

土壌中の水分・電気伝導度計測に対する  
先端センシング技術の応用

平嶋 雄太

2024 年

## 目次

### 第1章 序論

1.1 研究の背景	1
1.2 土中の水分・電気伝導度観測技術	3
1.3 現行のセンシング技術による現場観測の課題	5
1.3.1 干拓農地	5
1.3.2 火山灰斜面	7
1.4 本論文の目的と構成	9
第1章 参考文献	11

### 第2章 干拓農地の土壌水分および塩分の評価

2.1 はじめに	16
2.2 実験方法	19
2.2.1 観測対象地点	19
2.2.2 干拓地土壌の水分移動特性	24
2.2.3 室内排水実験による TDT センサーのキャリブレーション	26
2.3 結果と考察	
2.3.1 干拓地表層土の誘電特性	30

2.3.2	セスバニア栽培期間の土中の水分および塩分環境の変化	35
2.3.2.1	水分環境	35
2.3.2.2	EC および塩分環境	38
2.3.3	プラスチックフィルム被覆下の土中の水分および塩分環境の変化	42
2.3.3.1	畝内部の土壌環境	42
2.3.3.2	土中水ポテンシャルが収量に及ぼす影響	48
2.4	まとめ	52
第2章 参考文献		54
第3章 宇宙線中性子を利用した重粘土の表層土壌水分観測		
3.1	はじめに	59
3.2	理論	62
3.2.1	宇宙線中性子数と土壌水分量との関係	62
3.2.2	体積含水率( $\theta$ )の評価方法	68
3.2.3	COSMOSの有効観測深さの評価方法	71
3.3	実験方法	72
3.3.1	観測	72
3.3.2	バックグラウンドの中性子数の推定	78
3.4	結果と考察	79

3.4.1	気象および熱外中性子数( $N_H$ )の観測結果	79
3.4.2	補正された熱外中性子数( $N$ )と体積含水率( $\theta$ )との関係	83
3.4.3	COSMOSによる体積含水率( $\theta$ )の推定	88
3.5	まとめ	96
第3章 参考文献		98
第4章 宇宙線土壤水分観測法の火山灰質土斜面への応用		
4.1	はじめに	102
4.2	実験方法	105
4.2.1	観測システム	105
4.2.2	COSMOSによる体積含水率と有効観測深さの推定	109
4.3	結果と考察	111
4.3.1	火山灰質土斜面の体積含水率の変動	111
4.3.2	火山灰質土斜面の気象の特徴と熱外中性子数の補正	113
4.3.3	体積含水率の変化に対する熱外中性子数の応答	116
4.3.4	COSMOSによる体積含水率の推定	120
4.3.5	体積含水率の推定の高精度化	123
4.4	まとめ	126
第4章 参考文献		128

第 5 章 総括

132

謝辞

135

## 第 1 章 序章

### 1. 1 研究の背景

農地土壌中の水分および溶質環境は、農業生産、生態系、気象等の地球表層プロセス問題に大きく関与している。土中の水分は大気との相互作用を通じて蒸発散量、気温、降水量に影響を与えるため (Cahill et al., 1999; Koster et al., 2004; Koster et al., 2006), 気候変動の進行, 降水パターンの変化などの地球スケールの環境問題と密接に関連している。また, 土中の水分の変動は陸域生態系や土壌の構造的安定性にも影響を与え, 土砂災害, 土壌劣化, 地下水資源の枯渇, 干ばつや洪水といった地球表層プロセス問題に発展している。土中の溶質の動態変化は, 植物や土壌微生物の活動を促進するだけでなく, 土壌や水質の汚染, 塩害にも寄与する。土中の水分と溶質変動を把握することは, 気候変動, 地球表層プロセス問題や土壌汚染などを総合的に理解し, 適切な対応策を講じるために重要である。

ビッグデータや AI を活用したデータ駆動農学が隆盛を極める時代の到来が予想される昨今, 土壌中の水分および溶質環境をリアルタイムで把握するための直接的な手段である”センシング”の重要性が再認識されている。例えば, 静電容量法 (三石・溝口, 2014), 時間領域反射法(TDR) (登尾, 2003)や時間領域透過法(TDT) (宮本ら, 2017)を活用して, 数 cm から数十 cm の範囲で土中の水分量と電気伝導度(EC)を観測するセンサーが流通している。さらに, 正確なキャリブレーションが必要であるものの, 根群域の土壌水分観測に有用な, 静電容量式鉛直プロファイル土壌水分計 (坂井ら, 2015)も流通している。また, 人工衛星を活用したリモートセンシング技術や宇宙線土壌水分観測技術(COSMOS:COsmic-ray Soil Moisture Observing System)が, 数十 m

～数 km の範囲の土壌水分の分布と動態を観測し、土壌水分と気候との相互作用の理解、地域の水資源の管理などのために活用されている (Kim et al., 2017; Zreda et al., 2012; 会田ら, 2014)。これらの観測技術の活用は、土中の水分や溶質の動態を多角的に理解し、地球表層プロセス問題や環境問題に対する適切な対応策を策定する上で不可欠である。

我が国には、粒度や鉱物組成の異なる多種多様な土壌が堆積している。なかでも、特殊な電磁物性を示す土壌においては、現行のセンシング技術が通用せず、水分・溶質環境に関するデータに乏しい土壌が未だに認められる。

センシングの対象となる現場および事象の時空間スケールに合った土壌センシング技術の開発と早期実用化は、データ駆動農学の発展に資する重要事項である。本研究では、有明海沿岸低平地の干拓農地に加え、火山灰土が堆積した急斜面において、探査深度・領域の異なる先端土壌センシング技術を活用した特殊土壌の土中環境の可視化を試みた。

## 1. 2 土中の水分・電気伝導度観測技術の現状

近年、抵抗値に基づき根群域や局所的な箇所の土壌水分量を観測する数百円程度の安価なセンサーが流通している。このセンサーは、2つの電極間に微小な電流を流し、抵抗値を出力することで体積含水率を測定する仕組みになっている。しかし、抵抗値に基づくセンサーにより観測される体積含水率は EC 依存性を示し、信頼性の高い体積含水率の観測は不可能であるため、科学的な調査や研究に前述のセンサーを活用するのは難しい。

土壌の調査・研究には、主に、静電容量法や時間領域測定法に基づくセンサーが活用されている。静電容量法は、土壌をコンデンサーと見立てて、土壌の電荷蓄積能力を観測、すなわち静電容量値を観測することで、それに基づき土壌水分量を評価する技術である。静電容量値に関する測定値とともに、地温や電気伝導度を観測するセンサーが流通しており、キャベツ畑（小島ら, 2015）やハウス内のトマト畑（武藤ら, 2015）の土壌水分および電気伝導度の観測に活用されている。時間領域反射法 (TDR) では反射波の遅延時間を、時間領域透過法 (TDT) では伝播時間を、それぞれ測定することにより、土壌の誘電率を算定し、それに基づき土壌水分量を評価する。静電容量方式のセンサーと同様に、TDR および TDT センサーを活用して、土壌水分量と電気伝導度の同時計測が可能である（伊藤ら, 2022; 宮本ら, 2017）。静電容量方式のセンサーは 20~300 MHz の周波数帯で動作するセンサーが流通しているのに対し、TDR と TDT センサーは GHz までの周波数帯で動作するセンサーが流通している（Vaz et al., 2013）。一般に、低周波数帯のセンサーほど安価であるものの、塩分、温度、土壌の種類による影響を受けやすいことが知られている（Vaz et al., 2013）。

航空機や地球観測衛星にレーダーやマイクロ波センサーを搭載して、数十 m~数 km のスケールの土壌水分量の観測がなされている。特に、マイクロ波センサーは、光



学系センサーとは異なり、気象条件にはほぼ左右されず、夜間においても観測可能である (Entekhabi et al., 2010)。ただし、1 回の観測の有効測定範囲が狭いため、単独で数時間内に同一地点の土壌水分を測定するのは困難である。宇宙線土壌水分観測技術(COSMOS: COsmic-ray Soil Moisture Observing System)は、半径 330 m の土壌水分量の空間代表値を観測する技術である (Zreda et al., 2012)。COSMOS の測定原理は、従来の中性子源を活用した中性子水分計 (開発・佐倉, 1979)と同様、中性子と水素原子の相互作用に基づくものである。しかし、放射線源を必要としない点や土中にセンサーを埋設することなく非接触に観測できる点が、中性子源を活用した従来の中性子水分計と異なる。COSMOS を活用して、乾燥地 (Franz et al., 2013)や森林 (Heidbüchel et al., 2016)において土壌水分の観測が行われている。COSMOS により観測したデータは、水資源の管理や洪水の予測、合成開口レーダーの観測精度の検証のためのグラントゥルースデータ (Dörper et al., 2022)として活用されている。

## 1. 3 現行のセンシング技術による現場観測の課題

### 1. 3. 1 干拓農地

難透水性の重粘土が堆積する有明海沿岸低平地では、農業生産の促進のために干拓地が造成されている。有明海沿岸域に位置する諫早湾干拓地では、調整池の水位制御と暗渠を利用した排水と除塩を目的とした土層改良が実施されており、大区画農地のスケールメリットを最大限に活用して多品目の露地栽培が可能となっている。干拓地は地下水位が高く、下層には高塩分濃度層が存在している。そのため、連続干天時には土中水の上方移動が促進され、下層土中の塩分が遡上し、農作物の生育に悪影響を及ぼすリスクがある。干拓農地において、安定した農作物生産を実施するためには、作土層の塩分と水分の動態を把握し、適切にそれらを制御することが求められる。

粘質土中の水分や塩分の量的変化をリアルタイムで把握することは、技術的に困難である。近年、100MHz 以下の電気信号を用いた静電容量式土壌水分センサーが流通している。この周波数帯においては、センサー出力値の強い温度および EC の依存性が指摘されている(例えば、安中・花山, 2015; 宮本ら, 2009; 武藤ら, 2015)。粘土は、表面に多量のイオンを保持して電気的な中性を保つため、水と混合すると導電性が発現する。土中水のイオン濃度は水分量によって変化するため、粘質土のバルク EC も水分量とともに変化する (Mojid and Cho, 2006)。そのため、100MHz 以下の電気信号を用いた静電容量式土壌水分センサーを活用して、粘質土の水分計測を正確に行うためには、センサー出力に影響を及ぼす温度および EC の補正が必要である。

干拓農地の表層土壌水分の適切な管理は、良質な農作物の生産を実現するため

に不可欠であり、それを達成するためには、土壌水分の空間代表値の正確な評価が求められる。COSMOS を活用することにより、干拓農地の土壌水分の空間代表値を観測できる可能性があるものの、観測領域内の土壌の定期採取が困難な場合が多く、既往の方法(例えば, Zreda et al., 2012)でキャリブレーションを実施することが難しい。また、重粘土が堆積するとともに、地下水位が浅い位置に存在し、比較的高い水準で体積含水率が推移する干拓農地のような土壌において、COSMOS が利用された前例はなく、干拓農地における COSMOS の有効性は不明である。

### 1. 3. 2 火山灰質土斜面

近年、降水の土中への浸透に伴う土砂災害が頻発している。国土の約 7 割を山地が占める日本には、現在、約 67 万か所の土砂災害警戒区域が存在する(国土交通省, 2023)。年間に 1,000 件を超える土砂災害の約 7 割をがけ崩れが占める(国土交通省, 2020)。降水、地震動、融雪など様々な誘因により、がけ崩れは発生するものの、93%が降水によるものである(小山内ら, 2009)。降水を誘因とするがけ崩れは、土壌水分量の増大による斜面下方へのせん断力の増大とせん断抵抗力の減少に伴う土壌の不安定化により突発的に発生する(小杉ら, 2002; 沖村・森本, 1992)。さらに、がけ崩れには、基岩のような不透水層からの地下水上昇に伴うがけ崩れ(小杉ら, 2002; 沖村・森本, 1992)と、表層部への雨水の浸透に伴うがけ崩れがある(例えば、松村・高浜, 1999)。1972 年から 2007 年までの 19,035 件の土砂災害のデータに基づく降水による土砂災害の崩壊の深さの平均値は 1.1 m であることから(小山内ら, 2009)、表層部におけるがけ崩れのリスクを適切に評価することが求められている。

がけ崩れのリスクを評価するためには、表層土壌水分量を把握することが重要であるものの、それは難しい。静電容量法式のセンサーを多地点に設置して、点群観測を行うことにより、27 ha の斜面の土壌水分量を観測する試みがなされている(Bogena et al., 2010)。一般に、斜面の空間変動性は高いため、観測地点によって土壌水分量の観測結果は大きく変化し得るため、土壌水分量に基づくがけ崩れのリスク評価を行う場合、センサーの設置場所の選定が困難である(小杉, 2016)。SAR(合成開口レーダー)衛星を活用することにより、天候や昼夜を問わず土壌水分量の面的な観測が可能であるものの(Entekhabi et al., 2010)、SAR 衛星は地球低軌道を周回しているため、特定の地点を常時観測することは不可能である。

宇宙線土壌水分観測システム(COSMOS: COsmic-ray Soil Moisture Observing System)を斜面の土壌水分量観測に応用できる可能性がある。COSMOS は地表面近

傍の大気中の熱外中性子数を観測することにより、それと負の相関を示す半径約 330 m 以内の土壌水分量を観測する技術である(Zreda et al., 2012)。乾燥地(例えば, Franz et al., 2013), 森林(例えば, Heidbüchel et al., 2016)および重粘土が堆積した干拓農地(平嶋ら, 2023)において, COSMOS による土壌水分観測の有効性が明らかにされている。また, 先述の SAR 衛星の観測精度の検証のためのグランドトゥルースデータ(Döpfer et al., 2022)として, COSMOS による土壌水分量の観測データは活用されており, 斜面の土壌水分観測への応用も期待される。

COSMOS を活用した火山灰質土斜面の土壌水分観測に関する情報は乏しい。我が国の国土の約 3 割には, 火山灰由来の黒ボク土が堆積している。2016 年の熊本地震およびその後の降水時に, 黒ボク土が堆積した多数の火山灰質土斜面において, 土砂災害が発生した(熊本県, 2024)。土砂災害の危険度の高いすべての斜面を擁壁やグラウンドアンカーなどのハード対策により保護することは, 財政的に非現実的であることから(Uchimura et al., 2015), COSMOS のような技術を活用したソフト対策の拡充が喫緊の課題である。米国, 欧州, 豪州などにおける COSMOS の先行研究では(例えば, Zreda et al., 2012; Heidbüchel et al., 2016), 砂質土や森林土に対する適用事例が多く, 黒ボク土のように, 降水時に極端な高水分条件になり得る土壌に対する適用事例が少ない。高水分条件下だった重粘土圃場における先行研究では(平嶋ら, 2023), 土壌水分や標高が低いなどの条件によって, COSMOS の応答感度が低下したものの, 日単位の応答であれば検出できることが明らかにされている。火山灰質土斜面の土壌水分観測技術として有力な観測技術が無いなか, 火山灰質土斜面における COSMOS の適用限界条件を明らかにする意義は大きいと考える。

## 1. 4 本論文の目的と構成

本研究の目的は、先端センシング技術を干拓農地および火山灰質土斜面に応用し、土壌中の水分および電気伝導度計測を実現することである。

第 2 章では、潜在的塩害リスクを抱える干拓農地において、GHz 帯の周波数成分を含む、広帯域マイクロ波ステップパルスの透過特性に基づく TDT センサー (Acclima, Inc.) を活用した新たな粘質土の体積含水率、マトリックポテンシャル、土中水の EC、浸透ポテンシャル等の同時測定法について述べる。30 cm 以浅の表層土を供試土として室内排水実験を行い、別途、4 極 EC センサーによるバルク EC 測定および排出水量に基づく体積含水率測定を行うことによって、干拓地土壌の誘電率—体積含水率—バルク EC の三者の経験的關係に加え、Hilhorst 式 (Hilhorst, 2000) 中のパラメータ ( $\epsilon_{ob=0}$ ) の推定および土中水の EC の推定を可能にしたことについて述べる。そして、夏季の干拓地土壌中に TDT センサーを埋設し、マトリックポテンシャルおよび浸透ポテンシャルの鉛直プロファイルの変動を推定し、連続干天によって生じ得る土中の水分および塩分環境の変化の態様を示す。また、タマネギ栽培圃場のプラスチックフィルム下の畝内部において、上層ほど強い乾燥状態が維持されること、深さ 15 cm および 25 cm の飽和抽出液の EC はタマネギの相対収量が低下し得る水準にあること等について述べる。

第 3 章では、干拓農地における表層土壌水分観測法としての COSMOS の有効性を明らかにすることを試みる。重粘土に対する適用実績 (平嶋ら, 2020) が認められる TDT センサーを設置した試験圃場において、COSMOS を活用して熱外中性子数の経時変化を観測し、TDT センサーによる体積含水率に対する応答を解析したことについて述べる。COSMOS による熱外中性子数を、大気圧、絶対湿度、バックグラウンドの中性子数に基づいて補正しても、そのバラつきが大きいため、既往の研究 (Zreda ら,

2012)で見出されたような体積含水率に対する補正した熱外中性子数の応答を見出すことは困難であった。しかし、両者の日平均値を計算した結果、体積含水率に対する補正した熱外中性子数の負の応答が明瞭になったことを示す。また、地下水位が浅く、排水性の悪い干拓農地においては、COSMOS を活用して得られる体積含水率は 10 cm 以浅の表層土壌に関する情報である可能性が高いことについて詳細に述べる。

第 4 章では、COSMOS および TDT センサーを活用して、土砂災害の発生した火山灰質土斜面の熱外中性子数および土壌水分量の連続観測を実施し、それらの技術の検証を試みる。降雨や乾燥時の TDT センサーによる体積含水率に対する熱外中性子数の応答を解析するとともに、熱被覆植生や霧が熱外中性子数に与える影響について考察する。観測期間を限定して COSMOS の校正を行い、そうしなかった場合に比べて COSMOS による体積含水率の推定精度が向上したことを示す。干拓農地における先行研究に比べて、火山灰質土斜面において COSMOS による体積含水率の応答を短いスパンで検出できる可能性があること、また、COSMOS による体積含水率は TDT センサーによる体積含水率に比べて緩やかな変化を示すことについて詳細に述べる。

第 5 章では、各章で得られた成果を要約して本論文の結論とする。

## 第 1 章 参考文献

会田健太郎, 小池俊雄, 開発一郎 (2014): ALOS/PALSAR を用いた土壌水分推定アルゴリズムの高頻度適用研究, 土木学会論文集 B1(水工学), **70**(4), I\_589-I\_594.

安中武幸, 花山 奨 (2015): ECH2O 5TE による土壌含水率出力への電気伝導度と温度の影響, 土壌の物理性, **130**, 13-18.

Bogena HR, Herbst M, Huisman JA, Rosenbaum U, Weuthen A, Vereecken H (2010): Potential of wireless sensor networks for measuring soil water content variability, Vadose Zone Journal, **9**(4), 1002-1013.

Cahill Anthony T, Parlange Marc B, Jackson Thomas J, O'Neill Peggy, Schmugge TJ (1999): Evaporation from nonvegetated surfaces: Surface aridity methods and passive microwave remote sensing, Journal of Applied Meteorology, **38**(9), 1346-1351.

Döpper Veronika, Jagdhuber Thomas, Holtgrave Ann-Kathrin, Heistermann Maik, Francke Till, Kleinschmit Birgit, Förster Michael (2022): Following the cosmic-ray-neutron-sensing-based soil moisture under grassland and forest: Exploring the potential of optical and SAR remote sensing, Science of Remote Sensing, **5**, 100056.

Entekhabi Dara, Njoku Eni G, O'Neill Peggy E, Kellogg Kent H, Crow Wade T, Edelstein Wendy N, Entin Jared K, Goodman Shawn D, Jackson Thomas J, Johnson Joel (2010): The soil moisture active passive (SMAP) mission, Proceedings of the IEEE, **98**(5), 704-716.

Franz Trenton E, Zreda M, Ferre TPA, Rosolem R (2013): An assessment of the effect of



- horizontal soil moisture heterogeneity on the area-average measurement of cosmic-ray neutrons, *Water Resources Research*, **49**(10), 6450-6458.
- Heidbüchel Ingo, Güntner Andreas, Blume Theresa (2016): Use of cosmic-ray neutron sensors for soil moisture monitoring in forests, *Hydrology and Earth System Sciences*, **20**(3), 1269-1288.
- Hilhorst Max A (2000): A pore water conductivity sensor, *Soil Science Society of America Journal*, **64**(6), 1922-1925.
- 平嶋雄太, 宮本英揮, 弓削こずえ (2020): 時間領域透過法 (TDT) センサを活用した干拓農地の土壌水分および塩分の観測, *農業農村工学会論文集*, **88**(1), I\_21-I\_28.
- 平嶋雄太, 橘 基, 徳本家康, 宮本英揮 (2023): 宇宙線中性子を利用した重粘土の表層土壌水分観測, *農業農村工学会論文集*, **91**(2), I\_137-I\_147.
- 伊藤祐二, 平嶋雄太, 宮本英揮 (2022): 時間領域測定を活用したデジタル土壌水分・電気伝導度センサーの性能評価, *水文・水資源学会誌*, **35**(4), 279-287.
- JAXA (参照 2023 年 11 月 2 日): ALOS 利用推進研究プロジェクト, (オンライン), [https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/jp/alos-4/a4\\_about\\_j.htm](https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/jp/alos-4/a4_about_j.htm)
- 開発一郎, 佐倉保夫 (1979): 散乱型中性子水分計の使用に関する問題, *筑波大学水理実験センター報告*, **3**, 39-46.
- Kim Seung-Bum, Van Zyl Jakob J, Johnson Joel T, Moghaddam Matha, Tsang Leung, Colliander Andreas, Dunbar Roy Scott, Jackson Thomas J, Jaruwatanadilok Sermsak, West Richard (2017): Surface soil moisture retrieval using the L-band synthetic aperture radar onboard the soil moisture active-passive satellite and evaluation at core validation sites, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **55**(4), 1897-1914.

国土交通省 (参照 2023 年 11 月 2 日), (オンライン),  
<https://www.mlit.go.jp/river/sabo/jirei/r2dosha/r2doshasaigai.pdf>

国土交通省 (参照 2023 年 11 月 2 日): 全国の土砂災害警戒区域等の指定状況推移 (令和 5 年 3 月末時点), (オンライン),  
<https://www.mlit.go.jp/mizukokudo/sabo/content/001612301.pdf>

小島悠揮, 三石正一, 溝口 勝 (2015): 気象・土壌観測データと現地画像をリンクした農地 ICT モニタリングの有効性—高冷地キャベツ畑における解析事例, 土壌の物理性, **131**, 5-13.

小杉賢一郎 (2016): 土砂災害警戒避難における降雨データの活用方法 —自然を相手に考え続けることの大切さ—, 砂防学会誌, **69**(3), 1-3.

小杉賢一郎, 水山高久, 藤田正治 (2002): 表層崩壊発生予測モデルによる地下水位の再現精度の検討, 砂防学会誌, **55**(3), 21-32.

Koster Randal D, Dirmeyer Paul A, Guo Zhichang, Bonan Gordon, Chan Edmond, Cox Peter, Gordon CT, Kanae Shinjiro, Kowalczyk Eva, Lawrence David (2004): Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation, *Science*, **305**(5687), 1138-1140.

Koster Randal D, Sud YC, Guo Zhichang, Dirmeyer Paul A, Bonan Gordon, Oleson Keith W, Chan Edmond, Versegny Diana, Cox Peter, Davies Harvey (2006): GLACE: the global land-atmosphere coupling experiment. Part I: overview, *Journal of Hydrometeorology*, **7**(4), 590-610.

三石正一, 溝口 勝 (2014): 静電容量型 ECH2O 土壌水分センサーのキャリブレーション, 土壌の物理性, **126**, 63-70.

宮本英揮, 上村将彰, 平嶋雄太 (2017): デジタル TDT センサーを用いた土壌の水分・電気伝導度の同時計測, 地下水学会誌, **59**(1), 11-19.

- 宮本英揮, 長 裕幸, 伊藤祐二, 筑紫二郎, 江口壽彦 (2009): 種々の電気伝導度条件に対する静電容量式土壤水分センサーの校正モデル, 植物環境工学, **21**(2), 86-91.
- Mojid MA, Cho H (2006): Estimating the fully developed diffuse double layer thickness from the bulk electrical conductivity in clay, *Applied clay science*, **33**(3-4), 278-286.
- 武藤由子, 渡辺晋生, 山本清仁, 倉島栄一 (2015): 5TE センサーで測定した土壤水分量の簡易補正と電気伝導率の検証, 農業農村工学会論文集, **83**(2), I\_9-I\_17.
- 登尾浩助 (2003): 実践 TDR 法活用 一土壤中の水分・塩分量の同時測定一, 土壤の物理性, **93**, 57-65.
- 沖村 孝, 森本功彦 (1992): 三次元多平面安定解析手法の検討, 砂防学会誌, **45**(3), 13-17.
- 小山内信智, 富田陽子, 秋山一弥, 松下智祥 (2009): がけ崩れ災害の実態, 国土技術政策総合研究所資料第 530 号.
- 坂井 勝, 取出伸夫, 坂本祐樹 (2015): プロファイルプローブ Drill & Drop Probe の埋設方法と簡易補正の検討, 土壤の物理性, **130**, 27-32.
- 相馬尅之, 足立忠司, 前田 隆 (1983): 日本の特殊土壤 (その 3) 火山灰土 (2) 有機質火山灰土, 農業土木学会誌, **51**(10), 959-966.
- Uchimura Taro, Towhata Ikuo, Wang Lin, Nishie Shunsaku, Yamaguchi Hiroshi, Seko Ichiro, Qiao Jianping (2015): Precaution and early warning of surface failure of slopes using tilt sensors, *Soils and Foundations*, **55**(5), 1086-1099.
- Vaz Carlos MP, Jones Scott, Meding Mercer, Tuller Markus (2013): Evaluation of standard calibration functions for eight electromagnetic soil moisture sensors,

Vadose Zone Journal, **12**(2), vzt2012. 0160.

Zreda M., Shuttleworth W. J., Zeng X., Zweck C., Desilets D., Franz T., Rosolem R.  
(2012): COSMOS: the COsmic-ray Soil Moisture Observing System, Hydrology  
and Earth System Sciences, **16**(11), 4079-4099.

## 第2章 干拓農地の土壌水分および塩分の評価

### 2.1 はじめに

難透水性の粘質土が堆積する有明海沿岸低平地では、古くから農地の造成と排水の向上を目的とした干拓が行われてきた。なかでも、1989年に着工し、2008年に営農を開始した諫早湾干拓地では、調整池の水位制御と暗渠を活用して排水を促進するとともに、除塩を目的とした土層改良を推進し、大区画農地のスケールメリットを活かした多品目の露地栽培を展開できる状況に至った。しかし、干拓地下層には高塩分濃度層が存在すること、また、地下水位が高く、地表面蒸発が促進されやすい地理ならびに水理条件下にあること等から、連続干天によって蒸発散に伴う上方への土中水の移動が卓越すると、下層土中の塩分が遡上する恐れがある。これは諫早湾干拓地に限らず、低平地に造成した干拓農地共通の課題である。安定した作物生産を行うためには、作土層において塩分とその輸送媒体となる水分の動態を把握し、制御することが必要である。

諫早湾干拓農地では、プラスチックフィルムを利用して畝の表面を被覆するマルチ栽培が実施されている。例えば、プラスチックフィルムを利用して畝の表面を被覆するマルチ栽培は、土壌の保温 (久米・吉田, 1969; 坂本ら, 1986; 大森ら, 2012), 雑草の抑制 (Kasahara and Nishi, 1964), 水分の保持 (久米・吉田, 1969), 土壌侵食およびクラスト形成の防止 (久米・吉田, 1969), マルチ内施肥による減肥 (大塚ら, 2007; 草川ら, 2003), 病害虫の防除 (坂本ら, 1986; 田村ら, 1986) 等の効果が期待される技術として、干拓地農業に広く利用されている。また、土壌表面における水分蒸発の抑制効果が期待できる (中山, 1971) プラスチックフィルムにより畝を被覆することは、塩害リ

スクの低減に繋がる可能性が高い。

プラスチックフィルム被覆下の土壌中の水分および塩分の動態は、十分に解明されていない。被覆された畝の表面では水分の蒸発が抑制されるのに対して (中山, 1971; 谷川ら, 2000), 被覆されていない畝間では蒸発が生じるうえに, 植栽口への雨水の局所的浸透 (原口, 2009; 鈴木, 1998)や畝間からの水平浸潤 (谷川ら, 2000)等が生じ得る。このようなプラスチックフィルム被覆下の複雑な水分の動態を明らかにするために, HYDRUS-2D による土壌断面の 2 次元水分移動シミュレーションを行った事例 (宮本ら, 2017b)は認められるものの, それを裏付ける実測値は乏しい。

土中の水分および塩分の動態を把握するための直接的な手法が, 土中に埋設したセンサーによるモニタリングである。しかし, 粘質土中の体積含水率および土中水の電気伝導度(EC)を連続的に測定することは難しい。微細な粘土粒子を多量に含む土壌が乾燥すると, 土中水のマトリックポテンシャルは著しく低下するため, 伝統的なテンシオメーター法によって水分特性曲線を介してマトリックポテンシャルを水分量に換算できる範囲は, テンシオメーター稼働条件内に制限される。近年, 100 MHz 以下の電気信号を用いた静電容量式土壌水分センサーが普及している。この周波数帯においては, センサー出力値の強い温度および EC の依存性が指摘されており(例えば, 安中・花山, 2015; 宮本ら, 2009; 武藤ら, 2015), その補正には, 多大な労力を要す。また, 粘質土に多量に含まれる粘土は, 表面に多量のイオンを保持して電気的な中性を保つため, 水と混合すると導電性が発現する。土中水のイオン濃度は水分量によって変化するため, 粘質土のバルク EC も水分量とともに変化する (Mojid and Cho, 2006)。さらに, 粘土はこの周波数帯において強い誘電分散, すなわち, 複素誘電率の強い周波数依存性が認められ, その数値は粘土鉱物の種類によって異なるため(例えば, (Arroyo et al., 2000; Ishida et al., 2003; Ishida et al., 2000; Kaviratna et al., 1996; Lockhart, 1980a; b; Saarenketo, 1998), 鉱物組成の異なる粘質土の水分量の評価に適

用できる汎用性の高い理論式や経験式は存在しない。以上の理由から、静電容量式土壤水分センサーを用いて粘質土の水分計測を正確に行うためには、センサー出力に影響を及ぼす温度および EC の補正が必要である。

近年、GHz 帯の周波数成分を含む広帯域のマイクロ波ステップパルスの透過特性に基づく時間領域透過法(Time Domain Transmissometry, TDT)を利用した土壤水分および EC のモニタリングが実施されている (宮本ら, 2017a; 宮本ら, 2013)。特に、GHz 帯の高周波成分を含む広帯域信号の出力および解析機能を実装した TDT センサーは、ケーブルテスタを利用した従来の時間領域反射法(TDR)と同様に、センサー出力に及ぼす EC の影響が小さいうえに、TDT の長所である自動測定の高い安定性も備えることから、重粘土の水分や間隙率の測定に適用されている (上村ら, 2016)。この TDT センサーを活用すれば、特殊な誘電特性を示す粘質土の水分および EC の推定を実施できる可能性が高い。

本研究では、TDT センサーを活用した粘質土中の水分量および塩分濃度の連続測定法を確立することを目的として、干拓地土壤の誘電率-体積含水率-バルク EC の三者の経験的關係を定めたうえで、Hilhorst(2000)に基づく土中水の EC 推定法を検討した。そして、夏季の干拓地土壤中のマトリックポテンシャルおよび浸透ポテンシャルの鉛直プロファイルの変動を推定し、連続干天によって生じ得る土中の水分および塩分環境の変化の態様を明らかにすることを試みた。また、プラスチックフィルム被覆下の土壤中の水分量および塩分濃度を可視化し、干拓地農業に及ぼす両者の影響を評価するための技術基盤を構築するために、タマネギ栽培圃場に複数の TDT センサーを埋設し、体積含水率および電気伝導度を連続測定した。そして、得られた測定値から土中のマトリックポテンシャルおよびアメリカ合衆国農務省(USDA)の算定法(U. S. Salinity Laboratory Staff, 1954)に基づく浸透ポテンシャルを推定することにより、塩分がタマネギの収量に及ぼす影響について考察した。

## 2. 2 実験方法

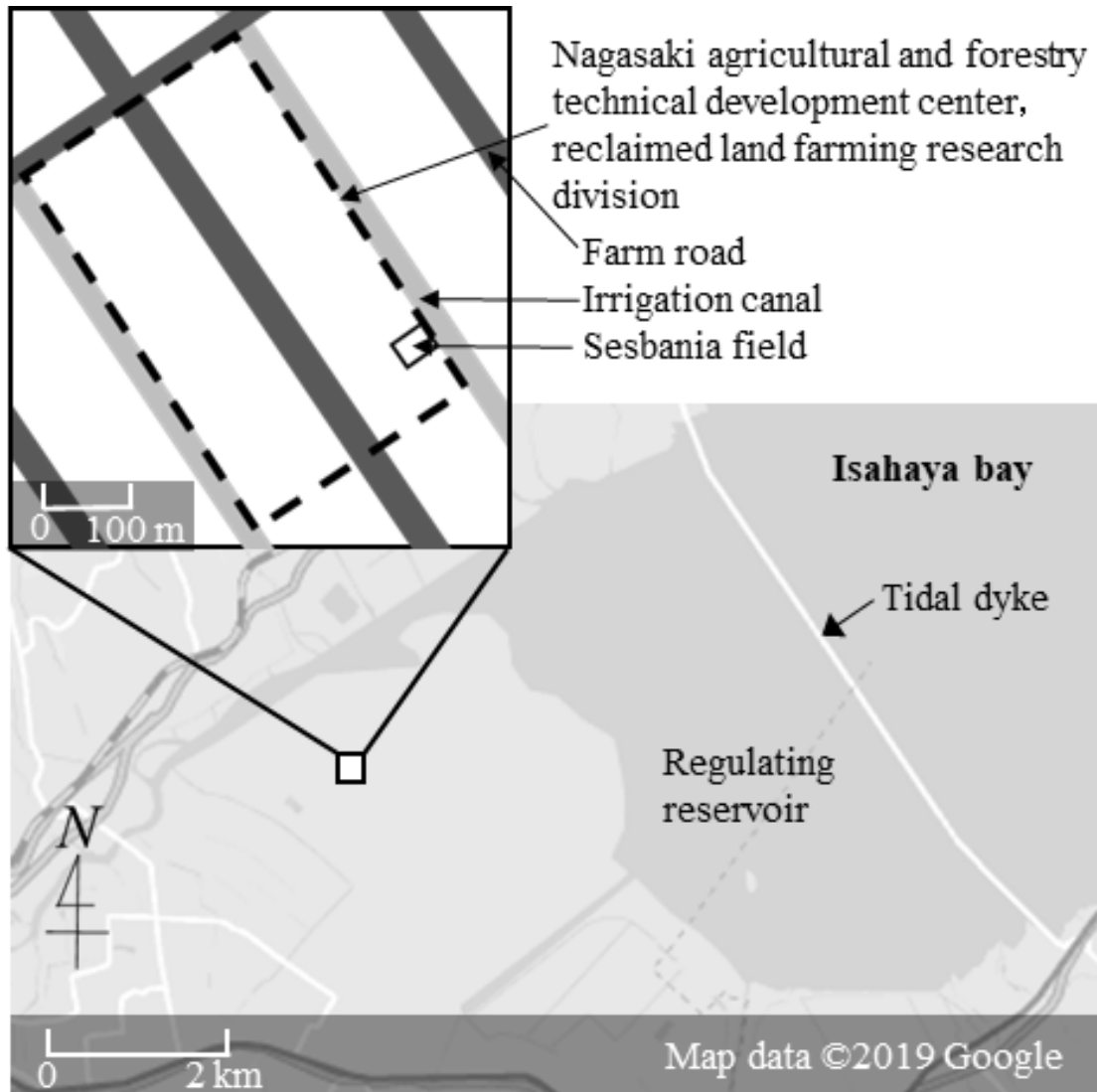
### 2. 2. 1 観測対象地点

中央干拓地(長崎県諫早市)内に位置する長崎県農林技術開発センター・干拓営農研究部門内の圃場(E:130° 6′ 47″ , N:32° 51′ 52″ )を、本研究の調査対象地とした。100 m×600 mを1区画とする大区画圃場には、地表面を基準とした40 cm ~ 50 cm以深にグライ層が存在しており、深さ約60 cm~80 cmに10 m間隔で埋設された暗渠により余剰な土中水を支線排水路へ排水させる仕組みとなっている。また、作土直下層のpH(H<sub>2</sub>O)は7.2, 全炭素, 全窒素はそれぞれ1.58%, 0.17%であると報告されている(山田ら, 2013)。

セスバニアが栽培されていた2015年6月12日(DOY163)から同年9月2日(DOY245)に、長崎県農林技術開発センター・干拓営農研究部門内の圃場の小区画(12.7 m×30.0 m)において(Fig. 2.1), 圃場を代表するような中央部寄り暗渠管付近の1地点の深さ5 cm, 15 cm, 25 cm, 45 cm, 70 cmにSDI-12型TDTセンサー(Acclima, Inc.)を埋設した。TDTセンサーをデータロガー(CR1000, Campbell scientific, Inc.)に接続し、干拓地土壌中の見かけの誘電率( $\epsilon$ ), バルクEC( $\sigma_b$ )および地温( $T$ )を1時間間隔で連続測定した。TDTセンサーの設置深度は、同圃場で行われた先行調査(弓削ら, 2018)を参考に、深さ5 cm, 15 cm, 25 cm, 45 cmとした。暗渠付近に高濃度の塩分が滞留している可能性があるためと地権者から聞き取りをしたため、これらの4深度に加えて深さ70 cmにもセンサーを埋設した。なお、同センサーのマニュアル(クリマテック株式会社, 2019)によれば、水を供試材料とした場合のセンサーの測定限界となるECは5.0 dS m<sup>-1</sup>であり、この限界以下のEC条件では $\epsilon$ に及ぼすECの影響は小さいことが確認されている(上村・宮本, 2015)。試験場内に設置された転



倒ます型雨量計(TR-525, Texas Electronics, Inc.)を用いて, 降水量を測定した。なお, 地温測定データに基づき, (井上・塩沢, 1994)に倣って, 測定された $\sigma_6$ を 25 °C に対する数値に補正した。



**Fig. 2.1** 観測現場の概要

Overview of the observation site

2015年12月20日(DOY354)から2016年5月5日(DOY126)のタマネギ栽培期間においても、TDT センサーを畝内部の土壌水分および電気伝導度の測定に用いた。長崎県農林技術開発センター・干拓営農研究部門内の圃場に設けられた畝幅 150 cm, 畝高 20 cm の畝を黒色プラスチックフィルムで被覆し、10 cm 間隔でタマネギ(もみじ3号)を4条植えた栽培区画(12.7 m×30.0 m)の株間の1地点の、深さ 5 cm, 15 cm, 25 cm に TDT センサーを水平に埋設した(Fig. 2.2)。それらをデータロガー(CR1000, Campbell Scientific, Inc.)に接続した後、 $T$ ,  $\varepsilon$ ,  $\sigma_b$  の三者を1時間間隔で連続測定し、前述と同様に  $T$  に基づき、(井上・塩沢, 1994)に倣って、測定された $\sigma_b$  を 25 °C に対する数値に補正した。同一圃場内に設置された温湿度計および転倒ます型雨量計(TR525, Texas Electronics, Inc.)により、気温( $T_{air}$ )および降水量も1時間間隔で測定した。

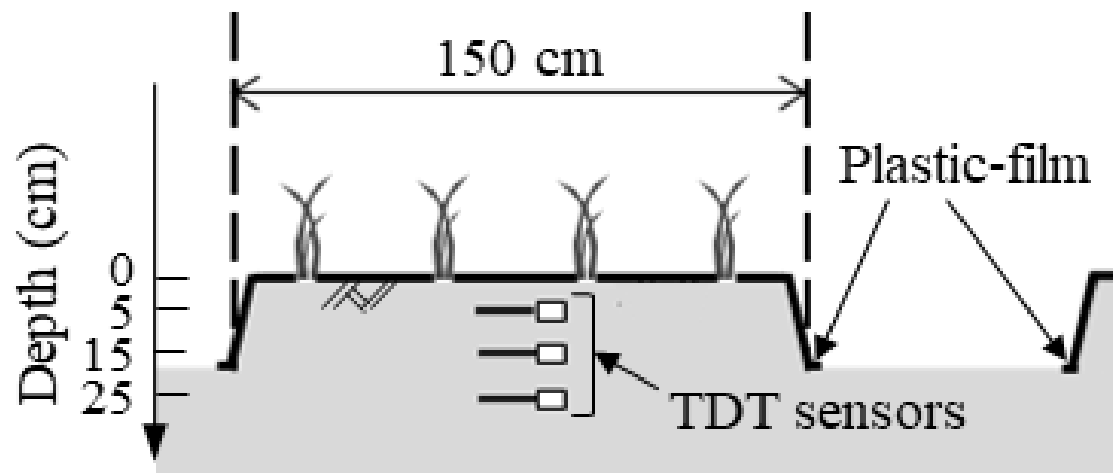


Fig. 2.2 観測現場の模式図

Schematic diagram of field observation

## 2. 2. 2 干拓地土壌の水分移動特性

前述の圃場の小区画内の3地点において、TDTセンサーを埋設した深さ5 cm, 15 cm, 25 cm, 45 cm, 70 cmより、100 cm<sup>3</sup>コアサンプラーを用いて干拓地土壌を採取し、乾燥密度( $\rho_d$ )を求めた(**Table 2.1**)。そして、吸引法により-158.5 cm以上、また遠心法により-158.5 cm未満のマトリックポテンシャル( $\psi_m$ )に対する、3地点から採取した同一深さの試料の平均体積含水率を決定した(**Fig. 2.3**)。次式で表される Van Genuchten (1980)の式(以後、VG式と称す)を各深さの測定結果(**Fig. 2.3**)に当てはめることにより、VG式中の2つのパラメータ( $\alpha, N$ )を最適化し(**Table 2.1**)、各土層の水分特性曲線を決定した(**Fig. 2.3**)。

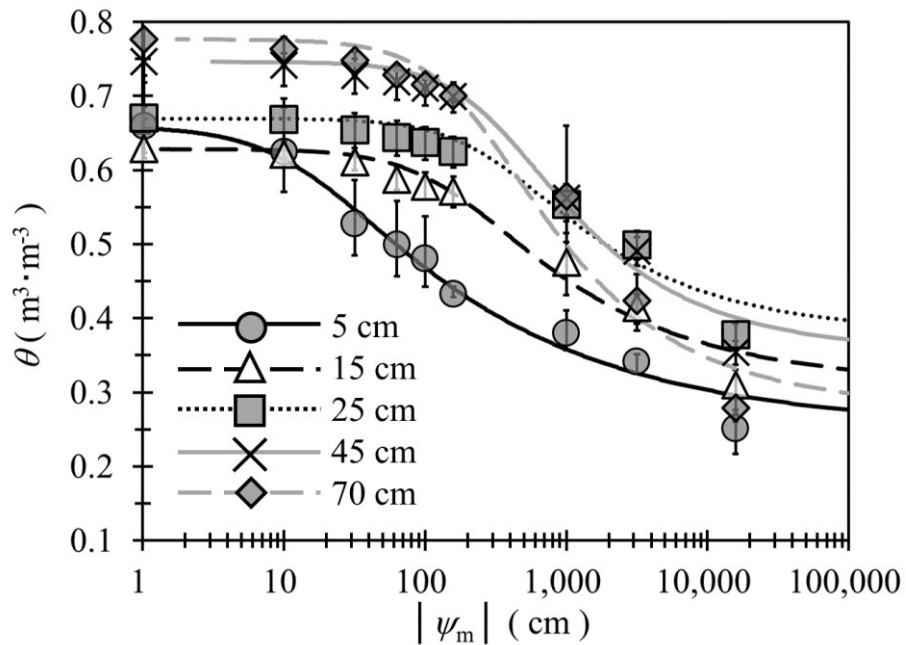
$$\theta(\psi_m) = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\{1 + [\alpha(-\psi_m)]^N\}^M}, \quad M = 1 - \frac{1}{N} \quad (2.1)$$

ここで、 $\theta$  は体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )、 $\theta_r$  は残留体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )、 $\theta_s$  は飽和体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )である。

**Table 2.1** 各土層の土壤水分特性パラメータ

Parameters of soil hydraulic functions

Depth ( cm )	$\rho_d$ ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )	Optimized VG parameter		$\theta_s$ ( $\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ )	$\theta_r$ ( $\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ )
		$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	$N$		
5	0.89	0.070	1.316	0.659	0.252
15	0.97	0.006	1.423	0.629	0.310
25	0.86	0.003	1.474	0.670	0.378
45	0.66	0.003	1.543	0.746	0.354
70	0.58	0.005	1.522	0.777	0.279

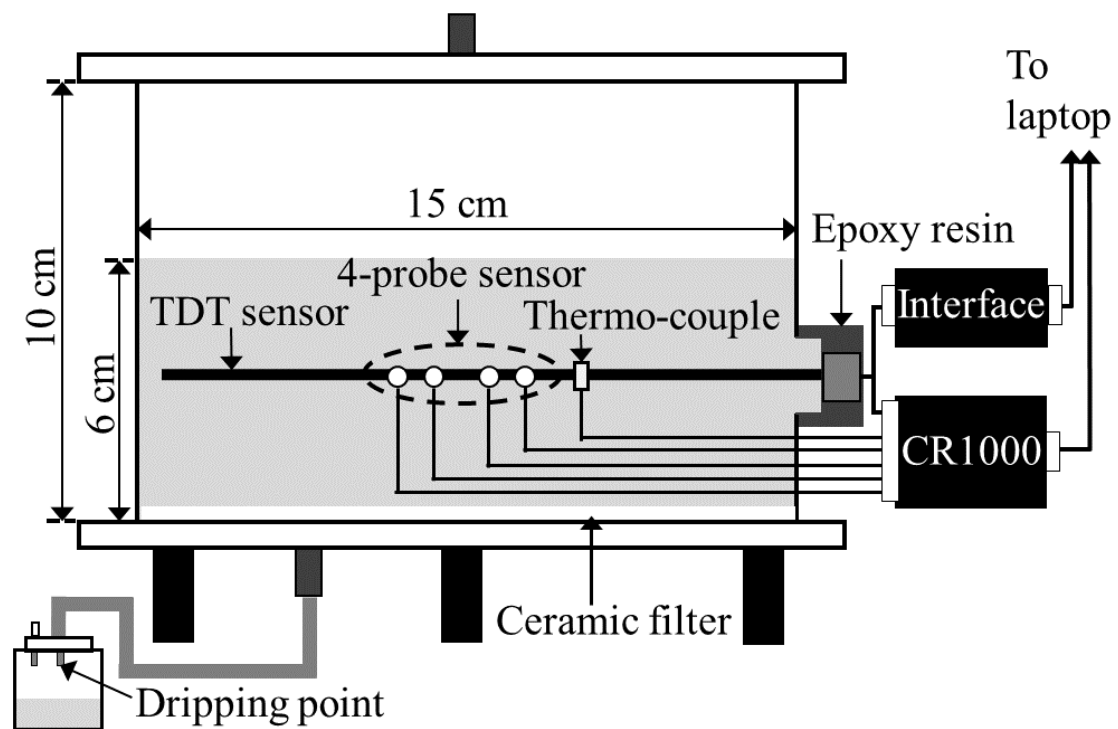


**Fig. 2.3** 水分特性曲線

Soil water retention curve

### 2. 2. 3 室内排水実験による TDT センサーのキャリブレーション

前述の圃場より, 30 cm 以浅の作土層のかく乱試料(砂:6.2 %, シルト:45.5 %, 粘土:48.3 %)を採取し, セラミックフィルターを敷設したアクリル製円筒カラム(高さ 10 cm, 内径 15 cm)の高さ 6 cm までそれを充填した(Fig. 2.4)。なお, 2.1 に述べた観測対象地点の環境を再現できるよう, 可能な限り密に試料を充填したが, カラム内の $\rho_d$ は  $0.80 \text{ g cm}^{-3}$  となり, 深さ 5 cm, 15 cm, 25 cm のそれ(Table 2.1)よりやや小さくなった。水溶液の EC が  $0.12 \text{ dS m}^{-1}$  または  $19.9 \text{ dS m}^{-1}$  の NaCl 溶液をカラム下端から毛管飽和させた後, 4 ポアボリューム相当の同一溶液を下方へ向けて飽和浸透させることによって土中水の交換を促し, これを水分飽和カラムとした。カラムの高さ 3 cm の位置に TDT センサーを水平に固定した。なお, センサーの感知部長はカラム内径に近い 14.4 cm であるため, 感知部の先端が面した壁面と根端周囲の壁面を削って感知部周囲に十分な空間を設けることにより, センサー出力に及ぼす壁面の影響がないよう留意した。直径 0.3 cm, 長さ 3.0 cm の 4 本のステンレス鋼棒を平行に配した校正済みの 4 極 EC センサーおよび熱電対を, TDT センサーと同一の高さに水平に固定した。



**Fig. 2.4** 実験装置の概略図

Schematic diagram of experimental setup



水分飽和カラム下端に接続した PVC チューブの先端口の高さを、カラムより低い高さに固定して土中水の排水を促した後、排水が停止した時点の積算排出水量を求めた。TDT センサーを自作の SDI-12/RS-232 インターフェイスを介してコンピューターに接続し、5 ps 間隔で計 4,000 点の電位( $V$ )のテキストデータを取得し、これを TDT 波形とした。また、TDT センサーをデータロガーに接続し直し、TDT センサーによる $\varepsilon$ 、4 極 EC センサーによるバルク EC( $\sigma_b$ )をそれぞれ 10 回測定し、その平均値を記録した。なお、室温 25 °C の実験室内で本実験を行った結果、熱電対で測定した実験中のカラム温度は 25 °C ( $\pm 1$  °C)であった。下端に与えるサクシオンを-200 cm 程度まで 3~4 段階で増大させて更なる排水を促した後、各サクシオン適用時の排水が停止した状態で、上述の測定を反復した。その後、カラムから供試土を取り出し、炉乾法により最終的な $\theta$ 値を求め、各サクシオン適用時の積算排出水量から各サクシオン適用後の $\theta$ を逆算した。なお、一連の室内排水実験において、試料の収縮は認められなかった。以上の室内排水実験を反復することによって得た $\varepsilon$ と $\theta$ に基づき、両者の経験的關係を定めた。なお、PVC チューブの先端口の高さの調節によって創出できた $\theta$ の下限値は  $0.51 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であったことから、後述する $\varepsilon$ - $\theta$ の経験式の有効範囲を $\theta \geq 0.51 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ と定めた。45 cm 以深の土壌についても、同様の実験を試みたものの、グライ層の性質上、現場に近い充填環境を再現することが難しく、実験時に土壌の収縮が認められたことから、30 cm 以浅のキャリブレーション結果を全層に適用することとした。

土中水の EC( $\sigma_w$ )の推定には、次の Hilhorst(2000)の式が多用される。

$$\sigma_w = \frac{\varepsilon_w \sigma_b}{\varepsilon - \varepsilon_{\sigma_b=0}} \quad (2.2)$$

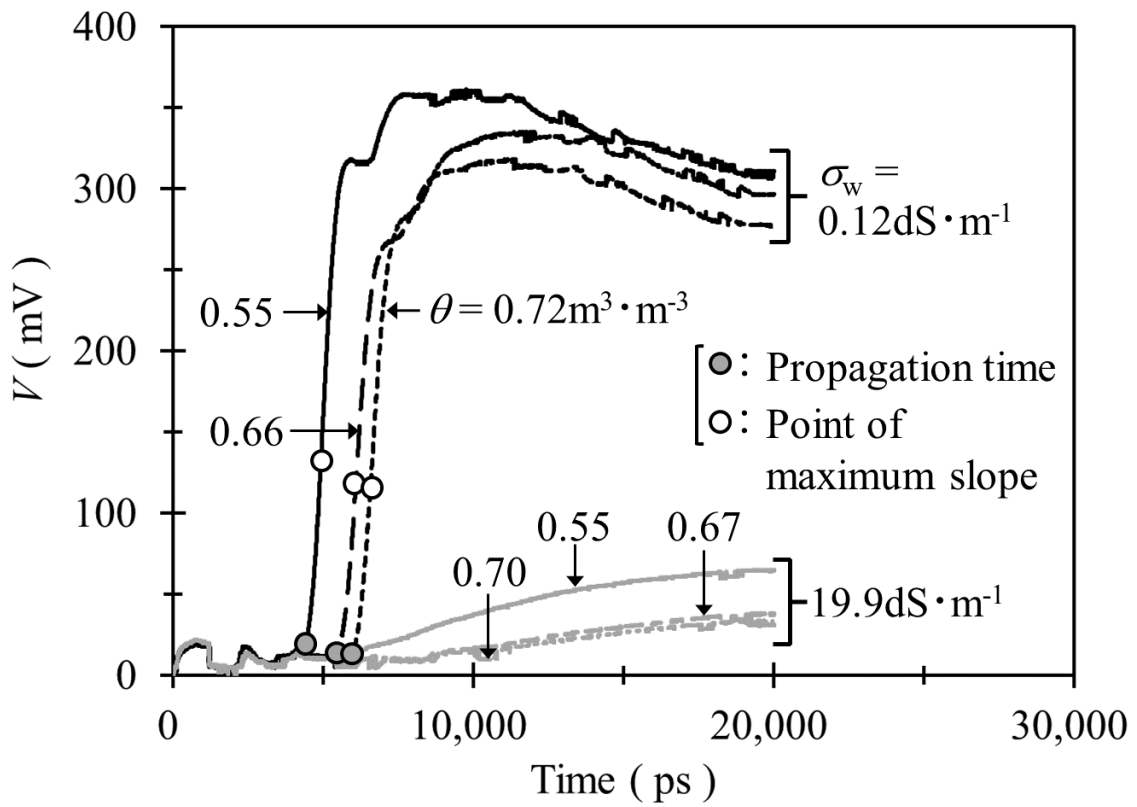
ここで、 $\varepsilon_w$  は水の誘電率(25 °C の場合は 78.5)、 $\varepsilon_{\sigma_b=0}$  は $\sigma_b = 0$  のときの土壌の誘電率をそれぞれ表す。 $\varepsilon_{\sigma_b=0}$  は、供試土と高 $\sigma_w$  溶液との混合比を変えながら、各条件における $\varepsilon$ および $\sigma_b$ を求めることによって決定できる(例えば、登尾, 2003)。本研究では、既往

の研究の関連に倣って、 $\sigma_w$  が十分に高い  $19.9 \text{ dS m}^{-1}$  の NaCl 溶液を混合した際の測定結果をもとに、 $\varepsilon_{\text{ob}=0}$  を推定した。

## 2. 3 結果と考察

### 2. 3. 1 干拓地表層土の誘電特性

NaCl 溶液と混合した表層土の TDT 波形は、 $\theta$  および  $\sigma_w$  の条件によって、異なる形状を示した(Fig. 2.5)。広帯域のマイクロ波ステップパルスの送受信機能を有する TDT センサーが出力する TDT 波形は、ステップ状を示す (宮本ら, 2017a)。 $\sigma_w = 0.12 \text{ dS m}^{-1}$  の NaCl 溶液と混合した表層土においても、 $\theta$  によらず、急峻な立ち上がり部を伴ったステップ状の TDT 波形が得られた(Fig. 2.5)。同センサーでは、TDT 波形の立ち上がり部の起点となる点、すなわち、伝播時間(Fig. 2.5 の黒丸)から  $\varepsilon$ 、また波形の最大勾配点(Fig. 2.5 の白抜き丸)の勾配値に基づき  $\sigma_b$  が推定される。豊浦砂に対する (宮本ら, 2017a)の報告と同様、 $\theta$  の増加とともに波形の伝播時間(Fig. 2.5 の黒丸)は波形の右側へシフトし、ステップパルスが TDT センサーの感知部を透過するのに要する時間は大きくなった。一方、 $\sigma_w = 19.9 \text{ dS m}^{-1}$  の場合、 $\sigma_w = 0.12 \text{ dS m}^{-1}$  の場合に比べ、ステップパルスの減衰量が大きいため、立ち上がり部の勾配は緩やかであった。立ち上がり部が不明確であったため、センサーに実装されている波形解析アルゴリズムに基づき、伝播時間と最大勾配点(Fig. 2.5 の白抜き丸)を決定することができず、 $\varepsilon$  および  $\sigma_b$  は解析エラーとして処理せざるを得なかった。対照的に、4 極 EC センサーによる  $\sigma_b$  は、 $\sigma_w = 0.12 \text{ dS m}^{-1}$  の場合はもとより、 $\sigma_w = 19.9 \text{ dS m}^{-1}$  溶液の場合においても、 $\theta$  によらず決定可能であった。以上のことから、 $\sigma_w = 19.9 \text{ dS m}^{-1}$  溶液と混合した 30 cm 以浅の表層土の水分・EC 測定条件は、 $\theta$  によらず TDT センサーの適用限界を超えていたことが判明した。



**Fig. 2.5**  $0.12 \text{ dS m}^{-1}$  または  $19.9 \text{ dS m}^{-1}$  の NaCl 溶液と混合した表層土の TDT 波形  
TDT waveforms for near-surface soil samples mixed with NaCl solutions of  $0.12 \text{ dS m}^{-1}$   
or  $19.9 \text{ dS m}^{-1}$

(2.2)式中の $\varepsilon_{\sigma_b=0}$ を推定するために、得られた $\varepsilon$ - $\theta$ 関係と4極ECセンサーの出力値とを組み合わせた手法を検討した。 $\varepsilon_{\sigma_b=0}$ は、一般に、高 $\sigma_w$ 溶液との混合条件下における $\varepsilon$ および $\sigma_b$ に基づき推定される(例えば、登尾, 2003)。しかし、 $\sigma_w = 19.9 \text{ dS m}^{-1}$ 溶液と混合した干拓地表層土のTDT波形から $\varepsilon$ 値を得ることができなかったことから、本研究では、新たな $\varepsilon_{\sigma_b=0}$ の推定法を検討することとした。まず、 $\sigma_w = 0.12 \text{ dS m}^{-1}$ における波形解析結果に基づき、表層土の $\varepsilon$ と $\theta$ との経験的関係を表す次の(2.3)式および(2.4)式を決定した。

$$\varepsilon = -1,145.900\theta^3 + 2,412.088\theta^2 - 1,557.112\theta + 339.163$$

$$(\varepsilon \geq 20.4, R^2 = 0.98) \quad (2.3)$$

$$\theta = 0.000003\varepsilon^3 - 0.000464\varepsilon^2 + 0.028659\varepsilon + 0.110360$$

$$(\theta \geq 0.51 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}, R^2 = 0.96) \quad (2.4)$$

**Fig. 2.4**の実験装置を利用した室内排水実験の水分計測条件は、 $\theta \geq 0.51 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ であるため、(2.3)式および(2.4)式の適用範囲もこの範囲に限定されるものの、Topp et al.(1980)の式では再現できない高水分領域の $\varepsilon$ - $\theta$ 関係を比較的良く再現した(**Fig. 2.6**)。室内排水実験では、 $\sigma_w = 19.9 \text{ dS m}^{-1}$ 溶液を与えた場合の $\varepsilon$ 値を決定できなかったものの、段階的にサクシオンを増大させた際の排出水量に基づき、各段階における $\theta$ 値を求めることは可能である。本研究では、広帯域のマイクロ波信号を用いた土壤水分計測において、Topp et al.(1980)の式に代表される多くの土壤における $\varepsilon$ - $\theta$ の経験的関係がECに影響されないことを踏まえ、本研究の表層土においてもECに依存しない一意的な $\varepsilon$ - $\theta$ 関係が成立すると考え、求めた $\theta$ 値を(2.3)式に代入することによって $\varepsilon$ 値を求めることとした。そうして得た $\varepsilon$ と4極ECセンサーによる $\sigma_b$ との関係を図示した結果(**Fig. 2.7**)、表層土の $\varepsilon$ - $\sigma_b$ 関係を次式で表した。

$$\varepsilon = 4.510\sigma_b + 2.256 \quad (2.5)$$

(2.5)式の切片として与えられる 2.256 が, 表層土における(2.2)式中の $\varepsilon_{\sigma_b=0}$ となる。得られた表層土の $\varepsilon_{\sigma_b=0}$ は, 種々の土壌の $\varepsilon_{\sigma_b=0}$ を求めた Hilhorst(2000)の測定結果の範囲内(1.9~7.6)にあったものの, 粘土分の含有量が 40 %を超える 3 種の土壌の数値の範囲(3.1~5.8)と比して小さかった。

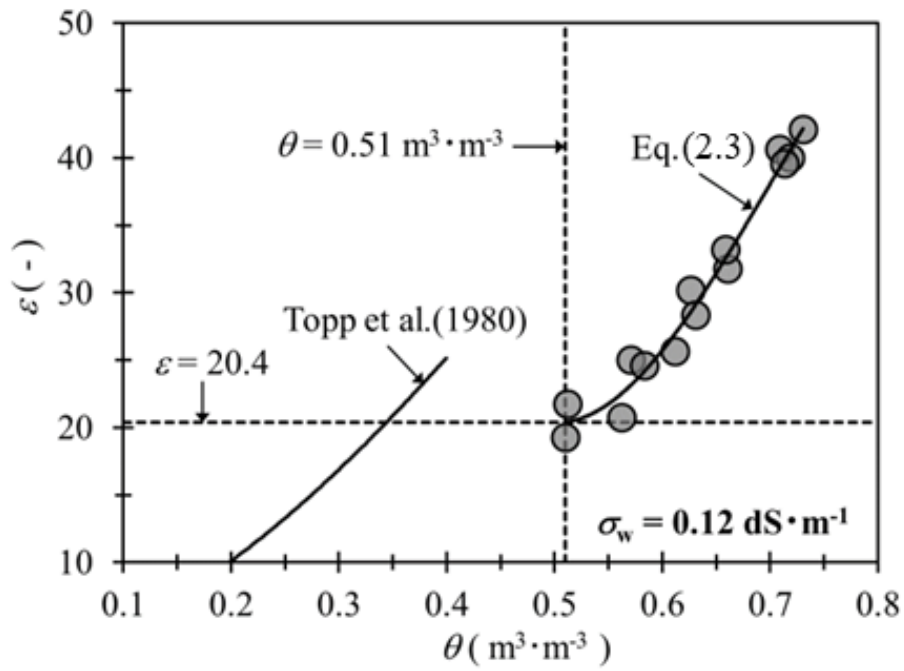


Fig. 2.6 体積含水率( $\theta$ )と見かけの誘電率( $\varepsilon$ )の関係

Volumetric water content ( $\theta$ ) for apparent permittivity ( $\varepsilon$ )

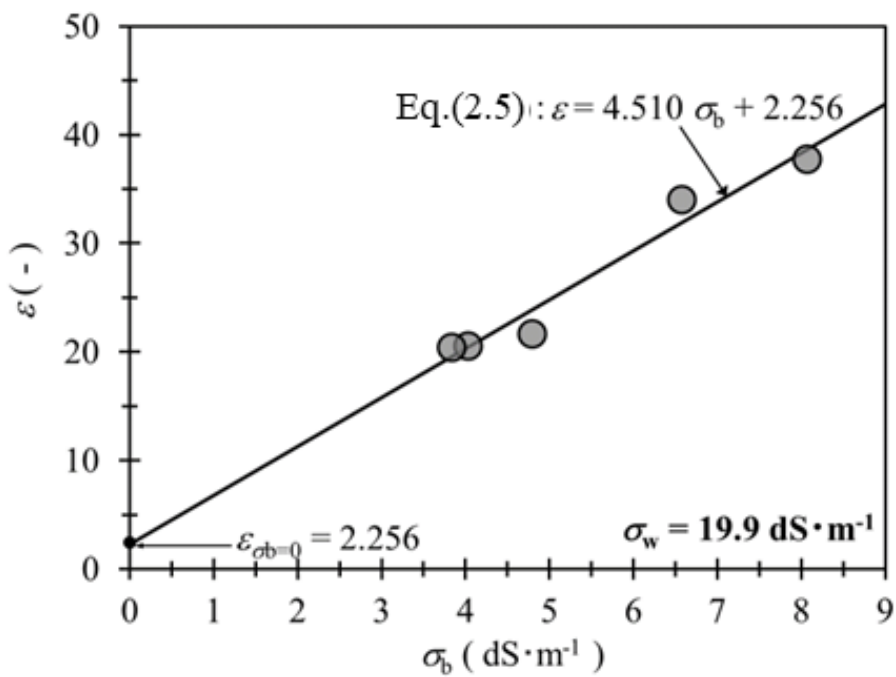


Fig. 2.7 バルク EC( $\sigma_b$ )と見かけの誘電率( $\varepsilon$ )の関係

Bulk EC ( $\sigma_b$ ) for apparent permittivity ( $\varepsilon$ )

## 2. 3. 2 セスバニア栽培期間中の土中の水分および塩分環境の変化

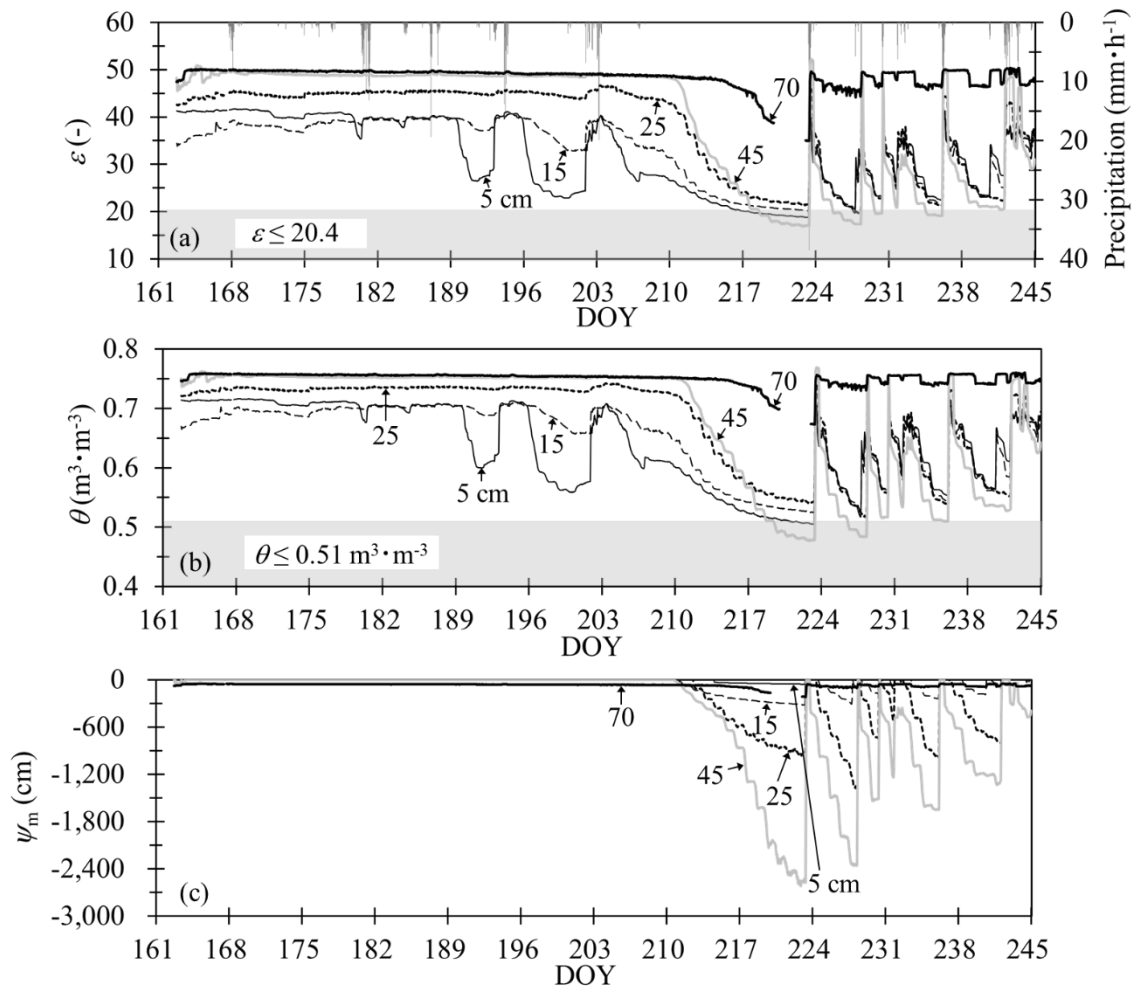
### 2. 3. 2. 1 水分環境

TDT センサーにより測定したセスバニア栽培期間中の土中の $\varepsilon$ は、降雨イベントと連動した変化を示した(**Fig. 2.8(a)**)。DOY220~222 においては、高バルク EC 条件特有の TDT 波形の平滑化(**Fig. 2.5**)が原因で、深さ 70 cm の $\varepsilon$ を決定することができなかった(**Fig. 2.8(a)**)。しかし、その期間を除けば、地表面に近いほど、 $\varepsilon$ は小さかったこと、無降雨期間中により早く急減したこと、降雨に対して正の応答を示したこと等が確認された(**Fig. 2.8(a)**)。とりわけ、連続干天日数が最長となった DOY204~222 では、全深度の $\varepsilon$ が上層から順に減少し、乾燥の兆候が深さ 70 cm にまで及ぶこと、また、それ以降は 45 cm 以浅の $\varepsilon$ が類似した変動を示すことが確認された(**Fig. 2.8(a)**)。粘質土の構造は、乾燥によって不可逆的に変化することから (上村ら, 2016), DOY204~222 の前後に認められた $\varepsilon$ の変動傾向の差異は、著しい乾燥に伴う土壌構造の変化が、観測対象土層内の水分移動形態や埋設したセンサーと土壌との接触等に影響を及ぼしたためであると推察される。

測定された $\varepsilon$ から求めた $\theta$ と $\psi_m$ は、深さによって異なる挙動を示した。ここで、干拓地土壌の水分移動特性が深さによって差異が生じるように(**Fig. 2.3** および **Table 2.1**), 厳密には、粒度組成、乾燥密度および鉱物組成等の差異によって各層の $\varepsilon$ - $\theta$ 関係も異なり得る。しかし、14.4 cm 長の感知部構造を有する TDT センサーを、土を乱さずに埋設することができず、各層ごとに $\varepsilon$ - $\theta$ 関係を定めることは実験的に困難であった。よって、本研究では、各深さにおける $\varepsilon$ 値を 30 cm 以浅のかく乱土に対する(2.4)式に代入することによって $\theta$ を、さらに各深さの VG 式のパラメータ(**Table 2.1**)を代入した(2.1)式を介して得られた $\theta$ を $\psi_m$ に変換することにより、各深さの $\theta$ および $\psi_m$ の経日変化を求めた。



(2.4)式は、深さ 30 cm より浅い作土層の土壌を対象に求めた式であり、深さ 45 cm および 70 cm の  $\theta$  および  $\psi_m$  の変動や数値の是非について論評することは難しいが、それらを除く深さ 5 cm, 15 cm, 25 cm の  $\theta$  および  $\psi_m$  には、 $\varepsilon$  の場合(Fig. 2.8(a))と同様、降雨イベントと連動した増加または無降雨期間中の低下が認められた(Fig. 2.8(b)および Fig. 2.8(c))。特に、DOY204 以降の夏季の最長連続干天期間中に、深さ 25 cm の  $\psi_m$  値が深さ 5 cm および 15 cm のそれよりも小さく、-1,000 cm 付近まで急減した点は興味深い。深さによる  $\theta$  および  $\psi_m$  の挙動の差異には、各土層の水分移動特性の差異に加え、セスバニアの根の伸長過程や根群密度等が複合的に影響したためと推察されるものの、この点については、更なる検討が必要である。



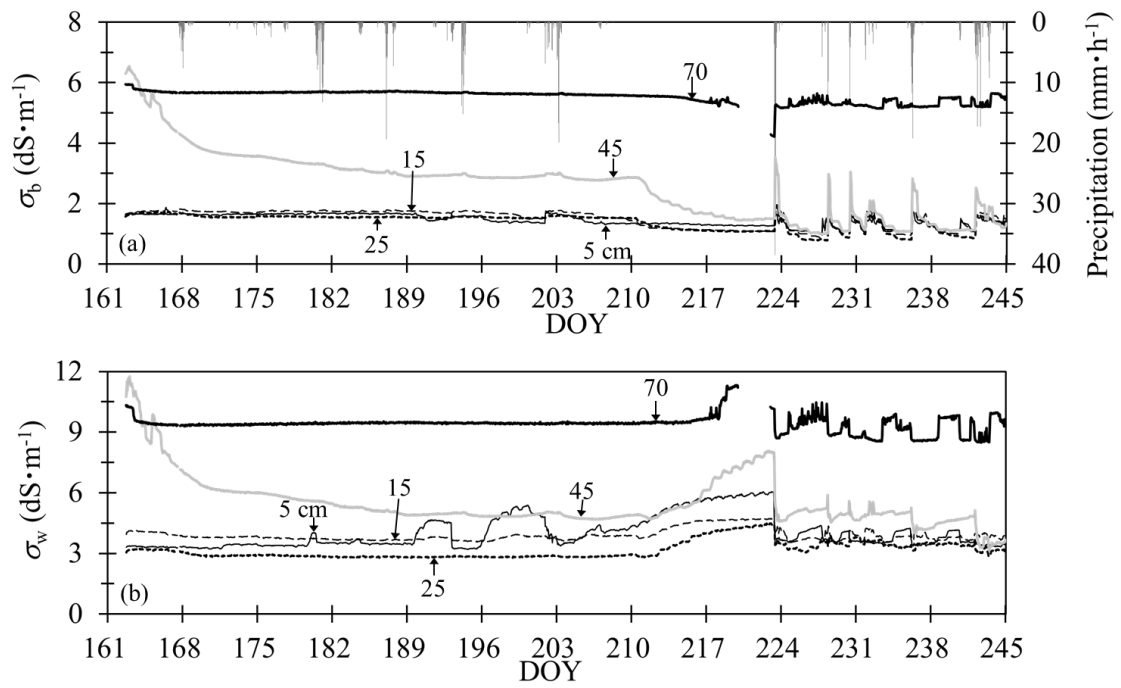
**Fig. 2.8** (a)見かけの誘電率( $\epsilon$ ), (b)体積含水率( $\theta$ ), (c)マトリックポテンシャル( $\psi_m$ )の  
経日変化

Daily changes in (a) apparent permittivity ( $\epsilon$ ), (b) volumetric water content ( $\theta$ ), and (c) matric potential ( $\psi_m$ )

### 2. 3. 2. 2 EC および塩分環境

測定された $\sigma_b$ は、降雨イベントと連動した変動を示す期間と、そうでない期間に大別された(Fig. 2.9(a))。深さ 70 cm の $\sigma_b$ は、他の深さのそれに比べ、高い数値を示した。40 cm～50 cm 以深にグライ層が存在すること、また深い位置に高塩分濃度層が認められること等から、深さ 70 cm の高い $\sigma_b$ 値は、土性の差異や高塩分濃度層の存在を示唆すると考える。一方、測定開始直後の DOY163 以降、深さ 45 cm の $\sigma_b$ のみ漸減したが、それを除けば、各深さの $\sigma_b$ は、最長連続干天期間の開始日となった DOY204 まで、降雨イベントによらず概ね一定値で推移した(Fig. 2.9(a))。その後、全深度の乾燥が進行した DOY204～222 においては(Fig. 2.8(a))、深さ 45 cm の $\sigma_b$ の部分的な低下が確認された(Fig. 2.9(a))。一方で、その期間の深さ 5 cm, 15 cm, 25 cm の $\sigma_b$ の変化は小さかった(Fig. 2.9(a))。一般に、 $\sigma_b$ は、 $\theta$ が大きいほど、そして $\sigma_w$ が大きいほど高くなることから、25 cm 以浅の $\sigma_b$ 値の低下が軽微であったことは(Fig. 2.9(a))、25 cm 以浅において、 $\theta$ の低下に伴って $\sigma_w$ が増大したことを示唆する。

(2.5)式から求めた $\varepsilon_{\sigma_b=0}$ を(2.2)式に与えた後、測定した $\varepsilon$ および $\sigma_b$ を同式に代入して推定した各深さの $\sigma_w$ は、降雨イベント後に低下し、干天日に増加する傾向が認められた(Fig. 2.9(b))。本研究の観測期間は、降雨が集中する梅雨から夏にかけての3ヶ月未満である。比較的降水量が多い時期であったため、干拓地において懸念される塩分の遡上を示す $\sigma_w$ の中長期的な増加トレンドを見出すことはできなかった。しかし、各深さの $\sigma_w$ は、降雨イベントの際に低下し、逆に干天日に増大したことは、水分変動に伴う土中溶液の塩分濃度の増減、すなわち、 $\theta$ の増大に伴う土中水の希釈による $\sigma_w$ の低下と、 $\theta$ の低下に伴う土中水の濃縮による $\sigma_w$ の増加を効果的に捉えたことを示す。センサーを埋設する際に土を乱すものの、粘土分を多量に含む干拓地においても、土中の水分および塩分環境を連続的に観測できる点は、TDT センサーを適用する利点の1つである。



**Fig. 2.9** (a)バルク EC( $\sigma_b$ )と(b)土中水の EC( $\sigma_w$ )の経日変化

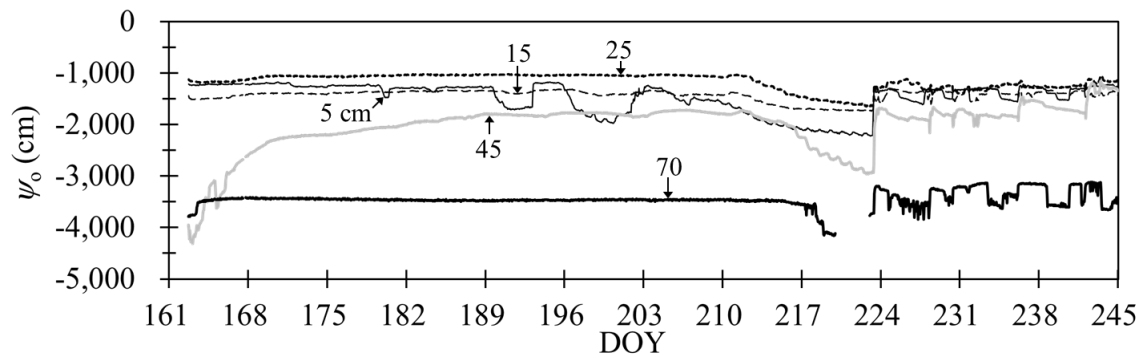
Daily changes in (a) bulk EC ( $\sigma_b$ ) and (b) EC of soil solution ( $\sigma_w$ )

ここで、表層土中の塩分ストレスを評価するために、U. S. Salinity Laboratory Staff(1954)が示した次式に基づき、各深さの $\sigma_w$  値を浸透ポテンシャル( $\psi_o(\text{cm})$ )に変換し、その経日変化を求めることを試みた(Fig. 2.10)。

$$\psi_o = \frac{-3,600\sigma_w}{g} \quad (2.6)$$

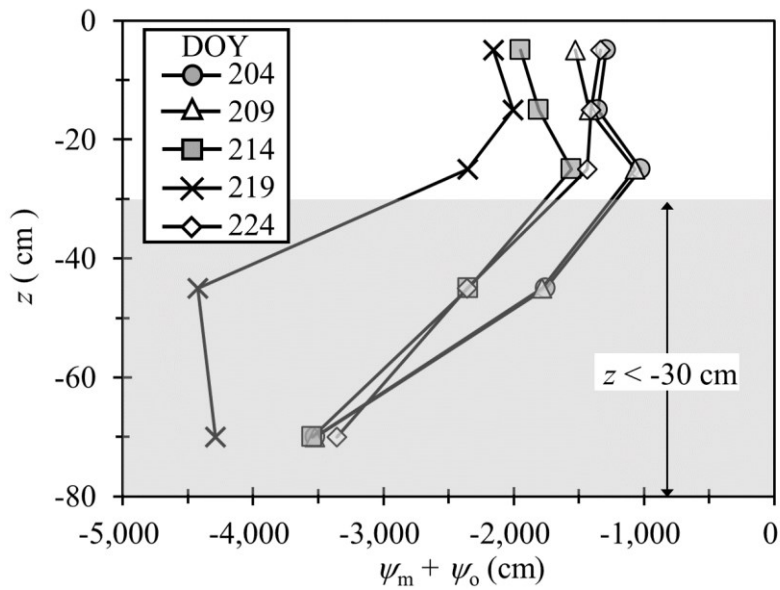
$g$  は重力加速度( $\text{m s}^{-2}$ )を表す。なお、前節で述べた $\theta$ および $\psi_m$ と同様、深さ 45 cm および 70 cm の $\psi_o$  値については、実際の数値と大きく乖離する可能性があるため、本研究では 30 cm 以浅の $\psi_o$  値に着目したところ、観測全期間を通して生長阻害水分点( $\psi_o = -1,000 \text{ cm}$ )に相当もしくはそれを下回る $\psi_o$  値が、深さ 5 cm, 15 cm, 25 cm に発現すること、また $\psi_o$  値が $\theta$ の増加に対して正の応答を示すこと等が示唆された(Fig. 2.10)。特に、連続干天日数が最長となった DOY204~222 の 30 cm 以浅の表層土中の 3 地点において、 $\psi_m$ (Fig. 2.8(c))と $\psi_o$ (Fig. 2.10)の和の鉛直プロファイルが-3,000 cm ~ -2,000 cm まで低下したことは、セスバニアに対して生長阻害水分点(-1,000 cm)を超える水分および塩分のストレスを恒常的に与えた可能性がある(Fig. 2.11)。

2.3.1 に述べたように、4 極 EC センサーを併用した室内排水実験を行えば、粘質土においても(2.2)式中の $\varepsilon_{cb=0}$  を決定でき、30 cm 以浅の水分および塩分環境の変動を明らかにすることができた。ただし、実験上の制約により、下層のグライ層に本法を適用することができなかつた点や、土中水の EC に関する一連の考察を裏付けるサンプルリング調査結果との照合を行っていない点について、更なる検討を要すると考える。



**Fig. 2.10** 浸透ポテンシャル( $\psi_0$ )の経日変化

Daily changes in osmotic potential ( $\psi_0$ )



**Fig. 2.11** マトリックポテンシャル( $\psi_m$ )と浸透ポテンシャル( $\psi_0$ )の和の鉛直プロファイル

Vertical profiles of the sum of matric potential ( $\psi_m$ ) and osmotic potential ( $\psi_0$ ) during five days

## 2. 3. 3 プラスチックフィルム被覆下の土中の水分および塩分環境の 変化

### 2. 3. 3. 1 畝内部の土壌環境

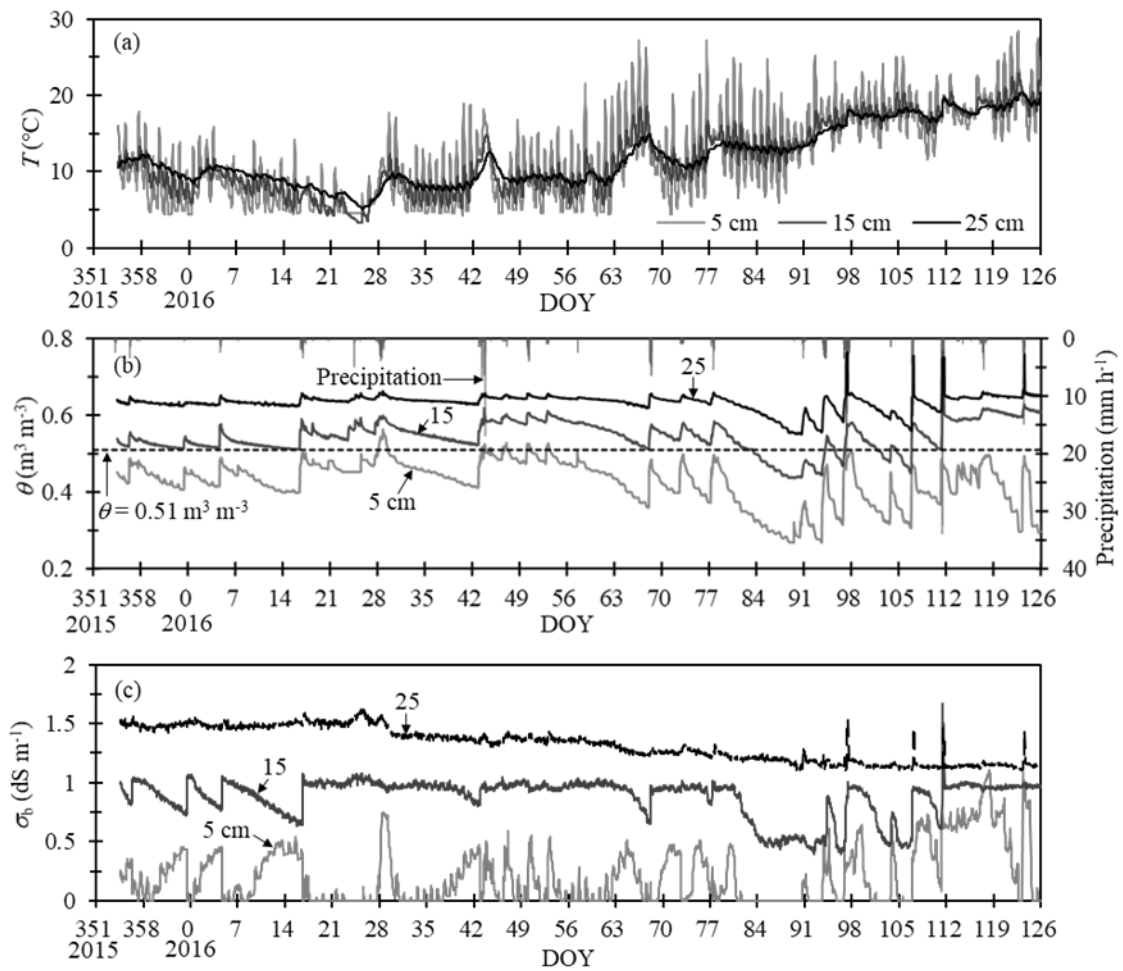
畝内部の地温は、日変化を繰り返しながら、右肩上がりの上昇傾向を示した(Fig. 2.12(a))。寒波の到来により、2016年のDOY24.1に圃場の気温が最低値-10℃まで低下し、深さ15cmの $T$ が期間最低値3.7℃を記録した。しかし、その日を含めた測定期間中に、各深さの $T$ は氷点下に下がることはなく、DOY24.1を起点として、時間とともに徐々に高くなり、2016年のDOY122.6には深さ5cmの $T$ が期間最大値28.4℃に達した。測定期間中の $T$ の振幅は、地表面(0cm)に近いほど大きかった。この結果から、プラスチックフィルムによる地温上昇効果は、地表面に近いほど高かったと考えられる。

プラスチックフィルム被覆下では、地表面に近いほど、より強い乾燥状態が維持された。地表面における水の流出入を阻害するものがない場合、雨水は地表面から下方へ浸潤するため、降雨時には地表面に近いほど上層から順に $\theta$ が急増するのが一般的である。しかし、プラスチックフィルム被覆下では、植栽口への局所的な雨水の浸透(原口, 2009; 鈴木, 1998)を除き、地表面から土壌中への雨水の鉛直浸透は起こらないため、降雨時における5cmの $\theta$ の上昇は限定的であり、15cmおよび25cm地点の $\theta$ よりも低い水準に留まった(Fig. 2.12(b))。また、既往のシミュレーション結果と同様、降雨後の $\theta$ の低下速度および低下量も地表面に近い5cmが最も大きかった。(2.4)式の適用範囲外となる $0.51\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ 未満の $\theta$ の精度は不明であるため、5cmの $\theta$ を、他の深さのそれと区別して取り扱う必要があるものの、栽培期間を通して地表面に近いほど、より乾燥した状態が安定的に創出されるのが、プラスチックフィルム被覆下の畝内部に

生じる土壌環境の特徴であろう。

$\sigma_b$  は、 $\theta$ と連動した変化を示した(**Fig. 2.12(c)**)。  $\sigma_b$  が著しく小さい低 $\theta$ 条件では、TDT センサーによる $\sigma_b$  の感度が低く、所定の閾値を越えない限りゼロを示すため、5 cm の $\sigma_b$  は、たびたびゼロを示した。一方、15 cm および 25 cm の $\sigma_b$  は、概ね $\theta$ と連動した変化を示した(**Fig. 2.12(b)**, **Fig. 2.12(c)**)。  $\sigma_b$  は、 $\theta$ の2乗および $\sigma_w$ に比例する。 $\theta$ の上昇は土中水の希釈、すなわち、 $\sigma_w$ の低下に直結することから、 $\theta$ と $\sigma_w$ は、それぞれ $\sigma_b$ に対して相反する効果を及ぼす。15 cm および 25 cm の $\sigma_b$ が $\theta$ と連動した(**Fig. 2.12(c)**)ことは、 $\sigma_b$ に及ぼす $\theta$ の効果が $\sigma_w$ のそれと比して相対的に大きかったためであると考える。

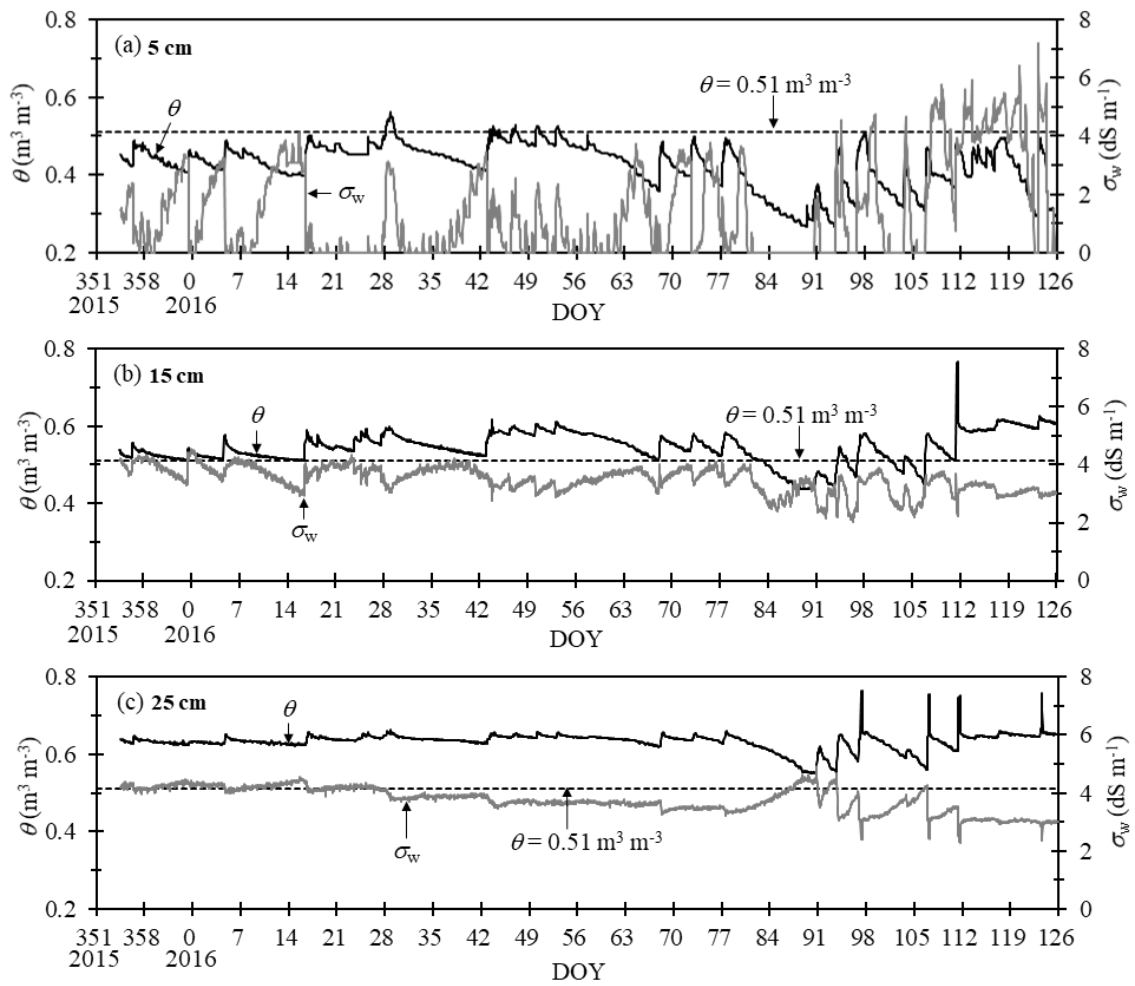




**Fig. 2.12** (a)地温( $T$ ), (b)体積含水率( $\theta$ )と降水量, (c)バルク EC( $\sigma_b$ )の経日変化

Daily changes in (a) soil temperature( $T$ ), (b) volumetric water content( $\theta$ ) and precipitation, and (c) bulk EC( $\sigma_b$ )

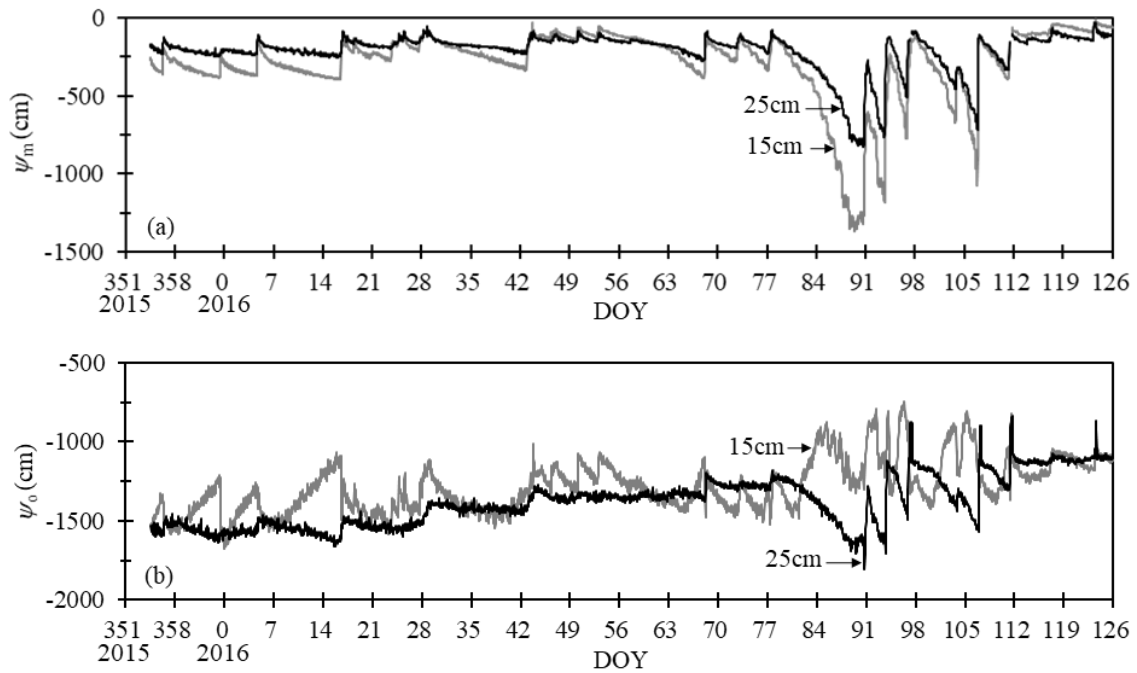
$\theta$ に対する $\sigma_w$ の負の応答が、部分的に認められた(Fig. 2.13)。本研究の調査対象圃場では、中長期的な裸地の土壌水分・塩分測定が実施されており、作土層の $\sigma_w$ が $\theta$ に対して負の応答を示すことが明らかになっている(平嶋ら, 2020)。プラスチックフィルム被覆下における $\sigma_w$ の態様を明らかにするために、既往の報告(平嶋ら, 2020)に倣って、(2.2)式に基づき各深度の $\sigma_w$ を算出した(Fig. 2.13)。5 cmでは、 $\theta$ 値の大半が(2.4)式の適用条件外で推移したこと(Fig. 2.13(a))、また測定された $\sigma_b$ もたびたびゼロを示したこと(Fig. 2.12(c))等の理由により、現時点では、この深さの $\sigma_w$ の変動(Fig. 2.13(a))について考察するのは難しいと考える。一方、15 cmではDOY16.5以前およびDOY80.6~111.4を除く期間において、また25 cmでは全期間において、 $\theta$ に対する $\sigma_w$ の負の応答が認められ(Fig. 2.13(b), (c))、その応答は裸地の場合(平嶋ら, 2020)と類似した。しかし、全測定期間の $\sigma_w$ の変動を俯瞰すると、 $\theta$ の減少、すなわち、土中水の濃縮による $\sigma_w$ の上昇効果は一時的なものであり、15 cmおよび25 cmの $\sigma_w$ は漸減した。一般に、下層土の塩分濃度が高く、浅い地下水面からの毛細管現象による上方への水移動が卓越する干拓地では、下層土中の塩分の遡上を抑制するために、適宜、かん水を行う必要があるものの、プラスチックフィルムで被覆した圃場では、それを行うことができない。しかし、プラスチックフィルムによって地表面における水分蒸発と、それに伴う塩分の遡上が抑制されたことにより、植栽口および畝間から浸潤する雨水の浸透に伴って、15 cmおよび25 cmの $\sigma_w$ が漸減したと考える。



**Fig. 2.13** 深さ(a)5 cm, (b)15 cm, (c)25 cm の体積含水率( $\theta$ )と土中水の EC( $\sigma_w$ )の  
経日変化

Daily changes in volumetric water content ( $\theta$ ) and EC of soil solution( $\sigma_w$ ) at the depths  
of (a)5 cm, (b)15 cm, and (c)25 cm

15 cm および 25 cm の  $\psi_m$  および  $\psi_o$  の変化の態様を把握することができた(Fig. 2.14)。 (2.4)式の適用条件外だった 5 cm の  $\psi_m$  を推定できなかったものの、15 cm および 25 cm のそれは、測定期間後半に大きく減少する期間が認められた(Fig. 2.14(a))。なかでも、15 cm では、DOY89.5 に期間最小値-1,370 cm を示した。一方、(2.6)式から求めた 15 cm および 5 cm の  $\psi_o$  は、増減を繰り返したものの、測定期間を通して概ね同一の水準を維持し(Fig. 2.14(b))、生長阻害水分点(農業農村工学会, 2019)(-1,000 cm)を下回る水準にあった。これらの深さでは、 $\theta$  の減少に起因する乾燥ストレスに加え、生長阻害水分点を越える強い塩分ストレスが恒常的に作用し得る条件であったと考える。



**Fig. 2.14** (a)マトリックポテンシャル( $\psi_m$ )と浸透ポテンシャル( $\psi_o$ )の経日変化

Daily changes in (a) matric potential( $\psi_m$ ) and (b)osmotic potential( $\psi_o$ )

### 2. 3. 3. 2 土中水ポテンシャルが収量に及ぼす影響

乾燥地・半乾燥地の灌漑農業地域では、持続可能な灌漑農業技術の開発・普及を目的として、土壌の飽和抽出液の EC( $\sigma_e$ )と後述する相対収量( $Y_r$ )との関係、すなわち、Crop salt tolerance data (Tanji and Kielen, 2002)が調べられてきた。一方、TDT センサーを利用して得た干拓地土壌中の測定値のうち、深さ 5 cm の測定値についてはばらつきが大きく利用できないものの、深さ 15 cm および 25 cm の測定値については十分に利用できると思え、各深さにおける $\sigma_e$ の算出と、それが及ぼす  $Y_r$  への影響について考察する。

飽和抽出液を抽出する混合物中の土壌に対する水の質量比を  $n$  ( $\text{g g}^{-1}$ )とし、両者の混合比を 1: $n$ 、そして混合物から抽出される土中水の EC を $\sigma_{1:n}$ ( $\text{dS m}^{-1}$ )とそれぞれ定めると、 $\sigma_{1:n}$ は、含水比  $w(\text{g g}^{-1})=(\theta/\rho_d)$ および乾燥密度( $\rho_d$ )の関数として、次式で表される。

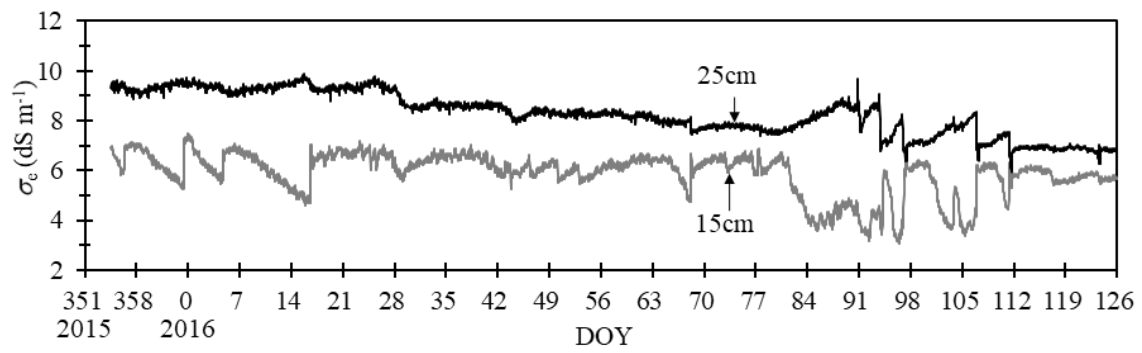
$$\sigma_{1:n} = \sigma_w \frac{w}{n} = \sigma_w \frac{\theta}{n\rho_d} \quad (2.7)$$

世界各地の土壌において  $\sigma_{1:n}$  と $\sigma_e$  との関係が調べられ、多様な $\sigma_{1:n}$ - $\sigma_e$  式が提案されている。本研究では、 $n = 1$  の場合、すなわち、 $\sigma_{1:1}$ と $\sigma_e$ との経験的関係( $\sigma_{1:n}$ - $\sigma_e$ 式)として、

$$\sigma_e = 3\sigma_{1:1} = 3\sigma_w \frac{\theta}{\rho_d} \quad (2.8)$$

を適用して、 $\sigma_e$ を評価することとする。

$\theta$ と $\sigma_w$ を同時に推定できる TDT センサーを用いて、 $\sigma_e$ の変化を推定した(Fig. 2.15)。同一圃場における先行研究 (平嶋ら, 2020)より、深さ 15 cm の $\rho_d$ は  $0.97 \text{ g cm}^{-3}$ 、25 cm のそれは  $0.86 \text{ g cm}^{-3}$  であることが判明している。それらと、TDT センサーによる $\theta$ および $\sigma_w$ を(2.8)式に代入して求めた $\sigma_e$ は、短期的な増減を繰り返しながらも、測定期間を通して徐々に低下した。



**Fig. 2.15** 土壤の飽和抽出液の EC( $\sigma_e$ )の経日変化

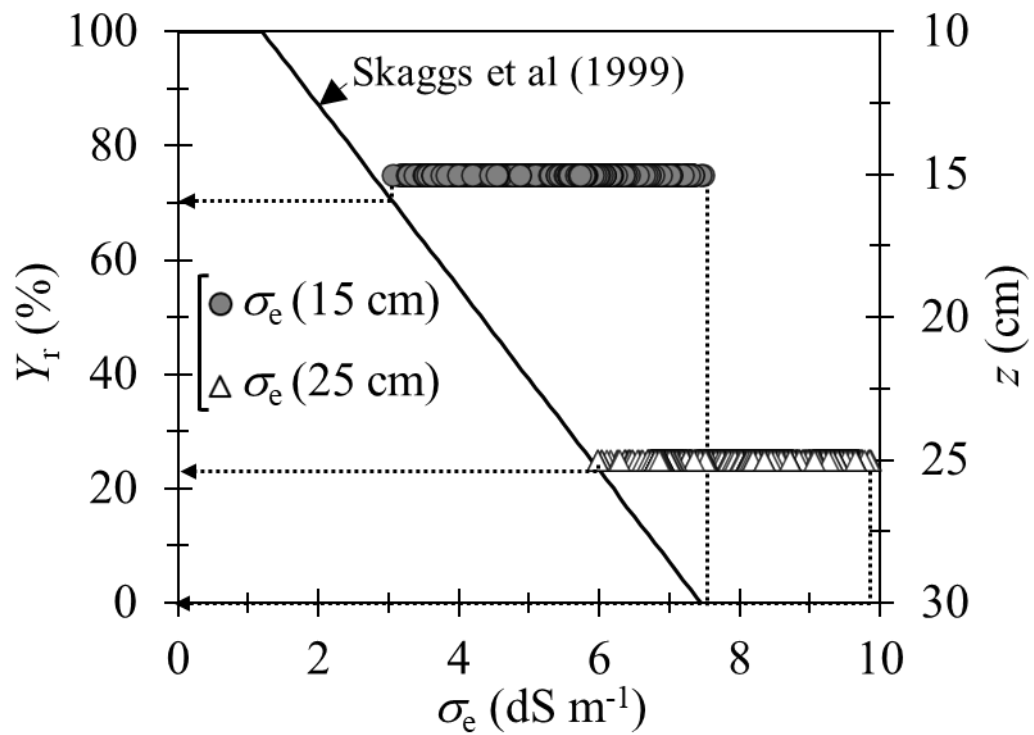
Daily changes in EC of saturation extract( $\sigma_e$ )

深さ 15 cm および 25 cm の EC は、タマネギの収量減に繋がる水準であったことが示唆された。先述の  $Y_r$  と  $\sigma_e$  との間には、次式が成立する (Skaggs et al., 1999; Tanji and Kielen, 2002)。

$$Y_r = 100 - b(\sigma_e - a) \quad (2.9)$$

$Y_r$  は、収量に及ぼす塩分の影響がない場合を 100 % としたときの相対収量であり、 $a$  および  $b$  は、農作物の収量と  $\sigma_e$  との経験的関係を表すためのパラメーターを表す。タマネギ(もみじ 3 号)に対する  $a$  および  $b$  の数値が不明であるため、本研究では、便宜的に既往の報告に則って  $a = 1.2 \text{ dS m}^{-1}$ 、 $b = 16 \% \text{ m dS}^{-1}$  として(2.9)式に基づき  $\sigma_e$ - $Y_r$  関係(Fig. 2.16 の実線)を定めたいえで、測定期間内の 15 cm および 25 cm の  $\sigma_e$  を求め、それら全てを同一図中に示した(Fig. 2.16)。その結果、深さ 15 cm および 25 cm の  $\sigma_e$  に対応する  $Y_r$  の範囲は、それぞれ 0.0~70.3 % および 0.0~23.6 % となった。これらの結果は、どちらの深さにおいても  $\sigma_e$  により  $Y_r$  を低下させる期間が認められたこと、特に深さ 25 cm では  $Y_r$  を大きく低下させ得る水準にあったこと等を示唆するものである。

既往の研究 (Skaggs et al., 1999; U. S. Salinity Laboratory Staff, 1954)に基づく以上の  $\sigma_e$  に関する解析結果は、作土層の EC が、必ずしも収量減に直結することを示唆するものではない。干拓地土壌に対する  $\sigma_{1:n}$ - $\sigma_e$  式が不明であるため、本研究では、(2.8)式 (U. S. Salinity Laboratory Staff, 1954)を便宜的に適用したものの、 $\sigma_{1:n}$ - $\sigma_e$  式は土壌によって異なるため、干拓地土壌を供試土壌として同式を決定しない限り、正確に  $\sigma_e$  を推定することは難しい。また、実際の収量に及ぼす塩分の影響は、作目に加え (Tanji and Kielen, 2002)、その品種や根群分布によっても異なるものの、タマネギ(もみじ 3 号)に対する  $a$  および  $b$  値と根群分布のデータは取得しておらず、根に最も近い深さ 5 cm の水分・EC に関する測定結果も得られていないため、Fig. 2.16 に関する考察は、15 cm 以深に限ったものとならざるを得ない。



**Fig. 2.16** タマネギの相対収量( $Y_r$ )および深さ( $z$ )と深さ 15 cm, 25 cm の土壌の飽和抽出液の EC( $\sigma_e$ )との関係

Relative yield( $Y_r$ ) of onion or soil depth( $z$ ) for EC of saturation extract( $\sigma_e$ ) at the depths of 15 cm and 25 cm



## 2. 4 まとめ

本研究では、潜在的塩害リスクを抱える干拓地土壌の水分および塩分環境の連続測定法を確立することを目的として、TDT センサーを用いた新たな粘質土の体積含水率( $\theta$ )、マトリックポテンシャル( $\psi_m$ )、土中水の EC( $\sigma_w$ )、浸透ポテンシャル( $\psi_o$ )等の同時推定法を検討した。また、アメリカ合衆国農務省の算定法 (U. S. Salinity Laboratory Staff, 1954)に基づき、塩分環境の変化がタマネギの収量に及ぼす影響について考察した。

粘質土の特殊な誘電特性が原因で、TDT センサーによる見かけの誘電率( $\epsilon$ )を Topp 式(Topp et al., 1980)に代入して $\theta$ を推定したり、 $\sigma_w$  の推定に適用する Hilhorst(2000)式中のパラメータ( $\epsilon_{ob=0}$ )を得たりすることはできなかった。精度良く $\epsilon_{ob=0}$ を求めるためには、高 EC 溶液と粘質土との混合試料を対象に $\epsilon$ とバルク EC とを同時に決定する必要がある。しかし、本研究の粘質土は、TDT センサーの測定限界を超える高いバルク EC を示す。本研究では、30 cm 以浅の表層土を供試土として室内排水実験を行い、別途、4 極 EC センサーによるバルク EC 測定および排出水量に基づく $\theta$ 測定を行うことによって、 $\epsilon$ と $\theta$ との経験的關係に加え、 $\epsilon_{ob=0}$  の推定、Hilhorst(2000)式に基づく $\sigma_w$  の推定等を可能にした。このような手法に基づき、比較的降雨が多い夏季における干拓地土壌の水分および塩分環境の変化の態様を明らかにすることができ、表層土中に生長阻害水分点を超える水分および塩分ストレスが恒常的に発生する可能性を示した。

タマネギ栽培期間におけるプラスチックフィルム被覆下の深さ 5 cm の TDT センサーの $\theta$ 値は、(2.4)式の適用条件( $\theta \geq 0.51 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ )外であった。しかし、15 cm および 25 cm に埋設した TDT センサーによる $\theta$ および $\sigma_b$ に基づき、畝内部の水分および塩分の動態に関する知見、すなわち、(a)上層ほど強い乾燥状態が維持されること、(b)土中

水の  $EC(\sigma_w)$  は漸減傾向にあり、下層土中の塩分の遡上の兆候は認められないこと、(c) 深さ 15 cm および 25 cm の飽和抽出液の  $EC(\sigma_e)$  はタマネギの相対収量( $Y_r$ )が低下し得る水準にあること等を明らかにした。ただし、実際の  $Y_r$  に及ぼす塩分の影響を評価するためには、根が密集する地表面近傍の測定値の蓄積に加え、 $\sigma_e$  に基づく  $Y_r$  の評価精度の向上のための更なる取り組みを要する。これらの技術的課題は認められるものの、(2.4)式の適用条件を低 $\theta$ 領域へ拡大し、根群分布を考慮する等の改善を図れば、 $\sigma_w$ とそれから求められる $\sigma_e$ に基づき、塩分濃度がタマネギの収量に及ぼす水準にあるか否かをリアルタイムで診断できるだけでなく、超過する場合にはその濃度を低下させる手立てを講じることが可能となろう。

干拓地土壌に代表される粘質土については、センサー技術の適用限界や特殊な誘電特性が原因となり、土壌水分および塩分の中長期的観測データが少ない。本研究で提案した手法は、 $\varepsilon_{\theta=0}$  を求めるための室内排水実験を行う手間や実験上の制約などの課題がある。しかし、テンシオメーター法や静電容量式土壌水分センサーと比べ、広範な水分および EC 条件において動作し、出力値に及ぼす温度および EC の依存性が小さい TDT センサーの長所を考慮すると、粘質土中の水分および塩分環境の中長期的観測手法として本法を適用する意義は大きい。

諫早湾干拓地では、大区画農地のスケールメリットを生かした多品目の露地栽培が展開されている。TDT センサーに代表される小型センサーを用いて土壌中の水分・ECを測定することは、プラスチックフィルム被覆下をはじめ、多種多様な作目および栽培環境における土壌中の水分・塩分環境を効果的に制御し、持続可能な干拓地農業技術を構築するうえで非常に有用であると考えられる。今後は、TDT センサーによる観測地点を増やし、圃場の $\sigma_e$ の時空間変動特性を明らかにするとともに、土壌中の塩分が収量に与える影響とその制御手法について検討する予定である。

## 第 2 章 参考文献

安中武幸, 花山 奨 (2015): ECH2O 5TE による土壌含水率出力への電気伝導度と温度の影響, 土壌の物理性, **130**, 13-18.

Arroyo FJ, Carrique F, Jiménez-Olivares ML, Delgado AV (2000): Rheological and electrokinetic properties of sodium montmorillonite suspensions: II. Low-frequency dielectric dispersion, Journal of Colloid and Interface Science, **229**(1), 118-122.

クリマテック株式会社 (参照 2019 9.14): TDT 土壌水分センサー取扱説明書 Rev6.0, ( オ ン ラ イ ン ), [http://www.weather.co.jp/PDF/manual/TDT\\_UserManual\\_JP\\_Climatec\\_Rev6.pdf](http://www.weather.co.jp/PDF/manual/TDT_UserManual_JP_Climatec_Rev6.pdf)

原口智和 (2009): フィルムマルチの植栽孔の大きさと土壌水分・熱環境, 佐賀大学農学部彙報, **94**, 61-71.

Hilhorst Max A (2000): A pore water conductivity sensor, Soil Science Society of America Journal, **64**(6), 1922-1925.

平嶋雄太, 宮本英揮, 弓削こずえ (2020): 時間領域透過法 (TDT) センサを活用した干拓農地の土壌水分および塩分の観測, 農業農村工学会論文集, **88**(1), I\_21-I\_28.

井上光弘, 塩沢 昌 (1994): 4 極法による土壌カラム内の 電気伝導度測定とその応用, 土壌の物理性, **70**, 23-28.

Ishida Tomoyuki, Kawase Masaya, Yagi Kiyohito, Yamakawa Junji, Fukada Kazuhiro (2003): Effects of the counterion on dielectric spectroscopy of a montmorillonite suspension over the frequency range 105–1010 Hz, Journal of Colloid and

- Interface Science, **268**(1), 121-126.
- Ishida Tomoyuki, Makino Tomoyuki, Wang Changjun (2000): Dielectric-relaxation spectroscopy of kaolinite, montmorillonite, allophane, and imogolite under moist conditions, *Clays and Clay Minerals*, **48**(1), 75-84.
- Kasahara Y, Nishi N (1964): プラスチックフィルムマルチによる照度, 温度, 土壌水分, 土壌 pH の変化とレタスの生育および雑草防除との関係, *農学研究*, **50**(2), 79-102.
- Kaviratna PD, Pinnavaia Thomas J, Schroeder PA (1996): Dielectric properties of smectite clays, *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, **57**(12), 1897-1906.
- 久米英夫, 吉田恵美子 (1969): タバコ栽培における地温・土壌水分に対するフィルムマルチの影響について, *生物環境調節*, **6**(2), 81-86.
- 草川知行, 松丸恒夫, 青柳森一 (2003): マルチ内施肥によるトンネル春夏どりニンジンの減肥栽培, *園芸學會雑誌*, **72**(5), 432-439.
- Lockhart NC (1980a): Electrical properties and the surface characteristics and structure of clays. I. Swelling clays, *Journal of Colloid and Interface Science*, **74**(2), 509-519.
- Lockhart NC (1980b): Electrical properties and the surface characteristics and structure of clays. II. Kaolinite—a nonswelling clay, *Journal of Colloid and Interface Science*, **74**(2), 520-529.
- 宮本英揮, 上村将彰, 平嶋雄太 (2017a): デジタル TDT センサーを用いた土壌の水分・電気伝導度の同時計測, *地下水学会誌*, **59**(1), 11-19.
- 宮本英揮, 伊藤直樹, 間瀬 淳, 徳本家康, 筑紫二郎 (2013): 土壌水分・電気伝導度の同時計測への時間領域透過法の適用, *農業農村工学会論文集*, **81**(6), 513-519.

- 宮本英揮, 長 裕幸, 伊藤祐二, 筑紫二郎, 江口壽彦 (2009): 種々の電気伝導度条件に対する静電容量式土壤水分センサーの校正モデル, 植物環境工学, **21**(2), 86-91.
- 宮本輝仁, 岩田 幸良, 亀山 幸司 (2017b): HYDRUS を用いた湿潤地域におけるマルチ栽培下の土壤水分動態解明, 土壤の物理性, **136**, 3-14.
- Mojid M. A., Cho H (2006): Estimating the fully developed diffuse double layer thickness from the bulk electrical conductivity in clay, Applied clay science, **33**(3-4), 278-286.
- 武藤由子, 渡辺晋生, 山本清仁, 倉島栄一 (2015): 5TE センサーで測定した土壤水分量の簡易補正と電気伝導率の検証, 農業農村工学会論文集, **83**(2), I\_9-I\_17.
- 中山敬一 (1971): 畑地における消費水量の効率上昇に関する研究 (IV) ビニルマルチによる土壤面蒸発の抑制, 農業土木学会論文集, **1971**(35), 20-23.
- 登尾浩助 (2003): 実践 TDR 法活用 一土壤中の水分・塩分量の同時測定一, 土壤の物理性, **93**, 57-65.
- 農業農村工学会 (2019): 改訂 6 版農業農村工学標準用語辞典, 農業農村工学会.
- 大塚英一, 金子文宜, 松丸恒夫 (2007): ニンジンのマルチ内施肥による肥料窒素の溶脱抑制効果, 千葉県農業総合研究センター, **6**, 31-37.
- 大森誉紀, 横田仁子, 武智和彦 (2012): マルチを利用したタマネギ有機栽培の実証と小型機械化体系の導入の効果, 愛媛県農林水産研究所, **4**, 61-66.
- Saarenketo Timo (1998): Electrical properties of water in clay and silty soils, Journal of applied geophysics, **40**(1-3), 73-88.
- 坂本 庵, 神納 浄, 相野公孝, 吉倉惇一郎, 塩飽邦子 (1986): 露地太陽熱利用によるハクサイ土壤病害防除: フィルムマルチ条件下における殺菌有効地温の

- 解明, 兵庫県農業総合センター, **34**, 63-68.
- Skaggs R Wayne, Van Schilfgaarde Jan, Bartels JM, Hatfield Jerry L, Volenec Jeffrey Joseph, Bigham JM (1999): Agricultural drainage, American Society of Agronomy Madison, Wisconsin, USA, p.55-108.
- 鈴木 純 (1998): フィルムマルチ施用畑の雨水と土壌水分の挙動, 農業気象, **54**(1), 23-29.
- U.S. Salinity Laboratory Staff(1954): Diagnosis and improvement of saline and alkali soils, US Department of Agriculture.
- 山田寧直, 三木洋子, 平山裕介 (2013): 土壌管理の違いが諫早湾干拓土壌の理化学性へ与える影響 第 1 報 営農開始 2 年後の土壌理化学性, 一般社団法人 日本土壌肥料学会.
- 弓削こずえ, 濱田耕佑, 阿南光政, 濱上邦彦 (2018): 干拓農地における水分ストレスの評価と灌漑スケジューリングの最適化, 農業農村工学会論文集, **86**(1), I\_55-I\_62.
- 上村将彰, 吉田莉恵, 宮本英揮 (2016): 重粘土の含水比・間隙比の同時計測に対する時間領域透過法の適用, 佐賀大学農学部彙報, **101**, 13-23.
- 上村将彰, 宮本英揮 (2015): 見かけの誘電率および電気伝導度計測法としての SDI-12 型時間領域透過法 (TDT) センサーの性能評価, 佐賀大学農学部彙報, **100**, 43-53.
- 田村利行, 岩田直記, 高山隆夫, 岩崎悦雄, 高橋 登 (1986): マルチ資材によるダイコンモザイク病対策, 関東東山病虫害研究会年報, **1986**(33), 98-99.
- Tanji Kenneth K, Kielen Neeltje C (2002): Agricultural drainage water management in arid and semi-arid areas, FAO Rome.
- 谷川寅彦, 木原康孝, 福桜盛一, 矢部勝彦 (2000): フィルム被覆栽培下における造

成畑の水分動態と水分消費特性, 農業土木学会論文集, **2000**(210), 819-825,  
a813.

Topp G Clarke, Davis JL, Annan Aa P (1980): Electromagnetic determination of soil  
water content: Measurements in coaxial transmission lines, Water Resources  
Research, **16**(3), 574-582.

Van Genuchten M Th (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic  
conductivity of unsaturated soils, Soil Science Society of America Journal, **44**(5),  
892-898.

## 第3章 宇宙線中性子を利用した重粘土の表層土壌水分観測

### 3.1 はじめに

広域の土壌水分観測手法として、近年、宇宙線中性子を活用して半径約 330 m 以内の体積含水率( $\theta$ )の空間代表値を評価する宇宙線土壌水分観測システム (COSMOS: COsmic-ray Soil Moisture Observing System) (Zreda et al., 2012)利用されている。COSMOS は、地表面近傍の熱外中性子数または熱中性子数に基づき、それらと負の相関を示す $\theta$ を評価する技術である (Zreda et al., 2008)。宇宙線中性子数の観測は、積雪深や $\theta$ の評価のために古くから試みられてきたが(例えば, Kodama et al., 1979; 小玉, 1977), 中性子観測および情報通信技術の発展によって、宇宙線中性子検出器の小型化や遠隔地からのデータ収集が可能となったことにより、COSMOSは実用可能な技術水準に到達した (Desilets and Zreda, 2003; Zreda et al., 2012)ことから、米国や欧州では、 $\theta$ 観測に用いられている (Coopersmith et al., 2014; Cosh et al., 2016; Ragab et al., 2017)。

地表面近傍の宇宙線中性子数は、 $\theta$ に加え、大気圧、絶対湿度、バックグラウンドの中性子数等に影響される。そのため、COSMOSによる $\theta$ 観測では、それらの観測値に基づく中性子数の補正を行うことが利用の前提となる(Zreda et al., 2012)。観測現場に気圧計や温湿度センサーを併設すれば、大気圧や絶対湿度の数値を得ることはできるものの、太陽活動によって変化するバックグラウンドの中性子数の観測点は少ない。そのため、ニュートロンモニターの観測値のデータベース「NMDB(Real-time database for high-resolution neutron monitor measurements)」(NMDB, 2023)で公開されているスイス連邦における観測値を、COSMOS設置地点の地磁気強度に基づいて補正する



ことにより、バックグラウンドの中性子数を見積もることができる (Hawdon et al., 2014)。

熱外中性子数を $\theta$ に変換する前段として、観測現場において、中性子検出器のキャリブレーションを行う必要がある。既往の研究(例えば、(Zreda et al., 2012))では、COSMOS 設置場所を中心点とした半径 25 m, 75 m, 175 m の各同心円と、中心点から 60° 間隔で 6 方向に伸長した直線との交点(計 18 地点)を定め、地表面から深さ 30 cm まで 5 cm 間隔で計 6 深度の不攪乱土を定期的に採取し、炉乾法により求めた $\theta$ の平均値と熱外中性子数との関係に基づき、キャリブレーションを行っている。しかし、我が国では、観測対象となる農耕地の大きさが、COSMOS の観測領域よりも小さい場合や、領域内の土壌の定期採取が困難な場合が多いため、既往の研究(例えば、Zreda et al., 2012)で採用されている先述のキャリブレーション法を採用することが難しい。

有明海沿岸の低平地には、微細な粘土粒子を多量に含む重粘土が堆積した農地(以後、干拓農地と称す)が広がっている。夏季に干天日が続くと、干拓農地の表層土中に成長阻害水分点を大きく超える水分・塩分ストレスが発生し得る(平嶋ら, 2020)。良質な農作物を生産するためには、そうした状態に至らないよう水分および塩分を適切に管理する必要があり、その管理指標となる $\theta$ を定量的に評価することが重要である。

広大な干拓農地における $\theta$ の空間代表値の評価法として、COSMOS は有力な手法の 1 つになり得るものの、重粘土への同法の適用事例は認められない。 $\theta$ が COSMOS の水平方向の観測領域に与える影響は小さいものの (Desilets and Zreda, 2013; Zreda et al., 2012)、深さ方向の観測領域の最大深さ、すなわち、有効観測深さ( $z^*$ )については、 $\theta$ の増加に伴って浅くなることが知られている (Franz et al., 2012a)。地下水位が浅い位置に存在し、比較的高い水準で $\theta$ が推移する干拓農地のような土壌において、COSMOS が利用された前例はなく、 $\theta$ 観測法としての同法の有効性は不明である。

本研究では、低平地における重粘土の表層土壌水分観測法としての COSMOS の有効性を明らかにするために、重粘土に対する適用実績 (平嶋ら, 2020)が認められる時間領域透過法(TDT)センサーを設置した試験圃場において、COSMOS を用いて熱外中性子数の経時変化を観測した。そして、別途、観測した大気圧および絶対湿度に加え、データベース・NMDB からダウンロードしたバックグラウンドの中性子数の3者に基づく補正を行うことにより、熱外中性子数を求めた。COSMOS による熱外中性子数と、その近傍に埋設した TDT センサーによる $\theta$ との関係に基づき、COSMOS の簡易的なキャリブレーションを実施したうえで、 $\theta$ の空間代表値を推定した。さらに、TDT センサーによる $\theta$ の鉛直分布から $z^*$ を推定することによって、COSMOS の有効観測深さについても考察した。

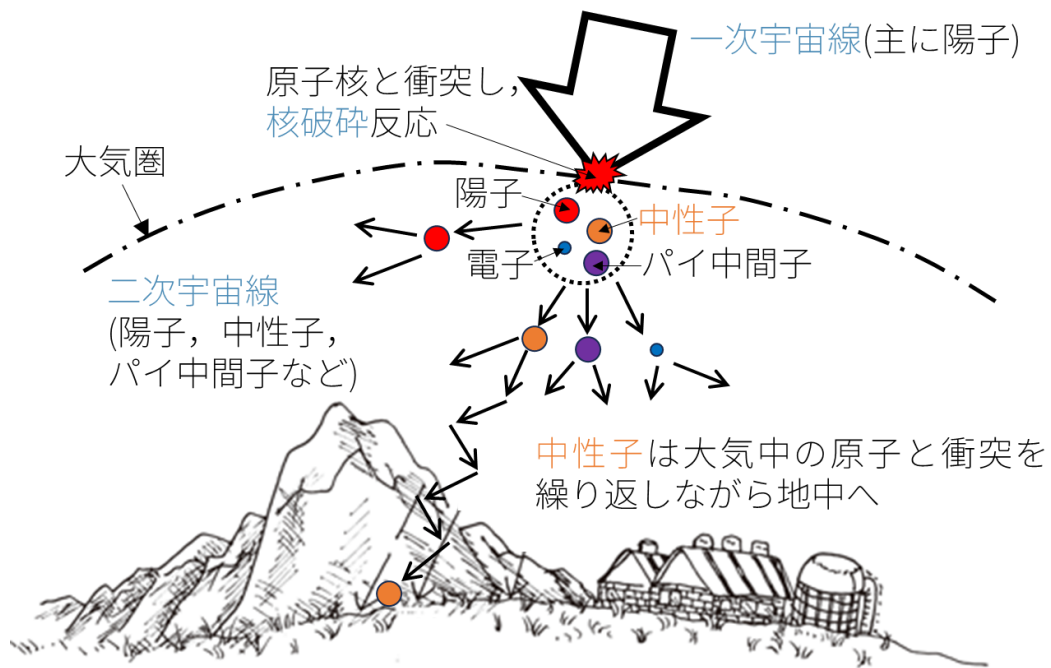
## 3. 2 理論

### 3. 2. 1 宇宙線中性子数と土壌水分量との関係

大気圏に高エネルギーの一次宇宙線が入射すると、宇宙線と大気中の原子核との衝突によって、核破碎反応が発生し、陽子、中性子、パイ中間子、ミュー粒子等の二次宇宙線が放出される (山崎, 2018)(Fig. 3.1)。ここで、放出される中性子が宇宙線中性子である。生成された宇宙線中性子は、大気および土壌を構成する各種原子の原子核と衝突を繰り返すたびに減速する。1 回の衝突に伴うエネルギーの失いやすさ、すなわち、レサジー平均増加量 $\xi_i(-)$ は、次式で表される (Glasstone and Edlund, 1955)。

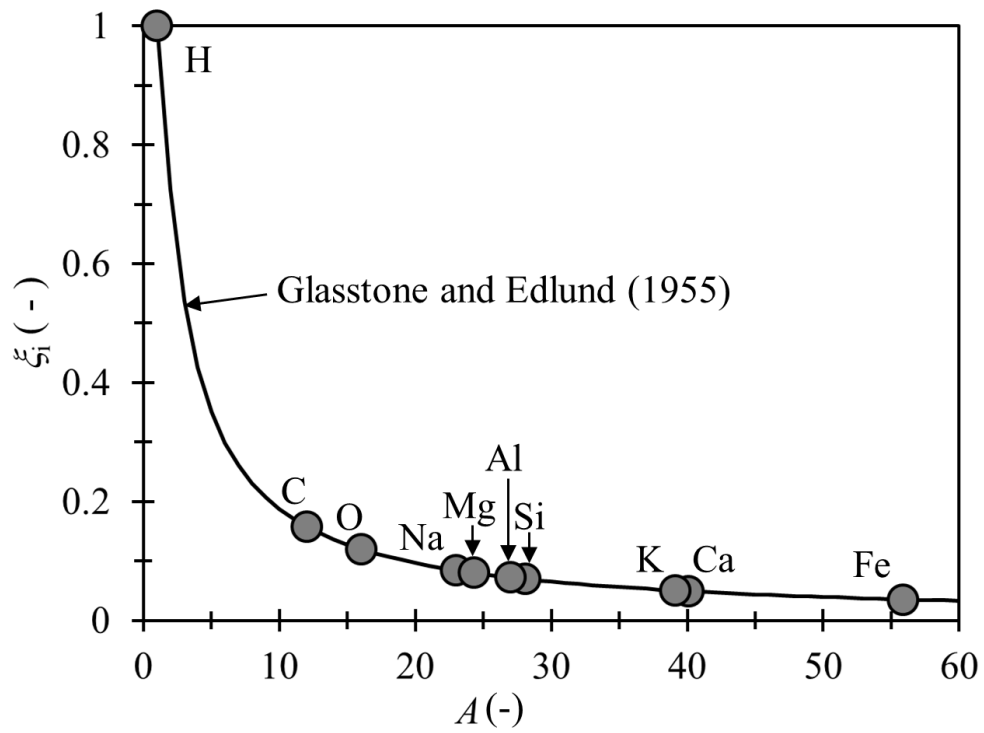
$$\xi_i = \overline{\ln \frac{E_1}{E_0}} = 1 + \frac{(A-1)^2}{2A} \ln \frac{(A-1)}{(A+1)} \quad (3.1)$$

ここで、 $E_0$ は衝突前の中性子のエネルギー(eV)、 $E_1$ は衝突後のそれ(eV)、 $A$ は衝突対象原子  $i$  の質量数(-)をそれぞれ表す。 $A$  が小さい原子ほど、式(3.1)に基づく $\xi_i$ は大きい(Fig. 3.2)。



**Fig. 3.1** 一次宇宙線と二次宇宙線

Primary and secondary cosmic rays



**Fig. 3.2** 大気や土中に存在する原子  $i$  の質量数 ( $A$ ) とレサジー平均増加量 ( $\xi_i$ ) との関係 (Glasstone and Edlund, 1955)

Relationship between mass number ( $A$ ) of atoms in the atmosphere and soil and lesage average increment ( $\xi_i$ ) (Glasstone and Edlund, 1955)

中性子と衝突する任意の原子  $i$  の 1 個あたりの微視的断面積  $\sigma_i(\text{cm}^2 \text{ counts}^{-1})$  と、単位体積内の原子  $i$  の数  $n_i(\text{counts cm}^{-3})$  との積として表される巨視的断面積  $\Sigma_i(\text{cm}^{-1})$  は、次式で与えられる。

$$\Sigma_i = \sigma_i \cdot n_i \quad (3.2)$$

原子  $i$  が中性子を減速させる能力(以後、減速能と称す)  $SP_i(\text{cm}^{-1})$  は、式(3.1)および式(3.2)より、

$$SP_i = \xi_i \cdot \Sigma_i = \xi_i \cdot \sigma_i \cdot n_i \quad (3.3)$$

と表される。原子  $i$  の種類によって  $SP_i$  は異なる(**Table 3.1**)。水素原子の  $SP_i$  は、他の原子と比して極端に大きい (Zreda et al., 2012)ため、水素原子との衝突による中性子の減速の度合いも大きい。

**Table 3.1** 大気や土中に存在する原子  $i$  の質量数( $A$ ), 微視的断面積( $\sigma_i$ ) (Krane, 1991; Sears, 1992) , レサジー平均増加量( $\xi_i$ ) (Glasstone and Edlund, 1955) および原子  $i$  が中性子を減速させる能力( $SP_i$ ) (Zreda et al., 2012)

Mass number ( $A$ ) of atom  $i$  in the atmosphere and soil, microscopic cross section ( $\sigma_i$ ) (Krane, 1991; Sears, 1992), lesage average increment ( $\xi_i$ ) (Glasstone and Edlund, 1955) and stopping power of neutron ( $SP_i$ ) (Zreda et al., 2012)

$i$	$A$ (-)	$\sigma_i$ (cm <sup>2</sup> counts <sup>-1</sup> )	$\xi_i$ (-)	$SP_i$ (cm <sup>-1</sup> )
H	1.0079	22.02 †	1.000 §	22.016 ¶
O	15.9994	4.23 ‡	0.120 §	0.508 ¶
C	12.0110	5.55 ‡	0.158 §	0.875 ¶
Si	28.0855	2.17 ‡	0.070 §	0.151 ¶
Na	22.9898	3.28 ‡	0.085 §	0.277 ¶
Ca	40.0780	2.83 ‡	0.049 §	0.139 ¶
Al	26.9815	1.50 ‡	0.072 §	0.109 ¶
Fe	55.8470	11.62 ‡	0.035 §	0.411 ¶
Mg	24.3050	3.71 ‡	0.080 §	0.297 ¶
K	39.0983	1.96 ‡	0.050 §	0.099 ¶

†Krane, 1988 ‡Sears, 1992 §Glasstone and Edlund, 1955

¶ Zreda et al., 2012

一方、単位時間に単位面積を通過する中性子のエネルギー $E(\text{eV})$ を有する中性子の数、すなわち、中性子束 $\phi(\text{counts cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{eV}^{-1})$ は、原子 $i$ による減速能に依存し、次式のように表される (Glasstone and Edlund, 1955; Zreda et al., 2012)。

$$\phi = \frac{Q}{E(SP_i)} \quad (3.4)$$

ここで、 $Q$  は単位時間、単位体積あたりの中性子の発生数( $\text{counts cm}^{-3} \text{s}^{-1}$ )を表す。式(3.3)を式(3.4)に代入したうえで、大気中および地表面近傍に  $n$  種の原子が存在する場合を想定して一般化すると、 $\phi$ は、

$$\begin{aligned} \phi &= \frac{Q}{E \sum_{i=1}^n (SP_i)} = \frac{Q}{E \sum_{i=1}^n (\xi_i \cdot \sigma_i \cdot n_i)} \\ &= \frac{Q}{E \left[ \xi_{\text{H}} \cdot \sigma_{\text{H}} \cdot n_{\text{H}} + \sum_{i=2}^n (\xi_i \cdot \sigma_i \cdot n_i) \right]} \end{aligned} \quad (3.5)$$

と表される。なお、式(3.5)では、 $SP_i$ を水素原子による成分( $\xi_{\text{H}} \cdot \sigma_{\text{H}} \cdot n_{\text{H}}$ )と他の原子による成分( $\sum_{i=2}^n (\xi_i \cdot \sigma_i \cdot n_i)$ )とに区別して記述した。先述のように、水素原子の減速能( $\xi_{\text{H}} \cdot \sigma_{\text{H}} \cdot n_{\text{H}}$ )は他の原子のそれに比べて極端に大きいため、単位体積あたりの水素原子の数( $n_{\text{H}}$ )、つまり、水素原子から成る水の量的変化が $\phi$ を大きく変化させる要因となる (Zreda et al., 2012)。検出器の有効面積  $x(\text{cm}^2)$ 、中性子のエネルギー $E(\text{eV})$ 、中性子束 $\phi(\text{counts cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{eV}^{-1})$ の積として与えられる単位時間あたりの中性子数( $\text{counts h}^{-1}$ )を観測すれば、得られた中性子数に基づいて $\theta$ の空間代表値を評価することが可能である。



### 3. 2. 2 体積含水率( $\theta$ )の評価方法

$\theta > 0.03 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  の条件では,  $1 \text{ eV} \sim 10^6 \text{ eV}$  のエネルギー帯の熱外中性子数  $N$  (counts  $\text{h}^{-1}$ ) (Zreda et al., 2008)と $\theta$ との関係は, 次式により表される (Desilets et al., 2010)。

$$\theta = \rho_d \left( \frac{0.0808}{\frac{N}{N_0} - 0.372} - 0.115 \right) \quad (3.6)$$

ここで,  $\rho_d$ は深さ 30 cm 以浅の乾燥密度の平均値( $\text{g cm}^{-3}$ ),  $N_0$ は乾燥条件下の観測対象土壌の熱外中性子数(counts  $\text{h}^{-1}$ )をそれぞれ表す。COSMOS を利用して観測できる  $1 \text{ eV} \sim 10^6 \text{ eV}$  のエネルギー帯の熱外中性子数  $N_H$ (counts  $\text{h}^{-1}$ )は,  $\theta$ の他に, 大気圧, 絶対湿度, バックグラウンドの中性子数の 3 者によっても増減するため, 別途, 3 者を観測したうえで, それらの値に基づき  $N_H$  を個別に補正する必要がある (Zreda et al., 2012)。3 者による補正係数を, 大気圧補正係数  $f_P(-)$ , 絶対湿度補正係数  $f_h(-)$ , バックグラウンドの中性子数補正係数  $f_i(-)$ , また, それらの積を  $f(=f_P \cdot f_h \cdot f_i)$ とそれぞれ定義すると, 補正された単位時間あたりの熱外中性子数  $N$ (counts  $\text{h}^{-1}$ )は,

$$N = N_H \cdot f = N_H \cdot f_P \cdot f_h \cdot f_i \quad (3.7)$$

と表される。

大気圧補正係数( $f_P$ )は, 大気圧  $P_{\text{atm}}$ (hPa)に基づいて, 次式で表される (Heidbüchel et al., 2016)。

$$f_P = \exp\left[\beta(P - P_{\text{avg}})\right] \quad (3.8)$$

ここで,  $P(= 1.0194 \cdot P_{\text{atm}})$ は大気深さ( $\text{g cm}^{-2}$ ),  $P_{\text{avg}}$ は観測期間内の  $P$  の平均値( $\text{g cm}^{-2}$ ),  $\beta$ は熱外中性子の質量減衰係数の逆数( $\text{cm}^2 \text{ g}^{-1}$ ) (Desilets and Zreda, 2003)をそれぞれ表し,  $\beta$ は次式で表される。

$$\beta = \frac{n}{\left[1 + \exp(-\alpha Rc^{-k})\right]} + (b_0 + b_1 Rc + b_2 Rc^2)P$$

$$+ (b_3 + b_4 Rc + b_5 Rc^2)P^2 + (b_6 + b_7 Rc + b_8 Rc^2)P^3 \quad (3.9)$$

$n$  ( $= 9.9741 \times 10^{-3}$ ),  $\alpha$  ( $= 4.5318 \times 10^{-1}$ ),  $k$  ( $= -8.1613 \times 10^{-2}$ ),  $b_0$  ( $= 6.3813 \times 10^{-6}$ ),  $b_1$  ( $= -6.2639 \times 10^{-7}$ ),  $b_2$  ( $= -5.1187 \times 10^{-9}$ ),  $b_3$  ( $= -7.1914 \times 10^{-9}$ ),  $b_4$  ( $= 1.1291 \times 10^{-9}$ ),  $b_5$  ( $= 1.7400 \times 10^{-11}$ ),  $b_6$  ( $= 2.5816 \times 10^{-12}$ ),  $b_7$  ( $= -5.8588 \times 10^{-13}$ ),  $b_8$  ( $= -1.2168 \times 10^{-14}$ )はそれぞれ実測値に基づき求められた係数(-),  $Rc$  は地磁気強度(GV), すなわち, 宇宙から対象地点に宇宙線が入射する際に必要となる宇宙線のエネルギーをそれぞれ表す。台風や低気圧が観測現場付近を通過し, 大気圧が低下する場合には, 式(3.8)に基づく  $f_p$  は 1 未満となり得る。

絶対湿度補正係数( $f_h$ )は, 次式で表される (Rosolem et al., 2013)。

$$f_h = 1 + 0.0054(AH - AH_{\text{avg}}) \quad (3.10)$$

$AH(= e \cdot 10^5 / R_v(T+273.15))$ は絶対湿度( $\text{g m}^{-3}$ ),  $e(= e_s \cdot RH / 100)$ は水蒸気圧(hPa),  $e_s(= 6.112 \cdot \exp[17.67T / (243.5+T)])$ は飽和水蒸気圧(hPa)(Bolton, 1980),  $R_v(= 461.5)$ は水蒸気圧の気体定数( $\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$ ),  $T$ は気温( $^{\circ}\text{C}$ ),  $RH$ は相対湿度(%),  $AH_{\text{avg}}$ は観測期間内の  $AH$  の平均値( $\text{g m}^{-3}$ )をそれぞれ表す。 $AH_{\text{avg}}$ より  $AH$  が大きい場合, 式(3.10)に基づく  $f_h$  は 1 より大きくなる。

バックグラウンドの中性子数補正係数( $f_i$ )は, 次式で表される (Zreda et al., 2012)。

$$f_i = \frac{N_{\text{avg}}}{N_{\text{nm}}} \quad (3.11)$$

ここで,  $N_{\text{nm}}$  は観測期間内にニュートロンモニターにより観測された中性子数( $\text{counts h}^{-1}$ ),  $N_{\text{avg}}$  は観測された  $N_{\text{nm}}$  の平均値( $\text{counts h}^{-1}$ )をそれぞれ表す。太陽フレアが発生し, 強い X 線や紫外線が太陽から放出されると, 地球と太陽の間の磁場が強くなる (山崎,

2018)。磁場が強くなり、宇宙から地球への宇宙線の軌道が変化すると、大気圏に突入する宇宙線が減少することによって  $N_{nm}$  は小さくなる。その場合、式(3.11)に基づく  $f_i$  は、1 より大きくなる。

以上のようにして算出される  $f_p, f_h, f_i$  の積  $f$  を式(3.7)に代入することにより、 $N_H$  に及ぼす 3 者の影響を除外することが可能である。

### 3. 2. 3 COSMOS の有効観測深さの評価方法

半球状に広がる COSMOS の観測領域は、領域内の H プール(水素原子の総数)の増減によって縮小・拡大する (Ochsner et al., 2013)。COSMOS の  $z^*$  は次式 (Franz et al., 2012a) により表される。

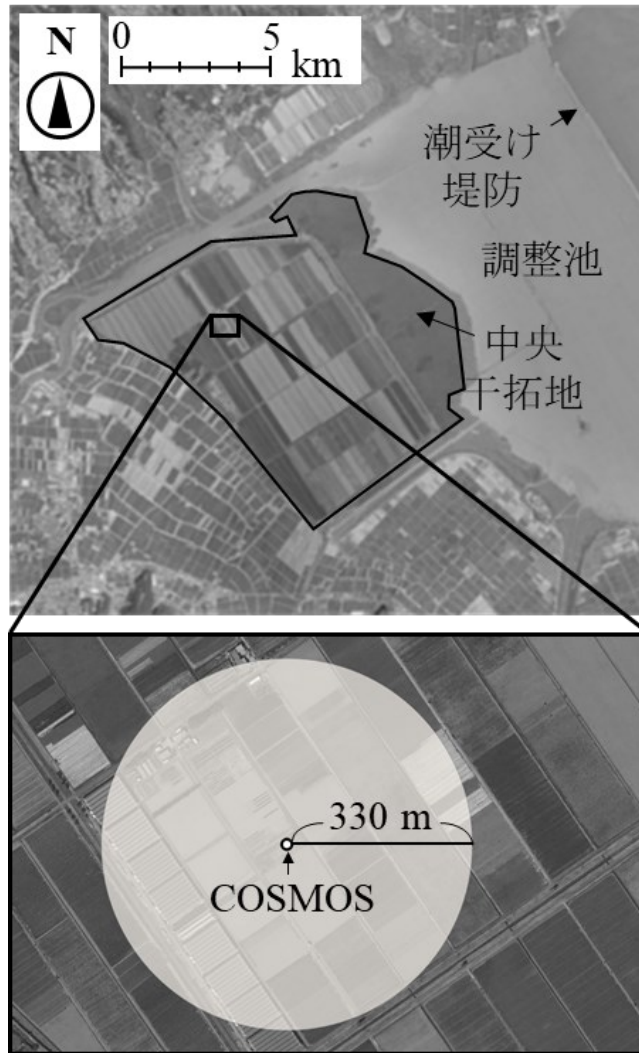
$$z^* = \frac{5.8}{\theta + 0.0829} \quad (0 \leq z^* \leq 70) \quad (3.12)$$

厳密には、観測領域内の地表面の植生や大気中の水蒸気量等の変化によって、 $z^*$  は変化する (Desilets and Zreda, 2013; Franz et al., 2012a; Ochsner et al., 2013)。式(3.12)ではそれらの効果を考慮していないため、実際の  $z^*$  は、式(3.12)に基づく  $z^*$  と差異が認められる可能性がある点に留意する必要がある。

### 3.3 実験方法

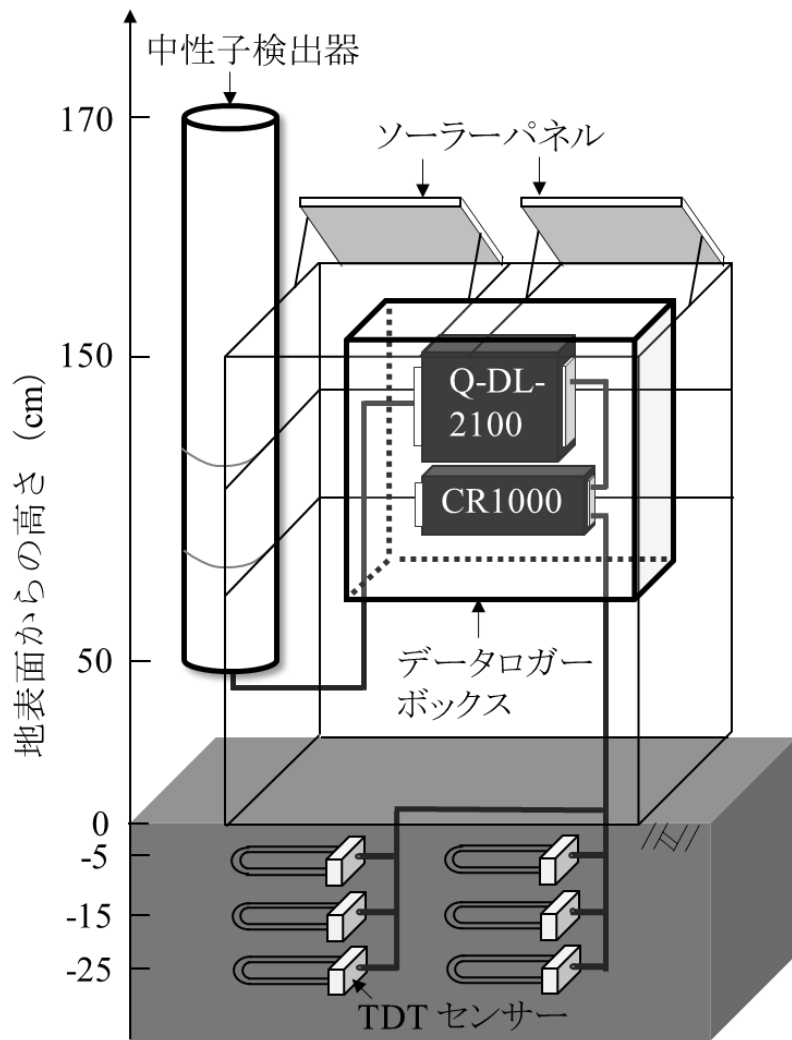
#### 3.3.1 観測

長崎県諫早市の諫早湾中央干拓地を、本研究の観測対象地とした(**Fig. 3.3**)。諫早湾中央干拓地には、3 ha もしくは 6 ha を 1 区画とする大区画圃場が整備されている。深さ約 60 ~80 cm に 10 m 間隔で暗渠が埋設されており、余剰な土中水を支線排水路へ排水させる仕組みとなっている。2015 年 6 月 17 日(DOY168)に COSMOS(CRS-1000B, Hydroinnova)を含む観測装置一式(**Fig. 3.4**)を、中央干拓地に立地する長崎県農林技術開発センター畑作営農研究部門干拓営農研究室内のセスバニア栽培圃場に設置した。この圃場の 30 cm 以浅の土壌には、砂が 6.2 %、シルトが 45.5 %、粘土が 48.3 %それぞれ含まれており、国際土壌学会の分類法によれば Heavy Clay に分類される。



**Fig. 3.3** 観測現場の概要

Overview of observation site



**Fig. 3.4** 観測システムの模式図

Schematic diagram of monitoring system

減速材で周囲を被覆された中性子検出器(TC-100, Hydroinnova)を用いて, 熱外中性子数を観測した(Fig. 3.4)。減速材として, 一般に高密度ポリエチレンが多用される。高密度ポリエチレンには, それを構成する水素原子や炭素原子と衝突する熱外中性子を減速させる機能に加え, 熱中性子を吸収する性質がある (Glasstone and Edlund, 1955)。厚さ 25 mm の高密度ポリエチレンで覆われた本研究の中性子検出器の場合, 減速材を通過する過程で吸収された熱中性子は検出されず, 強制減速させられた熱外中性子のうち, 約 1 eV ~ 約  $10^6$  eV のもののみを選択的に観測する仕組みとなっている (Andreasen et al., 2016; Zreda et al., 2008)。

先述の中性子検出器を, 大気圧センサーおよび温湿度センサー等を実装した中性子検出器専用データロガー(Q-DL-2100, Hydroinnova)に接続し, RS-232 インターフェースを介してそのロガーを CR1000 データロガー(Campbell Scientific, Inc.)に接続した(Fig. 3.4)。中性子検出器の直下から 50 cm または 70 cm 離れた 2 地点の深さ 5 cm, 15 cm, 25 cm にそれぞれ埋設した TDT センサー(Acclima, Inc.)を CR1000 データロガーに接続した。以上のセンサーを用いて,  $N_H$ , 大気圧( $P_{atm}$ ), 気温( $T$ ), 相対湿度( $RH$ ), 3 深度の見かけの誘電率( $\epsilon$ )をそれぞれ 10 分間隔で観測し, 全データを CR1000 データロガー内メモリーに蓄積した。 $N_H$ は 1 時間積算値を, また  $P_{atm}$ ,  $T$ ,  $RH$ ,  $\epsilon$ については 1 時間平均値を, それぞれロガー内部で演算した後に記録した。なお, 同一圃場に長崎県が設置した雨量計による降水量の 1 時間積算値と, 温湿度センサーによる  $T$ と  $RH$  の 1 時間平均値も, 併せて取得した。

深さ 30 cm 以浅の攪乱土壌に対する校正式 (平嶋ら, 2020)に, 観測した $\epsilon$ を代入することにより, 2 地点の各深さにおける $\theta$ を算出した。

$$\theta = 0.000003\epsilon^3 - 0.000464\epsilon^2 + 0.028659\epsilon + 0.110360 \quad (3.13)$$

なお, 式(3.13)が適用できる土壌水分条件は $\theta \geq 0.51 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ に限定される (平嶋ら, 2020)。TDT センサーを埋設する際に土を乱すため, センサーと土壌との接触が安定



するまでに、センサーを埋設してから一定の期間を要すことが、同一圃場における土壌モニタリング結果 (平嶋ら, 2020)により判明している。本研究では、センサーと土壌との接触が安定した TDT センサー埋設から約 1 か月経過後、すなわち、2015 年 7 月 19 日(DOY200)から同年 9 月 7 日(DOY250)を、解析対象期間とした。なお、観測した 2 地点の $\theta$ は類似した変化を示したため、2 地点の同一深さの $\theta$ の平均値を求めた。

諫早湾中央干拓地には、大区画の圃場が整備されているものの、COSMOSの観測領域は、この一筆の圃場よりもはるかに大きいうえに、その領域内の入植地の多点から定期的に不攪乱土壌を採取することは難しい。このことは、既往の研究(例えば、Zreda et al., 2012)で採用されているキャリブレーション法、すなわち、多点の $\theta$ の平均値と $N$ との関係に基づき、観測対象地固有の式(3.6)中の $N_0$ を決定することが難しいことを意味する。このような事情を踏まえ、本研究では、COSMOS近傍の2地点に設置したTDTセンサーによる $\theta$ の平均値に基づいて式(3.6)中の $N_0$ を便宜的に求めることとした。

### 3. 3. 2 バックグラウンドの中性子数補正

我が国には、COSMOS 利用者がダウンロードできるバックグラウンドの中性子数のデータベースがないため、スイス連邦の Jungfraujoch におけるデータを流用した既往の研究 (Hawdon et al., 2014) に倣って、以下の式(3.14)により、観測現場となった諫早市におけるバックグラウンドの中性子数補正係数を算定した。

$$f_{i\_Rc} = (f_{i\_0} - 1)Rc_{\text{Corr}} + 1 \quad (3.14)$$

ここで、 $f_{i\_Rc}$  は COSMOS による観測対象地点のバックグラウンドの中性子数補正係数(-)、 $f_{i\_0}$  は基準点とする場所のバックグラウンドの中性子数補正係数(-)をそれぞれ表す。本研究では、Jungfraujoch における  $N_{\text{nm}}$  を NMDB よりダウンロードし、それを式(3.11)に代入して  $f_{i\_0}$  を求めることとした。また、観測対象地点の地磁気強度に基づく補正係数  $Rc_{\text{Corr}}(-)$  は、次式により算定される。

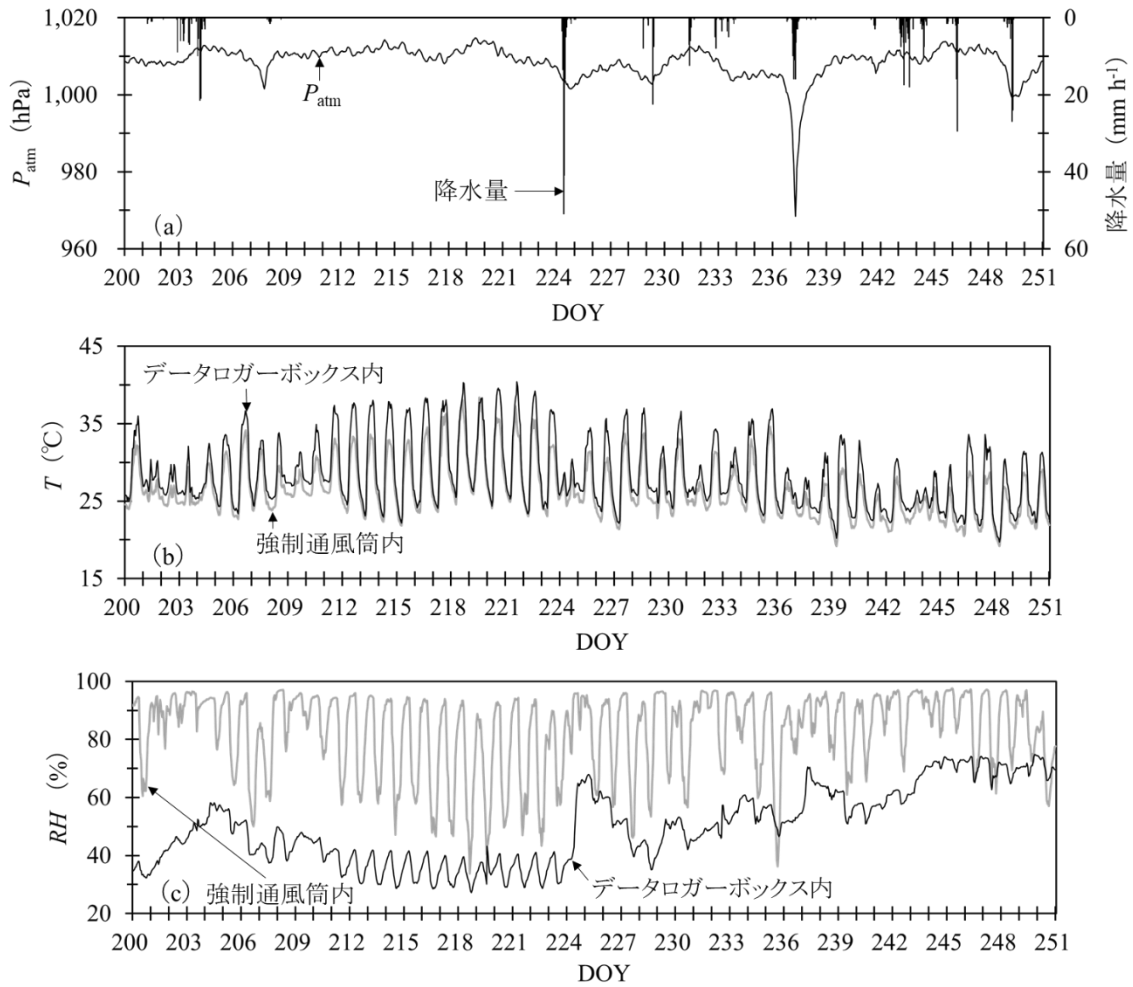
$$Rc_{\text{Corr}} = -0.075(Rc - Rc_0) + 1 \quad (3.15)$$

$Rc$  は COSMOS による観測対象地点の地磁気強度(GV)、 $Rc_0$  は基準点とする場所の地磁気強度(GV)をそれぞれ表す。本研究では、University of Arizona が運営する地磁気強度計算用 web サイト(<http://cosmos.hwr.arizona.edu/Util/rigidity.php>)上で算出可能な  $Rc$  として、本研究の解析期間に最も近い 2010 年の Jungfraujoch の  $Rc_0(= 4.46 \text{ GV})$  および諫早市の  $Rc(= 12.13 \text{ GV})$  を導出し、それらを式(3.15)に代入することにより  $Rc_{\text{Corr}}$  を算定することとした。そして、 $Rc_{\text{Corr}}$  を式(3.14)に代入することにより、 $f_{i\_Rc}$  を算出した。

## 3. 4 結果と考察

### 3. 4. 1 気象および熱外中性子数( $N_H$ )の観測結果

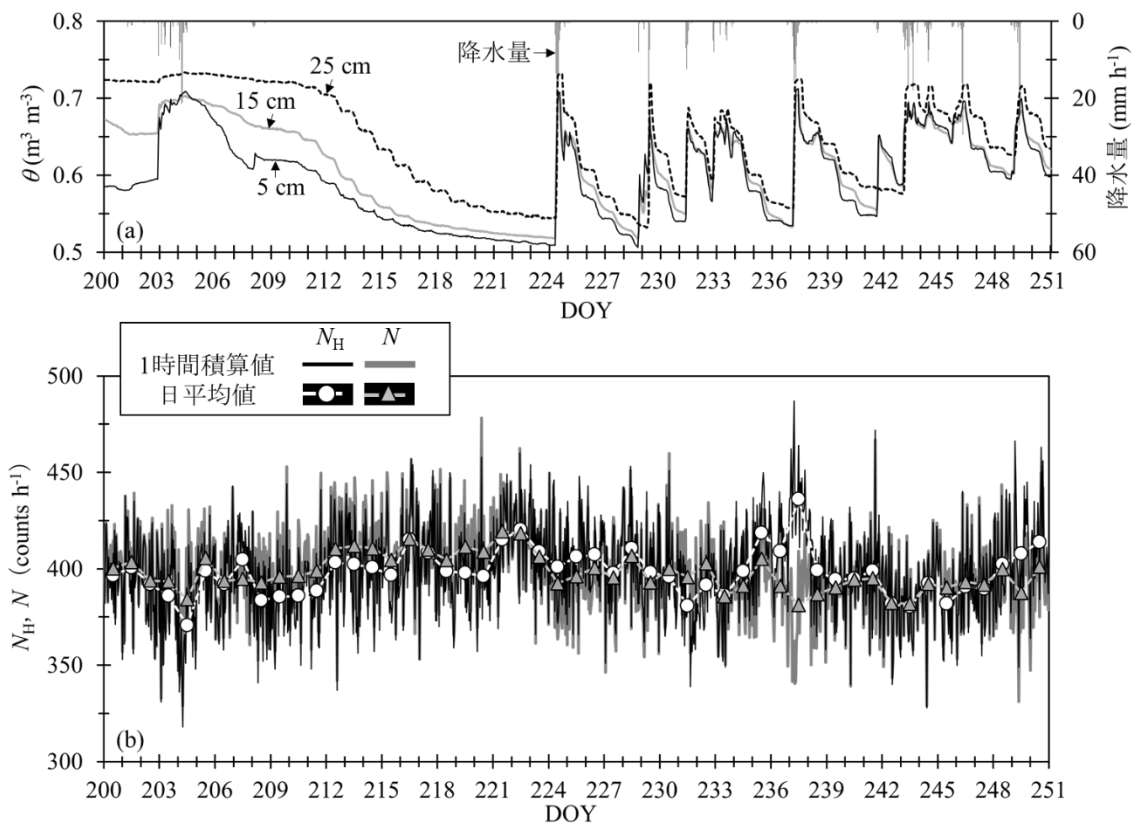
データロガーボックス内の温湿度センサーの挙動に問題点が認められたため、後述する  $N_H$  の補正に供する  $RH$  の代替データを、別途、取得することが必要となった。観測された  $P_{\text{atm}}$  は、低気圧が接近すると小さくなり、逆に遠ざかると高くなる一般的変動を繰り返し(**Fig. 3.5(a)**), なかでも、台風が最も接近した DOY237 に、観測期間内最小値を示した。 $T$  は、日中に増大し、夜間に減少した(**Fig. 3.5(b)**)。  $RH$  は  $T$  と逆の変化を示すのが一般的であるものの、**Fig. 3.5(c)** に示したデータロガーボックス内の温湿度センサーによるそれは DOY200~244 の降水時に急増し、DOY244 以降の降水時に横ばいとなり、長崎県が同一圃場内に設けた強制通風筒型の温湿度センサーによるそれとの挙動の差異は明らかであった。結露によるデータロガーの故障を防ぐために、本研究では、データロガーボックス内に除湿剤を備え付けた状態で観測を行った。その存在が、データロガーに併設された温湿度センサーによる値と、野外に設置された温湿度センサーによる値の挙動の差異の原因であったと考える。我が国のような多雨・多湿環境下では、中性子検出器専用データロガーに併設された温湿度センサーとは別に野外に温湿度センサーを併設して  $RH$  を観測し、それを後述する  $N_H$  の補正に供するのが望ましいと考える。



**Fig. 3.5** (a)大気圧( $P_{\text{atm}}$ )および降水量, (b)気温( $T$ ), (c)相対湿度( $RH$ )の変化

Variation of (a) atmospheric pressure ( $P_{\text{atm}}$ ) and precipitation, (b) temperature ( $T$ ), and (c) relative humidity ( $RH$ )

COSMOS による  $N_H$  と, TDT センサーにより推定した  $\theta$  との間には, 負の相関性が部分的に認められた。深さ 5 cm, 15 cm, 25 cm に埋設した TDT センサーによる  $\theta$  は, 降水時に急増し, 逆に無降水時に漸減する一般的な応答を示した(**Fig. 3.6(a)**)。地表面に近いほど, 降水に対する  $\theta$  の応答は明確であり, とりわけ, 干天日が続いた DOY209~224 における上層の  $\theta$  の低下は顕著であった (平嶋ら, 2020)。著しく  $\theta$  が低下した DOY209~224 を含めても,  $\theta$  の期間最低値は  $0.51 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であり, 高い水準にあった。一方,  $N_H$  の 1 時間積算値(**Fig. 3.6(b)**の黒色線)は大きく上下に振動したため, 乾燥地において観測を行った (Zreda et al., 2012)が報告したような,  $\theta$  に対する  $N_H$  の負の応答を見出すことが困難であった。そこで, (Bogena et al., 2013)や (Heidbüchel et al., 2016)の報告に倣って,  $N_H$  の日平均値を算出し, それを **Fig. 3.6(b)**に併記したところ, TDT センサーによる  $\theta$  に対して日平均値が負の応答を示す期間(例えば, DOY205~224, 223~225, 225~229, 228~230)と, 正の応答を示す期間(例えば, DOY236~237, 248~250)に大別された。補正された  $N$  は  $\theta$  と負の相関を示すが (Zreda et al., 2012), 必ずしもそうならないのが未補正の  $N_H$  の特徴である。



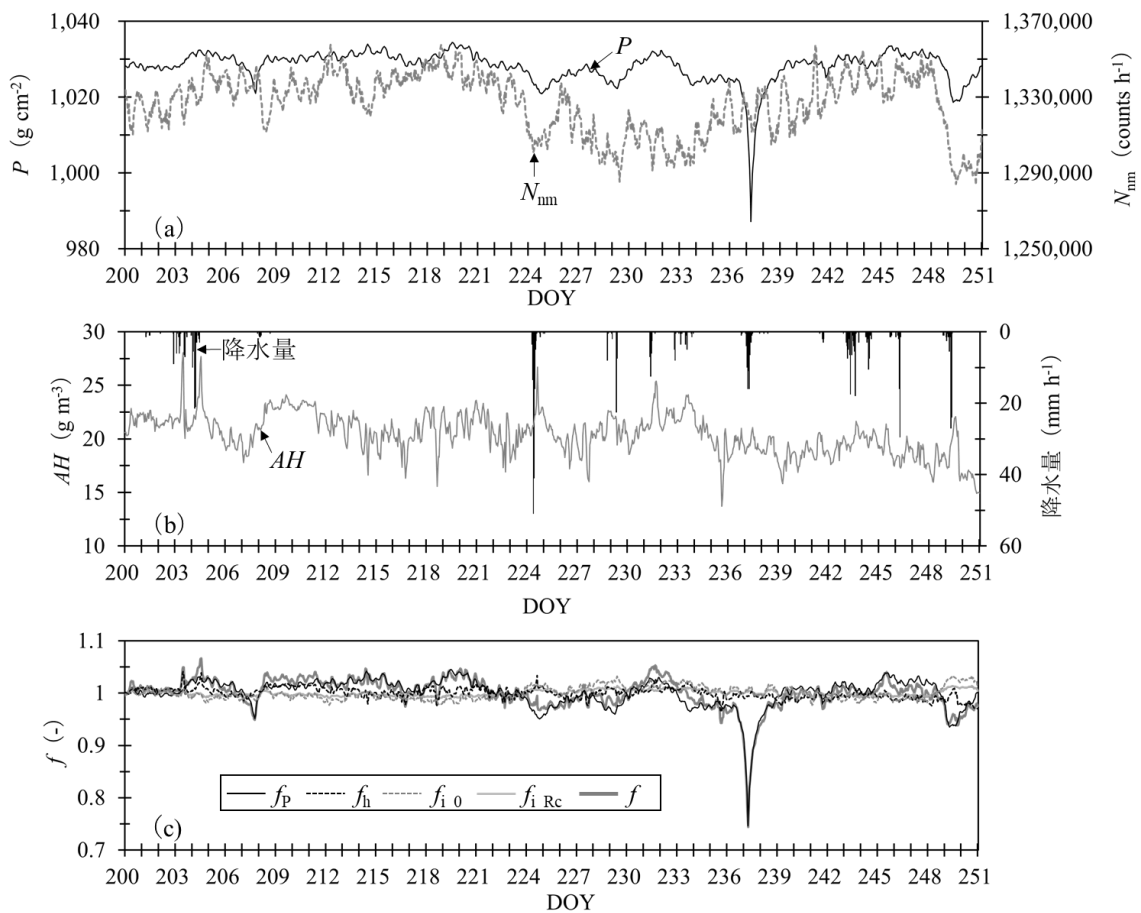
**Fig. 3.6** (a)降水量および異なる3深度の体積含水率( $\theta$ )と, (b)観測された熱外中性子数( $N_H$ )および補正された熱外中性子数( $N$ )の変化

Variation of (a) precipitation and/or volumetric water content ( $\theta$ ) at three different depths, and (b) epithermal neutron count rate observed ( $N_H$ ) and its corrected rate ( $N$ )

### 3. 4. 2 補正された熱外中性子数( $N$ )と体積含水率( $\theta$ )との関係

3.2.2 節および 3.3.2 節に述べた計算式に基づいて算出した  $f_p$ ,  $f_h$ ,  $f_{i\_Rc}$  は、それぞれ異なる挙動を示した。式(3.8)中の  $P$  は、上下変動を繰り返しながら推移し、なかでも、台風が最も接近した DOY237 に観測期間最小値( $987 \text{ g cm}^{-2}$ )を記録した(Fig. 3.7(a))。式(3.8)から求めた  $f_p$  も、 $P$  と類似した変化を示した(Fig. 3.7(c))。  $f_h$  の計算に必要となる式(3.10)中の  $AH$  は、中性子検出器専用データロガーに併設された温湿度センサー出力値に基づいて算定するのが一般的である (Rosolem et al., 2013)が、3.4.1 節に述べたように、データロガーボックス内の  $RH$  は不自然な挙動を示したため(Fig. 3.7(c))、本研究では、圃場に併設された温湿度センサーによる  $T$  と  $RH$  に基づき  $AH$  を算出することとした(Fig. 3.7(b))。そうして得られた  $AH$  は、降水の直後に急増し(例えば、DOY203, 204, 224, 231, 249),  $f_h$  も類似した変化を示した(Fig. 3.7(c))。 Jungfraujoch の  $N_{nm}$ (Fig. 3.7(a))から求めた  $f_{i\_0}$  は、 $N_{nm}$  と逆の変化を示し(Fig. 3.7(c))、式(3.14)から求めた  $f_{i\_Rc}$  もそれと連動したものの、その振幅はやや小さかった。

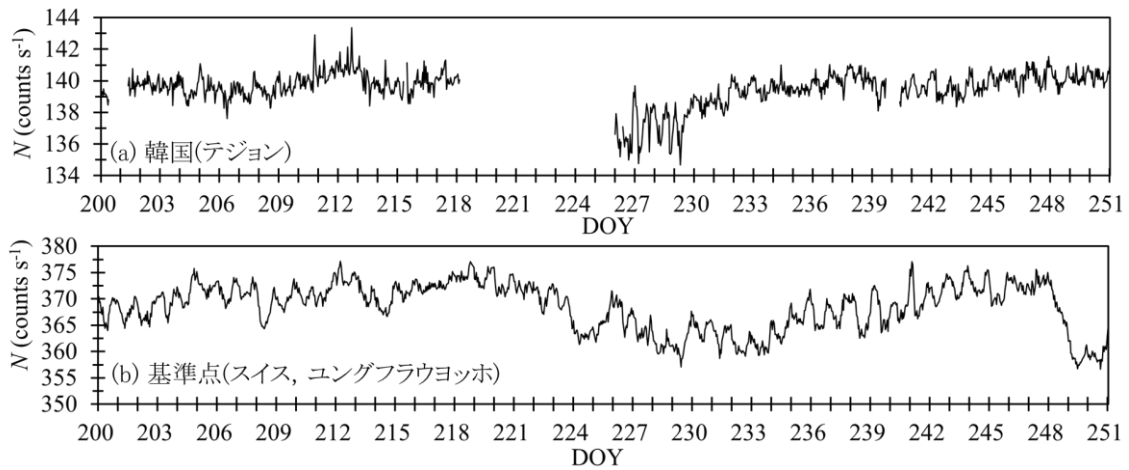




**Fig. 3.7** (a)大気深さ( $P$ )および Jungfraujoch のバックグラウンドの中性子数( $N_{nm}$ ), (b)絶対湿度( $AH$ )および降水量, (c)大気圧補正係数( $f_p$ ), 絶対湿度補正係数( $f_h$ ), Jungfraujoch のバックグラウンドの中性子数補正係数( $f_{i_0}$ ), 諫早市のバックグラウンドの中性子数補正係数( $f_{i_{Rc}}$ )および3者( $f_p, f_h, f_{i_{Rc}}$ )の積( $f$ )の経時変化

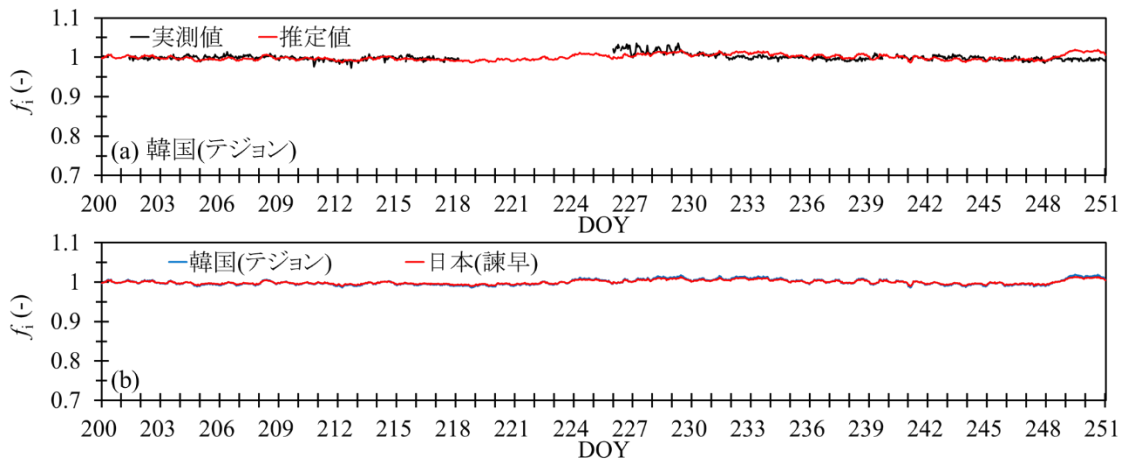
Variation of (a) atmospheric shielding depth ( $P$ ) and the neutron monitor ( $N_{nm}$ ) for Jungfraujoch, (b) absolute humidity ( $AH$ ) and precipitation, (c) atmospheric pressure correction factor ( $f_p$ ), absolute humidity correction factor ( $f_h$ ), incoming flux correction factor for Jungfraujoch ( $f_{i_0}$ ), estimated incoming flux correction factor for Isahaya ( $f_{i_{Rc}}$ ), and the product ( $f$ ) of the three factors ( $f_p, f_h, f_{i_{Rc}}$ )

韓国の Taejeon において、バックグラウンドの中性子補正係数の推定値は実測値と類似した変動を示した。観測現場に最も近かった韓国の Taejeon とスイスの Jungfraujoch において、ニュートロンモニターにより観測された中性子数を比較したところ(Fig. 3.8), 両者の変動傾向には差異が認められた。特に, DOY248 に Jungfraujoch の中性子数が急減した際に, Taejeon のそれは, それ以前と同等の水準で推移した。しかし, Taejeon の中性子数に基づき算定したバックグラウンドの中性子補正係数の実測値と推定値とは類似した変動を示した(Fig. 3.9 (a))。このことは, Taejeon において, Jungfraujoch におけるデータを流用した既往の研究(Hawdon et al., 2014)の手法が, 有用であることを示唆する結果である。また, 諫早のバックグラウンドの中性子数補正係数の推定値と, 韓国の Taejeon の  $f_i$  とは類似した変動を示した(Fig. 3.9 (b))。



**Fig. 3.8** (a)Taejeon のニュートロンモニターにより観測された中性子数( $N$ ), (b) Jungfraujoch の  $N$  の経時変化

Variation of (a) the neutron monitor ( $N$ ) for Jungfraujoch, (b) the  $N$  for Taejeon



**Fig. 3.9** (a)Taejeon におけるバックグラウンドの中性子数補正係数( $f_i$ )の実測値と推定値, (b) Taejeon および諫早の  $f_i$  の経時変化

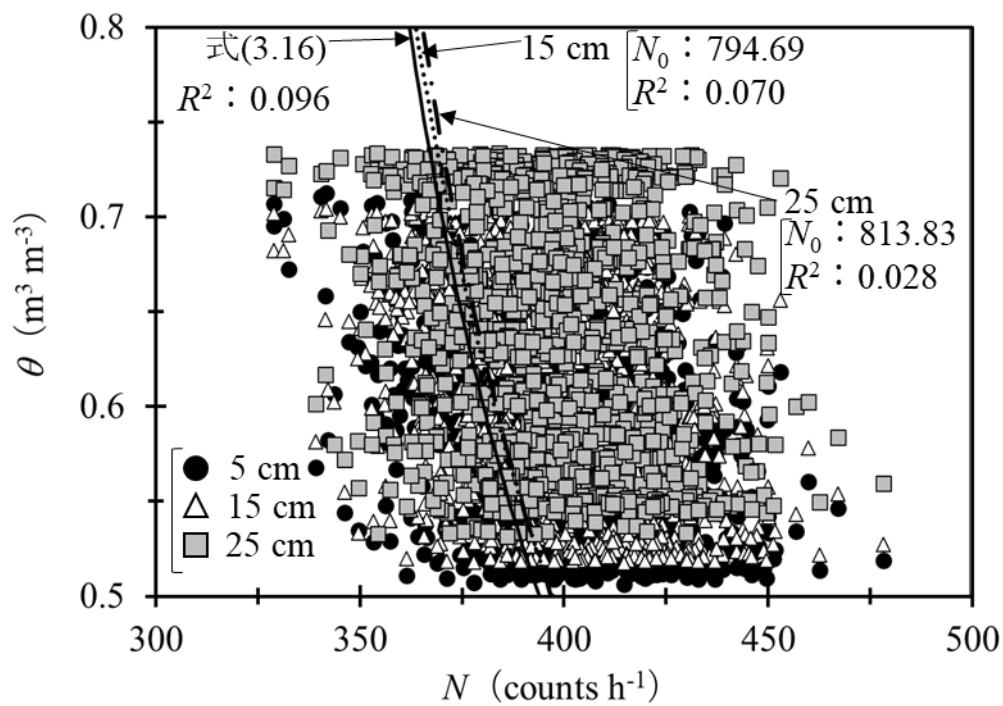
Variation of (a) incoming and estimated incoming flux correction factor( $f_i$ ) for Taejeon, (b)  $f_i$  for Taejeon and Isahaya

以上のようにして求めた  $f_p$ ,  $f_h$ ,  $f_{i\_Rc}$  の積として表される  $f$  は、台風接近時に急減した。 $f$  が 1.0 前後で推移した期間については、大気圧、絶対湿度、バックグラウンドの中性子数が  $N_H$  に及ぼす影響は軽微であったと考える。また、太陽フレアに代表される太陽活動による影響が  $f_{i\_Rc}$  の急変として認められ得るが、観測期間が 2 か月に満たない本研究の観測期間内にその影響は認められなかった。しかし、台風が接近した DOY237 に、 $f$  は急減し、0.74 に低下した(**Fig. 3.7(c)**)。この事実は、台風のような極端な気象イベント発生時に、COSMOS による  $N_H$  がその影響を強く受けること、そしてその効果を除外できるよう補正することが必要であることを示唆している(**Fig. 3.7(c)**)。

補正された熱外中性子数( $N$ )は、TDT センサーによる  $\theta$  に対して負の応答を示した(**Fig. 3.6**)。  $N_H$  に  $f$  を乗じて算定した  $N$ (**Fig. 3.6(b)**の灰色線)は、 $N_H$  と同様に大きく上下に変動し、 $\theta$  に対する明確な応答を見出すことが困難だったが、その日平均値(**Fig. 3.6(b)**の灰色三角)は既往の報告 (Zreda et al., 2012)と同様に、**Fig. 3.6(a)**に示した  $\theta$  に対して負の応答を示した。3.4.1 節で述べたように、補正前の  $N_H$  の場合、 $\theta$  に対して正の応答を示す期間(例えば、DOY236~237, 248~250)が認められたものの(**Fig. 3.6**)、補正することによってそれらの期間においても負の応答が認められた。

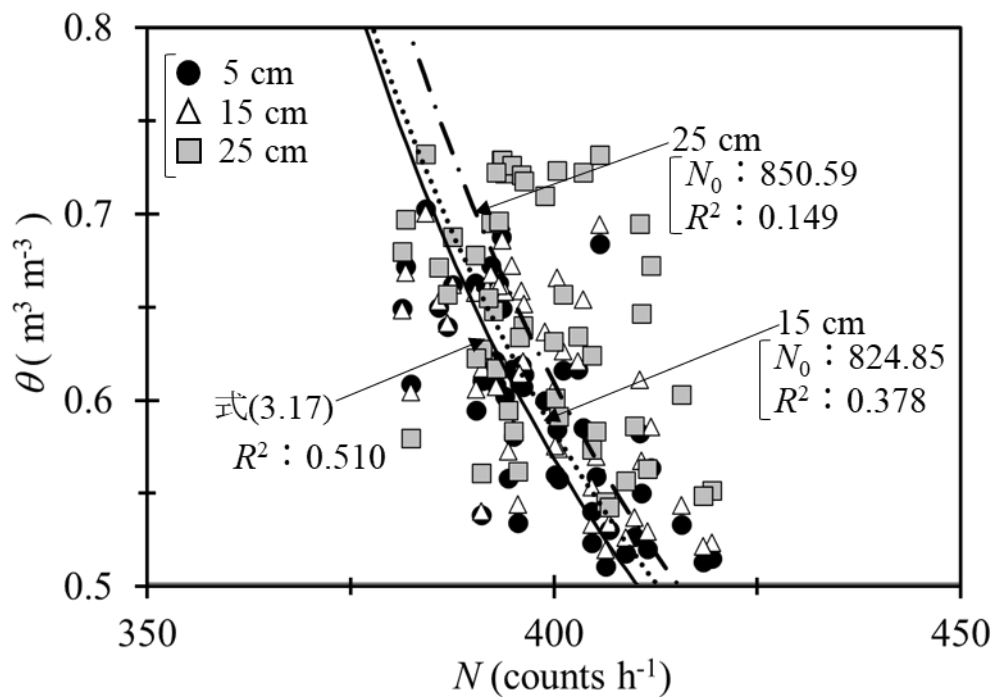
### 3. 4. 3 COSMOS による体積含水率( $\theta$ )の推定

TDT センサーによる各深度の $\theta$ と COSMOS による  $N$  とを関連付ける場合、 $N$  のばらつきとその変化の時間スケールを考慮する必要がある。各深度の $\theta$ - $N$  関係のデータセットに式(3.6)をあてはめるために、非線形最小二乗法により  $N_0$  を推定した結果、5 cm, 15 cm, 25 cm における式(3.6)の  $R^2$  値は、それぞれ 0.096, 0.070, 0.028 となり、いずれの深さにおいても小さかった(**Fig. 3.10**)。これは、Fig. 3.6(b)に示したように 1 時間データに基づく  $N$  の上下変動が大きかったことに加え、同一の $\theta$ における  $N$  のばらつきも大きかったためである。この結果を踏まえ、本研究では  $N$  および $\theta$ の日平均値同士を試行的に関連づけたところ(**Fig. 3.11**)、5 cm, 15 cm, 25 cm のデータセットに対する式(3.6)の  $R^2$  値は、それぞれ 0.510, 0.378, 0.149 となり、1 時間データの場合と比べ、同式の適合性が飛躍的に向上した。この事実から、COSMOS による  $N$  に基づいて干拓農地の $\theta$ を推定する場合、気象イベントに即応する $\theta$ の応答ではなく、1 日単位のゆっくりとした変化を把握するのに適すると考える。



**Fig. 3.10** 補正した熱外中性子数( $N$ )と TDT センサーにより観測した体積含水率( $\theta$ )の  
1 時間平均値との関係

Corrected epithermal neutron count rate ( $N$ ) for hourly-averaged volumetric water content  
( $\theta$ ) observed using TDT sensors

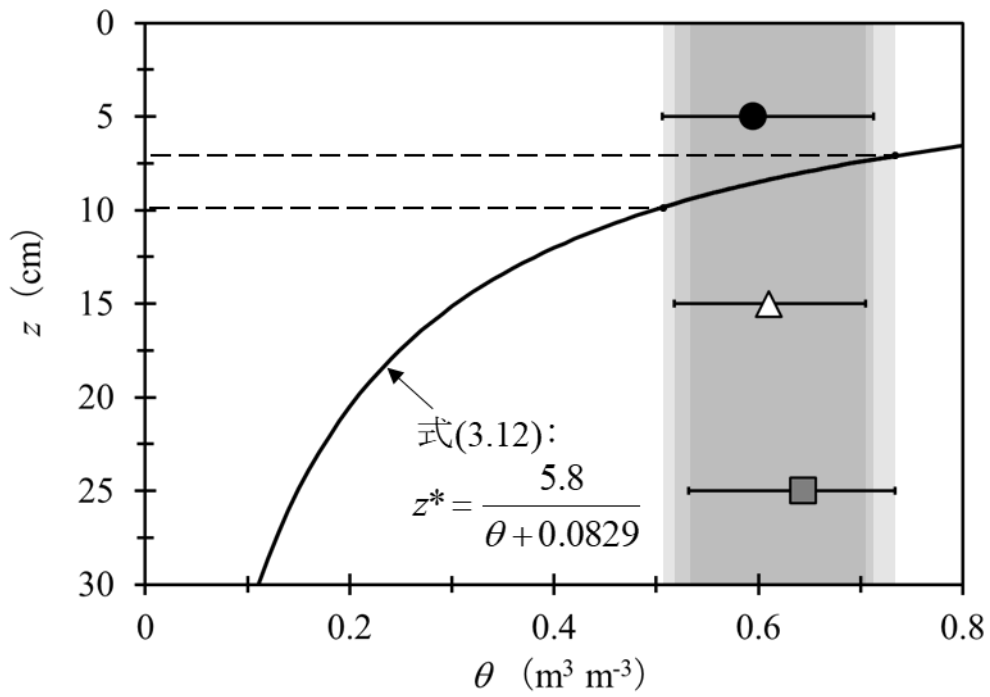


**Fig. 3.11** 補正した熱外中性子数( $N$ )の日平均値と TDT センサーにより観測した体積含水率( $\theta$ )の日平均値との関係

Daily-averaged corrected epithermal neutron count rate ( $N$ ) for daily-averaged volumetric water content ( $\theta$ ) observed using TDT sensors

試験圃場における COSMOS の観測最大深さは、地表面近傍の表層部に限定されると推定された。 $N$  および  $\theta$  の日平均値に対する式(3.6)の  $R^2$  値は、浅い位置ほど高かった(Fig. 3.11)。このことを踏まえ、TDT センサーによる各深度の  $\theta$  の最大値、最小値、平均値をそれぞれ算出し、Fig. 3.12 にプロットした。全深度の  $\theta$  の最小値は  $0.51 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  で、最大値は  $0.73 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であったが、3 者は比較的類似した  $\theta$  の範囲内で変動したことが確認された。25 cm 以浅の 3 深度の  $\theta$  が比較的高い水準にあり、且つ類似した高水準で変動したのは、粘土分を多量に含み、且つ地下水が比較的浅い位置に存在する干拓農地の特徴を反映したものであろう。降雨や蒸発によって地表面近傍に形成される水分勾配の観測データを取得していないものの、式(3.12)に基づく有効観測深さ( $z^*$ )の推定値 (Franz et al., 2012a)を Fig. 3.12 に併記したうえで、25 cm 以浅の  $\theta$  が  $0.51 \sim 0.73 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  の範囲にあったと仮定した場合、 $z^*$  が示し得る範囲は 7.10 ~ 9.85 cm と見積もることができる(Fig. 3.12)。COSMOS の観測領域内の  $\theta$  が、概ね類似した高水分条件にあったと仮定した場合、COSMOS による実質的な観測深度は、最も土壌が乾燥した状況下で 9.85 cm、最も高い水分条件下で 7.10 cm であったとそれぞれ推測される。COSMOS の  $z^*$  の範囲内に存在する深さ 5 cm の TDT センサーの  $R^2$  値が最も高かったという事実(Fig. 3.11)は、 $z^*$  に関する上述の考察を支持するものである。乾燥地の低水分土壌を観測対象とした (Franz et al., 2012b)や(Lv et al., 2014)の報告では、COSMOS による  $z^*$  は深さ約 30 ~ 35 cm にまで及ぶことが想定されたため、式(3.6)中の  $N_0$  を決定するために、それ以浅の領域を網羅するよう、複数の深さに土壌水分センサーを埋設する必要がある。しかし、 $z^*$  に関する先述の考察によって、重粘土のように高水分状態が恒常的に創出されやすい土壌に COSMOS を適用する場合には、地表面から深さ約 10 cm まで網羅するように土壌水分センサーを配置すれば、それらのデータを COSMOS のキャリブレーションに活用できると考える。





**Fig. 3.12** 深さ( $z$ )と TDT センサーにより観測した体積含水率( $\theta$ )との関係

Relationship between depth ( $z$ ) and volumetric water content ( $\theta$ ) observed using TDT sensors

深さ 5 cm の TDT センサーによる $\theta$ の日平均値と COSMOS によるそれとの相関性を見出した。応答速度および $z^*$ に関する考察に基づき、深さ 5 cm の $\theta$ の 1 時間平均値と $N$ に基づく式(3.16)に加え、両者の日平均値に基づく式(3.17)を求めた。

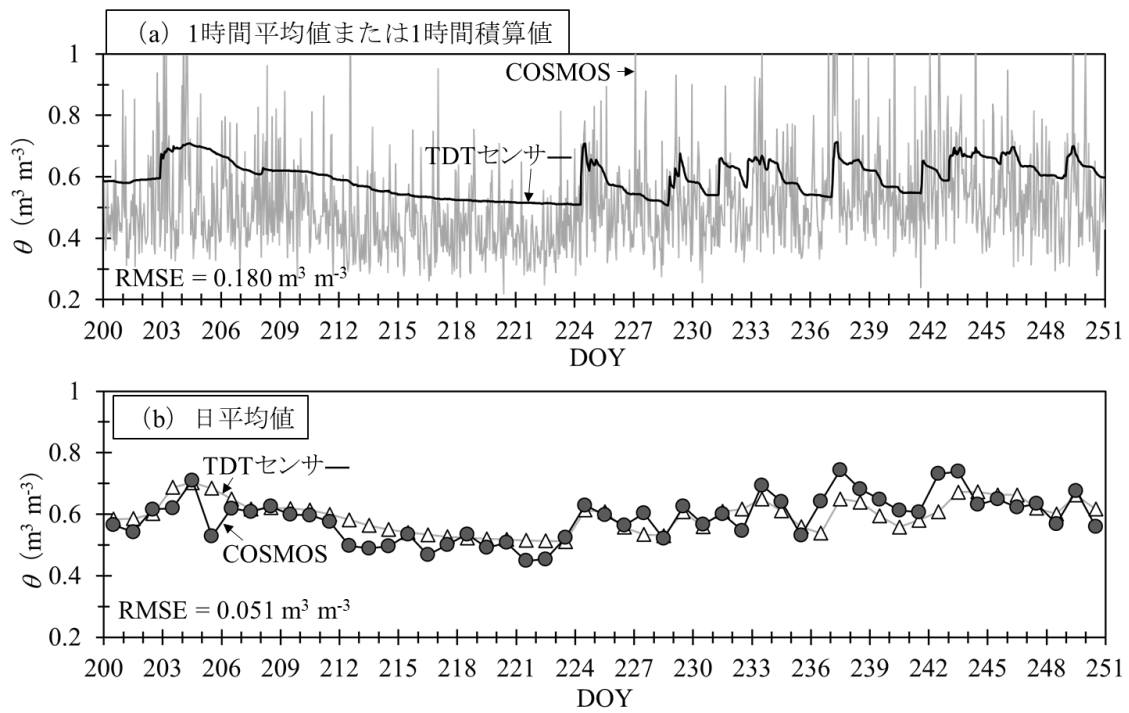
$$\theta = 0.89 \left( \frac{\frac{0.0808}{N} - 0.115}{802.25 - 0.372} \right) \quad (3.16)$$

$$\theta = 0.89 \left( \frac{\frac{0.0808}{N} - 0.115}{834.50 - 0.372} \right) \quad (3.17)$$

式(3.6)中の $N_0$ が 802.25 counts h<sup>-1</sup>となった式(3.16)に基づいて算出した COSMOS による $\theta$ は、TDT センサーによるそれに比べて上下の振れが大きく、両者の二乗平均平方根誤差(RMSE)は 0.180 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>であった(Fig. 3.13(a))。一方、 $N_0$ が 834.50 counts h<sup>-1</sup>となった式(3.17)に基づいて算出した COSMOS による $\theta$ は、TDT センサーによるそれと連動し、RMSE は 0.051 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>であり(Fig. 3.13(b))、1 時間平均値よりも日平均値の RMSE が小さかった。干拓農地のような場所で COSMOS を用いる場合、比較的ゆっくりとした $\theta$ の応答を検出しやすい同法の特徴に留意して活用する必要がある。

以上の考察は、COSMOS 近傍に埋設した 2 地点の TDT センサーの平均値に基づく定性的なものであるため、 $\theta$ の観測精度については、更なる検討や向上のための工夫が必要である。本研究では、2 地点の TDT センサーの 1 時間平均値または日平均値をグランドトゥルースデータと便宜的に仮定して、式(3.16)および式(3.17)を導出した。一方、 $\theta$ が高い、標高が低い、植生が多い等の $N$ が小さい条件下では、COSMOS の感度が低下することが報告されている(例えば、Bogena et al., 2013; Heidbüchel et al., 2016)。本研究を行った試験圃場は、それらの条件に概ね符合する、いわば、COSMOS の利用困難土壌であるといえよう。実際の圃場には $\theta$ の空間的なばらつきが存在するため、 $\theta$ の推定精度や感度に深く言及するためには、表層土壌水分観測点

を増設したうえで、詳細な検討を行う必要があるものの、本研究を通して、粘土分を多量に含み、且つ高水分状態を維持しやすい重粘土においても、COSMOS を活用して表層の $\theta$ の空間代表値を観測できる可能性が示唆された学術的意義は大きいと考える。



**Fig. 3.13** 深さ 5 cm の TDT センサーにより観測した $\theta$ または COSMOS により推定した $\theta$  の(a)1 時間平均値または 1 時間積算値と, (b)それらの日平均値の変化

Variation of (a) hourly-averaged and/or hourly-integrated values, (b) daily-averaged values in volumetric water content ( $\theta$ ) estimated by TDT sensor at 5 cm in depth and/or by COSMOS

### 3.5 まとめ

本研究では、体積含水率( $\theta$ )の空間代表値を得るための手法として COSMOS に着目し、それを重粘土圃場に設置した。そして、気象データに基づいて補正した COSMOS による熱外中性子数( $N$ )と、深さ 5 cm, 15 cm, 25 cm に水平に埋設した TDT センサーによる  $\theta$  に対する応答を解析した。

1 時間間隔で記録した COSMOS による熱外中性子数を、大気圧、絶対湿度、バックグラウンドの中性子数等に基づいて補正して  $N$  を求めても、そのばらつきが大きいため、Zreda et al.(2012)が見出したような  $\theta$  に対する  $N$  の応答を見出すことは困難であった(Fig. 3.10)。しかし、両者の日平均値を計算し、それらを比較した結果、 $\theta$  に対する  $N$  の負の応答が明瞭になり、なかでも、深さ 5 cm の TDT センサーによる応答が顕著であった(Fig. 3.11)。本研究を行った干拓農地の場合、全深度の  $\theta$  の最小値は  $0.51 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であり、乾燥地の低水分土壌を観測対象とした Franz et al.(2012b)や Lv et al.(2014)の場合に比べ、著しく高い水分条件における観測であった。このような高  $\theta$  条件における COSMOS の有効観測深さ( $z^*$ )は 7.10 ~ 9.85 cm と推定されたことから、同法により、約 10 cm 以浅の  $\theta$  の空間代表値の変動傾向を明らかにすることができると考える。

本研究によって、半径約 330 m 以内の重粘土の  $\theta$  の空間代表値の推定式として、式(3.17)を得た。この式は、COSMOS 近傍に埋設した 2 地点の TDT センサーの平均値に基づいて導出されたため、 $\theta$  の推定精度の向上を図るためには、土壤水分観測点を増設したうえで、式(3.17)の適合性を再検証する必要がある。また、 $\theta$  に対する  $N$  のばらつきが大きいため、1 時間間隔の観測には不向きであり、約 1 日単位の比較的長い観測スパンを要すること、得られる  $\theta$  は 10 cm 以浅の表層土壌に関する情報であること等に留意して、利用する必要がある。逆に、 $\theta$  の変化が大きい土壌、例えば

黒ボク土のような高間隙率土壌では、より短い観測スパンで、より深い土壌層の $\theta$ の空間代表値を得ることが可能であると推測されることから、COSMOS がそのポテンシャルを發揮できる局面について、更なる検討が待たれる。

COSMOS の適用事例は乏しいため、今後は多種多様な土壌に同法を適用するとともに、利便性向上に資する知見を獲得し、より簡便で実用的な中性子水分計測法の開発と普及を目指す予定である。

### 第 3 章 参考文献

- Andreasen Mie, Jensen Karsten H., Zreda Marek, Desilets Darin, Bogena Heye, Looms Majken C. (2016): Modeling cosmic ray neutron field measurements, *Water Resources Research*, **52**(8), 6451-6471.
- Bogena H. R., Huisman J. A., Baatz R., Hendricks Franssen H. J., Vereecken H. (2013): Accuracy of the cosmic-ray soil water content probe in humid forest ecosystems: The worst case scenario, *Water Resources Research*, **49**(9), 5778-5791.
- Coopersmith Evan J., Cosh Michael H., Daughtry Craig S. T. (2014): Field-scale moisture estimates using COSMOS sensors: A validation study with temporary networks and Leaf-Area-Indices, *Journal of Hydrology*, **519**, 637-643.
- Cosh Michael H., Ochsner Tyson E., McKee Lynn, Dong Jingnuo, Basara Jeffrey B., Evett Steven R., Hatch Christine E., Small Eric E., Steele-Dunne Susan C., Zreda Marek, Sayde Chadi (2016): The Soil Moisture Active Passive Marena, Oklahoma, In Situ Sensor Testbed (SMAP-MOISST): Testbed Design and Evaluation of In Situ Sensors, *Vadose Zone Journal*, **15**(4), vzj2015.2009.0122.
- Desilets Darin, Zreda Marek (2003): Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating, *Earth and Planetary Science Letters*, **206**(1-2), 21-42.
- Desilets Darin, Zreda Marek (2013): Footprint diameter for a cosmic-ray soil moisture probe: Theory and Monte Carlo simulations, *Water Resources Research*, **49**(6), 3566-3575.
- Desilets Darin, Zreda Marek, Ferré Ty P. A. (2010): Nature's neutron probe: Land surface hydrology at an elusive scale with cosmic rays, *Water Resources Research*, **46**(11),

n/a-n/a.

Franz Trenton E., Zreda M., Ferre T. P. A., Rosolem R., Zweck C., Stillman S., Zeng X., Shuttleworth W. J. (2012a): Measurement depth of the cosmic ray soil moisture probe affected by hydrogen from various sources, *Water Resources Research*, **48**(8), n/a-n/a.

Franz Trenton E., Zreda M., Rosolem R., Ferre T. P. A. (2012b): Field Validation of a Cosmic-Ray Neutron Sensor Using a Distributed Sensor Network, *Vadose Zone Journal*, **11**(4).

Glasstone Samuel, Edlund Milton C., 伏見 康治, 大塚 益比古 (1955): 原子炉の理論, みすず書房.

Hawdon Aaron, McJannet David, Wallace Jim (2014): Calibration and correction procedures for cosmic-ray neutron soil moisture probes located across Australia, *Water Resources Research*, **50**(6), 5029-5043.

Heidbüchel Ingo, Güntner Andreas, Blume Theresa (2016): Use of cosmic-ray neutron sensors for soil moisture monitoring in forests, *Hydrology and Earth System Sciences*, **20**(3), 1269-1288.

平嶋雄太, 宮本英揮, 弓削こずえ (2020): 時間領域透過法 (TDT) センサを活用した干拓農地の土壌水分および塩分の観測, *農業農村工学会論文集*, **88**(1), I\_21-I\_28.

小玉正弘 (1977): 宇宙線の水利科学的応用—雪量・土壌水分の測定—, *水利科学*, **21**(4), 19-32.

Kodama Masahiro, Nakai Katsuyuki, Kawasaki Shinkichi, Wada Masami (1979): An application of cosmic-ray neutron measurements to the determination of the snow-water equivalent, *Journal of Hydrology*, **41**(1-2), 85-92.



- Krane Kenneth S (1991): Introductory nuclear physics, John Wiley & Sons.
- Lv Ling, Franz Trenton E., Robinson David A., Jones Scott B. (2014): Measured and Modeled Soil Moisture Compared with Cosmic-Ray Neutron Probe Estimates in a Mixed Forest, *Vadose Zone Journal*, **13**(12), 1-13.
- NMDB (参照 2023 11/16): NMDB: the neutron monitor database, (オンライン), <<https://www.nmdb.eu/>>
- Ochsner Tyson E., Cosh Michael H., Cuenca Richard H., Dorigo Wouter A., Draper Clara S., Hagimoto Yutaka, Kerr Yann H., Larson Kristine M., Njoku Eni G., Small Eric E., Zreda Marek (2013): State of the Art in Large-Scale Soil Moisture Monitoring, *Soil Science Society of America Journal*, **77**(6), 1888-1919.
- Ragab R., Evans J. G., Battilani A., Solimando D. (2017): The Cosmic-ray Soil Moisture Observation System (Cosmos) for Estimating the Crop Water Requirement: New Approach, *Irrigation and Drainage*, **66**(4), 456-468.
- Rosolem R., Shuttleworth W. J., Zreda M., Franz T. E., Zeng X., Kurc S. A. (2013): The Effect of Atmospheric Water Vapor on Neutron Count in the Cosmic-Ray Soil Moisture Observing System, *Journal of Hydrometeorology*, **14**(5), 1659-1671.
- Sears Varley F (1992): Neutron scattering lengths and cross sections, *Neutron news*, **3**(3), 26-37.
- Zreda Marek, Desilets Darin, Ferré T. P. A., Scott Russell L. (2008): Measuring soil moisture content non-invasively at intermediate spatial scale using cosmic-ray neutrons, *Geophysical Research Letters*, **35**(21).
- 山崎耕造 (2018): トコトンやさしい宇宙線と素粒子の本, 日刊工業新聞社.
- Zreda Marek, Shuttleworth WJ, Zeng Xubin, Zweck Chris, Desilets D, Franz T, Rosolem R (2012): COSMOS: the COsmic-ray Soil Moisture Observing System,

Hydrology and Earth System Sciences, **16**(11), 4079-4099.

## 第4章 宇宙線土壤水分観測法の火山灰質土斜面への応用

### 4.1 はじめに

近年、降水の土中への浸透に伴う土砂災害が頻発している。国土の約7割を山地が占める日本には、現在、約67万か所の土砂災害警戒区域が存在する(国土交通省, 2023)。年間に1,000件を超える土砂災害の約7割をがけ崩れが占める(国土交通省, 2020)。降水、地震動、融雪など様々な誘因により、がけ崩れは発生するものの、93%が降水によるものである(小山内ら, 2009)。降水を誘因とするがけ崩れは、土壤水分量の増大による斜面下方へのせん断力の増大とせん断抵抗力の減少に伴う土壤の不安定化により突発的に発生する(小杉ら, 2002; 沖村・森本, 1992)。さらに、がけ崩れには、基岩のような不透水層からの地下水上昇に伴うがけ崩れ(小杉ら, 2002; 沖村・森本, 1992)と、表層部への雨水の浸透に伴うがけ崩れがある(例えば、松村・高浜, 1999)。1972年から2007年までの19,035件の土砂災害のデータに基づく降水による土砂災害の崩壊の深さの平均値は1.1 mであることから(小山内ら, 2009)、表層部におけるがけ崩れのリスクを適切に評価することが求められている。

がけ崩れのリスクを評価するためには、表層土壤水分量を把握することが重要であるものの、それは難しい。静電容量法式のセンサーを多地点に設置して、点群観測を行うことにより、27 haの斜面の土壤水分量を観測する試みがなされている(Bogena et al., 2010)。一般に、斜面の空間変動性は高いため、観測地点によって土壤水分量の観測結果は大きく変化し得るため、土壤水分量に基づくがけ崩れのリスク評価を行う場合、センサーの設置場所の選定が困難である(小杉, 2016)。SAR(合成開口レーダー)衛星を活用することにより、天候や昼夜を問わず土壤水分量の面的な観測が可能

であるものの(Entekhabi et al., 2010), SAR 衛星は地球低軌道を周回しているため, 特定の地点を常時観測することは不可能である。

宇宙線土壌水分観測システム(COSMOS: COsmic-ray Soil Moisture Observing System)を斜面の土壌水分観測に応用できる可能性がある。COSMOS は地表面近傍の大気中の熱外中性子数を観測することにより, それと負の相関を示す半径約 330 m 以内の土壌水分を観測する技術である(Zreda et al., 2012)。乾燥地(例えば, Franz et al., 2013), 森林(例えば, Heidbüchel et al., 2016)および重粘土が堆積した干拓農地(平嶋ら, 2023)において, COSMOS による土壌水分観測の有効性が明らかにされている。また, 先述の SAR 衛星の観測精度の検証のためのグランドトゥルースデータ(Döpfer et al., 2022)として, COSMOS による土壌水分の観測データは活用されており, 斜面の土壌水分観測への応用も期待される。

COSMOS を活用した火山灰質土斜面の土壌水分観測に関する情報は乏しい。我が国の国土の約 3 割には, 火山灰由来の黒ボク土が堆積している。2016 年の熊本地震およびその後の降水時に, 黒ボク土が堆積した多数の火山灰質土斜面において, 土砂災害が発生した(熊本県, 2024)。土砂災害の危険度の高いすべての斜面を擁壁やグラウンドアンカーなどのハード対策により保護することは, 財政的に非現実的であることから(Uchimura et al., 2015), COSMOS のような技術を活用したソフト対策の拡充が喫緊の課題である。米国, 欧州, 豪州などにおける COSMOS の先行研究では(例えば, Zreda et al., 2012; Heidbüchel et al., 2016), 砂質土や森林土に対する適用事例が多く, 黒ボク土のように, 降水時に極端な高水分条件になり得る土壌に対する適用事例が少ない。高水分条件下だった重粘土圃場における先行研究では(平嶋ら, 2023), 土壌水分や標高が低いなどの条件によって, COSMOS の応答感度が低下したものの, 日単位の応答であれば検出できることが明らかにされている。火山灰質土斜面の土壌水分観測技術として有力な観測技術が無いなか, 火山灰質土斜面における

COSMOS の適用限界条件を明らかにする意義は大きいと考える。

本研究では、火山灰質土斜面に COSMOS を配置し、熱外中性子数の中長期変動を連続観測した。また、斜面に TDT 土壌水分センサーを分散配置して、体積含水率を観測し、火山灰質土斜面の体積含水率の変化に対する熱外中性子数の応答を解析した。そして、COSMOS による熱外中性子数と、TDT 土壌水分センサーによる体積含水率の平均値との関係に基づき、COSMOS の校正を実施した。そのうえで、火山灰質土斜面における COSMOS による体積含水率の空間代表値を算定し、火山灰質土斜面に対する COSMOS の有効性について検証した。

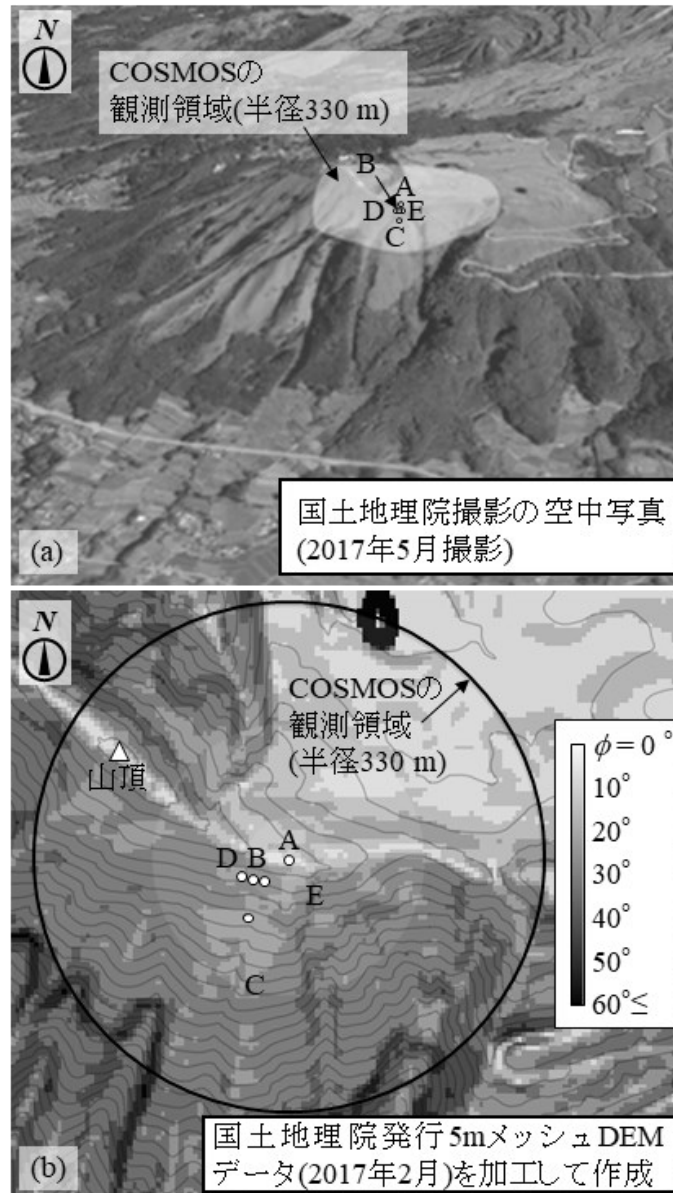
## 4. 2 実験方法

### 4. 2. 1 観測システム

熊本県阿蘇郡南阿蘇村に位置する最大標高 913m の夜峰山を観測対象地とした(Fig. 4.1)。観測対象地周辺には、飽和体積含水率が  $0.82 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であり、乾燥密度は  $0.56 \text{ g cm}^{-3}$ を示す黒ボク土が堆積していた。2017年4月25日に、夜峰山山頂付近の尾根沿いの A 地点に減速材で周囲を被覆された中性子検出器(TC-100, Hydroinnova)を設置し、大気圧センサーを搭載した中性子検出器専用データロガー(Q-DL-2100, Hydroinnova)にそれを接続した(Fig. 4.1(a))。A 地点の北側には平坦な放牧地が、南側には急斜面が存在する(Fig. 4.1(b))。A 地点の深さ 10 cm, 30 cm, 50 cm に TDT 土壤水分センサー(ACC-SEN-SDI, Acclima, Inc.)(以降、TDT センサーと称す)を水平に埋設し、データロガー(CR1000, Campbell scientific, Inc.)に接続した。以上のシステムにより、熱外中性子数( $N_H$ )、大気圧( $P_{\text{atm}}$ )、見かけの誘電率( $\epsilon$ )をそれぞれ 1 時間間隔で観測し、データロガー内メモリーにそれぞれ保存した。

COSMOS の観測領域内に TDT センサーや温湿度計などを分散配置した。2017年4月25日に、A 地点の南側の急斜面の B, C, D, E の 4 地点の深さ 10 cm, 30 cm, 50 cm に TDT センサーを水平に埋設した(Fig. 4.1)。それらをデータロガー(CR200X, Campbell scientific, Inc.)に接続し、 $\epsilon$ をそれぞれ 1 時間間隔で観測し、データロガー内メモリーに保存した。なお、COSMOS および TDT センサーの設置場所については、熊本県および南阿蘇村役場の担当者と協議したうえで、亀裂の有無、崩壊した場合の危険性、設置時の安全性などを勘案して、選定した。その後、2018年5月28日にカメラを搭載したクラウド型データロガーの親機(Smart logic, Inc.)および雨量計用の子機(Smart logic, Inc.)を E 地点に設置するとともに、B, C, D, E 地点にクラウド型デ

ータロガーの子機(Smart logic, Inc.)を設置した。本研究は統合型 IoT プラットフォームの実証試験を兼ねて実施しており(宮本ら, 2021), 親機, 子機および雨量計用の子機はプロトタイプだったため, 型番の情報を記載していない。また, E 地点に転倒ます型雨量計(CTKF-2, Climatec, Inc.), 温湿度計(SLAW-PHT01-50, Smart logic, Inc.)を増設し, CR200X に接続していた TDT センサーをクラウド型データロガーの子機に接続し直した。気温( $T$ ), 相対湿度( $RH$ ),  $\varepsilon$ , 降水量( $Pr$ )をそれぞれ 10 分間隔で観測して親機にそれらのデータを送信するとともに, 親機に搭載されたカメラにより E 地点の画像を 15 分間隔で撮影し, 携帯電話回線を介して, それらのデータをクラウドサーバーに送信して保存した。なお, クラウド型データロガーは実証試験段階だったため(宮本ら, 2021), 親機と子機の無線通信の失敗による欠測が不定期に生じた。 $T$ ,  $RH$ ,  $\varepsilon$ の欠測値については, 欠測時の前後のデータに基づき線形補間することにより, 欠測時のデータを補完した。また, 降水量の欠測値の補完には, 最寄りの気象観測所のデータを活用した。すなわち, E 地点の降水量と最寄りの南阿蘇村の気象観測所の降水量との線形近似式を求め, 欠測時には, その式に南阿蘇村の気象観測所の降水量を代入して補完した。 $T$ ,  $RH$ ,  $\varepsilon$ については 1 時間平均値を,  $N_H$  および降水量については 1 時間積算値をそれぞれ算定した。



**Fig. 4.1** (a) 観測現場の概要, (b) COSMOS の観測領域の等高線と最大傾斜角( $\phi$ )の分布

(a) Overview of the observation site, (b) distribution of contours and maximum inclination angle ( $\phi$ ) of the COSMOS observation area.



B 地点周辺の深さ 50 cm 以浅のかく乱土壌を供試土として吸引法を実施し、 $\varepsilon$ と $\theta$ との経験的關係を求めた(Fig. 4.2)。それらの關係と Topp 式 (Topp et al., 1980)や黒ボク土を対象に求められた経験式 (Miyamoto et al., 2001)とは、異なる分布を示したため、それらの關係を表す次式に基づき $\varepsilon$ を $\theta$ へと変換した。

$$\theta = 0.000013\varepsilon^3 + 0.001069\varepsilon^2 + 0.037976\varepsilon + 0.044046 \quad (R^2 = 0.98) \quad (4.1)$$

本研究では、2018 年 1 月 1 日から 2020 年 12 月 31 日を解析対象期間とした。

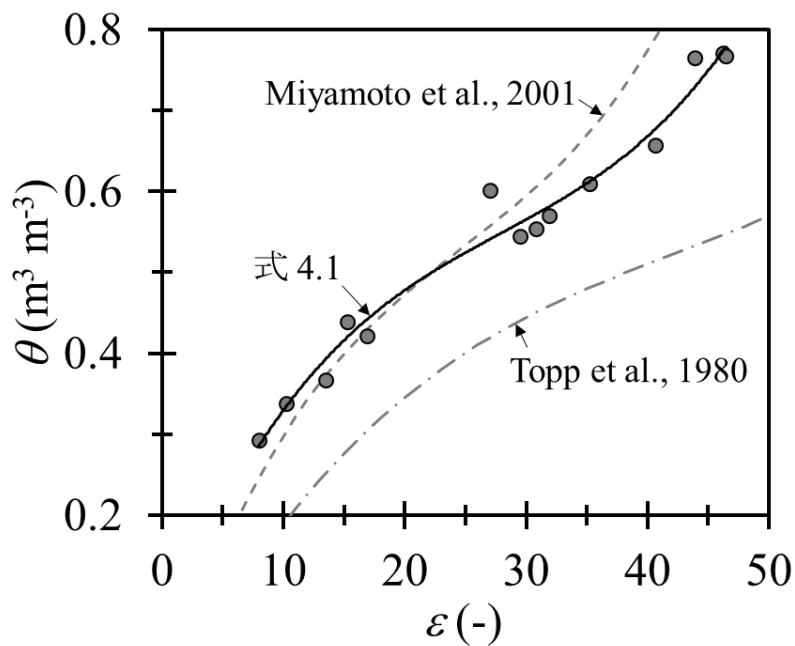


Fig. 4.2 見かけの誘電率( $\varepsilon$ )と体積含水率( $\theta$ )との關係

Apparent permittivity ( $\varepsilon$ ) for volumetric water content ( $\theta$ )

#### 4. 2. 2 COSMOS による体積含水率と有効観測深さの推定

熱外中性子数と $\theta$ との関係を表す次式により,  $\theta$  を算定した(Desilets et al., 2010)。

$$\theta = \rho_d \left( \frac{0.0808}{\frac{N}{N_0} - 0.372} - 0.115 \right) \quad (4.2)$$

ここで,  $\rho_d$  は乾燥密度( $= 0.56 \text{ g cm}^{-3}$ ),  $N_0$  は観測対象土壌の乾燥条件下における熱外中性子数(counts  $\text{h}^{-1}$ ),  $N$  は大気圧( $P_{\text{atm}}$ ), 絶対湿度( $AH$ ), バックグラウンドの中性子数により補正した熱外中性子数(counts  $\text{h}^{-1}$ )をそれぞれ表し,  $N$  は次式により算定した。

$$N = N_H \cdot f_p \cdot f_h \cdot f_i \quad (4.3)$$

ここで,  $N_H$  は COSMOS により観測した熱外中性子数(counts  $\text{h}^{-1}$ ),  $f_p$  は大気圧補正係数(-),  $f_h$  は絶対湿度補正係数(-),  $f_i$  はバックグラウンドの中性子数補正係数(-)をそれぞれ表す。以下に各補正係数の算定法を示す。

絶対湿度補正係数( $f_h$ )を次式により算定した(Rosolem et al., 2013)。

$$f_h = 1 + 0.0054(AH - AH_{\text{avg}}) \quad (4.4)$$

$AH(= e \cdot 10^5 / R_v(T+273.15))$  は絶対湿度( $\text{g m}^{-3}$ ),  $e(= e_s \cdot RH / 100)$  は水蒸気圧(hPa),  $e_s(= 6.112 \cdot \exp[17.67T / (243.5+T)])$  は飽和水蒸気圧(hPa)(Bolton, 1980),  $R_v(= 461.5)$  は水蒸気圧の気体定数( $\text{J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ),  $T$  は気温( $^{\circ}\text{C}$ ),  $RH$  は相対湿度(%),  $AH_{\text{avg}}$  は観測期間内の  $AH$  の平均値( $\text{g m}^{-3}$ )をそれぞれ表す。

大気圧補正係数( $f_p$ )は, 大気圧  $P_{\text{atm}}$ (hPa)に基づいて, 次式で表される(Heidbüchel et al., 2016)。

$$f_p = \exp[\beta(P - P_{\text{avg}})] \quad (4.5)$$

ここで,  $P(= 1.0194 \cdot P_{\text{atm}})$  は大気の質量面密度( $\text{g cm}^{-2}$ ),  $P_{\text{avg}}$  は観測期間内の  $P$  の平均値( $\text{g cm}^{-2}$ ),  $\beta$  は熱外中性子の質量減衰係数の逆数( $\text{cm}^2 \text{ g}^{-1}$ ) (Desilets and Zreda,

2003)をそれぞれ表す。

日本には、COSMOS 利用者がダウンロードできるバックグラウンドの中性子数のデータベースがないため、スイス連邦の Jungfraujoch におけるデータを流用した既往の研究(Hawdon et al., 2014)に倣って、以下の式(4.6)により、バックグラウンドの中性子数補正係数の推定値( $f_{i\_Rc}$ )を算定した。

$$f_{i\_Rc} = (f_{i\_0} - 1)R_{C\_Corr} + 1 \quad (4.6)$$

ここで、 $f_{i\_Rc}$  は COSMOS による観測対象地点のバックグラウンドの中性子数補正係数の推定値(-)、 $f_{i\_0}$  は基準点とする場所のバックグラウンドの中性子数補正係数(-)、 $R_{C\_Corr}$  は観測対象地点の地磁気強度に基づく補正係数(-)をそれぞれ表す。 $f_{i\_0}$  を、次式により算定した(Zreda et al., 2012)。

$$f_{i\_0} = \frac{N_{avg}}{N_{nm}} \quad (4.7)$$

ここで、 $N_{nm}$  は観測期間内にニュートロンモニターにより観測された中性子数(counts  $h^{-1}$ )、 $N_{avg}$  は観測された  $N_{nm}$  の平均値(counts  $h^{-1}$ )をそれぞれ表す。本研究では、スイス連邦の Jungfraujoch における  $N_{nm}$  をニュートロンモニターのデータベース NMDB(NMDB, 2023)よりダウンロードし、それを式(4.7)に代入して  $f_{i\_0}$  を求めた。

また、COSMOS の有効観測深さ( $z^*$ )を次式(Franz et al., 2012)により算定した。

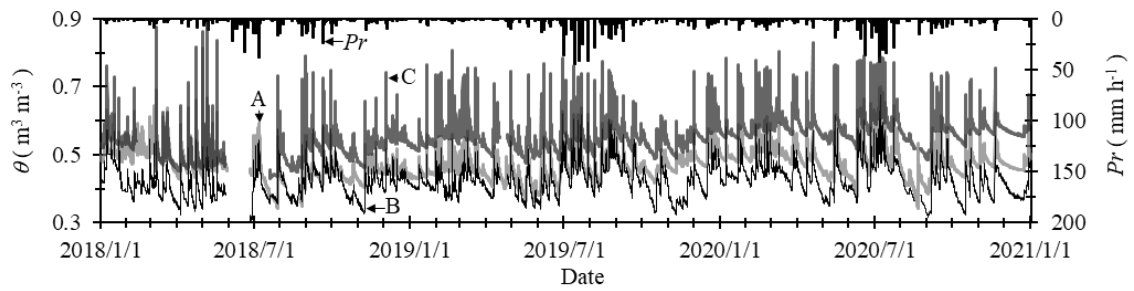
$$z^* = \frac{5.8}{\theta + 0.0829} \quad (0 \leq z^* \leq 70) \quad (4.8)$$

## 4. 3 結果と考察

### 4. 3. 1 火山灰質土斜面の体積含水率の変動

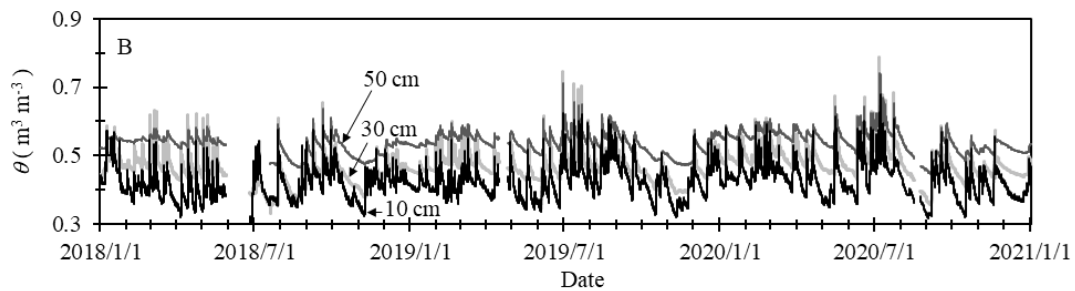
TDT センサーによる $\theta$  は、降水と連動した。深さ 10 cm に埋設した TDT センサーにより観測した全地点の $\theta$  が降水時に急増した後、無降水時にそれらは急減した(Fig. 4.3)。また、B 地点において、地表面に近いほど、 $\theta$  は低下し降水に対する $\theta$  の応答は明確であった(Fig. 4.4)。同様の傾向は、A, C, D, E 地点においても認められた(図は割愛)。

火山灰質土斜面の $\theta$  は、大きく変動した。深さ 10 cm の A 地点の $\theta$  は、0.34 ~ 0.81  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ 、B 地点のそれは、0.30 ~ 0.68  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ 、C 地点のそれは 0.43 ~ 0.89  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  の間で変動した(Fig. 4.3)。深さ 10 cm の A, B, C 地点の $\theta$  の変動幅は 0.36 ~ 0.47  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  を示し、いずれの観測地点においても大きかった。黒ボク土は、間隙率が高いため、降水時に高い保水性を示すのに対し、無降水時に間隙の排水が促進され乾燥が進行したため、 $\theta$  の変動が大きかったと推察する。



**Fig. 4.3** 降水量( $Pr$ )および深さ 10 cm の TDT センサーによる体積含水率( $\theta$ )の経時変化

Variation of precipitation and/or volumetric water content ( $\theta$ ) at 10 cm in depth

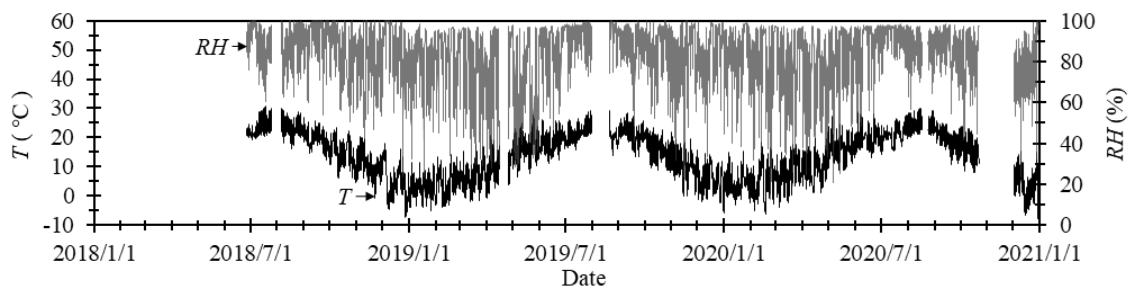


**Fig. 4.4** 降水量( $Pr$ )および B 地点の TDT センサーによる体積含水率( $\theta$ )の経時変化

Variation of precipitation and/or volumetric water content ( $\theta$ ) at Point B

#### 4. 3. 2 火山灰質土斜面の気象の特徴と熱外中性子数の補正

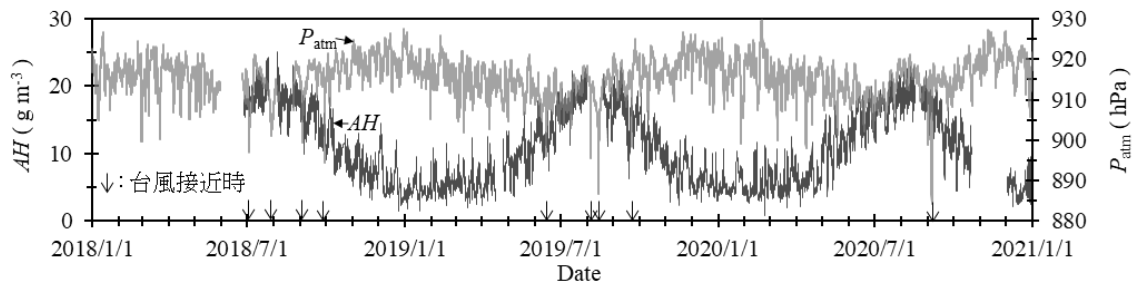
熱外中性子数に影響を与える可能性のある霧の発生が認められた。 $T$  は各年の 6～9 月に  $10.55^{\circ}\text{C}\sim 30.95^{\circ}\text{C}$  の間で変動し、各年の 12～3 月に  $-8.56^{\circ}\text{C}\sim 18.35^{\circ}\text{C}$  の間で変動した(**Fig. 4.5**)。RH は、各年の 6～9 月に  $41\%\sim 100\%$  の間で変動し、 $12\%\sim 100\%$  の間で変動した各年の 12～3 月に比べて、6～9 月に高い水準で推移した(**Fig. 4.5**)。E 地点周辺の画像を確認し、月別の霧の発生頻度を算定したところ(図は割愛)、7 月が最多で、次点が 6 月であり、RH が高い水準で推移した 6 月や 7 月に霧の発生が多く認められた。



**Fig. 4.5** 気温( $T$ )および相対湿度( $RH$ )の経時変化

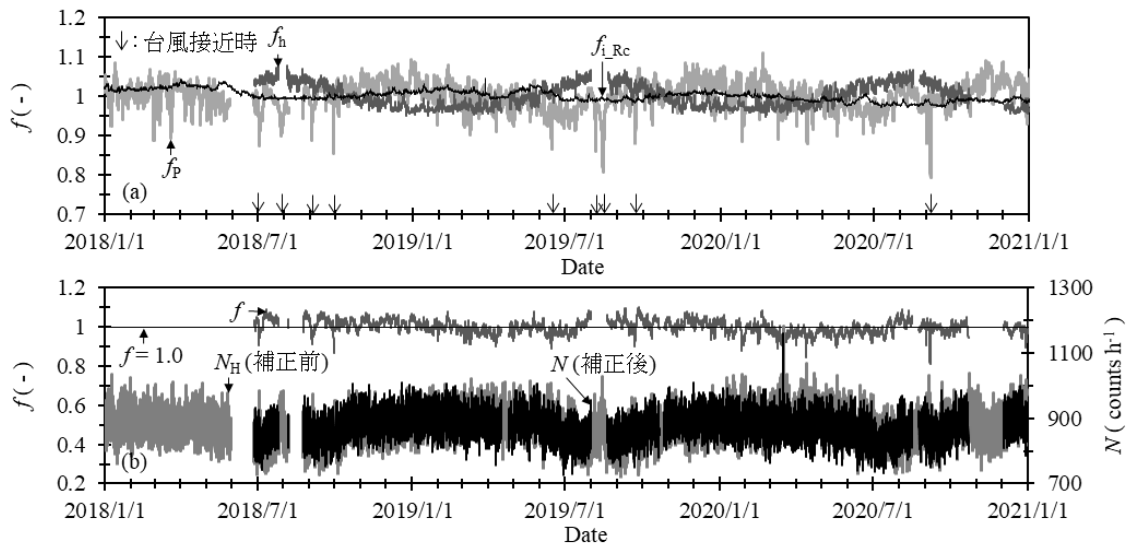
Variation of temperature ( $T$ ) and relative humidity ( $RH$ )

$f$ は、 $f_h$ や $f_p$ と連動して変動した。 $T$ と $RH$ に基づき算定した $AH$ は(Fig. 4.6), 各年の6~9月に高い水準で推移し、12~3月に低い水準で推移した。 $AH$ を式(4.4)に代入して算定した $f_h$ は(Fig. 4.7(a)),  $AH$ (Fig. 4.6)と連動した季節変動を示した。 $P_{atm}$ (Fig. 4.6)および $f_p$ (Fig. 4.7(a))は、各年の6~9月に台風の接近により大きく低下する場合が認められた。 $f_{i\_Rc}$ は1前後で推移し、その振幅は小さかった(Fig. 4.7(a))。 $f$ は $f_h$ と連動した季節変動を示し、 $f_p$ の急減時に $f$ は急減した(Fig. 4.7(b))。この事実は、中長期間観測時には $AH$ の季節変動の影響を補正する必要があり、台風接近時に大気圧による補正が必須であることを示唆する。 $f$ と補正前の $N_H$ は逆の変動を示す場合が多かったため、補正前の $N_H$ の変動幅(724~1181 counts h<sup>-1</sup>)に比べて、補正後の $N$ の変動幅(729~1161 counts h<sup>-1</sup>)はやや小さくなった(Fig. 4.7(b))。



**Fig. 4.6** 絶対湿度( $AH$ )および大気圧( $P_{\text{atm}}$ )の経時変化

Variation of absolute humidity ( $AH$ ) and atmospheric pressure ( $P_{\text{atm}}$ )



**Fig. 4.7** (a)大気圧補正係数( $f_p$ ), 絶対湿度補正係数( $f_h$ )および夜峰山のバックグラウンドの中性子数補正係数の推定値( $f_{i\_Rc}$ ), (b) $f_p$ ,  $f_h$ ,  $f_{i\_Rc}$ の積( $f$ ), 観測された熱外中性子数( $N_H$ )および補正された熱外中性子数( $N$ )の経時変化

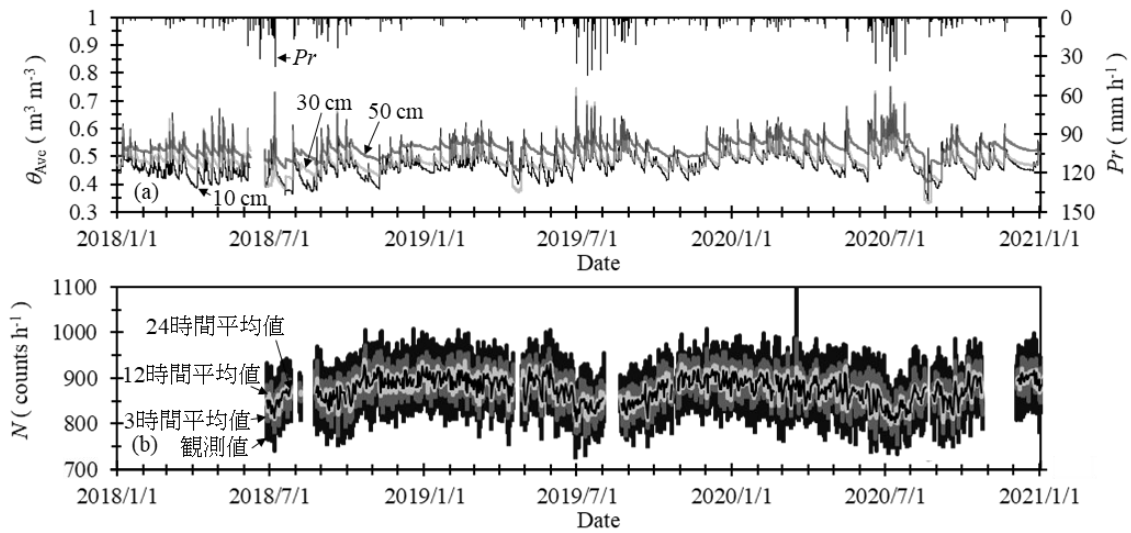
Variation of (a) absolute humidity correction factor ( $f_h$ ), atmospheric pressure correction factor ( $f_p$ ), estimated incoming flux correction factor for Aso ( $f_{i\_Rc}$ ), (b) the product ( $f$ ) of the three factors ( $f_h, f_p, f_{i\_Rc}$ ), epithermal neutron count rate observed ( $N_H$ ) and its corrected rate ( $N$ )



### 4. 3. 3 体積含水率の変化に対する熱外中性子数の応答

COSMOS のキャリブレーションのために、多地点の土壌を採取することが困難だった。既往の研究(例えば, Zreda et al., 2012; Bogena et al., 2013; Heidbüchel et al., 2016)では, COSMOS 設置場所を中心とした半径 25 m, 75 m, 175 m の各同心円と, 中心点から 60°間隔で 6 方向に伸長した直線との交点(計 18 地点)において不攪乱土を定期的に採取し, 炉乾法による $\theta$  の平均値と  $N$  との関係に基づき, COSMOS のキャリブレーションを行っている。本研究の COSMOS の観測領域内には, 地割れや崩壊している箇所が多数, 認められ, 観測領域を網羅するように土壌を採取することが困難だった。そこで, 本研究では, 便宜的に A~E 地点に埋設した TDT センサーによる $\theta$  の平均値を算定し(Fig. 4.8(a)), それに対する  $N$  の応答を確認したうえで, COSMOS のキャリブレーションを実施することとした。

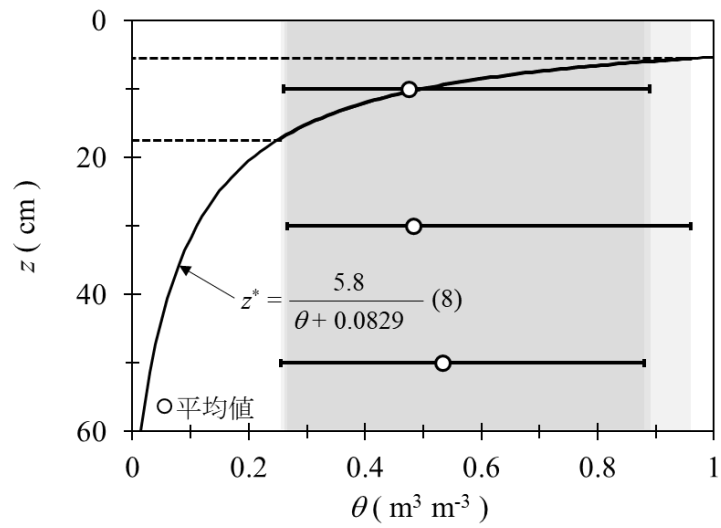
$N$  は TDT センサーによる $\theta$  の平均値に対して負の応答を示した。降水期間に, TDT センサーにより観測した全深度の $\theta$  の平均値が急増し, 特に, 各年の 6~9 月の降水期間に $\theta$  は顕著な増大を示した(Fig. 4.8(a))。各年の 6~9 月の降水期間に,  $N$  の観測値は(Fig. 4.8(b)),  $\theta$  とは逆に減少した。



**Fig. 4.8** (a)TDT センサーによる深さ 10 cm, 30 cm, 50 cm の体積含水率の平均値( $\theta_{Ave}$ ) と降水量( $Pr$ ), (b)補正された熱外中性子数( $N$ )の 3 時間平均値, 12 時間平均値, 24 時間平均値の経時変化

Variation of (a) precipitation ( $Pr$ ) and averaged volumetric water content ( $\theta_{Ave}$ ) using TDT sensors at depths of 10 cm, 30 cm, 50 cm, (b) 3-hour, 12-hour, and 24-hour averages of the count rate of corrected epithermal neutron ( $N$ )

$N$ は深さ 10 cm の $\theta$ との関連性が高いことが示唆された。 $N$ に対する深さ 10 cm, 30 cm, 50 cm の $\theta$ の平均値の $R$ の絶対値は, 0.34, 0.26, 0.25 となり(図は割愛), 深さ 10 cm の $R$ の絶対値が最も高かった。A~E 地点の TDT センサーによる各深度の $\theta$ の最大値, 最小値, 平均値を **Fig. 4.9** にプロットした。深さ 30 cm の $\theta$ の最大値は, 深さ 10 cm や 50 cm の $\theta$ に比べて大きかったものの, 各深度の $\theta$ の最小値は類似した。降水や蒸発によって地表面近傍に形成される水分勾配の観測データを取得していないものの, 深さ 50 cm 以浅の $\theta$ が, 深さ 10 cm における最小値  $0.26 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  よりも高い範囲において変動したと仮定した場合, 式(4.8)に基づく COSMOS の有効観測深さ( $z^*$ )の最大値は 17.16 cm と見積もることができる(**Fig. 4.9**)。3 深度のうち, 深さ 10 cm のみ  $z^*$ の最大値よりも浅かったことは, 深さ 10 cm の $\theta$ の平均値に対する  $N$  の  $R$  の絶対値が最も高かったことと合致すると考える。

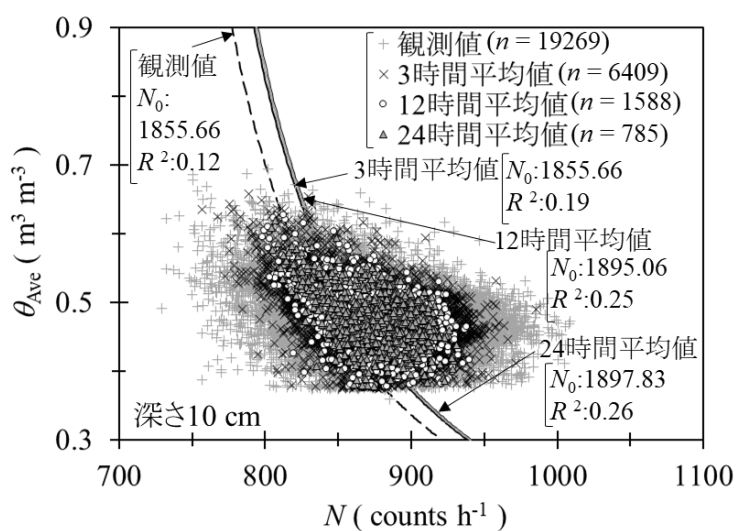


**Fig. 4.9** 深さ( $z$ )と TDT センサーにより観測した体積含水率( $\theta$ )との関係

Relationship between depth ( $z$ ) and volumetric water content ( $\theta$ ) observed using TDT sensors

#### 4. 3. 4 COSMOS による体積含水率の推定

深さ 10 cm の  $\theta$  の平均値と、 $N$  の観測値に基づき求めた式(4.2)の決定係数( $R^2$ )値は低調な値を示した。前述の COSMOS の観測深さに関する考察に基づき、深さ 10 cm の  $\theta$  の平均値と  $N$  に基づき、平嶋ら(2023)に倣って、式(4.2)の  $N_0$  を推定したところ、 $R^2$  値は 0.12 と低調だった(Fig. 4.10)。これは、 $N$  の観測値の上下の変動が大きく(Fig. 4.8(b))、同一の  $\theta$  における  $N$  の観測値のばらつきが大きかったことが原因である(Fig. 4.10)。そこで、本研究では、試行的に  $N$  の 3 時間平均値、12 時間平均値、24 時間平均値を算定し(Fig. 4.8(b))、 $\theta$  の 3 時間平均値、12 時間平均値、24 時間平均値と関連付けることを試みた。平均化時間を長くするほど、 $N$  の上下の変動が小さくなり、深さ 10 cm の  $\theta$  と  $N$  の 3 時間平均値、12 時間平均値、24 時間平均値に基づき求めた式(4.2)の  $R^2$  値は、それぞれ 0.19, 0.25, 0.26 となった(Fig. 4.10)。平均化時間を長くするほど、同式の適合性が向上した。しかし、 $\theta$  が高い、標高が低い等の COSMOS の応答感度が低下する条件と符合した、干拓農地における先行研究の、24 時間平均値の場合の式(4.2)の  $R^2$  値(= 0.51)と比較して(平嶋ら, 2023)、本研究において算定した  $R^2$  値はいずれも低調だった(Fig. 4.10)。 $\theta$  以外にも被覆植生や霧などに含まれる水の量的変化が  $N$  の変動に影響を与え得る(Andreasen et al., 2016)。観測現場では、季節変化に伴う被覆植生の変化(Photo1)や、霧の発生が認められた。被覆植生の変化や霧が  $N$  に与える影響を補正していないため、式(4.2)に基づく校正曲線に対して  $N$  が左右に広がって分布し、 $R^2$  が低調だったと考える。



**Fig. 4.10** 深さ 10 cm の体積含水率の平均値( $\theta_{Ave}$ )と補正した熱外中性子数( $N$ )との関係

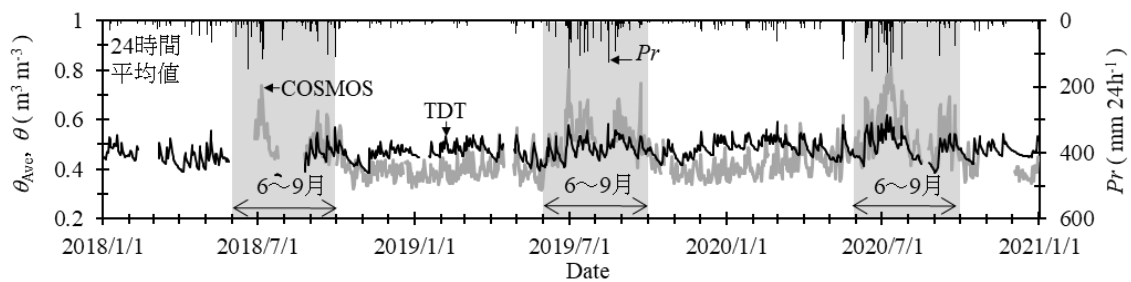
Relationship between averaged volumetric water content ( $\theta$ ) at 10 cm depth and count rate of corrected epithermal neutron ( $N$ )



**Photo1** E 地点の様子

Point E

COSMOS による $\theta$ の経年変動の振幅は、TDT センサーによるそれよりも大きかった (Fig. 4.11)。COSMOS による $\theta$ の 24 時間平均値は、深さ 10 cm の TDT センサーによるそれに比べ、各年の 6~9 月に高い水準を示し、それ以外の期間に低い水準を示した。この傾向は、3 時間平均値や 12 時間平均値においても同様だった(図は割愛)。霧や被覆植生などの影響を考慮せずに、 $\theta$ を推定したことが原因で、両者の水準に差異が認められたと推察する。



**Fig. 4.11** 降水量( $Pr$ ), 深さ 10 cm に埋設した TDT センサーによる体積含水率の  
平均値( $\theta$ ), COSMOS により推定した体積含水率( $\theta$ )の経時変化

Temporal changes in volumetric water content ( $\theta$ ) at 10 cm depth, averaged from TDT  
senor data, COSMOS estimates, with precipitation ( $Pr$ )

#### 4. 3. 5 体積含水率の推定の高精度化

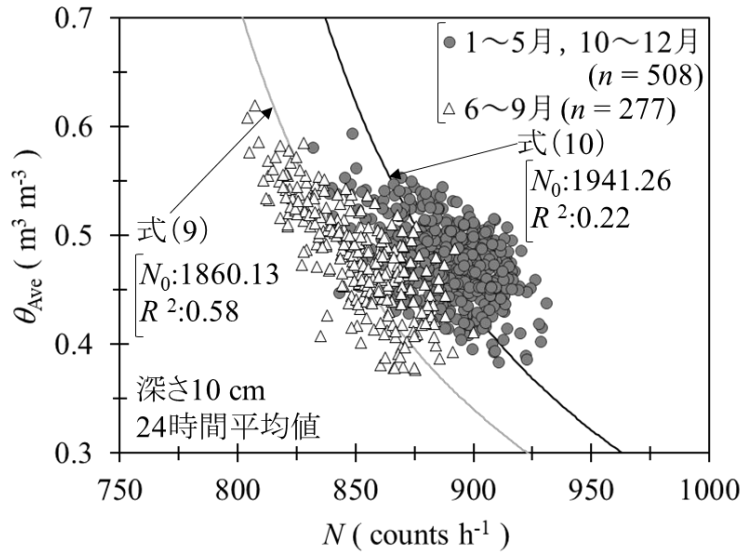
観測期間を分けて COSMOS を校正したところ, 6~9 月の  $\theta$  の推定精度が向上した。被覆植生の状態や霧の影響を鑑み,  $N$  と  $\theta$  の 24 時間平均値のデータセットを, 試行的に 6~9 月とそれ以外の期間に分けて  $N_0$  を算定し(Fig. 4.12), 以下の式(4.9)および式(4.10)を求めた。

$$\theta = 0.56 \left( \frac{\frac{0.0808}{N} - 0.115}{1860.13 - 0.372} \right) \quad (4.9)$$

$$\theta = 0.56 \left( \frac{\frac{0.0808}{N} - 0.115}{1941.26 - 0.372} \right) \quad (4.10)$$

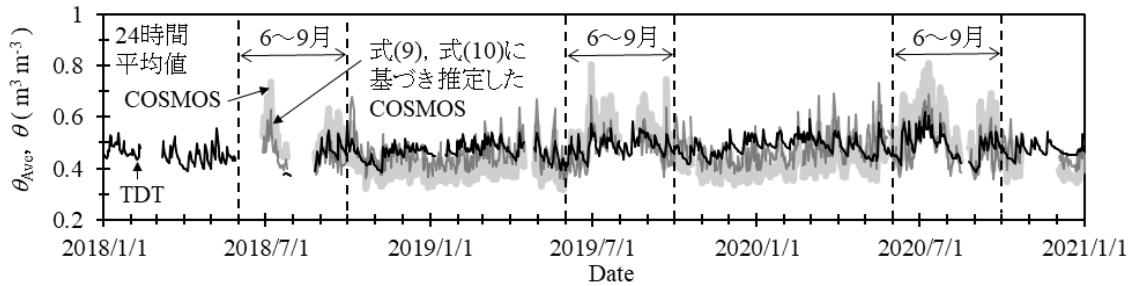
データセットを 6~9 月に限定した場合の式(4.9)の  $R^2$  値は 0.58 となり(Fig. 4.12), 1~5 月および 10~12 月に限定した場合の式(4.10)の  $R^2$  値は 0.22 となった。1~5 月および 10~12 月に限定した場合の式の  $R^2$  値は, 6~9 月に限定した場合のそれは期間を限定しなかった場合(Fig. 4.10)に比べて向上した。この傾向は, 観測値, 3 時間平均値, 12 時間平均値のデータセットに基づき同様の手法で  $N_0$  を算定した場合においても同様だった(図は割愛)。式(4.9)および式(4.10)に基づき推定した COSMOS による  $\theta$  は(Fig. 4.13), 観測期間を限定しなかった場合のそれに比べ, 6~9 月に小さい水準, それ以外の期間に高い水準を示し, TDT センサーによる  $\theta$  と比較的類似した。これらの結果は, 霧の発生や被覆植生の変化が認められる場所において, 期間を限定して COSMOS を校正することにより, COSMOS による  $\theta$  の推定精度が向上することを示唆する。





**Fig. 4.12** 深さ 10 cm の体積含水率の平均値( $\theta_{Ave}$ )と補正した熱外中性子数( $N$ )との関係

Relationship between averaged volumetric water content ( $\theta$ ) at 10 cm depth and count rate of corrected epithermal neutron ( $N$ )



**Fig. 4.13** 深さ 10 cm に埋設した TDT センサーによる体積含水率の平均値( $\theta_{Ave}$ ), COSMOS により推定した体積含水率( $\theta$ )および式(4.9)および式(4.10)に基づき推定した $\theta$ の経時変化

Temporal changes in volumetric water content ( $\theta$ ) at 10 cm depth, averaged from TDT sensor data, COSMOS estimates, and period-specific recalibrations

干拓農地における先行研究(平嶋ら, 2023)よりも, COSMOS による $\theta$ の応答を短い時間間隔で検出できる可能性が認められた。6~9月の火山灰質土斜面における12時間平均値に基づく式の $R^2$ 値は0.52を示し(図は割愛), 7~9月の干拓農地における先行研究(平嶋ら, 2023)で示された, 24時間平均値の $R^2$ 値(=0.51)と同等だった。干拓農地は, 比較的均一な平地であったのに対し(平嶋ら, 2023), 火山灰質土斜面は不均一場である。COSMOSによる $\theta$ の推定精度に言及するためには, 土壤水分観測点を増設したうえで, 検討を行う必要があるものの, 上述の結果は, 平地と同様の手法を適用することで, 不均一場である斜面においてもCOSMOSによる $\theta$ の空間代表値の応答を検出できる可能性を示唆する。また, 干拓農地の地下水位が浅く, 排水性の悪い重粘土が堆積するため,  $\theta$ が高い水準で推移したことに加え, 標高が低いため,  $N$ の検出個数が火山灰質土斜面に比べて小さく, COSMOSの応答感度が低かった(平嶋ら, 2023)。火山灰質土斜面は標高が高いことに加え,  $\theta$ の変化が干拓農地に比べると大きく,  $N$ の検出個数および変動が大きかったため, 先行研究よりも短い12時間間隔の $\theta$ の応答を, 先行研究と同等の水準で検出したと考える。

#### 4.4 まとめ

宇宙線中性子数観測に基づく火山灰質土 斜面の土壌水分量の推定について詳細に検討した。本研究では、COSMOS と 5 地点の 3 深度(深さ 10 cm, 30 cm, 50 cm) に埋設した TDT センサーを用いて、熊本県阿蘇郡南阿蘇村の夜峰山において熱外中性子数( $N$ )と体積含水率( $\theta$ )の観測を行った。

絶対湿度、大気圧、バックグラウンドの中性子数に基づいて補正した  $N$  および TDT センサーによる  $\theta$  の平均値は、降水と連動した変化を示した。特に、6~9 月の降水期間に、 $\theta$  は顕著な増大を示し、 $N$  は  $\theta$  とは逆に減少した。また、3 深度の  $\theta$  の平均値のうち、深さ 10 cm の  $\theta$  に対する  $N$  の相関係数の絶対値が最も高かったこと、COSMOS の有効観測深さ( $z^*$ )の範囲内に深さ 10 cm が含まれたことから、深さ 10 cm の  $\theta$  の平均値と  $N$  に基づき、式(4.9)の  $N_0$  を推定したところ、式(4.9)に基づく校正曲線に対して、 $N$  は左右に広がって分布した。 $\theta$  以外にも被覆植生や霧などに含まれる水の量的変化が  $N$  の変動に影響を与え得るものの、それらが  $N$  に与える影響を補正していないため、式(4.9)に基づく校正曲線に対して  $N$  が左右に広がって分布したと考える。

COSMOS による  $\theta$  は、TDT センサーによる  $\theta$  の平均値と異なる経年変動を示した。 $N$  と  $\theta$  のデータセットを 6~9 月と、それ以外の月に分けて  $N_0$  を算定し直し、 $\theta$  を推定した。データセットを 6~9 月に限定した場合の  $R^2$  値は、期間を限定しなかった場合の  $R^2$  値に比べて向上し、期間を限定して COSMOS を校正したことにより、霧や被覆植生の影響が小さくなったことを反映した結果だと考える。期間を限定して COSMOS を校正した結果、干拓農地における先行研究(平嶋ら, 2023)よりも、COSMOS による  $\theta$  の応答を短いスパンで検出できる可能性があること、また、COSMOS による  $\theta$  は TDT センサーによる  $\theta$  に比べて緩やかな変化を示すことが明らかになった。

火山灰質土斜面において、COSMOS により $\theta$ の応答を捕捉できることが示唆されたものの、COSMOS にはいくつかの課題がある。COSMOS の検出器には He ガスが封入されているものの、He ガスの価格は年々高騰しており、それに伴って検出器の価格が高騰している。また、半径 330 m である COSMOS の観測領域は日本の圃場や斜面のスケールに比べて広すぎるのが課題である。今後は、そうした課題を克服するために、月面探査用の放射線検出器を活用した新たな非接触土壌水分観測技術の構築を目指す予定である。

#### 第4章 参考文献

穴川修一, 田口 仁, 酒井直樹 (2020): 衛星データ等即時共有システムと被災状況解析・予測技術の開発, 日本リモートセンシング学会誌, **40**(3), 147-152.

Andreasen Mie, Jensen Karsten H., Zreda Marek, Desilets Darin, Bogena Heye, Looms Majken C. (2016): Modeling cosmic ray neutron field measurements, *Water Resources Research*, **52**(8), 6451-6471.

Bogena HR, Herbst M, Huisman JA, Rosenbaum U, Weuthen A, Vereecken H (2010): Potential of wireless sensor networks for measuring soil water content variability, *Vadose Zone Journal*, **9**(4), 1002-1013.

Bogena, H.R., Huisman, J.A., Baatz, R., Hendricks Franssen, H.-J. and Vereecken, H. (2013) : Accuracy of the cosmic-ray soil water content probe in humid forest ecosystems: The worst case scenario, *Water Resour. Res.*, **49**(9), 5778-5791.

Desilets Darin, Zreda Marek (2003): Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating, *Earth and Planetary Science Letters*, **206**(1-2), 21-42.

Desilets Darin, Zreda Marek, Ferré Ty P. A. (2010): Nature's neutron probe: Land surface hydrology at an elusive scale with cosmic rays, *Water Resources Research*, **46**(11), n/a-n/a.

Döpper Veronika, Jagdhuber Thomas, Holtgrave Ann-Kathrin, Heistermann Maik, Francke Till, Kleinschmit Birgit, Förster Michael (2022): Following the cosmic-ray-neutron-sensing-based soil moisture under grassland and forest: Exploring the potential of optical and SAR remote sensing, *Science of Remote Sensing*, **5**, 100056.

Entekhabi Dara, Njoku Eni G, O'Neill Peggy E, Kellogg Kent H, Crow Wade T, Edelstein Wendy N, Entin Jared K, Goodman Shawn D, Jackson Thomas J, Johnson Joel (2010): The soil moisture active passive (SMAP) mission, Proceedings of the IEEE, **98**(5), 704-716.

Franz Trenton E, Zreda M, Ferre TPA, Rosolem R (2013): An assessment of the effect of horizontal soil moisture heterogeneity on the area-average measurement of cosmic-ray neutrons, Water Resources Research, **49**(10), 6450-6458.

Franz Trenton E., Zreda M., Ferre T. P. A., Rosolem R., Zweck C., Stillman S., Zeng X., Shuttleworth W. J. (2012): Measurement depth of the cosmic ray soil moisture probe affected by hydrogen from various sources, Water Resources Research, **48**(8), n/a-n/a.

Hawdon Aaron, McJannet David, Wallace Jim (2014): Calibration and correction procedures for cosmic-ray neutron soil moisture probes located across Australia, Water Resources Research, **50**(6), 5029-5043.

Heidbüchel Ingo, Güntner Andreas, Blume Theresa (2016): Use of cosmic-ray neutron sensors for soil moisture monitoring in forests, Hydrology and Earth System Sciences, **20**(3), 1269-1288.

平嶋雄太, 橘 基, 徳本家康, 宮本英揮 (2023): 宇宙線中性子を利用した重粘土の表層土壌水分観測, 農業農村工学会論文集, **91**(2), I\_137-I\_147.

開發一郎, 佐倉保夫 (1979): 散乱型中性子水分計の使用に関する問題, 筑波大学水理実験センター報告, **3**, 39-46.

国土交通省 (参照 2023 年 11 月 2 日), (オンライン), <https://www.mlit.go.jp/river/sabo/jirei/r2dosha/r2doshasaigai.pdf>

国土交通省 (参照 2023 年 11 月 2 日): 全国の土砂災害警戒区域等の指定状況推

- 移 ( 令和 5 年 3 月 末 時 点 ), ( オンライン ),  
<https://www.mlit.go.jp/mizukokudo/sabo/content/001612301.pdf>
- 小杉賢一郎 (2016): 土砂災害警戒避難における降雨データの活用方法 – 自然を相手に考え続けることの大切さ –, 砂防学会誌, **69**(3), 1-3.
- 小杉賢一郎, 水山高久, 藤田正治 (2002): 表層崩壊発生予測モデルによる地下水位の再現精度の検討, 砂防学会誌, **55**(3), 21-32.
- 宮本英揮, 中村真也, 平嶋雄太, 大山正巳, 大北昭二 (2021): フィールド計測と環境制御のための 統合型 IoT プラットフォームの開発, 土壌の物理性, **148**, 39-43.
- Miyamoto, T., Kobayashi, R., Annaka, T., Chikushi, J (2001) Applicability of multiple length TDR probes to measure water distributions in an Andisol under different tillage systems in Japan, *Soil & Tillage Research*, **60**, 91-99.
- NMDB (参照 2023 11/16): NMDB: the neutron monitor database, (オンライン),  
<https://www.nmdb.eu/>
- 沖村 孝, 森本功彦 (1992): 三次元多平面安定解析手法の検討, 砂防学会誌, **45**(3), 13-17.
- 小山内信智, 富田陽子, 秋山一弥, 松下智祥 (2009): がけ崩れ災害の実態, 国土技術政策総合研究所資料第 530 号.
- Robinson David A, Campbell Colin S, Hopmans Jan W, Hornbuckle Brian K, Jones Scott B, Knight Rosemary, Ogden Fred, Selker John, Wendroth Ole (2008): Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: A review, *Vadose Zone Journal*, **7**(1), 358-389.
- Rosolem R., Shuttleworth W. J., Zreda M., Franz T. E., Zeng X., Kurc S. A. (2013): The Effect of Atmospheric Water Vapor on Neutron Count in the Cosmic-Ray Soil

- Moisture Observing System, *Journal of Hydrometeorology*, **14**(5), 1659-1671.
- 相馬尅之, 足立忠司, 前田 隆 (1983): 日本の特殊土壌 (その 3) 火山灰土 (2) 有機質火山灰土, *農業土木学会誌*, **51**(10), 959-966.
- Topp G Clarke, Davis JL, Annan Aa P (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*, **16**(3), 574-582.
- Uchimura Taro, Towhata Ikuo, Wang Lin, Nishie Shunsaku, Yamaguchi Hiroshi, Seko Ichiro, Qiao Jianping (2015): Precaution and early warning of surface failure of slopes using tilt sensors, *Soils and Foundations*, **55**(5), 1086-1099.
- Zreda Marek, Shuttleworth WJ, Zeng Xubin, Zweck Chris, Desilets D, Franz T, Rosolem R (2012): COSMOS: the COsmic-ray Soil Moisture Observing System, *Hydrology and Earth System Sciences*, **16**(11), 4079-4099.



## 第 5 章 総括

土中の水分と電気伝導度の動態を把握するために、様々な先端センシング技術が開発されているものの、それらの技術の社会実装は進んでいない。本研究では、塩害のリスクを抱える干拓農地や土砂災害のリスクを抱える火山灰質土斜面に先端センシング技術を適用し、粘質土の土中水の EC 観測技術の確立や熱外中性子数観測に基づく土壌水分量の空間代表値の推定等を行った。

第 1 章では、本論文の研究の背景と観測技術の現状について述べ、問題点を指摘・整理し、本研究の目的を明らかにした。本論文の内容と構成について、各章の概要を示した。

第 2 章では、潜在的塩害リスクを抱える干拓農地において、TDT センサーを活用した新たな粘質土の体積含水率、マトリックポテンシャル、土中水の EC、浸透ポテンシャル等の同時測定法について検討し、セスバニア栽培圃場およびプラスチックフィルムを敷設したタマネギ栽培圃場において実証試験を行った。

表層土を供試土として室内排水実験を行い、干拓地土壌の誘電率—体積含水率—バルク EC の三者の経験的関係を明らかにし、Hilhorst 式 (Hilhorst, 2000) 中のパラメータ( $\epsilon_{ob=0}$ )の推定および土中水の EC の推定を可能にした。夏季の干拓地土壌中のマトリックポテンシャルおよび浸透ポテンシャルの鉛直プロファイルの変動を推定し、表層土中に成長阻害水分点を超える水分および塩分ストレスが恒常的に発生する可能性があることを明らかにした。また、タマネギ栽培圃場のプラスチックフィルム下の畝内部において、上層ほど強い乾燥状態が維持されること、深さ 15 cm および 25 cm の飽和抽出液の EC はタマネギの相対収量が低下し得る水準にあることを明らかにした。

第3章では、干拓農地における表層土壌水分観測法としての COSMOS の有効性を明らかにするために、TDT センサーを設置した試験圃場において、COSMOS を活用して熱外中性子数の経時変化を観測し、TDT センサーによる体積含水率に対する応答を解析した。

COSMOS による熱外中性子数を、大気圧、絶対湿度、バックグラウンドの中性子数に基づいて補正しても、そのバラつきが大きいため、既往の研究 (Zreda ら, 2012) で見出されたような体積含水率に対する補正した熱外中性子数の応答を見出すことは困難であったものの、両者の日平均値を計算した結果、体積含水率に対する補正した熱外中性子数の負の応答が明瞭になった。特に、熱外中性子数の変化に対する深さ 5 cm の TDT センサーによる応答が顕著であることが明らかになり、COSMOS の有効観測深さは 7.10 ~ 9.85 cm と推定された。地下水位が浅く、排水性の悪い干拓農地においては、体積含水率の変化に対する熱外中性子数のバラつきが大きいため、1 時間間隔の観測には不向きであり、約 1 日単位の比較的長い観測スパンを要することが明らかになった。

第4章では、COSMOS および TDT センサーを土砂災害の発生した火山灰質土斜面に設置して熱外中性子数および土壌水分量の連続観測を実施し、3 年間の観測データの解析を試みた。

6~9 月の降水期間に TDT センサーによる体積含水率の平均値は顕著な増大を示し、熱外中性子数は体積含水率とは逆に減少する変化を示した。干拓農地と同様の手法で COSMOS の校正を行ったところ、COSMOS による体積含水率の観測精度が干拓農地よりも低いことが明らかになった。被覆植生の変化や霧が熱外中性子数の変化に影響を与えていることが示唆されたことから、便宜的に観測期間を限定して校正

を行ったところ、観測精度の向上が認められた。期間を限定して COSMOS を校正した結果、干拓農地における先行研究よりも、COSMOS による体積含水率の応答を短いスパンで検出できる可能性があること、また、COSMOS による体積含水率は TDT センサーによる体積含水率に比べて緩やかな変化を示すことが明らかになった。

## 謝辞

本論文は、鹿児島大学大学院農学研究科博士課程に在学中に生産地盤環境学研究室で行った研究成果をまとめたものである。研究を遂行し論文をまとめることができたのは、宮本英揮准教授をはじめ、多くの方々の御支援と御協力によるものである。ここに記して感謝の意を表したい。

宮本英揮准教授には、学部3年時に第3期生として配属されて以来約10年間、終始ご温情あるご指導、ご鞭撻を戴いた。学業・研究活動の継続に不安を感じ、幾度となく挫折し、その度に多大なるご迷惑をお掛けしましたが、根気強く熱心に御指導を戴いた。先生との研究活動は、人生経験が浅く、未熟な点の多い私にとって、自分自身の価値観を見つめ直す良いきっかけとなった。研究室に配属されるまでは、哲学無く生きてきた私ですが、約10年の研究活動を通じて、今後の人生の糧となるような考え方や生き方を教えて戴いた。ここに深甚の謝意を表したい。

生産地盤環境学研究室の近藤文義教授には、本論文をまとめるにあたり、貴重なご指導を賜るとともに日頃より、温かい励ましの言葉を戴いた。佐賀大学 徳本家康准教授には、COSMOSについて、基本原理や解析方法、データの解釈など数々の相談にのって戴いた。鹿児島大学 伊藤祐二准教授には、論文の執筆活動を通じて、論文の構成方法や論文に取り組む際の考え方、研究に対する姿勢を教えて戴いた。琉球大学 中村真也教授には、阿蘇にCOSMOSを設置するにあたり、熊本県庁や南阿蘇村役場の方々との協議の際にご尽力いただいた。また、観測データをまとめる際にも多くの相談にのって戴いた。佐賀大学 弓削こずえ教授には、論文執筆の際の考え方、査読対応について教えていただくとともに、挫折しがちな私に根気強く温かい御指導を戴いた。佐賀大学 阿南光政准教授には、人生経験の浅い私に研究や人生に対する考え方を教えて戴いた。ここに厚く感謝の意を表したい。

スマートロジック株式会社の大山正巳社長には、観測システムの開発、修正、設置などに際して、多くのご助力を戴いた。クリマテック株式会社の大北昭二取締役、株式会社セネコムの大塚地亨司氏には、観測システムに関する相談や設置に際して、ご尽力を戴いた。ここに御礼を申し上げたい。

生産地盤環境学研究室の先輩・後輩の方々のおかげで、円滑に研究に取り組むことができた。特に、大学院に進学した上村将彰氏、上田哲大氏、牧野弘樹氏、丹野真衣氏、生野慎太郎氏、藏座隆寛氏、牧 貴広氏、中島綾美氏、土井楓氏、草野裕紀氏、升田直希氏、小田瑞穂氏には日々の研究に関する議論、室内実験、フィールド観測を行うにあたり多くの御支援、ご助力を戴いた。この場を借りて謝意を表す。

そして、どんな状況下でも、私の研究活動を応援し、温かく支えてくれた妻にも深く感謝したい。

博士課程に進学して4年が経過した。博士課程進学前は自分に対する自信がなかったものの、博士論文を取りまとめることができた今は大きな自信がついたように思う。センシング技術を活用したフィールド研究は発展途上にあり、社会実装が急がれる。これからも、未知の研究に挑戦し、楽しみながら、研究活動を続けていければと思う。