減少する。それと同時に、気温上昇に伴い蒸発量も大きくなり、特に表層近傍ほど土壌水分量の減少が著しくなると考えられる。

表 7.1 (a) 「現在」の気候下における各月の水収支の要素

Current	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Rainfall [cm]	4.12	6.06	11.38	12.22	11.75	15.54	18.05	17.70	22.54	15.81	8.41	4.47
Evaporation [cm]	4.81	5.79	7.96	9.96	12.50	10.80	11.40	12.40	8.66	6.99	4.84	3.99
Downward [cm] (100cm depth)	0.55	0.18	0.63	3.64	1.60	1.67	7.84	5.15	12.22	10.54	3.43	2.62
Stored [cm]	-1.24	0.09	2.79	-1.38	-2.35	3.07	-1.19	0.15	1.66	-1.72	0.15	-2.14

表 7.1 (b) 「将来」の気候下における各月の水収支の要素

Future	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Rainfall	6.73	8.70	14.11	20.98	23.20	24.72	20.56	18.54	18.02	17.12	10.49	5.26
Evaporation [cm]	4.75	5.61	8.96	9.82	11.90	12.50	13.80	12.40	9.03	6.91	5.42	3.82
Downward [cm] (100cm depth)	3.64	2.54	4.14	10.76	13.13	11.36	8.44	5.82	9.55	10.08	6.83	3.12
Stored [cm]	-1.66	0.55	1.01	0.40	-1.83	0.86	-1.68	0.32	-0.56	0.13	-1.76	-1.68

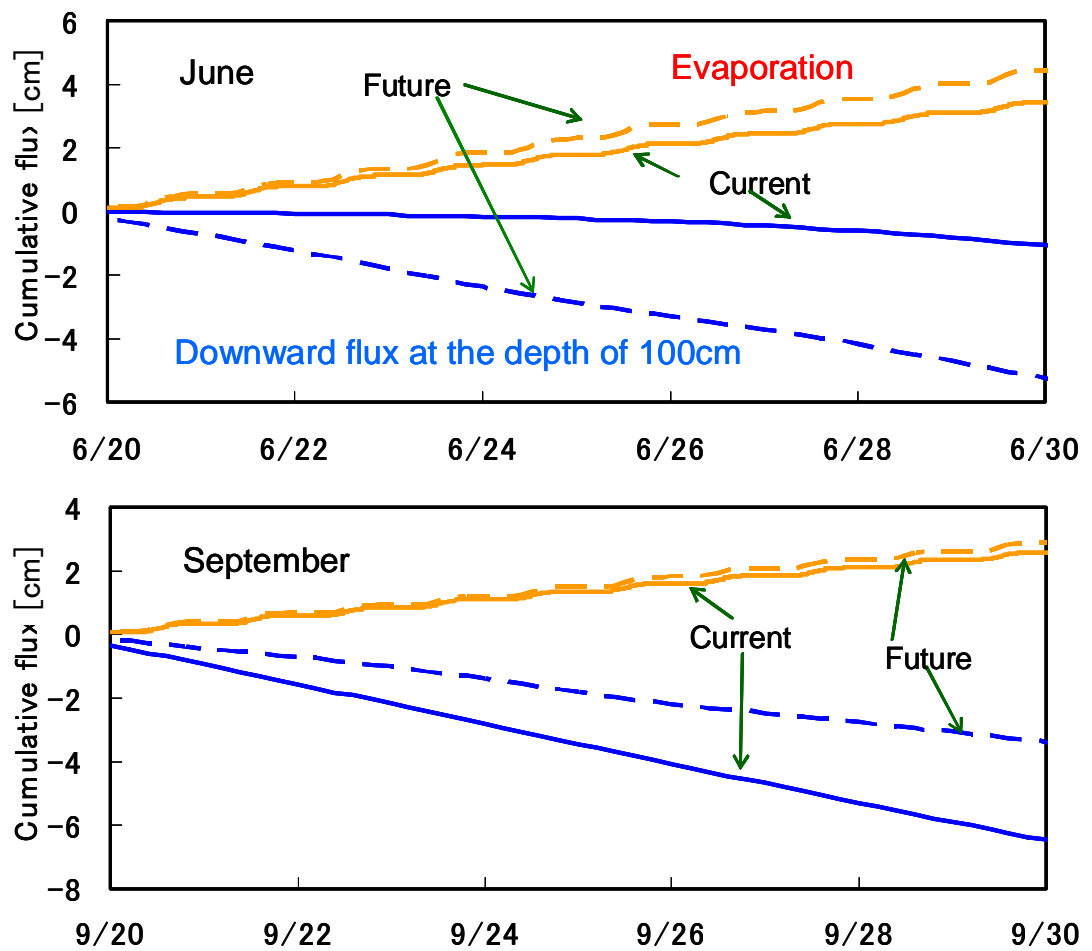


図 7.1 火山灰土壌における 6 月、9 月下旬 10 日間の、深さ 100 cm までの土層領域外への流出フラックスの変化

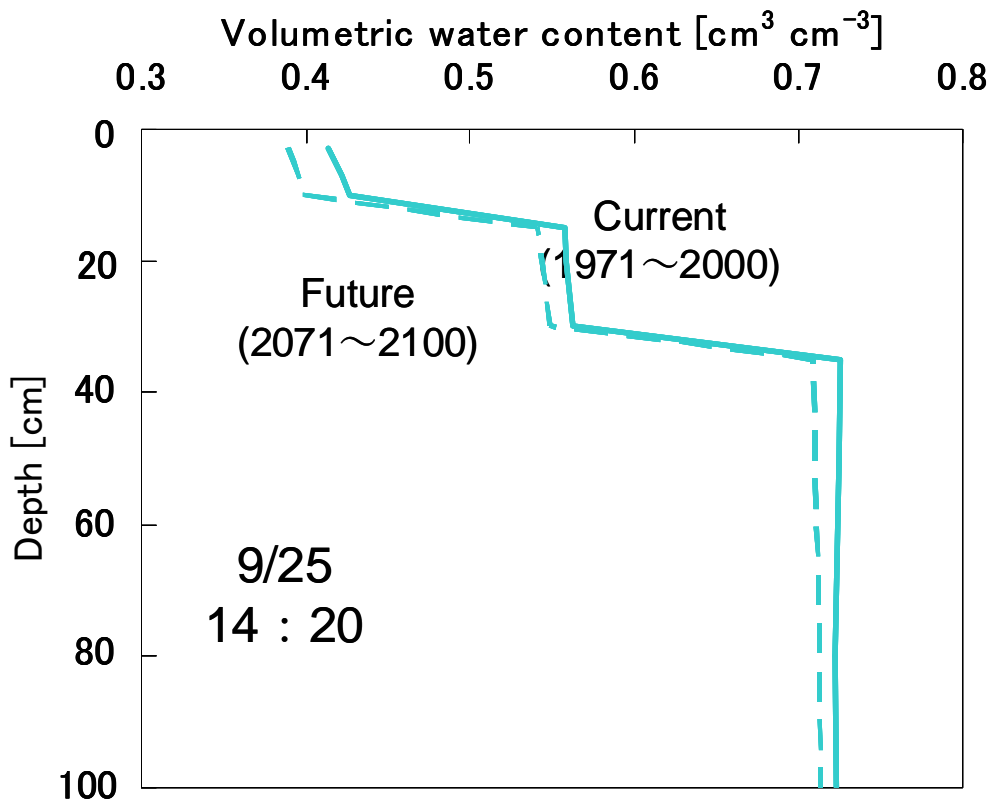
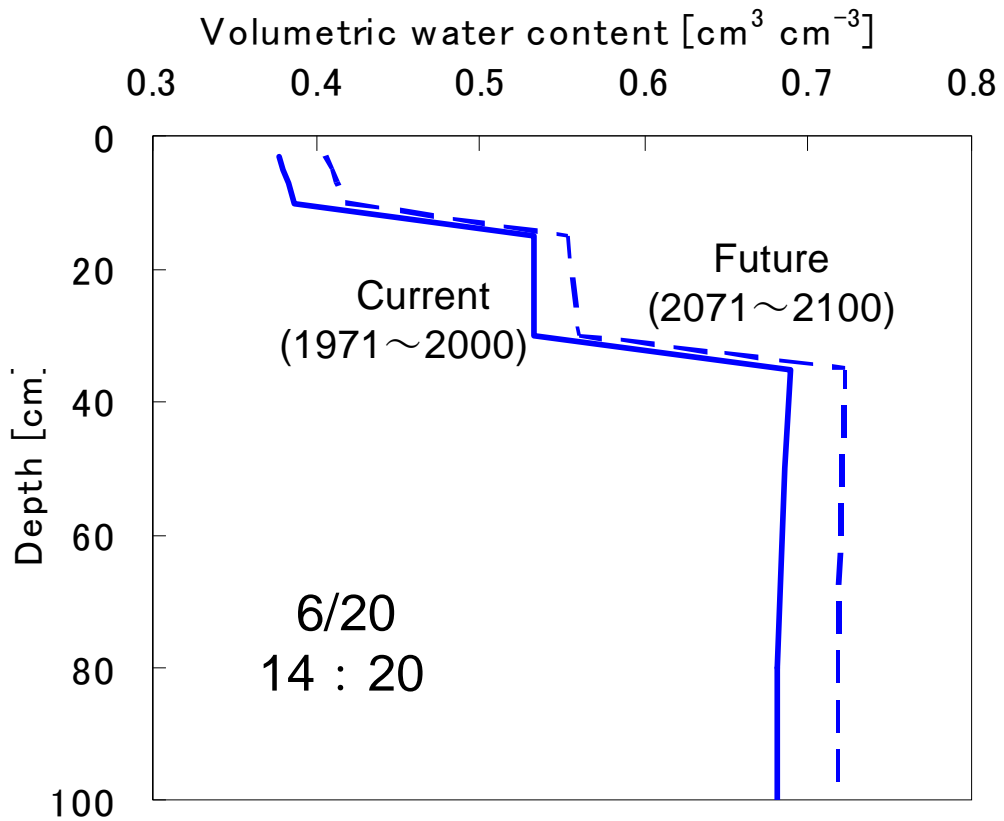


図 7.2 火山灰土壌における現在・将来の 6/20、9/25 日中の土壌水分量鉛直分布の変化



### 7.1.2 熱収支式各要素の変化および熱動態

図 7.3、7.4 に、それぞれ 6 月、9 月下旬の (a)短波放射、(b)長波放射、(c)蒸発潜熱、(d)顕熱、(e)地表面熱の各熱フラックスの、現在と将来の比較を示す。(a)短波放射と(b)長波放射の和が純放射となり、(c)蒸発潜熱、(d)顕熱、(e)地表面熱として消費される。また、(a)短波放射、(b)長波放射、(e)地表面熱 は下向きを正、(c)蒸発潜熱、(d)顕熱は上向きを正としている。

このうち、将来の (a)短波放射量は GCM に基づくモデル将来補正值である。(b)長波放射、(d)顕熱の各フラックスは、日によって微増・微減する。どちらも、気温と地温の差の関数になっており (式(4.12)、(4.16))、気温が上昇すると地温も上昇するため、熱フラックス自体には大きな変化はみられないと考えられる。

(a)短波放射量が 6 月下旬のように増加すると、その増分の大部分は (c)蒸発潜熱フラックスとして消費される (図 7.3)。また、9 月下旬のように短波放射フラックスの増加がない場合も、蒸発潜熱フラックスは微増する傾向にあると考えられる (例えば図 7.4(a) (c)の 6/23、6/29 など)。

(e)地表面熱フラックスは、特に 6 月に、明け方の降雨量の増加に伴い一時的に上向き (負) のフラックスが増加し、その他の時間は、日によっては少量の増減が生じると予測された。本研究対象地において、「将来」は「現在」と比較して平均気温が年間を通して 3~5°C 上昇し、それに伴い一日の平均地温も上昇するものの、降雨時を除くと、一日のうちの地温変化の振幅 (最高地温と最低地温の差) やパターンには、「将来」と「現在」とで目立った変化傾向はみられないことを表している。「現在」と「将来」の気候下における 10 日間の気温及び地温 (深さ 3、20、80cm) の連続変化の比較の例を図 7.5 に、また、図 7.6 には、一日の地温鉛直分布変化の例として (a)「現在」と (b)「将来」の 9/27 の地温プロファイルの日変化を示す。

以上から、本研究対象地の土壌のように体積含水率の高い土壌では、純放射フラックスの増加分は蒸発潜熱フラックスとして消費される割合が高く、また、降雨量増加、気温の上昇に伴い、蒸発潜熱が増加傾向にあるいえる。

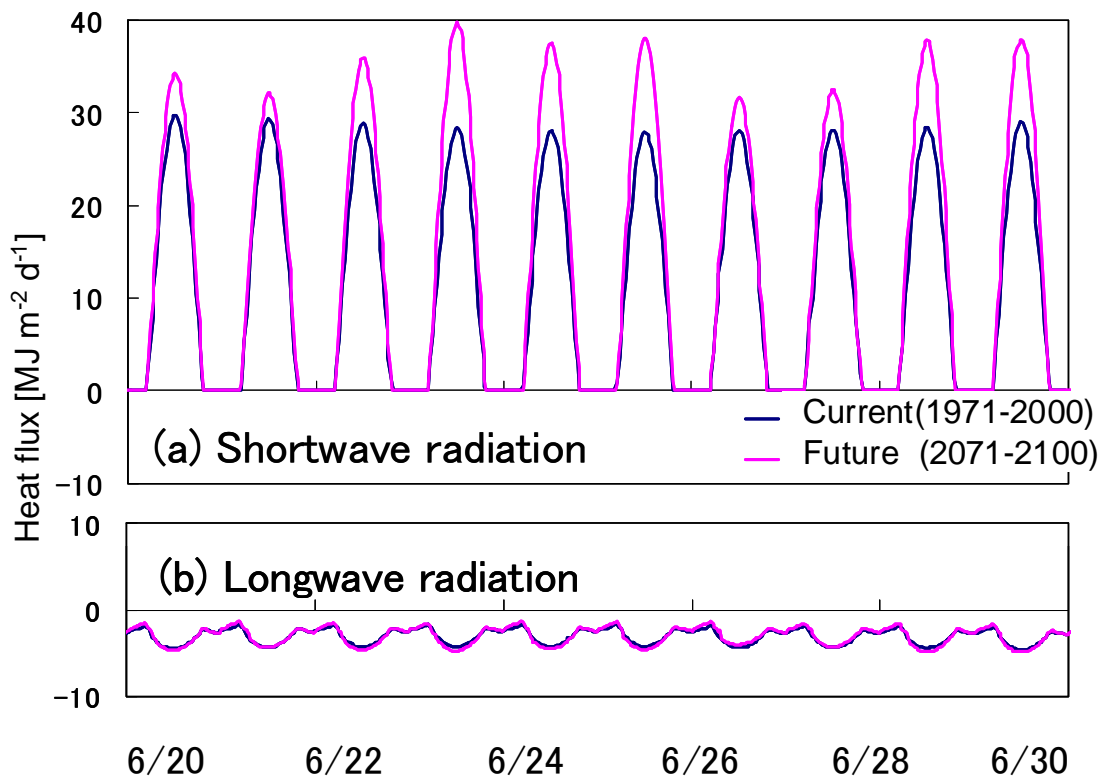


図 7.3 6月下旬の熱収支の各要素の変化 (a)短波放射 (b) 長波放射  
 (a),(b)ともに下向きフラックスを正とする(次ページに続く)

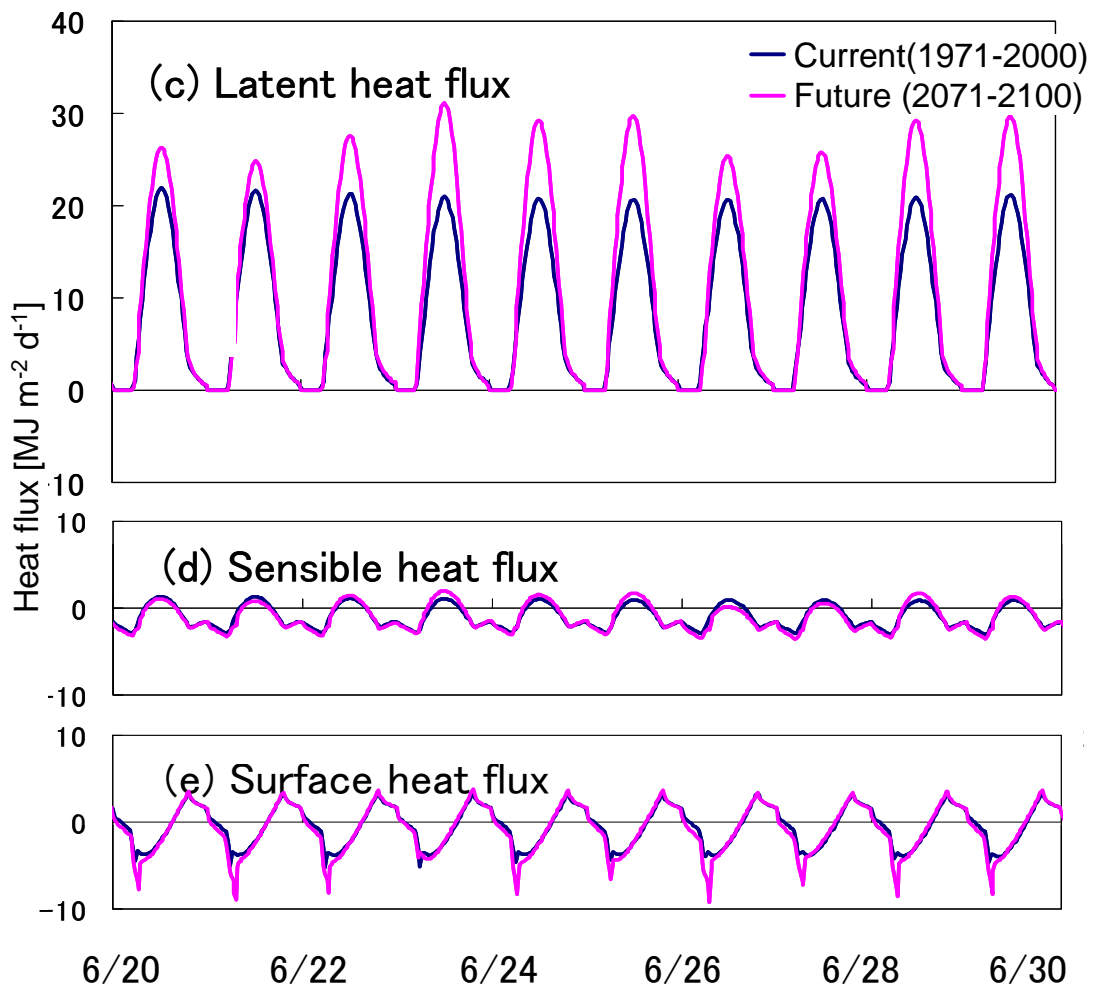


図 7.3 (続き)6 月下旬の熱収支の各要素の変化 (c)蒸発潜熱 (d) 顕熱 (e)地表面熱  
(c)蒸発潜熱と (d) 顕熱は上向き、(e) 地表面熱は下向きのフラックスを正とする。

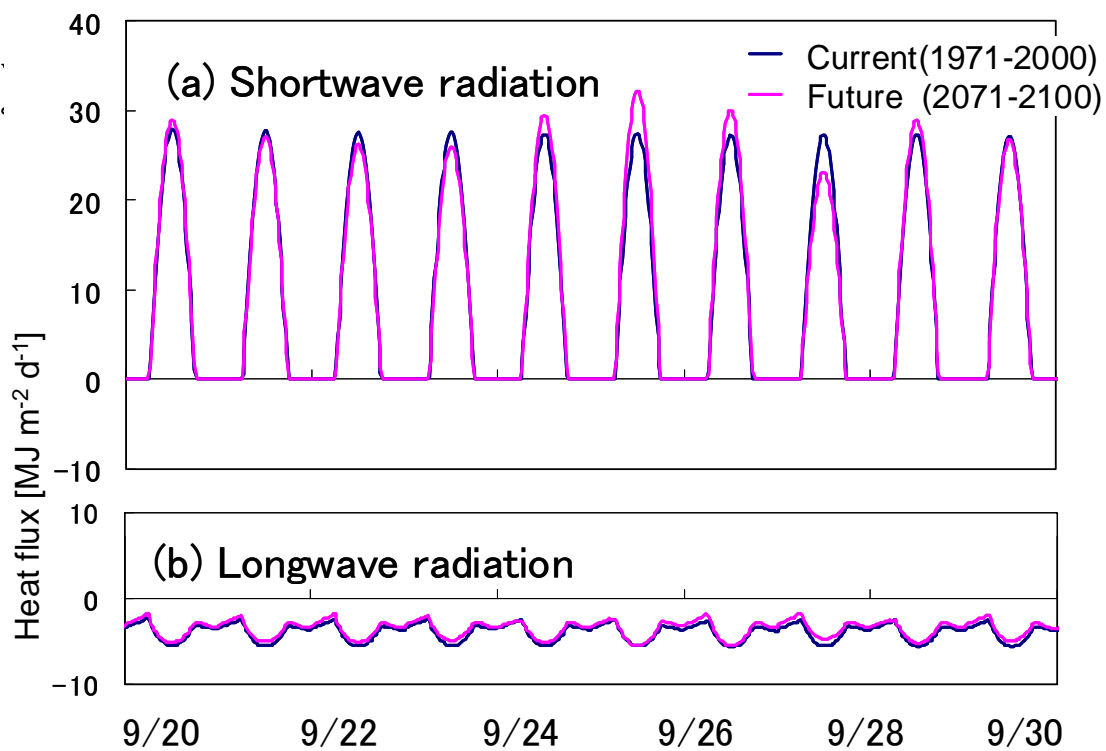


図 7.4 9月下旬の熱収支の各要素の変化 (a)短波放射 (b) 長波放射  
 (a) (b)ともに下向きフラックスを正とする(次ページに続く)

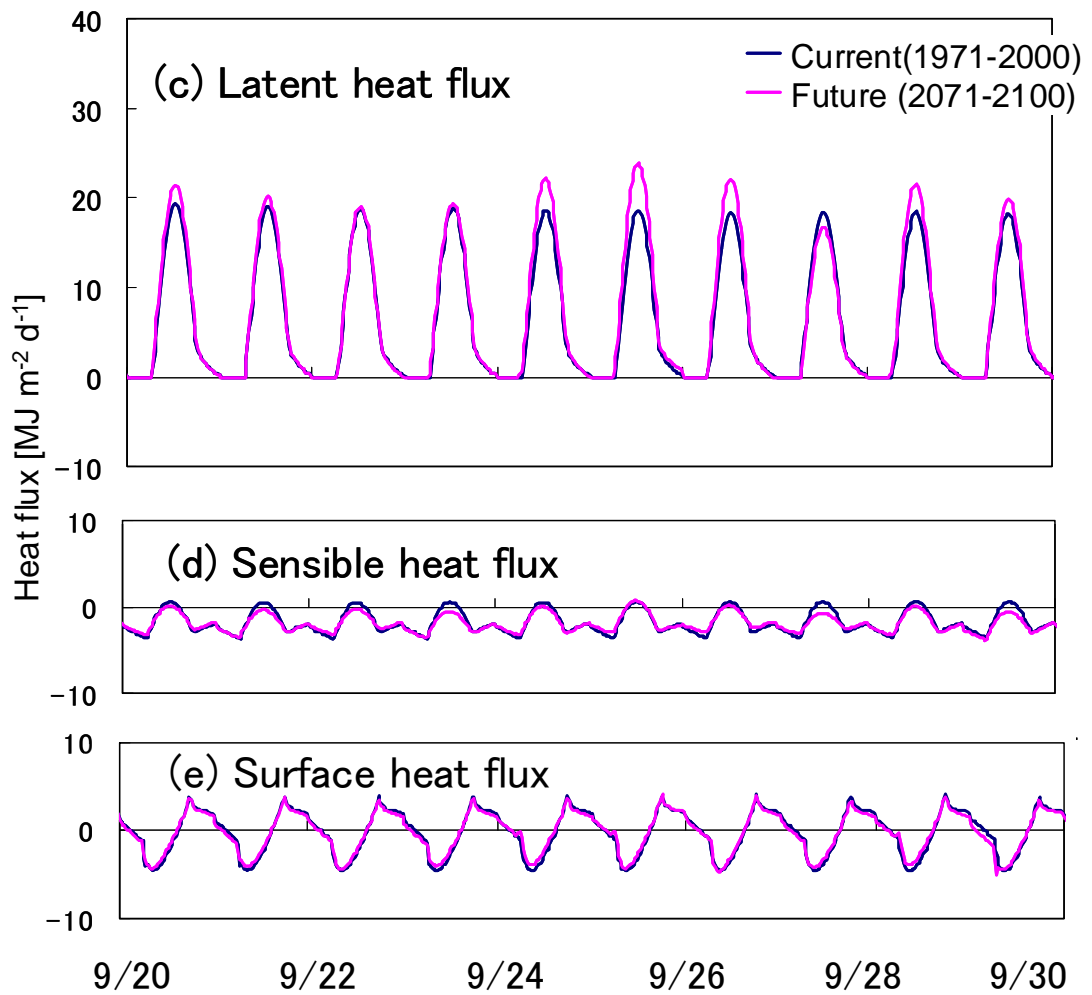


図 7.4 (続き)9 月下旬の熱収支の各要素の変化 (c)蒸発潜熱 (d) 顕熱 (e)地表面熱 (c)蒸発潜熱と (d) 顕熱は上向き、(e) 地表面熱は下向きのフラックスを正とする。

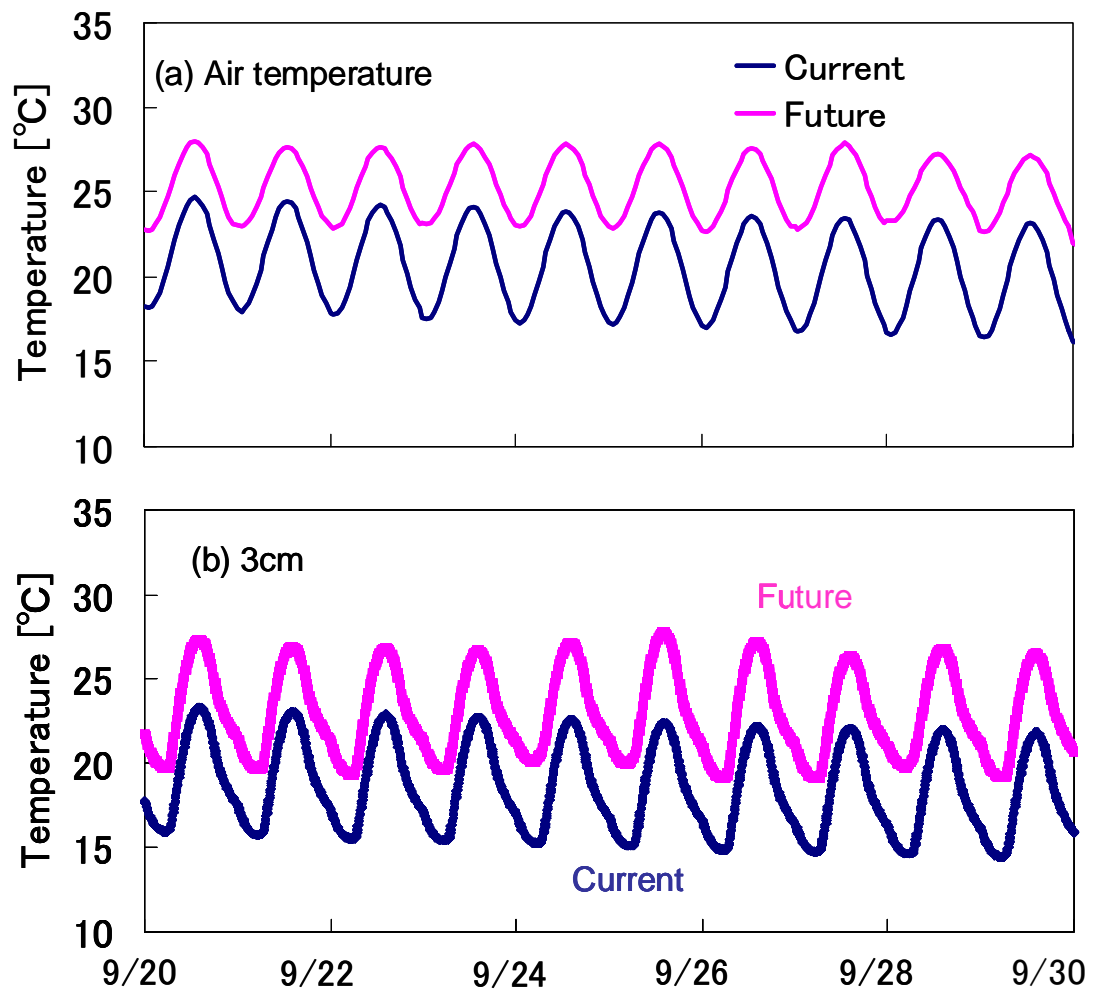


図7.5 現在と将来における9月下旬10日間の気温及び各深さの地温の連続変化 (a) 気温 (b) 深さ 3cm (次ページに続く)

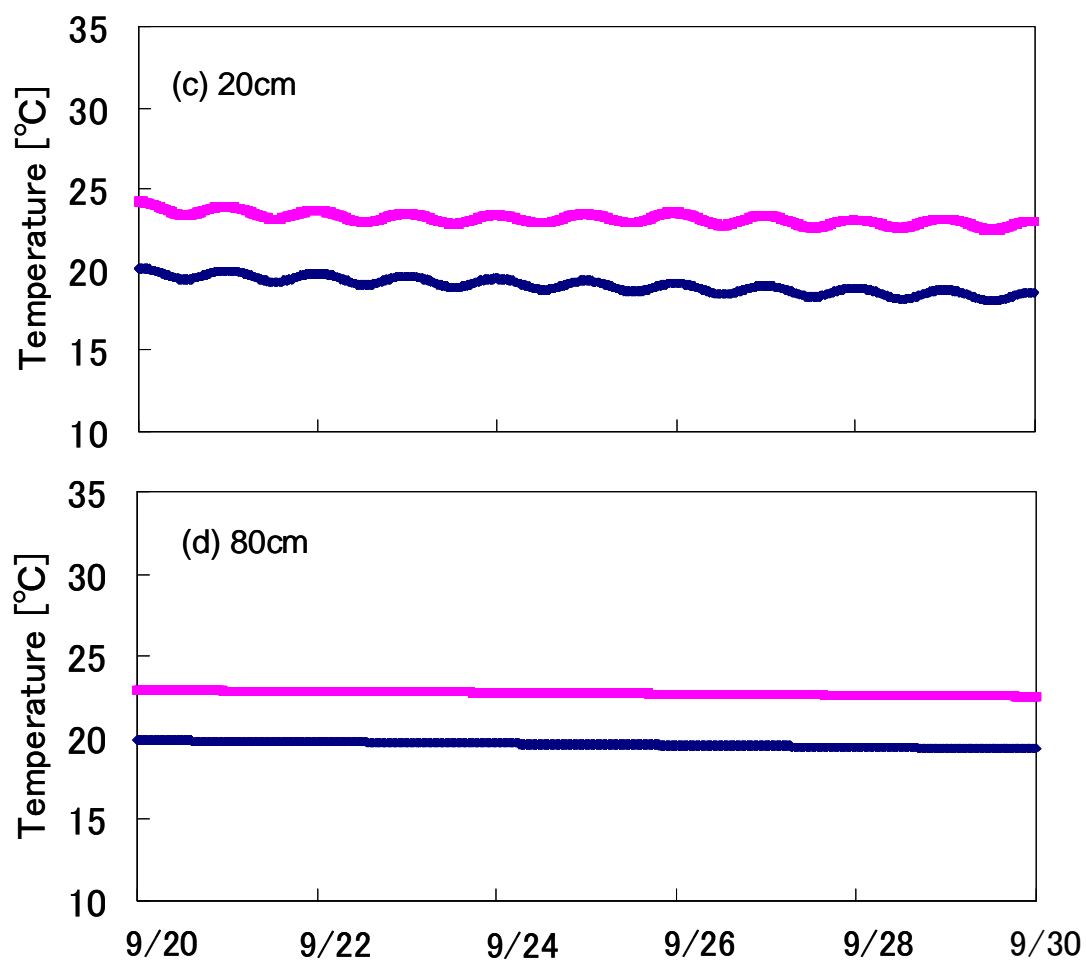


図 7.5 (続き) 現在と将来における 9 月下旬 10 日間の気温及び地温の連続変化  
 (c) 深さ 20cm (d) 深さ 80cm

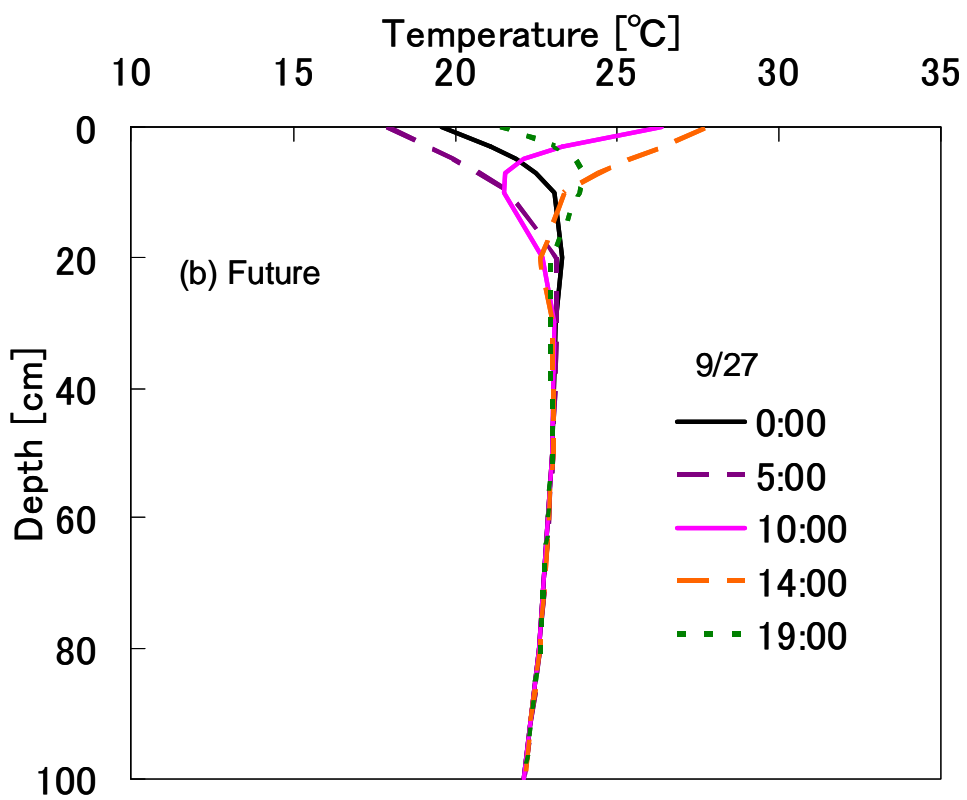
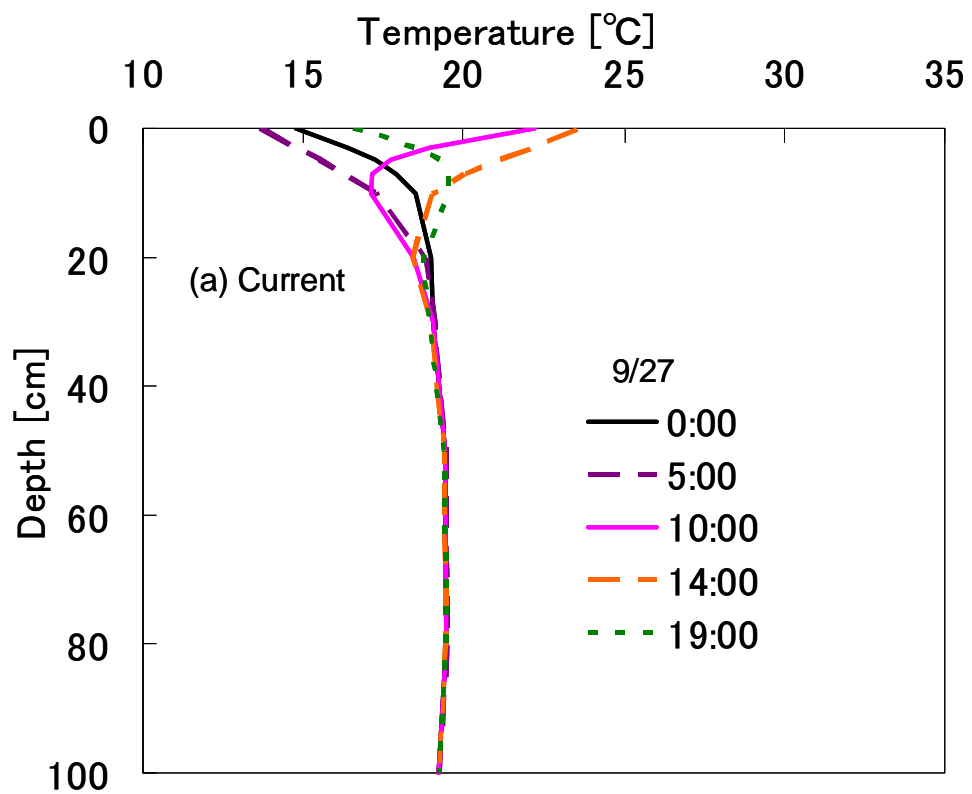


図 7.6 一日の地温鉛直分布変化の一例 (a)現在 (b)将来



## 7.2 一降雨イベントの降雨量および最大降雨強度増加がベイドスゾーンの水動態に及ぼす影響

次に、前章 6.4 節で作成した、2009 年に田無で観測された時間降雨強度（「2009」シナリオ）を基準とし、GCM 予測結果に基づき一降雨イベントの総降雨量と最大降雨強度を増加させたシナリオ（「Future rainfall」）をベイドスゾーンの水・熱移動シミュレーションに適用した。これは、日変動・年々変動の大きい降雨に関して、GCM のダウンスケーリングの際に平均化された現象を補うためのシナリオスタディである。降雨特性の変化が、ベイドスゾーンの水動態に及ぼす影響を検討するため、ここでは、対象地に分布する火山灰土壌に加え、沖積土壌（HYDRUS の Soil catalog の”Loam”；Carsel and Parrish, 1988）を仮定して、両者を比較した。図 7.7 に沖積土壌の水分移動特性を示す。田無に分布する火山灰土壌と比べると飽和透水係数、飽和体積含水率が小さい。

図 7.8、図 7.9 にそれぞれ火山灰土壌、沖積土壌における、「2009」シナリオと「Future rainfall」シナリオを適用して予測した、9/27 から 10/14 までの深さ 3、20、80cm の土壌水分量変化を示す。図には併せて、2009 年に観測された時間降雨強度の分布も示した。9/29、9/30、10/2、10/3 に少雨があり、10/5 から 8 にかけてまとまった降雨があった。10/8 には時間降雨強度  $39.8 [\text{mm h}^{-1}]$  を記録し、これは、2009 年一年間の最大の時間降雨強度であった。また、9/29 以前は、12 日間、降雨が観測されなかった。

9/29～10/3 の降雨イベントにおいては、降雨開始直後から、火山灰土壌、沖積土壌ともに、降雨量増加に伴い、深さ 3、20cm において土壌水分量の増加が見られる。さらに、「Future rainfall」シナリオでは、一降雨イベント中の最大強度は平均強度と比べて増加割合が大きいため（第 6 章 6.4 節）、一降雨イベントの中で降雨強度が最大強度に至った直後に、さらに鋭敏な水分量増加を示すと考えられる。その後の 10/5 の降雨イベントにおいては、「Future rainfall」シナリオでは「2009 シナリオ」と比間の差はなくなり、降雨終了時には両シナリオ間で土壌水分量がほぼ同じ値となった。

図 7.10、7.11 に、火山灰土壌、沖積土壌における、同じ期間の深さ 100cm までの土層領域からの累積流出フラックスの内訳、すなわち、(a)蒸発フラックス、(b)深さ 100cm における下方浸透フラックス、(c)地表面流出フラックスを示す。

9/29~10/3 までの降雨イベントにおいては、火山灰土壌、沖積土壌ともに、「2009」シナリオ、「Future rainfall」シナリオの間で流出フラックスの変化はほとんど見られない。続く 10/5 以降の降雨イベントでは、火山灰土壌では下方浸透フラックスが増加、沖積土壌では地表面流出フラックスが増加する結果となった。すなわち、降雨イベントの前に土壌が不飽和（空気侵入値よりも大きなサクション）であれば、降雨量および降雨強度の増加に伴い、降雨開始直後から土壌水分量増加が生じる。他方、先行する降雨の影響で、土壌が飽和に近い場合は、降雨量の増加に伴う土壌水分量増加はほとんどなく、地表面流出または下方浸透フラックス（あるいはその両方）が増加する。また、気象条件や土壌の水分移動特性によっては蒸発フラックスも増加すると考えられる。

このとき、降雨量および降雨強度増加に伴い、下方浸透フラックス、地表面流出のどちらが増加するかは、土壌の飽和透水係数から推測できる。すなわち、最大降雨強度よりも大きな飽和透水係数を有する火山灰土壌では、降雨量の増加があったとしても、地表面流出はほとんど生じず、土壌水分量と下方浸透量の増加が生じる。一方、火山灰土壌と比較すると飽和透水係数が小さい沖積土壌では、強度が大きな雨があると、上層では水分飽和になりやすく、地表面流出量が増大しやすい。また、本節で検討したように、GCM 予測値の傾向では、将来は降雨量が増加するだけでなく、最大強度が増加する時期があり、飽和透水係数が低い土壌では、地表面流出量はさらに著しくなると考えられる。

仮に、日別の降雨データを用いて、日平均時間降雨量(=「日降雨量」÷「24 時間」)を境界条件として与えると、このような土壌ごとの土壌水分量変化、下方浸透量や地表面流出フラックスの違いは見えなくなってしまうと考えられ、ここからも、農地土壌においては日よりも小さな時間分解能でベイドスゾーンの水分・熱動態を考える必要があるといえる。

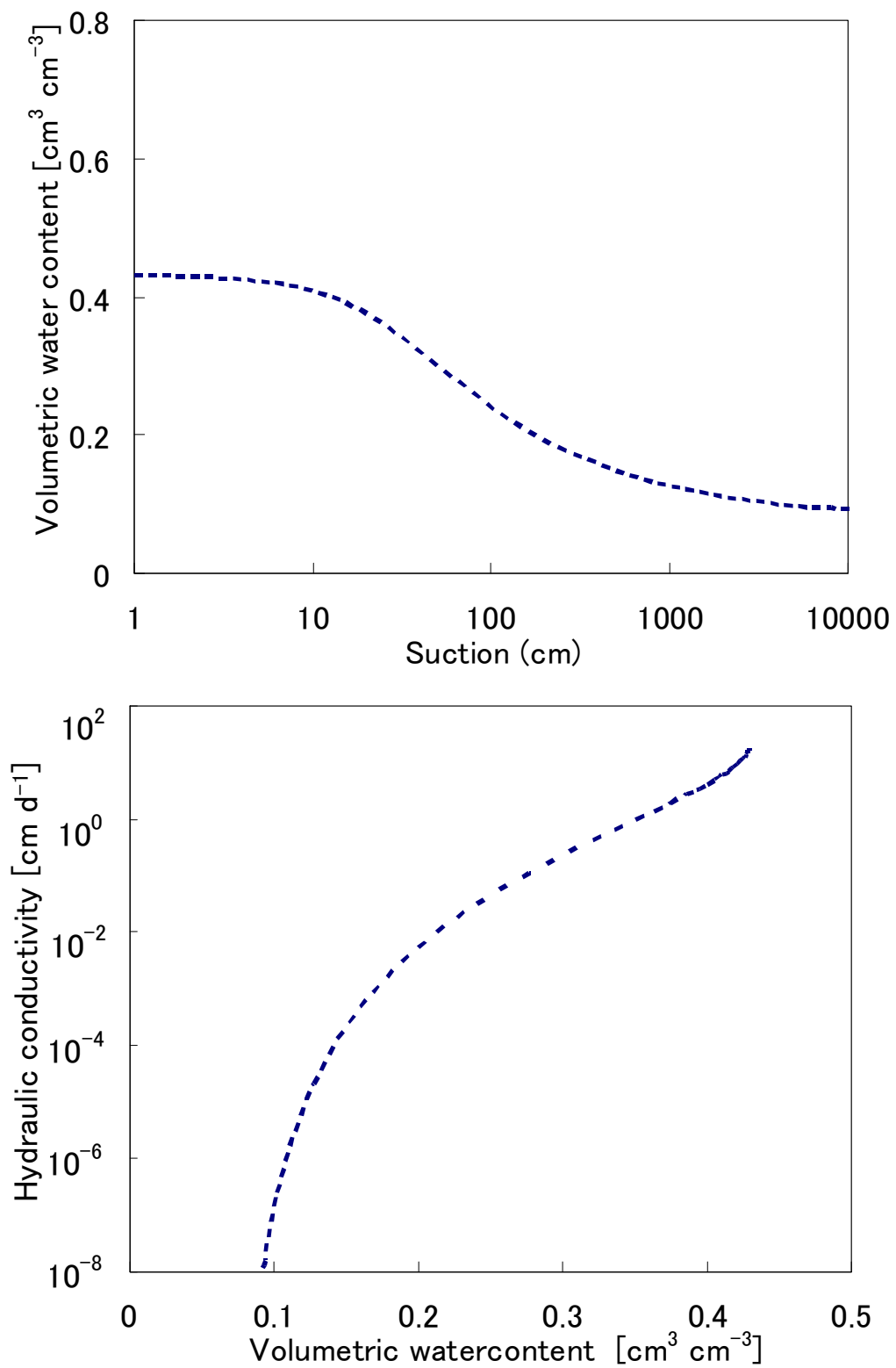


図 7.7 沖積土壌の水分移動特性関数 (上)水分特性曲線、(下)透水係数 (Carsel and Parrish, 1988)

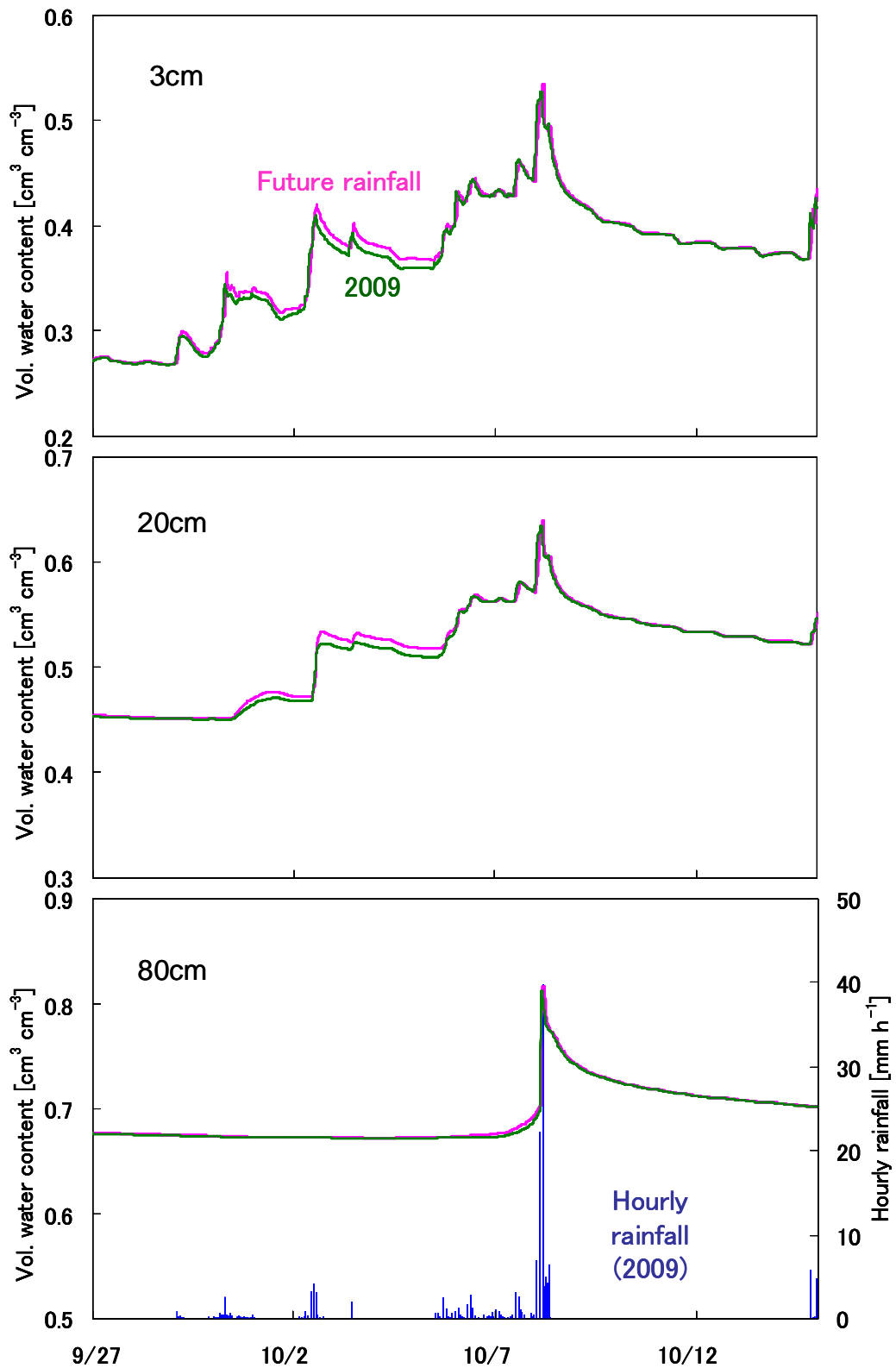


図 7.8 火山灰土壌における 2009 年に観測された降雨 (“2009”) と降雨量・最大強度増加のシナリオ (Future rainfall) を適用した際の各深さの土壌水分量変化

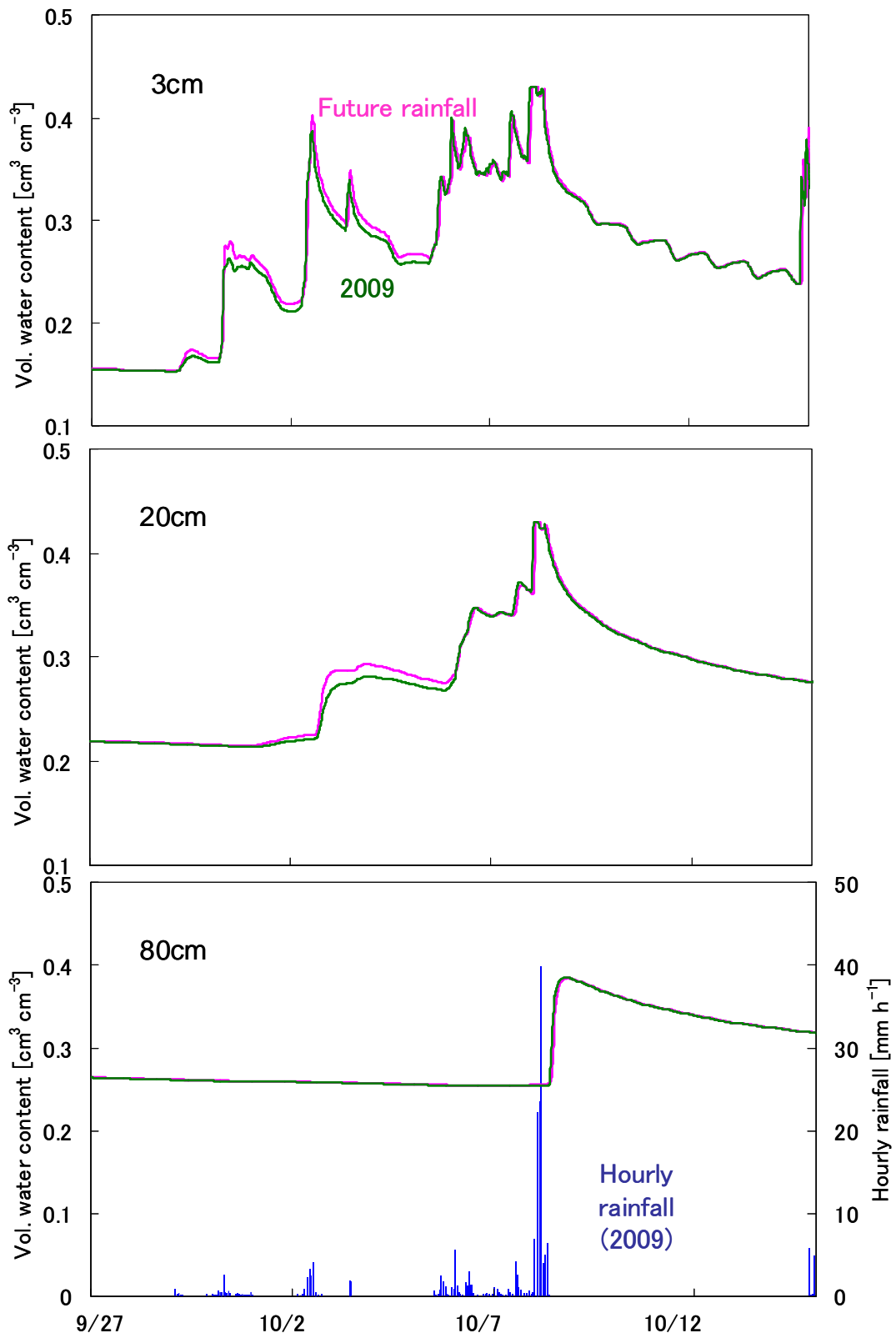


図 7.9 沖積土壌における 2009 年に観測された降雨 (“2009”) と降雨量・最大強度増加のシナリオ (Future rainfall) を適用した際の各深さの土壌水分量変化

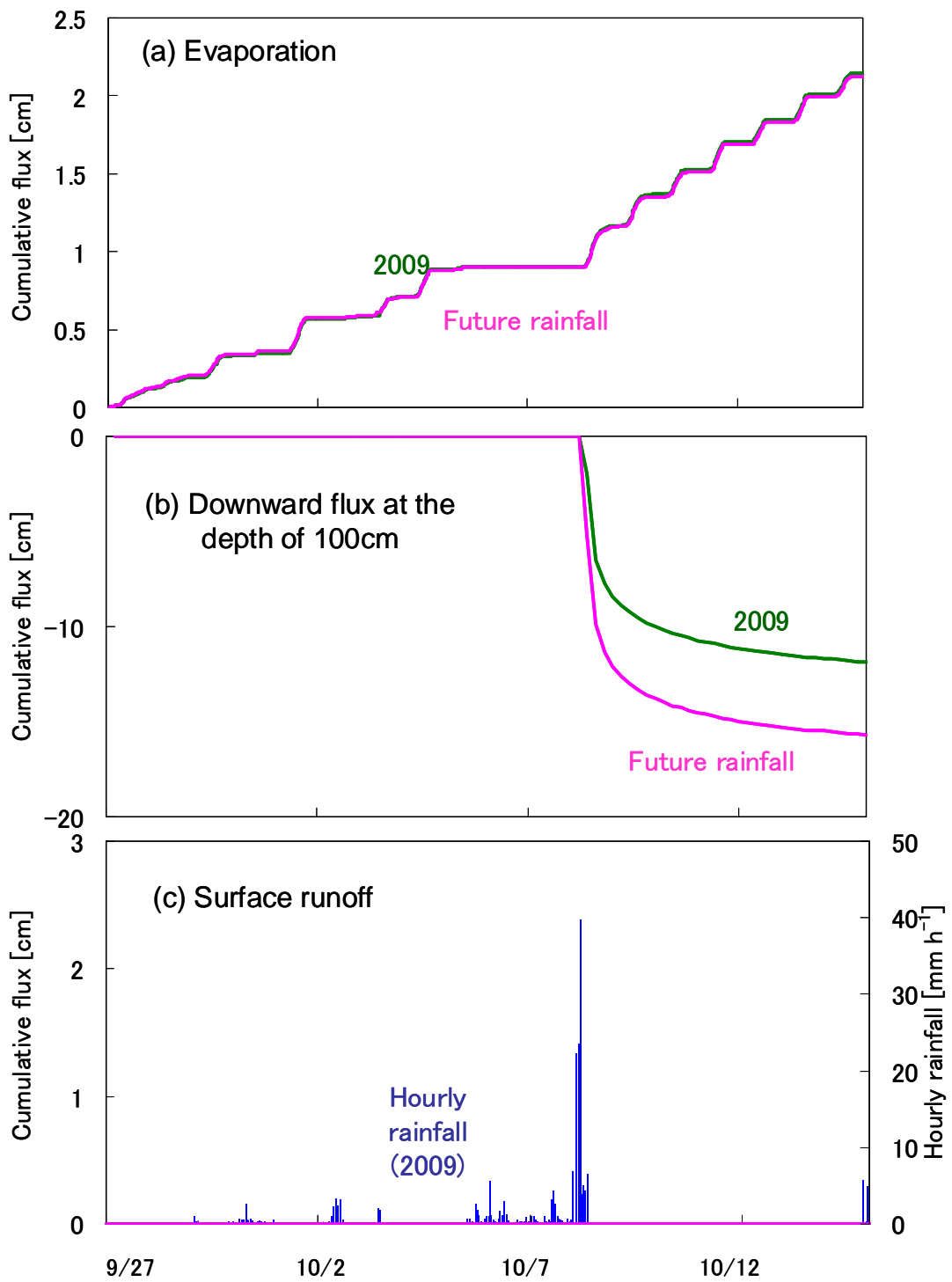


図 7.10 火山灰土壌における 2009 年に観測された降雨（「2009」）と降雨量・最大強度増加のシナリオ（「Future rainfall」）を適用した際の深さ 100cm までの領域外への流出フラックスの内訳（9/27 から 10/14 までの累積フラックス）

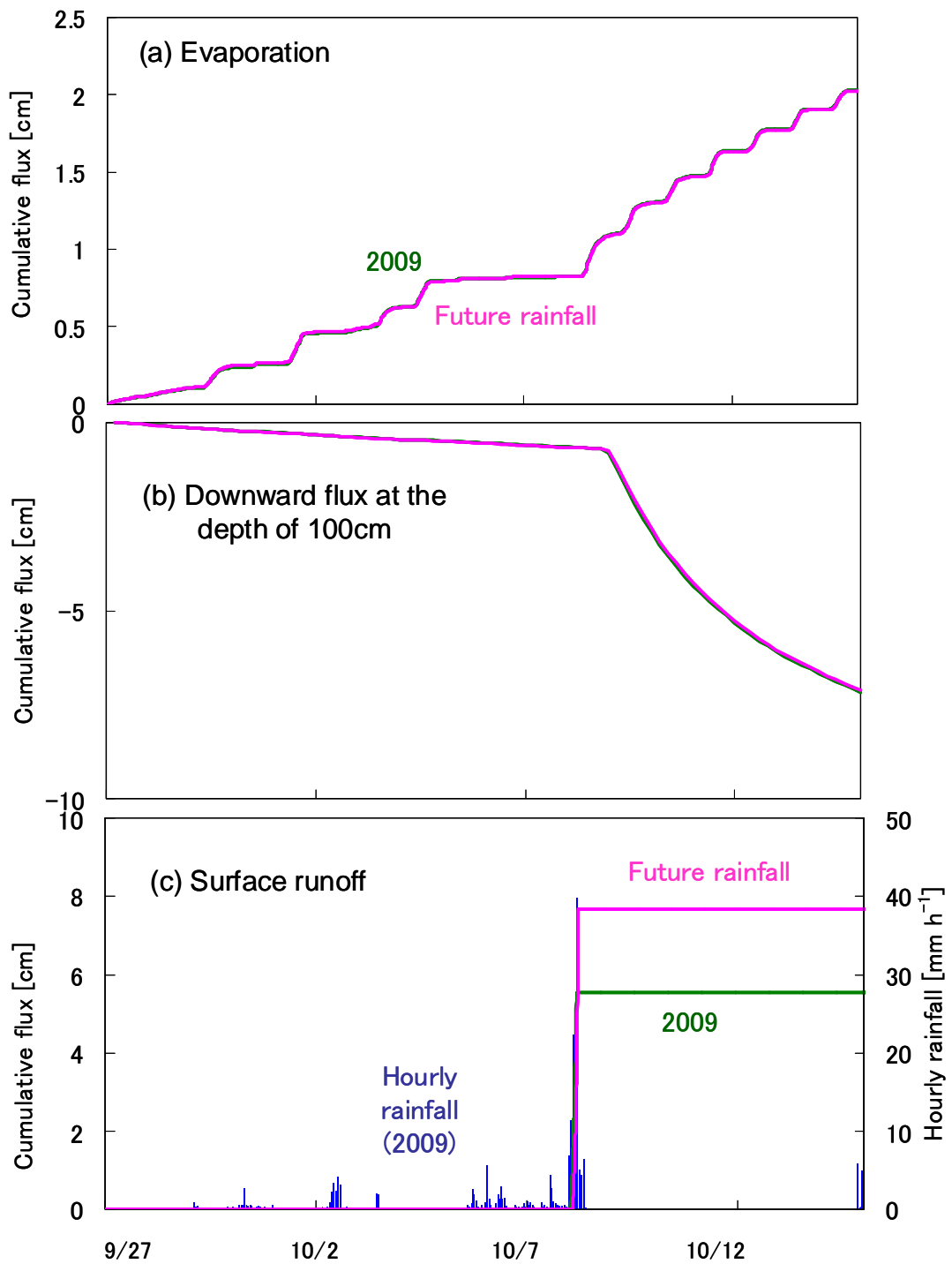


図 7.11 沖積土壌における 2009 年に観測された降雨（「2009」）と降雨量・最大強度増加のシナリオ（「Future rainfall」）を適用した際の深さ 100cm までの領域外への流出フラックスの内訳（9/27 から 10/14 までの累積フラックス）

## 第8章 将来のベイドスゾーンの CO<sub>2</sub> 動態予測

### 8.1 概要

HYDRUS モデルでは、CO<sub>2</sub> 生成速度は式 (5.3) のように、深さ、地温、土壌水分量、土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の影響を受ける。このうち、地温と土壌水分量は、気候変動に伴い変化することを第7章で示した。

他方、深さ依存性、すなわち、易分解性有機物（呼吸基質と微生物バイオマス）の鉛直分布表す式 (5.3) 中の  $f_1(z)$  (式 5.4) も変化することが考えられる。たとえば、微生物バイオマスが十分に存在するとき、呼吸基質である水溶性有機物炭素 (DOC) 量と微生物呼吸速度に強い正の相関があり (Sato and Seto, 1999)、リター層に触れた降雨の浸透に伴い土壌中に DOC が供給される (川崎ら, 2002)。したがって、降雨パターンの変化に伴い、易分解性有機物の鉛直分布  $f_1(z)$  が変化することが考えられる。また、繰り返し干ばつが発生することで、下方浸透水フラックスが減少し、土壌上層の DOC 濃度が上昇する (Sowerby et al. 2010) との報告もある (第2章 2.3 節)。気候変動に伴い、微生物相が変化する可能性も指摘されている (Conrad et al., 2009、Berard et al., 2011)。

そこで本研究では、「将来」の CO<sub>2</sub> 動態予測として、二つのシナリオスタディを行った。一つ目 (シナリオ 1) は、易分解性有機物の鉛直分布  $f_1(z)$  が不変とした場合の「現在」と「将来」の気候下での土壌中 CO<sub>2</sub> 動態予測、二つ目 (シナリオ 2) は  $f_1(z)$  が変化した場合の、「現在」の気候下での土壌中 CO<sub>2</sub> 動態予測である。

ここで、「現在」と「将来」の気候は、第6章 6.2~6.3 節において作成した気候シナリオ「Current\_AMeDAS」と「Future\_GCM」に対応する。そして、土壌中の CO<sub>2</sub> 生成・移動シミュレーションにはシナリオ 1、2 ともに、土壌の水分・熱移動特性関数は、田無の火山灰土壌について第4章 4.2~4.3 節で決定したパラメータセットを用いた。初期条件、境界条件は、第5章 5.2 節のモデル検証で示した条件 (表 5.1) と同様に設定した。すなわち、それぞれのシナリオに対して、計算の安定性と現実的な土壌水分量・地温分布・土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度になることを考慮して、初期条件は、一年分の計算を行った際の、土壌水分量、地温、土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度のシミュレーション値の最終結果を与えた。境界条件として、



水移動については、上端に時間ダウンスケーリングを施した「Future\_GCM」、  
「Current\_AMeDAS」シナリオの降雨量、また、このシナリオの気象データを入力値として気象サブモデルを用いて算出した日蒸発速度を与えた。熱については、第7章7.1節で行った、水分・熱移動シミュレーションで算出した地表面温度を与えた。シミュレーションの計算は1次元で深さ10mまでとし、1年間の計算を行った(第5章5.2節)

## 8.2 「将来」の気候下におけるCO<sub>2</sub>動態(シナリオ1)

まず、シナリオ1、易分解性有機物の鉛直分布  $f_1(z)$  が不変とした場合の「現在」と「将来」の気候下での土壌中CO<sub>2</sub>動態予測を行った。図8.1に、「現在」と「将来」の気候下での、一年間の土層全体の積算CO<sub>2</sub>生成量、積算CO<sub>2</sub>フラックスを示す。また、表8.1には、一年間のCO<sub>2</sub>収支として、生成量、地表面からの放出フラックス、貯留または下方移動(深さ10mより下)量の「現在」と「将来」の比較を示す。すべての項目で、「将来」は「現在」と比較して1.3倍程度に増加すると予測された。これについて、「将来」の気候下で、「現在」と比べて特にCO<sub>2</sub>生成量とフラックスが増加する夏季のうち、6月と9月に着目する。

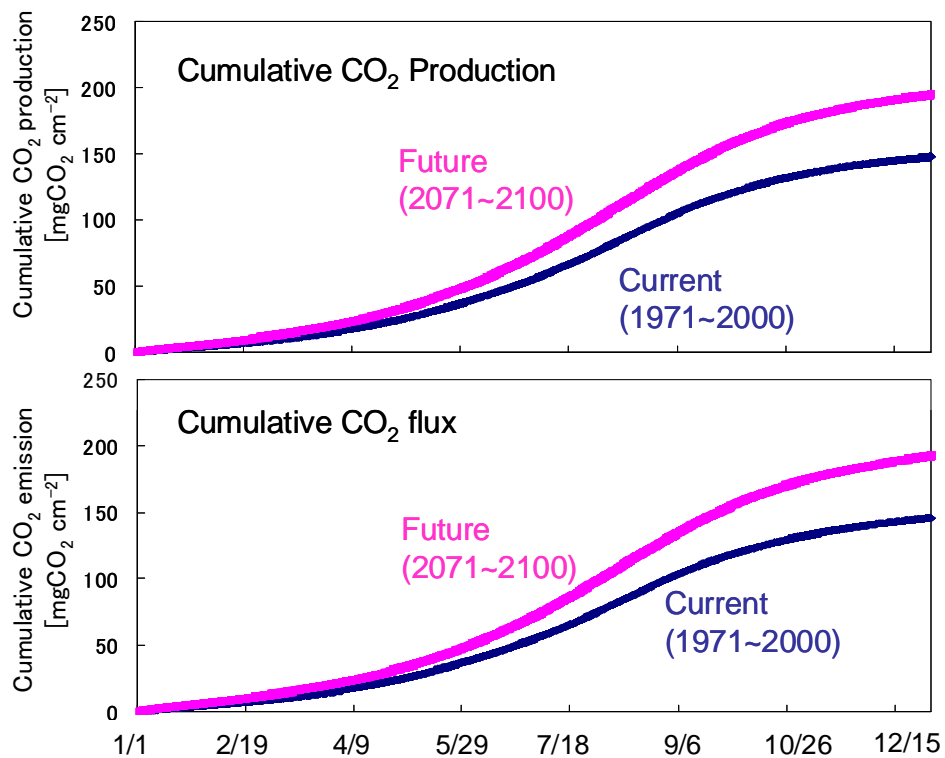


図 8.1 「現在」と「将来」の気候下における一年間の積算 CO<sub>2</sub> 生成量と積算 CO<sub>2</sub> 放出フラックス

表 8.1 「現在」と「将来」の気候下における一年間の土壌中の CO<sub>2</sub> 収支 (単位:[mgCO<sub>2</sub> cm<sup>-2</sup>])

	Production	Emission	Downward (deeper than 10m)
Current	147.75	145.58	2.17
Future	194.64	192.08	2.56

図 8.2、8.3 に、6 月、9 月の 1 ヶ月間の、「現在」と「将来」における各深さの土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度経時変化の比較を示す。6 月、9 月ともに、深さ 3cm では「現在」と「将来」の土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の差は小さく、深さ 20、50cm では「将来」の土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度は「現在」と比べて増加すると予測された。次に、6/21 と 9/23 を例に「現在」と「将来」の土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の鉛直分布と CO<sub>2</sub> 生成速度を検討する。

GCM 予測値によると、「現在」から「将来」にかけて、6/21 は日降雨量が 1.68 倍、日平均気温は 4.1°C 上昇、9/23 は、日降雨量が 0.82 倍、日平均気温は 3.9°C 上昇すると予測されている。図 8.4、8.5 には、6/21 と 9/23 の日中 (14 : 00 頃) の、「現在」と「将来」の土壌水分量、地温の比較を示す。6/21 は降雨量の増加に伴い、全層で体積含水率の増加が予測された。他方、9/23 は体積含水率がわずかに減少すると予測された (図 8.4)。地温について、6 月と比べて 9 月に下層の地温が高い (図 8.5) のは、9 月より前 (7、8 月) の高温の時期の影響を受けているためと考えられる。

図 8.6 に、6/21 と 9/23 の日中 (14 : 00 頃) の、「現在」と「将来」の CO<sub>2</sub> 濃度鉛直分布の比較を示す。ここで、「現在」、「将来」とともに特に 15cm より下層で、6 月と比較して 9 月の CO<sub>2</sub> 濃度が高い。これは地温と同様に、9 月より前 (7、8 月) の高温の時期の影響を受けているためと考えられる。「現在」と「将来」の土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度分布を比較すると、6 月、9 月ともに、「将来」の気候下では土層全体で CO<sub>2</sub> 濃度が増加し、深さ 35cm 程度で特に顕著に大きくなる。これは、この深さに耕盤層があるため、すなわち、高乾燥密度の耕盤層では CO<sub>2</sub> ガスの拡散移動が制限され、耕盤層下部で特に CO<sub>2</sub> 濃度増加があると考えられる。このような現象は、耕盤層を有する農地土壌の特徴といえる。

次に、図 8.7 に「現在」の (a) 6/21、(b) 9/23 の一日の、CO<sub>2</sub> 生成速度の鉛直分布変化を示す。ただし CO<sub>2</sub> 生成速度は、易分解性の有機物含量に依存する (式 (5.3) の  $f_1(z)$ )。ここでは 50cm 以深では易分解性有機物量がほとんどないと仮定しており (図 5.2)、50cm 以深では、生成速度がゼロに近い。上層 30cm 程度の CO<sub>2</sub> 生成速度は、一日の地温の変化 (図 7.6) と同様の变化を示した。ここで、深さ 50cm 以深では「現在」と「将来」とともに CO<sub>2</sub> 生成速度がほぼゼロに近いにも関わらず、「将来」の気候下で「現在」よりも土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度が高いのは、耕盤層付近で生成された CO<sub>2</sub> が濃度差に伴って下層に移動したためであると考えられ

る。

図 8.8、8.9 に、6 月、9 月の (a) 朝 5 : 00 と (b) 昼間の 14 : 00 の CO<sub>2</sub> 生成速度の鉛直分布について、「現在」と「将来」の比較を示す。「将来」は、6 月、9 月ともに表層から深さ 30cm 程度まで CO<sub>2</sub> 生成に伴う CO<sub>2</sub> 濃度増加が予測され、その増加幅は表層で最も大きかった。また、6/21 と 9/23 では、CO<sub>2</sub> 生成に伴う土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の増加幅はほぼ同じであった。CO<sub>2</sub> 生成に関わる深さ 30cm よりも上層において、6 月は体積含水率の増加、9 月は微減が予測され (図 8.4)、地温上昇幅は、6 月、9 月ともに同程度であったことから、今回のシミュレーションでは、CO<sub>2</sub> 生成速度の増加は主に気温上昇に起因していたと考えられる。

土壌呼吸の温度依存性を表す指標として  $Q_{10}$  値が広く用いられている。 $Q_{10}$  値は地温が 10°C 上昇したときの土壌呼吸速度の増加率であり、土壌呼吸速度  $R$  と温度  $T$  の関係を

$$R = a \exp(b \cdot T)$$

という近似式で表したとき、

$$Q_{10} = \exp(b \cdot 10)$$

で算出する。ただし、 $a$ 、 $b$  は経験値である。

$Q_{10}$  値は、気候帯、土壌、土地利用形態 (森林、農耕地など) によって異なる。崔・井上 (2004) は茨城県つくば市の、本研究対象地と同じ黒ボク畑地土壌において、裸地面の  $Q_{10}$  値が 1.31 であったと報告した。野中ら (2006) は、東京都府中市の黒ボク畑地土壌で、トウモロコシ作の場合は 2.3~2.4、コムギ作の場合は 2.8 と算出した。また、Hashimoto (2005) は日本の森林土壌の  $Q_{10}$  値のデータを整理し、フィールドにおいては 1.30 から 3.45 の範囲にあり平均値は 2.18、室内実験では 1.56 から 3.45 の範囲にあり平均値は 2.73 と報告した。

そこで、温暖湿潤地域の黒ボク畑地土壌を対象に算出された結果を参考に、本研究対象地において  $Q_{10}$  値が 1.31~2.8 の間にあると仮定し、地温が本研究のシミュレーション結果のように、約 5°C 上昇した場合の土壌呼吸速度の増加率 ( $Q_5$  とする) を次のように算出した。

$Q_{10}=1.31$  の場合、

$$b = \frac{1}{10} \ln 1.31 = 0.027$$

$$Q_5 = \exp(5 \cdot 0.027) = 1.14$$

$Q_{10}=2.8$  の場合、

$$b = \frac{1}{10} \ln 2.8 = 0.103$$

$$Q_5 = \exp(5 \cdot 0.103) = 1.67$$

となる。今回のシミュレーション結果において、地表面温度が 3~5°C 程度上昇する「将来」の一年間の累積 CO<sub>2</sub> フラックスは、「現在」の約 1.3 倍と予測された (表 8.1)。既往の研究の  $Q_{10}$  値から予測される CO<sub>2</sub> フラックスの増加率から見て、妥当であるといえる。

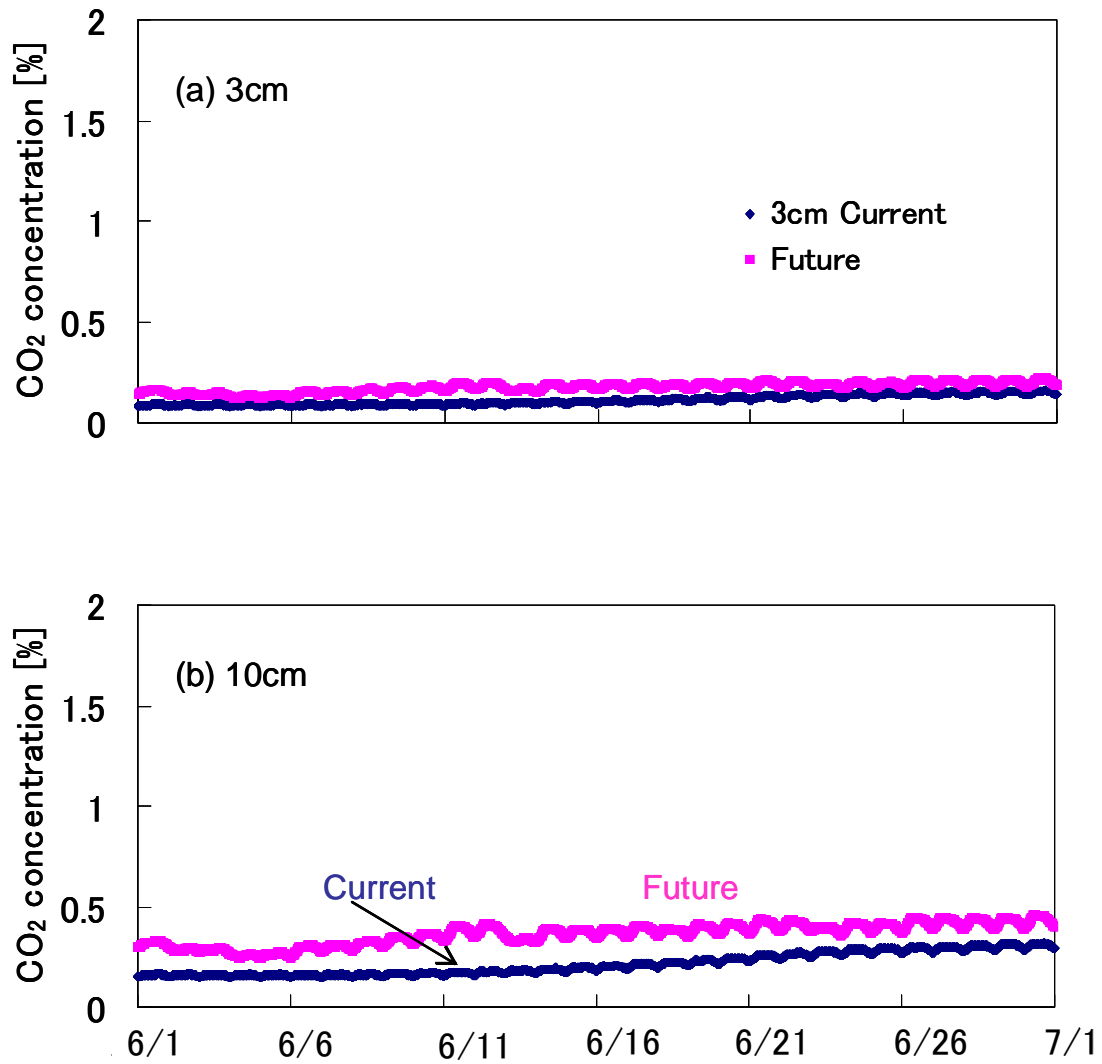


図 8.2 6月1ヶ月間の「現在」と「将来」における各深さの土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の経時変化 深さ(a) 3cm (b) 10cm (次ページに続く)

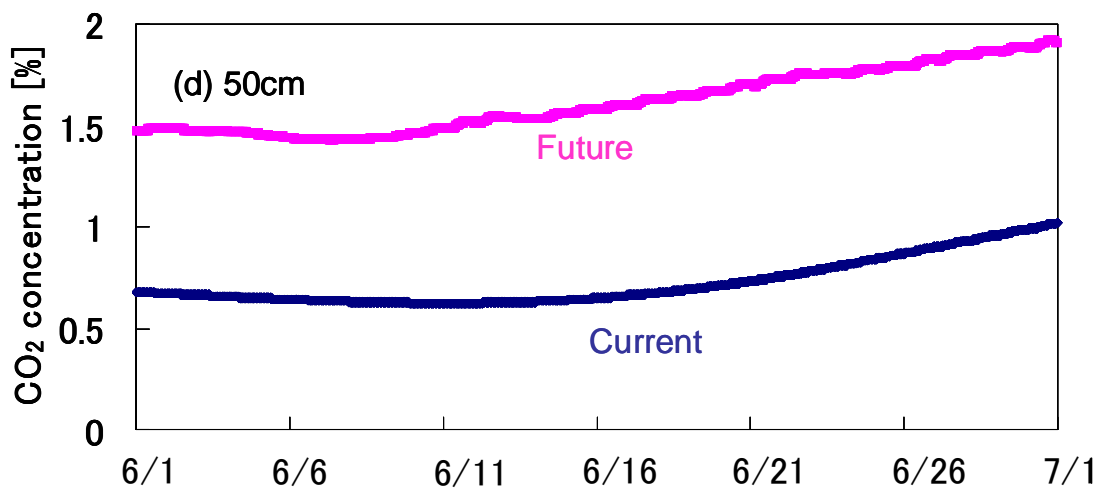
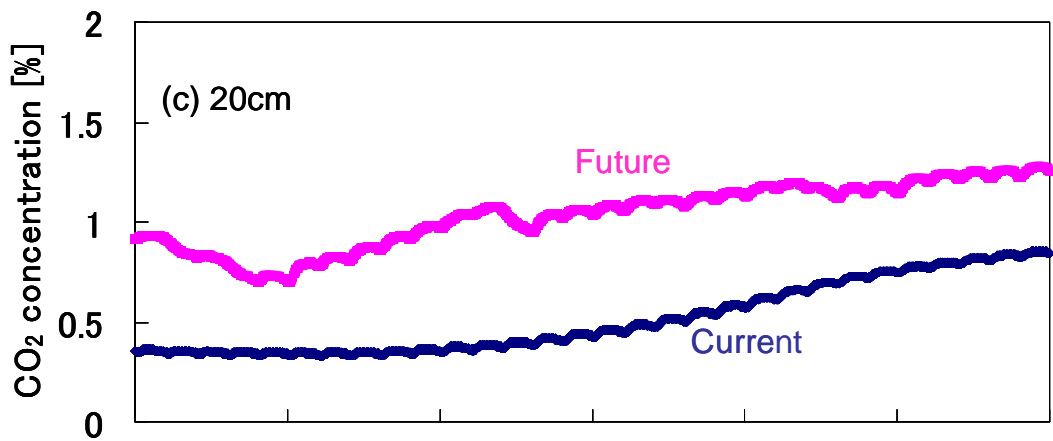


図 8.2 (前ページからの続き) 6月1ヶ月間の「現在」と「将来」における各深さの土壤中 CO<sub>2</sub> 濃度の経時変化 深さ (c) 20cm (d) 50cm

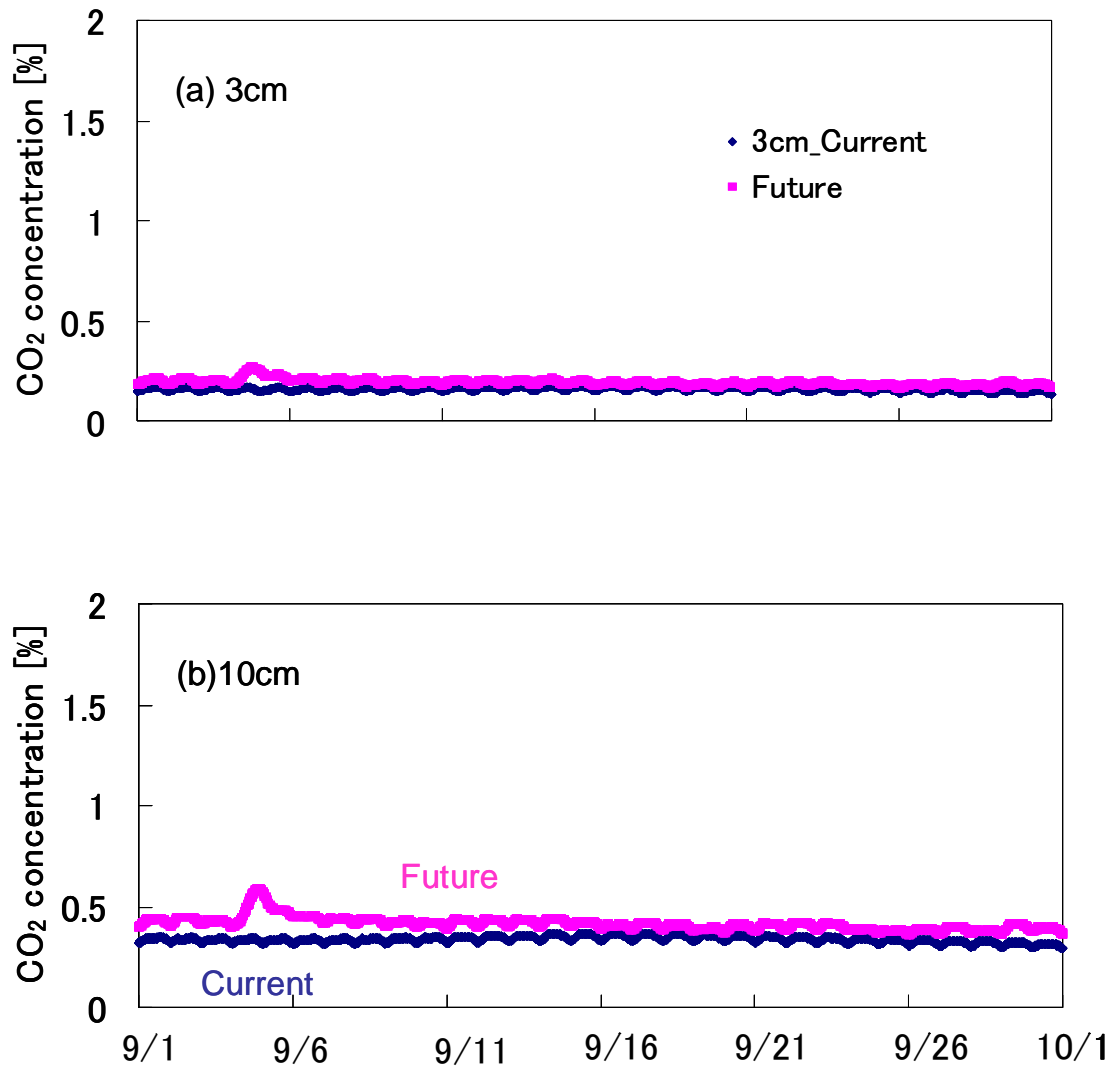


図 8.3 9月1ヶ月間の「現在」と「将来」における各深さの土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の経時変化 深さ(a) 3cm (b) 10cm (次ページに続く)



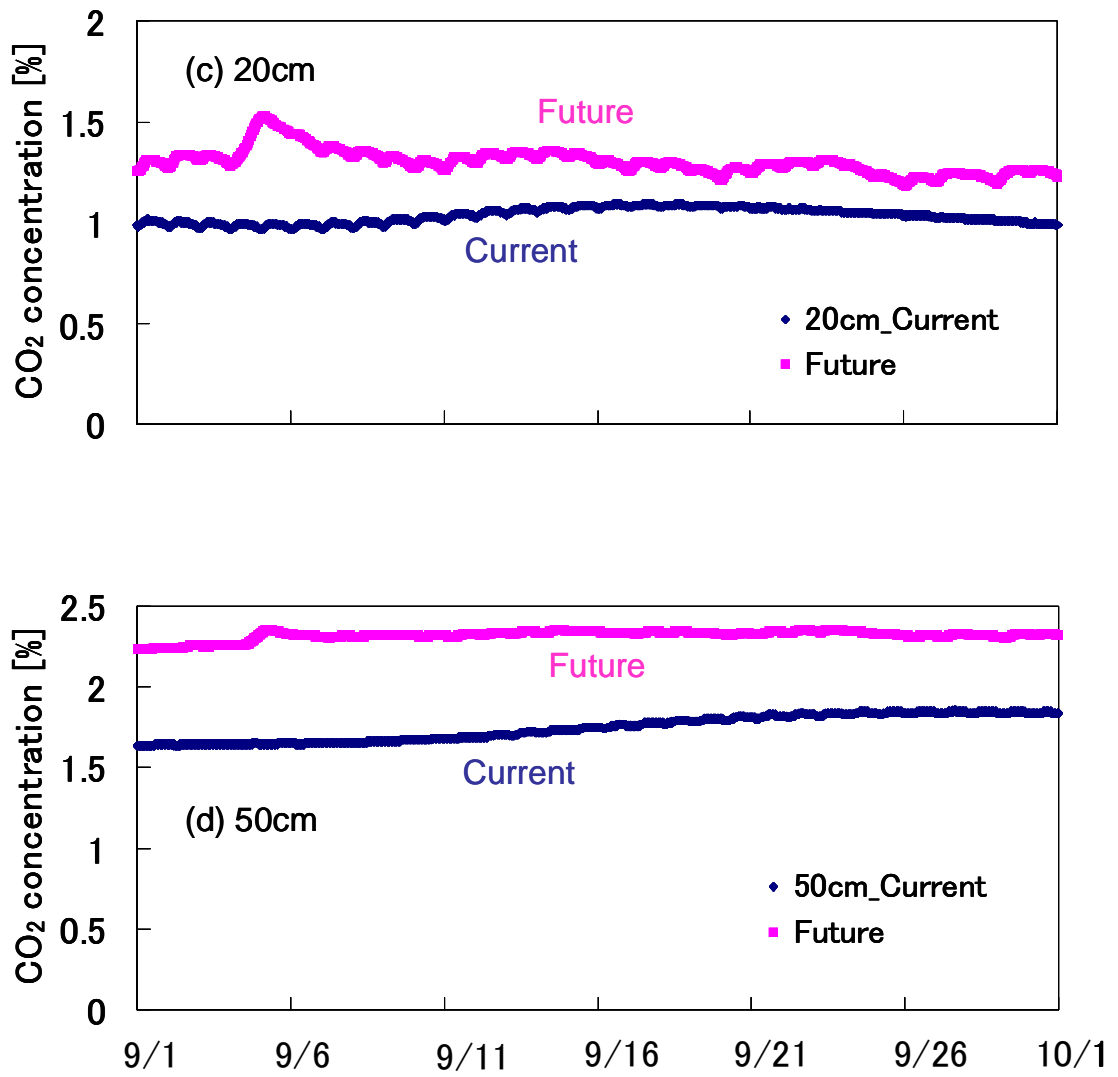


図 8.3 (前ページからの続き) 9 月 1 ヶ月間の「現在」と「将来」における各深さの土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度の経時変化 深さ (c) 20cm (d) 50cm

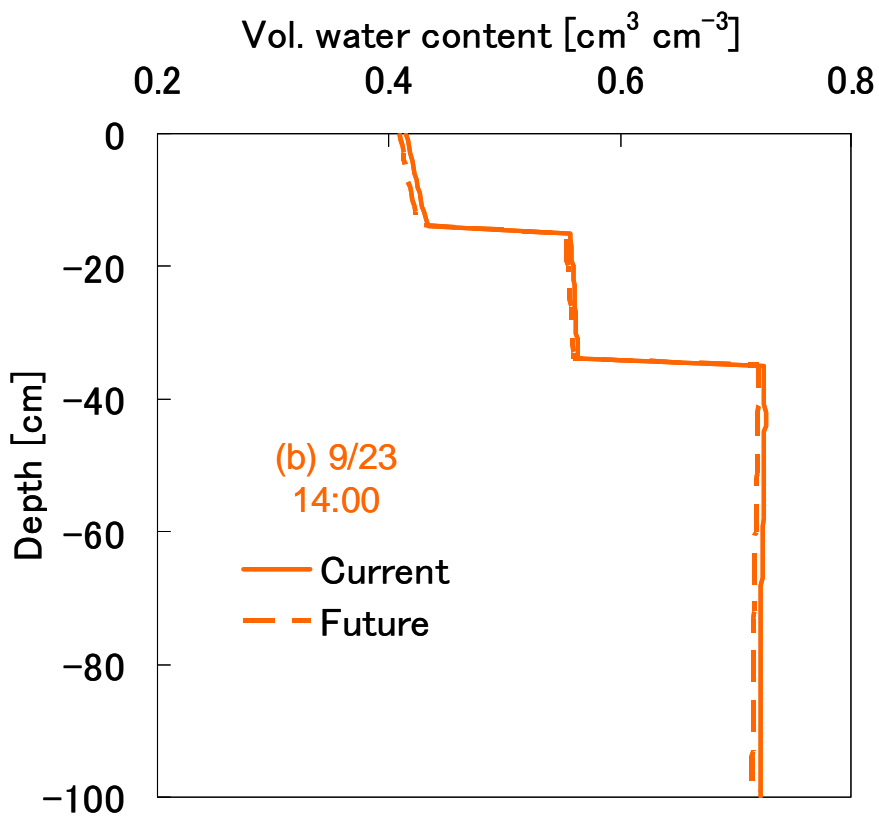
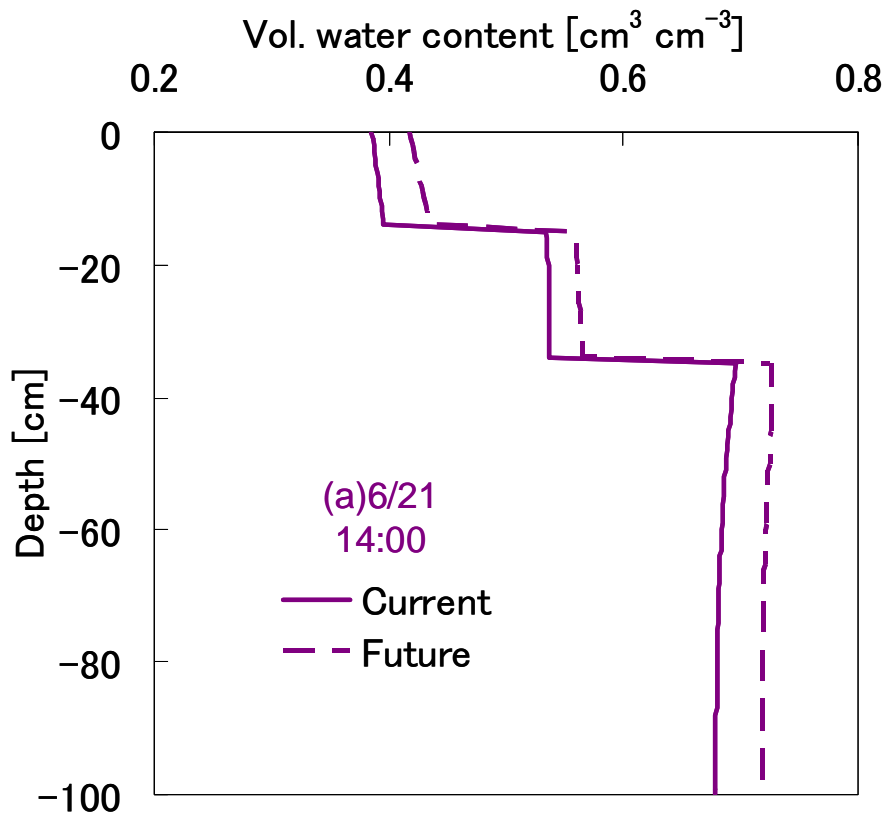


図 8.4 「現在」と「将来」の (a) 6/21 (b) 9/23 14:00 頃の体積含水率の鉛直分布の比較

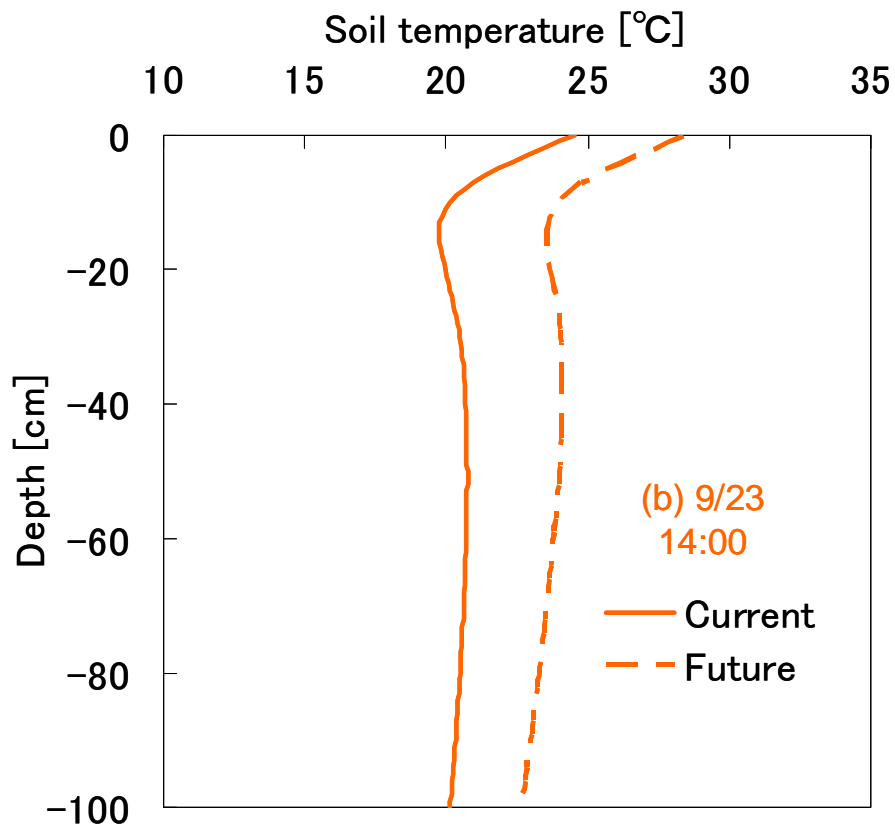
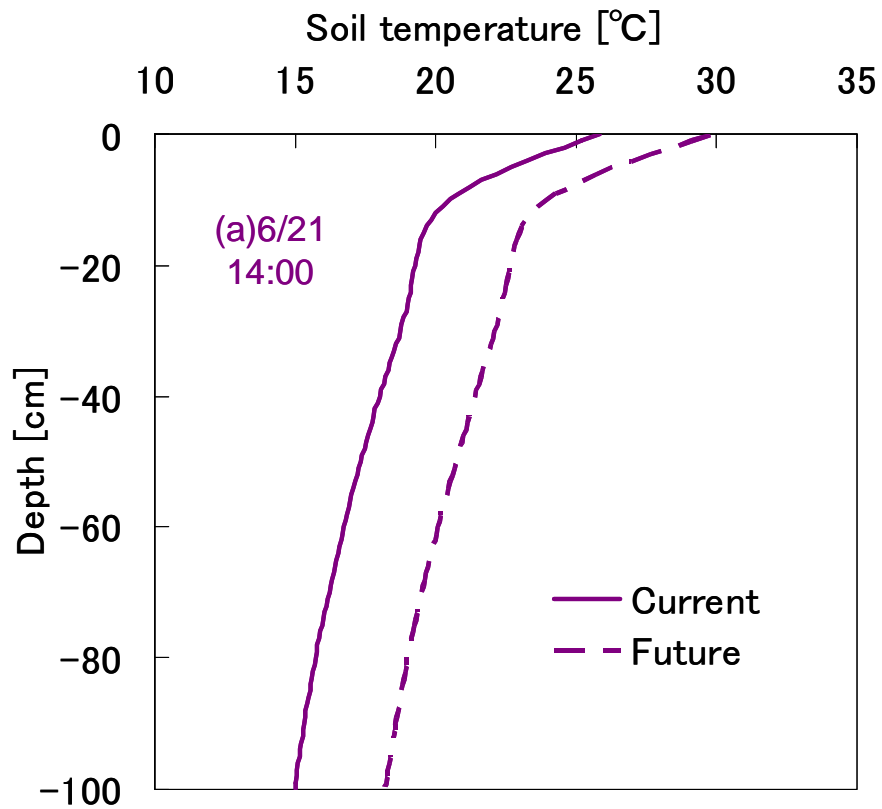


図 8.5 「現在」と「将来」の (a) 6/21 (b) 9/23 14:00 頃の地温鉛直分布の比較

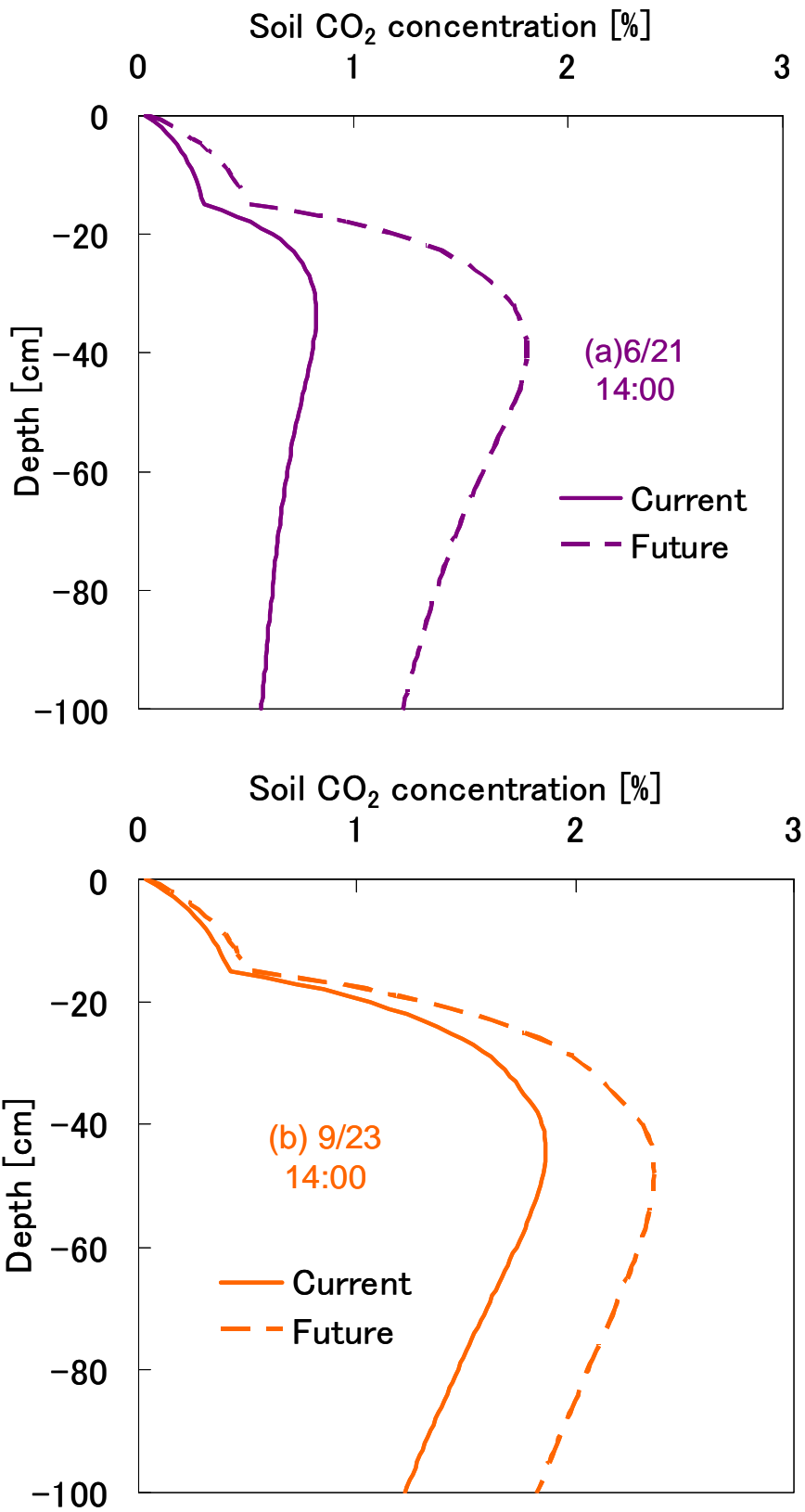


図 8.6 「現在」と「将来」の (a) 6/21 (b) 9/23 14:00 頃の CO<sub>2</sub> 濃度の鉛直分布の比較

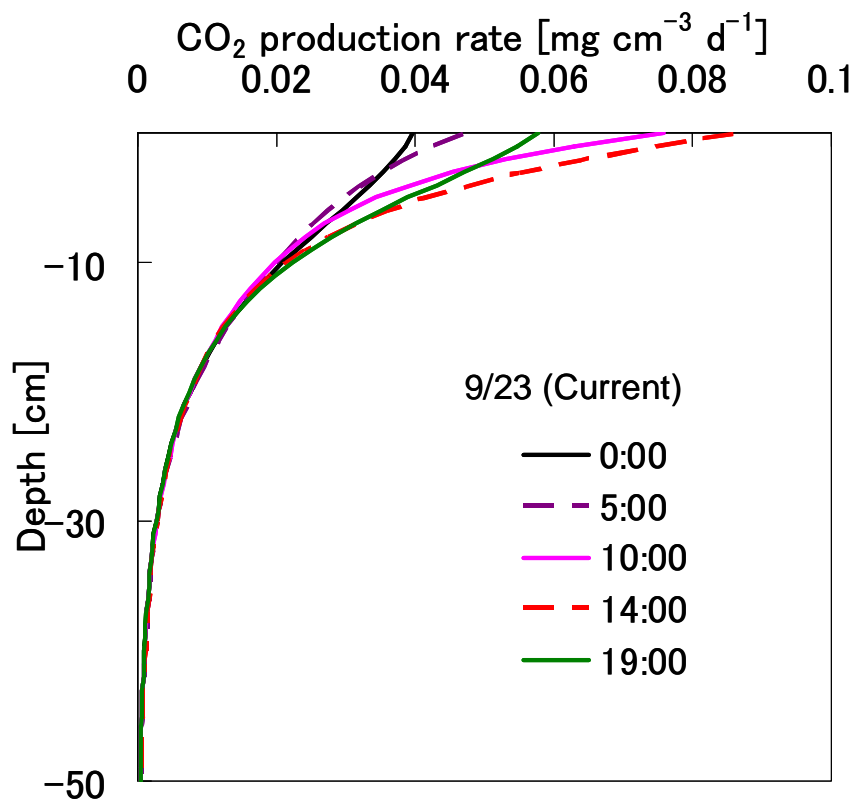
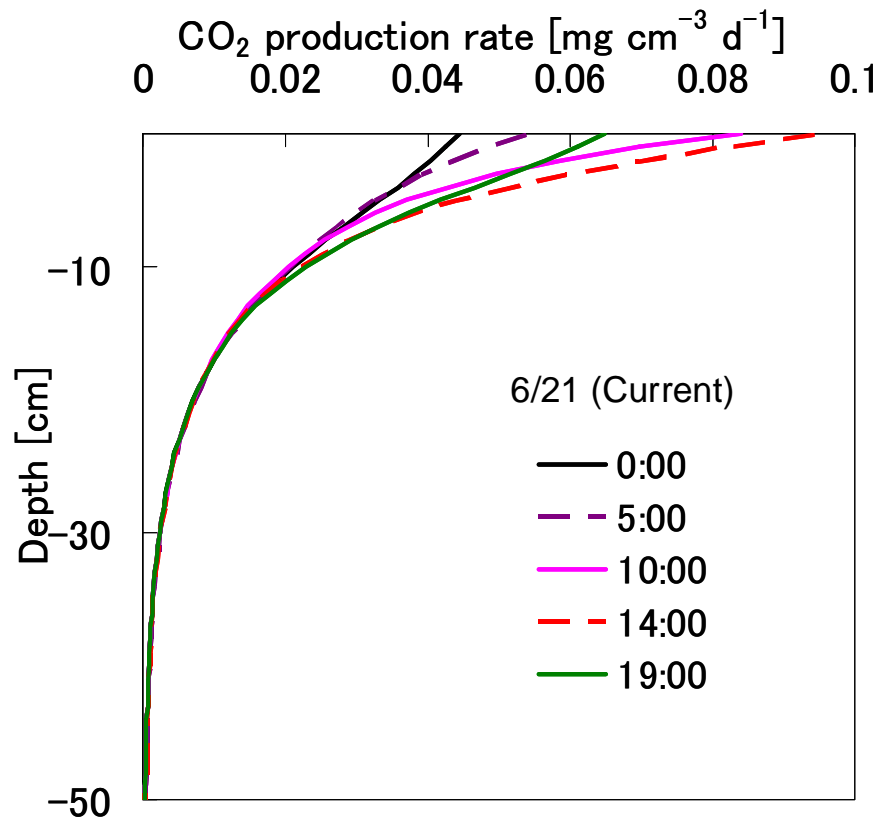


図 8.7 「現在」と「将来」の (a) 6/21 (b) 9/23 の一日の土壤中 CO<sub>2</sub> 生成速度の鉛直分布

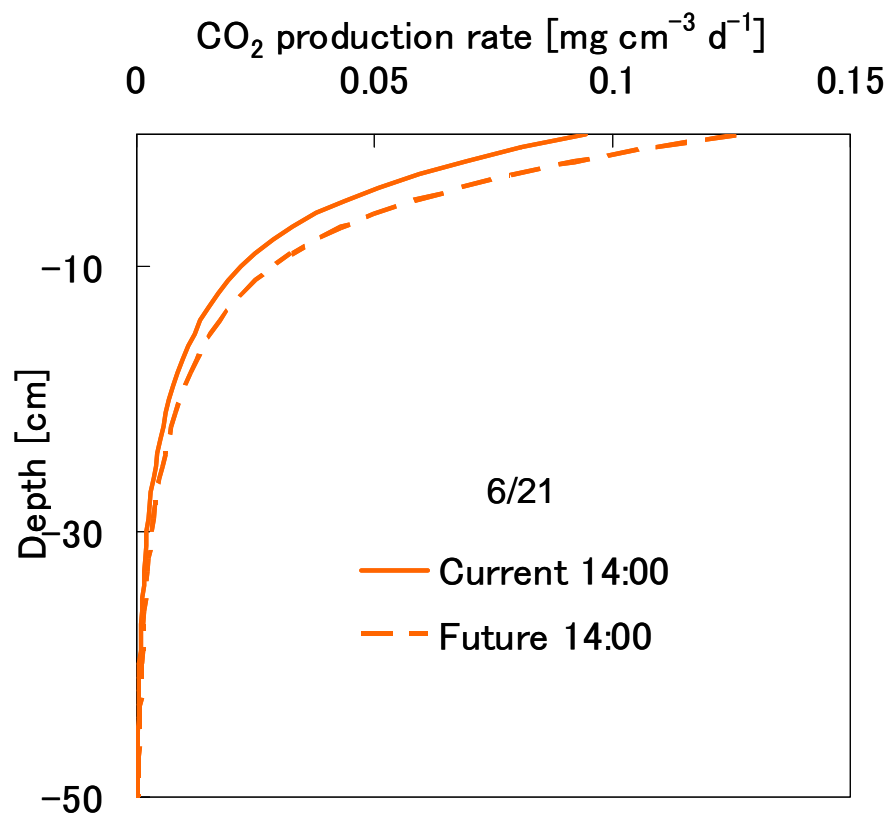
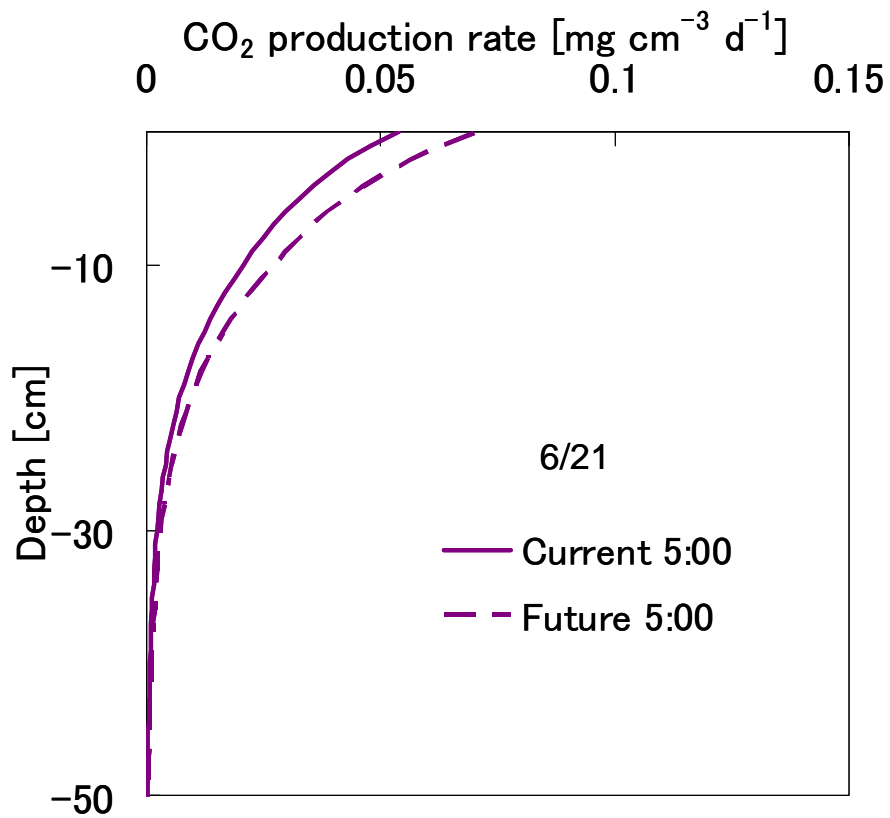


図 8.8 「現在」と「将来」の 6/21 (a)5:00 (b) 14:00 の土壤中 CO<sub>2</sub> 生成速度の鉛直分布の比較

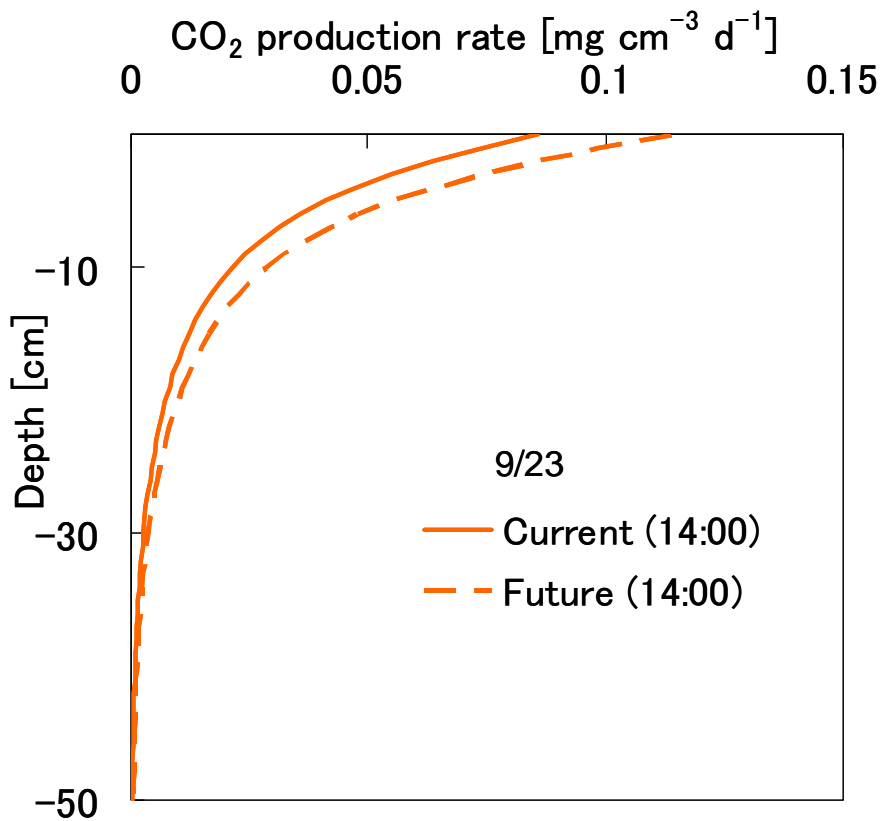
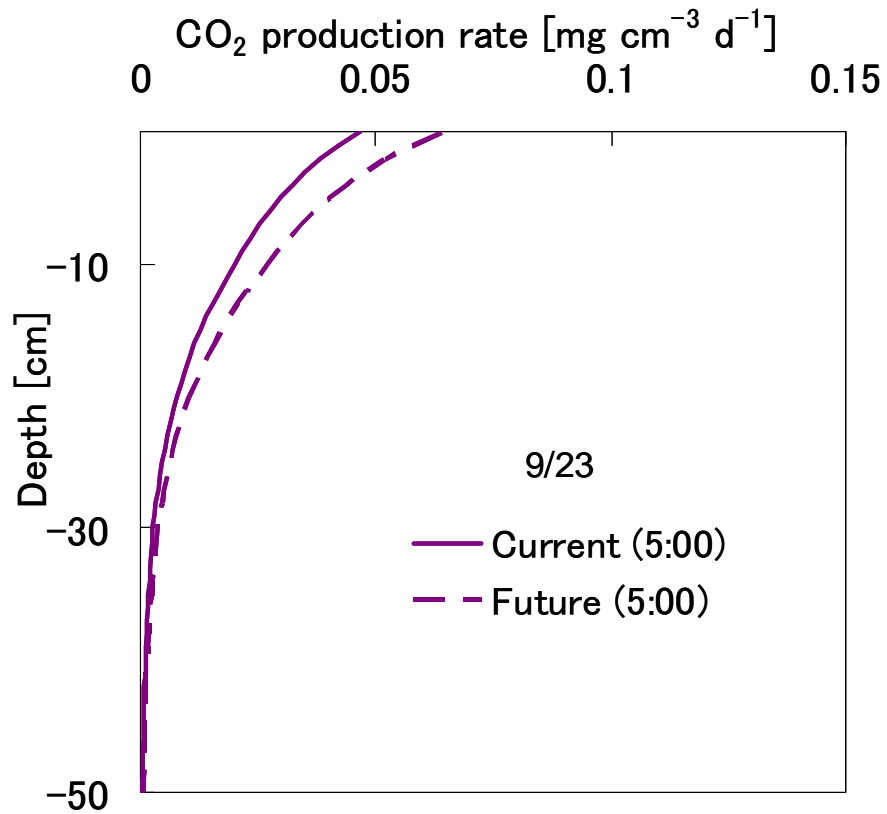


図 8.9 「現在」と「将来」の 9/23 (a)5:00 (b) 14:00 の土壤中 CO<sub>2</sub> 生成速度の鉛直分布の比較

### 8.3 易分解性有機物分布 $f_1(z)$ が変化した場合の、「現在」の気候下における 土壌中 $\text{CO}_2$ 動態予測 (シナリオ 2)

土壌中  $\text{CO}_2$  生成速度を表す式 (5.3) の中の深さの関数  $f_1(z)$  (式(5.4);再掲) は、植生がある場合は根密度や、易分解性の有機物含量分布を反映したポテンシャル  $\text{CO}_2$  生成速度の鉛直分布で、式 (5.3) 中の、 $f_2(z)\sim f_6(z)$  までの条件が全層で等しい場合の、 $\text{CO}_2$  生成速度の鉛直分布を示す。

$$f_1(z) = ae^{-az} \quad (5.4 \text{ 再掲})$$

モデル検証 (第 5 章) や 8.2 節のシナリオ 1 のシミュレーションでは、式 (5.4) において  $a = 1.05$  とし、地表面から深さ 50cm 程度までの間で  $\text{CO}_2$  生成速度が指数関数的に減少するよう仮定していた。そこで、シナリオ 2 では、 $f_1(z)$  について、 $a = 0.05, 0.205$  とし、「現在」の状況を表す「Current\_AMeDAS」シナリオで土壌中の  $\text{CO}_2$  生成・移動シミュレーションを行った。図 8.10 に、 $a = 0.05, 0.105, 0.205$  としたときの、深さ 50cm までの  $f_1(z)$  の形状を示す。 $a$  が大きくなるほど、表層および浅い位置における  $\text{CO}_2$  生成速度が大きく、深い位置における  $\text{CO}_2$  生成速度は小さくなる。

$a$  が大きくなる状況としては、旱魃が繰り返し生じることが原因で易分解性有機物である DOC 濃度が特に土壌上層で増加した場合 (Sowerby et al., 2010; 第 2 章 2.3 節) が考えられる。DOC は、不飽和土壌中は降雨に伴い下方に運ばれる (川崎ら, 2002a,b; 第 2 章 2.3 節) ため、高透水性の土壌で、将来、降雨量・強度が増加する地域では、 $a$  が小さくなる可能性がある。

図 8.11 に、 $a$  を変化させた際の、6 月一ヶ月間の各深さの土壌中  $\text{CO}_2$  濃度の変化を示す。図には先に行った  $a = 0.105$  としたときの計算結果も載せた。

深さ 3、10cm では、 $a$  の値によらず、土壌中  $\text{CO}_2$  濃度はほとんど変化がなかった。他方、深さ 20、50cm では、 $a$  が小さいほど、すなわち、 $\text{CO}_2$  生成が深い位置まで生じるほど、濃度が高くなる。また、図 8.12 に、同じ期間の地表面からの累積  $\text{CO}_2$  放出フラックスを示す。 $a$  が小さいほど、すなわち、表層付近の易分解性有機物量が少ないほど、放出フラックスは小さくなると予測された。この結果は、Hashimoto and Komatsu (2006) が森林土壌の  $\text{CO}_2$  動態予測のために提案した、土層を 3 層に分けて各層ごとに  $\text{CO}_2$  生成速度を仮定する比較的シンプ



ルなモデルの感度解析結果（第2章 2.3節）と同じ傾向であった。

ただし、ここで検討した深さの関数は単独で変化するとは限らない。例えば、有機物含量分布が変化する場合、土壌の水分・熱移動特性も変化することが考えられる。また、微生物相が変化する場合、土壌水分に対する活性や最大呼吸速度が増加または減少することが考えられる。気候変動が有機物分布や微生物多様性や機能に及ぼす影響の検討は現在進行中であり、今後、その知見に基づいて、より詳細なCO<sub>2</sub>生成移動予測を行う必要がある。

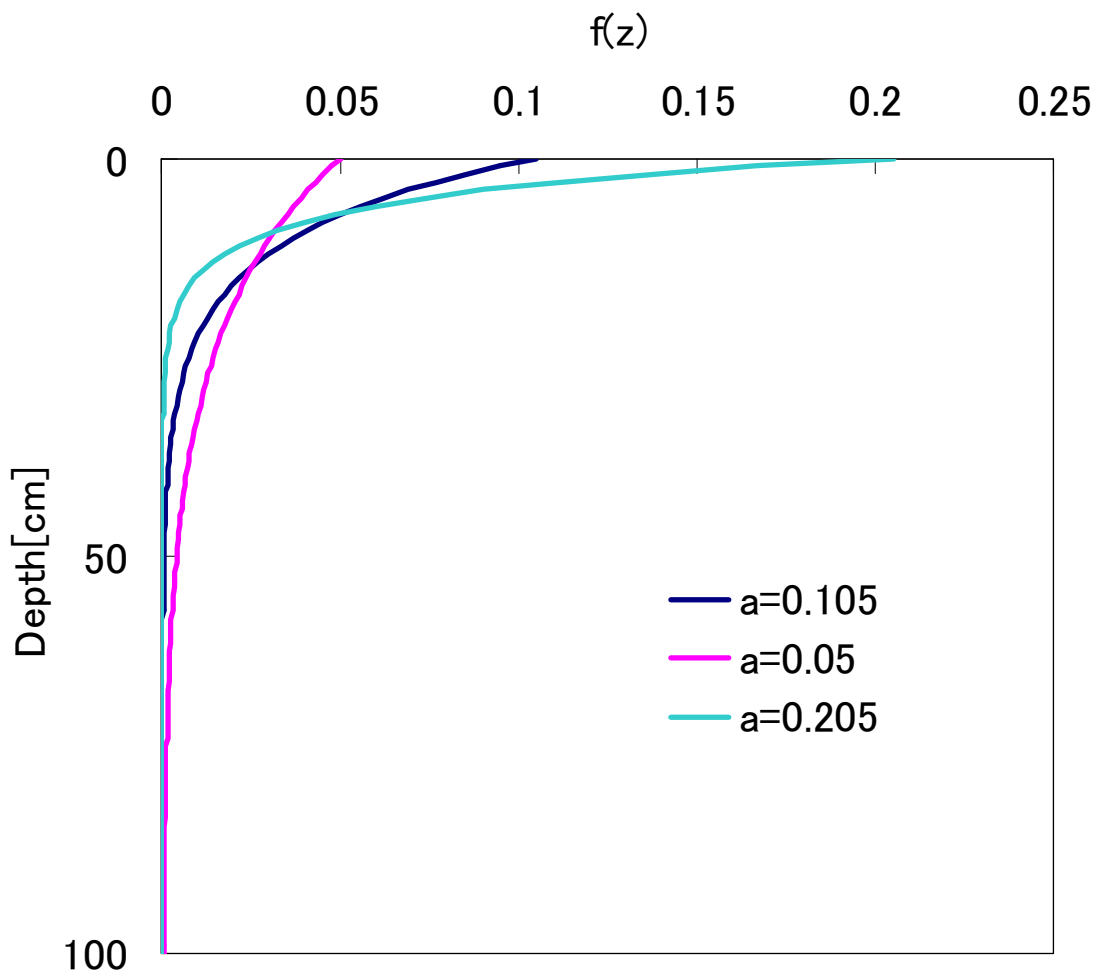


図 8.10 CO<sub>2</sub>生成モデル中の関数 $f_1(z)$ のパラメータ  $a$  の値ごとの形状

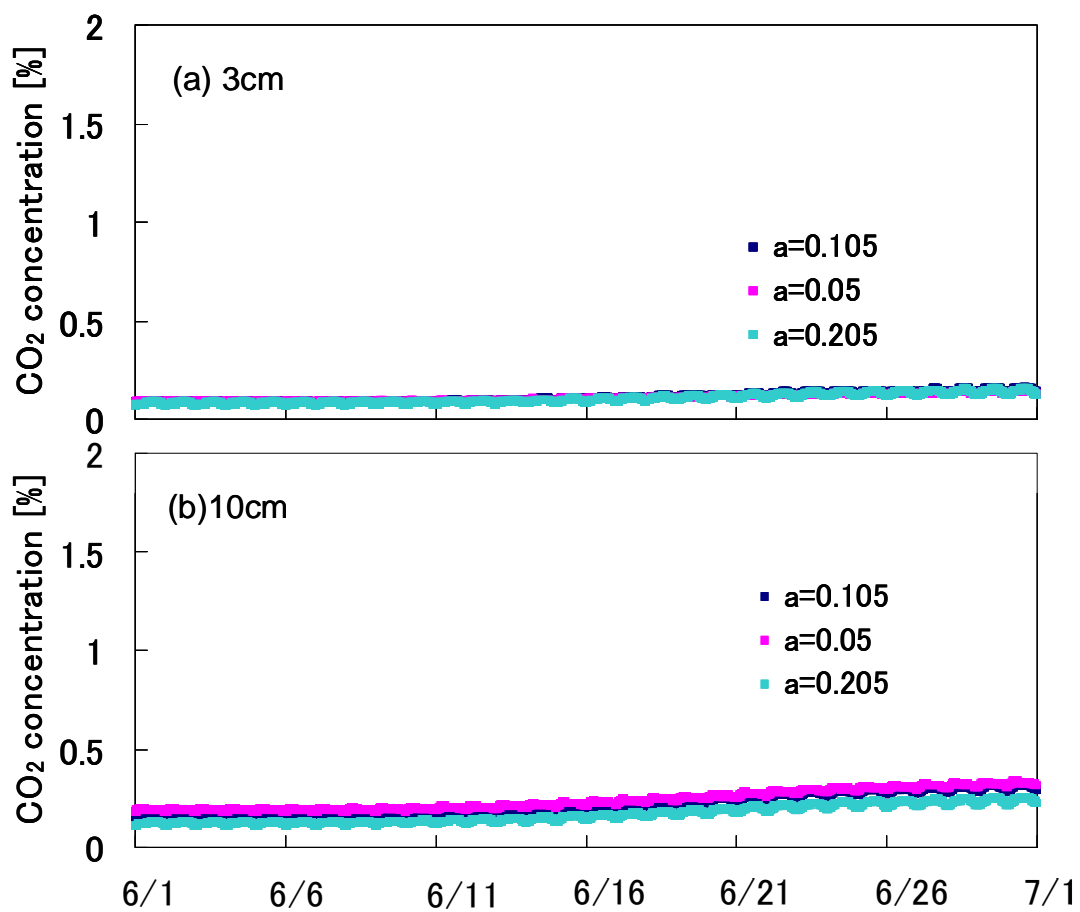


図8.11 パラメータ  $a$  の値の違いによる各深さの 土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度シミュレーション結果の比較 (a) 3cm (b) 10cm (次ページに続く)

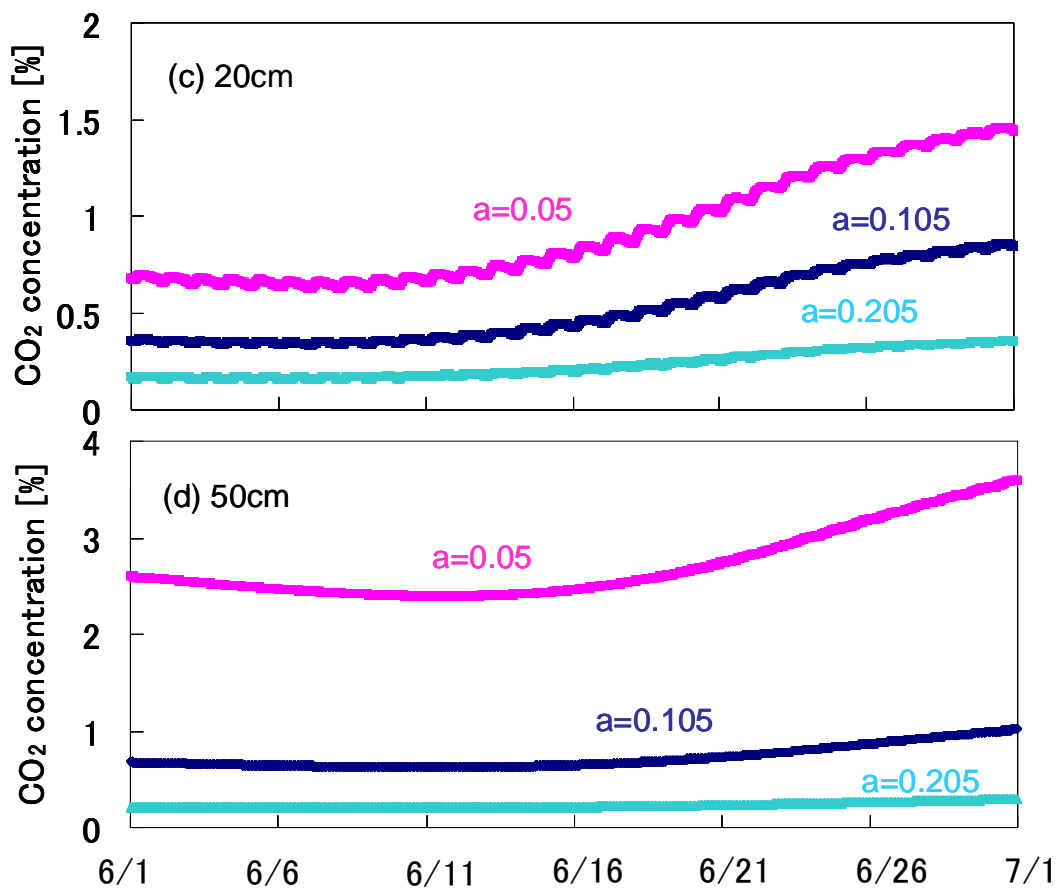


図 8.11 (前ページからの続き) パラメータ  $a$  の値の違いによる各深さの 土壌中 CO<sub>2</sub> 濃度シミュレーション結果の比較 (c) 20cm (d) 50cm

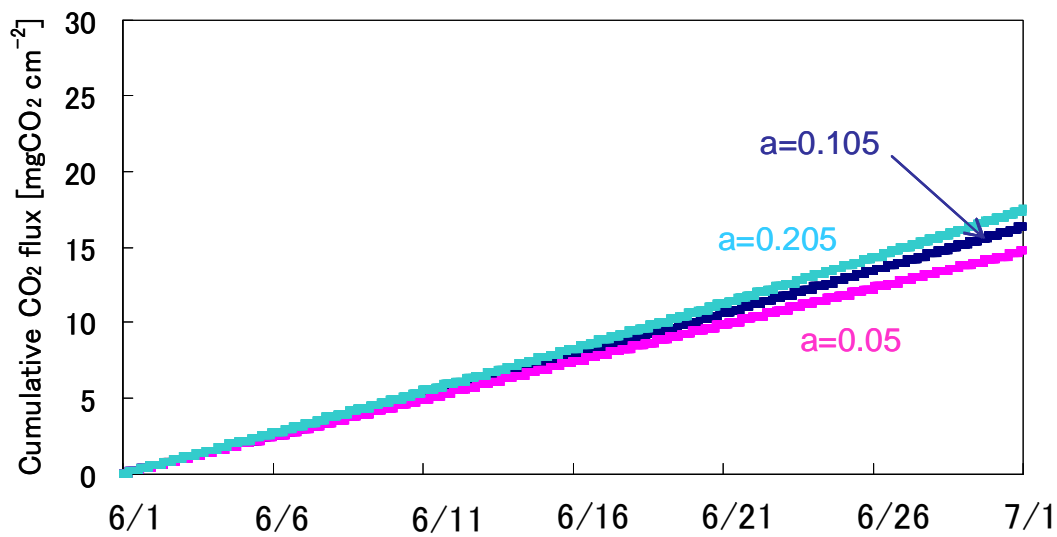


図 8.12 パラメータ *a* の値の違いによる 地表面からの CO<sub>2</sub> 放出フラックスの比較 (6/1 から 1 ヶ月間の累積フラックス)

## 第9章 結論

### 9.1 本研究のまとめ

本研究では、営農や自然生態系の保護の観点で重要な圃場スケールで、気候変動がベイドスゾーンの水・熱動態に及ぼす影響、ベイドスゾーン的水分・温度分布の変化が土壌中  $\text{CO}_2$  動態に及ぼす影響を予測した。

第3~5章では、バイオマス生産量の高い温暖湿潤気候において、気候変動がベイドスゾーンの水・熱・ $\text{CO}_2$  動態に及ぼす影響の予測に、気象サブモデルを含む HYDRUS-1D モデルが有用であることを実証した。

西東京の農地土壌を対象に、将来予測で用いる GCM 予測値の代替として、容易に入手可能な気象データを入力データとし、熱収支式を含む HYDRUS-1D の気象サブモデルを用いて、土壌水分、地温、土壌中  $\text{CO}_2$  濃度の連続変化を再現するシミュレーションを行った。また、その際、団粒構造を有する火山灰農地土壌について、独立した要素試験を行うことで土壌の水分・熱移動特性関数を決定した。その結果、現場土壌の物理性を反映したパラメータセットが得られ、精度の高いシミュレーションを行うことができた。

以上により、HYDRUS-1D のモデル、サブモデル、パラメータが現場をよく再現できることを明らかにした。これは、将来の気候を予測する GCM 予測値を入力データとすることで、気候変動下のベイドスゾーンの水・熱・ $\text{CO}_2$  動態を予測できることを意味する。

第6~8章では、西東京を対象に、GCM 予測値に基づいた気候シナリオを作成し、第3~5章で検証を行った HYDRUS-1D モデルを用いて将来のベイドスゾーンの水・熱・ $\text{CO}_2$  動態予測を行った。

本研究では、GCM 予測値として MIROC ver3.2 の温暖化実験結果の、日別出力値を用いた。GCM 予測値と農地土壌中の水・熱移動現象では、空間・時間スケールの違いがあるため、入手可能な、対象地に最も近い地点のアメダスデータを用いて、MIROC 予測値に空間・時間ダウンスケーリングを施した。このとき、農地土壌において、営農に必要な作土層の土壌水分・地温分布変化や地表面流

出、下方浸透量などを把握するためには、時間スケールは、時別以下にする必要がある。

「現在」と「将来」の気候下では、熱収支について、対象地のような湿潤地域においては、純放射量の増加の有無に関わらず蒸発潜熱フラックスが増加すると考えられる。水移動について、地表面から深さ 100cm までの領域では、降雨量が増加する 6 月は土層全体で土壌水分量が増加すると同時に領域外への流出量も増加し、降雨量が減少する 9 月は、蒸発フラックスの微増で上層の乾燥が促進される。

土壌中  $\text{CO}_2$  動態予測について、「将来」においても土壌中の呼吸基質や微生物バイオマス、微生物相の鉛直分布に変化がなければ、「将来」は「現在」と比較して、一年間の積算  $\text{CO}_2$  生成量、積算  $\text{CO}_2$  放出フラックスがともに 1.3 倍程度大きくなると考えられる。また「将来」の土壌中  $\text{CO}_2$  濃度は、高乾燥密度の耕盤層下部で 1%程度大きくなると考えられ、これは耕盤層を有する農地土壌の特徴といえる。

降雨パターンの変化などに伴い、呼吸基質の鉛直分布が変化する可能性がある。たとえば、降雨量、降雨強度の増大に伴い、表層に分布する易分解性有機物量の割合が減少すると、地表面からの  $\text{CO}_2$  放出フラックスは少なくなると考えられる。また、土壌中  $\text{CO}_2$  濃度については、深さ 10cm 程度までは易分解性有機物分布変化の影響をほとんど受けず、耕盤層内や耕盤層下では、高濃度になると考えられる。

## 9.2 本研究の展望と今後の課題

本研究の成果である、気候変動下のベイドスゾーンの水・熱動態変化と、ベイドスゾーンの水分・温度条件の変化に伴う  $\text{CO}_2$  動態変化予測を活用することで、炭素循環フィードバックを含めた、農地土壌における気候変動の影響の定量評価が可能となると考えられる。

また、本研究で得られた土壌水分や地温の予測結果を、例えば作物モデルに利用することで、気候変動が、農作物や生物相に及ぼす影響の詳細な予測が可能となる。このような予測は、適切な水管理法や農薬・肥料散布方法のような、農業や自然生態系の分野における、気候変動への適応策提案の根拠となる。

なお、本研究では、西東京の火山灰農地土壌を対象にした。現在、国家基幹技術の一部である「データ統合・解析システム」をはじめ、多様な地球観測データが蓄積されてきている。また、土壌中の物質移動パラメータの推定に関わる土壌データベース (Pedo Transfer Function) の蓄積も徐々に進んでいる (たとえば(独)農業環境技術研究所や米国農務省など)。これらのデータベースを用いることで、本研究を他地域にも応用し、面・深さともに検討する空間領域を拡大できる。

最後に今後の課題を述べる。まず、本研究では裸地を想定したが、実際の耕作地や生態系においては、植物による根の吸水とそれに伴う栄養塩類の吸い上げや蒸散、根の呼吸など、植物-土壌の関係を考慮する必要がある。

また、冬季の土壌凍結や積雪は、土壌中の水・熱移動現象と関わりが強い。気候変動に伴い、積雪パターンの変化や、土壌凍結の有無あるいは凍結深の変化が生じることが考えられ、凍結現象や積雪を考慮した土壌中の水・熱動態予測が必要である。

本研究で扱った CO<sub>2</sub> 生成サブモデルは、微生物の呼吸基質量や分布、微生物バイオマス量や微生物相の経時変化は考慮しない (第5章)。将来の気候変化は、植物バイオマス量や微生物分布、微生物相も変化させると予測されている。そのため、さらに詳細な将来のベイドスゾーンの CO<sub>2</sub> 動態予測には、炭素動態モデルの併用による分解速度の違いを考慮した炭素供給量の推定や、微生物多様性の変化などの検討とモデル化が必要である。

将来の気候シナリオの作成方法も、水・熱・CO<sub>2</sub> 動態予測の結果を左右する。特に、降雨の時間ダウンスケーリングについて、農地土壌において必要な、一日よりも細かいスケールへのダウンスケーリング方法はまだ確立されておらず、更なる検討が必要である。

## 参考文献

- 飯泉仁之直・西森基貴・石郷岡康史・横沢正幸, 2010, 統計的ダウンスケーリングによる気候変化シナリオ作成入門, 農業気象, 66(2), 131-143
- 板津透, 2005, 大気圧変動により引き起こされる地下空気の水平 2 次元流動に関する計算法, 地質学雑誌, 113 (3), 156-169
- 板津透・篠原誠・楡井久, 2003, 洪積台地における地下空気流動, 第 13 回環境地質学シンポジウム論文集, 35-40
- 井本博美・藤川智紀・溝口勝・宮崎毅, 2003, 土壌中のガス採取装置の改良とガス採取方法, 土壌の物理性, 93, 51-55
- 遠藤敏史・常田岳志・井本博美・西村拓・宮崎毅, 2010 埋設型ガスモニタリングシステムを用いた降雨時の不飽和黒ボク土壌中 CO<sub>2</sub> ガス濃度変化の検討, 農業農村工学会論文集 78(5), 317-323
- 環境省, 2009, 地球温暖化・適応研究委員会「気候変動への賢い適応」
- 黒田武史, 1996, TDR による水分・塩分のモニタリングに関する研究, H9 東京大学大学院農学生命科学研究科 修士論文
- 軽部重太郎・杉本英夫・藤平雅巳・中石克也, 1998, アロフェンとイモゴライトの分散凝集と荷電特性, 農土論集, 196, 103-110
- 気象庁, 2005, 異常気象レポート 2005
- 気象庁:気象統計情報, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/mdrr/index.html> (参照 : 2011/03/31)
- 鬼頭昭雄, 2008, GCM 研究の最前線(Ⅱ)(講演資料), 「気候変動将来推進情報の水文分野での利用促進シンポジウム」資料集, 90-122



木本昌秀, 2008, 気候モデル出力の利用促進にむけて, 「気候変動将来推進情報の水文分野での利用促進シンポジウム」資料集, 53-69

斎藤智樹, 1995, TDR を用いた土壌水分計測に関する研究, H8 東京大学農学部卒業論文

斎藤広隆・Jiri Simunek・取出伸夫, 2007, 裸地土中の水分・温度長期変動予測—近似した気象データによる表面境界条件の設定—, 土壌の物理性, 107, pp79-96

坂井勝・取出伸夫, 2007a, 蒸発法における不飽和水分移動特性推定の最適条件の検討, 土壌の物理性, 106, 33-46

坂井勝・取出伸夫, 2007b, 砂質土と団粒土に対する水分移動特性関数の検討, 土壌の物理性, 107, 63-77

相馬尅之・藤原幸彦・濱田浩正, 1987, 火山灰土の熱伝導性, 土壌の物理性, 54, 28-35

高藪出・金光正郎, 2009, 力学的ダウンスケーリングのレビュー, 天気, 57(7), 435-447

多田敦・山崎不二夫, 1963, 関東ロームの粒度分析—火山灰土の物理性の研究—, 農業土木研究別冊, 5, 17-23

時岡達志・山岬正紀・佐藤信夫, 1993, 気象の教室 5 気象の数値シミュレーション, 東京大学出版会

中野政詩・宮崎毅・塩沢昌・西村拓, 1995, 土壌物理環境測定法, 東京大学出版会

日本農業気象学会編, 1997, 新訂 農業気象の測器と測定法, 農業技術協会

西村拓・井本博美・宮崎毅, 2009, 西東京の森林クロボク土における土壌水分変動と土中CO<sub>2</sub>濃度の関連, 2009 土壌水分ワークショップ論文集, 30-33

農林水産省, 2002, 近年の気候変動の状況と気候変動が農作物の生育等に及ぼす影響に関する資料集

農林水産省, 2007, 農林水産省地球温暖化対策総合戦略

農林水産省, 2008, 地球温暖化防止に貢献する農地土壌の役割について

久居宣夫・菅原十一; 1987, ヒキガエルの生態学的研究 (V) 繁殖期における出現と気象条件との関係について, 自然教育園報告, 18, 1-13

藤川智紀・宮崎毅・関勝寿・井本博美, 2000, 田畑輪換圃場における土壌微生物数分布と CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub> ガス濃度分布の相関について, 農土論集, 208, 19-28

藤川智紀・宮崎毅・井本博美, 2003, 耕盤層を有する土壌中の CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub> ガス挙動に関する研究, 農土論集, 225, 111-118

溝口康子・大谷義一, 2005, 小型 CO<sub>2</sub> センサの応答特性比較およびその特性を考慮した出力値の補正法, 農業気象, 61 (4): 217-228

望月秀俊・坂口叢・井上光弘, 2003. 土壌の熱伝導率測定法の比較. 土壌の物理性. 93, 47-50.

渡辺晋生・取出伸夫・坂井勝・Jiri Simunek, 2007, 凍結をともなう土中の水分・熱・溶質移動モデル, 土壌の物理性, 106, 21-32

渡辺泰・広川文彦, 1976, 一年生畑雑草の発生生態に関する研究 5. 発芽温度条件と季節的発生消長との関係, 雑草研究, 21, 56-60

Bérard, A, T. Bouchet, G. Sévenier, A.L. Pablo, R. Gros, 2011, Resilience of soil microbial communities impacted by severe drought and high temperature in the context of Mediterranean heat waves, Euro. J. Soil Bio., 333-342

Bond-Lamberty, B., A. Thomson, 2010, Temperature-associated increases in the global soil respiration record, Nature, 464, 579-583, doi:10.1038/nature08930

Brutsaert, W. 2005. Evaporation. In Hydrology: An Instruction, Cambridge University Press

Buchner, J.S., J. Simunek, J. Lee, D.E. Rolston, J.W. Hopmans, A.P. King, J. Six. 2008. Evaluation of CO<sub>2</sub> fluxes from an agricultural field using a process-based numerical model. J. of Hydrol. 361: 131-143

- Carsel, R.F., and Parrish, R. S., Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. 1988. *Water Resources Research*. **24**. 755-769. DOI: 10.1029/WR024i005p00755
- Chung, S. O. and R. Horton. 1987. Soil heat and water flow with a partial surface mulch. *Water Resour. Res.* 23:2175-2186.
- Coleman, K., Jenkinson, D.S., 2005. RothC-26.3 A Model for Turnover of Carbon in Soil, Model Description and Windows Users Guide. IACR-Rothamsted, Harpenden, <<http://www.rothamsted.bbsrc.ac.uk/aen/carbon/rothc.htm>>
- Conrad, R., M. Klose. M. Noll, 2009, Functional and Structural response of the methanogenic microbial community in rice field soil to temperature change, *Environ. Microbiol.* 11(7), 1844-1853
- Cook, F.J., S.M. Thomas, F.M. Kelliher, D. Whitehead, 1998, A model of one-dimensional steady-state carbon dioxidediffusion from soil, *Ecolo. Modelling*, 109, 155-164
- de Vries, D. A. 1963. Thermal properties of soils. In: van Wijk W. R. (Ed.), *Physics of Plant Environment*, North-Holland Publishing Co, Amsterdam
- Dirksen and S. Dasberg. 1993. Improved Calibration of Time Domain Reflectometry Soil Water Content Measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57:660-667
- Dobson, M. C., F. T. Ulaby, M. T. Hallikainen and M A. El-Rayes. 1985. Microwave Dielectric Behavior of West Soil- Part I : Dielectric Mixing Models. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*. GE23:35-46
- Durner, W. 1994. Hydraulic Conductivity Estimation for Soils with Heterogeneous Pore Structure. *Water Resour. Res.* 30:211-223
- Franco, G.J. Crocker, P.R. Grace, J. Klir, M. Korschens, P.R. Poulton and D.D. Richter, 1997, Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using the candy model. *Geoderma*, 81, 109–120.

- Garten Jr. C. T., A. T. Classen, and R. J. Norby. 2009. Soil Moisture surpasses Elevated CO<sub>2</sub> and Temperature as a Control on Soil Carbon Dynamics in a Multi-Factor Climate Change Experiment. *Plant Soil*. **319**: 85-94. DOI: 10.1007/s11104-008-9851-6
- Hanasaki, N., S. Kanae, T. Oki, M. Masuda, K. Motoya, N. Shirakawa, Y. Shen, and K. Tanaka, 2008a, An integrated model for the assessment of global water resources – Part 1: Model description and input meteorological forcing, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **12**, 1007-1025
- Hanasaki, N., S. Kanae, T. Oki, M. Masuda, K. Motoya, N. Shirakawa, Y. Shen, and K. Tanaka, 2008b, An integrated model for the assessment of global water resources – Part2: Applications and assessments, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **12**, 1027-1037
- Hansson, K., J. Simunek, M. Mizoguchi, L. C. Lundin, and M. T. van Genuchten. 2004. Water Flow and Heat Transport in Frozen Soil: Numerical Solution and Freeze-Thaw Applications. *Vadose Zone J.* 3:693-704
- Harte, J., M. S. Torn, F. R. Chang, B. Feifarek, A. P. Kinzig, R. Shaw, and K. Shen. 1995. Global Warming and Soil Microclimate: Results from a Meadow-Warming Experiment. *Ecological Application*. **5**(1): 132-150. DOI: 10.2307/1942058
- Hashimoto, S. H. Komatsu, 2006, Relationship between soil CO<sub>2</sub> concentration and CO<sub>2</sub> production, temperature, water content, and gas diffusivity: implications for field studies through sensitivity analyses, *J. For. Res.* 11, 41-50
- Hirano, T., H. Kim, Y. Tanaka. 2003. Long-term half-hourly measurement of soil CO<sub>2</sub> concentration and soil respiration in a temperate deciduous forest. *J. Geophys. Res.* 108 (D20) 7-1~7-13
- Huang, S., 2006, Land Warming as Part of Global Warming, *EOS*, 87, 44
- IPCC. 2007. *Climate Change 2007. Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A.(eds.)].* IPCC, Geneva, Switzerland, 104

- Jung, M., M. Reichstein, P. Ciais, S. I. Seneviratne, J. Sheffield, M. L. Goulden, G. Bonan, A. Cescatti, J. Chen, R. de Jeu, A. J. Dolman, W. Eugster, D. Gerten, D. Gianelle, N. Gobron, J. Heinke, J. Kimball, B. E. Law, L. Montagnani, Q. Mu, B. Mueller, K. Oleson, D. Papale, A. D. Richardson, O. Roupsard, S. Running, E. Tomelleri, N. Viovy, U. Weber, C. Williams, E. Wood, S. Zaehle, K. Zhang, 2010, Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply, *Nature*, 467, 951-954, doi:10.1038/nature09396
- Jury, W. A. and R. Horton. 2004. *Soil Physics* 6th Edi. John Wiley & Sons, New York
- Kammann, C., L. Grünhage, H. J. Jäger, 2001, A new sampling technique to monitor concentrations of CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> in air at well-defined depths in soils with varied water potential, *Europ. J. Soil Sci.*, 52 (2), 297-303
- Kato, C., T. Nishimura, H. Imoto, and T. Miyazaki. 2011, Predicting Soil Moisture and Temperature of Andisol under Monsoon Climate in Japan. *Vadose Zone J.* 10: 541-551, DOI: 10.2136/vzj2010.0054
- Li, S. Frohling and T.A. Frohling, 1992, A model of nitrous oxide evolution from soil driven by rainfall events: 1. Model structure and sensitivity. *J. Geophys. Res.*, **97** D9, 9759–9776.
- Melillo, J. M., P. A. Steudler, J. D. Aber, K. Newkirk, H. Lux, F. P. Bowles, C. Catricala, A. Magill, T. Ahrens., and S. Morrisseau. 2002. Soil Warming and Carbon-Cycle Feedbacks to the Climate System. *Science*. **298**: 2173-2176. DOI: 10.1126/science.1074153
- Millington R. J. and J. M. Quirk. 1961. Permeability of porous solids. *Trans. Faraday Soc.* **57**: 1200-1207
- Mualem, Y. 1976. A new Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. *Water Resour. Res.* 12:513-521
- Naden, P.S., C.D. Watts, 2001, Estimating climate-induced change in soil moisture at the landscape scale: an application to five areas of ecological interest in the U.K, *Clim. Change*, 49, 411-440
- Nakadai, T. M. Yokozawa, H. Ikeda, and H. Koizumi. 2002. Diurnal changes of carbon dioxide flux from bare soil in agricultural field in Japan. *Appl. Soil Ecol.* 19: 161-171

- Nassar, I.N., R. Horton, and A.M. Globus, 1997, Thermally Induced Water Transfer in salinized, unsaturated Soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, 1293-1299
- Nicks. A. D., L. J. Lane, G. A. Gander, 1995, Weather Generator, in USDA-Water Erosion Prediction Project Hillslope Profile and Watershed Model Documentation NSERL Report #10
- Noborio, K., K.J. McInnes, and J.L. Heilman, 1996, Two-Dimensional Model for Water, Heat, and Solute Transport in Furrow-Irrigated Soil: II .Field Evaluation, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, 1010-1021
- Parton, W.J., D.S. Schimel, C.V. Cole and D.S. Ojima, 1987, Analysis of factors controlling soil organic matter levels in the Great Plains grasslands. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 1173–1179
- Philip, J.R. and D.A. de Vries, 1957, Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Transa. Amer. Geophys. Union.* 38(2), 222-232
- P. A. C. Raats, 1974, Steady flows of water and salt in uniform soil profiles with plant roots, *Soil Scie, Soc. Amer. Proc.*, 38, 717-721
- Qadir, M. and J. D. Oster, 2002, Vegetative bioremediation of calcareous sodic soils: history, mechanisms, and evaluation, *Irrig. Sci.*, 21, 91-101
- Saito, H., J. Simunek and B.P. Mohanty, 2006, Numerical analysis of Coupled Water, Vapor, and Heat Transport in the Vadose Zone, *Vadose Zone J.*, 5, 784-800
- Saito, H. and J. Simunek, 2009, Effects of meteorological models on the solution of the surface energy balance and soil temperature variations in bare soils : Determining Surface Boundary Conditions from Estimated Meteorological Information, *J. Hydrology*, 373, 545-561
- Semenov, M. A. and E. M. Barrow, 1997, Use of a Stochastic Weather Generator in the Development of Climate Change Scenarios, *Climatic Changes*, 35, 397-414, DOI: 10.1023/A:1005342632279

Simunek, J. and D.L. Suarez, 1993, Modeling of carbon dioxide transport and production in soil:  
1. Model development, *Water Resour. Res.*, 29, 487-497

Šimůnek, J., K. Huang, and M. Th. van Genuchten, 1998a, The HYDRUS code for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 6.0, Research Report No. 144, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California, 164 pp..

Simunek, J. Wendroth, O. and M. Th. Van Genuchten, 1998b, Parameter Estimation Analysis of the Evaporation Method for Determining Soil Hydraulic Properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62:894-905

Simunek, M. Th. Van Genuchten and M. Sejna, 2008, Development and Applications of the HYDRUS and STANMOD Software Package and Related Codes, *Vadose Zone J.*, 7, 587-600

Stenger, R., T. Wohling, G. F. Barkle, and A. Wall, 2007, Relationship between dielectric permittivity and water content for vadose zone materials of volcanic origin, *Aust. J. Soil. Res.*, 45, 299-309

Suarez, D.L. and J. Simunek, 1993, Modeling of carbon dioxide transport and production in soil:  
2. Parameter selection, sensitivity analysis and comparison of model predictions to field data, *Water Resour. Res.*, 29:499-513.

Suwa, M., G. G. Katul, R. Oren, J. Andrews, J. Pippen, A. Mace, W. H. Schlesinger, Impacts of elevated atmospheric CO<sub>2</sub> on forest floor respiration in a temperate pine forest, 2004, *Global Biogeochem. Cycles*, 18, GB2013, doi:10.1029/2003GB002182

Tokida, T., T. Miyazaki, M. Mizoguchi, 2005, Ebullition of methane from peat with falling atmospheric pressure, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13823, doi:10.1029/2005GL022949)

Topp, G. C., J. L. Davis and A. P. Annan. 1980. Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines. *Water Resour. Res.* 16:574-582

United States Geological Survey ウェブページ, <http://www.usgs.gov/>, (参照:2009/4/30)

- van Genuchten, M. Th. 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892
- Wan, S., R. J. Norby., J. Ledford and J. F. Weltzin .2007. Response of Soil Respiration to Elevated CO<sub>2</sub>, Air Warming, and Changing Soil Water Availability in a Model Old-Field Grassland. *Global Change Biology*. **13**: 2411-2424. DOI:10.1111/j.1365-2486.2007.01433.x
- Wilby, R.L., S.P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton, L.O. Mearns. 2004. Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods. IPCC. [http://www.ipcc-data.org/guidelines/dgm\\_no2\\_v1\\_09\\_2004.pdf](http://www.ipcc-data.org/guidelines/dgm_no2_v1_09_2004.pdf) (参照: 2011/03/31)
- Zeng, Y., L. Wan, Z. Su, H. Saito, K. Huang, X. Wang. 2009. Diurnal Soil Water Dynamics in the Shallow Vadose Zone (Field Site of China University of Geosciences, China). *Environ. Geol.* 58:11-23
- Zhang, X. 2005. Spatial downscaling of global climate model output for site specific assessment of crop production and soil erosion. *Agric. For. Meteorol.* 135, 215-229. DOI:10.1111/j.1365-2486.2007.01433.x
- Zhang, X. 2007. A comparison of explicit and implicit spatial downscaling of GCM output for soil erosion and crop production assessments. *Climat. Change.* 84, 337-363. DOI: 10.1007/s10584-007-9256-1



## 謝辞

本研究を遂行し、論文をまとめるにあたり、多くの方にご指導、ご支援を頂きました。ここに記し御礼申し上げます。

環境地水学研究室 宮崎毅 教授には、修士課程で研究室の門を叩いてから 5 年間、終始、温かいご指導・激励を頂きました。ゼミや発表練習、原稿の添削などでは、研究面でも精神面でも未熟な私に、常に具体的で丁寧なご指導をくださいました。プロとしての心構えや姿勢を示して頂き、一層の努力の必要性を認識するとともに、高い目標を持つことができました。

同 西村拓 准教授には、日頃から実験やシミュレーションについての議論や、原稿の添削などを丁寧にして頂きました。先生の多角的なアドバイスで自らの勉強不足と甘さを痛感し、研究を一步先に進めることができたと思います。また、結果が出ずに悩んだ折にも親身に相談に乗ってくださり、諦めずにデータと向き合うことができました。

先生方には、研究室内外で自由に研究、勉強する環境を与えていただき、自分の研究に加え、国内外の学会発表や土壌調査、若手セミナーなど多くの経験をさせていただきました。自らの力不足でうまくいかないことも多くありましたが、失敗から学ぶことも多く、そのフィードバックと再び挑戦する機会をいただけたことに感謝しています。

水利環境工学研究室 久保成隆 教授、農地環境工学研究室 塩沢昌 教授、吉田修一郎 准教授には、博士論文の審査員を引き受けていただき、中間発表、本発表では多くのご意見を頂きました。国際情報農学研究室 溝口勝 教授には気候モデルの利用について相談に乗っていただきました。また、研究内容に対する多くのご意見と激励を頂きました。

環境地水学研究室 井本博美 技術専門員には、洗練された技術と長きにわたる実験経験に基づき、多くのアドバイスをいただきました。特に、本研究の柱の一つであるモニタリングや要素試験では、様々なアイデアと技をご教授いただきました。また、研究以外でも度々相談に乗っていただき、そのたびに、温かく励ましていただきました。

同 秘書の斉田里恵 氏は、日々の裏方の仕事で研究を支えてくださいました。お陰様で、安心して研究に打ち込むことができました。

生態調和農学機構の米川智司 准教授、佐々木治人 准教授には、圃場利用でお世話になりました。久保田浩史 技術専門職員、矢津田啓介 技術職員、幡野茂 技術専門員には、圃場管理、草刈や除草剤散布をはじめとする圃場の整備、気象データの利用など、圃場作業やデータ収集全般でご支援、ご助力いただきました。気候システム研究系の木本昌秀 教授、大石龍太 研究員には、MIROC 予測値を利用させていただきました。工学系研究科 河川/

流域環境研究室の小池俊雄 教授、Hui Lu 研究員には、田無の微気象データをご提供いただきました。

東京農工大学 斎藤広隆 准教授には、投稿論文をまとめる際にたくさんの有益なご意見と励ましを頂きました。また、HYDRUS の利用にあたっては相談に乗っていただきました。University of California Jiri Simunek 教授には、CO<sub>2</sub> 移動シミュレーションに関する HYDRUS 修正版を使わせていただきました。また、投稿論文の閲読では、Associate editor となつていただき、多くのご意見を頂きました。

前 環境地水学研究室教授 中野政詩 東京大学名誉教授は、研究の進捗を気にかけてくださり、お会いするたびに温かい励ましの声をかけていただきました。環境地水学研究室出身の先生方、先輩方には、学会などで多くのご意見と激励を頂きました。また、精力的に研究されている姿は励みになりました。

環境地水学研究室で学位を取得した Wilfredo Dumale Jr. 研究員、Ibrahimi Khaled 研究員、また、JSPS 研究員として来日していた Ying Zhao 研究員には、学会発表の練習やゼミなどでたくさんのコメントや質問を頂きました。また、英語の練習にも付き合ってくださいました。遠藤敏史 氏には研究や自主ゼミなど、卒業後も激励をいただきました。修士課程で同期として切磋琢磨した蒲地紀幸 君・篠原貴志 君・下和田嘉己 君には、卒業後も、折に触れて励ましをいただきました。現在、Iowa State University の大学院生の小島悠揮 君は、アメリカでの学会後にアイオワを訪問したときには、研究発表の機会を作ってくれ、内容の議論にも付き合ってくれました。研究室の後輩の皆さんには、ゼミや発表練習、また、一人では到底できない圃場での力作業も頻繁に手伝っていただきました。皆さんが、暑さ寒さに負けずどんな作業でも一生懸命に手伝ってくれたおかげで、モニタリングデータをとり続けることができました。

本研究の一部は、(独)日本学術振興会 特別研究員科学研究費で行われました。

両親は、私の好きな道に進ませてくれ大学院での研究生活を支えてくれました。常に心身の健康を案じ研究を応援してくれた両親に、改めて感謝の気持ちを伝えたいと思います。

これまで皆様から頂いた温かいご指導・ご支援を糧に、今後も精進していきたいと思えます。今後ともご指導ご鞭撻をよろしくお願いいたします。

2012 年 3 月 加藤千尋