



Title	熱帯泥炭地のさまざまな土地利用における正味炭素損失と沈下
Author(s)	石倉, 究
Citation	北海道大学. 博士(農学) 甲第12713号
Issue Date	2017-03-23
DOI	10.14943/doctoral.k12713
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/65629
Type	theses (doctoral)
File Information	Kiwamu_Ishikura.pdf



[Instructions for use](#)

熱帯泥炭地のさまざまな土地利用 における正味炭素損失と沈下

北海道大学 大学院農学院 環境資源学専攻

地域環境学講座 土壌学分野

石倉 究

2017年3月

謝辞

本研究を行うにあたり、主査をしていただいた北海道大学大学院農学研究院土壌学分野の波多野隆介教授には研究計画の立案・遂行、論文の執筆にいたるまで多くのご指導・ご鞭撻を賜わり、大変お世話になりました。ここに厚く御礼申し上げます。本論文の副査として有意義なご助言・ご指導をいただきました、同研究院土壌保全学分野の石黒宗秀教授、生態環境物理学分野の平野高司教授、および土地改良学分野の井上京教授にも厚く御礼申し上げます。

調査の遂行にあたっては、数え切れないほど多くの方々のご協力をいただきました。パラカラヤの調査においてはパラカラヤ大学の故 Suwido H. Limin 教授には実験室の借用や現地調査、現地での生活に関して多くの便宜を図っていただきました。おかげで長期滞在中も健康に過ごすことができ、円滑に調査を遂行することができました。Untung Darung 講師ならびに CIMTROP の Jeni Ricardo さん、Patih Rumbih さん、Sandy Cerebrum さん、Trianson Rogath さん、Ube Tito さんたちをはじめとするスタッフの皆様は現地での調査および試料採取を分担していただくことにより、貴重なデータを得ることができました。また、CIMTROP のスタッフの皆様と一緒に過ごして Dayak 文化に触れ、見識が広がりました。北海道大学大学院農学研究院土地改良学分野の佐藤空さん(当時)には現地調査に同行していただき、多大なご支援をいただきました。ランガム農園およびムランティ農園の調査においては APRIL 社の John Bathgate 博士に現地調査に関して多くの便宜を図っていただき、研究に関しても多くの助言をいただきました。Lancang Kuning 大学の Sigit Wijanarko 講師をはじめとしたスタッフのみなさんにはランガム農園での現地調査および試料採取を分担していただくことにより、貴重なデータを得ることができました。北海道大学大学院農学院土地改良学分野の Haiki Mart Yupi 博士にはムランティ農園での長期滞在に同行していただき、一緒に日々を過ごした中で多大な恩恵を受けました。おかげで厳しい日々でありながらも楽しく過ごすことができました。また、ムランティ農園での調査では APRIL 社の Asep Suwargana さん、Rony L. Silaen さん、Rosef Putra さん、Sahat Marpaung さんをはじめとしたスタッフのみなさんに現地調査に同行していただき、調査用具や試料の運搬を手伝っていただきました。ポゴール農科大学の Hany Wijaya 教授、Suwardi 博士、Basuki Sumawinata 博士にはインドネシア研究査証の発行に便宜を図っていただき、研究に関しても多くの助言をいただきました。ここに厚く御礼申し上げます。

森林総合研究所の森下智陽博士、秋田県立大学生物資源学部の高階史章助教、愛媛大

学農学部の当真要准教授，北海道大学大学院農学院土壌学分野の山田浩之さん（当時）にはパラカラヤおよびランガム農園での調査地立ち上げおよびデータの取得を土壌学研究室在学時に遂行していただき，それらを論文としてまとめてくださりました。また，投稿論文執筆時には多くのご助言をいただきました。マレーシア熱帯泥炭研究所所長の Lulie Melling 博士には投稿論文執筆にご助言をいただきました。（有）エンドウ理化学の遠藤嘉文様および遠藤孝章様には調査用具の準備などで大変お世話になりました。また，北大生協旅行部の尾形栄一様には海外調査時の手続き関係で大変お世話になりました。Atfritedy Limin 博士， Satya Candra Wibawa Sakti 博士， Haiki Mart Yupi 博士とは札幌での数少ない飲み友達として，インドネシア料理とともにお酒とインドネシア談義を楽しませていただきました。

土壌学研究室の皆様には研究室在学中の 8 年間に大変お世話になりました。中原治准教授には卒業論文時に分析や調査方法のご指導をいただき，研究者としての姿勢も学ばせていただきました。倉持寛太講師には適切な分析方法のご指導をいただきました。濱田洋平博士にはパラカラヤでの調査に同行していただき，事務手続きなどでも多大なご支援をいただきました。浅野汐莉事務官，中村芳野事務官，沢淳美事務官には多くのご面倒をおかけした上に，激励していただきました。関谷長昭博士， Atfritedy Limin 博士および Fengky Florante Adji 博士には研究やインドネシアでの生活について多くの相談にのっていただきました。清水真理子博士には研究のみならずさまざまな側面でご指導いただきました。金涛博士， 蔣銳博士， Diba Farzana 博士， 王長穎博士， 李瑋博士， 李夢婕博士の諸先輩方にはさまざまな相談にのっていただきました。また，本研究を行う上で，学生の皆様に多大なご協力をいただきました。延岡裕太さんには修士課程でパラカラヤの試料の分析・データの解析をご協力いただきました。同期の梶原直哉さん，高橋幸子さん，滝沢啓さん，内藤千尋さん，間冬子さんには在学中から変わらずに応援していただきました。Arrunrat Noppol さん，岩崎真也さん，Ikabongo Mukumbuta さん，長竹新さんとは同じ博士課程の学生として苦楽を共有したと同時に，いい刺激を与えていただきました。飯塚菜摘さん，花田健太郎さん，中田雅也さん，泉弥希さん，吉田翔自さん，岸本紘乃さん，柄崎仁志さん，再米熱 阿不都沙拉木さん，齋藤翔さん，平澤俊太郎さん，中本洋和さん，盛満陽介さん，堀川謙太郎さん，友広純貴さん，Rina Kartikawati さん，大倉健太郎さん，小倉加世子さん，田邊健太郎さん，森田俊輔さん，吉村元博さん，付楊さん，Vecky Kuswandra Dwi さん，Putri Oktariani さん，亀井大輝さん，白瀧吏菜さん，道信有真さん，Dilin Rahayu Nataningtias さん，阿部真子さん，稲富拓也さん，坂上里紗さん，西颯太さん，安田花穂さん，笠島衣織さん，北原朱華さん，

杉山千穂さん，高橋大道さん，中山拓人さんには今までお世話になりました。土壌学研究室で関わったすべての方々のおかげで学位論文をまとめることができたと思っています。本当にありがとうございました。

以上で述べた方々と，ここに記しきれなかった多くの方々のご助力を賜ることで本研究をここまで進め，まとめることができたと思っています。この場を借りて厚く御礼申し上げます。また，模擬国連関係の皆様にも深く感謝申し上げます。模擬国連を通じて学んだ国際的な視野は研究のみならず日本・インドネシアでの日常生活にも活かされたと思っています。

最後に，学生生活を送るにあたり経済的・精神的に支援し続けてくれた家族に深く感謝します。この場を借りて厚く御礼申し上げます。

2017年3月

石倉 究

目次

図の目次	viii
表の目次	x
第1章 序論	1
第2章 研究史	4
2.1 泥炭地の分布	4
2.2 泥炭沈下	5
2.3 泥炭地の正味炭素損失推定方法	5
2.3.1 生態学的手法	5
2.3.2 沈下法	6
2.4 泥炭地の土壌呼吸・従属栄養呼吸と制限要因	6
2.4.1 土地利用	8
2.4.2 地温	8
2.4.3 地下水位	8
2.4.4 その他の制限要因	8
第3章 調査地と方法	10
3.1 調査地概要	10
3.1.1 パランカラヤ市近郊	10
3.1.2 ランガム農園	13
3.1.3 ムランティ農園	14
3.2 調査期間	16
3.3 土壌表面からのガスフラックス	16
3.4 ガスフラックスに影響を与える環境要因	17
3.5 土壌の理化学性	17
3.6 落葉落枝	18
3.7 容積重, 土壌有機態炭素, 灰分含量	18
3.8 土壌表面における正味炭素損失の推定方法	18
3.8.1 生態学的手法	18
3.8.2 沈下法	19
第4章 地下水位変動が土壌呼吸に与える影響	21
4.1 序論	21

4.2	材料と方法	22
4.2.1	調査地	22
4.2.2	土壌呼吸および環境要因の測定	25
4.2.3	地下水位変化の定義	25
4.2.4	WFPS 範囲の定義	26
4.2.5	統計解析	26
4.3	結果	28
4.3.1	土壌理化学性	28
4.3.2	地温・地下水位・WFPS	28
4.3.3	土壌呼吸速度	32
4.3.4	土壌呼吸速度と地下水位の関係	36
4.4	考察	43
4.4.1	再湿潤化・乾燥化が土壌呼吸に与えた影響	43
4.4.2	切片と傾きの制限要因	45
4.5	結論	45
第5章	アカシアプランテーションにおける沈下と正味炭素損失の手法間比較	47
5.1	序論	47
5.2	材料と方法	48
5.2.1	調査地概要	48
5.2.2	測定方法	48
5.2.3	積算全沈下と従属栄養呼吸の回帰モデル	49
5.2.4	正味炭素損失の推定	50
5.3	結果	50
5.3.1	降水量	50
5.3.2	地下水位	51
5.3.3	地温	53
5.3.4	従属栄養呼吸	53
5.3.5	落葉落枝	56
5.3.6	積算沈下と不可逆沈下速度	56
5.3.7	容積重, 全有機態炭素含量, 灰分含量	60
5.3.8	正味炭素損失	60
5.4	考察	63

5.4.1	沈下速度	63
5.4.2	正味炭素損失	64
5.5	結論	65
第6章	水管理された泥炭地における沈下と正味炭素損失	66
6.1	序論	66
6.2	材料と方法	67
6.2.1	調査地概要	67
6.2.2	測定方法	68
6.2.3	正味炭素損失の推定	68
6.2.4	統計的検定	68
6.3	結果	69
6.3.1	降水量	69
6.3.2	地下水位	69
6.3.3	地温と相対湿度	71
6.3.4	WFPS	71
6.3.5	土壌呼吸速度と従属栄養呼吸速度	71
6.3.6	容積重および全有機態炭素含量	74
6.3.7	積算全沈下と沈下速度	76
6.3.8	正味炭素損失	78
6.4	考察	79
6.4.1	泥炭沈下の制限要因	79
6.4.2	土壌呼吸および従属栄養呼吸の制限要因と再湿潤化の影響	80
6.4.3	正味炭素損失	81
6.5	結論	81
第7章	総合考察	83
7.1	調査地による地下水位と土壌水分の違い	83
7.2	土壌呼吸と従属栄養呼吸の制限要因	84
7.3	沈下速度の制限要因	88
7.4	正味炭素損失の制限要因	88
7.5	結論	92
	引用文献	93

図の目次

図 2.1 全球と熱帯の炭素現存量 (a) と熱帯泥炭地面積 (b)。エラーバーは最小最大値を示す。データは IPCC (2013) および Page <i>et al.</i> (2011) から引用した。	4
図 3.1 調査地の地図	10
図 3.2 パランカラヤ市近郊における調査地点の地図 (Google Earth, Digital Globe, 2016 年 12 月 31 日入手)	11
図 3.3 ランガム農園における調査地地図 (Google Earth, Digital Globe, 2016 年 12 月 31 日入手)	14
図 3.4 ムランティ農園における調査地点の地図	15
図 4.1 各土地利用における土壌呼吸 (SR) 速度の度数分布。 N は標本数, μ は対数正規分布の位置母数, σ は対数正規分布の尺度母数。	26
図 4.2 2002 年から 2011 年にかけての地下水位 (GWL) の時系列変化。灰色の領域は乾季月を示す。負値は水位が地下にあることを示す。	30
図 4.3 2002 年から 2011 年にかけての WFPS の時系列変化。灰色の領域は乾季月を示す。	31
図 4.4 WFPS と地下水位 (GWL) の関係。2 本の破線は全 WFPS データの第一四分位数 ($0.54 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) と第三四分位数 ($0.75 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) を示す。四角は乾燥化を, 丸は再湿潤化を, 三角は揺動をそれぞれ示す。	33
図 4.5 2002 年から 2011 年にかけての土壌呼吸速度 (SR rate) の時系列変化。灰色の領域は乾季月を示す。	34
図 4.6 土壌呼吸速度 (SR rate) と地下水位 (GWL) の関係。マーカーの違いは地下水位変化の違いを表し, 下三角は乾燥化を, 上三角は再湿潤化を, 丸は安定をそれぞれ示す。灰色の領域は SR と GWL に有意な関係を得られたものについて, その 95% 予測区間を示す。	37
図 5.1 ランガム農園の日降水	51
図 5.2 各地点における地下水位 (GWL) の経時変化。	52
図 5.3 各地点における 4 cm 深地温 (T_s) の経時変化。	53
図 5.4 各地点における従属栄養呼吸 (HR) の経時変化。白抜き円は実測値を, 黒塗り円は推定値を, エラーバーは実測値の標準偏差を示し, 灰色の領域は推定結果の 95% 予測区間を示す。	54
図 5.5 各地点における積算沈下の経時変化。白抜き円は実測の積算全沈下 (CS_T) を,	

- 黒塗り円は推定 CS_T , エラーバーは実測値の標準偏差を示し, 灰色の領域は推定積算不可逆沈下 (CS_{IR}) の 95% 予測区間を示す。 57
- 図 5.6 年沈下速度 (S_{IR}) と年平均地下水位 (GWL) の関係。灰色の領域は回帰の 95% 信頼区間を示す。エラーバーは沈下速度の標準偏差。 59
- 図 5.7 土壌断面における容積重 (BD), 全有機態炭素含量 (TOC), 灰分含量の変化。灰色の実線は AP1, AP3, AP6 の実測値で, 黒の実線と円はそれらの平均値。水平の点線は表層 (0–60 cm 深) および下層 (60–300 cm 深) の泥炭土壌の深さを示す。 61
- 図 6.1 ムランティ農園における調査地点の地図 67
- 図 6.2 ムランティ農園の日降水量。 69
- 図 6.3 調査地の地下水位 (GWL) の経時変化。灰色の領域は乾季を示す。破線はアカシアプランテーションにおける雨季の目標地下水位。 70
- 図 6.4 調査地における深さ 10 cm の土壌水分 (WFPS) と地下水位 (GWL) の関係。 71
- 図 6.5 調査地の CO_2 flux (土壌呼吸 SR と従属栄養呼吸 HR) の経時変化。灰色の領域は乾季を示す。エラーバーは標準偏差を示す。A1 の矢印 1 は HR の最大を, 矢印 2 は SR の最大をそれぞれ示す。 72
- 図 6.6 土壌断面における容積重。破線は自然林 (N) で試料が欠損した深さで, このことから, 50 cm 以浅を表層土壌, 70 cm 以深を下層土壌とした。 75
- 図 6.7 調査地における積算全沈下 (CS_T)。灰色の領域は乾季を示す。破線は CS_T とサンプリング開始からの経過日数との原点回帰を表し, その傾きは不可逆沈下速度 (S_{IR}) を示す。 76
- 図 6.8 各地点の積算全沈下 (CS_T) と地下水位 (GWL) の関係。 77
- 図 6.9 不可逆沈下速度 (S_{IR}) と平均地下水位 (GWL) の関係。灰色領域は 95% 信頼区間を示す。 77
- 図 6.10 積算従属栄養呼吸 (HR) と生態学的手法による正味炭素損失 (NCL) の関係。エラーバーは標準偏差を示し, 灰色領域は回帰直線の 95% 信頼区間を表す。 79
- 図 7.1 土壌呼吸 (SR) 速度および従属栄養呼吸 (HR) 速度と土壌水分 (WFPS) の関係。エラーバーは標準偏差を示し, 灰色領域は回帰直線の 95% 信頼区間を示す。 86
- 図 7.2 正味炭素損失 (NCL) と地下水位 (GWL), 土壌水分 (WFPS) の関係。エラーバーは標準偏差を示す 92

表の目次

表 2.1 熱帯・亜熱帯における泥炭地の正味炭素損失 (NCL)。	7
表 3.1 耕作地 (CL1, CL2, CL3) における窒素 (N) 施肥量	12
表 3.2 調査地点の調査期間および頻度	16
表 4.1 中央カリマンタン州バランカラヤ市近郊の調査地における表層 10 cm の主要な 土壌理化学性。	23
表 4.2 中央カリマンタン州における火災発生回数ならびに乾季月とその長さ。乾季月 は月間火災発生回数が年間火災発生回数の 1%を超えた月と定義。2008 年と 2010 年は中央カリマンタン州でほとんど火災が発生しなかったため、乾季月はない。	24
表 4.3 地下水位変化方向の定義。 ΔGWL は GWL の変化速度, $\text{IQR}_{\Delta\text{GWL}}$ は ΔGWL の四 分位範囲をそれぞれ示す。正の ΔGWL は GWL の上昇を意味する。	25
表 4.4 調査地点の標本数 (n), 土壌呼吸速度 (SR rate), 4 cm 深地温 (T_s), 地下水位 (GWL), WFPS。値は平均値 \pm 標準偏差を表す。同じ文字は有意差がないことを 示す ($P < 0.05$)。	29
表 4.5 各土地利用・各 WFPS 範囲・各地下水位変化方向における土壌呼吸速度 (SR rate)。値は平均値 \pm 標準偏差 (標本数)。同じ文字は互いに有意差がないことを示 す ($P < 0.05$)。	35
表 4.6 土壌呼吸 (SR) の回帰モデルの比較 ($n = 876$)。高い R^2 , 低い RMSE, 低い $\text{AIC}/2n$, 低い WAIC は良いモデルを示す。	38
表 4.7 $\log(\text{SR rate}) = \alpha - \beta \times \text{GWL}$ の関係における切片 (α) の事後分布。値は平均値 \pm 標準偏差 (標本数)。有意な α のみを示している。同じ文字は互いに有意差がない ことを示す ($P < 0.05$)。	40
表 4.8 $\log(\text{SR rate}) = \alpha - \beta \times \text{GWL}$ の関係における傾き (β) の事後分布。値は平均値 \pm 標準偏差 (標本数)。有意な β のみを示している。同じ文字は互いに有意差がない ことを示す ($P < 0.05$)。	41
表 4.9 土壌呼吸速度と地下水位の関係における切片 (α) および傾き (β) と環境要因と の相関分析。値は Pearson の積率相関係数を示す。有意な α と β のみを選んで いるため、標本数 (n) が異なる。	42
表 5.1 各地点における地下水位 (GWL) と地温 (T_s) (平均値 \pm 標準偏差)。同じ文字は 互いに有意ではないことを示す ($P < 0.05$)。	52

- 表 5.2 従属栄養呼吸 (HR) 速度の地下水位 (GWL) と地温 (T_s) による回帰式 $HR = \alpha_1 + \alpha_2 \times GWL + \alpha_3 \times T_s$ における各係数の平均値と 95%信用区間。 R^2 は各地点における HR 回帰式の決定係数を示す。 55
- 表 5.3 年積算従属栄養呼吸 (HR) および落葉落枝 ($\text{kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)。同じ文字は互いに有意に異なることを示す ($P < 0.05$)。落葉落枝は地点間に有意差はない。 56
- 表 5.4 積算全沈下 (CS_T) の回帰式 $CS_T = \varepsilon \times H / (1 + \gamma \times t^\delta) + \beta \times (GWL - \overline{GWL})$ における各係数 ($\varepsilon, \gamma, \delta, \beta$) の平均値と 95%信用区間。ここで H は泥炭厚 (cm), t は経過日数, GWL は地下水位 (m), \overline{GWL} は各地点の平均地下水位 (cm) をそれぞれ示す。 R^2 は各地点における CS_T 回帰式の決定係数を示す。 58
- 表 5.5 各地点の 2009 年, 2010 年, 調査期間全体における年不可逆沈下速度 (S_{IR} , 平均 \pm 標準偏差)。同じ文字は互いに有意でない事を示す ($P < 0.05$)。 59
- 表 5.6 泥炭厚 (H), 容積重 (BD), 全有機態炭素含量 (TOC), 灰分含量 (平均値 \pm 標準偏差)。同じ文字は互いに有意差はない ($P < 0.05$)。 62
- 表 5.7 生態学的手法と沈下法による正味炭素損失 (NCL, $\text{kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) とその差 (平均値 \pm 標準偏差)。同じ文字は互いに有意差はない ($P < 0.05$)。アスタリスクは生態学的手法と沈下法の差分が有意であることを示す。 63
- 表 6.1 各地点の標本数 (n), 地温 (T_s), 地下水位 (GWL), water-filled pore space (WFPS), 相対湿度 (ARH) (平均値 \pm 標準偏差)。同じ文字は有意差がないことを示す ($P < 0.05$)。 70
- 表 6.2 CO_2 flux (土壌呼吸速度と従属栄養呼吸速度) の乾燥化・再湿潤化・安定間の比較。値は平均 \pm 標準偏差 (標本数) で, 同じ文字は互いに有意差がない事を示す ($P < 0.05$)。 73
- 表 6.3 各地点の年積算土壌呼吸 (SR), 年積算従属栄養呼吸 (HR), 年積算落葉落枝 ($\text{kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, 平均値 \pm 標準偏差)。積算 SR, 積算 HR それぞれで同じ文字は有意差がないことを示す ($P < 0.05$)。 73
- 表 6.4 対数変換土壌呼吸速度 (SR rate) および従属栄養呼吸速度 (HR rate) ($\text{mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) を目的変数としたステップワイズ重回帰分析の結果。説明変数として地温 (T_s , $^{\circ}\text{C}$), 地下水位 (GWL, m) 土壌水分 (WFPS, $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), 大気相対湿度 (ARH, %) を用いた。 74
- 表 6.5 調査地の容積重 (BD) の平均値 \pm 標準偏差 (標本数)。同じ文字は有意差がないことを示す ($P < 0.05$)。 75
- 表 6.6 生態学的手法と沈下法による正味炭素損失 (NCL) の比較。値は平均値 \pm 標準

偏差で、同じ文字は互いに有意差がないことを示す ($P < 0.05$)。	78
表 7.1 調査地点の標本数, 地下水位 (GWL), 土壌水分 (WFPS), 土壌呼吸 (SR), 従属栄養呼吸。値は平均±標準偏差。	87
表 7.2 排水初期 (5 年未満) の熱帯泥炭地における沈下速度と正味炭素損失 (NCL) の比較。値は平均値 ± 標準偏差。	90
表 7.3 排水後 5 年以降の熱帯泥炭地における沈下速度と正味炭素損失 (NCL) の比較。値は平均値 ± 標準偏差。	91
表 7.4 地下水位 (GWL) を共変量としたときの正味炭素損失 (NCL) の一元配置共分散分析。	92

第1章 序論

土壌には炭素 (C) が全球で 1500 – 2400 Pg C 現存しており、それは植物バイオマスの 2.3–5.3 倍、大気の 1.8–2.9 倍に相当する (IPCC 2013)。そのため、土壌は炭素を貯蔵する重要な機能を有している (Lal 2004)。また、土壌中の炭素は主として土壌有機物として蓄積されており、土壌有機物は土壌の保水性と排水性を高め、植物への養分供給源となり、土壌微生物活性を高める機能を有していることが広く知られている。

しかしながら、森林から農地への開墾や森林火災などによって、土壌・植物圏から炭素が損失し、二酸化炭素 (CO₂) として大気に排出されてきた。IPCC (2013) は 2002 年から 2011 年にかけて土地利用変化により $0.9 \pm 0.8 \text{ Pg C yr}^{-1}$ が土壌・植物圏から損失しているの見積もり、化石燃料の燃焼の次に主要な人為的 CO₂ 排出は森林伐採を主とした土地利用変化であると報告した (IPCC 2013)。実際に、世界の森林面積は 1990 年から 2015 年にかけて約 3.1% 減少し (4,128 Mha から 3,999 Mha)、最大の森林減少は熱帯、特にブラジル (0.984 Mha) およびインドネシア (0.684 Mha) で起こっている (FAO 2015)。インドネシアでは森林面積の減少速度は泥炭地で最も高く (Miettinen *et al.* 2011)、それは主として 2000 年以降に開墾された商業プランテーション面積の拡大に起因していた (Miettinen *et al.* 2012)。

一般的に、泥炭地の農業利用には排水が伴う。泥炭地の排水は土壌を好氣的にし、土壌有機物の分解速度を高める。そのため、排水された泥炭地では分解が生産を上回るようになり、正味炭素損失が生じることが知られている (Mäkiranta *et al.* 2010; Rowson *et al.* 2010)。熱帯泥炭地でも商業プランテーション面積が拡大したことにより、多くの熱帯泥炭地が排水されるようになった。その結果、排水された熱帯泥炭地から多くの炭素が損失されてきた (Melling *et al.* 2005; Hirano *et al.* 2007; Jauhiainen *et al.* 2012)。Hooijer *et al.* (2010) は 2006 年に排水された熱帯泥炭地から $0.10 - 0.23 \text{ Pg C yr}^{-1}$ が損失したと報告し、全球の炭素循環に無視できない影響を与えていると指摘した。また、排水された泥炭地の炭素損失は物理的圧縮とともに泥炭地表面の沈下を引き起こすことが知られている (Schothorst 1977; Wösten *et al.* 1997; Hooijer *et al.* 2012)。過度な沈下は農業インフラの破損や周辺域からの集水によって、持続的な土地利用を妨げる営農上の課題である (Gambolati *et al.* 2006; Verhoeven and Setter 2010; Hooijer *et al.* 2015)。

熱帯泥炭地の炭素損失を定量し、抑制することは重要な課題だが、熱帯泥炭地において土壌から大気への正味炭素損失 (NCL: net carbon loss) は時空間的に大きく変動し、不確実性が大きい (Jauhiainen *et al.* 2008)。そのため、熱帯泥炭土壌の NCL の制限要因

の解明を進め、推定精度を向上することが必要である。また歴史的に、泥炭地の NCL を評価する手法として、各生態系過程を積み上げる生態学的手法と、容積重変化と沈下速度から推定する沈下法 (Kasimir-Klemetsson *et al.* 1997; Grønlund *et al.* 2008) の二つが提案されてきたが、熱帯泥炭地における NCL の手法間の比較はまだ行われていない。そのため、熱帯泥炭地の NCL を評価する二つの手法の検証が必要である。

NCL の主要な構成要素である従属栄養呼吸は、泥炭地においては地下水位の低下により促進されると考えられている (Hirano *et al.* 2014; Jauhiainen *et al.* 2014)。しかしながら、熱帯泥炭地において従属栄養呼吸に関する研究はまだ限られており、代わりに土壤呼吸に関する研究が広く行われてきた (Inubushi *et al.* 2003; Furukawa *et al.* 2005; Hadi *et al.* 2005; Melling *et al.* 2005; Couwenberg *et al.* 2010; Sundari *et al.* 2012)。また、熱帯泥炭地において土壤呼吸・従属栄養呼吸と地下水位の関係はまだ不確実性が大きく (Jauhiainen *et al.* 2008)、熱帯泥炭地の土壤呼吸・従属栄養呼吸はまだよく理解されていない。

乾燥後の土壤の再湿潤化により有機物分解が促進する乾土効果 (Birch 1958) は泥炭地でも重要である。乾土効果は土壤の過乾により死滅した微生物由来の易分解性有機物が再湿潤化後にすみやかに分解される現象である (Marumoto *et al.* 1977; van Gestel *et al.* 1993)。この乾土効果は土壤呼吸・従属栄養呼吸と地下水位の関係における大きな変動を説明する重要な要因の一つかもしれない。なぜなら、泥炭地では地下水位の短期的な上昇によって土壤の再湿潤化が頻繁に生じているからである。土壤の乾土効果は鉍質土壤では広く知られており (Kessavalou *et al.* 1998; Borken *et al.* 2003; Yanai *et al.* 2007; Unger *et al.* 2012)、北方泥炭地でも有機物分解を短期的に上昇させることが知られている (Goldammer and Blodau 2008; Fenner and Freeman 2011)。しかしながら、土壤の乾土効果は熱帯泥炭地ではまだ報告されていない。

熱帯泥炭地上の商業プランテーションにおいて、NCL・泥炭沈下をどのように抑制できるかに関する知見の蓄積はまだ乏しい。一般的には地下水位を上昇させることで NCL が緩和されると期待されている (Page *et al.* 2009)。しかしながら、水管理された熱帯泥炭地において NCL・泥炭沈下を評価した研究はほとんどない。

そこで本研究では、インドネシアの異なる土地利用・異なる水管理の泥炭地において、NCL を生態学的手法と沈下法でそれぞれ評価し、手法間の比較を行うこと、NCL と泥炭沈下の制限要因を明らかにすること、熱帯泥炭地の水管理が泥炭沈下と NCL に与える影響を明らかにすることを目的に研究を行った。

本論文では、第 2 章でこれまでに行われた熱帯泥炭地の NCL に関連する研究を整理し、第 3 章で本研究の方法を述べる。第 4 章では水管理されていないさまざまな土地利

用で、再湿潤化を伴う地下水位の上昇が土壌呼吸速度と地下水位の関係に与える影響を明らかにする。第5章では水管理されていないアカシアプランテーションにおいて泥炭沈下を評価した上で、NCLを生態学的手法と沈下法で評価し、両者を比較検討する。第6章では水管理されたアカシアプランテーションと緩衝帯を含む保護林において土壌呼吸、NCL、泥炭沈下を評価する。第7章では第4章から第6章の結果を比較・総合し、熱帯泥炭地の水管理が土壌呼吸、炭素損失、沈下に与える影響について考察する。第8章には本論文の要旨を述べる。

第2章 研究史

2.1 泥炭地の分布

泥炭地は、水飽和や高い土壌水分のために植物遺体が未分解のまま数千年かけて積み上がり、厚く堆積した湿地である。泥炭地に存在する泥炭土壌は Soil Taxonomy (Soil Survey Staffs 2014) および World Reference Base (IUSS Working Group 2015) の両方で Histosols と命名されている。北方泥炭が主としてミズゴケ属 (*Sphagnum* sp.) やスゲ属 (*Carex* sp.) などを母材とする草本泥炭であるのに対して、熱帯泥炭は主としてサラノキ属 (*Shorea* sp.) やテリハボク属 (*Calophyllum* sp.), プナー (*Tetramerista glabra* Miq.) などの多様な広葉樹林を母材とする木質泥炭である (Anderson 1964; Page *et al.* 1999)。

泥炭地は全陸域面積の約 3%を占めるにすぎないが、全陸域炭素現存量の約 1/4 に相当する 469.2–486.4 Pg C が泥炭地に現存している (Page *et al.* 2011) (図 2.1)。これは全球の大気に現存する炭素の 80–83%に相当する (IPCC 2013)。熱帯泥炭地には全球の泥炭地に現存する炭素の 15–19%に相当する 81.7–91.9 Pg C が現存している (Page *et al.* 2011)。熱帯泥炭地の面積の 77%は東南アジアに分布し、そのうちの 80%はインドネシアとマレーシアに分布している (Page *et al.* 2011)。インドネシアにおいて、泥炭地はスマトラ島 ($0.72 \times 10^5 \text{ km}^2$), カリマンタン島 ($0.58 \times 10^5 \text{ km}^2$), パプア島 ($0.80 \times 10^5 \text{ km}^2$) の沿岸部に主に分布している (Wahyunto *et al.* 2010)。

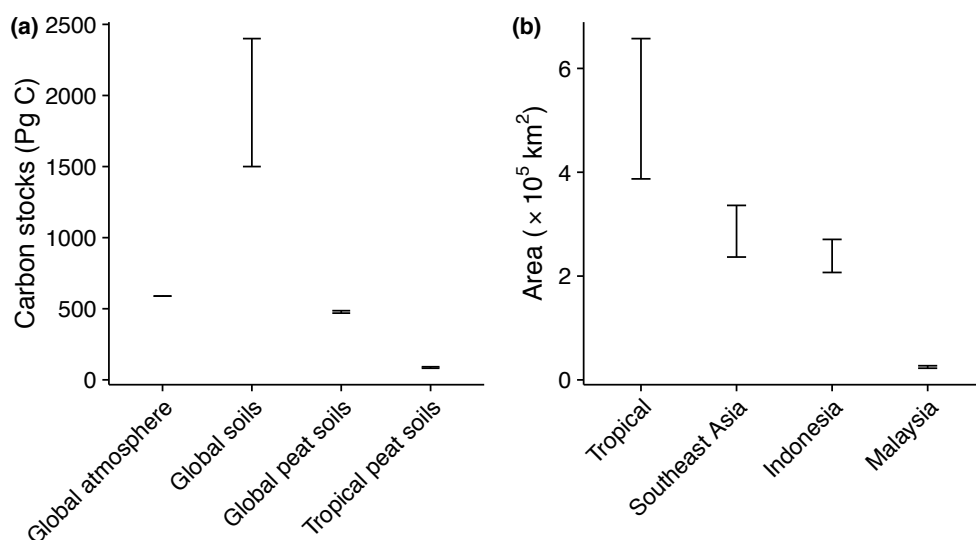


図 2.1 全球と熱帯の炭素現存量 (a) と熱帯泥炭地面積 (b)。エラーバーは最小最大値を示す。データは IPCC (2013) および Page *et al.* (2011) から引用した。

Fig. 2.1 Carbon stocks in global and tropical scale (a), and the area of tropical peatland (b). Error bars show the minimum and maximum. Data are cited from IPCC (2013) and Page *et al.* (2011).

2.2 泥炭沈下

泥炭地は排水されると地表面が不可逆的に沈下することが広く知られている (Schothorst 1977; Wösten *et al.* 1997; Deverel and Leighton 2010)。この排水された泥炭地の沈下は主として物理的過程と化学的過程で構成されると考えられている (Schothorst 1977; Hooijer *et al.* 2012)。物理的過程は排水によって生じた孔隙が上からの荷重や自重によりつぶれる過程で、圧縮 (shrinkage) と呼ばれる。一方、生物的過程は排水によって好氣的になった泥炭物質が分解され、泥炭土壌から損失する過程である。この損失過程は大気への二酸化炭素 (CO₂) 排出、あるいは溶存態有機物・粒子態有機物の溶脱が考えられ、どちらも炭素損失として評価される。

沈下速度は排水初期に大きく、徐々に緩やかになることが知られている (Schothorst 1977; Wösten *et al.* 1997; Pronger *et al.* 2014)。Hooijer *et al.* (2012) は熱帯泥炭地上のアカシアプランテーションで沈下速度を測定し、排水後 1 年で平均 75 cm yr⁻¹、2–5 年後に 19 ± 4 cm yr⁻¹、6 年以降は 5.0 ± 2.2 cm yr⁻¹ の沈下速度を報告している。また、大きな容積重、低い孔隙率、高い灰分含量は沈下の物理的過程を抑制することで、沈下速度を低下させることが知られている (Deverel and Leighton 2010; van Asselen 2011)。さらに、地下水位の低下は沈下の物理的過程・生物的過程の両者を促進することで、沈下速度を上昇させることが知られている (Schothorst 1977; Hooijer *et al.* 2012)。

一方、たとえ泥炭沈下がなかったとしても、泥炭地表面は季節的・短期的に変化することが知られている (Roulet 1991; Price and Schlotzhauer 1999)。この泥炭地表面の可逆的な摂動は、泥炭が地下水位の上昇により膨張し、地下水位の下降により収縮することによって起こると考えられている (Fritz *et al.* 2008)。泥炭の沈下速度を推定する際には、この地表面摂動の影響を取り除く必要がある。そのため、不可逆沈下に対して地表面摂動が無視できるほどの長期的な調査期間を設ける (Leifeld *et al.* 2011; Aich *et al.* 2013; Pronger *et al.* 2014)、あるいは地表面摂動を誤差として扱い、地表面低下と排水経過時間との回帰曲線から沈下速度を推定する (Schothorst 1977; Hooijer *et al.* 2012) 方法が採用される。

2.3 泥炭地の正味炭素損失推定方法

歴史的に、泥炭地の正味炭素損失の評価手法は主として以下の二つが提案されてきた (Kasimir-Klemedtsson *et al.* 1997; Grønlund *et al.* 2008)。

2.3.1 生態学的手法

生態学的手法は、従属栄養呼吸や落葉落枝など、生態系内の炭素の移動を構成要素ご

とに個別に測定し、供給量と損失量の差で評価する手法である。特に北方の草本泥炭地では、すべての炭素損失が CO₂ として大気に排出されると仮定し、生態系からの CO₂ flux (NEE: net ecosystem exchange) を生態学的手法や渦相関法で測定し、炭素収支として評価してきた (Nykänen *et al.* 1995; Silvola *et al.* 1996; Ojanen *et al.* 2012; Knox *et al.* 2015)。一方、熱帯泥炭地において土壌表面の正味炭素損失 (NCL: net carbon loss) を生態学的手法で評価した研究は少ない。Murdiyarto *et al.* (2010) は NCL を構成する生態学的過程 (落葉落枝, 枯死根量, 従属栄養呼吸) を既往の論文から引用し、メタ解析によってパーム油プランテーションでの NCL を推定した。また, Hergoualc'h and Verchot (2011) も同様にメタ解析によって熱帯泥炭地上のさまざまな土地利用について NCL を評価しようと試み、自然林とパーム油プランテーションで NCL を評価した。しかしながら、熱帯泥炭地におけるもう一つの主要なプランテーションであるアカシアの NCL は生態学的手法によってまだ評価されていない。

2.3.2 沈下法

沈下法は泥炭沈下に伴う容積重の変化がすべて沈下の物理的過程に起因すると仮定し、排水前と現在の容積重および有機態炭素含量を用い、沈下量から排水前の表層土壌の厚さを求め、排水前から現在までの土壌炭素現存量の減少速度で評価する手法である。沈下法は主として北方泥炭地で用いられ (Schipper and McLeod 2002; Leifeld *et al.* 2011; Simola *et al.* 2012; Aich *et al.* 2013)、近年では熱帯泥炭地でも適用されるようになってきた (Hooijer *et al.* 2012; Couwenberg and Hooijer 2013)。

北方泥炭地では生態学的手法と沈下法を比較し、沈下法が生態学的手法よりも高い NCL を推定することが明らかになった (Grönlund *et al.* 2008)。これは沈下法が対象とする NCL の期間が排水直前から現在までであるのに対し、生態学的手法が対象とする NCL の期間は測定期間のみで、排水初期の大きな炭素損失を含んでいないからだと考えられている。一方、NCL を生態学的手法と沈下法で比較した研究は熱帯泥炭地にはまだない。

2.4 泥炭地の土壌呼吸・従属栄養呼吸と制限要因

熱帯泥炭地の NCL を評価した研究はまだ少なく、また、NCL の主要な構成要素である従属栄養呼吸 (HR: heterotrophic respiration) に関する研究もまだ少ない (表 2.1)。しかし熱帯泥炭地の土壌呼吸 (SR: soil respiration) は比較的広く評価されてきた。ここでは、SR および HR の制限要因について既往の研究を整理する。

表 2.1 熱帯・亜熱帯における泥炭地の正味炭素損失 (NCL)。

Table 2.1 Net carbon loss (NCL) from peatland in tropical and subtropical region.

文献 Literature	気候 Climate	MAT (°C)	MAP (mm yr ⁻¹)	土地利用 Land use	排水年 Drainage (yr)	地下水位 GWL (m)	正味炭素損失 NCL (kg C m ⁻² yr ⁻¹)	
							生態学的手法 Biometric meth.	沈下法 Subsidence meth.
Wösten <i>et al.</i> 1997	Tropical			Oil palm	28–42	-0.50 ± 0.38		0.72 ± 0.54
Murdiyoso <i>et al.</i> 2010 [‡]	Tropical			Oil palm		-0.50	0.52 ± 0.11	
Hergoualc'h and Verchot 2011 [‡]	Tropical			Forest		-0.12 ± 0.19	-0.10 ± 0.17 [§]	
	Tropical			Oil palm		-0.60 ± 0.05	0.98 ± 0.30	
Hooijer <i>et al.</i> 2012	Tropical	~30	~2500	<i>Acacia</i>	2–5			4.85
	Tropical	~30	~2500	<i>Acacia</i>	6–8	-0.70 ± 0.20		1.85
	Tropical	~30	~2500	Oil palm	14–19	-0.73 ± 0.23		2.12
Couwenberg and Hooijer 2013	Tropical	~30	~2500	Oil palm	4–7	-0.56 ± 0.06		1.76
	Tropical	~30	~2500	Oil palm	15–20	-0.65 ± 0.25		1.59
Aich <i>et al.</i> 2013	Subtropical	~20	1320	Sugar cane	88	-0.5 to -1		0.22
Schipper and McLeod 2002	Temperate			Grassland	40			0.37
Grønlund <i>et al.</i> 2008	Boreal	4.3–7.6	960–2150	Cultivated	53		0.60	0.80
Leifeld <i>et al.</i> 2011	Boreal	9.1	994	Grassland	140	-0.5 to -1		0.19 – 0.50
Simola <i>et al.</i> 2012	Boreal			(various in the whole Finland)				0.15 ± 0.22

[‡]meta-analysis; [§]net carbon sink; MAT: 年平均気温 (mean annual temperature); MAP: 年平均降水量 (mean annual precipitation); GWL: 地下水位 (groundwater level)

2.4.1 土地利用

土地利用は植物根の現存量や生長速度が変化することで、根呼吸に直接的な影響を与えるだけでなく、地温や土壌水分、土壌理化学性が変化することで根呼吸と HR に間接的な影響を与え、SR を変化させることが知られている (Wagai *et al.* 1998; Raich and Tufekciogul 2000)。熱帯泥炭地においては、自然林から水田 (Inubushi *et al.* 2003)、耕作地 (Takakai *et al.* 2006)、パーム油プランテーション (Melling *et al.* 2005) に土地利用が変化することで、SR および HR が変化することが明らかになってきた。

2.4.2 地温

地温は SR および HR を制限するもっとも基本的な環境要因として広く知られている。北方泥炭地においても、地温の上昇により SR および HR が促進することが報告されてきた。一方、熱帯では地温の季節変化が少ないため、地温と SR および HR の関係が不明瞭であることが多い。Jauhiainen *et al.* (2014) は遮光することで地温を変化させ、熱帯泥炭地でも地温の上昇が SR および HR を促進させることを明らかにした。

2.4.3 地下水位

泥炭地生態系では、土壌水分に代わり地下水位 (GWL) が SR および HR を制限する上で重要であることがこれまで報告されてきた (Kim and Verma 1992; Glenn *et al.* 1993; Silvola *et al.* 1996)。なぜなら泥炭地生態系において、地下水は降雨とならび土壌水分の重要な給源だからである。熱帯泥炭地においても GWL の低下が SR および HR を促進することが報告されてきた (Couwenberg *et al.* 2010; Hirano *et al.* 2014)。

2.4.4 その他の制限要因

地温や地下水位以外にも、SR および HR に以下の制限要因が報告されてきた。泥炭土壌は酸性条件にあることが多く、土壌酸性の中和が SR および HR を促進することが知られている (Murayama and Bakar 1996; Ye *et al.* 2012)。また、施肥や養分可給性の増大が泥炭の分解を促進されることも明らかになってきた (Takakai *et al.* 2006; Arai *et al.* 2014; Comeau *et al.* 2016)。

熱帯泥炭地における SR および HR に関するこれまでの知見は主として年積算 SR・HR と年平均地温、年平均 GWL、年平均 pH などとの関係から得られており、プロセスレベルの知見はまだ不足している。熱帯泥炭地の SR 速度は GWL が地表面付近では GWL の低下により促進することが明らかになってきた (Jauhiainen *et al.* 2008; Hirano *et al.* 2009)。一方で、GWL が低く表層土壌が乾燥しているときには、SR 速度は大きく変

動し GWL では線形的に説明できず、SR 速度と GWL との関係は釣鐘型に見える (Kim and Verma 1992; Jauhiainen *et al.* 2008)。

乾燥後の土壌の再湿潤化により有機物分解が促進する乾土効果 (Birch 1958) は泥炭地でも重要である。乾土効果は土壌の過乾により死滅した微生物由来の易分解性有機物が再湿潤化後にすみやかに分解される現象である (Marumoto *et al.* 1977; van Gestel *et al.* 1993)。この乾土効果は SR 速度・HR 速度と GWL の関係における大きな変動を説明する重要な要因の一つかもしれない。なぜなら、泥炭地では GWL の短期的な上昇によって土壌の再湿潤化が頻繁に生じているからである。土壌の乾土効果は鉱質土壌では広く知られており (Kessavalou *et al.* 1998; Borken *et al.* 2003; Yanai *et al.* 2007; Unger *et al.* 2012)、北方泥炭地でも有機物分解を短期的に上昇させることが知られている (Goldhammer and Blodau 2008; Fenner and Freeman 2011)。しかしながら、土壌の乾土効果は熱帯泥炭地ではまだ報告されていない。

第3章 調査地と方法

3.1 調査地概要

本研究はインドネシアの異なる土地利用・土地管理を含むパランカラヤ市近郊のカランパンガン村とリアウ州パンカラクリンチ市から南南東へ約 40 km の APRIL 所有のランガム農園および南東へ約 130 km のムランティ農園の泥炭地を対象とした (図 3.1)。

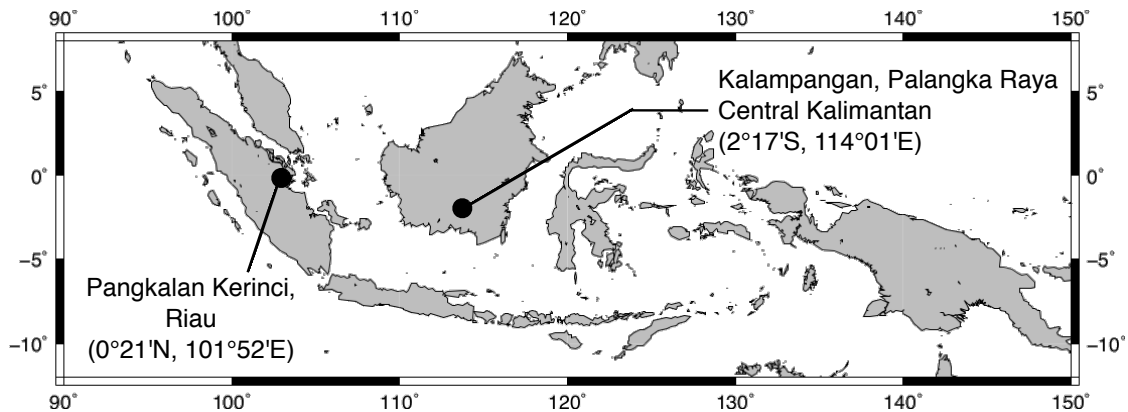


図 3.1 調査地の地図

Fig. 3.1 Map of the research site

3.1.1 パランカラヤ市近郊

中央カリマンタン州パランカラヤ市近郊は Mega Rice Project による水路掘削後に水管理されていない泥炭地で、年平均気温 26.5°C、年降水量 2235 mm と報告されている (Hirano *et al.* 2007)。泥炭は約 26,000 年前から堆積し始め (Page *et al.* 2004)、現在は 3–6 m 堆積している。土壌型は農地では Hemic Haplofibrists に、それ以外の土地利用では Typic Haplofibrists にそれぞれ分類される (Soil Survey Staffs 2014)。

この地域には 1981 年から開墾・入植が始まった。1995 年の大統領令第 82 号 (Commercial Advisory Foundation in Indonesia 1996) により、総計 1.5 Mha の泥炭地を水田に開墾する計画 (旧 Mega Rice Project, インドネシア語名 Proyek Lahan Gambut Sejuta Hektar) が実施され、大規模な排水路がパランカラヤ市近郊から海岸まで縦横に掘削された (Limin *et al.* 2007)。しかし 1997 年のエル・ニーニョ現象に伴う泥炭地火災 (Page *et al.* 2002) や微量必須栄養素欠乏に起因する稲の不稔 (Ambak and Tadano 1991) により、この計画は排水路を残したまま 1999 年に正式に終了した (Limin *et al.* 2007)。以上のような土地履歴により、現在、パランカラヤ市近郊には主として火災跡地 (burned land: BL)、耕作地 (cropland: CL)、森林 (forest land: FL)、草地 (grassland: GL) が存在す

る。調査地点は主として泥炭ドーム頂上に位置する。調査地点の地図を図 3.2 に示す。

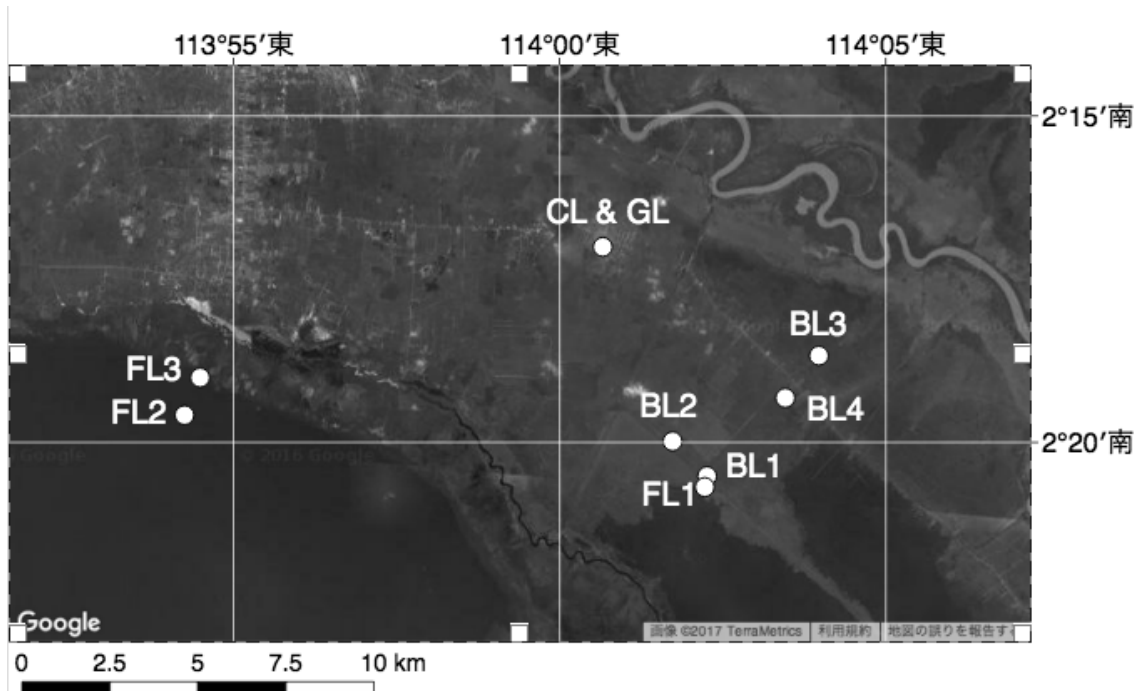


図 3.2 パランカラヤ市近郊における調査地点の地図 (Google Earth, Digital Globe, 2016 年 12 月 31 日入手)

Fig. 3.2 Map of research plots near Palangka Raya, Central Kalimantan, Indonesia (Google Earth, Digital Globe, retrieved in 31st December, 2016)

火災跡地 (BL) には 4 つの調査プロット (BL1, BL2, BL3, BL4) を設けた。火災跡地では 1997 年以降、ほぼ毎年泥炭火災が発生してきた (Langner and Siegert 2009; Yulianti *et al.* 2012)。中でもエル・ニーニョ年である 1997 年、2002 年、2009 年には観測地点においても泥炭火災が発生した。火災跡地における主要な植生はシダ植物のパキス (*Stenochlaena palustris* (Burm. f.) Bedd., インドネシア名 Pakis, Dayak 名 Kalakai) で、灌木のトゥミ (*Combretocarpus rotundatus* Danser, インドネシア名・Dayak 名 Tumih) やシダ植物のイノモトソウ属 (*Pteris* spp., Dayak 名) が散見された。土壌表層には泥炭火災で生成したと考えられる炭が数 cm から十数 cm 堆積している。BL1 (2°20'31" S, 114°02'16" E) および BL2 (2°19'23" S, 114°00'59" E) は 1997 年の火災により泥炭表層が最大 30 cm 深まで焼失した。BL1 は火災後に森林植生の回復が確認されたが、BL2 では確認されなかった。しかし、BL1 が 2002 年 7 月および BL2 が 9 月に再度火災にあい、以後どちらも森林植生は回復していない。BL3 (2°18'40" S, 114°03'59" E) はカハヤン川から南西に約 3 km、BL4 (2°19'19" S, 114°03'28" E) は約 4 km 離れて設置された。BL3

と BL4 の間には幹線道路が敷かれている。そのため、BL3 の水位はカハヤン川の影響を強く受けているが、BL1, BL2, BL4 は受けていない。

農地には耕作地 (CL, 2°17'00" S, 114°00'40" E) に 3 つの調査プロット (CL1, CL2, CL3) を設けた。農地は主として 1981 年から入植してきた人々により営まれ、カランパンガン村を構成している。入植に際しては一戸あたり 0.25 ha の住居兼菜園が州から与えられ、州に申請し許可が下りれば、農家は 2–4 ha の新規農地を開墾できる。CL1 および CL3 では主としてトウモロコシ (*Zea mays* L.) が栽培され、1 株の周囲に数株のホウレン草 (*Spinacia oleracea* L.) が栽培されることがあった。CL2 ではホウレン草やインゲン (*Phaseolus vulgaris* L.), キャッサバ (*Manihot esculenta* Crantz.), ナス (*Solanum melongena* L.), トウガラシ (*Capsicum annum* L.), ピーナッツ (*Arachis hypogaea* L.), パパイア (*Carica papaya* L.) などが栽培されていた。播種時に化学肥料 (N 16%, P₂O₅ 16%, K₂O 16%) が、その数週間後に尿素や堆肥、灰などが施与された。窒素施肥量を Table 3.1 に示す。

表 3.1 耕作地 (CL1, CL2, CL3) における窒素 (N) 施肥量

Table 3.1 Nitrogen (N) fertilizer application rate in croplands (CL1, CL2, CL3)

Plot	Year	Main crop	N fertilizer application	
			year ⁻¹	kg N ha ⁻¹ year ⁻¹
CL1	2002–2011	Corn	3–4	665–1638
CL2	2002–2005	Egg plant	4	773–800
	2006–2008	Grass	0–1	0–84
	2009	Peanut and spinach	9	608
	2010	Red pepper	3	78
	2011	Papaya	4	37
CL3	2002–2011	Corn	3–4	785–1278

Data in 2002–2004 were cited from Takakai *et al.* (2006), and data in 2005–2006 were cited from Toma *et al.* (2011).

森林 (FL) は泥炭火災や開墾前の元々の土地利用である。構成樹種は主にプナー (*Tetramerista glabra* Miq.), センガワン (*Shorea* sp.), テリハボク属 (*Calophyllum* sp.), ケラスタム (*Combretocarpus rotundatus* Danser), ニヤトー属 (*Palaquium* sp.), ウォーターガム (*Syzygium* sp.), ジョンコン (*Dactylocladus stenostachys* Oliv.), ジェルトン (*Dyera costulata* Hook. f.), マーシュホリー (*Ilex cymosa* Blume), プラワン (*Tristaniopsis obovate* (Benn.) Peter G. Wilson & J.T. Waterh.), カチノキ属 (*Diospyros* sp.) などである (Tuah *et*

al. 2003)。FL1 (2°20'41" S, 114°02'14" E) はカハヤン川から南西に約 8 km, 排水路から約 300 m 離れた場所に位置している。FL2 (2°19'35" S, 113°54'15" E) および FL3 (2°19'00" S, 113°54'29" E) はパランカラヤ大学 CIMTROP (Center for International Cooperation and Management of Tropical Peatland) が管理する NLPSF (Natural Laboratory of Peat Swamp Forest) にあり, FL2 はセバンガウ川から約 700 m 南南西に, FL3 はセバンガウ川岸にそれぞれ位置する。FL1 は排水路の影響を受け, 年間を通して地下水位は低いが, FL2 および FL3 は排水路が存在しない自然保護林である。

草地には CL1-3 の近くに一つの調査プロット (GL, 2°17'01" S, 114°00'39" E) を 2002 年に設けた (Takakai *et al.* 2006)。これはカランパンガン村の CL プロットのすぐ隣に位置する。GL プロットの植生は芝生で, 2009 年まで施肥されずに家畜用採草地として管理されていた。

3.1.2 ランガム農園

リアウ州ランガム農園はパルプ用アカシアのプランテーションで, カンバル川の氾濫原に位置する。また, シルト・粘土が豊富で, 洪水時にカンバル川から運ばれた土砂が表層に堆積している (Cecil *et al.* 1993)。本農園は営農権取得前には天然林であったが, 1997 年 11 月から 12 月にかけて天然林が伐採され, 排水路が掘削された。その後, 1998 年 3 月からアカシア (*Acacia crassicarpa* A. Cunn. ex Benth.) のプランテーションが営まれ, 林床にはシダ植物のパキス (*Stenochlaena palustris* (Burm. f.) Bedd.) が繁茂していた。6 年周期の植林—収穫ローテーションが 2 回行われ, 3 度目のローテーションは 2005 年 12 月から 2006 年 1 月にかけて行われた挿し木の植林から開始された。アカシアは 1333 本 ha⁻¹ の栽植密度で植林され, 木 1 本あたりリン鉱石 250 g, ホウ砂 10 g, 顆粒状の銅・亜鉛肥料 (銅 15%, 亜鉛 10%, 硫黄 6%) が施与され, 移植 30 日後に木 1 本あたり尿素 40 g と塩化カリウム 50 g が施与された。このプランテーションの排水溝に対して垂直にトランセクトを設け, 排水溝から 100 m 間隔で 6 つの地点 (AP1-AP6, 0°09'09" N, 101°33'49" E, 海拔 16-17 m) を設けた (図 3.3)。AP1 は排水溝に最も近く, 最も浅い泥炭厚をもつ。一方, AP6 は最も厚い泥炭厚をもつ。これらの調査地点で 2008 年 9 月から 2010 年 12 月にかけて毎月調査を行った。この調査期間は 3 度目の栽培の収穫前 2 年間に相当し, 本調査地が排水され始めてから 13 年経過後にサンプリングを始めた。降水量は本調査地点から約 10 km 離れた場所で観測された。

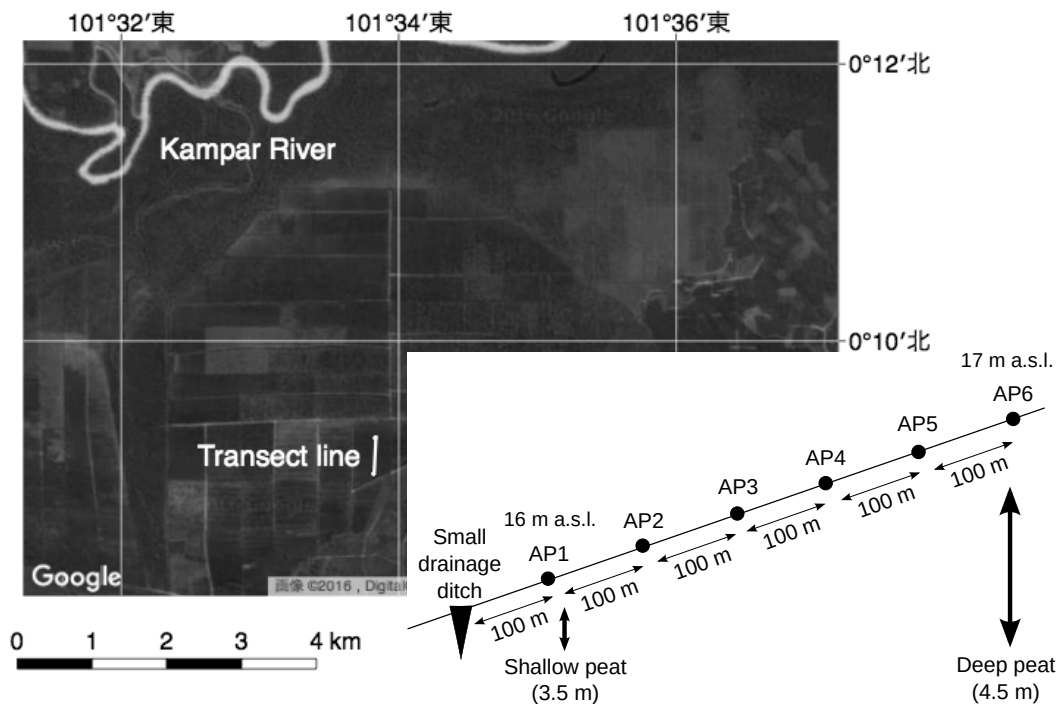


図 3.3 ランガム農園における調査地地図 (Google Earth, Digital Globe, 2016 年 12 月 31 日入手)

Fig. 3.3 Map of Langgam estate (Google Earth, Digital Globe, retrieved in 31st December, 2016)

3.1.3 ムランティ農園

リアウ州ムランティ農園はカンパル川流域の降水涵養性泥炭地に存在し、緩衝帯を挟んで保護林を泥炭ドーム頂上に残しながらパルプ用アカシア (*Acacia crassicarpa* A. Cunn. ex Benth.) のプランテーションが営まれ、林床にはシダ植物のパキス (*Stenochlaena palustris* (Burm. f.) Bedd.) が繁茂していた。本農園は APRIL 社が営農権取得後の 2009 年にプランテーション区画の開墾と排水が開始されたが、営農権取得前の 2001 年から自然林の違法択伐が行われ、小規模な排水路が泥炭ドーム頂上近くまで掘削されていた (Bathgate and Rachmady 2012)。調査は 2012–2013 年に行い、これは排水後 4 年が経過していた。栽植密度と施肥はランガム農園と同様だった。泥炭ドーム頂上に緩衝帯を含めた自然林を残している。調査地点の地図を図 3.4 に示す。アカシアプランテーションに 2 地点 (A1, A2) を設けた。A1 (0°14'40" N, 102°31'30" E) は A2 (0°13'50" N, 102°32'45" E) より標高の低い位置にあり、A2 の近くには等高線と垂直な水路があるが、A1 は等高線と垂直な水路から離れている。A1 は 2010 年に、A2 は 2009 年にそれぞれ植林され、調査期間においてアカシアの樹齢は 3–4 年だった。アカシアの成長は比較的早く、A1・A2 において林冠は既に閉じていた。自然林にはドーム頂上に 1 地点 (N, 0°17'13" N, 102°33'10" E) を設け、自然林とアカシアプランテーションの間の緩衝帯に 1 地点 (B, 0°16'09" N, 102°32'23" E) を設けた。地点 B にはメラレウカ属 (*Melaleuca* sp.)

が2010年に植えられ(調査期間において樹齢3年),アカシアとは異なり林冠はまだ閉じていなかった。

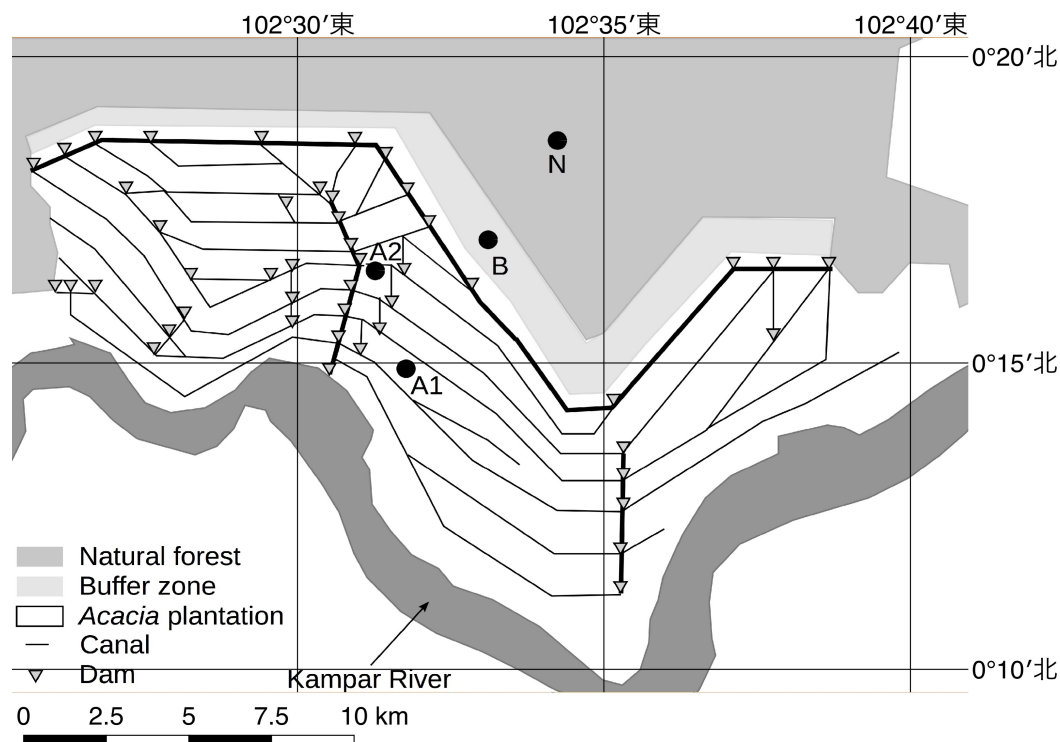


図 3.4 ムランティ農園における調査地点の地図

Fig. 3.4 Map of research plots in Meranti estate.

本調査地は以下の水路設計と水管理を行っていた。

1. 水路はアカシアプランテーションにのみ, 基本的に等高線に沿って掘削された。人や物資の搬出入を目的とした等高線と垂直な水路にはダムを設置し, 水位を管理できるようにした。
2. プランテーション区画の雨季の地下水位が-0.9 から-0.4 m になるようにダムの開閉を調節し (目標地下水位), 乾季到来前には地下水位が-0.5 m から-0.4 m になるように調節した。
3. 乾季にはダムを常に閉じた

上記2で記した地下水位は目標水位であり, 一ヶ月に一度の頻度で農園管理スタッフがプランテーション各地で地下水位をモニタリングし, ダムの開閉を調節した。

3.2 調査期間

調査期間は調査地により異なる。表 3.2 に各地点の調査期間を示した。

表 3.2 調査地点の調査期間および頻度

Table 3.2 Sampling periods and intervals

調査地	地点	調査期間・頻度
Site	Plot	Sampling periods and intervals
Palangka Raya	BL1	2003, 2009–2011 (月 1); 2002, 2004–2008 (年 2)
	BL2	2003 (月 1); 2002, 2004–2008 (年 2)
	BL3	2008–2011 (月 1)
	BL4	(BL3 に同じ)
	CL1–CL3	2003–2005, 2010–2011 (月 1); 2006–2009 (月 2)
	FL1	(BL1 に同じ)
	FL2	2004–2005, 2010–2011 (月 1); 2006–2009 (年 2)
	FL3	(FL2 に同じ)
	GL	(CL1–CL3 に同じ)
	Langgam	AP1–AP6
Meranti	A1	2012 年 6–7 月, 2013 年 3–7 月 (週 1); 2012 年 11 月–2013 年 2 月 (月 1)
	A2	(A1 に同じ)
	B	(A1 に同じ)
	N	2012 年 6–7 月 (月 2); 2013 年 3–7 月 (週 1); 2012 年 11 月–2013 年 2 月 (月 1)

3.3 土壌表面からのガスフラックス

土壌表面からのガスフラックスは静的チャンバー法により測定した (Toma *et al.* 2011)。各地点には地上部草本を刈り取った区画と、土壌有機物分解は地上部草本を刈り取り、30 cm 深の根を切断し、透湿防根シートで土壌断面を覆い、土壌を埋め戻した根切区画をそれぞれ設けた (いずれも 60 cm × 30 cm)。前者の区画からの CO₂ flux を土壌呼吸 (SR)、後者の根切区画からの CO₂ flux を従属栄養呼吸 (HR) とした。チャンバー法には白色のステンレス製円筒のチャンバー (高さ 25 cm, 内径 18.5–21.0 cm) とベース (内径 18.2 cm) を用いた。各区画に 3 反復でベースを常設し、サンプリング毎にチャンバーをベースに置いてサンプリングを開始した。ただし耕作地においてはベースの盗難防止のため、前日に調査地点に赴き、チャンバーを土壌に直接差し込んで測定した。

チャンバーの6分間の密閉前後のガスを Tedlar バッグ (GL Sciences Inc., Tokyo, Japan) に封入し、その日のうちに赤外線 CO₂ 分析機 (ZFP-9, Fuji Electric Systems, Tokyo, Japan) を用いて CO₂ 濃度を測定した。赤外線 CO₂ 分析機はサンプリング毎にゼロ点校正を、インドネシア渡航毎にスパン校正を行った。ゼロ点校正にはソーダ石灰を用いて CO₂ free ガスを作成し、それを用いた。スパン校正には 1820 × 10⁻⁶ m³ m⁻³ の検定付き CO₂ 標準ガス (N₂ ベース) を持参して、それを用いた。CO₂ flux (mg C m⁻² h⁻¹) の計算はチャンバー密閉中に測定した気温 (T_a, °C, testo 635, testo, Kanagawa, Japan) を用いて、以下の式で行った。

$$\text{CO}_2 \text{ flux} = \rho \frac{\Delta c V}{\Delta t S_b} \frac{273.15}{273.15 + T_a} \frac{12.0}{44.0} \quad \text{式 3.1}$$

ここで、 ρ は標準状態における CO₂ のガス密度 (1.977 kg m⁻³)、 Δc はチャンバー密閉前後の CO₂ 濃度の差 (10⁻⁶ × m³ m⁻³)、 Δt はチャンバーの密閉時間 (0.1 h = 6 min.)、 V はチャンバーの容積 (m³)、 S_b はベースの底面積 (m²)、12.0 および 44.0 はそれぞれ C の原子量および CO₂ の分子量である。

3.4 ガスフラックスに影響を与える環境要因

チャンバー密閉中に 4 cm 深の地温 (T_s, °C) および体積含水率 (m³ m⁻³, ADR, ML2 Theta Probe Delta-Y Devices, Cambridge, UK) を各チャンバー3 反復で測定した。また、各地点に泥炭堆積物下の鈹質土層に達するまで PVC パイプを鉛直に設置し、管頭-水面および管頭-地表面の高さをコンベックスで測定することで、地下水位 (GWL, m) と積算全沈下量 (CS_T, cm) を測定した。相対湿度は気温の測定と同時に同じ測器を用いて測定した。

3.5 土壌の理化学性

各地点でサンプリング毎に表層 10 cm の攪乱土壌を採取し、風乾後 2 mm でふるった。風乾土と脱塩水を 1:20 で振盪し、ガラス電極付き pH 計 (2009 年まで pH meter F-22, 2010 年以降は pH meter F-25, Horiba, Kyoto, Japan) で土壌 pH を測定した。この土液比 1:20 は新鮮土と脱イオン水 1:5 に相当する。この懸濁液を 0.2 μm のメンブレンフィルターで抽出し、土壌の硝酸態窒素含量 (NO₃⁻-N) をイオンクロマトグラフ法で (DIONEX Ion Chromatograph DX-AQ, DIONEX Japan, Osaka, Japan), 水溶性有機態炭素含量 (water-soluble organic carbon: WSOC) を燃焼法で (TOC-5000A, Shimadzu, Kyoto, Japan), それぞれ分析した。土壌のアモンニウム態窒素含量 (NH₄⁺-N) は風乾土と 2 mol L⁻¹ の KCl 溶液を 1:20 で振盪抽出し、インドフェノール青法により比色法 (UV mini 1240,

Shimadzu, Kyoto, Japan) で分析した。交換態カチオン (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) は 1 mol L^{-1} の酢酸アンモニウムで振盪抽出し、炎光光度法および原子吸光分析法 (Z5010, Hitachi, Tokyo, Japan) により分析した。陽イオン交換容量 (cation exchange capacity: CEC) は上記抽出残渣を 80%エタノールで洗浄後、 1 mol L^{-1} の KCl 溶液で振盪抽出し、アンモニウム態窒素濃度をインドフェノール青法で分析した。塩基飽和度は交換態カチオンの和を CEC で除して求めた。土壌の全炭素・全窒素は風乾土壌を微粉碎後、乾式燃焼法 (SUMIGRAPH NC-1000, Sumitomo Chemical Co., Ltd., Tokyo, Japan) で測定した。

土壌の不攪乱試料は 100 cm^3 容の円筒採土器を用いて表層 10 cm から採取した。孔隙率はデジタル実容積計 (DIK-1110, Daiki Rika Company, Saitama, Japan) を用いて測定し、同試料を 105°C で 48 時間以上乾燥後、重量を測ることで容積重を算出した。WFPS は体積含水率を孔隙率で除することで求めた。

3.6 落葉落枝

落葉落枝はランガム農園の全地点、およびムランティ農園の A1 と N で求めた。各地点にリタートラップを 3 反復で設置し、落葉落枝を毎月回収した。回収した試料は微粉碎後、乾式燃焼法で炭素含量を求めた。

3.7 容積重, 土壌有機態炭素, 灰分含量

ランガム農園とムランティ農園では容積重 (BD: bulk density, g cm^{-3}), 土壌全有機態炭素含量 (TOC: total organic carbon, g C g^{-1}), 灰分含量 (%) を求めるためにボーリング調査を行った。半円状のピートサンプラーを用い、泥炭を 10 cm 間隔で採取した。採取した試料の水分含量を求め、容積重を計算した。また、風乾試料を微粉碎後、土壌の乾式燃焼法で全炭素を測定した。灰分含量は 800°C で 2–3 時間の強熱減量で評価した。

3.8 土壌表面における正味炭素損失の推定方法

土壌表面における正味炭素損失 (NCL: net carbon loss, $\text{kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) を以下の二つの方法で推定した。

3.8.1 生態学的手法

生態学的手法では、NCL は積算 HR と積算落葉落枝の差から求めた。積算 HR ($\text{kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) は線形補間法により以下の式で計算した。

$$\text{Cumulative HR} = \sum_{i=2}^n \frac{1}{2} \times (\text{HR}_i + \text{HR}_{i-1}) \times (t_i - t_{i-1}) \times 24 \times \frac{365}{t_N - t_1} \times 10^{-6} \quad \text{式 3.2}$$

ここで、 n は標本数、 HR_i は各時点の HR 速度、 t_i は各時点の日付をそれぞれ表す。

ランガム農園の積算落葉落枝は、倒木によりリタートラップが何度も破損したため、各地点で平均落葉落枝量を算出し、年間値に直して用いた。ムランティ農園の積算落葉落枝は各月の落葉落枝を積算して求めた。

$$\text{Cumulative LF} = \sum_{i=1}^n \frac{LF_i}{t_i - t_{i-1}} \times 365 \quad \text{式 3.3}$$

ここで、 n は標本数、 LF_i は各月の落葉落枝量 ($\text{kg C m}^{-2} \text{ period}^{-1}$)、 t_i は各時点の日付をそれぞれ表す。

生態学的手法による NCL ($\text{kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) は以下の式で計算した。

$$\text{NCL} = \text{Cumulative HR} - \text{Cumulative LF} \quad \text{式 3.4}$$

3.8.2 沈下法

泥炭地表面の全沈下は排水に伴う不可逆的な沈下と地下水位 (GWL) の変動に伴う地表面摂動 (Price and Schlotzhauer 1999; Fritz *et al.* 2008) から構成される。また、泥炭地表面の不可逆的沈下は物理的過程と生物的過程から構成される。不可逆的沈下の物理的過程は、自重や表面からの荷重により、泥炭土壌の孔隙がつぶれ、孔隙内の物質が系外に追い出される過程である。孔隙が気相で土壌空気が追い出される場合を収縮、孔隙が液相で土壌溶液が追い出される場合を圧密と呼ぶ。一方、泥炭沈下の生物的過程は泥炭土壌有機物が微生物により分解され、正味損失する過程、すなわち NCL である。

沈下法は現在および排水前における表層土壌の深さ、BD、TOC が必要である。本研究では以下の仮定を置いて排水前における表層土壌の深さ、BD、TOC を計算した：

1. 沈下は表層土壌でのみ起こる
2. すべての BD 変化は収縮・圧密にのみ起因する
3. 下層の BD および TOC は排水前の状態を保持している
4. 現在の沈下速度は排水後から一定

ボーリング調査の結果から、本研究では現在の表層土壌および下層土の厚さを調査地ごとに決め、表層土壌の BD および TOC を現在の状態を、下層土の BD および TOC を排水前の状態をそれぞれ表すとした。また、仮定 4 から排水前の表層土壌の厚さ (D_{init} , cm) を以下の式で計算した。

$$D_{\text{init}} = D_{\text{curr}} + Y \times S \quad \text{式 3.5}$$

ここで D_{curr} は現在の表層土壌の厚さ (cm)、 Y は排水開始からの経過年数 (ランガム農園で 13 年、ムランティ農園で 4 年)、 S は沈下速度 (cm yr^{-1}) である。 D_{curr} はボーリング調査から求めた BD と TOC が有意に変化した深さと定義した。 S の計算方法は各章で示す。

以上から、沈下法による NCL は排水直前から現在までの炭素現存量の減少速度として以下の式で計算した

$$\text{NCL} = \frac{D_{\text{init}} \times BD_{\text{sub}} \times TOC_{\text{sub}} - D_{\text{curr}} \times BD_{\text{top}} \times TOC_{\text{top}}}{Y} \times 10 \quad \text{式 3.6}$$

ここで、 BD_{sub} および TOC_{sub} は下層土の BD および TOC を、 BD_{top} および TOC_{top} は表層土の BD および TOC をそれぞれ示す。沈下法による NCL の不確実性は不確実性の伝搬則 (Joint Committee for Guides in Metrology 2008) に基づいて計算した。

第4章 地下水位変動が土壤呼吸に与える影響

4.1 序論

第2章で述べたように、熱帯泥炭地においては土壤呼吸 (SR: soil respiration) 速度と地下水位 (GWL) の関係が主として解析されてきた (Melling *et al.* 2005; Couwenberg *et al.* 2010; Sundari *et al.* 2012)。しかし SR 速度と GWL の関係には依然として大きな不確実性が残っている。土壤が乾燥後に再湿潤化すると有機物分解が促進される乾土効果 (Birch 1958) は SR 速度と GWL の関係における大きな変動の主要な原因かもしれない。乾土効果は鈹質土壤では一般的に観測され (Kessavalou *et al.* 1998; Borken *et al.* 2003; Yanai *et al.* 2007; Unger *et al.* 2012)、北方・温帯泥炭地においても一時的に有機物分解の促進することが知られている (Goldammer and Blodau 2008; Fenner and Freeman 2011)。しかしながら、乾土効果は熱帯泥炭地ではまだ報告されていない。

ところで、SR 速度は地温や土壤水分、GWL に強く影響を受け、これらを説明変数とした回帰式で表される。一般的な回帰分析では切片と傾きは一つの値として推定され、説明変数である SR 速度も一つの値として推定される (点推定)。一般的な土壤では SR 速度は地温で精度良く推定可能であり、SR 速度の点推定値がその時の地温で代表した SR 速度とみなすことができる。しかし熱帯泥炭地のように SR 速度と GWL の関係に大きな不確実性がある場合、SR 速度の点推定は実測 SR 速度から大きく離れてしまう場合がある。そこで、回帰係数と SR 速度を 95% の確率で存在する区間として推定すれば (区間推定)、SR 速度と GWL の関係における不確実性を評価することができる。土壤ガスフラックスの解析でこの区間推定を行う手法として、階層ベイズ解析が提案されてきた (Clark *et al.* 2005; Nishina *et al.* 2009; Li *et al.* 2015)。Li *et al.* (2015) は、SR 速度と地温・土壤水分の関係における回帰係数を階層ベイズ解析を用いて土性ごとに区間推定し、SR 速度と地温・土壤水分の関係の不確実性を解析した。本研究でも、SR 速度と GWL の関係における回帰係数を階層ベイズ解析を用いて乾土効果・土壤水分・土地利用ごとに区間推定することで、SR 速度と GWL の関係の不確実性を解析できる。

本研究の目的は、熱帯泥炭地において乾土効果・土壤水分・土地利用を考慮して、GWL を用いて SR 速度を推定するプロセスレベルのモデルを開発することである。また、SR 速度と GWL の関係における切片と傾きを制限する土壤理化学性を含めた環境要因を探る。

4.2 材料と方法

4.2.1 調査地

調査は第3章 3.1.1 で述べた中央カリマンタン州パラカラヤ市近郊で行った。調査地はカハヤン川およびセバンガウ川流域に位置し、泥炭厚が 2.9–6.5 m である (表 4.1)。旧 Mega Rice Project の開発地域で、水路が掘削されており、水管理されていない。

表 4.1 中央カリマントン州パラカンヤ市近郊の調査地における表層 10 cm の主要な土壌理化学性。

Table 4.1 The major soil physicochemical properties of the topsoil in 10 cm depth near Palangka Raya, Central Kalimantan.

地点 Plot	泥炭厚 Peat thickness	BD Mg m^{-3}	pH (H_2O)	TOC	MBC	WSOC	TN	CEC	交換態カチオン Exchangeable cations				Base sat.	NH_4^+	NO_3^-
									Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}			
				g kg^{-1}				$\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$				%			
BL1	6.5	0.22	3.7	634	0.45	0.41	12.4	206	0.16	0.42	1.20	1.04	1.4	98.7	31.8
BL2	6.5	0.22	4.1	649	0.10	0.26	12.5	149	0.07	0.04	0.12	0.19	0.3	32.1	16.0
BL3	2.9	0.13	3.7	644	0.41	0.56	11.9	213	0.15	0.42	2.94	3.43	3.3	80.5	62.8
BL4	3.8	0.13	3.8	628	0.37	0.76	12.6	213	0.15	0.30	2.50	2.72	2.7	161.8	22.8
CL1	3.1	0.38	4.6	393	0.13	0.24	12.5	98	0.13	0.46	1.16	6.94	8.9	45.1	276.3
CL2	3.1	0.38	4.4	553	0.28	0.31	13.5	162	0.18	0.83	2.95	8.98	8.0	47.4	150.2
CL3	3.1	0.42	5.0	533	0.08	0.35	11.4	181	0.19	0.38	4.79	9.18	8.0	84.5	144.5
FL1	3.7	0.13	3.7	544	0.19	0.97	17.6	209	0.20	0.43	1.62	0.83	1.5	490.6	71.2
FL2	4.2	0.12	4.1	560	1.17	0.95	19.2	248	0.94	0.74	1.73	1.70	2.1	481.9	28.7
FL3	4.2	0.12	3.9	549	0.60	0.96	18.0	213	0.54	0.62	2.71	1.18	2.4	396.0	57.0
GL	3.1	0.33	4.0	469	0.92	0.34	11.0	191	0.15	0.87	3.39	3.54	4.2	77.4	82.7

BD: 容積重 (bulk density); TOC: 土壌全有機態炭素 (soil total organic carbon); MBC: 微生物バイオマス炭素 (microbial biomass carbon); WSOC: 水溶性有機態炭素 (water-soluble organic carbon); TN: 土壌全窒素 (soil total nitrogen); CEC: 陽イオン交換容量 (cation exchange capacity); Base sat.: 塩基飽和度 (base saturation)

本調査地における 2002 年から 2011 年までの雨季・乾季月は ATSR World Fire Atlas (Arino *et al.* 2012) で観測された泥炭火災頻度から判断した。中央カリマンタン州において月間火災発生数が年間火災発生数の 1%を超えた月を乾季月と定義し、それ以外を雨季月と定義した (Putra 2010; 表 4.2)。

表 4.2 中央カリマンタン州における火災発生回数ならびに乾季月とその長さ。乾季月は月間火災発生回数が年間火災発生回数の 1%を超えた月と定義。2008 年と 2010 年は中央カリマンタン州でほとんど火災が発生しなかったため、乾季月はない。

Table 4.2 Annual fire counts and the length of dry month in Central Kalimantan. The dry month is defined as the months in which the monthly fire counts exceed 1% of the annual fire counts. There are not dry months in 2008 and 2010 due to almost no fires.

年 Year	年火災発生数 Annual fire counts	乾季月期間 Dry month length	乾季月の相対湿度 Relative humidity in dry months (%)
2002	2366	123 days (July - Oct.)	73.6 ± 7.2
2003	433	184 days (Mar., May - Sep.)	69.9 ± 5.8
2004	887	92 days (Aug. - Oct.)	72.7 ± 8.1
2005	163	153 days (Mar., June - Sep.)	69.0 ± 7.8
2006	2221	122 days (Aug. - Nov.)	57.1 ± 8.1
2007	35	184 days (Jan., June - Oct.)	68.3 ± 10.4
2008	5	0 days	
2009	720	123 days (July - Oct.)	54.9 ± 13.3
2010	0	0 days	
2011	95	153 days (June - Oct.)	70.1 ± 14.1

4.2.2 土壌呼吸および環境要因の測定

測定は基本的に月1度または2度の頻度で2002年から2011年にかけて行った。ただし、BLの2004–2009年、FLの2006–2009年においては2月(雨季月)および9月(乾季月)の2度のみ測定した。BL2の測定は2008年に終了した。

SR速度、GWL、4 cm 深地温 (T_s)、water-filled pore space (WFPS)、大気相対湿度 (ARH: atmospheric relative humidity)、容積重 (BD: bulk density)、土壌 pH、土壌全有機態炭素 (TOC: total organic carbon)、微生物バイオマス炭素 (MBC: microbial biomass carbon)、水溶性有機態炭素 (WSOC: water-soluble organic carbon)、土壌全窒素 (TN: total nitrogen)、アンモニウム態窒素、硝酸態窒素、陽イオン交換容量 (CEC: cation exchange capacity)、交換態 Na^+ 、交換態 K^+ 、交換態 Mg^{2+} 、交換態 Ca^{2+} の分析は第3章 3.2–3.4 で記載したように測定した。

4.2.3 地下水位変化の定義

地下水位変化方向 (乾燥化・再湿潤化・安定) を定義するために、GWL の変化速度を以下の式で定義した。

$$\Delta GWL(t) = \frac{GWL(t) - GWL(t-1)}{\text{date}(t) - \text{date}(t-1)} \times 30 \quad \Delta GWL(1) = 0 \quad \text{式 4.1}$$

ここで、 ΔGWL (m month^{-1}) は GWL 変化速度、date はサンプリング日、 t は各地点におけるサンプリング日の添字 ($= 1, \dots, n$)、 n は標本数をそれぞれ表す。本研究のサンプリング間隔は基本的に月1度だが、調査地点や調査日により異なる。そのため、Eq. 4.1 において ΔGWL を 30 日に標準化した。正の ΔGWL は前回サンプリング時から GWL が上昇したことを意味する。この ΔGWL を用いて、乾燥化 (drying)、再湿潤化 (rewetting)、安定 (fluctuating) を表 4.3 のように定義した。

表 4.3 地下水位変化方向の定義。 ΔGWL は GWL の変化速度、 $IQR_{\Delta GWL}$ は ΔGWL の四分位範囲をそれぞれ示す。正の ΔGWL は GWL の上昇を意味する。

Table 4.3 The definition of GWL changing direction. ΔGWL is the rate of change in the GWL, $IQR_{\Delta GWL}$ is the inter-quartile range of the ΔGWL , respectively. The positive ΔGWL represents the rise in the GWL.

地下水変化方向	条件
GWL changing direction	Cases
乾燥化 Drying	$\Delta GWL(t) < 0$ & $\Delta GWL(t-1) < 0$; or $\Delta GWL(t) < -IQR_{\Delta GWL}$
再湿潤化 Rewetting	$\Delta GWL(t) > 0$ & $\Delta GWL(t-1) > 0$; or $\Delta GWL(t) > IQR_{\Delta GWL}$
安定 Fluctuating	The other cases

4.2.4 WFPS 範囲の定義

表層土壌の乾燥度合いを表すため、三つの WFPS 範囲 (低 WFPS 範囲, 中 WFPS 範囲, 高 WFPS 範囲) を定義した。低 WFPS 範囲は WFPS が第一四分位数以下のものを, 高 WFPS 範囲は WFPS が第三四分位数以上のものを, 中 WFPS 範囲はそれら以外のものを表す。

4.2.5 統計解析

まず始めに, Shapiro 正規性検定により SR 速度は正規分布にしたがっていなかったため ($P < 0.001$), SR 速度を対数変換した。SR 速度は対数正規分布によくあてはまった (図 4.2)。

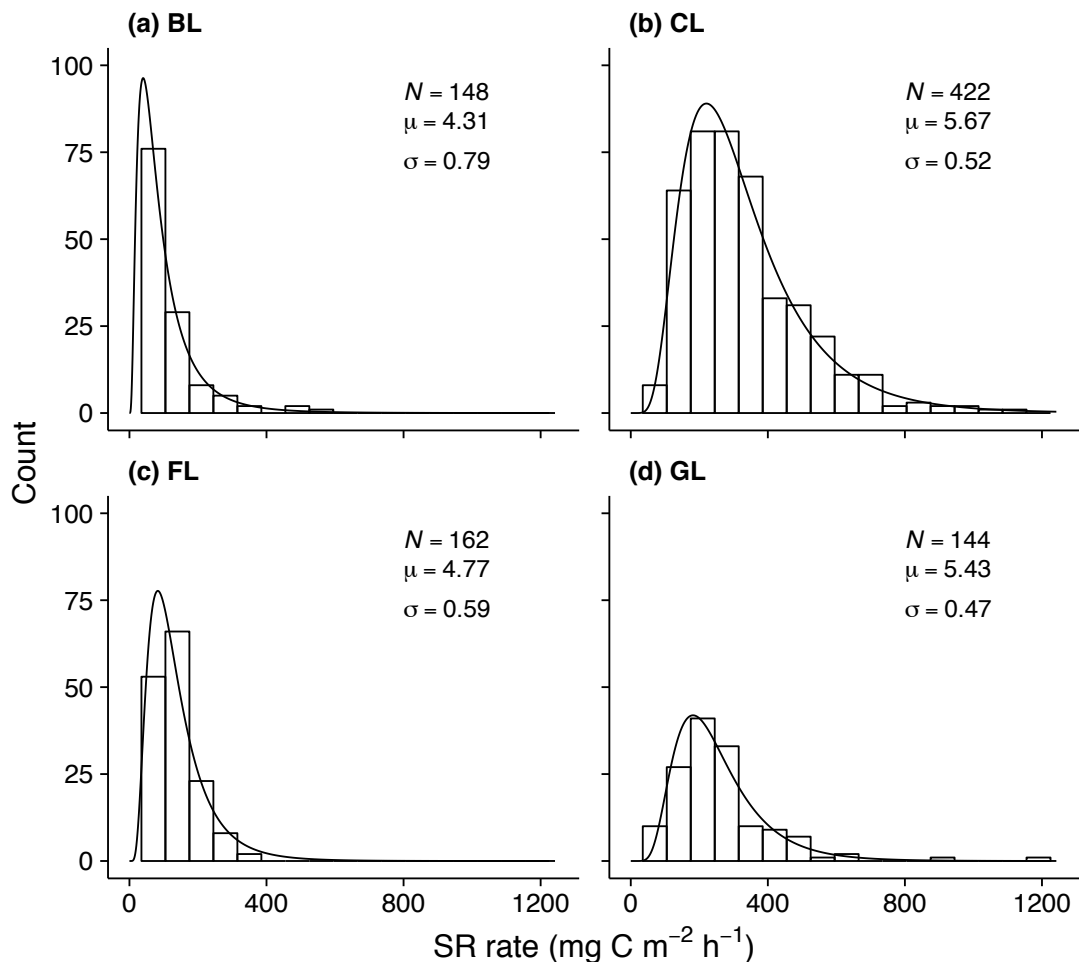


図 4.1 各土地利用における土壌呼吸 (SR) 速度の度数分布。N は標本数, μ は対数正規分布の位置母数, σ は対数正規分布の尺度母数。

Fig. 4.1 Histogram of soil respiration (SR) rate in each land use. N is the sample size, μ is the location parameter of lognormal distribution, and σ is the scale parameter of lognormal distribution, respectively.

対数 SR 速度, T_s , GWL, WFPS の地点間差を検定するため, 一元配置分散分析および Tukey-Kramer 法による多重比較を行った。また, 各土地利用において対数 SR 速度の地下水位変化と WFPS 範囲の差を検定するために, 二元配置分散分析および Tukey-Kramer 法による多重比較を行った。

対数 SR 速度と GWL, WFPS, T_s の (重) 回帰分析を, 全データセットを用いて行った。しかしながら, これらの回帰分析結果は精度が悪かった。したがって, 階層ベイズ解析を用い, SR 速度を GWL によって以下の式で回帰した。

$$SR_{ijkl} \sim \text{LogNormal}(\alpha_{jkl} - \beta_{jkl} \text{GWL}_{ijkl}, \sigma_y^2) \quad \text{式 4.2}$$

ここで, α_{jkl} と β_{jkl} は切片と傾きで, σ_y は対数正規分布の尺度母数である。切片の指数 $\exp(\alpha)$ は GWL が 0 m のときの SR 速度に相当する。また, 正の β は GWL の低下により SR 速度が増大する事を示す。 α_{jkl} と β_{jkl} は地下水位変化・WFPS 範囲・土地利用により異なり, 地下水位変化は 3 水準が ($j = 1$ が乾燥化, 2 が再湿潤化, 3 が揺動), WFPS 範囲は 3 水準が ($k = 1$ が低 WFPS 範囲, 2 が中 WFPS 範囲, 3 が高 WFPS 範囲), 土地利用は 4 水準 ($l = 1$ が BL, 2 が CL, 3 が FL, 4 が GL) がそれぞれある (全部で $3 \times 3 \times 4 = 36$ の異なる値が存在)。

α_{jkl} と β_{jkl} はそれぞれ以下の事前分布にしたがうとした。

$$\alpha_{jkl} \sim \text{Normal}(\mu_\alpha + \gamma_{\alpha j} + \delta_{\alpha k} + \lambda_{\alpha l}, \sigma_\alpha^2) \quad \text{式 4.3}$$

$$\beta_{jkl} \sim \text{Normal}(\mu_\beta + \gamma_{\beta j} + \delta_{\beta k} + \lambda_{\beta l}, \sigma_\beta^2) \quad \text{式 4.4}$$

ここで μ_α と μ_β はすべての地下水位変化・WFPS 範囲・土地利用を含んだ全データセットから計算される α と β の全平均である。 σ_α と σ_β は α と β の標準偏差である。 $\gamma_{\alpha j}$, $\gamma_{\beta j}$, $\delta_{\alpha k}$, $\delta_{\beta k}$, $\lambda_{\alpha l}$, $\lambda_{\beta l}$ は地下水位変化方向・WFPS 範囲・土地利用ごとに零和制約を課された変数で, 分散分析の主効果と同じ意味をもつ (Qian and Shen 2007)。

恣意的な事前分布の選択を避けるため, 低情報事前分布と呼ばれる比較的平坦な事前分布を上記のパラメータに対して用いた。 $\gamma_{\alpha j}$, $\gamma_{\beta j}$, $\delta_{\alpha k}$, $\delta_{\beta k}$, $\lambda_{\alpha l}$, $\lambda_{\beta l}$, σ_y , σ_α , σ_β には半コーシー分布 (Gelman 2006) を用い, μ_α と μ_β には分散が 10^6 の正規分布を用いた。これらのパラメータを RStan (Stan Development Team 2016; Version 2.6.0) で実装されているハミルトニアン・モンテカルロ法 (Hoffman and Gelman 2014) により計算した。全 4 回計算し, 各回の反復計算数を 10,000 回とした。そのうち後半の 5,000 個を推定に用いた。収束判定には Gelman-Rubin 法 (Gelman and Rubin 1992) を用いた。複数の回帰モデルを比較するため, SR と GWL, T_s , WFPS の関係における各回帰モデルについて, 決定係数 (R^2), 平均平方誤差 (RMSE: root mean square error), Akaike information criterion (AIC; Akaike

1987) を標本数の 2 倍で除したもの (AIC/2n), widely applicable information criterion (WAIC; Watanabe 2010) をそれぞれ評価した。それぞれ, 高い R^2 , 低い RMSE, 低い AIC/2n, 低い WAIC が精度の高いモデルであることを示す。さらに、各回帰モデルの有意性は実測の対数 SR 速度と予測した対数 SR 速度の平均値との相関で判断した。

α と β の 95%信用区間 (CI) はそれぞれの事後分布の 2.5%および 97.5%の区間と定義した。回帰係数の 95%CI が 0 を含んでいないとき, その回帰係数は有意だと判断した。また, 二つの回帰係数それぞれの 95%CI が重ならないとき, その二つの回帰係数は互いに有意だと判断した。

α と β がどのような土壌理化学性と関係があるかを探索するため, 有意な α と β だけを選び, 相対湿度, T_s , 泥炭厚, BD, 土壌 pH, TOC, MBC, WSOC, TN, NH_4^+ , NO_3^- , CEC, 交換態カチオン (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}), 塩基飽和度 との Pearson 相関分析を行った。

以上の統計的計算は R ソフトウェア (R Development Core Team 2015; Version 3.1.3) で行った。

4.3 結果

4.3.1 土壌理化学性

泥炭厚は 3.1 m (耕作地および草地) から 6.5 m (BL1 および BL2) の範囲だった。容積重は耕作地や草地で大きく, これらの土地利用で孔隙が小さいことを反映していた。土壌 pH は耕作地で高く, 灰施与による高い交換態 Ca 含量の結果だと考えられた。森林における高い $\text{NH}_4\text{-N}$ 含量は落葉による高い窒素供給と高い窒素無機化が原因と考えられ, 耕作地の高い $\text{NO}_3\text{-N}$ 含量は高い硝化が原因と考えられた。

4.3.2 地温・地下水位・WFPS

地温 (T_s) には明確な季節変化・年次間変化がなかった。 T_s は耕作地や草地で火災跡地や森林より有意に高く, 森林で最低だった (表 4.4)。

表 4.4 調査地点の標本数 (n), 土壌呼吸速度 (SR rate), 4 cm 深地温 (T_s), 地下水位 (GWL), WFPS。値は平均値 \pm 標準偏差を表す。同じ文字は有意差がないことを示す ($P < 0.05$)。

Table 4.4 The sample size (n), soil respiration (SR) rate, soil temperature in 4-cm depth (T_s), groundwater level (GWL), water-filled pore space (WFPS) in each plot. The value denotes average \pm standard deviation. Values with the same letters are not significantly different ($P < 0.05$).

Plot	n	SR rate (mg C m ⁻² h ⁻¹)	T_s (°C)	GWL (m)	WFPS (m ³ m ⁻³)
BL1	58	99 \pm 69 d	30.4 \pm 1.8 bc	-0.16 \pm 0.25 a	0.80 \pm 0.26 abc
BL2	26	72 \pm 33 d	30.5 \pm 1.5 abc	-0.56 \pm 0.31 bc	0.62 \pm 0.19 ef
BL3	31	116 \pm 143 d	29.7 \pm 1.5 cd	-0.06 \pm 0.28 a	0.88 \pm 0.19 a
BL4	33	111 \pm 89 d	28.7 \pm 1.6 de	-0.08 \pm 0.24 a	0.86 \pm 0.23 ab
CL1	141	351 \pm 185 a	31.1 \pm 1.8 ab	-0.70 \pm 0.28 c	0.64 \pm 0.10 ef
CL2	140	316 \pm 173 ab	30.8 \pm 2.3 bc	-0.93 \pm 0.26 d	0.61 \pm 0.10 f
CL3	141	330 \pm 175 a	31.6 \pm 1.9 a	-0.66 \pm 0.23 c	0.69 \pm 0.12 de
FL1	68	167 \pm 67 c	27.6 \pm 1.2 ef	-0.45 \pm 0.29 b	0.42 \pm 0.12 g
FL2	46	94 \pm 58 d	26.8 \pm 1.4 f	-0.15 \pm 0.27 a	0.70 \pm 0.27 cde
FL3	48	103 \pm 50 d	26.9 \pm 0.7 f	-0.18 \pm 0.19 a	0.75 \pm 0.26 bcd
GL	144	259 \pm 151 b	31.4 \pm 2.1 ab	-1.08 \pm 0.29 e	0.59 \pm 0.12 f
All	876	243 \pm 176	30.3 \pm 2.4	-0.63 \pm 0.42	0.65 \pm 0.19

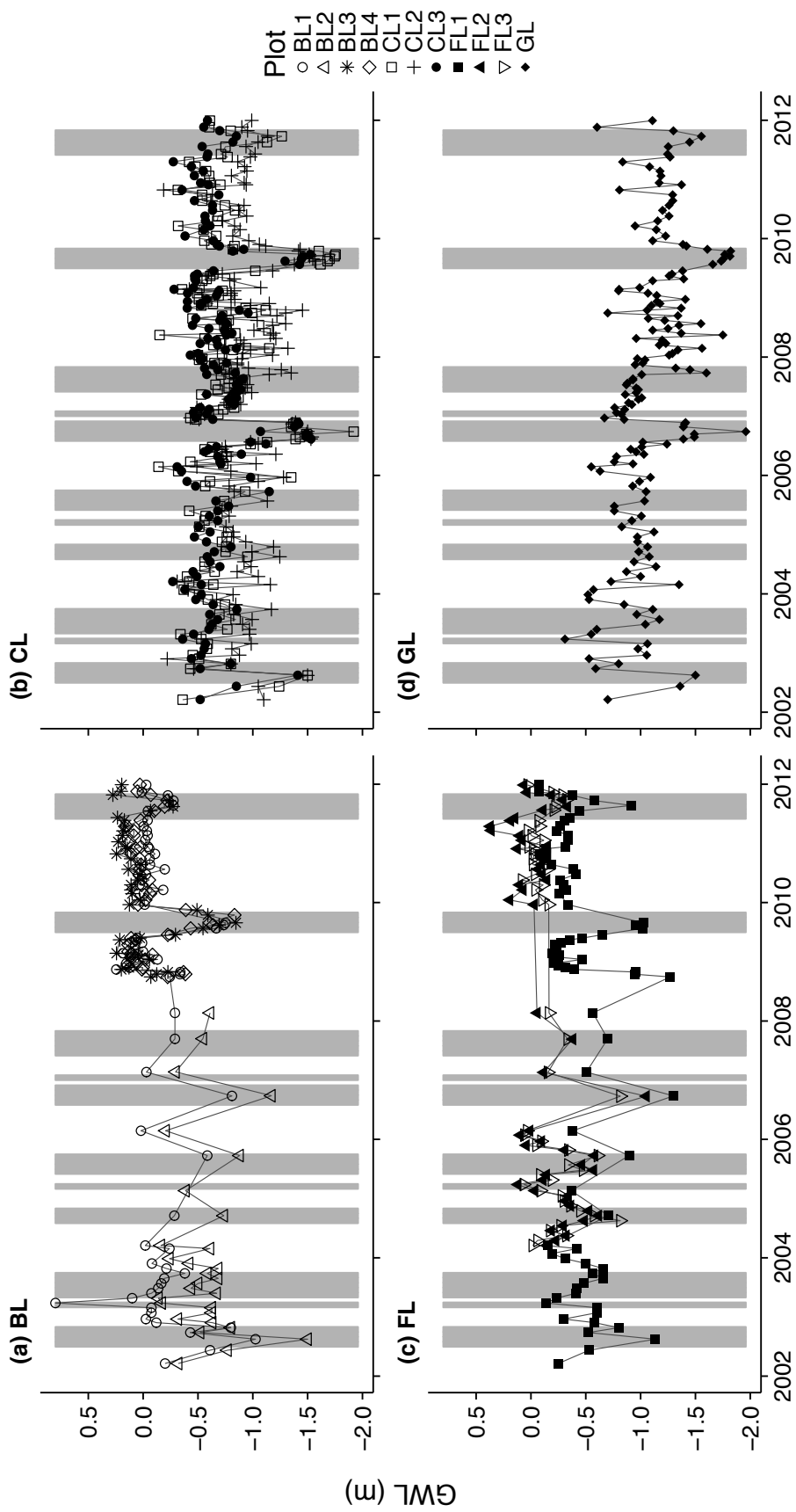


図 4.2 2002 年から 2011 年にかけての地下水水位 (GWL) の時系列変化。灰色の領域は乾季月を示す。負値は水位が地下にあることを示す。

Fig. 4.2 Observed groundwater level (GWL) in each plot from 2002 to 2011. Gray bars represent dry month. Negative GWL show belowground.

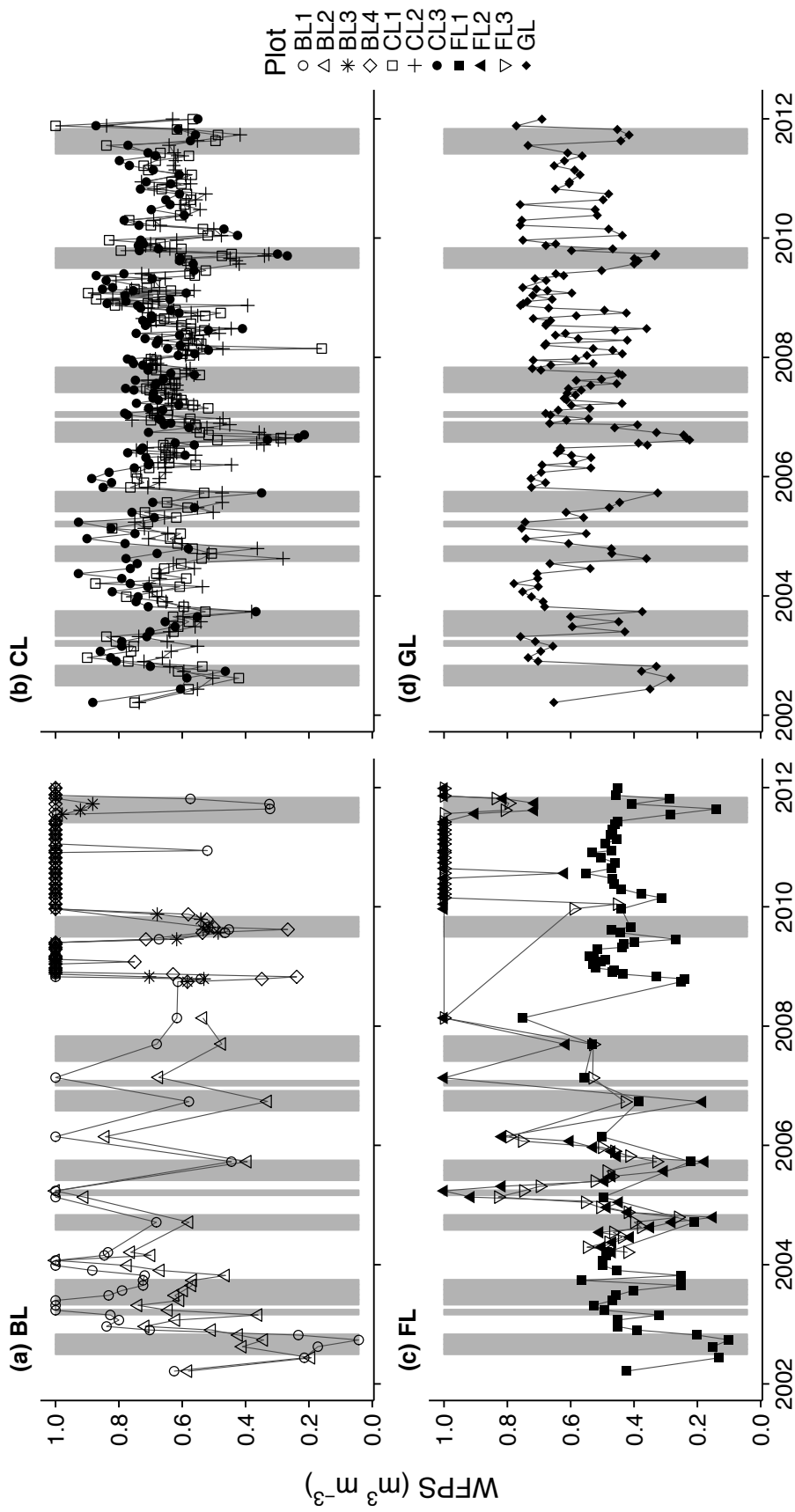


図 4.3 2002 年から 2011 年にかけての WFPS の時系列変化。灰色の領域は乾季月を示す。

Fig. 4.3 Observed water-filled pore space (WFPS) in each plot from 2002 to 2011. Gray bars represent dry month.

地下水位 (GWL) は耕作地と草地で深く、火災跡地と森林で浅かった (表 4.4)。深い GWL を観測した地点で T_s が高い傾向にあった。しかしながら、GWL は T_s よりもより大きく変動した。GWL は全データセットで -1.96 m (2006 年 9 月 28 日の GL) から 0.80 m (2003 年 3 月 28 日の BL1) の間で変動した (図 4.3)。エル・ニーニョ年である 2006 年と 2009 年に GWL の明確な負のピークが見られた。一方、2004 年もエル・ニーニョ年であったが、データの欠損により負のピークは見られなかった。

WFPS は 0.04 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ (2002 年 9 月 27 日の BL1) から 1.0 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ (火災跡地と森林の湛水時) の間で変動した (図 4.4)。WFPS の第一・第三四分位数から、WFPS 範囲は以下のように定義された：低 WFPS 範囲は $0-0.54$ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ 、中 WFPS 範囲は $0.54-0.75$ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ 、高 WFPS 範囲は $0.75-1.0$ $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ 。火災跡地の半分以上の WFPS は高 WFPS 範囲に分類され、耕作地・草地の半分以上は中 WFPS 範囲に分類された。森林では、排水により FL1 のほとんどは低 WFPS 範囲に分類されたが、FL2 および FL3 のほとんどは高 WFPS 範囲に分類された。

各土地利用において、WFPS と GWL の間には有意な正の相関が見つかった (図 4.5)。GWL に対する WFPS の傾きは火災跡地と森林で耕作地や草地より急だった。このことは GWL 変化に伴う WFPS の変化が火災跡地や森林でより急激に起こることを示す。

4.3.3 土壌呼吸速度

土壌呼吸 (SR) 速度は 3 $\text{mg C m}^{-2} \text{h}^{-1}$ (2010 年 4 月 10 日の BL3) から 1242 $\text{mg C m}^{-2} \text{h}^{-1}$ (2006 年 1 月 27 日の CL2) にかけて変動した (図 4.6)。BL1-BL4 は 2009 年に泥炭火災を受けたが、火災跡地における SR 速度は 2009 年の泥炭火災前後で有意にことならなかった。そのため、本研究では泥炭火災が SR 速度に直接与えた影響は考えない。SR 速度は地点間で有意に異なり ($P < 0.001$)、最大の SR 速度は CL1-CL3 で観測された (表 4.4)。同じ土地利用内で SR 速度に有意な地点間差は FL1 以外になかったため、SR 速度の土地利用間差を検定するために一元配置分散分析と Tukey-Kramer 法の多重比較を行った。その結果、最大の SR 速度は耕作地で得られ、最小の SR 速度は火災跡地と森林で得られた ($P < 0.001$, 表 4.5)。

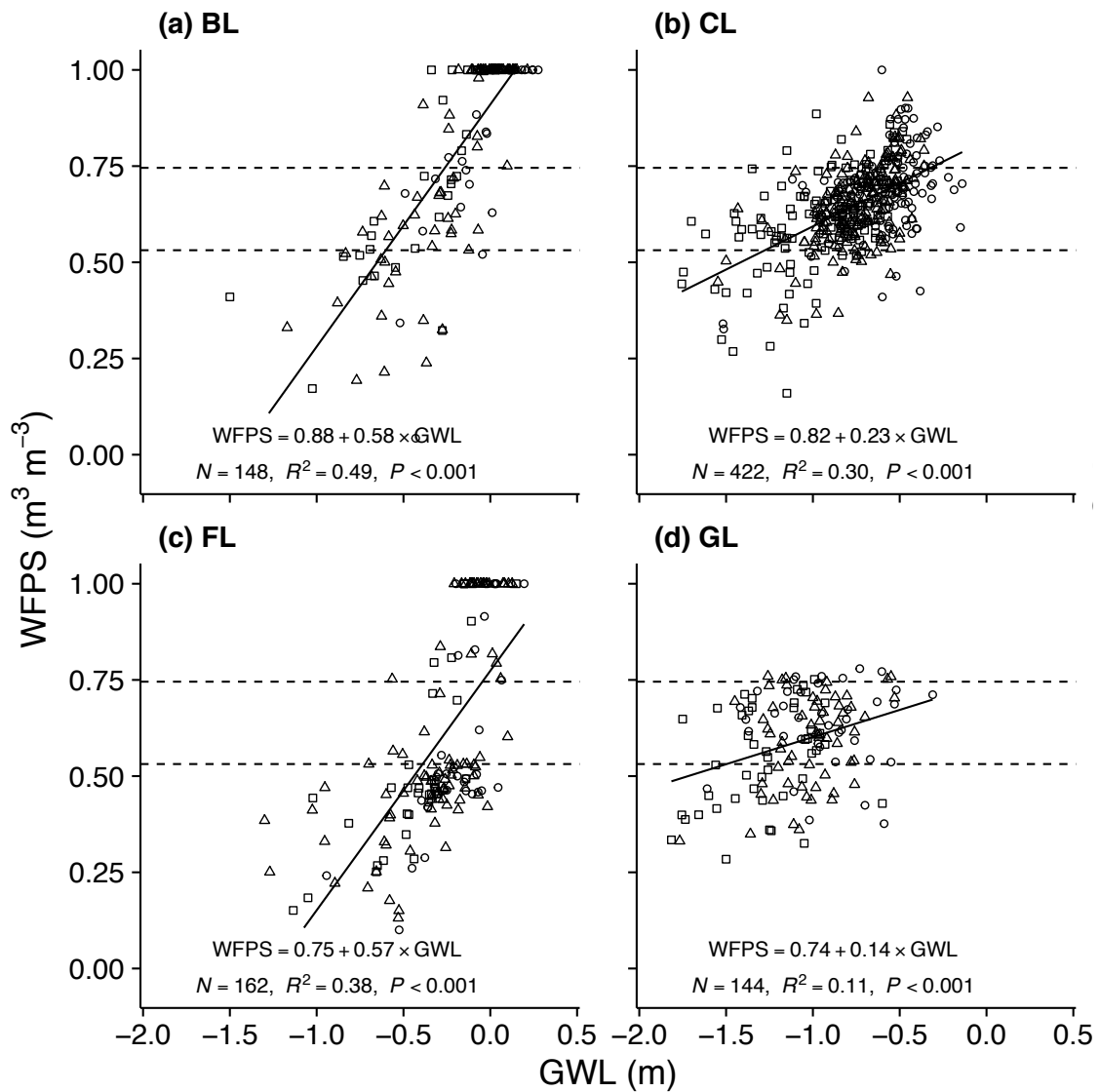


図 4.4 WFPS と地下水位 (GWL) の関係。2本の破線は全 WFPS データの第一四分位数 ($0.54 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$) と第三四分位数 ($0.75 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$) を示す。四角は乾燥化を、丸は再湿潤化を、三角は揺動をそれぞれ示す。

Fig. 4.4 Relationship between water-filled pore space (WFPS) and groundwater level (GWL) in each land use. Two horizontal dashed lines represent the first ($0.54 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$) and third ($0.75 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$) quartile of the whole WFPS data. Open squares represent drying periods, open circles represent rewetting periods, and open triangles represent fluctuating periods.

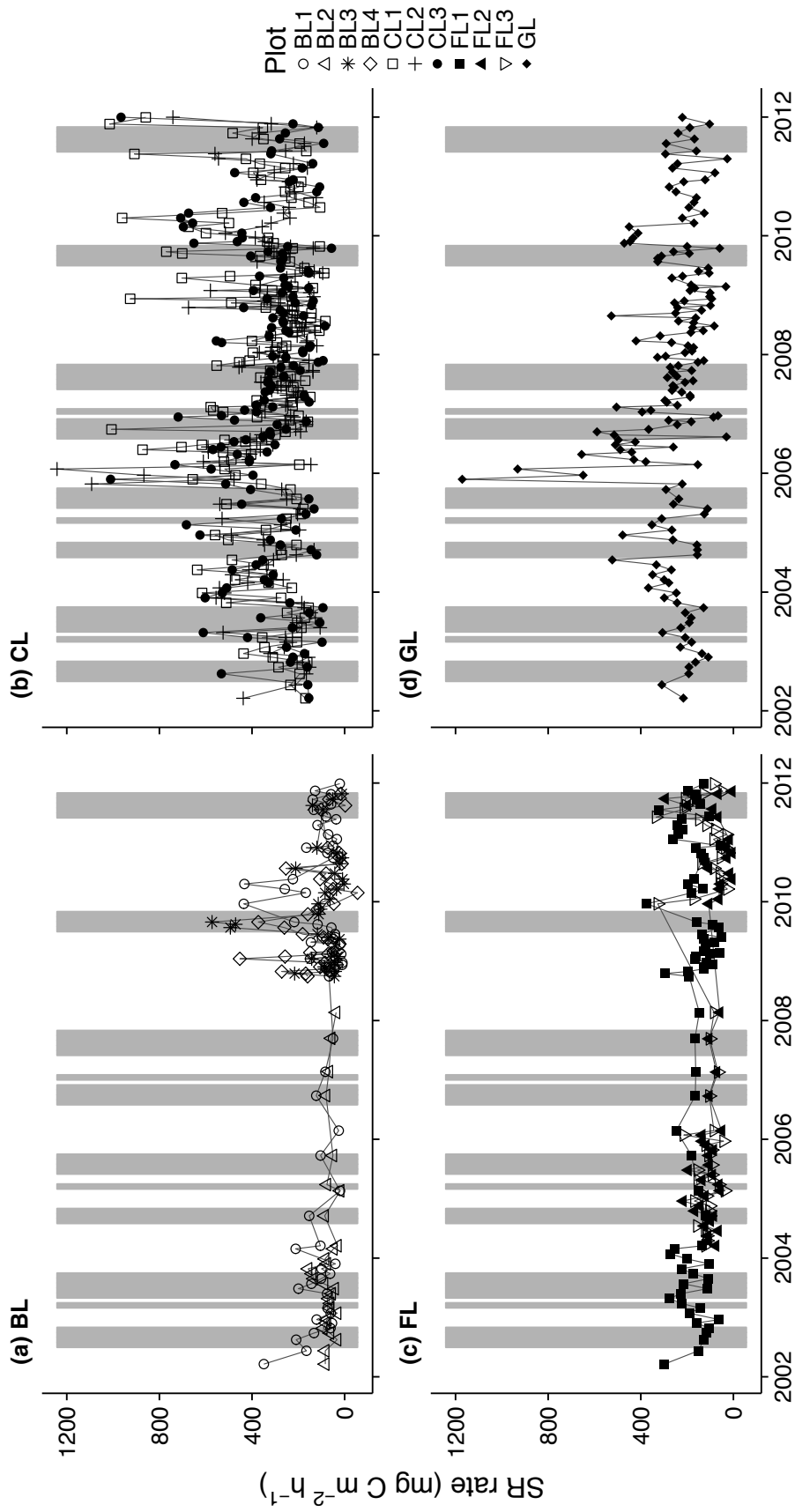


図 4.5 2002 年から 2011 年にかけての土壌呼吸速度 (SR rate) の時系列変化。灰色の領域は乾季月を示す。

Fig. 4.5 Observed soil respiration (SR) rate in each plot from 2002 to 2011. Gray bars represent dry month.

表 4.5 各土地利用・各 WFPS 範囲・各地下水水位変化方向における土壌呼吸速度 (SR rate)。値は平均値 ± 標準偏差 (標本数)。同じ文字は互いに有意差がないことを示す ($P < 0.05$)。

Table 4.5 The soil respiration (SR) rate in each land use, WFPS range and GWL changing direction. All values show average ± standard deviation (sample size).

WFPS 範囲		地下水水位変化方向				土壌呼吸速度 SR rate ($\text{mg C m}^{-2} \text{h}^{-1}$)	
WFPS range	GWL changing direction	BL	CL	FL	GL		
低 Low	乾燥化	220 ± 206 (8)	315 ± 172 (24)	144 ± 69 (25)	216 ± 84 (20)	a	a
	再湿潤化 Rewetting	82 ± 44 (3)	276 ± 156 (7)	155 ± 55 (25)	240 ± 145 (5)	a	a
中 Intermediate	安定	139 ± 90 (14)	285 ± 160 (19)	147 ± 66 (51)	236 ± 90 (18)	a	a
	乾燥化	147 ± 133 (10)	320 ± 159 (91)	177 ± 32 (2)	249 ± 118 (24)	a	a
高 High	再湿潤化 Rewetting	80 ± 22 (7)	365 ± 194 (88)	112 ± 6 (2)	268 ± 184 (28)	a	a
	安定	101 ± 77 (19)	319 ± 171 (122)	160 ± 60 (8)	297 ± 202 (37)	a	a
全 Whole	乾燥化	86 ± 50 (15)	259 ± 153 (15)	90 ± 78 (8)	183 (1)	ab	
	再湿潤化 Rewetting	61 ± 40 (24)	430 ± 220 (31)	60 ± 24 (13)	269 ± 120 (6)	b	a
全 Whole	安定	87 ± 71 (48)	322 ± 169 (25)	81 ± 56 (28)	255 ± 80 (5)	b	a
	乾燥化	137 ± 135 (33)	312 ± 161 (130)	134 ± 73 (35)	233 ± 103 (45)	A	A
全 Whole	再湿潤化 Rewetting	67 ± 38 (34)	376 ± 200 (126)	122 ± 64 (40)	264 ± 168 (39)	A	A
	安定	100 ± 77 (81)	315 ± 169 (166)	127 ± 70 (87)	275 ± 169 (60)	A	A
低 Low	全 Whole	158 ± 138 (25)	298 ± 163 (50)	148 ± 64 (101)	228 ± 93 (43)	A	A
中 Intermediate		110 ± 91 (36)	333 ± 175 (301)	154 ± 53 (12)	277 ± 177 (89)	A	A
高 High		80 ± 61 (87)	356 ± 200 (71)	77 ± 54 (49)	256 ± 97 (12)	B	A
全 Whole	全 Whole	100 ± 90 (148)	333 ± 178 (422)	127 ± 69 (162)	259 ± 151 (144)	γ	β

次に、SR 速度が地下水位変化と WFPS 範囲間で異なるかを検定するために、各土地利用で二元配置分散分析と多重比較を行った。地下水位変化で比較すると、耕作地の高 WFPS 範囲において、SR 速度は再湿潤化で乾燥化よりも有意に高かった (表 4.5)。しかし低・中 WFPS 範囲では有意差はなかった。反対に火災跡地においては、低 WFPS 範囲において SR 速度は乾燥化で再湿潤化よりも有意に高く、中・高 WFPS 範囲では有意差はなかった (表 4.5)。全 WFPS 範囲では、耕作地の SR 速度は再湿潤化で乾燥化・揺動よりも有意に高く、反対に、火災跡地の SR 速度は再湿潤化で乾燥化よりも有意に小さかった (表 4.5)。

SR 速度を WFPS 範囲で比較すると、火災跡地では乾燥化において、低 WFPS 範囲で高 WFPS 範囲より有意に高い SR 速度が得られた (表 4.5)。同様に、森林では再湿潤化および揺動において、低 WFPS 範囲で高 WFPS 範囲より有意に高い SR 速度が得られた (表 4.6)。反対に、耕作地の SR 速度は再湿潤化において、高 WFPS 範囲で低 WFPS 範囲より有意に高い SR 速度が得られた (表 4.5)。全地下水位変化でみると、火災跡地と森林では低 WFPS 範囲で高 WFPS 範囲より有意に高い SR 速度が得られたが、CL では得られなかった (表 4.5)。草地の SR 速度にはいずれの場合にも有意差はなかった (表 4.5)。

4.3.4 土壌呼吸速度と地下水位の関係

地下水位変化・WFPS 範囲・土地利用それぞれの SR 速度と GWL の関係を図 4.7 に示す。SR 速度のピークは GWL が -0.8 から -0.4 m の間に現れているように見える。

対数 SR 速度と GWL, WFPS, T_s との間の線形回帰分析を行った (表 4.6)。しかしながら、これらの回帰の精度は悪かった。次に、データセットを地下水位変化 (3 水準), WFPS 範囲 (3 水準), 土地利用 (4 水準) に分け、それぞれの小データセット ($3 \times 3 \times 4 = 36$ データセット) で対数 SR 速度と GWL との線形回帰分析を行った。しかしながら、有意な関係は四つのデータセットで得られたただけだった。したがって、階層ベイズ解析を適用した。

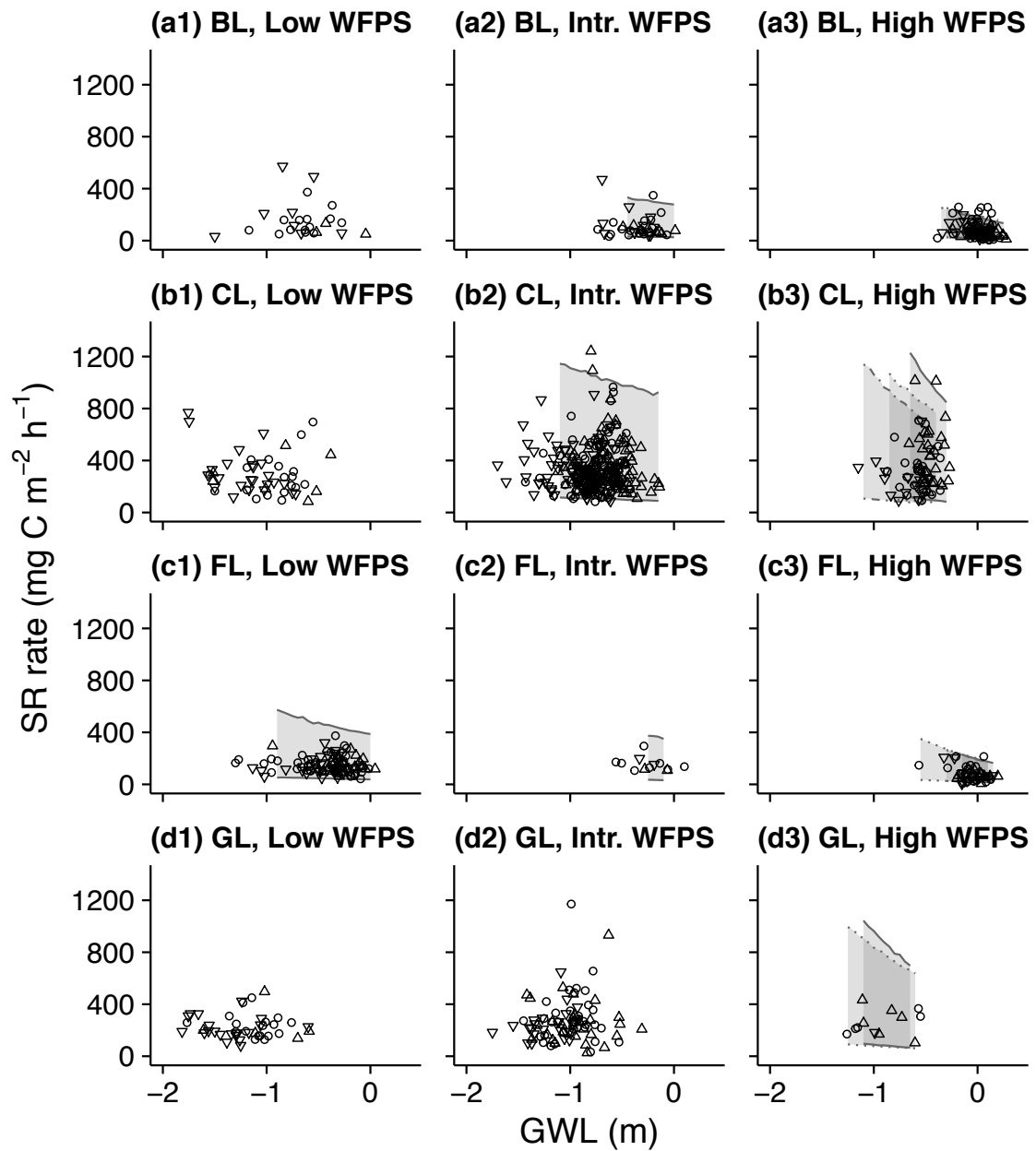


図 4.6 土壤呼吸速度 (SR rate) と地下水位 (GWL) の関係。マーカーの違いは地下水位変化の違いを表し、下三角は乾燥化を、上三角は再湿潤化を、丸は安定をそれぞれ示す。灰色の領域は SR と GWL に有意な関係を得られたものについて、その 95% 予測区間を示す。

Fig. 4.6 Relationship between soil respiration (SR) rate and groundwater level (GWL). Lower triangles show the drying periods, upper triangles show the rewetting periods, and circles show the fluctuating periods. Gray area represents the 95% predictive interval of the significant relationship between SR rate and GWL.

表 4.6 土壌呼吸 (SR) の回帰モデルの比較 ($n = 876$)。高い R^2 ，低い RMSE，低い AIC/2n，低い WAIC は良いモデルを示す。

Table 4.6 Comparison of regression models for soil respiration (SR) rate with groundwater level (GWL), water-filled pore space (WFPS) and soil temperature (T_s). Higher R^2 , lower RMSE, lower AIC/2n, and lower WAIC show better model.

対数変換線形回帰分析 Log-transformed linear regression analysis	P	R^2	RMSE	AIC/2n
Log(SR) = 4.59 – 0.98 × GWL	< 0.001	0.247	179.7	6.541
Log(SR) = 6.05 – 1.29 × WFPS	< 0.001	0.086	188.1	6.578
Log(SR) = 2.01 + 0.11 × T_s	< 0.001	0.095	179.0	6.533
Log(SR) = 3.44 – 0.88 × GWL + 0.040 × T_s	< 0.001	0.258	178.6	6.558
階層ベイズ解析 Log(SR) ~ GWL Hierarchical Bayesian analysis by Log(SR) ~ GWL	P	R^2	RMSE	WAIC
Full model	< 0.001	0.528	143.4	6.096
Without GWL changing directions	< 0.001	0.516	146.2	6.100
Without WFPS ranges	< 0.001	0.495	145.9	6.121
Without land uses	< 0.001	0.390	167.2	6.214

階層ベイズ解析を用い，SR 速度は GWL を用いて有意に回帰することができ，対数 SR 速度の線形回帰分析から精度が向上した (表 4.6)。階層ベイズ解析の結果，すべての切片 (α) は有意だった (表 4.7)。この α は 3.97–5.72 で変動し，これは GWL が 0 m のときの SR 速度が 53–306 mg C m⁻² h⁻¹ であることに相当する。 α は耕作地で有意に高く，草地，森林，火災跡地の順に高かった (表 4.7)。各土地利用の α は高 WFPS 範囲で低・中 WFPS 範囲より有意に小さかった (草地の乾燥化以外で)。傾き (β) は高 WFPS 範囲ではすべて有意だったが，低・中 WFPS 範囲ではほとんどが有意ではなかった (表 4.8)。有意な β は 0.26–1.21 m⁻¹ で変動した (表 4.8)。全地下水位変化では，高 WFPS 範囲において最も急な β は森林で得られ，最も緩やかな β は耕作地と草地で得られた (表 4.8)。高 WFPS 範囲の β は，火災跡地・耕作地・森林において再湿潤化で揺動より有意に急で，また，火災跡地・耕作地において再湿潤化は乾燥化より有意に急だった (表 4.8)。

切片 (α)・傾き (β) と土壌理化学性を含めた環境要因との相関分析を行った (表 4.9)。Shapiro-Wilk 検定では α と β は共に有意に正規性が破れてはいなかったため，相関分析において α と β は変数変換を施さなかった。 α は大気相対湿度， T_s ，泥炭厚，BD，土壌 pH，TOC，TN，WSOC，CEC，交換態 Na⁺ 含量，交換態 Ca²⁺ 含量，NH₄⁺ 含量，NO₃⁻ 含量との

相関が有意だった (表 4.9)。一方, β は交換態 Na^+ 含量および交換態 Mg^{2+} との相関が有意だった。

表 4.7 $\log(\text{SR rate}) = \alpha - \beta \times \text{GWL}$ の関係における切片 (α) の事後分布。値は平均値 \pm 標準偏差 (標本数)。有意な α のみを示している。同じ文字は互いに有意差がないことを示す ($P < 0.05$)。

Table 4.7 The posterior distribution of the intercept (α) in the relationship of $\log(\text{SR rate}) = \alpha - \beta \times \text{GWL}$. All the values show average \pm standard deviation (sample size). Only significant α are shown. Values with the same letters are not significantly different ($P < 0.05$).

WFPS 範囲	地下水位変化方向	切片 Intercept (α , log [mg C m ⁻² h ⁻¹])			
		BL	CL	FL	GL
低 Low	乾燥化	4.64 \pm 0.18 (8)	5.64 \pm 0.20 (24)	4.71 \pm 0.13 (25)	5.38 \pm 0.26 (20)
	再湿潤化	4.57 \pm 0.19 (3)	5.64 \pm 0.21 (7)	4.79 \pm 0.12 (25)	5.40 \pm 0.25 (5)
	安定	4.69 \pm 0.16 (14)	5.71 \pm 0.19 (19)	4.80 \pm 0.11 (51)	5.49 \pm 0.24 (18)
中 Intermediate	乾燥化	4.50 \pm 0.15 (10)	5.54 \pm 0.14 (91)	4.63 \pm 0.19 (2)	5.30 \pm 0.24 (24)
	再湿潤化	4.45 \pm 0.15 (7)	5.62 \pm 0.12 (88)	4.62 \pm 0.18 (2)	5.26 \pm 0.22 (28)
	安定	4.49 \pm 0.13 (19)	5.64 \pm 0.12 (122)	4.74 \pm 0.16 (8)	5.43 \pm 0.23 (37)
高 High	乾燥化	4.07 \pm 0.12 (15)	5.02 \pm 0.18 (15)	4.08 \pm 0.14 (8)	4.80 \pm 0.26 (1)
	再湿潤化	4.01 \pm 0.10 (24)	5.30 \pm 0.15 (31)	4.10 \pm 0.12 (13)	4.81 \pm 0.25 (6)
	安定	4.08 \pm 0.08 (48)	5.21 \pm 0.15 (25)	4.14 \pm 0.10 (28)	4.90 \pm 0.25 (5)
全 Whole	乾燥化	4.40 \pm 0.29 (33)	5.40 \pm 0.32 (130)	4.48 \pm 0.32 (35)	5.16 \pm 0.36 (45)
	再湿潤化	4.35 \pm 0.28 (34)	5.52 \pm 0.22 (126)	4.50 \pm 0.33 (40)	5.16 \pm 0.35 (39)
	安定	4.42 \pm 0.29 (81)	5.52 \pm 0.27 (166)	4.56 \pm 0.32 (87)	5.27 \pm 0.36 (60)
低 Low	全	4.63 \pm 0.18 (25)	5.66 \pm 0.20 (50)	4.77 \pm 0.13 (101)	5.42 \pm 0.26 (43)
中 Intermediate	全	4.48 \pm 0.15 (36)	5.60 \pm 0.13 (301)	4.66 \pm 0.18 (12)	5.33 \pm 0.24 (89)
高 High	全	4.05 \pm 0.10 (87)	5.18 \pm 0.20 (71)	4.11 \pm 0.12 (49)	4.84 \pm 0.26 (12)
全 Whole	全	4.38 \pm 0.30 (148)	5.48 \pm 0.27 (422)	4.53 \pm 0.33 (162)	5.21 \pm 0.37 (144)

表 4.8 $\log(\text{SR rate}) = \alpha - \beta \times \text{GWL}$ の関係における傾き (β) の事後分布。値は平均値 \pm 標準偏差 (標本数)。有意な β のみを示している。同じ文字は互いに有意差がないことを示す ($P < 0.05$)。

Table 4.8 The posterior distribution of the slope (β) in the relationship of $\log(\text{SR rate}) = \alpha - \beta \times \text{GWL}$. All the values show average \pm standard deviation (sample size). Only significant β are shown. Values with the same letters are not significantly different ($P < 0.05$).

WFPS 範囲	地下水位変化方向		傾き Slope (β , m^{-1})				
WFPS range	GWL changing direction		BL	CL	FL	GL	
低 Low	乾燥化	Drying					
	再湿潤化	Rewetting			0.41 \pm 0.23 (25)	a	
	安定	Fluctuating					
中 Intermediate	乾燥化	Drying					
	再湿潤化	Rewetting	0.39 \pm 0.23 (7)	a	0.26 \pm 0.17 (88)	a	
	安定	Fluctuating			0.54 \pm 0.25 (2)	ab	
高 High	乾燥化	Drying					
	再湿潤化	Rewetting	0.97 \pm 0.24 (15)	b	0.77 \pm 0.23 (15)	b	
	安定	Fluctuating			1.11 \pm 0.26 (8)	bc	
高 High	乾燥化	Drying					
	再湿潤化	Rewetting	1.08 \pm 0.23 (24)	c	0.97 \pm 0.26 (31)	c	
	安定	Fluctuating			1.21 \pm 0.25 (13)	c	
高 High	乾燥化	Drying					
	再湿潤化	Rewetting	0.87 \pm 0.23 (48)	b	0.71 \pm 0.23 (25)	b	
	安定	Fluctuating			1.01 \pm 0.24 (28)	b	
全	Whole		0.94 \pm 0.23 (87)	β	0.83 \pm 0.24 (71)	α	
					1.07 \pm 0.25 (49)	γ	
						0.76 \pm 0.27 (12)	$\alpha\beta$

表 4.9 土壤呼吸速度と地下水位の関係における切片 (α) および傾き (β) と環境要因との相関分析。値は Pearson の積率相関係数を示す。有意な α と β のみを選んでいるため、標本数 (n) が異なる。

Table 4.9 Correlation analysis for the intercept (α) and the slope (β) of the relationship between SR rate and GWL. Values show Pearson's correlation coefficients. The sample sizes (n) are different because only significant α and β are selected.

環境要因 Environmental factors	α ($n = 36$)	β ($n = 16$)
ARH	-0.608 ***	0.466
T _s	0.626 ***	-0.318
泥炭厚 Peat thickness	-0.832 ***	0.234
BD	0.838 ***	-0.329
pH (H ₂ O)	0.581 ***	-0.043
TOC	-0.760 ***	0.176
MBC	-0.057	0.122
WSOC	-0.490 **	-0.112
MBC:WSOC ratio	0.298	-0.033
TN	-0.429 **	0.296
C:N ratio	-0.119	-0.158
CEC	-0.692 ***	0.319
Exchangeable Na ⁺	-0.378 *	0.587 *
Exchangeable K ⁺	0.053	0.381
Exchangeable Mg ²⁺	-0.003	0.633 *
Exchangeable Ca ²⁺	0.375 *	0.191
Total exchangeable cations	0.242	0.442
塩基飽和度 Base saturation	0.387	0.296
NH ₄ ⁺	-0.533 ***	0.158
NO ₃ ⁻	0.463 **	0.135

* $P < 0.05$; ** $P < 0.01$; *** $P < 0.001$; ARH: 大気相対湿度 (atmospheric relative humidity); T_s: 地温 (soil temperature); BD: 容積重 (bulk density); TOC: 土壤全有機態炭素 (soil total organic carbon); MBC: 微生物バイオマス炭素 (microbial biomass carbon); WSOC: 水溶性有機態炭素 (water-soluble organic carbon); TN: 土壤全窒素 (soil total nitrogen); CEC: 陽イオン交換容量 (cation exchange capacity)

4.4 考察

4.4.1 再湿潤化・乾燥化が土壤呼吸に与えた影響

階層ベイズ回帰は、地下水位変化・WFPS 範囲・土地利用の違いを考慮することによって、対数変換線形回帰分析よりも SR 速度を GWL で説明することに成功した (表 4.6)。したがって、以下では階層ベイズ解析の結果を元に SR 速度の特徴とその制限要因を考察する。

最大の SR 速度は耕作地で得られた (表 4.5)。本研究では耕作地の平均 WFPS は中 WFPS 範囲 ($0.54\text{--}0.75\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$) にあった。これは好氣的無機化が最適になる土壤水分条件としてよく知られている (Linn and Doran 1984)。この至適 WFPS が耕作地の大きな SR 速度に寄与したのかもしれない。また、耕作地における窒素施肥も SR 速度を促進したのかもしれない。いくつかの研究では熱帯泥炭地の窒素施肥が泥炭分解を促進したと報告されており (Jauhiainen *et al.* 2014; Comeau *et al.* 2016)、これらの研究は本研究結果を支持している。

熱帯泥炭地において、GWL の低下による SR 速度の増大がこれまで報告されてきた (Couwenberg *et al.* 2010)。ここでは、GWL の低下と同様に、再湿潤化を伴う GWL の上昇が SR 速度を促進することを示す。耕作地の高 WFPS 範囲では、再湿潤化で乾燥化よりも大きな SR 速度が見つかった (表 4.5)。この耕作地は平均 GWL が -0.6 m 以深だった (表 4.4)。また、耕作地の再湿潤化においては、高 WFPS 範囲で低 WFPS 範囲よりも高い SR 速度が見つかった (表 4.5)。加えて、GWL に対する対数 SR 速度の傾き (β) は耕作地の高 WFPS 範囲において、再湿潤化で乾燥化や揺動よりも急だった (表 4.8)。これらの結果は耕作地の SR 速度は再湿潤化で乾土効果により促進され (Birch 1958)、さらなる GWL の上昇が嫌気条件を引き起こすことによって SR 速度は抑制される (Couwenberg *et al.* 2010) ことを示唆している。この再湿潤化による SR 速度の促進は鉍質土壤では一般的で、過乾により死滅した土壤微生物由来の易分解性有機物が分解することによって、また過乾により土壤有機物の変性することによって引き起こされると考えられている (Birch 1958; Marumoto *et al.* 1977; van Gestel *et al.* 1993)。再湿潤化による SR 速度の促進は野外研究でも報告されている (Borken 1999; Cable *et al.* 2008)。Borken (1999) は温帯林の鉍質土壤において、再湿潤化期間で乾燥化期間より SR 速度が増大したと報告した。この乾土効果も耕作地の高い SR 速度に寄与しただろう。

高 WFPS 範囲におけるすべての傾き (β) は有意だったが、低・中 WFPS 範囲ではいくつかの β だけが有意だった (表 4.8)。このことは低 WFPS 範囲において GWL は SR 速度を制限できていないことを示唆している。よく知られているように、SR 速度の制限

要因は主として地温と土壤水分である。熱帯においては、温度は常に十分高い為、土壤水分が SR 速度の主要な制限要因になることが一般的である (Davidson *et al.* 2000; Jauhiainen *et al.* 2008)。また、表層土壤の WFPS は毛管張力によって GWL により制御される (Chen and Hu 2004)。しかしながら、よく発達した粗孔隙をもつ下層土においては毛管孔隙の連続性は乏しい (Beven and Germann 1982; Mooney 2003)。熱帯泥炭土壤は粗大な木質材料から生成されており、特に自然林では、下層土には粗孔隙がよく発達している。毛管孔隙の遮断は GWL が表層土壤の WFPS を制御することを妨げる。そのため、本研究でも GWL が十分深い時には毛管孔隙の遮断が起こったのだろう。そして、そのような条件では、表層土壤の WFPS は GWL により制御されない。CO₂ は主として表層土壤で生成するため (Fierer *et al.* 2003; Kusa *et al.* 2010)、SR 速度は表層土壤の WFPS に影響され、毛管孔隙の連続性が保たれているときには、その WFPS は GWL により制御される。しかしながら、GWL が深く、WFPS が GWL に制御されていない場合、SR 速度は GWL により制限され得ない。このことが低 WFPS 範囲において傾き β が有意ではない理由かもしれない。Hirano *et al.* (2009) は中央 Kalimantan 州の熱帯泥炭湿地自然林で SR 速度を測定し、hummock では GWL が湛水時 +0.1 m 以上で、hollow では -0.2 m 以浅で、それぞれ日平均 SR 速度と GWL の間に有意な線形関係を得た。しかし、これら以深の GWL では SR 速度と有意な関係を得られなかった。これらの結果も熱帯泥炭土壤における毛管孔隙の遮断が原因かもしれない。

粗孔隙が排水に与える影響は火災跡地と森林で耕作地と草地よりも強い。なぜなら、WFPS と GWL の関係における傾きは火災跡地と森林で耕作地と草地よりも急だからである (図 4.5)。すなわち、火災跡地と森林では耕作地と草地に比べて、GWL の上昇に伴い WFPS がより急激に上昇する。このことは GWL の上昇により SR 速度が急激に減少することを引き起こしただろう。実際、傾き β は火災跡地で耕作地・草地よりも急であり (表 4.8)、耕作地とは反対に、火災跡地の全 WFPS 範囲における SR 速度は再湿潤化で乾燥化より有意に小さかった (表 4.5)。したがって、火災跡地で再湿潤化が SR 速度に負の影響を与えた、あるいは森林で影響を与えなかったのは、粗孔隙が排水に与える効果によるものかもしれない。草地では GWL は常に深く、WFPS はほとんど高 WFPS 範囲に届かなかった (図 4.5)。このことが草地で再湿潤化が SR 速度に与える影響がみつからなかったことの原因かもしれない。対照的に、耕作地の平均 WFPS は中 WFPS 範囲にあり、かつ WFPS はしばしば高 WFPS 範囲に達していた (図 4.5)。このことが耕作地で再湿潤化が SR 速度に正の影響を与えたことの原因かもしれない。

4.4.2 切片と傾きの制限要因

切片 α と傾き β は土壤理化学性を含む環境要因と有意な相関を得ることができた (表 4.9)。 α と T_s との有意な正の相関は、高い地温で SR 速度が促進されることを示しているだろう。相対湿度との有意な負の相関は、乾燥状態で根呼吸が促進されることを示しているかもしれない。Nepstad *et al.* (1994) はアマゾン川流域東部において、乾季に土壤地下深くから水を得るために根が伸長し、多くの全炭素が地下部に配分されたことを報告した。この乾燥状態における根伸長の増大は根呼吸を促進するだろう (Nicolas *et al.* 1985; Liu *et al.* 2004)。低い相対湿度で根呼吸が促進されるという似たような結果はマレーシア熱帯泥炭地の自然林でも得られている (Melling *et al.* 2005)。

α と泥炭厚、容積重、土壤 pH、土壤全炭素、土壤全窒素、CEC、交換態 Ca^{2+} 含量との有意な相関は泥炭地の開墾に伴う森林から耕作地や草地への土地利用転換が原因かもしれない。農業利用による泥炭地の開墾は排水を必要とする。この開墾と排水は泥炭厚の減少、容積重の増大、土壤全炭素・全窒素の減少、CEC の減少を引き起こすと言われている (Ramchunder *et al.* 2009)。したがって、 α と土壤理化学性との有意な相関は耕作地と草地において開墾と排水が SR 速度を促進したことを反映していると考えられる。また、この地域の農家は作付毎に灰を与えるのが一般的で、それが耕作地で他の土地利用より交換態 Ca^{2+} 含量と pH が高い結果になったと考えられる (表 4.1)。土壤酸性の中和は微生物活性を促進し、有機物分解の促進を引き起こす (Murakami *et al.* 2005)。したがって、耕作地における灰施与は大きな SR 速度の原因の一つと考えられる。

α と NH_4^+ との有意な負の相関、および NO_3^- との有意な正の相関は SR 速度が乾燥した土地利用で促進されることを反映しているかもしれない。土壤の乾燥は SR 速度同様に硝化を促進し、土壤 NH_4^+ 含量を低下させ、土壤 NO_3^- 含量を上昇させる。したがって、乾燥状態における硝化の促進が α と NH_4^+ ・ NO_3^- との有意な相関の原因かもしれない。

傾き β は交換態 Na^+ および Mg^{2+} 含量と有意な相関があったが、その他の交換態カチオンや全交換態カチオンとは有意な相関がなかった (表 4.9)。しかしながら、SR 速度と交換態 Na^+ および Mg^{2+} 含量との関係は理解されていない。また、交換態 Na^+ および Mg^{2+} 含量は交換態 K^+ および Ca^{2+} 含量よりもそれぞれ低い (表 4.1)。したがって、 β と交換態 Na^+ および Mg^{2+} 含量と有意な相関が得られた原因は明らかではない。

4.5 結論

SR 速度は耕作地で最も高く、火災跡地と森林で最も低かった。耕作地では高 WFPS 範囲における土壤の再湿潤化が乾土効果により SR 速度を促進し、さらなる GWL の上昇が嫌氣的条件により SR 速度を抑制した。対照的に、火災跡地では高 WFPS 範囲にお

ける土壌の再湿潤化は乾燥化と比べて SR 速度を低下させた。また、この再湿潤化の効果は森林と草地では見つからなかった。

階層ベイズ解析を用いて、主として高 WFPS 範囲において SR 速度は GWL を用いて有意に回帰できた。切片 α は高い温度、乾燥状態、土壌酸性の中和により促進された。一方、傾き β は土壌の理化学性を含む環境要因でよく説明されなかった。

第5章 アカシアプランテーションにおける沈下と正味炭素損失の手法間比較

5.1 序論

第2章で述べたように、泥炭土壌は排水によって正味炭素損失 (NCL: net carbon loss) が生じ、この NCL は全球の炭素循環に無視できない影響を与えている (Hooijer *et al.* 2010)。特に近年、熱帯泥炭地の開発は急速に拡大し、排水された熱帯泥炭地が広がっている (Miettinen *et al.* 2012)。この排水された熱帯泥炭地から $0.52 - 4.85 \text{ kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ の NCL が報告されており (表 2.1)、温帯・北方泥炭地よりも大きい ($0.19 - 0.80 \text{ kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, 表 2.1)。

歴史的には、泥炭土壌 NCL を推定する手法として生態学的手法と沈下法の二つが提案されてきたが (Kasimir-Klemedtsson *et al.* 1997; Grönlund *et al.* 2008)、熱帯泥炭地において両手法は同一の地点においてまだ比較検討されていない。また、熱帯泥炭地上においてパーム油プランテーションと自然林においては NCL が生態学的手法 (Murdiyarso *et al.* 2010; Hergoualc'h and Verchot 2011) および沈下法 (Couwenberg and Hooijer 2013) で評価されたが、パーム油の次に主要な熱帯泥炭地上の産業プランテーションであるアカシアプランテーションにおいては、まだ沈下法でしか評価されていない (Hooijer *et al.* 2012)。

泥炭地表面の全沈下は排水に伴う不可逆的な沈下と地下水位 (GWL) の変動に伴う地表面摂動 (Price and Schlotzhauer 1999; Fritz *et al.* 2008) から構成される。また、泥炭地表面の不可逆的な沈下は物理的過程である収縮・圧密と生物的過程である NCL から構成される。沈下法を用いて NCL を推定する場合、長期間の積算全沈下を用いて沈下速度を計算することが多く、地表面摂動は誤差として扱われてきた (Hooijer *et al.* 2012; Aich *et al.* 2013)。しかしながら、全沈下に占める地表面摂動が無視できない場合、沈下法による NCL 推定に地表面摂動由来の大きな不確実性が生まれる可能性がある。そのため、沈下法による NCL 推定には不可逆沈下の速度を用いる必要がある。

北方泥炭地では不可逆沈下を説明するモデルがいくつか提案されてきた (Berry and Poskitt 1972; van Asselen 2011; Zanello *et al.* 2011)。たとえば、能登 (1990) は、不可逆沈下前後における泥炭の体積比と経過時間比が対数スケールで比例すると仮定し (Juárez-Badillo 1981)、北方泥炭地の積算不可逆沈下 (CS_{IR} : cumulative irreversible subsidence) を以下の式でモデル化した。

$$CS_{IR} = \frac{\varepsilon H}{1 + \gamma t - \delta} \quad \text{式 5.1}$$

ここで、 H は泥炭厚、 t は経過日数、 ε 、 γ 、 δ は回帰係数である。一方、地表面摂動は GWL の変動に比例していると報告されてきた (Price and Schlotzhauer 1999; Fritz *et al.* 2008)。そのため、式 5.1 と GWL 変動の一次式の和によって全沈下をモデル化できると期待できる。しかしながら、熱帯泥炭地において全沈下および不可逆沈下のモデル化はまだ提案されておらず、また、地表面摂動が無視できない場合に、不可逆沈下を用いて沈下法により NCL を推定した研究はまだ報告されていない。

本研究の目的は熱帯泥炭地上のアカシアプランテーションにおいて、(1) 実測した全沈下をモデル化し、地表面摂動を含まない不可逆沈下を推定すること、(2) 推定した不可逆沈下から沈下法による NCL を推定し、生態学的手法で推定した NCL と比較することである。

5.2 材料と方法

5.2.1 調査地概要

調査は第 3 章で述べたリアウ州にあるランガム農園で行った。本調査地はカンパル川の氾濫原に位置する地下水涵養性泥炭地である。また、シルト・粘土が豊富で、洪水時にカンパル川から運ばれた土砂が表層に堆積している (Cecil *et al.* 1993)。本農園ではアカシア (*Acacia crassicarpa* A. Cunn. ex Benth.) プランテーションが営まれ、林床にはパキス (*Stenochlaena palustris* (Burm. f.) Bedd.) が繁茂していた。そこにトランセクトを設け、100 m 間隔で標高の低いほうから順に AP1 から AP6 まで 6 地点を設けた。これらの調査地点で 2008 年 9 月から 2010 年 12 月にかけて毎月調査を行った。この調査期間は 3 度目の栽培の収穫前 2 年間に相当し、本調査地が排水され始めてから 13 年経過後にサンプリングを始めた。

5.2.2 測定方法

第 3 章 3.2–3.4 で説明したように、従属栄養呼吸 (HR: heterotrophic respiration) は各地点の根切区でクローズドチャンバー法 (3 反復) によって測定し、チャンバー密閉時の 4 cm 深地温 (T_s) を測定した。積算全沈下 (CS_T : cumulative total subsidence) と地下水位 (GWL: groundwater level) は各地点で泥炭層下の鈹質土層に達するまで PVC パイプを鉛直に埋め、コンベックスで測定した。落葉落枝は各地点 3 反復でリタートラップを設置し、毎月回収した。

AP1, AP3, AP6 でボーリング調査を行い、10 cm 間隔で試料を採取した。ボーリング

結果から泥炭厚 (H, cm) を求め、採取した試料の容積重 (BD: bulk density, g cm⁻³), 全有機炭素含量 (TOC: soil total organic carbon, g C g⁻¹), 灰分含量は第 3 章 3.4 で説明したように測定した。AP2, AP4, AP5 では、泥炭厚は線形補間で、BD, TOC, 灰分含量は平均値を用いた。

降水量は調査地点から約 10 km 離れた農園事務所近くで測定した。

5.2.3 積算全沈下と従属栄養呼吸の回帰モデル

積算全沈下 (CS_T: cumulative total subsidence) を以下の式のように積算不可逆沈下 (CS_{IR}: cumulative irreversible subsidence) と地表面摂動の和でモデル化した。

$$\begin{aligned} \text{CS}_{Tij} &= \text{CS}_{IRij} + \text{surface oscillation} \\ &= \frac{\varepsilon_j H_j}{1 + \gamma_j t_i^{-\delta_j}} + \beta_j (\text{GWL}_{ij} - \overline{\text{GWL}}_j) + \varepsilon_{\text{CST}ij} \end{aligned} \quad \text{式 5.2}$$

ここで、 $i = 1, \dots, n; j = 1, \dots, J$ 。 n は標本数、 J は地点数 (= 6)、 ε_j は各地点の CS_T 収束後の最終ひずみ、 γ_j は各地点の全沈下初期速度に関するパラメータ、 δ_j は各地点の全沈下収束速度に関するパラメータ、 β_j は各地点の地表面摂動に関するパラメータ、 $\overline{\text{GWL}}_j$ は各地点の平均 GWL、 $\varepsilon_{\text{CST}ij}$ は誤差項である。式 5.2 の第一項は式 5.1 の積算不可逆沈下 (CS_{IR}) に相当し (能登 1990)、第二項は地表面摂動に相当する。したがって、CS_T を式 5.2 にあてはめた後、得られた回帰係数を用いて CS_{IR} を式 5.1 から計算した。

モデルのあてはめには階層ベイズ法を用いた。誤差項 ($\varepsilon_{\text{CST}ij}$) は平均が 0、標準偏差が σ_{CST} とする正規分布に従うとした。また、 $\varepsilon_j, \gamma_j, \delta_j, \beta_j$ の事前分布には平均が $\mu_\varepsilon, \mu_\gamma, \mu_\delta, \mu_\beta$ 、標準偏差が $\sigma_\varepsilon, \sigma_\gamma, \sigma_\delta, \sigma_\beta$ の正規分布に従うとした。 $\mu_\varepsilon, \mu_\gamma, \mu_\delta, \mu_\beta$ の超事前分布には連続一様分布を、 $\sigma_\varepsilon, \sigma_\gamma, \sigma_\delta, \sigma_\beta, \sigma_{\text{CST}}$ の超事前分布には半コーシー分布をそれぞれ用いた (Gelman 2006)。

HR は GWL と T_s を用いて以下の式で回帰した。

$$\text{HR}_{ij} = \alpha_{1j} + \alpha_{2j} \text{GWL}_{ij} + \alpha_{3j} T_{sij} + \varepsilon_{\text{HR}ij} \quad \text{式 5.3}$$

ここで、 $i = 1, \dots, N; j = 1, \dots, J$ 。 α_{1j}, α_{2j} および α_{3j} はそれぞれ各地点の切片、GWL に対する傾き、 T_s に対する傾きで、 $\varepsilon_{\text{HR}ij}$ は誤差項である。

モデルのあてはめには階層ベイズ法を用いた。誤差項 ($\varepsilon_{\text{HR}ij}$) は平均が 0、標準偏差が σ_{HR} とする正規分布に従うとした。また、 $\alpha_{1j}, \alpha_{2j}, \alpha_{3j}$ の事前分布には平均が $\mu_{\alpha_1}, \mu_{\alpha_2}, \mu_{\alpha_3}$ 、標準偏差が $\sigma_{\alpha_1}, \sigma_{\alpha_2}, \sigma_{\alpha_3}$ の正規分布に従うとした。 $\mu_{\alpha_1}, \mu_{\alpha_2}, \mu_{\alpha_3}$ の超事前分布には連続一様分布を、 $\sigma_{\alpha_1}, \sigma_{\alpha_2}, \sigma_{\alpha_3}, \sigma_{\text{HR}}$ の超事前分布には半コーシー分布をそれぞれ用いた。

式 5.2 および 5.3 のパラメータの事後分布は RStan (Stan Development Team 2016;

Version 2.10.1) で実装されているハミルトニアン・モンテカルロ法 (Hoffman and Gelman 2014) を用いて計算した。全 4 回計算し、各回で反復計算数を 20,000 とし、後半 10,000 個を計算に用いた。計算結果の収束診断には Gelman-Rubin 法を用いた (Gelman and Rubin 1992)。

5.2.4 正味炭素損失の推定

生態学的手法による正味炭素損失 (NCL: net carbon loss, $\text{kg C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) は、第 3 章 3.8.1 で説明したように、積算 HR と積算落葉落枝との差で評価した。

沈下法による NCL は、第 3 章 3.8.2 で説明したように、排水直前と現在との土壤炭素現存量の平均減少速度で求めた。その際、以下の仮定をおいて計算した：

1. 沈下は表層土壌でのみ起こる
2. すべての BD 変化は収縮・圧密にのみ起因する
3. 下層の BD および TOC は排水前の状態を保持している
4. 現在の沈下速度は排水後から一定

この沈下法で用いる沈下速度に以下のように求めた不可逆沈下速度 (S_{IR} : irreversible subsidence rate, cm yr^{-1}) を用いた： CS_T を式 5.2 で回帰した後に、得られた回帰係数を用いて式 5.1 で CS_{IR} (cm) を計算し、この CS_{IR} を用いて以下の式で計算した。

$$S_{IR} = \frac{CS_{IR,N} - CS_{IR,1}}{t_N - t_1} \times 365 \quad \text{式 5.4}$$

ここで S_{IR} は不可逆沈下速度、 $CS_{IR,1}$ および $CS_{IR,N}$ はそれぞれ計算期間前後の CS_{IR} である。統計的検定

GWL および T_s の地点間・年間差は繰り返し測定のある二元配置分散分析を行い、多重比較には Holm 法で補正した対応ある t 検定を用いた。生態学的手法による NCL の地点間・年間差は二元配置分散分析と Tukey-Kramer 法で検定した。生態学的手法と沈下法の比較には両手法間の差を各地点で計算し、 t 検定を用いた。BD, TOC, 灰分含量の地点間・深度間差は二元配置分散分析と Tukey-Kramer 法で検定した。以上の統計的計算は R ソフトウェア (R Development Core Team 2015; Version 3.3.1) で行った。

5.3 結果

5.3.1 降水量

少ない降水量が 1–2 月 (小乾季) および 6–8 月 (大乾季) に観測され、多い降水量 3–5 月および 11–12 月に観測された (図 5.1)。本調査地の年降水量はそれぞれ 2008 年に 2934 mm, 2009 年に 2260 mm, 2010 年に 2975 mm だった。エル・ニーニョ現象 (Kim

et al. 2011) によって 2009 年 5–9 月の降水量は特に少なく、大乾季は長かった。その結果 2009 年は少雨年になった。しかしながら、2009 年 11 月から 2010 年 10 月にかけてはラ・ニーニャ現象によって多く雨が降り、2010 年は多雨年となった。特に、2009 年 11 月の第一週には 127.8 mm の雨が降り、2009 年 12 月には 433.2 mm の雨が降った。

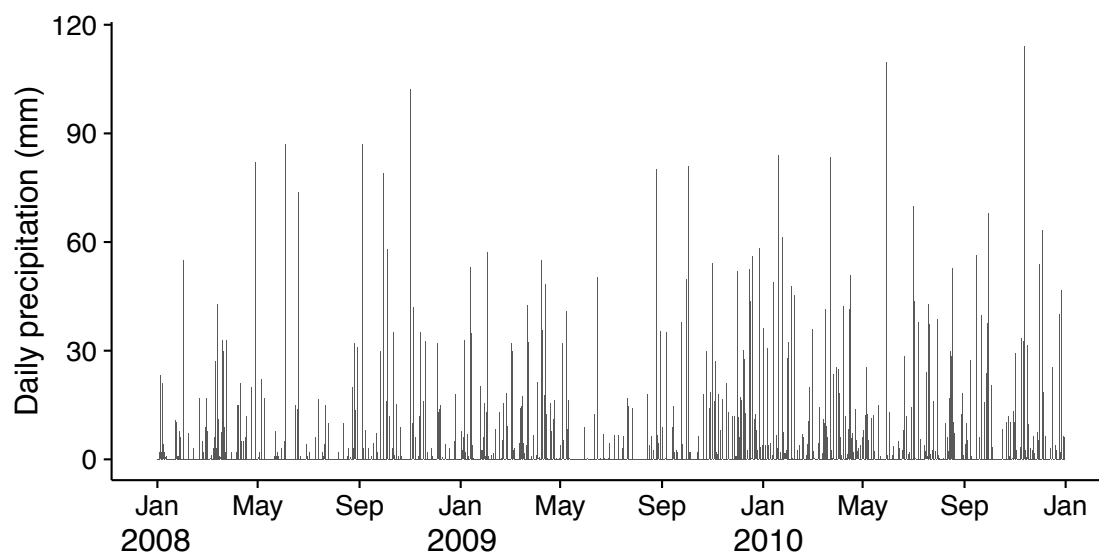


図 5.1 ランガム農園の日降水

Fig. 5.1 Daily precipitation in Langgam estate, Riau, Indonesia.

5.3.2 地下水位

地下水位 (GWL, 正值は湛水を示す) は全調査期間・全地点で -1.19 m から 0.68 m で変動した (図 5.2)。2009 年 11 月のラ・ニーニャ現象の開始により、2009 年 10 月から 11 月にかけて GWL は大きく上昇した (最大は AP6 において 1.37 m month⁻¹ の上昇)。

GWL は地点 ($P < 0.001$) および年次 ($P < 0.01$) で有意に異なった。最深の GWL は 2009 年の AP2 で観測され、最浅の GWL は 2010 年の AP5 で観測された (表 5.1)。全期間・全地点の平均 GWL は -0.37 ± 0.34 m だった。

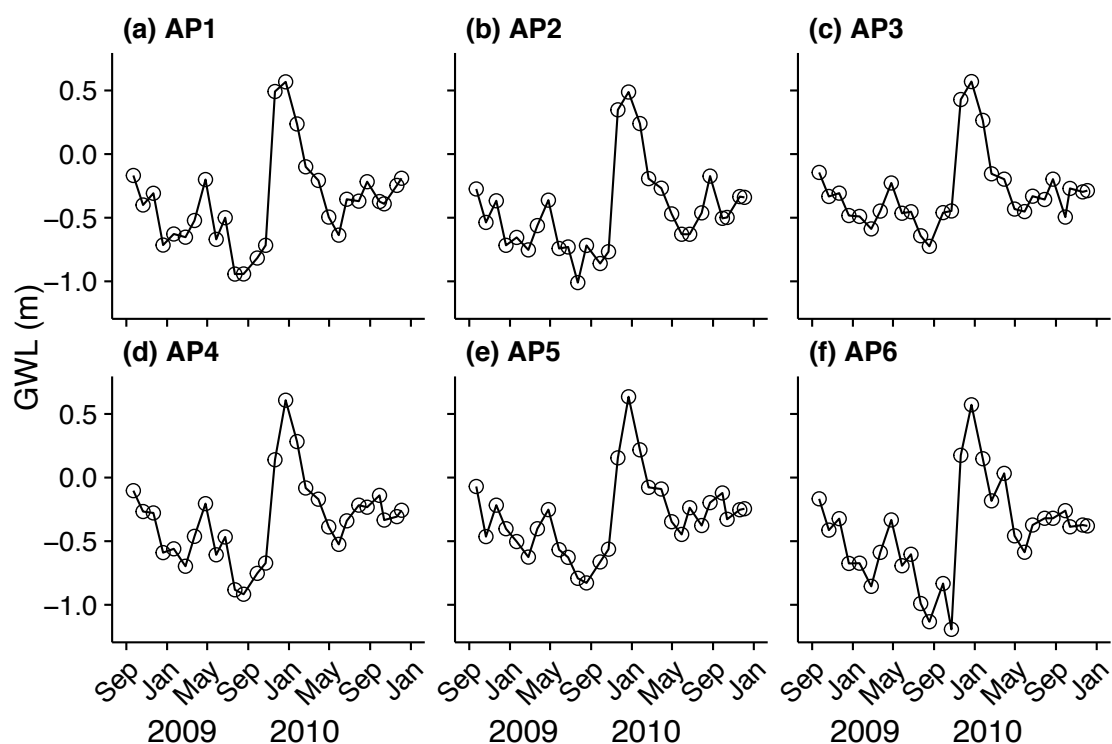


図 5.2 各地点における地下水位 (GWL) の経時変化。

Fig. 5.2 Time series of groundwater level (GWL) in each plot.

表 5.1 各地点における地下水位 (GWL) と地温 (T_s) (平均値 \pm 標準偏差)。同じ文字は互いに有意ではないことを示す ($P < 0.05$)。

Table 5.1 Groundwater level (GWL) and soil temperature (T_s) in each plot (mean \pm standard deviation). Values with the same letters are not significantly different ($P < 0.05$).

地点 Plot	地下水位 GWL (m)		地温 T_s ($^{\circ}$ C)	
	2009	2010	2009	2010
AP1	-0.63 \pm 0.23 cd	-0.15 \pm 0.39 abc	27.7 \pm 1.5 a-e	27.2 \pm 1.2 de
AP2	-0.69 \pm 0.18 d	-0.23 \pm 0.39 abcd	27.5 \pm 1.1 cde	27.6 \pm 1.1 de
AP3	-0.48 \pm 0.13 abc	-0.14 \pm 0.36 ab	27.4 \pm 1.4 cde	28.4 \pm 1.5 ab
AP4	-0.59 \pm 0.22 bcd	-0.12 \pm 0.32 a	28.4 \pm 2.0 abc	29.4 \pm 2.6 a
AP5	-0.54 \pm 0.19 bc	-0.10 \pm 0.31 a	27.4 \pm 1.4 de	27.6 \pm 1.6 bcd
AP6	-0.74 \pm 0.28 d	-0.16 \pm 0.33 abc	27.1 \pm 1.3 de	27.0 \pm 1.4 e
Ave.	-0.61 \pm 0.22 B	-0.15 \pm 0.34 A	27.6 \pm 1.5 A	27.9 \pm 1.8 A

5.3.3 地温

地温 (T_s) は常に高く、全調査期間・全地点で 25°C から 33.0°C の間で変動した (図 5.3)。この T_s は地点間に有意な差があったが、AP3 以外で年次間には有意差はなかった (表 5.1)。最高の T_s は 2010 年の AP4 で観測され、最低の T_s は 2010 年の AP6 で観測された (表 5.1)。

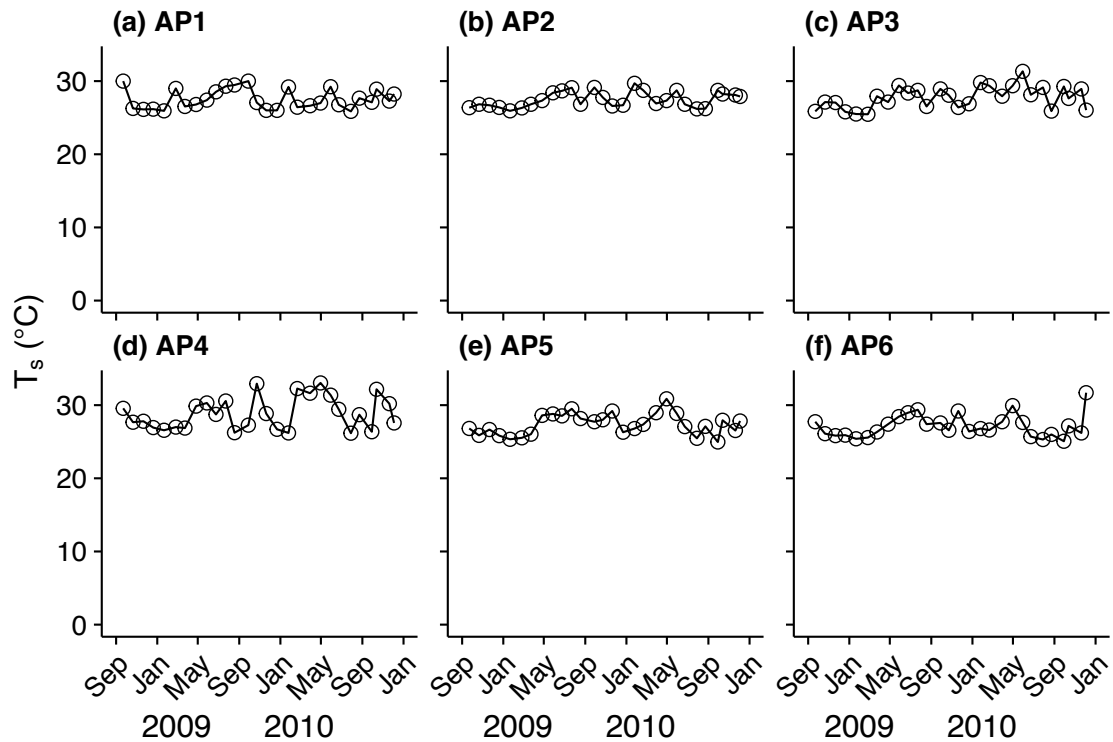


図 5.3 各地点における 4 cm 深地温 (T_s) の経時変化。

Fig. 5.3 Time series of soil temperature at 4-cm depth (T_s) in each plot.

5.3.4 従属栄養呼吸

従属栄養呼吸 (HR) は全調査期間・全地点で $2.4\text{--}557.0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ で変動した (図 5.4)。2009 年 11 月から 2010 年 1 月にかけて、洪水により水位がチャンバーの高さよりも高くなったため、この期間の HR は欠損している。観測された HR は GWL と T_s を用いて有意に回帰され、その R^2 は $0.10\text{--}0.62$ だった (図 5.4, 表 5.2)。HR に対する GWL の傾き (α_1) は全地点で有意に負であり (表 5.2)、このことは深い GWL で HR が高い事を示している。同様に、HR に対する T_s の傾き (α_2) は全地点で有意に正であり (表 5.2)、このことは高い T_s で HR が高い事を示している。

積算 HR は 2009 年で 2010 年よりも有意に高かった (Table 5.3)。2009 年の AP3 で最も高く、2010 年の AP1 で最も低かった (Table 5.3)。

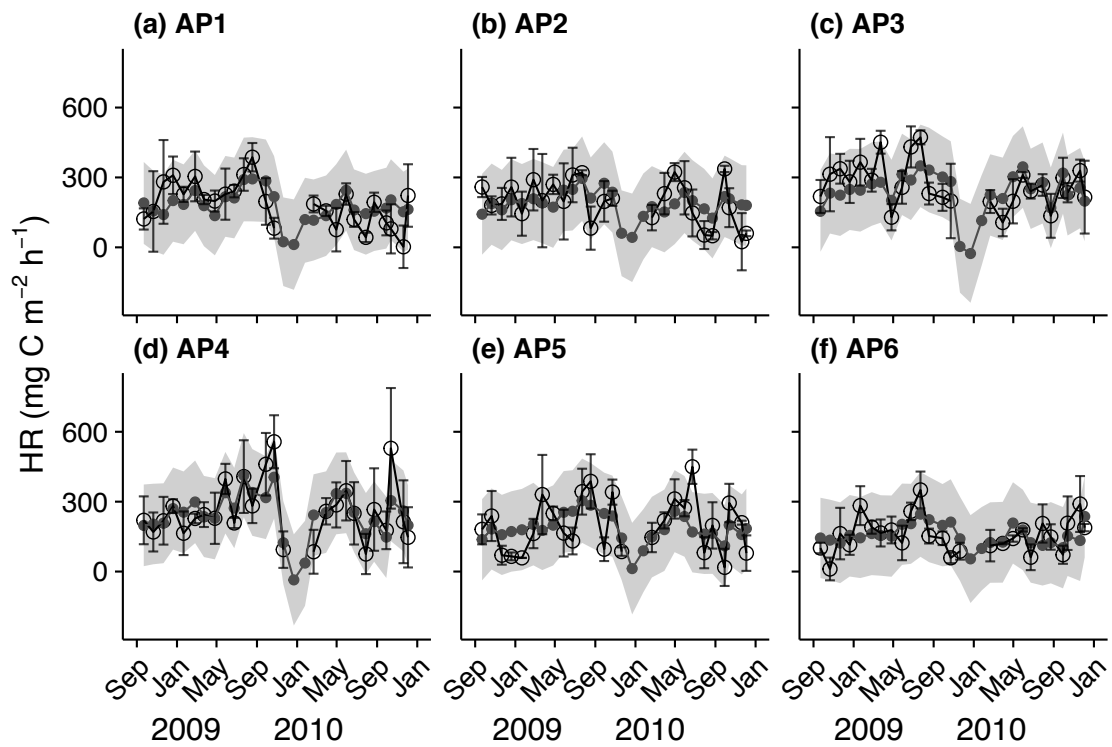


図 5.4 各地点における従属栄養呼吸 (HR) の経時変化。白抜き円は実測値を、黒塗り円は推定値を、エラーバーは実測値の標準偏差を示し、灰色の領域は推定結果の 95% 予測区間を示す。

Fig. 5.4 Time series of heterotrophic respiration (HR) rate in each plot. Open circles show the observed HR, the closed circles show the estimated HR, error bars show the standard deviation of the observed HR, and gray area show 95% credible interval of the estimated HR, respectively.

表 5.2 従属栄養呼吸 (HR) 速度の地下水位 (GWL) と地温 (T_s) による回帰式 $HR = \alpha_1 + \alpha_2 \times GWL + \alpha_3 \times T_s$ における各係数の平均値と 95%信用区間。 R^2 は各地点における HR 回帰式の決定係数を示す。

Table 5.2 Mean and 95% credible interval of the regression equation for heterotrophic respiration (HR) rate by groundwater level (GWL) and soil temperature (T_s): $HR = \alpha_1 + \alpha_2 \times GWL + \alpha_3 \times T_s$. R^2 show the coefficient of determination of the regression model in each plot.

Plot	α_1	α_2	α_3	R^2
AP1	-383 (-611, -142)	-145 (-243, -52)	18.3 (9.4, 26.6)	0.25
AP2	-382 (-610, -141)	-138 (-233, -45)	18.4 (9.6, 26.7)	0.18
AP3	-377 (-604, -135)	-282 (-428, -139)	19.0 (10.2, 27.4)	0.23
AP4	-381 (-610, -140)	-253 (-362, -151)	18.7 (10.1, 26.8)	0.62
AP5	-379 (-607, -139)	-165 (-267, -63)	18.8 (10.1, 27.1)	0.22
AP6	-382 (-611, -142)	-84 (-170, -5)	18.4 (9.6, 26.7)	0.10

表 5.3 年積算従属栄養呼吸 (HR) および落葉落枝 ($\text{kg C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$)。同じ文字は互いに有意に異なることを示す ($P < 0.05$)。落葉落枝は地点間に有意差はない。

Table 5.3 Annual cumulative heterotrophic respiration (HR) and litter fall ($\text{kg C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$, mean \pm standard deviation). Values with the same letter are not significantly different ($P < 0.05$). Annual litter fall was not significantly different among plots.

地点 Plot	年積算 HR					年落葉落枝	
	Annual cumulative HR					Annual litter fall	
	2009		2010		Whole		
AP1	2.40 \pm 0.21	ab	1.06 \pm 0.02	d	1.48 \pm 0.08	AB	0.50 \pm 0.28
AP2	2.08 \pm 0.52	abc	1.50 \pm 0.32	cd	1.51 \pm 0.33	AB	0.51 \pm 0.08
AP3	2.92 \pm 0.13	a	1.57 \pm 0.17	bcd	2.07 \pm 0.08	A	0.39 \pm 0.17
AP4	2.74 \pm 0.29	a	1.78 \pm 0.63	bcd	2.11 \pm 0.48	A	0.51 \pm 0.06
AP5	1.85 \pm 0.11	bcd	1.71 \pm 0.21	bcd	1.63 \pm 0.14	AB	0.44 \pm 0.07
AP6	1.70 \pm 0.19	bcd	1.10 \pm 0.09	d	1.27 \pm 0.15	B	0.52 \pm 0.22
Ave.	2.28 \pm 0.52	A	1.45 \pm 0.39	B	1.68 \pm 0.10		0.48 \pm 0.17

5.3.5 落葉落枝

本調査地は倒木が多く、リターラップの破損が多かったため、調査期間中の各地点における平均落葉落枝を用いた。落葉落枝に有意な地点間差は見つからなかったが、平均値は AP3 で最も小さく、AP4 で最も大きかった (表 5.3)。

5.3.6 積算沈下と不可逆沈下速度

積算全沈下 (CS_T) は地表面を変動させながら低下した (図 5.5)。特に、2009 年 11 月から 2010 年 1 月にかけて GWL が上昇したことに伴い (図 5.2), この期間に CS_T は大きく変動した (図 5.6)。実測 CS_T は式 5.2 のモデルに精度良くあてはまり、その R^2 は 0.86–0.91 だった (表 5.4)。

CS_T が精度良くあてはまったので、得られた回帰係数を用いて CS_{IR} を式 5.1 から計算した。いくつかの CS_T は地表面摂動により、 CS_{IR} の 95% 信用区間から外れていた (図 5.5)。この CS_{IR} から不可逆沈下速度 (S_{IR}) を式 5.4 で計算した。 S_{IR} は地点間 ($P < 0.001$), 年次間 ($P < 0.001$) で有意に異なった (表 5.5)。最大の S_{IR} は 2009 年の AP6 で得られ、最小の S_{IR} は 2010 年の AP1 で得られた。この S_{IR} は年平均 GWL と有意な負の相関を得ることができた ($\text{S}_{\text{IR}} = 0.38 - 0.049 \times \text{GWL}$, $P < 0.001$, $R^2 = 0.92$, 図 5.6)。調査期間全体を通じての沈下速度は地点により有意に異なり、最大の沈下速度は AP6 で得られた (表

5.5)。

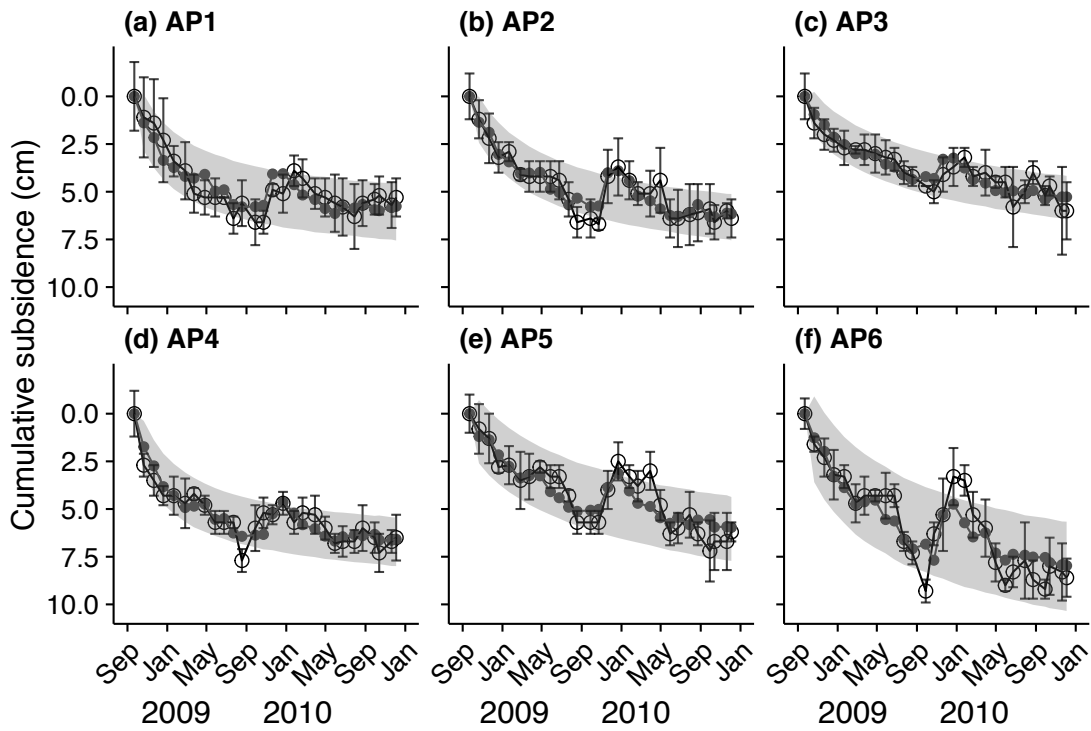


図 5.5 各地点における積算沈下の経時変化。白抜き円は実測の積算全沈下 (CS_T) を、黒塗り円は推定 CS_T 、エラーバーは実測値の標準偏差を示し、灰色の領域は推定積算不可逆沈下 (CS_{IR}) の 95% 予測区間を示す。

Fig. 5.5 Time series of the cumulative subsidence in Langgam estate, Riau. Open circle show the observed cumulative total subsidence (CS_T), close circle show the estimated CS_T , error bars show the standard deviation of the observed CS_T , and the gray area show the 95% credible interval of the estimated cumulative irreversible subsidence (CS_{IR}).

表 5.4 積算全沈下 (CS_T) の回帰式 $CS_T = \varepsilon \times H / (1 + \gamma \times t^{-\delta}) + \beta \times (GWL - \overline{GWL})$ における各係数 ($\varepsilon, \gamma, \delta, \beta$) の平均値と 95%信用区間。ここで H は泥炭厚 (cm), t は経過日数, GWL は地下水位 (m), \overline{GWL} は各地点の平均地下水位 (cm) をそれぞれ示す。 R^2 は各地点における CS_T 回帰式の決定係数を示す。

Table 5.4 Mean and 95% credible interval of the coefficients ($\varepsilon, \gamma, \delta, \beta$) of the regression equation for the cumulative total subsidence (CS_T) $CS_T = \varepsilon \times H / (1 + \gamma \times t^{-\delta}) + \beta \times (GWL - \overline{GWL})$ where H is peat thickness (cm), t is the progressed days, GWL is groundwater level, and \overline{GWL} is the mean GWL in each plot, respectively. R^2 show the coefficient of determination of the regression model in each plot.

Plot	$\varepsilon \times 10^2$	δ	γ	β	R^2
AP1	2.20	0.94	129	-1.43	0.85
	(1.76, 3.22)	(0.62, 1.26)	(36, 349)	(-2.0, -0.82)	
AP2	2.57	0.86	134	-1.67	0.91
	(1.88, 4.58)	(0.56, 1.16)	(49, 341)	(-2.22, -1.17)	
AP3	2.67	0.78	146	-1.31	0.88
	(1.64, 6.09)	(0.51, 1.06)	(59, 343)	(-2.03, -0.41)	
AP4	2.35	0.82	84	-1.48	0.89
	(1.66, 4.64)	(0.43, 1.26)	(19, 305)	(-2.04, -0.87)	
AP5	2.91	0.78	180	-1.81	0.85
	(1.83, 5.90)	(0.57, 1.02)	(74, 383)	(-2.67, -1.15)	
AP6	3.24	0.82	168	-1.87	0.85
	(1.99, 6.49)	(0.59, 1.09)	(64, 373)	(-2.85, -1.16)	

表 5.5 各地点の 2009 年, 2010 年, 調査期間全体における年不可逆沈下速度 (S_{IR} , 平均 \pm 標準偏差)。同じ文字は互いに有意でない事を示す ($P < 0.05$)。

Table 5.5 Annual irreversible subsidence rate (mean \pm standard deviation) in each plot in 2009, 2010 and the whole sampling periods. Values with the same letter are not significantly different ($P < 0.05$).

地点	不可逆沈下速度 S_{IR} (cm yr ⁻¹)					
Plot	2009		2010		Whole	
AP1	3.2 \pm 1.1	ab	0.7 \pm 1.2	d	2.7 \pm 0.3	B
AP2	3.5 \pm 0.9	a	1.0 \pm 0.9	d	2.9 \pm 0.3	B
AP3	2.8 \pm 0.9	abc	1.1 \pm 0.9	d	2.4 \pm 0.3	B
AP4	3.3 \pm 1.0	ab	0.8 \pm 1.0	d	3.0 \pm 0.3	AB
AP5	3.3 \pm 1.3	ab	1.4 \pm 1.3	cd	2.8 \pm 0.4	B
AP6	4.4 \pm 1.7	a	1.7 \pm 1.8	bcd	3.7 \pm 0.5	A
Ave.	3.4 \pm 0.5	A	1.1 \pm 0.5	B	2.9 \pm 0.4	

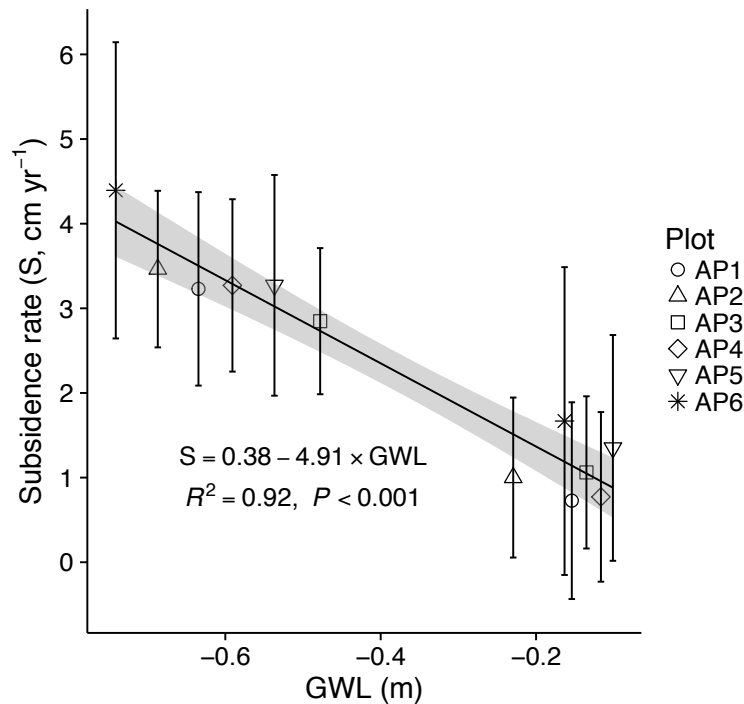


図 5.6 年沈下速度 (S_{IR}) と年平均地下水位 (GWL) の関係。灰色の領域は回帰の 95% 信頼区間を示す。エラーバーは沈下速度の標準偏差。

Fig. 5.6 The relationship between annual subsidence rate and the annual mean of groundwater level (GWL). Gray area show the 95% confidence interval of the regression between subsidence rate and mean GWL. Error bars show the standard deviation of subsidence rate.

5.3.7 容積重, 全有機態炭素含量, 灰分含量

土壌断面における容積重 (BD), 全有機態炭素含量 (TOC), 灰分含量の変化から, 表層土壌を 0–60 cm 深, 下層土壌を 60–300 cm 深とした (図 5.7)。BD, TOC, 灰分含量には有意な地点間差・深度間差があった (表 5.6)。ボーリング調査を行った AP1, AP3, AP6 の平均容積重 (BD) は表層 (0–60 cm) で $0.13 \pm 0.03 \text{ g cm}^{-3}$, 下層 (60–300 cm) で $0.074 \pm 0.010 \text{ g cm}^{-3}$ だった。全有機態炭素含量は表層で $0.43 \pm 0.05 \text{ g C g}^{-1}$, 下層で $0.53 \pm 0.01 \text{ g C g}^{-1}$ だった。灰分含量は表層で $22.6 \pm 7.4\%$, 下層で $7.3 \pm 1.3\%$ だった。

5.3.8 正味炭素損失

年積算 HR と年間落葉落枝の差でも評価した, 生態学的手法による正味炭素損失 (NCL) は地点間 ($P < 0.001$) および年次間 ($P < 0.001$) で有意に異なった (表 5.7)。最大の NCL は 2009 年の AP4 で観測され, 最小の NCL は 2010 年の AP1 で観測された (表 5.7)。調査期間全体では, 生態学的手法による NCL は $0.74\text{--}1.67 \text{ kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ で変動し, AP3 および AP4 で有意にもっとも高く, AP6 で最も低かった (表 5.6)。

一方, 排水前から現在までの土壌炭素現存量の減少速度で評価した, 沈下法による NCL は $0.02\text{--}0.73 \text{ kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ で変動した (表 5.7)。沈下法による NCL は不確実性が大きく, 地点間に有意な差は見つからなかった。しかし, 生態学的手法による NCL からの差を各地点で検定したところ, AP3, AP4, AP5 において有意に生態学的手法で沈下法よりも大きかった (表 5.7)。

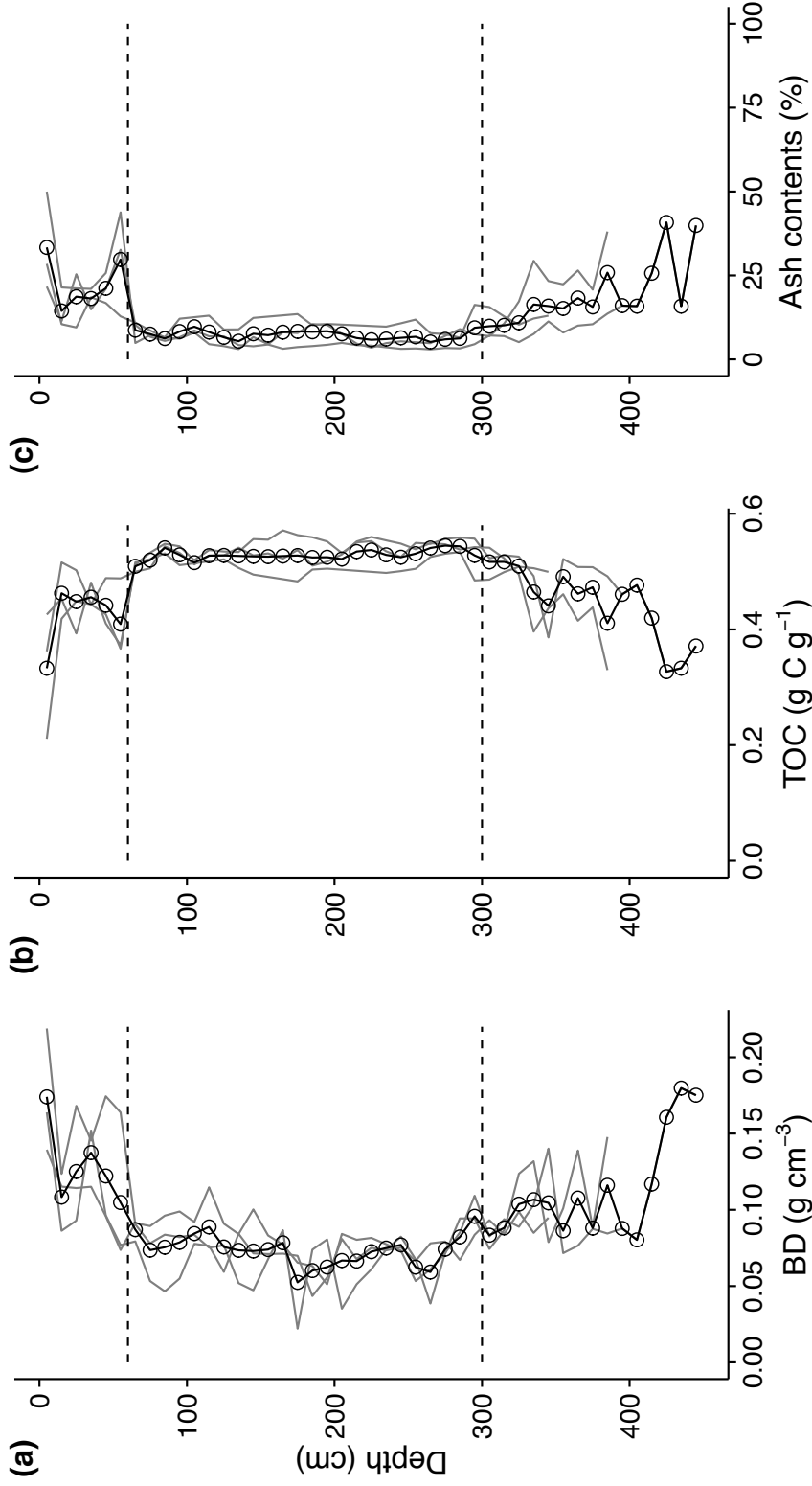


図 5.7 土壌断面における容積重 (BD), 全有機態炭素含量 (TOC), 灰分含量の変化。灰色の実線は API, AP3, AP6 の実測値で, 黒の実線と円はそれらの平均値。水平の点線は表層 (0–60 cm 深) および下層 (60–300 cm 深) の泥炭土壌の深さを示す。

Fig. 5.7 Bulk density (BD), total organic carbon (TOC) and ash content through soil profile. Three gray lines show the observed values in API, AP3 and AP6, and the open circles and black line show the mean values, respectively. Horizontal dashed lines show the depths of topsoil (0–60 cm) and subsoil (60–300 cm), respectively.

表 5.6 泥炭厚 (H), 容積重 (BD), 全有機態炭素含量 (TOC), 灰分含量 (平均値 ± 標準偏差)。同じ文字は互いに有意差はない ($P < 0.05$)。

Table 5.6 Peat thickness (H), bulk density (BD), total soil organic carbon (TOC) and ash content (mean ± standard deviation). Values with the same letter are not significantly different ($P < 0.05$).

地点 Plot	容積重 BD (g cm^{-3})		全有機態炭素含量 TOC (g C g^{-1})		灰分含量 Ash (%)								
	0 – 60 cm	60 – 300 cm	0 – 60 cm	60 – 300 cm	0 – 60 cm	60 – 300 cm							
AP1	345	0.11 ± 0.04	b	0.069 ± 0.011	a	0.39 ± 0.09	a	0.51 ± 0.01	c	30.5 ± 13.0	a	10.3 ± 2.7	cd
AP2	365 [¶]	0.13 ± 0.03 [§]	b	0.074 ± 0.010 [§]	a	0.43 ± 0.05 [§]	b	0.53 ± 0.01 [§]	cd	22.6 ± 7.4 [§]	b	7.3 ± 1.3 [§]	de
AP3	385	0.11 ± 0.02	b	0.082 ± 0.016	a	0.47 ± 0.06	b	0.53 ± 0.02	cd	16.1 ± 7.0	bc	6.6 ± 2.3	de
AP4	405 [¶]	0.13 ± 0.03 [§]	b	0.074 ± 0.010 [§]	a	0.43 ± 0.05 [§]	b	0.53 ± 0.01 [§]	cd	22.6 ± 7.4 [§]	b	7.3 ± 1.3 [§]	de
AP5	425 [¶]	0.13 ± 0.03 [§]	b	0.074 ± 0.010 [§]	a	0.43 ± 0.05 [§]	b	0.53 ± 0.01 [§]	cd	22.6 ± 7.4 [§]	b	7.3 ± 1.3 [§]	de
AP6	445	0.16 ± 0.03	c	0.070 ± 0.020	a	0.42 ± 0.04	b	0.55 ± 0.01	d	21.2 ± 7.6	b	4.8 ± 1.9	e

§ AP1, AP3, AP6 の平均値 Mean value of AP1, AP3 and AP6

¶ AP1, AP3, AP6 の線形補間値 Linear complementation of AP1, AP3 and AP6

表 5.7 生態学的手法と沈下法による正味炭素損失 (NCL, $\text{kg C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) とその差 (平均値 \pm 標準偏差)。同じ文字は互いに有意差はない ($P < 0.05$)。アスタリスクは生態学的手法と沈下法の差分が有意であることを示す。

Table 5.7 Net carbon loss (NCL, $\text{kg C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) of biometric and subsidence method, and their difference (mean \pm standard deviation). Values with the same letter are not significantly different ($P < 0.05$). Asterisks show that the difference between biometric and subsidence method are significantly different in each plot.

地点 Plot	生態学的手法 Biometric method (A)	沈下法 Subsidence method (B)	手法間差 Difference of method (= A - B)
AP1	0.97 \pm 0.29 ab	0.59 \pm 0.91	0.37 \pm 0.55
AP2	1.00 \pm 0.34 ab	0.40 \pm 0.71	0.61 \pm 0.42
AP3	1.67 \pm 0.19 a	0.73 \pm 0.83	0.95 \pm 0.48 *
AP4	1.60 \pm 0.49 a	0.44 \pm 0.72	1.14 \pm 0.43 **
AP5	1.19 \pm 0.16 ab	0.39 \pm 0.71	0.85 \pm 0.42 *
AP6	0.74 \pm 0.27 b	0.02 \pm 1.17	0.82 \pm 0.68
Ave.	1.20 \pm 0.29	0.43 \pm 0.35	0.79 \pm 0.26 ***

* $P < 0.05$; ** $P < 0.01$; *** $P < 0.001$

5.4 考察

5.4.1 沈下速度

不可逆沈下速度 (S_{IR}) は地点間 ($P < 0.001$) および年次間 ($P < 0.001$) に有意な差があった (表 5.5)。また, S_{IR} は年平均 GWL と有意な負の相関が得られた (図 5.6)。これらの結果は S_{IR} が深い GWL で促進されることを示している。2009 年で 2010 年より S_{IR} が大きかったのは 2009 年が El Niño 年で GWL が深かった (表 5.1) ためと考えられる。

Hooijer et al. (2012) は平均 GWL が $-0.70 \pm 0.2 \text{ m}$ で沈下速度が $5.0 \pm 2.2 \text{ cm yr}^{-1}$ と報告した。また, Wösten et al. (1997) は平均 GWL が $-0.50 \pm 0.38 \text{ m}$ で沈下速度が $4.6 \pm 3.0 \text{ cm yr}^{-1}$ と報告した。これらの沈下速度は本研究の S_{IR} ($2.9 \pm 0.4 \text{ cm yr}^{-1}$, 表 5.5) よりも高い。これは本研究の平均 GWL ($-0.37 \pm 0.34 \text{ m}$) がこれらの文献と比べて浅いことが原因かもしれない。

また, 本研究の高い灰分含量 (表 5.6) も低い沈下速度に寄与したかもしれない。灰分は泥炭土壌の孔隙を埋め, 孔隙率が低下することで, 沈下速度を小さくするとされている。

いる (Deverel and Leighton 2010; van Asselen *et al.* 2010)。Hooijer *et al.* (2012) は灰分含量を $1.2 \pm 1.13\%$ と報告し、これは本研究の灰分含量 ($22.6 \pm 7.4\%$, 表 5.6) の 1/10 程度である。本調査地はカンバル川の氾濫原に位置し、土砂堆積が灰分の供給源になっている (Cecil *et al.* 1993)。そのため、この土砂が本研究の S_{IR} を小さくしたかもしれない。

5.4.2 正味炭素損失

AP3, AP4, AP5 で正味炭素損失 (NCL) は生態学的手法で沈下法より有意に大きかった (表 5.7)。これは土砂堆積が原因かもしれない。本調査地は土砂堆積により表層土壌には灰分が蓄積しており (表 5.6)、この土砂堆積は表層 BD の増大に寄与したであろう (表 5.5)。そのため、BD の増大がすべて物理的沈下に起因するとした沈下法の仮定 2 (第 5.2.4 節) が破れたかもしれない。そのため、排水前後の炭素現存量の差が小さくなり、沈下法で推定した NCL が過小評価されたと考えられる。

また、本研究では現在の沈下速度が排水初期から一定であると仮定して沈下法を適用した。しかし排水初期の数期間は沈下速度が大きいと言われている (Wösten *et al.* 1997; Hooijer *et al.* 2012)。そのため、排水初期数年間の沈下速度の過小評価が、排水直後から現在までの積算沈下量を過小評価し、それが沈下法による炭素損失推定の過小評価につながったかもしれない。

Hooijer *et al.* (2012) は熱帯泥炭地上のアカシアプランテーションにおいて沈下法による NCL を推定し、平均 GWL が -0.70 ± 0.2 m で $1.85 \text{ kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ と報告した。この結果は本研究の沈下法による結果 (平均 GWL が -0.37 ± 0.34 m で $0.43 \pm 0.84 \text{ kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) より大きい。このことは、Hooijer *et al.* (2012) よりも浅い本研究の GWL が従属栄養呼吸 (HR) を抑制したため、NCL が小さくなったのだろう。HR は浅い GWL によって抑制されるといわれており (Jauhainen *et al.* 2012; Hirano *et al.* 2014)、本研究においても HR 速度と GWL の間には有意な負の相関が見つかった (表 5.2)。

一方、本研究は熱帯泥炭地上のアカシアプランテーションにおいて、生態学的手法により NCL を評価した初めての論文である。アカシアプランテーションと同様に近年の熱帯泥炭地で利用が拡大しているパーム油プランテーションと比べると、アカシアプランテーションの NCL は熱帯泥炭地上のパーム油プランテーションの NCL よりも大きい。Hergoualc'h and Verchot (2011) はさまざまな論文を引用し、生態学的手法によって熱帯泥炭地上のさまざまな土地利用の NCL を評価しようと試みた。パーム油プランテーションでは平均 GWL が -0.60 ± 0.05 m で NCL を $0.98 \pm 0.30 \text{ kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ と報告した。また、Murdiyarso *et al.* (2010) も同様の方法で熱帯泥炭地上のパーム油プランテーションの NCL を推定し、平均 GWL が -0.50 m で $0.52 \pm 0.11 \text{ kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ と報告した。これ

らは本研究の平均 GWL (-0.37 ± 0.34 m) よりも深いにも関わらず、本研究の生態学的手法による NCL (1.20 ± 0.29 kg C m⁻² yr⁻¹) よりも小さい。これはアカシアプランテーションでは落葉によって土壌に新鮮有機物が常に供給されているからかもしれない。パーム油プランテーションでは葉と枝は定期的に切り落とされ、まとめて圃場に放置されるのが一般的である。この管理によってパーム油プランテーションでは新鮮有機物の供給がアカシアプランテーションよりも抑制され、HR が抑制されているからかもしれない。実際に、Hergoualc'h and Verchot (2011) はパーム油プランテーションの HR を 0.93 ± 0.27 kg C m⁻² yr⁻¹ と報告しており、本研究の HR (1.68 ± 0.10 kg C m⁻² yr⁻¹) よりも小さい。

5.5 結論

本研究は熱帯泥炭地上のアカシアプランテーションにおいて、実測した全沈下をモデル化し、不可逆沈下速度 (S_{IR}) を推定した。また、この S_{IR} を用いて沈下法で NCL を推定し、生態学的手法で推定した NCL と比較した。全沈下は不可逆沈下と地表面摂動の和で精度良く推定できた。また、沈下速度は低い GWL により促進された。

沈下法は生態学的手法と比べて NCL を過小評価した。この沈下法の過小評価は本研究地の土砂堆積と、沈下速度が排水直後から現在まで一定とした仮定により、排水直後から現在までの積算沈下量を過小評価したことの二つが原因と考えられた。本研究地のような氾濫原や沿岸部のように、洪水による土砂堆積が見込まれる地域や、排水直後の沈下量データを得られない地域において NCL の推定に沈下法を適用すると、NCL を過小評価するかもしれない。

第6章 水管理された泥炭地における沈下と正味炭素損失

6.1 序論

第5章で示されたように、熱帯泥炭地の排水は沈下と炭素損失を伴う。この沈下と正味炭素損失 (NCL) は排水初期で特に大きいと言われている (Wösten *et al.* 1997; Hooijer *et al.* 2012)。沈下速度と NCL は地下水位の上昇によって低下するため、適切な水管理によって排水初期の沈下と NCL を緩和できるかもしれない (Page *et al.* 2009)。しかし、熱帯泥炭地において水管理が排水初期の沈下と NCL に与える影響について明らかではない。

また、熱帯泥炭地にプランテーション農園を国から貸与される場合、泥炭ドーム頂上に自然林を残すことを要求されることがあり、プランテーション区画に張り巡らされた水路が自然林を排水しないようにする必要がある。しかし、たとえ泥炭ドーム頂上に排水路を設けなかったとしても、その泥炭ドームの中腹に排水路を設けることで、泥炭ドーム頂上からも排水してしまうことが知られている (要引用)。

典型的には、排水路は等高線に垂直に掘削される。しかし、等高線に垂直な水路は標高差から生じる排水を管理することが難しい。したがって、等高線と平行に水路を設けることで、水路を設けるプランテーション区画や泥炭ドーム頂上に残す自然林からの排水を抑制できるかもしれない。

しかし、このような等高線と平行な水路によって水位を管理した熱帯泥炭地において、泥炭沈下と NCL を調査した研究はほとんどなく、この泥炭沈下と NCL にどのような制限要因があるかわかっていない。一般的には地下水位の上昇により沈下速度と NCL は緩和されると期待されるが (Page *et al.* 2009; Couwenberg *et al.* 2010)、第4章で示されたように、排水された耕作地 (GWL が -0.76 ± 0.28 m) で GWL が上昇し土壌が再湿潤化すると、土壌水分が高いときに (WFPS > 0.75 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) 乾土効果によって泥炭分解が増大するかもしれない。Takakai *et al.* (2006) も泥炭分解を伴う大きな N_2O 排出を雨季に観測している。この乾土効果による有機物分解の促進は数日 (Reiche *et al.* 2009; Estop-Aragonés and Blodau 2012) から一ヶ月 (Goldberg and Gebauer 2009; Muhr *et al.* 2010) の時間スケールで大きいと言われている。そのため、乾土効果をとらえるためには一ヶ月未満のサンプリング間隔が望ましい。

本研究では、等高線に平行な水路によって水位を管理した熱帯泥炭地において、泥炭

ドーム頂上に残した自然林とプランテーション区画それぞれで沈下および NCL を評価し、その制限要因を明らかにすること、また、このような水管理下で再湿潤化が泥炭分解に与える影響を明らかにすることを目的に研究を行った。

6.2 材料と方法

6.2.1 調査地概要

調査は第 3 章 3.1.3 で述べたムランティ農園で行った。ムランティ農園はカンパル川流域の降水涵養性泥炭地上に位置し、緩衝帯を挟んで保護林を泥炭ドーム頂上に残しながら、パルプ用アカシアのプランテーションが営まれている。営農権取得後の 2009 年にプランテーション区画の開墾と排水が開始され、水路は基本的に等高線に沿って掘削された。しかし、営農権取得前の 2001 年から自然林の違法択伐が行われ、小規模な排水路が泥炭ドーム頂上近くまで掘削されていた (Bathgate and Rachmady 2012)。調査は 2012–2013 年に行い、これは排水後 4 年が経過していた。アカシアプランテーション区画の A1 (0°14'40" N, 102°31'30" E), A2 (0°13'50" N, 102°32'45" E), 緩衝帯の B (0°16'09" N, 102°32'23" E), 自然林の N (0°17'13" N, 102°33'10" E) の 4 地点を設けた。

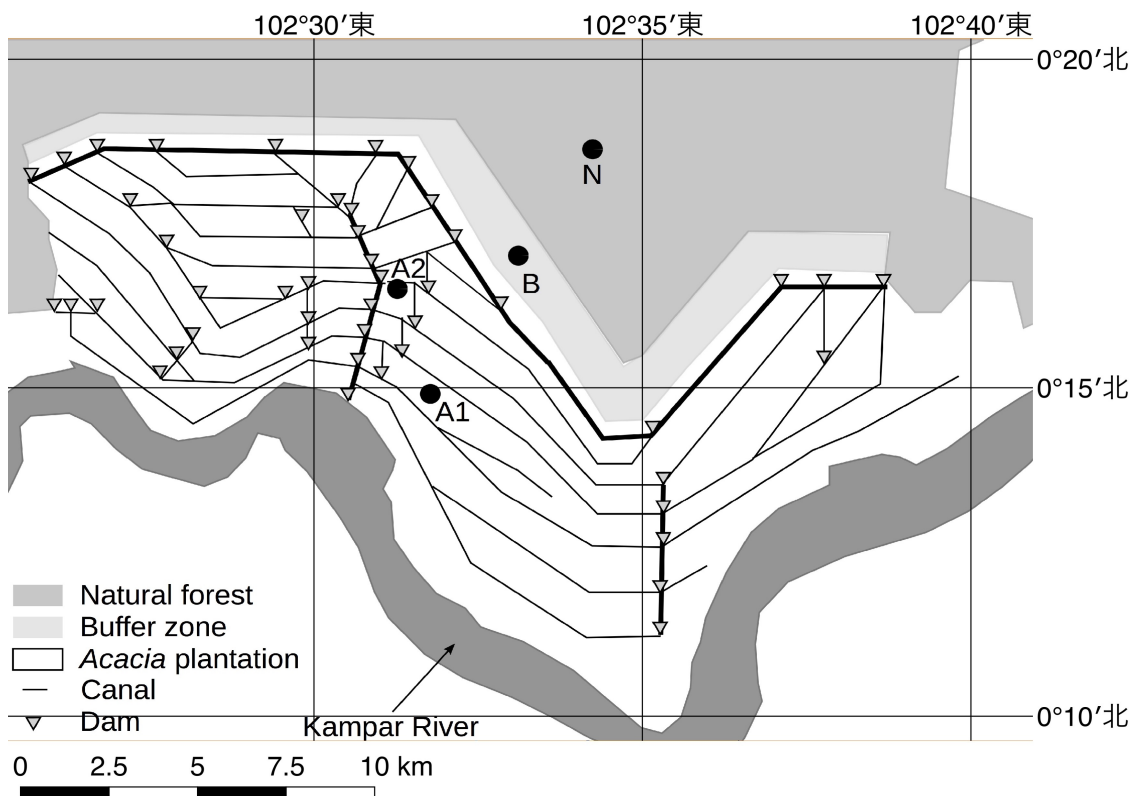


図 6.1 ムランティ農園における調査地点の地図

Fig. 6.1 Map of research plots in Meranti estate.

6.2.2 測定方法

第3章 3.2–3.4 で説明したように、土壌呼吸 (SR) および従属栄養呼吸 (HR) をクロードチャンバー法で測定し、同時に 4 cm 深地温 (T_s) と 10 cm 深 WFPS を測定した。積算全沈下 (CS_T) と地下水位 (GWL) は各地点に設置した PVC パイプからコンベックスで測定した。SR・HR 速度と再湿潤化の関係を解析するため、第4章 4.2.3 と同様に地下水位変化方向を GWL の変化速度から定義した。

A1, B, N でボーリング調査を行い、10 cm 間隔で試料を採取した。ボーリングで採取した試料の容積重 ($BD, g\ cm^{-3}$) および全有機態炭素含量 ($TOC, g\ C\ g^{-1}$) は第3章 3.4 で説明したように測定した。A2 の BD および TOC は APRIL 社が測定したアカシア区画多点ボーリング調査の結果を用いた。

積算全沈下 (CS_T) と調査開始からの経過日数との原点通過線形回帰を行い、その傾きを沈下速度 (S_{IR}) とした。

6.2.3 正味炭素損失の推定

生態学的手法による正味炭素損失 ($NCL, kg\ C\ m^{-2}\ yr^{-1}$) は、第3章 3.8.1 で説明したように、積算 HR と積算落葉落枝との差で評価した。

沈下法による NCL は、第3章 3.8.2 で説明したように、排水直前と現在との土壌炭素現存量の減少速度で求めた。この沈下法で用いる沈下速度に上記で求めた S_{IR} を用いた。

6.2.4 統計的検定

SR および HR の正規性検定には Shapiro-Wilk 検定を用いた。GWL および HR の地点間差には一元配置分散分析を行い、多重比較に Tukey-Kramer 法を用いた。 BD および TOC の地点間・深度間差は二元配置分散分析と Tukey-Kramer 法で検定した。HR の制限要因を探るため、GWL, T_s , 相対湿度, 調査前3日間の降水量を説明変数とした、AIC (Akaike 1987) を基準とするステップワイズ重回帰分析を行った。説明変数の共線性が高いときは ($VIF > 10$), 精度の高い説明変数を選んだ。以上の統計的計算は R ソフトウェア (R Development Core Team 2015; Version 3.3.1) で行った。

6.3 結果

6.3.1 降水量

降水量は1月(小乾季)および6-8月(大乾季)に少なかった(図6.2)。年降水量は2333 mm(2012年)および2174 mm(2013年)だった。

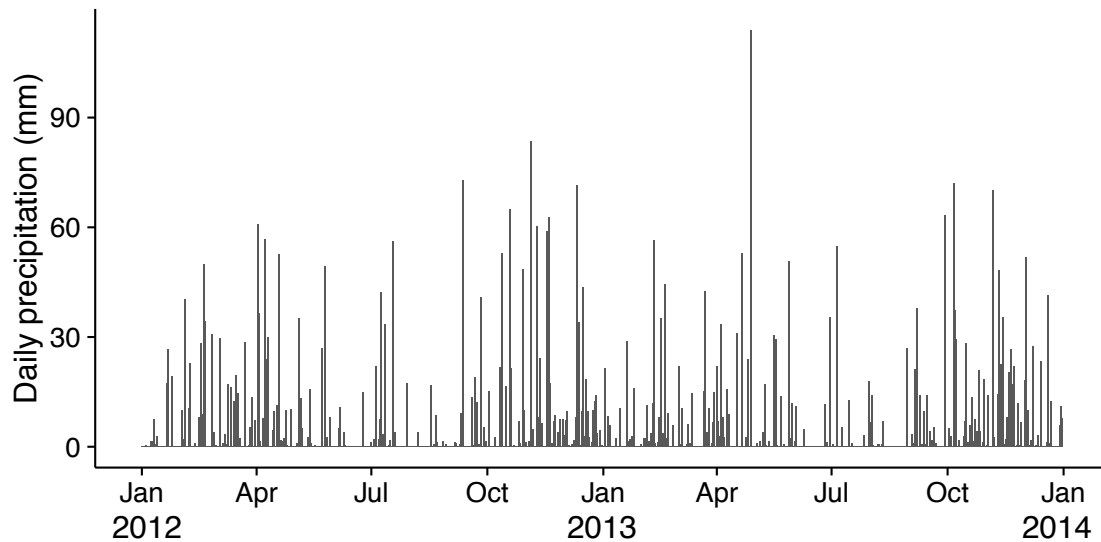


図 6.2 ムランティ農園の日降水量。

Fig. 6.2 Daily precipitation in Meranti estate.

6.3.2 地下水位

地下水位 (GWL, 正值は湛水を示す) は-1.2 m から-0.1 m で変動した(図6.3)。GWLは地点間で有意に異なり ($P < 0.001$), A2で最も深く, BおよびNで最も浅かった(表6.1)。A1およびA2ではほとんどの場合で雨季の目標水位範囲内に収まっていた(図6.3)。しかし, 2012年乾季のA2では雨季の目標水位を下回り, 深いGWLを記録した。

GWL変化速度から地下水位変化方向を定めた結果, 大乾季始め(6月)に乾燥化が続き, 大乾季終わり(7月下旬)に再湿潤化が訪れる傾向にあった(図6.3)。雨季はGWLが上昇・下降しており, 乾燥化・再湿潤化・安定はおおよそ同数存在した(図6.3)。

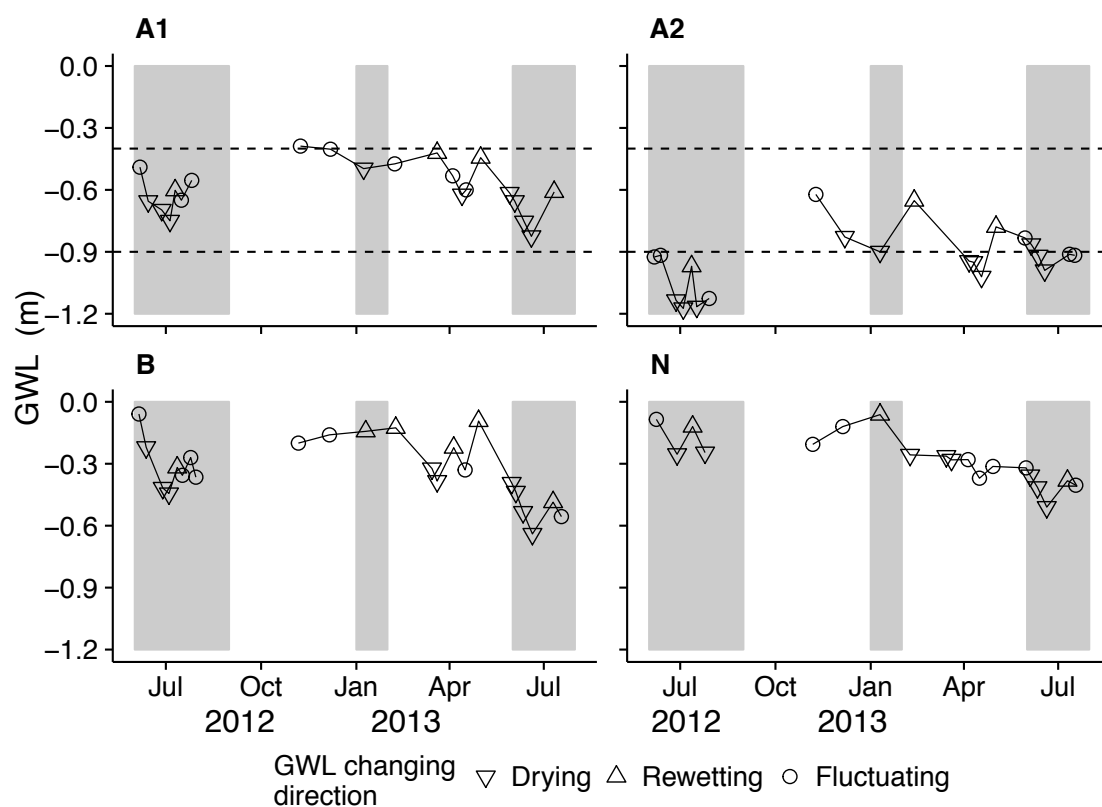


図 6.3 調査地の地下水位 (GWL) の経時変化。灰色の領域は乾季を示す。破線はアカシアプランテーションにおける雨季の目標地下水位。

Fig. 6.3 Time series of groundwater level (GWL). Gray area show the dry season. Dashed lines show the target GWL in the rainy season in the *Acacia* plantation.

表 6.1 各地点の標本数 (n), 地温 (T_s), 地下水位 (GWL), water-filled pore space (WFPS), 相対湿度 (ARH) (平均値 \pm 標準偏差)。同じ文字は有意差がないことを示す ($P < 0.05$)。

Table 6.1 Sample size (n), soil temperature (T_s), groundwater level (GWL), water-filled pore space (WFPS), atmospheric relative humidity (ARH) in each plot (mean \pm standard deviation). Values with the same letter are not significantly different ($P < 0.05$).

Plot	n	T_s ($^{\circ}\text{C}$)		GWL (m)		WFPS ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)		ARH (%)	
A1	21	27.9 ± 1.3	ab	-0.58 ± 0.12	a	0.20 ± 0.08	c	65.8 ± 9.6	b
A2	21	27.0 ± 1.3	bc	-0.93 ± 0.15	a	0.56 ± 0.09	b	69.1 ± 8.4	b
B	23	29.1 ± 2.4	a	-0.33 ± 0.16	b	0.85 ± 0.10	a	58.1 ± 8.9	c
N	19	25.9 ± 0.8	c	-0.28 ± 0.12	c	0.82 ± 0.06	a	78.1 ± 4.9	a

6.3.3 地温と相対湿度

全地点で、地温 (T_s) は 23.8–34.0°C で、相対湿度は 38.8–93.3% でそれぞれ変動した。 T_s および相対湿度は地点間で有意に異なり (どちらも $P < 0.001$)、最も高い T_s と最も低い相対湿度は林冠のまだ閉じていない B で、最も低い T_s と最も高い相対湿度は林冠の発達した N でそれぞれ見られた (表 6.1)。

6.3.4 WFPS

全地点で WFPS は 0.04–1.0 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ で変動した。WFPS は地点間に有意に異なり ($P < 0.001$)、A1 で最も低く、B と N で最も高かった (表 6.1)。A2, B, N には WFPS と GWL の間に有意な正の相関があったが、A1 にはなかった (図 6.4)。

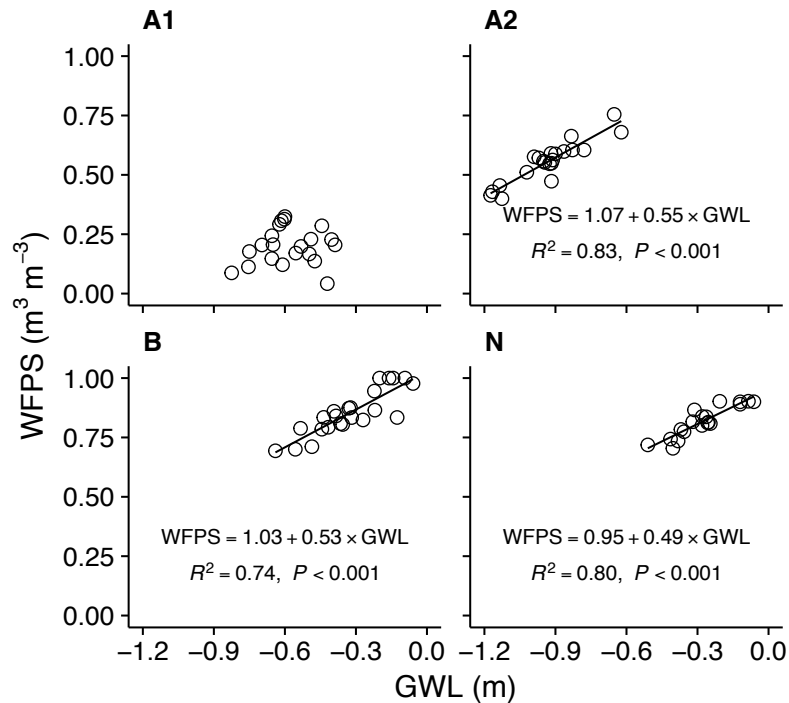


図 6.4 調査地における深さ 10 cm の土壌水分 (WFPS) と地下水位 (GWL) の関係。

Fig. 6.4 The relationship between water-filled pore space (WFPS) in 10-cm depth and groundwater level (GWL).

6.3.5 土壌呼吸速度と従属栄養呼吸速度

全地点の SR 速度と HR 速度はそれぞれ 8–3010 $\text{mg C m}^{-2} \text{h}^{-1}$ 、8–1390 $\text{mg C m}^{-2} \text{h}^{-1}$ で変動した (図 6.5)。最大の HR 速度 (図 6.5 の矢印 1) は A1 で再湿潤化時に観測され、最大 SR 速度はその次の観測時 (15 日後, 図 6.5 の矢印 2) に同じ A1 で観測された。そこで、第 4 章と同様に SR 速度と HR 速度について地下水位変化方向の多重比較を行っ

た (表 6.2)。しかし、SR 速度と HR 速度でそれぞれ、乾燥化と再湿潤化に有意差はなかった。積算 SR と積算 HR はそれぞれ地点間に有意な差があり (どちらも $P < 0.001$)、どちらも A1 で最も高く、B で最も小さかった (表 6.3)。

各地点で、SR 速度・HR 速度と GWL, T_s , 相対湿度, WFPS との重回帰分析を行った結果、各地点の SR 速度・HR 速度は深い GWL, 高い T_s , 低い相対湿度, 低い WFPS で増大した (表 6.4)。

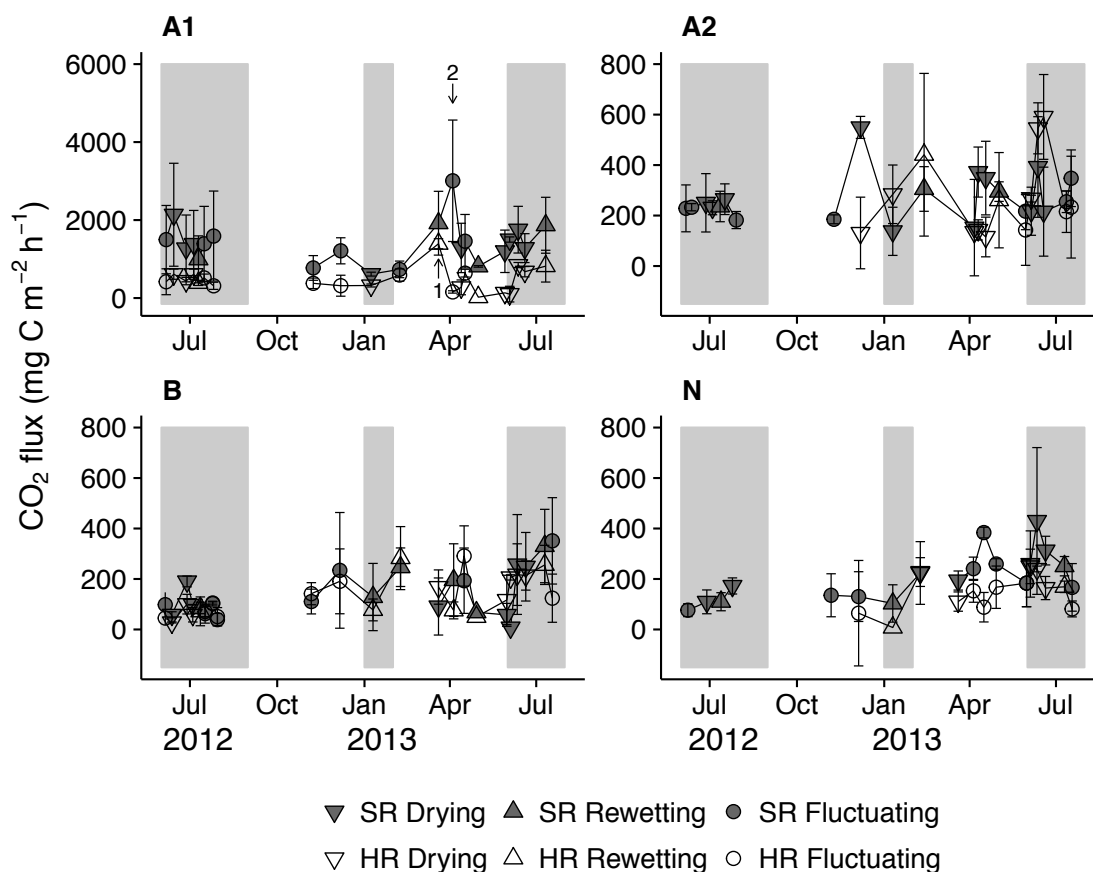


図 6.5 調査地の CO_2 flux (土壌呼吸 SR と従属栄養呼吸 HR) の経時変化。灰色の領域は乾季を示す。エラーバーは標準偏差を示す。A1 の矢印 1 は HR の最大を、矢印 2 は SR の最大をそれぞれ示す。

Fig. 6.5 Time series of CO_2 flux (soil respiration (SR) and heterotrophic respiration (HR)) in each plot. Gray area show the dry season. Error bars show the standard deviations. The arrow 1 shows the maximum HR in A1, and the arrow 2 shows the maximum SR in A1, respectively.

表 6.2 CO₂ flux (土壌呼吸速度と従属栄養呼吸速度) の乾燥化・再湿潤化・安定間の比較。値は平均±標準偏差 (標本数) で, 同じ文字は互いに有意差がない事を示す ($P < 0.05$)。

Table 6.2 Comparison of CO₂ flux (soil respiration (SR) and heterotrophic respiration (HR) rate) among drying, rewetting and fluctuating. Values show mean ± standard deviation (sample size), and values with the same letters are not significantly different ($P < 0.05$).

地点 Plot	CO ₂ flux (mg C m ⁻² h ⁻¹)					
	乾燥化 Drying		再湿潤化 Rewetting		安定 Fluctuating	
<i>土壌呼吸速度 SR rate</i>						
A1	1381 ± 415 (9)	a	1397 ± 577 (4)	a	1458 ± 705 (8)	a
A2	285 ± 121 (11)	b	279 ± 37 (3)	b	235 ± 56 (7)	b
B	126 ± 94 (8)	b	176 ± 101 (6)	b	149 ± 104 (8)	b
N	243 ± 105 (7)	b	155 ± 83 (3)	b	197 ± 96 (8)	b
<i>従属栄養呼吸速度 HR rate</i>						
A1	446 ± 257 (9)		655 ± 590 (4)		416 ± 160 (8)	
A2	276 ± 191 (8)		351 ± 127 (2)		197 ± 47 (3)	
B	139 ± 74 (8)		136 ± 104 (6)		127 ± 82 (8)	
N	198 ± 59 (5)		88 ± 114 (2)		123 ± 51 (6)	

表 6.3 各地点の年積算土壌呼吸 (SR), 年積算従属栄養呼吸 (HR), 年積算落葉落枝 (kg C m⁻² yr⁻¹, 平均値 ± 標準偏差)。積算 SR, 積算 HR それぞれで同じ文字は有意差がないことを示す ($P < 0.05$)。

Table 6.3 Annual cumulative soil respiration (SR), heterotrophic respiration (HR) and litter fall (kg C m⁻² yr⁻¹, mean ± standard deviation). Values with the same letters are not significantly different ($P < 0.05$).

地点 Plot	積算 SR Cumulative SR		積算 HR Cumulative HR		積算落葉落枝 Cumulative litter fall
A1	10.89 ± 3.60	a	4.26 ± 0.26	a	0.30
A2	2.27 ± 0.33	b	2.21 ± 0.85	b	
B	1.08 ± 0.53	b	1.26 ± 0.29	b	No litter fall
N	1.63 ± 0.31	b	0.99 ± 0.15	b	0.28

表 6.4 対数変換土壌呼吸速度 (SR rate) および従属栄養呼吸速度 (HR rate) ($\text{mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) を目的変数としたステップワイズ重回帰分析の結果。説明変数として地温 (T_s , °C), 地下水位 (GWL, m) 土壌水分 (WFPS, $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), 大気相対湿度 (ARH, %) を用いた。

Table 6.4 Stepwise multiple regression analysis for log-transformed soil respiration (SR) and heterotrophic respiration (HR) rate ($\text{mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) using soil temperature (T_s , °C), groundwater level (GWL, m), water-filled pore space (WFPS, $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), atmospheric relative humidity (ARH, %) as explanatory variables.

地点	回帰式	<i>P</i>	<i>R</i> ²
Plot	Regression equation		
<i>For ln(SR rate)</i>			
A1	$8.11 - 1.02 \times \text{GWL} - 0.022 \times \text{ARH}$	< 0.05	0.40
A2	No variables are selected.		
B	$9.53 - 0.023 \times \text{ARH} - 3.77 \times \text{WFPS}$	< 0.05	0.27
N	$-2.58 + 0.26 \times T_s - 3.57 \times \text{GWL}$	< 0.001	0.78
<i>For ln(HR rate)</i>			
A1	$7.45 - 7.31 \times \text{WFPS}$	< 0.001	0.43
A2	$6.73 - 5.91 \times \text{WFPS}$	< 0.01	0.43
B	$9.27 - 0.037 \times \text{ARH} - 2.65 \times \text{WFPS}$	< 0.01	0.31
N	$4.40 - 1.84 \times \text{GWL}$	0.07	0.17

6.3.6 容積重および全有機態炭素含量

土壌断面における容積重 (BD) の変化を図 6.6 に示す。N では 50–70 cm 深にかけて空間があり、試料が採取できなかった。そのため、すべての地点で 50 cm 以浅を表層土壌、70 cm 以深を下層土壌とした。BD は A1 で B や N よりも有意に大きかったが ($P < 0.001$), 深さの間には有意な差はなかった (表 6.4)。一方、全有機態炭素含量は地点・深さでほとんど変化せず、全地点・全深度の平均は 0.58 g C g^{-1} だった。

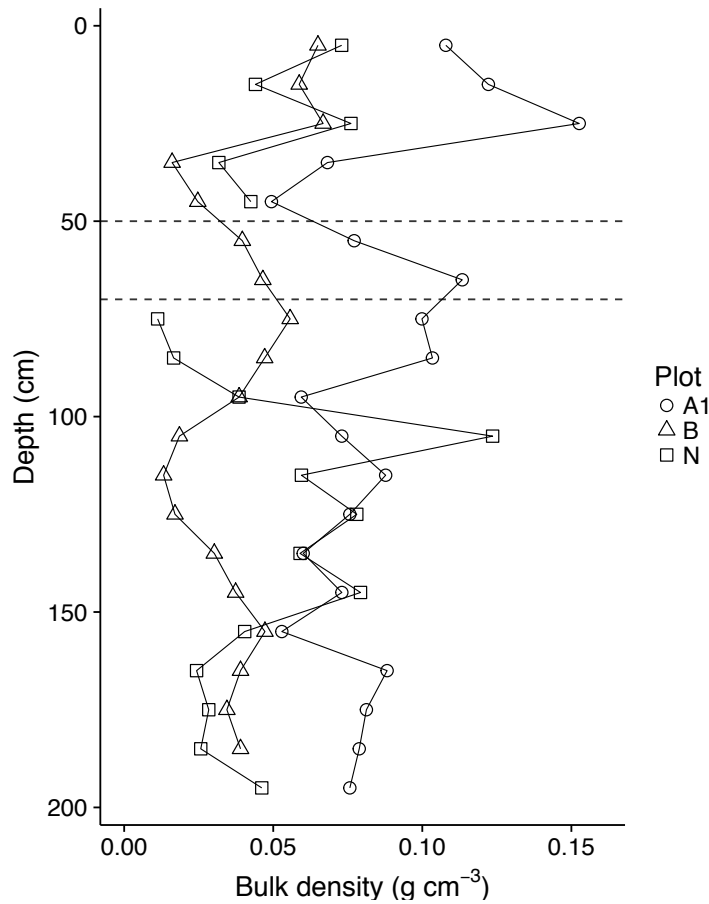


図 6.6 土壌断面における容積重。破線は自然林 (N) で試料が欠損した深さで、このことから、50 cm 以浅を表層土壌、70 cm 以深を下層土壌とした。

Fig. 6.6 Bulk density through soil profile. Dashed lines show the depths in which the peat soils could not be taken, so that topsoils are above 50 cm depth, and subsoils are below 70 cm depth, respectively.

表 6.5 調査地の容積重 (BD) の平均値 ± 標準偏差 (標本数)。同じ文字は有意差がないことを示す ($P < 0.05$)。

Table 6.5 Bulk density (BD) in each plot (mean ± standard deviation (sample size)). Values with the same letter are not significantly different ($P < 0.05$).

地点 Plot	BD (g cm^{-3})			
	表層 Topsoil		下層 Subsoil	
A1	0.100 ± 0.042 (5)	a	0.080 ± 0.017 (15)	ab
A2	0.14		0.10	
B	0.046 ± 0.024 (5)	bc	0.036 ± 0.012 (14)	c
N	0.053 ± 0.020 (5)	bc	0.049 ± 0.031 (13)	c

6.3.7 積算全沈下と沈下速度

積算全沈下 (CS_T) はすべての地点で起こった (図 6.7)。 CS_T と GWL の関係を見たところ, B と N では CS_T と GWL の間に有意な正の相関があったが (いずれも $P < 0.001$), A1 と A2 では見られなかった (図 6.7)。

図 6.7 における原点回帰式の傾きを不可逆沈下速度 (S_{IR}) とした。 S_{IR} は地点間で有意に異なり ($P < 0.001$), A2 で最も大きく ($9.2 \pm 0.8 \text{ cm yr}^{-1}$), 次いで A1 ($6.9 \pm 0.5 \text{ cm yr}^{-1}$), 最後に B ($3.0 \pm 0.5 \text{ cm yr}^{-1}$) および N ($3.1 \pm 0.5 \text{ cm yr}^{-1}$) で最も小さかった (すべて平均値 \pm 標準偏差)。この S_{IR} は各地点の平均 GWL と有意な負の相関があった (図 6.8)。

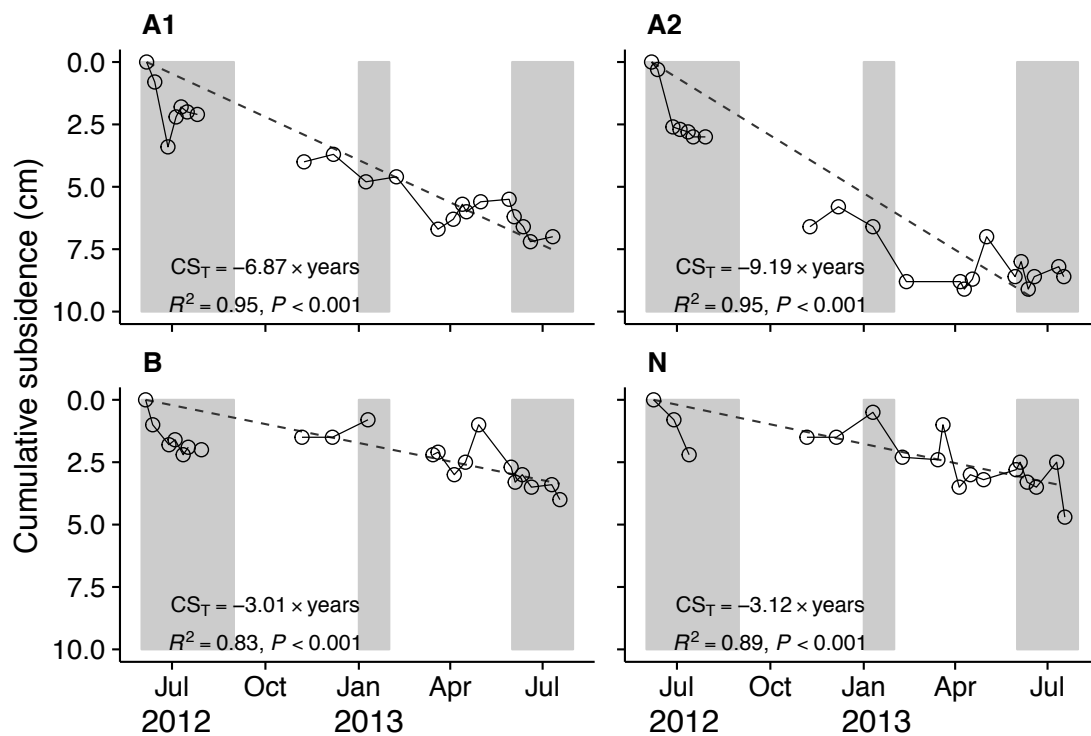


図 6.7 調査地における積算全沈下 (CS_T)。灰色の領域は乾季を示す。破線は CS_T とサンプリング開始からの経過日数との原点回帰を表し, その傾きは不可逆沈下速度 (S_{IR}) を示す。

Fig. 6.7 Cumulative subsidence in each plot. The open circles show the observed cumulative total subsidence (CS_T), and the dashed lines show the regression lines whose slope is the irreversible subsidence rate (S_{IR}).

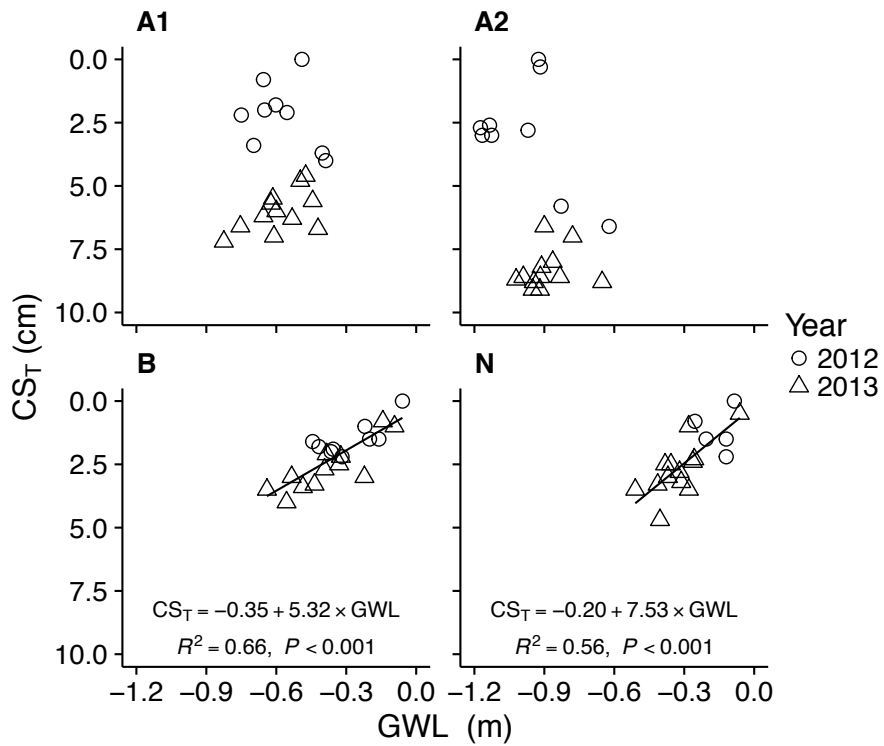


図 6.8 各地点の積算全沈下 (CS_T) と地下水位 (GWL) の関係。

Fig. 6.8 The relationship between the cumulative total subsidence (CS_T) and groundwater level (GWL).

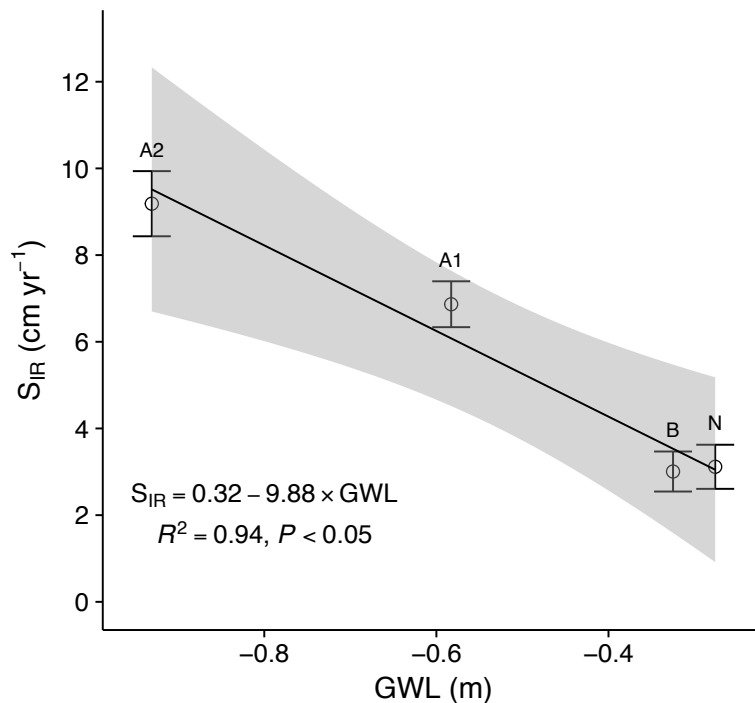


図 6.9 不可逆沈下速度 (S_{IR}) と平均地下水位 (GWL) の関係。灰色領域は 95%信頼区間を示す。

Fig. 6.9 The relationship between the irreversible subsidence rate (S_{IR}) and the mean groundwater level (GWL) in each plot. The grey area shows the 95% confidence interval of the regression.

6.3.8 正味炭素損失

生態学的手法による NCL は地点間で有意に異なり ($P < 0.001$), A1 で最も大きく ($3.97 \pm 0.26 \text{ kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$), N で最も小さかった ($0.71 \pm 0.15 \text{ kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, 表 6.6)。また, 生態学的手法による NCL は積算 HR と有意な正の相関があった (図 6.10)。

一方, 沈下法では不確実性が大きく, 有意な地点間差は見つからなかった (表 6.6)。しかし A1 および A2 で炭素損失が大きい傾向があった。生態学的手法と沈下法の差分も不確実性の大きさから有意差は見つからなかったが, A2 を除いて生態学的手法で沈下法より大きい傾向があった。

表 6.6 生態学的手法と沈下法による正味炭素損失 (NCL) の比較。値は平均値 \pm 標準偏差で, 同じ文字は互いに有意差がないことを示す ($P < 0.05$)。

Table 6.6 Comparison of net carbon loss (NCL) between biometric and subsidence method. Values show the mean \pm standard deviation, and values with the same letters are not significantly different ($P < 0.05$).

地点 Plot	NCL ($\text{kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)		
	生態学的手法 Biometric method (A)	沈下法 Subsidence method (B)	手法間差 Difference of method (= A - B)
A1	3.97 ± 0.26 a	1.73 ± 7.01	2.24 ± 4.11
A2	1.91 ± 0.86 b	2.80 ± 7.16	-0.89 ± 4.20
B	1.26 ± 0.29 b	-0.12 ± 3.40	1.38 ± 2.00
N	0.71 ± 0.15 b	0.52 ± 4.85	0.20 ± 2.84

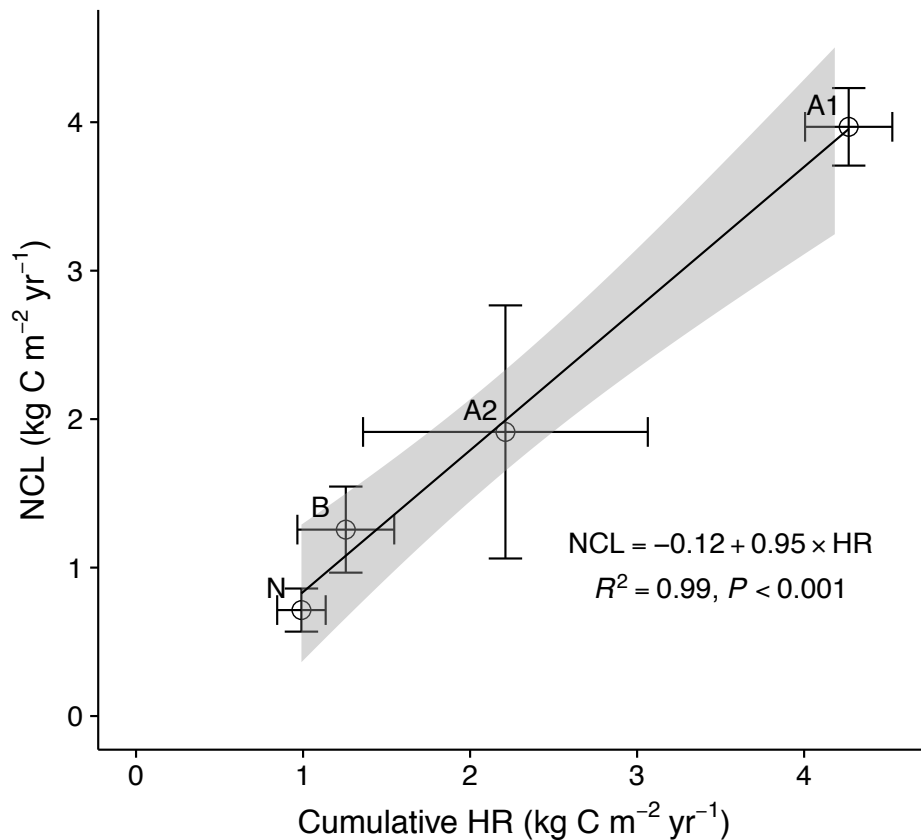


図 6.10 積算従属栄養呼吸 (HR) と生態学的手法による正味炭素損失 (NCL) の関係。エラーバーは標準偏差を示し、灰色領域は回帰直線の 95%信頼区間を表す。

Fig. 6.10 The relationship between cumulative heterotrophic respiration (HR) and net carbon loss (NCL) estimated by the biometric method. Error bars show the standard deviation, and the gray area shows the 95% confidence interval of the regression.

6.4 考察

6.4.1 泥炭沈下の制限要因

すべての地点で調査開始からの経過日数と積算全沈下 (CS_T) の間に有意な負の相関があり (図 6.7), 不可逆沈下速度 (S_{IR}) を計算できた。また, 各地点の S_{IR} と GWL の間には有意な負の相関があった (図 6.9)。これらの結果は, すべての地点で泥炭沈下が起こっており, それは GWL の低下により促進されることを示唆している。

B と N では CS_T と GWL の間に有意な正の相関があった (図 6.8)。このことは B と N で起こった沈下は主として可逆的な地表面摂動により起こっていることを示唆する (Price and Schlotzhauer 1999; Fritz *et al.* 2008)。一方, A1 と A2 では CS_T と GWL の間には

有意な相関関係がなかった (図 6.8)。また、A1 において容積重 (BD) は B と N より有意に高かった (表 6.5)。これらの結果は A1 と A2 の沈下は主として不可逆的な沈下により起こっていることを示唆している。A2 で A1 より S_{IR} が高かったのは、GWL が A2 で深かったためだと考えられる (表 6.1, 図 6.9)。A1 では GWL が雨季の目標水位 (-0.9 m から -0.4 m) の範囲内に収まっていたが、A2 では目標水位を下回ることがあった (図 6.3)。これは A2 が等高線と垂直な水路に挟まれたところに位置したので、A1 より多く排水されたためだと考えられる。

6.4.2 土壌呼吸および従属栄養呼吸の制限要因と再湿潤化の影響

各地点の土壌呼吸 (SR) 速度と従属栄養呼吸 (HR) 速度は地温 (T_s) の上昇, GWL の低下, 相対湿度の低下, WFPS の低下により促進された (表 6.4)。地温の上昇および GWL の低下による SR 速度および HR 速度の促進はよく知られている (Couwenberg *et al.* 2010; Jauhiainen *et al.* 2014)。また、相対湿度の低下と WFPS の低下による SR 速度と HR 速度の促進はどちらも乾燥が SR 速度と HR 速度を促進したことを示唆している。

A1 と A2 の HR 速度は共に低い WFPS で有意に高くなり (表 6.4), また、平均 WFPS は A2 で A1 より高かった (表 6.1)。これらの結果から、A1 で A2 より高い積算 HR は A1 の低い WFPS による結果かもしれない。低い WFPS は土壌の乾燥とガス拡散の増大により、SR 速度および HR 速度を促進することが熱帯泥炭地でも知られている (Melling *et al.* 2005)。一方、GWL は A1 で A2 より高かった (表 6.1, 図 6.3)。A1 は WFPS と GWL の間に有意な相関は見られなかったことから (図 6.4), A1 では毛管連絡が切断されたため、GWL が高い雨季でも WFPS が低く保たれたのだろう。一方、A2 では容積重 (BD) が A1 より大きく (表 6.5), また WFPS と GWL に有意な正の相関が見られたことから (図 6.4), A2 では毛管孔隙が増加し、表層への毛管上昇が保たれた可能性がある。したがって、本研究地では GWL よりも WFPS の上昇によって HR 速度を抑制できるだろう。

SR 速度と HR 速度を乾燥化・再湿潤化・安定で分けて多重比較を行ったが、有意差はなかった (表 6.2)。第 4 章では再湿潤化による SR 速度の促進が起こったのは、GWL の上昇に伴い再湿潤化し、WFPS が $0.75 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 以上になった耕作地のみだった。一方、A1 と A2 の平均 WFPS はそれぞれ $0.21 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $0.56 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ で、 $0.75 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ より低かった (表 6.1)。そのため A1 と A2 では、GWL が上昇しても表層土壌が十分に再湿潤化されなかったかもしれない。A1 では上記のように毛管連絡の切断により、GWL の上昇が表層土壌水分の上昇につながらなかったためだと考えられる。一方、A2 では GWL の上昇により表層への毛管上昇が保たれただろうが、深い平均 GWL により (表 6.1) 表層土

壤の WFPS は十分に上昇しなかったのが原因だろう。

6.4.3 正味炭素損失

生態学的手法による NCL は A1 で有意に最も高かった (表 6.6)。また、生態学的手法による NCL は積算 HR と有意な正の相関があった (図 6.10)。したがって、A1 の高い NCL は A1 の高い HR 速度 (表 6.3) によるものだと考えられる。上記のように HR は高い WFPS により抑制されることから、表層土壌の WFPS を高く保つことで NCL を抑制できるかもしれない。

一方、B や N でも NCL が起こっていた (表 6.6)。これは B や N で乾季に GWL が深くなり (図 6.3)、HR 速度が促進されたためだと考えられた。実際に、回帰分析の結果、B では GWL と有意な正の相関のある WFPS の低下で (図 6.4)、N では深い GWL でそれぞれ HR 速度が促進される (表 6.4)。Hergoualc'h and Verchot (2011) はメタ解析により熱帯泥炭地上の自然林において土壌表面の正味炭素収支を評価し、自然林では $0.10 \pm 0.17 \text{ kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ の炭素を正味吸収していると推定した。これは本研究の N における NCL ($0.71 \pm 0.15 \text{ kg C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) と有意に異なる。N にはアカシア区画のような水路は掘削されていないが、2009 年の営農権取得前の 2001 年から違法な択伐が行われ、小規模な水路が掘削された (Bathgate and Rachmady 2012)。Yupi *et al.* (2016) は本調査地の地点 N の近くの MD ($41.6\text{--}55.5 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) で、より自然状態に近い TR ($26.2\text{--}34.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) より高い全有機態炭素の河川負荷量を報告し、MD の高い炭素負荷量は過去の違法択伐と小規模水路の掘削により沈下が進行し、有機態炭素が洗脱されやすくなったためだろうと述べた。本研究の N においても、過去に掘削された小規模水路により GWL が低下し、NCL が起こったかもしれない。

沈下法による NCL は不確実性が大きく、地点間差は見られなかった。これは表層土と下層土で BD に有意差がなかったため (表 6.5)、BD の不確実性が NCL の不確実性に大きく表れたためだと考えられた。BD が表層土と下層土で有意差がなかったのは、本調査地が排水され始めてまだ 4 年しか経過しておらず、泥炭沈下が十分進行していないためだと考えられた。

6.5 結論

本研究は等高線に平行な水路によって水位を管理した熱帯泥炭地において、泥炭ドーム頂上に残した自然林とプランテーション区画の排水初期沈下速度と NCL を評価した。沈下速度は GWL の低下により促進された。一方、NCL は大きな HR により増大し、HR は表層土壌の WFPS の低下により促進された。本研究地では再湿潤化により WFPS が

十分上昇しなかったため、乾土効果による SR と HR の促進は見られなかった。

第7章 総合考察

本研究ではインドネシアの熱帯泥炭地における泥炭沈下と正味炭素損失を主な調査対象とした。第4章では再湿潤化を伴う乾土効果によって土壌呼吸 (SR) が促進することを示し、第5章ではアカシアプランテーションにおいて正味炭素損失 (NCL) の評価方法を検討した。第6章では第4・5章の結果を踏まえて、水管理されたアカシアプランテーションと泥炭ドーム頂上に残した自然林において沈下速度と NCL の制限要因を明らかにし、再湿潤化が SR と従属栄養呼吸 (HR) に与える影響を検討した。その結果、沈下速度、NCL、SR 速度、HR 速度には地下水位 (GWL) と表層の土壌水分 (WFPS) が重要な制限要因になっていた。そこで、本章ではまず調査地によって GWL が異なる原因を考察する。その後、沈下速度および NCL の制限要因について、次に乾土効果が SR 速度・HR 速度に与える影響について、それぞれ既往の研究結果を交えて考察する。

7.1 調査地による地下水位と土壌水分の違い

水管理されたムランティ農園におけるアカシアプランテーション (A1・A2) の平均 GWL (それぞれ -0.58 m, -0.93 m) は水管理されていないランガム農園における AP1-6 の平均 GWL (-0.48 m から -0.74 m) と比べて同程度かそれよりも深かった (表 7.1)。これは両農園の立地と気象の違いを反映しているかもしれない。両調査地は同じカンパル川流域にあるが、ムランティ農園は降水涵養性泥炭地で、洪水の影響を受けていない。一方、ランガム農園はカンパル川の氾濫原に位置し、洪水の影響を受けている。特に、ランガム農園の調査最終年 (2010 年) はラ・ニーニャ現象を記録した年で、平年よりも GWL が高かった。一方、ムランティ農園の調査年 (2012-2013 年) は平均的な年だった。それにも関わらず、ムランティ農園の年降水量 (2174-2333 mm) はランガム農園のエル・ニーニョ現象を記録した年である 2009 年の年降水量 (2260 mm) と同程度で、ランガム農園における 2008・2010 年の年降水量 (2934, 2975 mm) よりも少なかった。これらのことがムランティ農園で水管理をしているにも関わらず、ランガム農園よりも GWL が深かった理由と考えられる。

一方、年降水量 (2235 mm) が同程度のムランティ農園とカランパンガンと比較すると、ムランティ農園の自然林 N における GWL はカランパンガンにおける排水された森林 (FL1) と比べて浅かったが、カランパンガンの自然林 (FL2・FL3) よりも深かった (表 7.1)。FL1 は等高線に垂直な排水路から排水の影響を受けており、経年的に GWL が深い。一方、N には水路がなく、アカシア区画における等高線に平行な水路によって排水が抑制されていたと考えられた。そのため、N の GWL は FL1 よりも浅かったと考え

られる。一方、FL2 と FL3 は泥炭ドームの周縁部に位置しているため、降水の他に泥炭ドーム頂上や河川からの水供給があると考えられる。それに対して、N は泥炭ドーム頂上に位置しており、降水が唯一の水供給源である。そのため FL2・FL3 に比べて N は水位が下がりやすい立地にあると考えられる。

排水を行っているカラパンガンの耕作地における平均 GWL (−0.66 m から −0.93 m) はムランティのアカシア区画における平均 GWL (−0.58 m, −0.93 m) と同程度だった (表 7.1)。しかしながら、GWL の標準偏差はムランティでカラパンガンより有意に小さかった (表 7.1, F 検定, $P < 0.05$)。これはムランティのアカシア区画で雨季の GWL を目標水位以内に収め、乾季到来前に GWL を上昇させた水管理によるものだと考えられた。いっぽうで、WFPS はムランティのアカシア区画 ($0.20, 0.56 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) でカラパンガンの耕作地 ($0.61\text{--}0.69 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) より低かった。これは耕作地で石灰が施与されてきたことで孔隙率が低下したためだと考えられた。また、A1 においては WFPS と GWL の間に有意な相関がなかったことから (図 6.4)、毛管連絡の切断により WFPS が低く保たれたと考えられた。

7.2 土壌呼吸と従属栄養呼吸の制限要因

カラパンガンの耕作地では、GWL の上昇に伴う再湿潤化によって WFPS が $0.75 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 以上になったとき、SR 速度が促進され (表 4.5)、乾土効果によるものだと考えられた。しかしながら、ムランティでは乾土効果による SR 速度・HR 速度の促進は見られなかった (表 6.2)。A1 と A2 の平均 WFPS はそれぞれ $0.21 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $0.56 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ で、 $0.75 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ より低かった (表 6.1)。そのため A1 と A2 では、GWL が上昇しても表層土壌が十分に再湿潤化されなかったかもしれない。また、7.1 で上述したように、A1・A2 では水管理により A1・A2 における GWL の標準偏差はカラパンガンの耕作地よりも小さかったため、GWL がカラパンガンの耕作地ほど上昇しなかったと考えられる。一方 B と N では、WFPS は $0.75 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 以上だったが (それぞれ $0.85 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $0.82 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)、平均 GWL がカラパンガンの耕作地より浅かったことから、B と N では乾土効果があらわれるのに十分な乾燥が発生しなかったことが原因だと考えられた。

ムランティでは再湿潤化による乾土効果はみられなかったが、ムランティの A1 で最大の SR 速度と HR 速度がみられた (表 7.1)。また、各地点の平均 SR 速度・HR 速度と平均 WFPS の間には有意な負の相関がみられた (図 7.1)。このことは、A1 で最大の SR 速度と HR 速度は A1 の低い WFPS が原因であることを示唆する。WFPS の低下は土壌の乾燥とガス拡散の増大によって SR 速度・HR 速度を促進することが知られている (Melling *et al.* 2005)。そのため、本研究でも A1 における毛管連絡の切断により低く保た

れた WFPS によって, A1 における SR 速度と HR 速度が促進されたと考えられた。
このことは WFPS の上昇により SR 速度・HR 速度を抑制できることを示唆する。

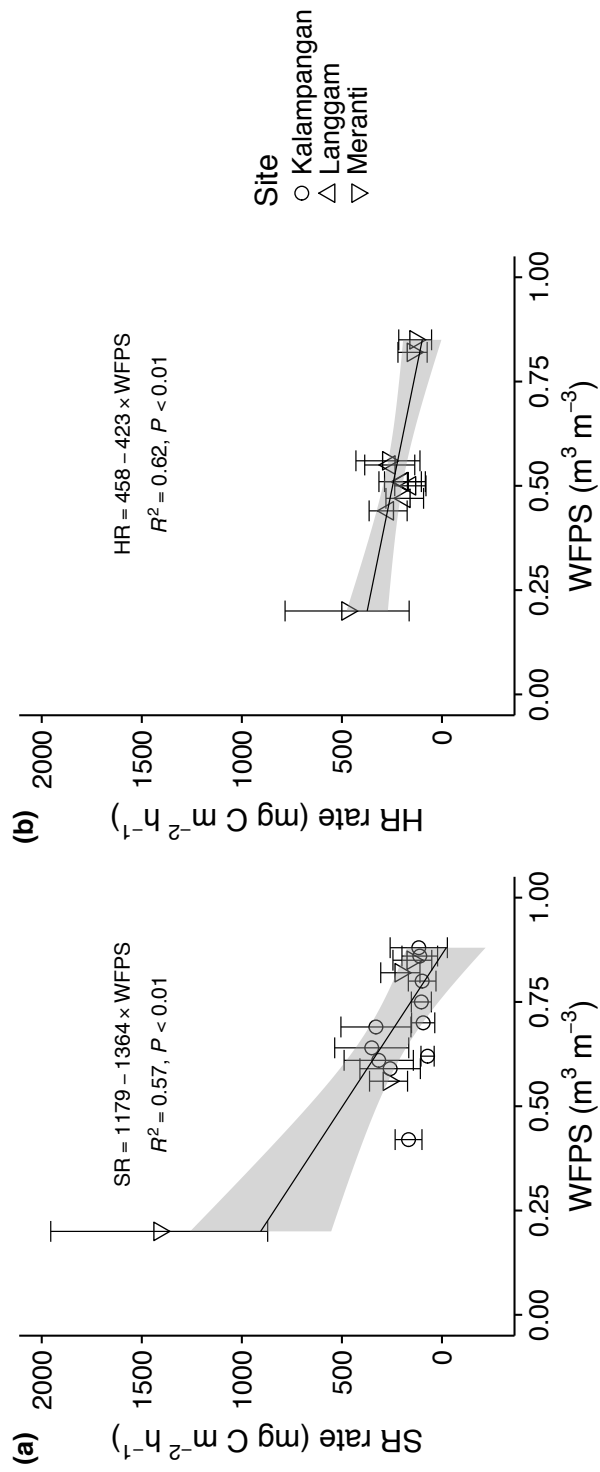


図 7.1 土壌呼吸 (SR) 速度および従属栄養呼吸 (HR) 速度と土壌水分 (WFPS) の関係。エラーバーは標準偏差を示し、灰色領域は回帰直線の 95% 信頼区間を示す。

Fig. 7.1 The relationship between soil respiration (SR) rate, heterotrophic respiration (HR) rate and water-filled pore space (WFPS). Error bars show the standard deviation, and gray area show the 95% confidence interval of the regression lines.

表 7.1 調査地点の標本数, 地下水位 (GWL), 土壤水分 (WFPS), 土壤呼吸 (SR), 従属栄養呼吸。値は平均±標準偏差。

Table 7.1 Sample size (*n*), Groundwater level (GWL), water-filled pore space (WFPS), soil respiration (SR) and heterotrophic respiration (HR) in each plot. Values show the mean ± standard deviation.

調査地	地点	標本数	地下水位	土壤水分	土壤呼吸	従属栄養呼吸
Site	Plot	<i>n</i>	GWL	WFPS	SR	HR
			(m)	(m ³ m ⁻³)	(mg C m ⁻² h ⁻¹)	
Kalampangan	BL1	58	-0.16 ± 0.25	0.80 ± 0.26	99 ± 69	
	BL2	26	-0.56 ± 0.31	0.62 ± 0.19	72 ± 33	
	BL3	31	-0.06 ± 0.28	0.88 ± 0.19	116 ± 143	
	BL4	33	-0.08 ± 0.24	0.86 ± 0.23	111 ± 89	
	CL1	141	-0.70 ± 0.28	0.64 ± 0.10	351 ± 185	
	CL2	140	-0.93 ± 0.26	0.61 ± 0.10	316 ± 173	
	CL3	141	-0.66 ± 0.23	0.69 ± 0.12	330 ± 175	
	FL1	68	-0.45 ± 0.29	0.42 ± 0.12	167 ± 67	
	FL2	46	-0.15 ± 0.27	0.70 ± 0.27	94 ± 58	
	FL3	48	-0.18 ± 0.19	0.75 ± 0.26	103 ± 50	
	GL	144	-1.08 ± 0.29	0.59 ± 0.12	259 ± 151	
Langgam	AP1	28	-0.37 ± 0.37	0.47 ± 0.34	186 ± 94	
	AP2	28	-0.45 ± 0.35	0.51 ± 0.31	195 ± 92	
	AP3	28	-0.31 ± 0.30	0.44 ± 0.37	269 ± 95	
	AP4	28	-0.34 ± 0.34	0.55 ± 0.34	261 ± 125	
	AP5	28	-0.31 ± 0.32	0.51 ± 0.35	199 ± 116	
	AP6	28	-0.44 ± 0.39	0.50 ± 0.32	158 ± 78	
Meranti	A1	22	-0.58 ± 0.12	0.20 ± 0.08	1413 ± 542	474 ± 310
	A2	22	-0.93 ± 0.15	0.56 ± 0.09	267 ± 95	270 ± 160
	B	24	-0.33 ± 0.16	0.85 ± 0.10	148 ± 97	134 ± 82
	N	20	-0.28 ± 0.12	0.82 ± 0.06	208 ± 98	147 ± 73

7.3 沈下速度の制限要因

沈下速度は小さな孔隙率により抑制され、小さな孔隙率は大きな BD を意味するため、沈下速度は大きな BD によっても抑制されることが知られている (van Asselen *et al.* 2010)。また、沈下が起こると BD はさらに増大し、沈下速度はさらに低下する。そのため、排水年数が長くなると、沈下速度は次第に抑制されていくことが知られている (Schothorst 1977; Hooijer *et al.* 2012)。

水管理されたムランティのアカシアプランテーション (A1・A2) における沈下速度は水管理されていないランガムのアカシアプランテーション (AP1–AP6) や既往の研究結果の沈下速度よりも大きかった (表 7.2, 7.3)。また、沈下速度と GWL の関係は水管理されたムランティで水管理されていないランガムや既往の研究結果よりも急だった (表 7.2, 7.3)。ムランティは 2009 年に排水が開始され、調査期間における排水年数は 4 年であるのに対して、ランガムは調査期間における排水年数は 13–15 年である。したがって、ムランティはランガムより排水年数が若かったため、沈下速度が大きかったと考えられた。また、ランガムでは洪水により堆積した土砂が孔隙を埋めて容積重 (BD) を増大させ ($0.11\text{--}0.16\text{ g cm}^{-3}$, 表 5.6), 沈下速度を抑制していると考えられた。一方、ムランティでは土砂堆積は起こっておらず、BD はランガムのものより小さい ($0.046\text{--}0.14\text{ g cm}^{-3}$, 表 6.6)。また、ムランティは既往の研究結果と比べても BD が小さい傾向にあった (表 7.2)。これらのことがムランティでランガムより沈下速度が大きかった理由だと考えられる。

Hooijer *et al.* (2012) は熱帯泥炭地のアカシアプランテーションにおいて排水初期の沈下速度を報告しており、その値は A1・A2 の約 2 倍だった (表 7.2)。ムランティの BD は Hooijer *et al.* (2012) の排水初期 BD よりも大きい傾向にある (表 7.2)。したがって、ムランティでの沈下速度は Hooijer *et al.* (2012) の結果よりも早く収束に向かっていたのかもしれない。

7.4 正味炭素損失の制限要因

生態学的手法による水管理されているムランティのアカシアプランテーション (A1・A2) における NCL は水管理されていないランガムのアカシアプランテーション (AP1–AP6) における NCL や既往の研究結果よりも大きかった (表 7.2, 7.3)。これはムランティで GWL が深かったためだと考えられた。また、ムランティの BD はランガムの BD より小さい (表 7.2, 7.3)。このことが土壌を好氣的にし、有機物分解を促進したのかもしれない。一方、ムランティの NCL は同じ排水初期にある Hooijer *et al.* (2012) の結果よりも小さかった (表 7.2)。Hooijer *et al.* (2012) の排水初期 BD はムランティの BD より

も小さい傾向にあるため、これが土壌を好気的な条件にし、有機物分解を促進したかもしれない。

表 7.2, 7.3 から GWL と NCL の関係を図 7.2a に示した。GWL と NCL の間には有意な負の相関がみられた (図 7.2a)。これは深い GWL で NCL が増大することを意味している。また、WFPS が得られるランガム農園とムランティ農園のデータのみを用いると、NCL と WFPS の間に有意な負の相関がみられた (図 7.2b)。これらの結果は GWL の上昇に伴う表層土壌水分の上昇によって NCL が抑制できることを示唆する。

一方、GWL を共変量としたときの NCL の推定手法による差 (生態学的手法と沈下法) を共分散分析で検定したところ (表 7.4), 推定手法は NCL に有意な差を与えなかった。そのため、生態学的手法と沈下法のどちらの方法を用いても、NCL を推定できることを示している。しかし第 5 章の結果から、氾濫原などの土砂堆積のある地域や排水初期沈下量データを得られない地域では過小評価の可能性があり、第 6 章の結果から、排水初期で表層と下層で BD に有意差がない地域では沈下法は不確実性が大きくなる可能性がある。しかしながら、沈下法をこれらの地域で適用した研究はまだ報告されておらず、今後の研究が期待される。

表 7.2 排水初期 (5 年未満) の熱帯泥炭地における沈下速度と正味炭素損失 (NCL) の比較。値は平均値 ± 標準偏差。

Table 7.2 Comparison of subsidence rate and net carbon loss (NCL) in tropical peatland in which the drainage is less than 5 years. Values show mean ± standard deviation.

文献	排水年数	土地利用	容積重	地下水位	沈下速度	S と GWL の関係	生態学的手法	正味炭素損失
Literature	Drainage	Land use	BD	GWL	S	Relationship between S and GWL	NCL (kg C m ⁻² yr ⁻¹)	
	(yr)		(g cm ⁻³)	(m)	(cm yr ⁻¹)		Biometric meth.	Subsidence meth.
A1 & A2 (第 6 章)	3	<i>Acacia</i>	0.100 ± 0.042	-0.76 ± 0.22	8.0 ± 1.6		2.94 ± 0.63	2.87 ± 6.34
B (第 6 章)		<i>Melaleuca</i>	0.046 ± 0.024	-0.33 ± 0.16	3.0 ± 0.5	S = 0.32 - 9.88 × GWL [†]	1.26 ± 0.29	-0.12 ± 3.40
N (第 6 章)		Forest	0.053 ± 0.020	-0.28 ± 0.12	3.1 ± 0.5		0.71 ± 0.15	0.52 ± 4.85
Hooijer <i>et al.</i> 2012	2-5	<i>Acacia</i>	0.085 ± 0.010	-0.70 ± 0.20	16.8 ± 2.8			4.85
Couwenberg and Hooijer 2013	4-7	Oil palm	0.106 ± 0.02	-0.56 ± 0.06	3.9 ± 0.5			1.76
Hergoualc'h and Verhot 2011 [‡]		Forest		-0.12 ± 0.19				-0.10 ± 0.17 [§]

BD: bulk density; GWL: groundwater level; S: subsidence rate

[†] including data in natural forest and buffer zone; [‡] meta-analysis; [§] net carbon sink

表 7.3 排水後5年以降の熱帯泥炭地における沈下速度と正味炭素損失(NCL)の比較。値は平均値 ± 標準偏差。

Table 7.3 Comparison of subsidence rate and net carbon loss (NCL) in tropical peatland in which the drainage is more than 5 years. Values show mean ± standard deviation.

文献	排水年数	土地利用	容積重	地下水位	沈下速度	S と GWL の関係	正味炭素損失	
Literature	Drainage	Land use	BD	GWL	S	Relationship between S and GWL	NCL (kg C m ⁻² yr ⁻¹)	
	(yr)		(g cm ⁻³)	(m)	(cm yr ⁻¹)	S and GWL	生態学的手法	
							Biometric meth.	
							Subsidence meth.	
API-AP6 (第5章)	13-15	<i>Acacia</i>	0.129 ± 0.025	-0.61 ± 0.22	3.0 ± 0.3	S = 0.38 - 4.91 × GWL	1.20 ± 0.29	0.43 ± 0.35
Wösten <i>et al.</i> 1997	28-42	Oil palm	0.1	-0.50 ± 0.38	2.0 ± 1.5	S = -4 × GWL		0.72 ± 0.54
Murdiyarmo <i>et al.</i> 2010 [‡]		Oil palm		-0.50			0.52 ± 0.11	
Hergoualc'h and Verhot 2011 [‡]		Oil palm		-0.60 ± 0.05			0.98 ± 0.30	
Hooijer <i>et al.</i> 2012	6-8	<i>Acacia</i>	0.075-0.15	-0.70 ± 0.20	5.0 ± 2.0	S = 1.50 - 4.98 × GWL		1.85
Couwenberg and Hooijer 2013	15-20	Oil palm	0.096 ± 0.02	-0.65 ± 0.25	3.7 ± 0.5			1.59

BD: bulk density; GWL: groundwater level; S: subsidence rate

[‡] meta-analysis

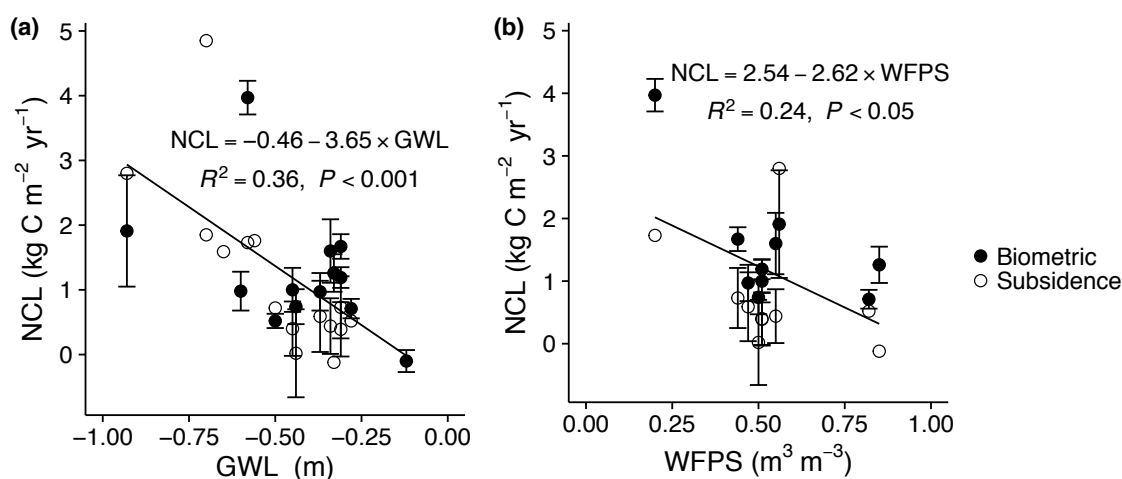


図 7.2 正味炭素損失 (NCL) と地下水位 (GWL), 土壌水分 (WFPS) の関係。エラーバーは標準偏差を示す

Fig. 7.2 The relationship between net carbon loss (NCL), groundwater level (GWL) and water-filled pore space (WFPS). Error bars show the standard deviation.

表 7.4 地下水位 (GWL) を共変量としたときの正味炭素損失 (NCL) の一元配置共分散分析。

Table 7.4 One-way analysis of covariance for net carbon loss (NCL) controlling for groundwater level (GWL).

	df	F	P
地下水位 GWL	1	16.95	< 0.001
NCL 推定手法 NCL method	1	0.77	0.39
残差 Residuals	25		

7.5 結論

GWL は調査地により異なり, GWL は立地や気象, 水管理の影響を強く受けていた。大きな BD あるいは小さな孔隙率により, 沈下速度は低下した。また, 高い GWL によっても沈下速度は低下した。そのため, BD 増大させる基盤整備, あるいは GWL を上昇する水管理によって沈下速度は抑制できるだろう。一方, 高い WFPS によって有機物分解とガス拡散が抑制され, それによって SR 速度と HR 速度は低下した。そのため, WFPS を高く保つ水管理によって SR 速度と HR 速度を抑制できるかもしれない。また, 水管理されたムランティ農園では土壌の過乾や再湿潤化が抑制され, 乾土効果が起こらなかった。そのため, GWL の変動を抑制する水管理によって, SR 速度と HR 速度を抑制できるかもしれない。さらに, GWL や WFPS の上昇によって NCL を抑制できる可能性がある。

引用文献

- Aich S, McVoy CW, Dreschel TW, Santamaria F 2013: Estimating soil subsidence and carbon loss in the Everglades Agricultural Area, Florida using geospatial techniques. *Agric. Ecosyst. Environ.*, **171**, 124–133.
- Akaike H 1987: Factor analysis and AIC. *Psychometrika*, **52**, 317–332.
- Ambak K, Tadano T 1991: Effect of micronutrient application on the growth and occurrence of sterility in barley and rice in a Malaysian deep peat soil. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **37**, 715–724.
- Anderson JAR 1964: The structure and development of the peat swamps of Sarawak and Brunei. *J. Trop. Geogr.*, **18**.
- Arai H, Hadi A, Darung U, Limin SH, Takahashi H, Hatano R, Inubushi K 2014: Land use change affects microbial biomass and fluxes of carbon dioxide and nitrous oxide in tropical peatlands. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **60**, 423–434.
- Arino O, Casadio S, Serpe D 2012: Global night-time fire season timing and fire count trends using the ATSR instrument series. *Remote Sens. Environ.*, **116**, 226–238.
- van Asselen S 2011: The contribution of peat compaction to total basin subsidence : implications for the provision of accommodation space in organic-rich deltas. *Basin Res.*, **23**, 239–255.
- van Asselen S, Stouthamer E, Smith ND 2010: Factors controlling peat compaction in alluvial floodplains: A case study in the cold-temperate cumberland marshes, Canada. *J. Sediment. Res.*, **80**, 155–166.
- Bathgate J, Rachmady R 2012: Recent history of a modified peat dome, Coastal Riau, Sumatra. *In: 14th International Peat Congress*, pp. 180–215. Stockholm, Sweden.
- Berry PL, Poskitt TJ 1972: The consolidation of peat. *Géotechnique*, **22**, 27–52.
- Beven K, Germann P 1982: Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*, **18**, 1311–1325.
- Birch HF 1958: The effect of soil drying on humus decomposition and nitrogen availability. *Plant Soil*, **10**, 9–31.
- Borken W 1999: A climate change scenario for carbon dioxide and dissolved organic carbon fluxes from a temperate forest soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **63**, 1848–1855.
- Borken W, Davidson EA, Savage K, J G, Trumbore SE 2003: Drying and wetting effects on carbon dioxide release from organic horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **67**, 1888–1896.
- Cable JM, Ogle K, Williams DG, Weltzin JF, Huxman TE 2008: Soil texture drives responses

- of soil respiration to precipitation pulses in the Sonoran Desert: Implications for climate change. *Ecosystems*, **11**, 961–979.
- Cecil CB, Dulong FT, Cobb JC, Supardi 1993: Allogenic and autogenic controls on sedimentation in the central Sumatra basin as an analogue for Pennsylvanian coal-bearing strata in the Appalachian basin. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **286**, 3–22.
- Chen X, Hu Q 2004: Groundwater influences on soil moisture and surface evaporation. *J. Hydrol.*, **297**, 285–300.
- Clark JS, Ferraz GA, Oguge N, Hays H, DiCostanzo J 2005: Hierarchical Bayes for structured, variable populations: From recapture data to life-history prediction. *Ecology*, **86**, 2232–2244.
- Comeau L, Hergoualc K, Hartill J, Smith J, Verchot L V, Peak D, Mohammad A 2016: How do the heterotrophic and the total soil respiration of an oil palm plantation on peat respond to nitrogen fertilizer application? *Geoderma*, **268**, 41–51.
- Commercial Advisory Foundation in Indonesia 1996: Presidential Decree No. 82/1995 on peat land development for food crop agriculture in Central Kalimantan. *War. C. A. F. I.*, **28**, 1–4.
- Couwenberg J, Dommain R, Joosten H 2010: Greenhouse gas fluxes from tropical peatlands in south-east Asia. *Glob. Chang. Biol.*, **16**, 1715–1732.
- Couwenberg J, Hooijer A 2013: Towards robust subsidence-based soil carbon emission factors for peat soils in south-east Asia , with special reference to oil palm plantations. *Mires Peat*, **12**, 1–13.
- Davidson E, Verchot L, Cattanio J, Ackerman I, Carvalho J 2000: Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia. *Biogeochemistry*, **48**, 53–69.
- Deverel SJ, Leighton DA 2010: Historic, recent, and future subsidence, Sacramento-San Joaquin Delta, California, USA. *San Fr. Estuary Watershed Sci.*, **8**.
- Estop-Aragonés C, Blodau C 2012: Effects of experimental drying intensity and duration on respiration and methane production recovery in fen peat incubations. *Soil Biol. Biochem.*, **47**, 1–9.
- FAO 2015: Global Forest Resources Assessment 2015 How are the world’s forests changing?, Second edi. Food and Agriculture Organization of the United Nations: Rome.
- Fenner N, Freeman C 2011: Drought-induced carbon loss in peatlands. *Nat. Geosci.*, **4**, 895–900.

- Fierer N, Allen AS, Schimel JP, Holden PA 2003: Controls on microbial CO₂ production: a comparison of surface and subsurface soil horizons. *Glob. Chang. Biol.*, **9**, 1322–1332.
- Fritz C, Campbell DI, Schipper LA 2008: Oscillating peat surface levels in a restiad peatland, New Zealand—magnitude and spatiotemporal variability. *Hydrol. Process.*, **22**, 3264–3274.
- Furukawa Y, Inubushi K, Ali M, Itang AM, Tsuruta H 2005: Effect of changing groundwater levels caused by land-use changes on greenhouse gas fluxes from tropical peat lands. *Nutr. Cycl. Agroecosystems*, **71**, 81–91.
- Gambolati G, Putti M, Teatini P, Gasparetto Stori G 2006: Subsidence due to peat oxidation and impact on drainage infrastructures in a farmland catchment south of the Venice Lagoon. *Environ. Geol.*, **49**, 814–820.
- Gelman A 2006: Prior distributions for variance parameters in hierarchical models. *Bayesian Anal.*, **1**, 515–533.
- Gelman A, Rubin DB 1992: Inference from iterative simulation using multiple sequences. *Stat. Sci.*, **7**, 457–511.
- van Gestel M, Merckx R, Vlassak K 1993: Microbial biomass responses to soil drying and rewetting: The fate of fast- and slow-growing microorganisms in soils from different climates. *Soil Biol. Biochem.*, **25**, 109–123.
- Glenn S, Heyes A, Moore T 1993: Carbon-dioxide and methane fluxes from drained peat soils, southern Quebec. *Global Biogeochem. Cycles*, **7**, 247–257.
- Goldberg SD, Gebauer G 2009: Drought turns a Central European Norway spruce forest soil from an N₂O source to a transient N₂O sink. *Glob. Chang. Biol.*, **15**, 850–860.
- Goldammer T, Blodau C 2008: Desiccation and product accumulation constrain heterotrophic anaerobic respiration in peats of an ombrotrophic temperate bog. *Soil Biol. Biochem.*, **40**, 2007–2015.
- Grønlund A, Hauge A, Hovde A, Rasse D 2008: Carbon loss estimates from cultivated peat soils in Norway: a comparison of three methods. *Nutr. Cycl. Agroecosystems*, **81**, 157–167.
- Hadi A, Inubushi K, Furukawa Y, Purnomo E, Rasmadi M, Tsuruta H 2005: Greenhouse gas emissions from tropical peatlands of Kalimantan, Indonesia. *Nutr. Cycl. Agroecosystems*, **71**, 73–80.
- Hergoualc'h K, Verchot L V 2011: Stocks and fluxes of carbon associated with land use change in Southeast Asian tropical peatlands: A review. *Global Biogeochem. Cycles*, **25**, GB2001.

- Hirano T, Jauhiainen J, Inoue T, Takahashi H 2009: Controls on the carbon balance of tropical peatlands. *Ecosystems*, **12**, 873–887.
- Hirano T, Kusin K, Limin S, Osaki M 2014: Carbon dioxide emissions through oxidative peat decomposition on a burnt tropical peatland. *Glob. Chang. Biol.*, **20**, 555–565.
- Hirano T, Segah H, Harada T, Limin S, June T, Hirata R, Osaki M 2007: Carbon dioxide balance of a tropical peat swamp forest in Kalimantan, Indonesia. *Glob. Chang. Biol.*, **13**, 412–425.
- Hoffman MD, Gelman A 2014: The No-U-Turn sampler: Adaptively setting path lengths in Hamiltonian Monte Carlo. *J. Mach. Learn. Res.*, **15**, 1549–1591.
- Hooijer A, Page S, Canadell JG, Silvius M, Kwadijk J, Wosten H, Jauhiainen J 2010: Current and future CO₂ emissions from drained peatlands in Southeast Asia. *Biogeosciences*, **7**, 1505–1514.
- Hooijer A, Page S, Jauhiainen J, Lee WA, Lu XX, Idris A, Anshari G 2012: Subsidence and carbon loss in drained tropical peatlands. *Biogeosciences*, **9**, 1053–1071.
- Hooijer A, Vernimmen R, Visser M, Mawdsley N 2015: Flooding projections from elevation and subsidence models for oil palm plantations in the Rajang Delta peatlands, Sarawak, Malaysia. Deltares report 1207384.
- Inubushi K, Furukawa Y, Hadi A, Purnomo E, Tsuruta H 2003: Seasonal changes of CO₂, CH₄ and N₂O fluxes in relation to land-use change in tropical peatlands located in coastal area of South Kalimantan. *Chemosphere*, **52**, 603–608.
- IPCC 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (TF Stocker, D Qin, G-K Plattner, M Tignor, SK Allen, J Boschung, A Nauels, Y Xia, V Bex, and PM Midgley, Eds.). Cambridge University Press: Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IUSS Working Group 2015: World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015 International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO: Rome.
- Jauhiainen J, Hooijer A, Page SE 2012: Carbon dioxide emissions from an *Acacia* plantation on peatland in Sumatra, Indonesia. *Biogeosciences*, **9**, 617–630.
- Jauhiainen J, Kerojoki O, Silvennoinen H, Limin S, Vasander H 2014: Heterotrophic respiration in drained tropical peat is greatly affected by temperature—a passive ecosystem cooling experiment. *Environ. Res. Lett.*, **9**, 105013.

- Jauhiainen J, Limin S, Silvennoinen H, Vasander H 2008: Carbon dioxide and methane fluxes in drained tropical peat before and after hydrological restoration. *Ecology*, **89**, 3503–3514.
- Joint Committee for Guides in Metrology 2008: Evaluation of measurement data — Guide to the expression of uncertainty in measurement.
- Juárez-Badillo E 1981: General compressibility equation for soils. *In: Proceedings of 10th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Ed. Publications Committee of X. ICSMFE., pp. 171–178. A. A. Balkema: Stockholm, Sweden.
- Kasimir-Klemedtsson Å, Klemedtsson L, Berglund K, Martikainen P, Silvola J, Oenema O 1997: Greenhouse gas emissions from farmed organic soils: a review. *Soil Use Manag.*, **13**, 245–250.
- Kessavalou A, Doran JW, Mosier AR, Drijber RA 1998: Greenhouse gas fluxes following tillage and wetting in a wheat-fallow cropping system. *J. Environ. Qual.*, **27**, 1105.
- Kim J, Verma SB 1992: Soil surface CO₂ flux in a Minnesota peatland. *Biogeochemistry*, **18**, 37–51.
- Kim W, Yeh S-W, Kim J-H, Kug J-S, Kwon M 2011: The unique 2009–2010 El Niño event: A fast phase transition of warm pool El Niño to La Niña. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, doi: 10.1029/2011GL048521.
- Knox SH, Sturtevant C, Matthes JH, Koteen L, Verfaillie J, Baldocchi D 2015: Agricultural peatland restoration: effects of land-use change on greenhouse gas (CO₂ and CH₄) fluxes in the Sacramento-San Joaquin Delta. *Glob. Chang. Biol.*, **21**, 750–765.
- Kusa K, Sawamoto T, Hu R, Hatano R 2010: Comparison of N₂O and CO₂ concentrations and fluxes in the soil profile between a Gray Lowland soil and an Andosol. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **56**, 186–199.
- Lal R 2004: Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science (80-.)*, **304**, 1623–1627.
- Langner A, Siegert F 2009: Spatiotemporal fire occurrence in Borneo over a period of 10 years. *Glob. Chang. Biol.*, **15**, 48–62.
- Leifeld J, Müller M, Fuhrer J 2011: Peatland subsidence and carbon loss from drained temperate fens. *Soil Use Manag.*, **27**, 170–176.
- Li X, Ishikura K, Wang C, Yeluripati J, Hatano R 2015: Hierarchical Bayesian models for soil CO₂ flux using soil texture: a case study in central Hokkaido, Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **61**, 116–132.
- Limin SH, Jentha, Ermiasi Y 2007: History of the development of tropical peatland in Central

- Kalimantan, Indonesia. *Tropics*, **16**, 291–301.
- Linn DM, Doran JW 1984: Effect of water-filled pore space on carbon dioxide and nitrous oxide production in tilled and nontilled soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **48**, 1267.
- Liu H-S, Li F-M, Xu H 2004: Deficiency of water can enhance root respiration rate of drought-sensitive but not drought-tolerant spring wheat. *Agric. Water Manag.*, **64**, 41–48.
- Mäkiranta P, Riutta T, Penttilä T, Minkkinen K 2010: Dynamics of net ecosystem CO₂ exchange and heterotrophic soil respiration following clearfelling in a drained peatland forest. *Agric. For. Meteorol.*, **150**, 1585–1596.
- Marumoto T, Kai H, Yoshida T, Harada T 1977: Drying effect on mineralizations of microbial cells and their cell walls in soil and contribution of microbial cell walls as a source of decomposable soil organic matter due to drying. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **23**, 9–19.
- Melling L, Hatano R, Goh KJ 2005: Soil CO₂ flux from three ecosystems in tropical peatland of Sarawak, Malaysia. *Tellus B Chem. Phys. Meteorol.*, **57**, 1–11.
- Miettinen J, Hooijer A, Shi C, Tollenaar D, Vernimmen R, Liew SC, Malins C, Page SE 2012: Extent of industrial plantations on Southeast Asian peatlands in 2010 with analysis of historical expansion and future projections. *GCB Bioenergy*, **4**, 908–918.
- Miettinen J, Shi C, Liew SC 2011: Deforestation rates in insular Southeast Asia between 2000 and 2010. *Glob. Chang. Biol.*, **17**, 2261–2270.
- Mooney SJ 2003: Using micromorphology to understand the rewetting mechanisms in milled peat. *Catena*, **54**, 665–678.
- Muhr J, Franke J, Borken W 2010: Drying-rewetting events reduce C and N losses from a Norway spruce forest floor. *Soil Biol. Biochem.*, **42**, 1303–1312.
- Murakami M, Furukawa Y, Inubushi K 2005: Methane production after liming to tropical acid peat soil. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **51**, 697–699.
- Murayama S, Bakar ZA 1996: Decomposition of tropical peat soils. 2. Estimation of in situ decomposition by measurement of CO₂ flux. *Japan Agric. Res. Q.*, **30**, 153–158.
- Murdiyarso D, Hergoualc'h K, Verchot L V 2010: Opportunities for reducing greenhouse gas emissions in tropical peatlands. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **107**, 19655–19660.
- Nepstad DC, de Carvalho CR, Davidson EA, Jipp PH, Lefebvre PA, Negreiros GH, da Silva ED, Stone TA, Trumbore SE, Vieira S 1994: The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature*, **372**, 666–669.
- Nicolas M, Simpson R, Lambers H, Dalling M 1985: Effects of drought on partitioning of nitrogen in two wheat varieties differing in drought-tolerance. *Ann. Bot.*, **55**, 743–754.

- Nishina K, Takenaka C, Ishizuka S 2009: Spatiotemporal variation in N₂O flux within a slope in a Japanese cedar (*Cryptomeria japonica*) forest. *Biogeochemistry*, **96**, 163–175.
- Nykänen H, Alm J, Lång K, Silvola J, Martikainen PJ 1995: Emissions of CH₄, N₂O and CO₂ from a virgin fen and a fen drained for grassland in Finland. *J. Biogeogr.*, **22**, 351–357.
- Ojanen P, Minkkinen K, Lohila A, Badorek T, Penttilä T 2012: Chamber measured soil respiration: A useful tool for estimating the carbon balance of peatland forest soils? *For. Ecol. Manage.*, **277**, 132–140.
- Page S, Hoscilo A, Wosten H, Jauhiainen J, Silvius M, Rieley J, Ritzema H, Tansey K, Graham L, Vasander H, Limin S 2009: Restoration ecology of lowland tropical peatlands in Southeast Asia: Current knowledge and future research directions. *Ecosystems*, **12**, 888–905.
- Page SE, Rieley JO, Banks CJ 2011: Global and regional importance of the tropical peatland carbon pool. *Glob. Chang. Biol.*, **17**, 798–818.
- Page SE, Rieley JO, Shotyk OW, Weiss D 1999: Interdependence of peat and vegetation in a tropical peat swamp forest. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B-Biological Sci.*, **354**, 1885–1897.
- Page SE, Siegert F, Rieley JO, Boehm HD V, Jaya A, Limin S 2002: The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997. *Nature*, **420**, 61–65.
- Page SE, Wust RAJ, Weiss D, Rieley JO, Shotyk W, Limin SH 2004: A record of Late Pleistocene and Holocene carbon accumulation and climate change from an equatorial peat bog (Kalimantan, Indonesia): implications for past, present and future carbon dynamics. *J. Quat. Sci.*, **19**, 625–635.
- Price JS, Schlotzhauer SM 1999: Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat: the case of a mined peatland. *Hydrol. Process.*, **13**, 2591–2601.
- Pronger J, Schipper LA, Hill RB, Campbell DI, McLeod M 2014: Subsidence rates of drained agricultural peatlands in New Zealand and the relationship with time since drainage. *J. Environ. Qual.*, **43**, 1442–1449.
- Putra EI 2010: Recent peat fire trend in the Mega Rice Project (MRP) area in Central Kalimantan, Indonesia. Recent peat fire trend in the Mega Rice Project (MRP) area in Central Kalimantan, Indonesia. Graduate School of Engineering, Hokkaido University.
- Qian SS, Shen Z 2007: Ecological applications of multilevel analysis of variance. *Ecology*, **88**, 2489–2495.

- R Development Core Team 2015: R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing: Vienna, Austria.
- Raich JW, Tufekciogul A 2000: Vegetation and soil respiration: Correlations and controls. *Biogeochemistry*, **48**, 71–90.
- Ramchunder SJ, Brown LE, Holden J 2009: Environmental effects of drainage, drain-blocking and prescribed vegetation burning in UK upland peatlands. *Prog. Phys. Geogr.*, **33**, 49–79.
- Reiche M, Haedrich A, Lischeid G, Kuesel K 2009: Impact of manipulated drought and heavy rainfall events on peat mineralization processes and source-sink functions of an acidic fen. *J. Geophys. Res.*, **114**, doi: 10.1029/2008JG000853.
- Roulet NT 1991: Surface Level and Water Table Fluctuations in a Subarctic Fen. *Arct. Alp. Res.*, **23**, 303–310.
- Rowson JG, Gibson HS, Worrall F, Ostle N, Burt TP, Adamson JK 2010: The complete carbon budget of a drained peat catchment. *Soil Use Manag.*, **26**, 261–273.
- Schipper LA, McLeod M 2002: Subsidence rates and carbon loss in peat soils following conversion to pasture in the Waikato Region, New Zealand. *Soil Use Manag.*, **18**, 91–93.
- Schothorst CJ 1977: Subsidence of low moor peat soils in the western Netherlands. *Geoderma*, **17**, 265–291.
- Silvola J, Alm J, Ahlholm U, Nykanen H, Martikainen PJ 1996: CO₂ fluxes from peat in boreal mires under varying temperature and moisture conditions. *J. Ecol.*, **84**, 219–228.
- Simola H, Pitkänen A, Turunen J 2012: Carbon loss in drained forestry peatlands in Finland, estimated by re-sampling peatlands surveyed in the 1980s. *Eur. J. Soil Sci.*, **63**, 798–807.
- Soil Survey Staffs 2014: Keys to Soil Taxonomy, 12th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service: Washington, DC.
- Stan Development Team 2016: Stan: A C++ Library for Probability and Sampling.
- Sundari S, Hirano T, Yamada H, Kusin K, Limin S 2012: Effect of groundwater level on soil respiration in tropical peat swamp forests. *J. Agric. Meteorol.*, **68**, 121–134.
- Takakai F, Morishita T, Hashidoko Y, Darung U, Kuramochi K, Dohong S, Limin SH, Hatano R 2006: Effects of agricultural land-use change and forest fire on N₂O emission from tropical peatlands, Central Kalimantan, Indonesia. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **52**, 662–674.
- Toma Y, Takakai F, Darung U, Kuramochi K, Limin SH, Dohong S, Hatano R 2011: Nitrous oxide emission derived from soil organic matter decomposition from tropical agricultural peat soil in central Kalimantan, Indonesia. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **57**, 436–451.
- Tuah SJ, Jamal YM, Limin SH 2003: Nutritional characteristics in leaves of plants native to

- tropical peat swamps and heath forests of Central Kalimantan, Indonesia. *Tropics*, **12**, 221–245.
- Unger S, Máguas C, Pereira JS, David TS, Werner C 2012: Interpreting post-drought rewetting effects on soil and ecosystem carbon dynamics in a Mediterranean oak savannah. *Agric. For. Meteorol.*, **154–155**, 9–18.
- Verhoeven JTA, Setter TL 2010: Agricultural use of wetlands: opportunities and limitations. *Ann. Bot.*, **105**, 155–163.
- Wagai R, Brye KR, Gower ST, Norman JM, Bundy LG 1998: Land use and environmental factors influencing soil surface CO₂ flux and microbial biomass in natural and managed ecosystems in southern Wisconsin. *Soil Biol. Biochem.*, **30**, 1501–1509.
- Wahyunto, Dariah A, Agus F 2010: Distribution, properties, and carbon stock of Indonesian peatland. *In: International Workshop on evaluation and sustainable management of soil carbon sequestration in Asian countries*, Eds. Chen Z-S, Agus F, pp. 187–204. Indonesian Soil Research Institute, Food and Fertilizer Technology Center for the Asian and Pacific Region and National Institute for Agro-Environmental Sciences: Bogor, Indonesia.
- Watanabe S 2010: Asymptotic equivalence of Bayes cross validation and widely applicable information criterion in singular learning theory. *J. Mach. Learn. Res.*, **11**, 3571–3594.
- Wösten JHM, Ismail AB, van Wijk ALM 1997: Peat subsidence and its practical implications: a case study in Malaysia. *Geoderma*, **78**, 25–36.
- Yanai Y, Toyota K, Okazaki M 2007: Effects of charcoal addition on N₂O emissions from soil resulting from rewetting air-dried soil in short-term laboratory experiments. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **53**, 181–188.
- Ye R, Jin Q, Bohannan B, Keller JK, McAllister SA, Bridgham SD 2012: pH controls over anaerobic carbon mineralization, the efficiency of methane production, and methanogenic pathways in peatlands across an ombrotrophic-minerotrophic gradient. *Soil Biol. Biochem.*, **54**, 36–47.
- Yulianti N, Hayasaka H, Usup A 2012: Recent forest and peat fire trends in Indonesia the latest decade by MODIS hotspot data. *Glob. Environ. Res.*, **16**, 105–116.
- Yupi HM, Inoue T, Bathgate J, Putra R 2016: Concentrations, loads and yields of organic carbon from two tropical peat swamp forest streams in Riau Province, Sumatra, Indonesia. *Mires Peat*, **18**, 1–15.
- Zanello F, Teatini P, Putti M, Gambolati G 2011: Long term peatland subsidence: Experimental study and modeling scenarios in the Venice coastland. *J. Geophys. Res.*, **116**, F04002.

能登繁幸 1990: 修正された泥炭性軟弱地盤の沈下予測式. 開発土木研究所月報, **446**, 37-41.