農研機構
NARO 国立研究開発法人 農業・食品産業技術総合研究機構

粘土質水田における亀裂形成メカニズムに関する研究：営農的要因の評価とその理論的検証

メタデータ	言語: Japanese
	出版者:
	公開日: 2019-03-22
	キーワード (Ja):
	キーワード (En):
	作成者: 吉田, 修一郎
	メールアドレス:
	所属:
URL	https://doi.org/10.24514/00001473

中央農業総合研究センター研究報告　2，1－61（2003. 3）
（中央農研研報）

粘土質水田における亀裂形成メカニズムに関する研究

－営農的要因の評価とその理論的検証－

吉田修一郎

目　　次

Ⅰ　緒　言 …… 1
Ⅱ　土壌の収縮および亀裂発生に関連する既往の研究 …… 4
　1．土壌の収縮挙動に関する研究 …… 4
　2．圃場に発生する亀裂の特徴とそのメカニズムに関する研究 …… 10
　3．まとめ …… 15
Ⅲ　営農作業に起因する亀裂形状パターンとその画像解析 …… 15
　1．はじめに …… 15
　2．実験計画法に基づいた圃場試験 …… 16
　3．画像解析による亀裂形状パターンの定量化手法 …… 17
　4．実験・解析結果と考察 …… 19
　5．まとめ …… 25
Ⅳ　水稲条間に発生する線状亀裂の特質 …… 25
　1．はじめに …… 25
　2．2次元非線形弾性圧密理論を用いた収縮挙動の数値モデル …… 25
　3．室内モデル実験による現象の再現と数値モデルの適用性の検証 …… 27
　4．作物の蒸散と亀裂の発生位置 …… 34
　5．まとめ …… 37
Ⅴ　代かきによる土壌の収縮特性改変メカニズムと亀裂形成 …… 38
　1．はじめに …… 38
　2．実験方法 …… 39
　3．実験結果および考察 …… 40
　4．まとめ …… 49
Ⅵ　結　言 …… 50
　1．本論文のまとめ …… 50
　2．亀裂形成制御への応用と課題 …… 51
参考文献 …… 52
Summary …… 59

Ⅰ　緒　　言

水稲は，基幹的な作物として，広くモンスーンアジア地域において生産されている．日本における水稲作の始まりは，縄文後期と言われているが，古代・中世に開発された水田は，水を制御しやすい山麓平坦地や河川中流の扇状地，河岸段丘などに主に立地していた．大河川下流域の開発には，水量の多い本流をせき止める堰の建造や河道固定のための堤防建設などの大規模な土木工事が必要であった．そのため，現在では主要な水田地帯となっている大河川下流域において水稲の栽培が営まれるようになったのは，近世に入ってからのことである[127]．

水の制御技術の発達に伴って，上流から下流へその分布域を広げてきた水田であるが，自然な排水が困難な地域において安定した水稲の生産が実現したのは，さらに時代が進んだ戦後になってのことである．水稲は湿地に高度に適応した作物であるが，低平地における栽培では，最低限の排水は欠かせない．新潟平野に代表される排水施設の整備は，三年一作と言われた泥田の「乾田化」を実現し，生産性の低い「沼地」は，戦後になって日本有数の米どころに変身を遂げた．有史以来，水田としての利用を阻んできた広大な河川下流域の湿地が，戦後になっ

平成14年5月31日受付　平成14年10月22日受理
北陸水田利用部水田整備研究室

てようやく現在の主要な水田地帯を形成するに至ったのである．

しかし，それも束の間，昭和40年代後半から顕著になった米の生産過剰のため，水田では転作が余儀なくされた．その後，米の過剰傾向は続き，近年では転作率も30%を越える高い水準となっている．そのため，水田を畑地として有効に活用すること，すなわち，水田の畑転換が求められている．しかし，元来排水の悪い地域で，さらに畑作物を栽培するためには，一層の排水強化が必要である．地域の排水施設の整備が，既に高い水準に達していたとしても，圃場内での排水の改善は，多くの困難を抱えている．

その一つに，低平地に広く分布する「重粘土」の存在がある．厳密な定義ではないが，「重粘土」とは，粘土分・シルト分に富み，堅密で通気・通水性に乏しく，湿潤状態では軟弱で粘性が強く，また乾燥すると堅固となり，易耕性の劣悪な土とされる．重粘土を有する沖積低地や干拓地の大半は，水田として利用され，その面積は全水田の18%と言われる[20]．圃場の排水には，地表排水が最も重要である．しかし，重粘土水田における畑作物の安定生産には，暗渠の整備も必要である．暗渠は，土壌の透水性が良好ならば，速やかに過剰な水分を排除することが可能である．しかし，透水性の低い土壌では，暗渠に通じる水みちを確保することがさらに必要である．

重粘土水田において，乾燥化は著しい土壌の収縮をもたらし，大きな乾燥亀裂の発達につながる．土壌のいわゆる畑地化が進むには，多くの時間が費やされるのに対し，亀裂は，圃場の乾燥が進めば容易にその幅および深さを拡大させる．亀裂や暗渠は，地下水位が低下した後は，水分の排出には貢献しない[75]．しかし，降雨直後や融雪期においては，貴重な水みちとして機能する．そして，過剰な水が速やかに土中から排除されることにより，蒸発や蒸散による乾燥の開始を早める働きをする．そのため，転換初期における排水性の向上には，暗渠と連絡する亀裂の発達が，重要な役割を持っている．このような，土中の水移動に対する亀裂の役割については，多くの研究者[8][24][25][26][49][67][85][120][121][137]が指摘しており，その重要性は広く認知されている．その一方で，亀裂は，水管理，土壌管理，気象条件により結果的に発生するものであり，意識的な制御は，通常行われない．粘土質圃場の排水改善においては，亀裂がもつ潜在的可能性をさらに引き出す必要がある．

水田に発生する亀裂には，このような有用性のみならず，負の側面も存在することが，指摘されている．近世における水田地帯の新たな立地は，大河川の下流域のみならず，傾斜地という別のベクトルも併せて持っていた．全国の中山間地帯には，棚田と呼ばれる多くの傾斜地水田が立地している．それらの多くは，地すべり地形を巧みに利用している．地すべり地帯には，土壌の層が厚く，粘質土壌で保水力が高い緩やかな斜面が多く存在しているためであるといわれる[125]．低平地への水田の拡大が容易ではなかったことや，水害の危険性が低かったこと等も，傾斜地に水田が開発された理由である．棚田の水源は，立地条件により様々であるが，安定した水源をもつものは必ずしも多くはない．そのため，豪雪地帯では水資源としての雪を圃場で多く蓄えるための工夫がなされている．その代表として，秋口に行われる代かきと畦塗りが挙げられる．浸透や漏水を抑制し，渇水年にも作付けを可能とするための工夫である．その結果，このような水田の土壌は，年間を通して湿潤な状態が維持される．作土から下層へ向かう水の移動を徹底的に減らすことを脈々と行ってきたのである．

しかし，今日に至り，大規模な用排水施設や区画の整理により低平地における水稲作が安定化・効率化し，居住地域が平野部に移るに連れて，山間地の棚田は有利性を失った．さらに都会への人口の流出も相まって，中山間地域では過疎化・高齢化が進んでいる．そのため，山間地の棚田では耕作放棄が著しい．そして，放棄された水田の多くはこれまで経験したことのない乾燥条件にさらされている[141]．

粘土質の水田における圃場の乾燥は，速やかに亀裂の発生につながる．棚田において，深部に達する乾燥亀裂の形成は，長年維持されてきた水田としての機能を失うことを意味する．乾燥により生じる亀裂は，これまで遮断されていた作土から下層に向かう水の流れを作りだし，圃場の貯水能力を低下させるとともに，地中に大きな水みちを形成し，斜面崩壊の誘因ともなる．乾燥による亀裂の形成は，放棄された圃場の機能喪失のみならず，周辺農地や地域

全体の農村環境の保全に対しても重大な影響を与える．

このように，粘土質水田においては，乾燥により生じる亀裂が，圃場の水移動特性，さらに農地の保全機能までをも左右しており，これらは水田の高度利用や耕作放棄といった今日的な課題と密接に関わっている．そのため，粘土質水田の機能の維持・発展を図るためには，「亀裂の制御」という視点を加える必要がある．

資材や機械設備などへの多大な投資を必要としない現実的な亀裂の管理手法としては，作物の作付け，乾燥強度，乾燥時期，代かき強度，収穫後の圃場の管理等による方法が考えられる．そこで，本研究では，水稲作付け条件下で亀裂の形成を制御する手法の開発を念頭に置き，「粘土質水田に発生する乾燥亀裂の適正管理のための営農的な支配要因の定量的，理論的な解明」を目的とした．

本論文は，5つの章から構成されており，その内容は以下の通りである．

第Ⅰ章では，研究の背景，目的，構成について述べる．

第Ⅱ章では，土壌の収縮挙動，亀裂発生挙動に関する既往の研究のレビューを行い，その到達点，課題，本研究で有効と考えられる手法などを整理する．

第Ⅲ章では，水田における代かきや水稲の作付けによる亀裂形状パターンの変動特性について述べる．ここでは，水稲の条の方向を基準とした亀裂の方向性や，平均的な幅，複雑度を画像解析手法を用いて定量化する手法を提案する．さらに，水稲の条間隔，蒸散の有無，代かき強度を実験要因として設定した圃場において形成された乾燥亀裂を対象に，形状パターンの定量化を行うとともに，これらの特徴量に対する各要因の作用について論ずる．

第Ⅳ章では，第Ⅲ章の結果を受け，作物の条間に発生する条に沿った直線状の亀裂が形成されるメカニズムを室内実験および数値モデルによる解析結果に基づき論ずる．水稲の条間を模した室内実験では，水平2方向からの水分吸収をモデル化し，亀裂の発生挙動を詳細に観察する．また，この挙動を，2次元非線形弾性圧密モデルを用いた数値シミュレーションによって再現し，亀裂の発生条件を理論的に解明する．さらに，数値モデルを用いて，条間隔の拡大による引張有効応力の極大点の変動を推定し，圃場に発生する亀裂の位置との関わりについて考察する．

第Ⅴ章では，第Ⅲ章の結果を受け，代かき強度が亀裂の発達およびその形状パターンの形成に与える影響について論ずる．収縮特性は湿潤な状態で採取した不攪乱土を脱水したときの含水比および体積に基づき評価する．土壌構造は，代かき層に残存する土塊の含有量を攪乱土の水洗ふるい分けにより測定し，評価する．そして，土層や時間の経過による代かき効果の現れ方の違い、残存土塊と土壌の保水性との関係，試料の収縮特性と亀裂の面積率・形状との関係等の考察により、代かき強度が亀裂の形成に及ぼす影響について整理する．

第Ⅵ章では，前章までの論点を整理するとともに，亀裂の管理手法への応用や課題について述べる．

本論文の取りまとめに際し，東京大学大学院農学生命科学研究科教授宮﨑毅博士，同助教授溝口勝博士には，本論文の構成から内容まで懇切な御指導と御助言，ならびに励ましをいただいた．また，東京大学大学院農学生命科学研究科教授田中忠次博士，同教授佐藤洋平博士，同助教授塩沢昌博士には，本論文の取りまとめに際してご指導とご助言をいただいた．

東京大学名誉教授中野政詩博士には，研究の端緒において，暖かい励ましとご助言をいただいた．

本研究は，旧農林水産省北陸農業試験場，現独立行政法人農業技術研究機構中央農業総合研究センター水田整備研究室において実施したものであり，本研究の遂行にあたり，同研究室長の足立一日出博士には，本研究の端緒から実験，取りまとめに至るまで，多くの助言，御協力，暖かい励ましをいただくとともに，自由な研究の場を与えていただいた．

本研究の端緒において，農業工学研究所原口暢朗博士からは，本研究に関連する文献を御紹介いただき，ご助言を賜った．また，山形大学農学部教授粕淵辰昭博士，同助教授安中武幸博士には，研究の終盤で，貴重なご助言と励ましをいただいた．

本研究の第Ⅲ章と第Ⅴ章の圃場試験の実験計画および統計解析においては，中央農業総合研究センター北陸水田利用部執行盛之部長（現農業工学研究所農地整備部長）から御指導，ご助言をいただいた．ま

た，圃場試験の遂行に当たっては，同センター業務科の若井洋一氏，浅岡淳一氏，横山雄司氏を始め，多くの方に御支援，ご助言をいただいた．根密度の測定法や画像解析手法については，前北陸農業試験場土壌管理研究室，現九州沖縄農業研究センターの原嘉隆氏にご助言いただいた．デジタイザを用いた亀裂形状のデジタル画像化，残存土塊の含水比測定においては，中央農業総合研究センター水田整備研究室の横川由紀江氏にご協力頂いた．

本研究の第Ⅳ章の数値モデルの構築においては，農業工学研究所向後雄二博士に貴重なご助言と励ましをいただいた．また，前北陸農業試験場水田整備研究室主任研究官，現農業工学研究所の高木強治博士からは，プログラムの作成をはじめ，数値計算に関わる多くの情報を御教示いただくとともに，ご助言，励ましをいただいた．中央農業総合研究センター総合研究第2チームの高橋智紀氏には，第Ⅴ章の代かきに関する圃場試験において御協力頂くとともに，重粘土壌の物理性に関して多くの議論の機会を与えていただいた．

本研究は，これらの方々を含む諸氏のご指導、ご援助の賜である．ここに記して謝意を表する．

なお，本論文は，東京大学審査学位論文であることを付記する．

Ⅱ　土壌の収縮および亀裂発生に関連する既往の研究

「亀裂」に関する研究は，古くから行われている．特に亀裂の形状パターンは，理学・実学両面から多くの科学者の興味を引いてきた．干上がった泥地，古い絵画のニス，陶器の釉薬やエナメル，コンクリート，岩石の内部，乾燥地帯，凍土地帯などには，様々なスケールでの特徴的な多角形の破壊形状パターンが形成される．乾燥か冷却，あるいはこれら双方を原因とする体積変化を行う物体に多角形パターンが見られることは，科学者の共通認識であるが，この過程については，十分に理解できていないとする科学者もいる[40]．亀裂同士の交差には規則性がある[124]．これに着目すると，既に完成した亀裂形状パターンからその形成過程を遡ることが，ある程度可能である[36][40]．また，既存の亀裂と次に形成される亀裂との空間的な間隔は，応力の解放から理論的に解析することが可能である[63]．これらは，既に発生した破壊面が，次の破壊面の向きや位置を順次決定していく過程として亀裂形状パターンの形成を理解しようとするものである．しかし，何の攪乱もない真に均質な条件では，亀裂がある特定の位置に最初に形成される物理的な理由は存在しない．つまり，どんな物質も，不規則性・不均一性を内在しており，亀裂の形成にもこれらが重要な役割を演じることは想像に難くない[40]．寺田寅彦や平田森三らは，破壊現象が，物質内部の不均一性に左右されており，決定論的に解析することには限界があるという認識を早い時期に示した．これらの発見は，確率過程として破壊をとらえることに発展し，破壊力学の重要な礎となった[44]．

本章では，このような亀裂の解析に共通する本質的な問題点を心に留めつつ，土壌の乾燥亀裂の形成に関わるものに絞って既往の研究を整理する．土壌に発生する乾燥亀裂に関連した研究は，その基礎となる土壌の収縮挙動に関する研究，圃場に発生する亀裂の特徴やメカニズムに関する研究，さらに，亀裂が物質移動に果たす役割や影響に関する研究に大別される．農地に発生する亀裂が物質移動に果たす役割や影響については，灌漑効率[73]，排水性[8][26][49][68][85][120][121]，蒸発[2][30][99][107]，亀裂面への根系の集中と乾燥特性[37]，肥料や塩類の移動[38][57][132]などが指摘されている．ここでは，亀裂の役割に関する研究の詳細には触れず，本研究に直接関係する土壌の収縮特性および亀裂形成挙動に関する研究を中心に取り上げる．

1．土壌の収縮挙動に関する研究

1）収縮段階

土の収縮挙動を定量的に評価する上で欠かせない収縮曲線は，Tempany[130]が，水分損失と体積減少との関わりに着目したことに始まる．Haines[33]は，この関係が，土壌の乾燥に伴い，「正規収縮（normal shrinkage）」，「残留収縮（residual shrinkage）」，「無収縮（zero shrinkage）」の3段階に分けられることを示した．のちに，Stirk[119]が，「構造収縮（structural shrinkage）」を認め，一般に収縮特性は，これら4つの収縮段階に分類し，理

解されている．構造収縮は，最も水分の多い領域で観測される収縮ステージである．このステージでは，水で満たされた間隙から水分が失われても，それに見合うだけの体積の減少が起こらず，空気が侵入する．安定した構造が発達した土壌に見られる挙動である．正規収縮は，失われた水の容積と等量の体積減少が起こるステージである．このステージは，全収縮量の大半を占めるため，亀裂の発達との関わりが最も深い．残留収縮は，さらに乾燥が進んだ段階で，体積の減少が水の減少を下回るステージである．空気で満たされた間隙が増加する．無収縮は，文字どおり水分の減少が有っても体積の減少が起こらない極度に乾燥が進んだ段階である．

2)収縮モデル・収縮特性の記述

Grossman et al.[31]は，マトリックポテンシャルを-3.3kPaに調整した時と炉乾した時の土塊の代表サイズの比を用いて，COLE（Coefficient of linear extensibility）を定義した．この量は，土壌の収縮しやすさを評価する最も単純な指標として以後の研究（例えばDasog et al.[18]）で用いられている．さらに収縮特性を詳細に見るためには，水分の減少による体積の変化を連続的に示す必要がある．しかし，収縮特性の表現法は，他の土壌物理性に比べ統一性に欠ける．この問題は，これまで蓄積された多くのデータの活用を阻んでいる[70]．収縮曲線の両軸に当たる土壌水分と土壌の体積の表し方は，多種多様であるが，乾燥が進んでも変化しない固相の質量もしくは固相の体積を基準とした量が，最も適切であると現在は考えられている．縦軸と横軸の組み合わせを，含水比（Vw/Ws）と比容積（V/Ws），あるいは体積含水比（Vw/Vs）と体積比（V/Vs）もしくは間隙比（Vp/Vs）との組み合わせにすれば，飽和を表す正規収縮線は，1:1の勾配をなす直線となり，三相の構成を明確に表すことができる．そのため，近年の収縮曲線のモデル[28][70][128]では，このような表記法を用いている．

モデル化された収縮曲線のタイプには，3本の連続する直線により構造，正規，残留収縮を表す“The Three Straight Line Model（直線モデル）”，滑らかな高次曲線で表す“The General Soil Volume Change Equation（高次曲線モデル）”，ロジスティック曲線で近似する“The Logistic Model（ロジスティックモデル）”がある．McGarry and Malafant[70]は，既存のデータを用いて，これらのモデルの検証を行った．その結果，直線モデルは，挙動を良く再現し，パラメータの物理的な意味も明確であることから，もっとも優れていることを指摘した．Tariq and Durnford[128]は，さらに，McGarry and Malafant[70]の示した直線モデルを発展させ，無収縮段階も含み，かつ各段階の接点を滑らかに結んだモデルを提案した．

これらのモデルにおける正規収縮段階は，前項で述べた収縮段階の「古典的」な定義に基づき，傾きが1であることを前提としている．しかし，正規収縮段階においても，脱水に伴う空気の侵入は認められるため，曲線の傾きは，実際には1より小さい値となる．特に圃場ではこの傾向が著しい．Mitchell and van Genuchten[72]は，水の容積（Vw）の減少に対する土全体の体積（V）の減少の割合：

$$m = \frac{\partial V}{\partial V_W} \qquad [1]$$

を正規収縮をも含んだ各収縮段階で定義し，圃場における作物の種類による収縮挙動の違いの評価に利用した．また，McGarry and Daniells[69]は，耕耘時の土壌水分の違いと形成された土塊の収縮特性の差異を調べ，正規収縮段階の傾きに有意な違いが現れることを示した．このように，より現実に近い条件での収縮挙動の研究が進むにつれ，正規収縮を，「傾きが1となる収縮段階」と定義することに矛盾が生じている．「正規収縮」は「normal shrinkage」に対応する用語として本邦で広く使われてきた．しかし，Mitchell[71]は，この用語の使い方が曖昧で不適切であることを指摘している．彼は収縮段階としての正規収縮は「basic phase（基本収縮）」を用い，傾きが1:1となることは「normal」ではなく「unitary」と呼ぶべきであると提案している．いずれにしても，正規（基本）収縮段階（basic phase）における収縮曲線の傾き$m_{(basic)}$は，圃場での収縮特性を見る上で重要である．

収縮は3次元的な挙動であるため，体積の減少のみならず収縮の方向性も収縮特性の一つである．小橋[58]は，粘土の構造を評価するために，「配列指数C_{P0}」を以下のように定義した．

$$C_{P0} = \frac{\Delta r / R_I}{\Delta h / H_I} \qquad [2]$$

ここで，Δrは，収縮時の水平方向変位，R_Iは，水平方向の初期試料サイズ，Δhは，収縮時の鉛直方向変位，H_Iは，鉛直方向の初期試料サイズである．佐藤[103]は，この配列指数を用いて，土の収縮挙動と土壌構造との関わりを明らかにした．初期含水比が液性限界より低い場合，C_{P0}の値は徐々に増加するが，初期含水比が液性限界より高い場合，マトリックポテンシャルが－10kPa付近までC_{P0}は0（鉛直方向のみに収縮）で，その後C_{P0}の値は増加することを示した．すなわち，マトリックポテンシャルが－10kPa付近までは，収縮と言うより沈下，－1MPaまでは等方的な収縮，さらに乾燥が進むと水平方向の収縮が支配的であるとしている．富士岡・佐藤[25]は，水平方向の収縮開始時のマトリックポテンシャル値が，亀裂発生時のマトリックポテンシャル値に対応していることを示した．また，河野[62]は，構造を持った土壌の場合，亀裂発生時のマトリックポテンシャルは，良く練り返された試料で測定される水平方向の収縮開始時のマトリックポテンシャルより低くなることを示した．このように，代かきが行われた水田や干拓地における土壌収縮の研究では，乾燥初期の鉛直方向に卓越した収縮挙動や，収縮の方向性の変化に注意が払われており，亀裂の発生との関わりが論じられている．

一方，畑地土壌のように自重による変形や圧密が無視できる場合には，収縮挙動は等方的とみなせるケースが多い．Aitchison and Holms[3]は，鉛直方向の沈下量と，対応する水分の減少量から，正規収縮が等方的であることを示した．この場合，単位面積あたりの脱水量ΔWと，沈下量Δzの間には，次の関係が成り立つことを示した．

$$\Delta W = 3\Delta z \qquad [3]$$

ここで，zは初期高さ（厚さ）であり，沈下量は初期高さに比し無視できる程度に小さいとした場合に上式は成り立つ．また，Bronswijk[11]は，収縮の方向性を無次元形状係数r_s(dimensionless geometry factor）を用いて評価した．

$$1 - \frac{\Delta V}{V} = \left(1 - \frac{\Delta z}{z}\right)^{r_s} \qquad [4]$$

VおよびΔVは，土全体の体積およびその減少量，zおよびΔzは，鉛直方向の厚さおよび沈下量を表す．沈下のみが生じる場合，r_s=1，等方的な収縮ではr_s=3である．飽和不攪乱粘質土を用いた試験で，層位，荷重によらず，いずれもr_sは3前後の値となり，等方的な収縮となることを確認している．収縮の等方性が成立するときには，各土層の沈下量から体積収縮量や水平方向の収縮量，さらに亀裂容積を推定することが可能となる．例えば，Bronswijk[12]は，圃場の沈下量を土層毎に測定することにより，各土層の収縮量および水分の減少量を評価することに成功している．

3）収縮特性の測定法

日本における標準的な収縮特性の評価法はJIS A1209に規定されている収縮定数試験法（地盤工学会[51]）である．この試験では，内面にグリースを塗った直径45mm，深さ13mmの収縮皿に練り返したペースト状の土壌を充填し，ゆっくり乾燥させるものである．この方法は，試料の側面や底面における摩擦をできる限り排除し，土壌の自由な移動を妨げないようにするものである．土壌の可能最大収縮量（potential shrinkage）を評価するという目的に照らせば，この方法は，収縮試験法の基本と言える．しかし，圃場での収縮挙動は，側面・底面とも一定の拘束条件下にある．そのため，圃場における収縮挙動を採取試料から推定するには，多くの課題がある．

試料の大きさによる収縮特性の違いについては，Yule and Ritchie[144][145]が，直径10cmと直径78cmの不攪乱のコアを用いた比較を行っている．大型のコアの収縮特性は，小型のコアの特性とおおむね一致し，小型のコアの収縮特性により圃場の収縮特性が評価できると結論している．しかし，大型コアを用いた実験でも，圃場のように側面や底面の移動が拘束されていないため，その内部に亀裂やひびが発生しにくい．そのため，現場での同一の大きさの土壌の収縮挙動とは完全には一致しないと考えられる．特に，大亀裂を生じる場合，発生した亀裂が「土壌の体積」に含まれるか否かで，収縮特性の意味自

体が変わってくる．仮に，全ての亀裂を土壌内部の間隙と見なせば，土壌は沈下しているだけで，水平方向には収縮していることにはならない．このような意味で，土壌の収縮特性には，対象とした試料の大きさや実験方法に関する情報が不可欠である．

試料の体積の測定法も，収縮試験には重要な問題である，自然状態の土塊の容積をそのまま測定する手法は，Brasher et al.[9]により提案され，この原理を応用した土塊の乾燥密度の測定法[117]や収縮試験への適用が図られている，土塊の表面をサラン樹脂で被覆することで，水蒸気は通すが，液状の水は通さない状態が実現する．そのため，蒸発による乾燥処理と，水置換による体積の測定が可能となる．ただし，収縮前の土塊が樹脂被覆に耐えられる程度に安定している必要がある．また，Crescimanno and Provenzano[17]は，試料の大きさが同じでも，コアサンプルと樹脂被覆した自然状態の土塊の収縮特性には違いが生じることを示している．この結果は，収縮特性が土壌構造に強く依存することを示唆している．

4)収縮挙動に影響を与える土壌特性

土壌の収縮特性は，多くの土壌の物理・化学的特性や土壌に与えられる外的条件に支配される．例えば，Parker et al.[90]は，土壌の収縮量を支配する要因として1)粘土鉱物，2)吸着カチオンの種類，3)セメント物質，4)土壌構造および乾燥密度，5)応力経路および履歴，6)試料の大きさおよび形状，7)時間，8)温度，9)土壌溶液の性質，10)土壌水分の変化量，11)拘束圧，を挙げている．圃場ではさらに根系の影響も考慮する必要がある．これらは，個々に独立した変数として扱うことができるものもあれば，互いに相関のあるものもあり，個々の要因の寄与を分離して評価することは不可能に近い．ここでは，実験的な手法により，これまでに明らかにされている要因についてまとめる．

矢沢・前田[139]は，粘土含量が高いほど体積収縮率が大きく，また，構造収縮を持たない傾向があることを示した．また，不攪乱土壌とその練り返し土壌の収縮特性を比較し，正規収縮段階の勾配が不攪乱土壌の方が小さいこと，残留収縮段階の勾配にはこれらの違いはないこと，収縮限界は不攪乱土壌の方が小さいこと，を示した．これらを基に，不攪乱土の最終間隙比を練り返し土の最終間隙比で除した値を「構造発達係数」と定義し，構造性の指標とすることを提案した．Crescimanno and Provenzano[17]は，粒度組成，有機物含量，およびCECと収縮曲線のパラメータとの関係を21種類の試料について解析した．その結果，粘土含量は正規収縮段階での収縮曲線の傾きと高い正の相関があることを示した．有機物含量とCECについては，相関は示されていない．

土壌構造の収縮挙動への影響については，微細構造から，土壌の管理法や実験時の練り返し強度に至るまで，幅広い知見がある．佐藤[103]は，前述の収縮の方向性と供試体の初期含水比との関連を調べ，配列指数C_{P0}は，供試体の初期含水比が高いほど低いこと（鉛直方向に卓越した収縮）を示している．このような供試体の作成含水比によるC_{P0}の違いは，土粒子配列の配向性によるものであると考察している．江崎ら[22]は，八郎潟のヘドロ地盤の層位による収縮特性の違いを比較した．土粒子の配向が進んだ深層では，鉛直方向の収縮が，水平方向のそれを上回るのに対し，乾湿の影響を受けて粒子配列のランダム化が進む浅層では，収縮の方向性は，練り返した試料に近くなることを示した．佐藤[104]は，粘質土壌の乾燥前歴による収縮特性の変化を比較した．乾燥前歴pF4.0（−1MPa）を境に，収縮挙動には大きな違いが現れる．pF4.0以下の乾燥前歴では，乾燥前歴が強いほど，再飽和後の乾燥によって密な状態になるのに対し，pF4.0以上の乾燥前歴を与えると，再飽和後の乾燥収縮量は小さくなり，疎な構造となることが示されている．吸着カチオンと粘質土の収縮特性との関係について，矢沢[138]は，正規収縮と残留収縮の境界の含水比がCa飽和土＞Na飽和土となることを示した．また，そのときの体積比 f: V/Vsは，Ca飽和土＞Na飽和土となり，Na飽和土でより密な充填状態が実現することを示した．これらの結果は，吸着カチオンの種類による粘土の構造の違いに対応するとした．

5)代かきと収縮特性

代かきと収縮特性との関係を直接的に明らかにした研究は少ない．ここでは，収縮特性への影響が示唆される代かきと土壌物理性との関わりについての研究を挙げる．代かきによる間隙の変化については，Sharma and De Datta[108]が，代かきにより等価毛管径で30μm以上の間隙が減少し，30μm以下の

間隙が増加することを示した．また，Guidi and Poggio[32]やPainuli et al.[89]は，代かきにより等価毛管径で50μm以上の間隙が減少し，50μm以下の間隙が増加することを報告している．すなわち，代かきは，粗大な間隙を減らし，微細な間隙を増やす．代かきの浸透抑制効果は，このような間隙径の変化に起因する．雷・多田[64]や足立[1]は，代かきによる浸透抑制のメカニズムを明らかにするために，代かき層の物理性の鉛直分布を測定した．雷・多田[64]は，代かき後の浸透による圧密が，土壌の間隙比の減少をもたらし，浸透抑制効果が高まることを示した．足立[1]は，代かき後の土壌の乾燥密度が，土性に応じた特徴的な鉛直分布となっていることを示した．粘土質沖積土壌では，表層から代かき層の下端に向かい緩やかな増加を示すのに対し，火山灰土壌や砂壌土の場合には，粘土質土壌より急激な鉛直分布となる．また，粗大な粒子が下に堆積し，微細な粒子が表面に堆積することによる粒度の鉛直分布の形成を明らかにした．これらから，代かき層の物理性は，評価する層位により大きく異なることに注意を払う必要があることがわかる．

一方，代かきは，その直後の物理的な変化のみならず，その後の物理化学的な変化に影響を及ぼすことが報告されている．下島[110]や飯田ら[46]は，強い代かきにより酸化還元電位（Eh）が大きく低下することを示した．還元による土壌の物理性の変化に関する研究は，古くは喜田・川口[55][56]，斎藤・川口[101]，本村[77]によって，また最近では，Takahashi and Toriyama[123]によって行われている．喜田・川口[55]は，常温と低温での湛水処理による土塊の安定性の変化を比較し，還元による土塊安定性の低下作用の存在を示している．また，喜田・川口[56]は，還元による土壌の保水量の増加を示している．本村[77]は，還元による水中沈定容積の変化や透水係数の変化を2価鉄含量との関係で明らかにしている．Takahashi and Toriyama[123]は，鉄の形態変化が，酸化還元による土壌の物理性の変化に大きな影響を及ぼしている点についてさらに追求している．このような代かきによる還元の進行と，その結果もたらされる保水性や土壌構造の変化は，土壌の収縮特性の変化につながることが予想される．

6）作物の栽培と収縮特性

Mitchell and van Genuchten[72]は，圃場における土壌の収縮率に対する根系の影響を明らかにした．アルファルファや小麦が植えられた圃場における収縮率は，裸地のそれに比べ低いことを示し，圃場における土壌の収縮特性は，作物の作付条件により変化することを指摘した．吉田ら[142]は，粘土質水田において，畑転換初年目に冬作物を導入することにより，春期の乾燥がすすみ，粗間隙の発達が著しいことを示した．このような，乾燥収縮する際に土壌が根系から受ける作用としては，土壌粒子の力学的な拘束作用と土壌水分の吸収作用の二つが挙げられる．Waldron and Dakessian[133]は，根の力学性を測定し，その弾性的な挙動が，根を含む土壌のせん断抵抗性を高めることを示唆した．さらに，Waldron et al.[134]は，アルファルファやパインの根系を含む土壌が，根系のない土壌に比べ高いせん断に対する抵抗性を有することを示した．このような根による土壌の補強作用（Soil reinforcement）は，斜面の水食の防止などに重要な役割を果たしていることが知られているが，同時に，乾燥収縮に対する抵抗性の強化をも意味している．一方，Pillai and McGarry[93]は，土壌構造の再生に対する根系の影響について研究し，多量の蒸散を行うlablab［*Lablab purpureus*（L.）Sweet］や mung bean［*Vigna radiata*（L.）R. Wilezek］は，土壌の乾湿の振幅を大きくし，土壌構造の再生作用が高いことを示した．この研究では，根系による水分の吸収が，土壌の構造形成に大きな影響を持っていることを指摘している．

7）収縮挙動のメカニズムとその解析法

(1)収縮現象の定性的な捉え方

土壌の収縮は，「水分の減少により土粒子が接近し，より小さな体積になる過程（SSSA[118]）」と定義されている．体積の減少は，外力の変化によっても生じるが，このような場合には，収縮とは言わず，「圧縮」あるいは「圧密」と呼ばれる．収縮の機構について，佐藤[105]は，メニスカスの後退による毛管力の増大に伴うペッドの接近を挙げている．「間隙を水で飽和した土では，表面のメニスカスは図1の「1」のように平らである．脱水が始まるとメニスカスは「2」の位置に後退しようとし，土中水にサクションが発生する．脱水の継続は，メニスカスの後退を促し，さらに大きなサクションが生じる．このようなサクションの増大は間隙径の縮小によって土に準安定な平衡を保ちながら連続的に，しかも表面

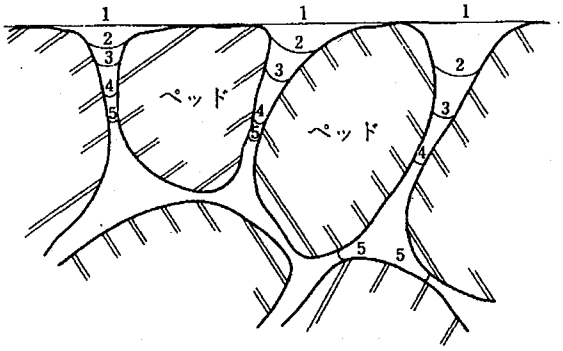


図１　メニスカスの後退による収縮の説明（佐藤 1979）

部分のメニスカスによってもたらされるので，土塊はほぼ飽和を保って収縮を続ける」（佐藤;1979[105]）とした．しかし，このような土塊表面におけるメニスカスの形成のみで，水で飽和した土壌の収縮は説明しきれない．表面のメニスカスの径が小さくなれば，サクションは高まる．しかし，土塊が飽和している場合，土塊内部にはメニスカスは形成されないため，メニスカスの形成によるペッドの近接は起こらない．そのため，サクションの増大に伴って土壌全体が収縮する理由を，メニスカスだけで説明することはできない．櫻井・佐藤[102]は，脱水による収縮の際の力学的なつりあいに関して，次のような説明を行っている．「脱水による水圧の低下は，骨格構造に伝達され，骨格構造が変化し，骨格からの反力が発生する．また，同時に，気液界面ではメニスカスが形成され，骨格構造の反力とメニスカスの形成による圧力と水圧の三者の釣り合いが達成する．」すなわち，収縮現象は，表面でのメニスカスの形成のみならず，土壌骨格の弾塑性的な変形によって生じることを指摘している．

なお，地盤工学会[51]では，図１とほぼ同じ図を用いて収縮挙動の解説を行っているものの，図１の「2」以降の乾燥は，不飽和状態となる残留収縮段階での挙動を表したものであることを明示している．

以上から，収縮挙動は，間隙水の移動を伴う飽和・不飽和土壌の弾塑性的な変形として，せん断や圧密などの土質力学における代表的な変形挙動とともに統一的に理解することが望ましいと考えられる．

(2)土質力学的なアプローチ

向後[60]は，Jennings and Burland[50]やBlight[6]の実験結果を引用し，サクション圧密（間隙水圧は負圧）と圧縮荷重による圧密（間隙水圧は正圧）が，空気侵入サクション以下では等価であることを示した．さらに，封入不飽和（空気侵入サクション以下）では，体積変化挙動がTerzaghiの飽和土の有効応力式を用いて説明できるとした．この場合，Terzaghiの有効応力式は：

$$\sigma = \sigma' - s \qquad [5]$$

と表すことができる．ここで，σは全応力（圧縮を正），σ'は有効応力（圧縮を正），sは土壌水サクション（負圧を正）を表す．土壌水サクションとは「テンシオメータで測定される負の水圧」と定義する．有効応力が，土壌の骨格により支えられる応力であるとみなせば，飽和土中での土壌水サクションが，土壌骨格の弾性（膨張しようとする力）によって維持されていることを意味する．土壌水サクションの増加による塑性的な土壌骨格の圧縮は，弾性抵抗力の増大をもたらし，力学的なつりあいが維持される．

さらに向後[60]は，土壌水サクションが空気侵入値を越えた領域について，以下のように考察している．「大きな間隙中の水は，土粒子接触面に作られたメニスカス内に保持されるため，土粒子がサクションの作用によって拘束される．そのため，サクションの増加に伴う体積減少は起こりにくくなる．」つまり，空気侵入サクションを境にして，土壌水サクションによる体積変化挙動の様相は大きく異なる．正規収縮は，空気侵入値以下の土壌水サクションによる収縮，残留収縮もしくは無収縮段階は，空気侵入値以上の土壌水サクションによる収縮に対応する．正規収縮段階では，間隙水圧は負圧でも，力学的には飽和土としての扱いが可能である．しかし，残留収縮段階では，［5］式の有効応力原理は成立しない．そのため，不飽和土としての力学的な扱いが必要になる．残留収縮段階は，本論文では解析対象とはならないため，不飽和土に対する土質力学的なアプローチに関しては，これ以上言及しない．

弾性論あるいは弾塑性論による土の変形挙動の解析は，多次元での解析法が既に多く研究されている．特に有限要素法を用いた圧密解析手法に関しては，多くの文献[45][65][126]がみられる．これらの手順についてはⅣ章で述べる．

(3)土壌物理分野でのアプローチ

土壌物理分野では，膨潤土の水移動に関する一連

の理論が構築されている．膨潤土水移動理論では，非膨潤土の水移動論を拡張するかたちでの定式化が図られている．非膨潤土では，空間座標に対する固相の移動を考慮する必要がないのに対し，膨潤土では，固相の移動を考慮しなければならない．また，外荷重や自重が，圧力ポテンシャルに影響を及ぼす点も特徴である．

空間座標系を用いた解析の試みとしては，Philip[91]，中野ら[81]が挙げられる．Philip[91]は，2相系（飽和）の膨潤土水移動の解析に対し，非線形の拡散移流方程式（Fokker-Plank方程式）を基礎方程式として導いた．また，中野ら[81]は，膨潤土の浸潤挙動の解析に対して，土粒子のフラックスを支配する方程式を仮定した．これらの，空間座標系を用いた解析法は，後述の物質座標を用いたものに比べ，物理過程との関連が直接的に示されるのが利点である[91]．また，中野ら[81]は，物質座標系で困難であった不飽和膨潤土への浸潤の解析が，空間座標系を用いた方法により実現したことの意義を強調した．

一方，座標系を物質座標に変換することによる解析法[97][111][113][116]が，Philip[91]以降に発展した．Smiles[112]によれば，当初，Philipは，膨潤土水移動問題に対する物質座標の利用に対しては消極的であったが，Raats and Klute[97]により物質座標の有用性を認め，物質座標系を用いた3相系の膨潤土水移動に関する理論[92]を発表したとされる．本理論から導かれる方程式は，非線形の拡散方程式である．従って，体積含水比は，ボルツマン変数の関数となり，収縮量は時間の平方根に比例する．この結果は，圧密理論から得られる圧密速度に関する知見と整合する．

膨潤土では，自重や外荷重の圧力ポテンシャルへの影響を考慮する必要がある．次式で表される荷重ポテンシャル(over-burden potential)を，マトリックポテンシャルに加えることによって考慮される．

$$\Omega = \alpha P(z) \qquad [6]$$

$P(z)$は，位置zにおける外部からの荷重や自重による圧力である．荷重ポテンシャルは，荷重の増加による水圧の変化として現れ，飽和では$\alpha=1$となる．不飽和では，荷重の一部のみが水圧の変化に寄与するため，αは1以下の値となる．テンシオメータにより測定される圧力ポテンシャルには，荷重ポテンシャルが含まれる．

これらの理論の発展により，膨潤土においても，主要な水移動現象の解析が可能となった．膨潤土水移動理論では，固相の大きな移動（変形）を理論の根幹としているため，変形量に関する制約は存在しない．微小ひずみから有限ひずみ（大変形）へと発展していった圧密理論とは，理論発展の過程に違いがある．このような経緯の違いから，膨潤土水移動理論は，極めて軟弱な粘土の圧密やサスペンジョンの濾過などへ適用されている．その反面，多次元の挙動に対する本理論の適用は，一次元の水移動により3次元の変形挙動を解析したGarnier et al.[27]の試みが挙げられる程度で，限定的である．Smiles[112]は，「一次元では，体積含水比と水分ポテンシャルの関係により，固相のひずみに関する力学的な挙動が完全に説明できるが，多次元では，異方的な固相の移動のレオロジーが考慮される必要が出てくる．」と指摘している．以上から，多次元的な応力の変化にともなう破壊挙動である亀裂形成の解析を想定した場合，現時点では，多次元圧密理論を基礎とするのが有利であると考えられる．

2．圃場に発生する亀裂の特徴とそのメカニズムに関する研究

1)亀裂の定義

1.節では，亀裂の形成に強く影響を及ぼす土壌の収縮挙動に関する研究について整理した．土壌の収縮量は，対象としている土壌ブロック全体の体積減少量を表すため，その土壌に含まれる空間は，すべて間隙として評価される．しかし，この空間には，乾燥時に新たに形成された亀裂も含まれているはずである．この場合，これらの亀裂は，対象とする土壌の体積収縮量を減少させる（全体の体積が大きく評価される）ことに貢献している．しかし，対象とする土壌ブロックと他の土壌ブロックの間に発生する大きな亀裂は，土壌の一部ではなく，「亀裂」すなわち「空間」と見なされる．この亀裂の大きさは，土壌の体積収縮量が大きいほど大きくなる．つまり，スケールにより，亀裂は，土壌の一部ともなり，土壌外の空間ともなる．そのため，どこまでを亀裂として評価するか，という問題は，土壌の収縮量の評価に影響を及ぼす．このような理由から，亀裂の定義付けが，必要である．佐藤[105]やMaruyama

and Tanji[68]は，Zakharovの亀裂の分類を引用している．これによると，幅0.3cm未満を細亀裂（fine fissure），0.3cm～1.0cmを中亀裂（fissure），1.0cm以上を大亀裂（cleft）と分類している．

一方，土壌マトリックスと亀裂部との区別は，土壌マトリックスを採取する場合のスケールにより感覚的行われることも多い．通常，コアサンプルの採取は，「亀裂部を避けて」行うが，その基準は必ずしも明確ではない．しかし，粘土質の土壌で見られるような明瞭な亀裂が発達した条件では，「亀裂を避ける」ことは，実験者の恣意的な判断に依存しない合理的な方法とも言える．このことに関連し，Hallaire[34]は，土壌全体の間隙比からコア試料の間隙比を差し引いたものとして亀裂部の間隙比を推定した．コア試料の間隙比は，亀裂が存在しない状態で採取し，サンプラー内で乾燥させたときの測定値を用いているものの，亀裂が土壌マトリックスの補集合として定義されている点が，示唆に富んでいる．

2）亀裂の形状パターンの評価法

亀裂は水平方向の広がりとともに鉛直方向へも深さを持った3次元的なネットワークを形成している．このような地下における亀裂のつながりは，流路としての亀裂の働きを評価する上で重要である．そのため，白色ペイント[121]や染料[8]を用いた亀裂ネットワークの観察が古くから行われてきた．しかし，多点において亀裂の空間的な構造を把握することは容易ではない．そのため，多くの場合，下層での亀裂の発達は，深さの測定によって評価される．深さの測定には，先端が面取りされた，屈曲が可能なスケール等[21][109]を用いる．亀裂の体積は，表面の幅と長さおよび深さから推定されることが多いが，砂を亀裂に充填することにより直接測定する方法[19]や沈下量から間接的に評価する方法[10]も行われている．また，体積の推定には，深さだけではなく，深さ方向への亀裂幅の減少率を仮定する必要がある．Ringrose-Voase and Sanidad[98]は，三角形，平方根，長方形の3つの関数型で，深さ方向の幅の減少を表した．

一方，地表面の亀裂形状と亀裂の深さ，あるいは下層での分布を関連づける研究も行われている．富士岡，佐藤[25]は，地表面での亀裂の幅とその深さに線形関係があることを示した．また，Chertkov[13]は，地表面の亀裂パターンから下層での亀裂の分布を予測する手法を提案した．

亀裂の形状パターンの定量化において，もっとも基本的な特徴量は，亀裂の幅，長さ，深さおよび間隔である．亀裂形状パターンの測定例や測定法に関する既往の研究を表1にまとめた．近年の，画像解析手法の発達により，亀裂パターンの解析は写真もしくはトレースしたものにより容易に行うことができるようになった．特に，亀裂に囲まれた領域の画像解析は，既存の画像解析手法の適用が可能であるため，いくつかの事例[7][136]がある．しかし，亀裂自体の形状パターンの評価を画像解析手法で行うとするならば，特徴量の定義などを新たに行う必要がある．亀裂形状の評価は，その物質移動機能を評価する目的で行われることが多いことを考えれば，亀裂部の形状を直接表す意義は大きいと言える．

また，上記の基本的な特徴量以外にも，様々な形状の特徴を表す量が用いられている．Preston et al.[94]は，亀裂形状の解析にフラクタル次元を用いた．Preston et al.[95]は，フラクタルやモンテカルロシミュレーションを応用したHeterogeneityやconnectivityを定義した．また，Chertkov and Ravina[14]は，亀裂ネットワークの屈曲度（tortuousity）を定義した．

3）水田における亀裂の消長

物理性から捉えると，水田の土層構造は，作土（代かき）層，耕盤層，心土層の3層に分けられる．作土の亀裂と作土下の亀裂とは，その消長や役割に違いがある．

山崎ら[137]は，埼玉県の沖積平野の水田において，亀裂の消長を観察した．作土の亀裂は，中干しにより生じ，その後は湛水しても消失しないこと，心土の亀裂は，中干しまで明瞭であるが，中干し後は，作土からの水分供給の増加により狭まること，しかし落水後の乾燥により，再びもとの状態に回復すること，等を示した．

田渕ら[120]は，粘土質水田における一年を通じた亀裂の消長を模式的に表した．これによると，中干し期に発生した亀裂は，その後の湛水で上部が徐々に閉塞する．その後，収穫前の落水により，再び上部が開いた亀裂が形成されるとしている．なお，中干し後の湛水による亀裂上部の閉塞は，起こらない場合もあることを付記している．また，田渕ら[121]

表1　圃場における亀裂形状の計測事例およびその方法

	幅	延長	間隔	面積	深さ	体積	その他の測定項目	方法の特徴
後藤，小林 (1957)[29]	○	○	-	-	-	-		延長はライシメータ全体，幅については不明
富士岡・佐藤 (1968b)[25]	○	-	○	①	○	-		ライシメータによる試験．方眼状の測線（25cm間隔）との交差部分で幅，深さを測定．面積はトレースしたものから測定
El Abedine and Robinson (1971)[21]	○	-	○	-	○	③		測線を設置し，交差する部分を測定
根本ら (1975)[86]	○	-	-	-	○	-		不明
Sharma and Verma (1977)[109]	○	-	-	-	○	-	写真による定性的な比較	各試験区内にランダムに設定した13～14点
天谷ら (1983)[4]	-	○	-	②	-	-	亀裂接点数	ライシメータ全体
Dasog et al. (1988)[18]	○	-	○	-	○	③		測線を設置し，交差する部分を測定
Lima and Grismer (1992)[66]	○	-	-	②	○	-	Island（ped）の幅，面積	185mの測線に沿って5m間隔でデータを採取．10回の測定値のモードをその点のデータとする．
Dasog and Shashidhara (1993)[19]	○	○	-	-	○	③④		延長は試験区内に1㎡の区画を設定しその中の全延長．深さと幅は亀裂に沿ったランダムな地点
Ringrose-Voase and Sanidad (1996)[98]	○	③	○	③	○	③	半円状の測線との交点数	直径1mの半円が連なった形の測線と亀裂との交点数から面積あたりの亀裂延長を推定．
Waller and Wallender (1993)[135]	-	-	-	-	-	-	Island（ped）の面積，周長，長さ．幅	
Bodun et al.(2000)[7]	-	-	-	-	-	-	Island（clod）の面積，周長，Compactness，Elongation	ライシメータにおける実験，画像解析
Wijeyesekera and Papadopoulou (2001)[136]	-	-	-	-	-	-	Island（cell）の面積等の形状特性値	大型土層実験，画像解析

注）○直接測定　①トレース（表面を写し取り）　②写真　③他の量から推定　④砂で置換し実測

は，白色塗料の浸入試験により，亀裂部に浸入した水が，亀裂部を横流れして暗渠の掘削部に達し排水されることを示した．

後藤・小林[30]は，水田に発生する亀裂を，その鉛直方向の進展の様子により，1)畦畔と田面の境界部分より外側に向かって徐々に降下しているもの，2)田面に生じながら，その末端が畦畔下部に潜入し，外方に逃げるもの，3)田面に生じた2条以上の亀裂が比較的浅い層で相互に交わるもの，あるいは単独に存在し，末端が浅い層で消失するもの，4)畦畔を横断するもの，5)これらが複雑に交錯したもの，に分け，1)，3)，4)が最も多く認められるとした．

丸山[67]は，非カンガイ期の蒸発量および地下水位，心土の密度，圃場整備後の経過年数，粘土含量が，水田の亀裂深さに与える影響を20地点の調査結果を基に評価した．その結果，心土亀裂の発生は，非カンガイ期の蒸発量および心土層の密度により判断できることを示した．

水田転換畑における亀裂の消長については，中野[80]が，転換後の時間の経過による亀裂の下層への進展を示した．新潟県の重粘土水田における調査で，転換初年目は，深さ30cm，転換3年目では深さ50cmまで達することを示している．また，河野[61]は，長野県中部における火山灰土水田における水分張力の測定により，転換畑の乾燥と亀裂の消長の実態を明らかにした．作土と下層土では，乾燥に対する収縮挙動が異なるため，亀裂の発生条件や発達が大きく異なることを示すとともに，亀裂の季節的変

化についても言及した．

4)作物の配置や営農管理と亀裂の形成

作物が亀裂形状パターンに及ぼす影響に関する初期の研究としては，Johnston and Hill[53]，Johnson[52]，Fox[23]が挙げられる．これらの研究では，畑地において畦間に大きな亀裂が形成されることを見いだしている．この原因として，Johnston and Hill[53]は，含水比が最も高く抵抗が最も小さい破壊面が畦間中央に形成されるためであると指摘した．Johnson[52]は，作物の間隔が亀裂パターンに及ぼす影響を解析し，作物の間隔を広げることで亀裂幅が広がることを認めた．Fox[23]は，根系による土壌の拘束により畦間に亀裂が発生すると指摘した．Sharma and Verma[109]や Mitchell and van Genuchten[72]も水分が高くかつ根系による拘束の弱いことが畦間に亀裂が発生する原因であると考察している．また，水田においては，Confesor Jr. et al.[15]が，裸地状態では多角形の亀裂パターン，条移植水稲では条の周りの規則的な大亀裂，直播水稲ではどちらでもない不明瞭なパターンが形成されることを示している．

一方，亀裂形状パターンは，畦，畦間という作物の規則的な分布のみならず，作物の種類によっても影響されることが明らかにされている．Dasog and Shashidhara[19]は，ヒヨコマメ，小麦，ソルガム，ひまわり，サフラワー植栽下および裸地における亀裂の幅，深さ，長さを比較し，根系のタイプにより亀裂の発生が影響を受けることを示した．

水稲の栽培や管理作業が亀裂の形成に与える影響に関する研究としては，根本ら[86]が，力学的な練り返しが行われる機械の走行跡や足跡に幅の広い亀裂が発生することを指摘した．

5)亀裂の形成に関与するその他の要因

Lima and Grismer[66]は無植生下での亀裂の形状と灌漑水の塩濃度との関係を明らかにした．塩濃度が高いと，亀裂ブロックの大きさおよびそのばらつきが小さくなり，亀裂の幅，表面の亀裂面積は大きくなり，亀裂の深さは浅くなることを示した．その理由として，塩濃度が高いと構造が破壊され収縮率が高くなること（幅，面積），透水性が低下すること（深さ）を挙げた．一方，Waller and Wallender[135]は，植生下で同様の実験を行い，塩濃度増加に伴い亀裂のブロックは大きくなったと報告している．但し，形状やサイズのばらつきはLima and Grismer[66]同様小さくなったとし，原因として塩濃度の増加による構造の破壊を挙げている．

また，主に室内実験やライシメータによって得られた知見ではあるが，土層の厚さは，亀裂形状パターンに影響を与えることが知られている．高橋[124]は，粘土に生じる亀裂の間隔が，土壌の厚みの増加に伴い広がることを観察した．ただし，厚みは1～10mmと小さな範囲での実験である．後藤・小林[29]は，コンクリート枠の中に土を充填し，土の厚みと亀裂幅および亀裂密度との関係を明らかにした．スケールは大きく異なるものの，高橋[124]と同様に，土の厚みの増加により，亀裂の密度は減少し，亀裂幅は拡大することを示した．Corte and Higashi[16]は，土層の厚さや土層底面の素材と亀裂の発生含水比，亀裂で囲まれた領域の平均面積，亀裂の総延長などとの関わりを明らかにした．土層の厚さ（3mm～45mm）が厚いほど，亀裂発生時の含水比は高く，亀裂で囲まれた領域の平均幅は増加し，亀裂の総延長は減少することを示した．また，底面の素材として，土との付着が強いガラスと弱い木材を用い，亀裂の形状を比較した結果，ガラスではより間隔が狭い亀裂が生じることを示した．以上から，底面の力学的な影響が大きいほど，亀裂の間隔が狭まることが示されている．

6)乾燥亀裂の形成メカニズムに関連した研究

土壌の収縮挙動のメカニズムについては既に述べた．収縮挙動は亀裂の発生と深く関わる現象である．井上[48]は，コンテナーに土壌を充填し，乾燥に伴う土壌の水平方向の移動を表面に設置したマーカーにより観察した．この方法により，亀裂が発生した部分には，亀裂発生直前まで正のひずみ（伸張）が発生していたことを明らかにした．本来ならば水分の減少とともに試料全体が収縮するべきところが，亀裂の発生点においては，伸張したために破断を生じたことがうかがわれる．前述の収縮皿による乾燥では，底面および壁面の摩擦を小さくしているために，試料全体が一様に収縮し，大きな亀裂は通常発生しない．これに対し，この実験では，コンテナー壁面への土壌の付着や底部での摩擦が，土壌の均一な収縮を阻み，各所に圧縮部分と伸張部分を作り出したものと考えられる．乾燥亀裂は，力学的な拘束のない収縮挙動により発生するものではなく，

むしろ自由な収縮が許されないことにより発生することをこの研究から読みとることができる．

引張破壊に対して，Raats[96]は，亀裂の形成に関連した2種類の破壊規準を挙げている．一つは，引張強度の概念をCoulomb規準に取り入れたCoulomb/Paul規準，他方は既存の微小な切り欠きが拡大する条件と引張強度を関連づけたGriffith/Irwin/Orowon（GIO）規準である．しかしこれらは，概念的な整理に留まり，実際の適用事例は示されていない．Snyder and Miller[114]は，Griffithの破壊基準と不飽和土の有効応力式とを組み合わせることにより不飽和土の引張強度の理論化を図った．ただし，ここでいう引張強度は，全応力で表した強度であり，破壊点の有効応力がゼロであることを仮定した理論展開となっている．つまり，有効応力による破壊規準を考察したものではない．

Nearing et al.[84]は，試料のサクションを0～6kPaに設定し，水の移動を許しながら一定速度で伸張したときの引張破壊応力を測定した．その結果，伸張時のサクションが高いほど，引張強度は増加するが，実験前のサクション履歴（0～6kPaの低サクション）による引張強度の増加は，見られないことを示した．また，Nearing et al.[83]は，Nearing et al.[84]と同じ方法で，多くの種類の土壌の引張強度を測定し，サクションが与えられていないときの引張強度は，0.9～3.2kPaであることを示した．この結果は，有効応力で表した引張強度に対応する．ただし，伸張に伴い試料中にわずかにサクションが発生することは，実験上避けられないと推測される．そのため，引張強度がやや高めに評価されている可能性もあると考えられる．

Hallett et al.[35]は，乾燥土壌の破壊靭性を所定の長さの切り欠きを含んだ円盤状の試料の引張試験の結果に基づき求めた．応力拡大係数の評価においては，実際の切り欠きの長さではなくIrwinの塑性補正による有効亀裂長さを用いる必要があること，塑性補正は，試料の土壌特性と特に関係が見られなかったこと等を示した．なお，乾燥亀裂の形成に対して破壊力学を適用した研究は見られない．

Nieber[87]は，作物の畦間における水移動および応力分布をリチャーズ式と全応力のつりあいを組み合わせることにより解析した．この研究では，不飽和水分移動の計算の結果得られる体積含水率の減少に基づき，水分膨張係数（Moisture expansion coefficient）というパラメータを介して応力分布を計算した．その結果，畦間全体に引張応力が生じ，特に中央部に集中するという解を得ている．しかし，全応力の大小だけでは，土壌水サクションの引張に抗する効果が評価できないため，前述のような破壊規準に照らした亀裂の発生の判断はできない．

乾燥亀裂の発生条件については，亀裂発生時の圧力ポテンシャルの値を示したものが中心である．富士岡，佐藤[24]は，ライシメータ試験により，土壌水の圧力ポテンシャルが，－2kPa～－3kPaの間で小亀裂が発生するが，これらは拡大せず，－6kPa～－10kPaで新たに亀裂が発達することを観察した．また，根本ら[86]は，土壌水の圧力ポテンシャルが－2kPa～－8kPaの間で亀裂が発生することを示した．その値は土性によって異なるものの，おおむねその試料の液性限界に対応するとした．また，河野[62]は，亀裂発生時の圧力ポテンシャルが，土壌構造の発達した土で－10kPa程度と低く，構造が発達していない土で－1kPa～－3kPaと高いことを示した．一方，Sato et al.[106]は，両端を爪で固定した試料を一定温・湿度の室内で乾燥させ，亀裂が発生する時の含水比を多数個の試料に対し測定し，その頻度分布を示した．測定された亀裂発生時の圧力ポテンシャルの頻度分布には広がりがあること，ピークは，－10kPa付近と－0.1～－10MPa付近に二つ存在することを示した．以上のように，亀裂の発生条件は，発生時の圧力ポテンシャルで表した場合には一定の幅がある．

土質力学においては，土は引張有効応力に対して耐えられないと考え，最小主応力が負になった時点で引張による破壊が生じるとみなすことが多い．これを受け入れた場合，亀裂が発生する条件は，有効応力がゼロとなることに他ならない．すなわち，亀裂発生時の土壌水の圧力ポテンシャルに，条件による大きな変動が見られるのは，土壌の引張強度（限界有効応力）の差異によるものではなく，全応力の差異によるところが大きいと考えるべきであろう．ただし，乾燥亀裂の発生は，極めて小さな応力場において起こる現象であり，その発生点や発生条件を解析する場合には，土壌粒子間の引張に対するわずかな抵抗力の違いが重要な意味を持ちうると考えられる．この場合，有効応力をゼロとする破壊条件は

必ずしも適当ではない．しかし，このような低応力条件下における破壊は，ほとんど研究されていない．

3．まとめ

本章では，土壌の収縮挙動と亀裂形成に関してこれまで行われてきた研究について整理した．収縮挙動，亀裂形成とも，研究の歴史は古く，様々なアプローチがなされてきた．

収縮挙動の研究は，均質な練り返し試料の乾燥収縮挙動の観察から始まり，その特性のモデル化，不攪乱土壌や現場における土壌の収縮挙動の解析へと進んでいった．これらのうち，本研究との関連で特に重要と考えられる知見を挙げる．

1．圃場における土壌の収縮挙動は，植生により影響を受ける．その影響は，正規収縮段階での収縮曲線の傾きや収縮後の間隙比等で評価できる．
2．粘質土壌の収縮挙動は，「サクションによる圧密」と捉えることで，弾塑性論に基づく土質力学的な解析が可能である．

一方，土壌に発生する亀裂に関する研究の到達点，および課題は，次のように要約される．

1．水田における亀裂の消長については，水稲作付けに伴う水管理との関係で多くの研究が行われた．しかし，亀裂形状と水稲の作付けとの関係を明らかにしたものは少なく，理論的な解析は，十分に行われていない．
2．畑地における亀裂の特徴については，多くの観察・実験結果がある．特に，畦間の直線状亀裂は，灌漑水の移動や保持の観点から注目されてきた．しかし，その要因やメカニズムの解析は，十分に行われていない．
3．亀裂の発生メカニズムは，収縮挙動と関連づけて研究された例が多い．しかし，自由な収縮が許されないことが，亀裂発生の直接の原因であるため，収縮特性の評価だけでは，亀裂の形成は説明できない．亀裂形成メカニズムの解明のためには，乾燥収縮時の土壌の拘束条件，土壌水サクション，応力状態を考慮した研究を展開する必要がある．

Ⅲ　営農作業に起因する亀裂形状パターンとその画像解析

1．はじめに

水田における亀裂の発達に影響を与える数多くの要因のうち，水稲の作付け，代かき，水管理等の営農的要因は，亀裂の制御に直接応用が可能である点で，特に重要である．これまでの研究[23][53][72][109]により，作物の畦間に亀裂が形成されることが広く知られている．また，畦間を広げることにより亀裂の幅が拡大することも実験的に示されている[52]．畦間に亀裂が形成されるメカニズムは，畦間における根系と含水比の分布に起因すると考えられている．しかし，根系の分布や，水分の分布は，作物の生育ステージにより一定ではない．仮にこれらの条件が亀裂の形成に影響するならば，時期により亀裂形状パターンにも違いが現れるはずである．

水稲の慣行栽培において，湛水を排除して積極的に圃場の乾燥を促すのは，中干し期と収穫直前である．その他の時期には，稲に水分ストレスを与えないように管理する．特に，登熟期の強い水ストレスは稲の収量や品質に悪影響を与える[59]．そのため，想定される乾燥時期は，中干し期か収穫直前，あるいはその他の時期に水稲に障害が及ばない程度に軽く乾燥させるかのいずれかである．作付け直後は，根系の分布は貧弱で，蒸散量も少ない．その後，根系が条間に広く広がるとともに蒸散量も増加する．しかし，収穫直前になると，根系はそのまま残存するが，蒸散量は減少する．乾燥時期による亀裂形状パターンの違いを評価するには，このような根系と蒸散量の多少を組み合わせた試験が必要となる．

一方，畦間の拡大による亀裂幅の拡大効果については，畑地において観察された例はあるが，水田における研究事例が無い．そのため，亀裂を制御する上での最適な条間隔を圃場試験により明らかにする必要がある．

代かきは，水田土壌の物理性を大きく左右する営農的な働きかけとして重要である．代かきの強度により土壌構造に違いが生まれることは経験的には自明のことであるが，亀裂の形成との関連を定量的に評価した例はない．そのため，代かき強度は，亀裂

の形成に影響を与える重要な要因と位置づける必要がある.

亀裂形状パターンの評価手法については，幅，深さ，間隔等の比較的単純なものから，画像解析分野における定量化手法やフラクタルを用いたものまで様々な手法が適用されてきた．しかし，水稲が条で移植された水田の亀裂形状パターンは，条間を基本的な単位とし，畦の方向と密接な関わりをもっている．そのため，幅や周長，面積などの基本的な特徴量に加え，方向性を評価するための新たな手法も必要である.

以上から本章では，水田における亀裂形状パターンを支配する営農的な要因として，水稲からの蒸散，水稲の条間隔，代かき強度の効果を圃場試験により定量的かつ総合的に評価する．また，水田に発生する亀裂形状パターンの違いを適切に評価するための画像解析手法を新たに提案する.

2．実験計画法に基づいた圃場試験

実験に用いた水田は，新潟県上越市に所在する農林水産省北陸農業試験場（現中央農業総合研究センター北陸研究センター）内の水田で，長辺が50m，短辺が20m，過去20年以上にわたり水稲が作付けられてきた圃場である．暗渠が圃場内に埋設されているが，実験期間中は使用しなかった．土壌は，農耕地土壌分類第3次改訂版[88]によると，強粘質細粒質斑鉄型グライ低地土で，粘土を34-38%，シルトを34-39%，砂を25-32%含む．水稲収穫後に採取した未風乾土の液性限界は80～91%の間であった.

実験は1999年に行った．a)代かき強度（弱:1回，中：3回，強：9回），b)条間隔（30cm，60cm），c)蒸散（有り，無し），の3要因を試験した．各試験区は，幅240cm，長さ150cm（条間隔30cm，株間15cmで9条×10株に相当）を確保した．各試験区への要因の割付は，実験計画法に則り，L16直交表を用いて行った．直交表を用いた要因の割付けとその後の解析法はTaguchi methodと呼ばれ，工学の分野で近年幅広く適用されている[39][79]．この手法は，多くの要因を少ない観察回数により効率的に検定する手法として効果を発揮する．しかし，本研究では，効率的な要因の割付と解析を目的としてこの手法を適用した．代かき強度は3水準要因であるが，第2水準（中：3回）を重複させた4水準要因として試験区への割付を行った（擬水準法[79]）．各要因は，圃場内にランダムに配置することを原則とした．しかし，代かき強度については，ランダムな配置が作業上困難だったため，長辺に沿った4分割の配置となった．そのため，代かき強度は，土壌の空間的な変動との交絡が避けられていない．代かきは幅2400mmのドライブハロー（HR2400B，松山農機）を40PSのトラクター（GL-40，クボタ）に取り付けて数回に分けて行った．収穫後の層厚で，代かき深度は12cmから15cmであった．代かき作業の日程は表2に示した．土壌表面の攪乱を避けるために，水稲の移植は，試験区の周囲に張り巡らした足場板の上から手作業で行った．圃場面の湛水は，移植後，8月10日まで維持した．無蒸散区においては，落水直前に稲の地上部を全て切り落とし，根は残存しているが蒸散が行われない状態にした.

表2　代かき作業の日程

代かき強度	総代かき回数	作業日および走行回数			
弱	1			5/17(1)	
中	3		5/12(2)	5/17(1)	
強	9	5/6(4)	5/12(2)	5/17(1)	5/24(2)

注）かっこ内の数字は当該日の通過回数を示す

これらの要因試験とは別に，同一圃場内に条間隔を90cm，蒸散有りとした試験区を各代かき回数に対し3反復設け，条間隔を極度に広げた場合の亀裂形状パターンを観察した．なお，条間隔90cm区の亀裂形状パターン観測結果については，本章では解析の対象とはせず，第Ⅳ章における解析に用いる.

通常，亀裂形状パターンの記録には写真が最適である[19]が，葉が繁った水稲条間では，写真による記録は不可能である．そのため亀裂の形状は，長方形の透明なシートにペンで写し取る方法を採った．シートの大きさは，条間隔30cm用が100cm×24cm，60cm用が100cm×48cm，90cm用が100cm×80cmである．条間隔30cmおよび60cm区の形状の記録は，各試験区内でランダムに選んだ2箇所で行った．圃場の乾燥の進行にあわせ，各試験区とも最低2回記録を行った．90cm区については一カ所のみを記録した.

条間における土壌水サクションの水平方向の分布を測定するために，テンシオメータを条間60cmの試験区に設置した．また，条間における根系分布と亀裂の下層への進展の様子を観察するために，1998

表3　解析に用いた亀裂の形状特性値の概要

形状特性値	対象とする形状特性	大きい	小さい
CDI	亀裂の方向性	条方向に卓越（最大値100）	条と垂直な方向に卓越（最小値0）
EW(cm)	亀裂の平均的な幅	幅が広い	幅が狭い
CP	亀裂形状の複雑度	複　雑	単　純
CS(cm)	条に垂直な亀裂の間隔	間隔が広い	間隔が狭い

年9月，本実験と同一の水稲作付け条件下（条間30cmおよび60cm）にある同一の圃場において条間の表層土壌を採取するとともに．亀裂部に石膏を流し込んだ上で，深さごとに水平面を切り出し，亀裂の鉛直分布を記録した．採取した試料については，炉乾して，一昼夜水に漬けた後，0.42mmメッシュのふるい上で水洗し，残存した水稲根を拾い上げた．得られた根は，85℃で24時間炉乾し，その重量を測定し，根密度を求めた．

3．画像解析による亀裂形状パターンの定量化手法

透明シートにトレースされた亀裂は，大型デジタイザ（Drawing board Ⅲ, CalComp, USA）と解析ソフトウエア(ILWIS 1.4, Int. Inst. for Aerospace Survey & Earth Sciences, Netherlands)を用いてデジタル化した．得られたベクトルデータは，ポリゴン化（polygonize）し，その周長*P*や面積*A*を算出した．土壌の収縮度合いは，記録の対象とした圃場面の面積（シートの面積）に対する亀裂部の面積の割合「*AR*(crack Areal Ratio)」をその指標とした．亀裂の形状特性は，以下に示す4つの「形状特性値」により定量化した．その特徴を表3にまとめた．

1)亀裂の平均的な幅（*EW*）

亀裂の平均幅は次式で定義される*EW*(Equivalent Width）を用いて評価した．

$$EW=2A/P \qquad [7]$$

*A*は亀裂部の全面積(cm²)，*P*は亀裂の全周長(cm)である．定義から明らかなように，*EW*は細長い長方形の幅(cm)をおおむね表す量である．*EW*は無次元量ではないので，スケールに依存する．しかし，亀裂トレースの対象としている領域は基本的な，亀裂形状パターンの一単位に対応しており，スケール依存性は，解析上問題にはならない．*EW*は，亀裂間隔と同様に亀裂の分布の集中度を示す量である．亀裂の面積率*AR*が同じならば，それぞれの亀裂の幅が広いほど，亀裂の数は少なく，より一カ所に集中して亀裂が発生していることを表すからである．

2)亀裂形状の複雑度（*CP*）

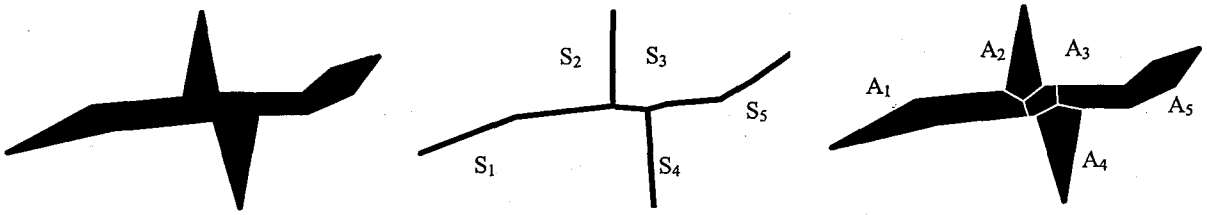
亀裂形状パターンの複雑度は，Bodun et al.[7]が亀裂の解析に用いた形状特性値である*CP*（Compactness）を用いて評価した．

$$CP=P^2/(4\pi A) \qquad [8]$$

*P*と*A*は，亀裂部の全周長と全面積をそれぞれ表す．*CP*は円を最も単純な基準形状（*CP*=1）とし，形状が円から遠ざかり複雑になるほど値が大きくなる．

3)条に直交する亀裂間隔(*CS*)

条に直交する方向に伸びる亀裂の間隔は，画像上に描かれた条に平行な直線と交差する亀裂の本数に



a　ポリゴン化された亀裂画像　　b　亀裂画像の骨格化　　c　亀裂画像の分割

図2　方向性評価のための亀裂画像の前処理

基づいて算出した．条間隔が30cmの画像では7本，条間隔が60cmの画像では16本の条に平行な線を30ピクセル間隔（実画像で2.92cmに相当）で描いた．実画像の長さ100cmを各線と亀裂との交点の数で除したものの平均を「条に直交する亀裂の間隔：*CS*（Crack Spacing）」とした．

4）亀裂の方向性～亀裂方向指数～（*CDI*）

亀裂の方向性の評価には，さらに複雑な手順を必要とする．ベクトルデータとして表された亀裂画像は，領域内部が塗りつぶされたラスターデータ（非圧縮TIFFフォーマットデータ）に変換した．次に，画像処理ソフトウエア（Scion Image Beta-3b, Scion Corp., USA）を用いて，図2－aのような亀裂画像から，図2－bのような骨格（Skeleton）を作成するとともに，図2－cのように亀裂画像を分割した．

(1)骨格セグメントの方向値

骨格の各「枝」に当たる部分をセグメント（segment）と呼び，それぞれに固有の番号を与える．各セグメント（*k*番目のセグメントとする）には，その方向に応じて，方向値S_kを与える．この方向値は，セグメントを構成するピクセルの配置に応じて計算する．

各ピクセルには，図３に示すような８近傍との位置関係によって，「０（縦配置）」，「50（斜配置）」，「100（横配置）」および「計算対象外」の４通りの値（属性）を図４に示されたルールによって個々に与える．すなわち，ある点におけるセグメントの方向を各ピクセルの値（視覚的には一般に色として認識できる）として割り当てる．各セグメントを構成するすべてのピクセル（両端は除外）の「値」を足しあわせ，構成ピクセル数（両端は除外）で除すことにより，セグメントの方向値S_kを求める．図４のルールによるピクセル値の計算は，画像データ（TIFF

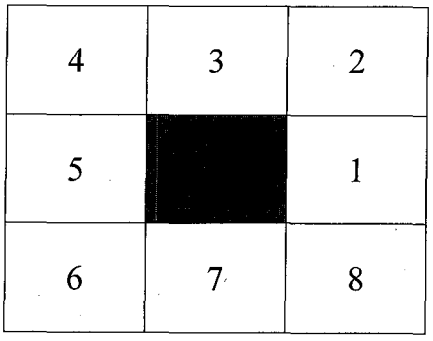


図３　ピクセルの８近傍

注）中央のピクセルに隣接する8つのピクセルを「第ｎ近傍（ｎ＝1～8）」と呼ぶ

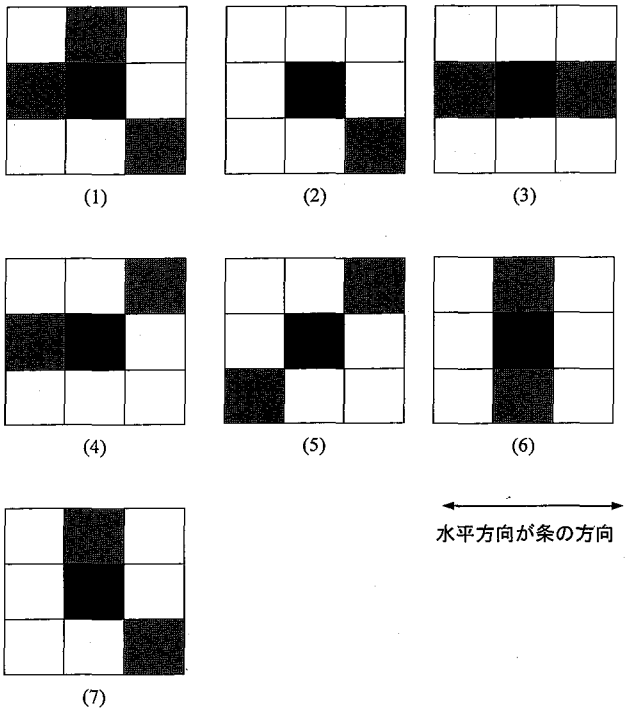


図４　ピクセルの値を決めるための規則

注）(1)　黒の近傍の数が３つ以上の時には，中央のピクセルは接続点とみなし，セグメントの方向値の計算から除外する．
(2)　黒の近傍の数が１つ以下の時には，中央のピクセルはセグメントの端あるいは孤立点と見なし，セグメントの方向値の計算から除外する．
(3)(4) ２つの近傍のうちいずれかが第１あるいは第５近傍の時には，中央のピクセルに「100」を与える．
(5)　２つの近傍が共に斜めの方向に位置するときには，中央のピクセルに「50」を与える．
(6)(7) ２つの近傍のうちいずれかが第３あるいは第７近傍の時には，中央のピクセルに「0」を与える．

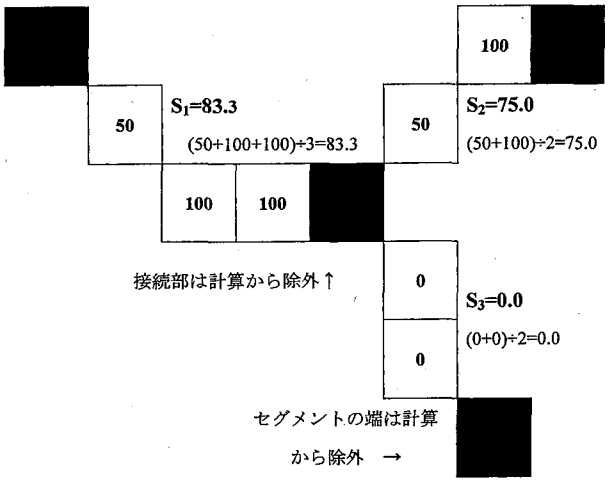


図５　ピクセル・セグメントの方向値の計算例

注）水平（横）方向が水稲の条の方向．枠内の数字がピクセルの方向値（隣接点との位置関係により決定）．枠外のS_1～S_3がセグメントの方向値．

フォーマット）をテキストデータとしてエキスポートした上で，自作のプログラムによって行った．また，各ピクセル値の合計およびピクセルの計数は，画像処理ソフトウエア（Scion Image Beta-3b, Scion Corp., USA）を用いて行った．

計算の一例を図5に示した．この例では，3つのセグメントから亀裂が構成され，縦方向のセグメントの方向値は小さく，横方向のセグメントの方向値は大きく計算されることを示している．実際の亀裂形状への適用においては，水稲の条の方向を画像の横方向と一致させた．すなわち，条に平行な直線の方向が100，条に垂直な直線の方向が0として評価される．

⑵亀裂ポリゴンの領域分割

図2-cのようなポリゴンの分割は，自作のプログラムを用いて行った．このプログラムは，ポリゴンを分割するための直線を自動的に形成するためのものである．前述の骨格の交点（セグメントの始点）を通り，ポリゴンの外周までの距離が極小になる方向を22.5°間隔で3本選び出し，直線を形成する．得られた直線を元のポリゴンから減ずる（ピクセル値の減算）ことで，分割されたポリゴンを作成することが可能である．分割された各領域には対応するセグメントの番号を割り当てた．切り離された各領域の面積は，画像処理ソフトウエア（Scion Image Beta-3b, Scion Corp., USA）を用いて計算した．

⑶亀裂方向指数*CDI*の定義

水稲の条の方向を基準にした亀裂の方向性は次式で示す*CDI*（Crackn Directional Index）を用いて評価する．

$$CDI = \left[\sum_k S_k A_k\right] / \sum_k A_k \qquad [9]$$

S_kとA_kは，⑴および⑵で述べたk番目のセグメントの「方向値」，および対応するk-番目の領域の面積をそれぞれ表す．このような計算によって得られる*CDI*は，セグメントの方向値と同様，0と100の間の値をとる．定義から明らかなように，*CDI*は，亀裂の面積で重み付けされた亀裂の方向性を示す指標であり，値が大きいほど，条に平行な亀裂が，面積的に卓越していることを表す．*CDI*が50の時には，亀裂が等方的に発達していることを示す．

4．実験・解析結果と考察

1)亀裂形状の変化と特性値の対応

図6は，1998年9月に条間隔60cmの試験区において石膏で埋められた亀裂の形状を記録したものである．真上から見た亀裂の深さごとの形状を示している．下層に向かって，亀裂の幅は漸減するものの，表面の形状パターンは，深さ10cmまで，おおむ

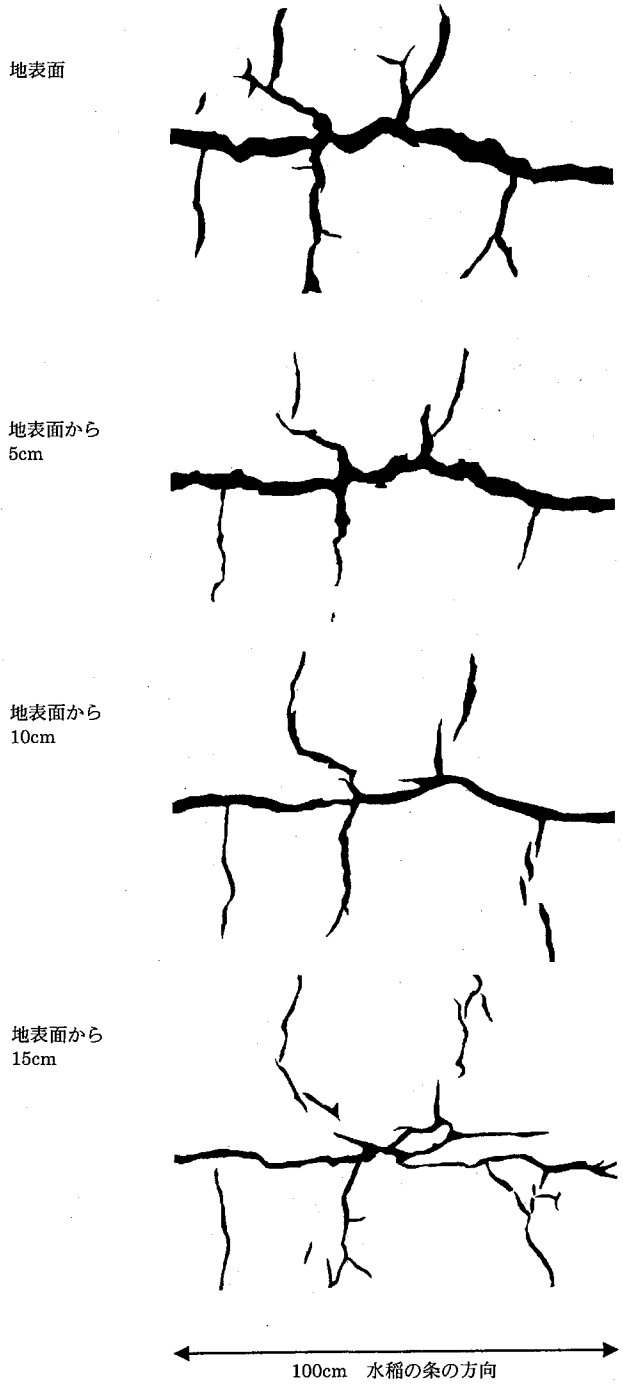


図6　深度ごとの亀裂形状パターン

注）各深度における水平面上の亀裂形状パターン

ね保たれている．代かきは，深さ12cm付近まで行われており，15cm深は，作土直下の耕盤層に当たる．亀裂は耕盤に達すると，部分的に枝分かれし，幅が狭くなることがわかる．また，耕盤以深では，条と平行した直線状の亀裂だけがその連続性を維持している．よって，条間の主要な線状亀裂は，地下排水に対し大きな役割を持っていると考えられる．

図７および 図８は，地表面における亀裂形状の変化の一例をその形状特性値と共に示したものである．図７に示した亀裂は，条に沿った直線から始まり，後に条に直交する「枝」を伸ばしていったものである．一方，図８に示した亀裂は，最初から方向性のない散逸したパターンである．各形状特性値は，亀裂形状の違いや変化を適切に反映している．

図7（例1）および図8（例2）に示した亀裂に関する*CDI*および*EW*の変化を図９に示した．*CDI*は，例１では，亀裂面積の拡大とともに減少しているのに対し，例２では最初から小さな値で変化がない．一方，*EW*はどちらのケースでも，亀裂面積の拡大に伴い増加している．このことから，乾燥収縮の進行度は，亀裂の形状特性値に共変量的な影響を及ぼすことがわかる．そのため，亀裂形状を比較するためには，乾燥収縮程度の影響を取り除く必要がある．

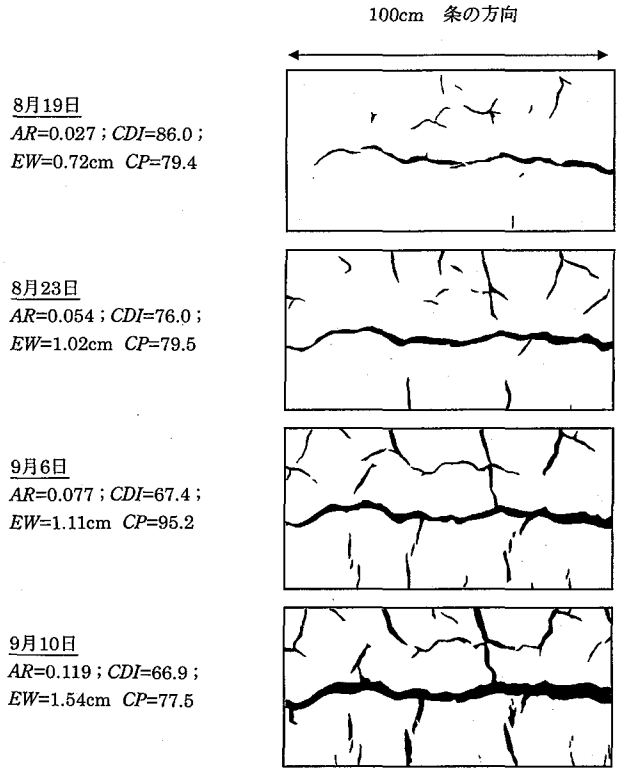


図７　亀裂形状パターンとその特性値の変化（例1）
（代かき9回，蒸散有り，条間隔60cm）

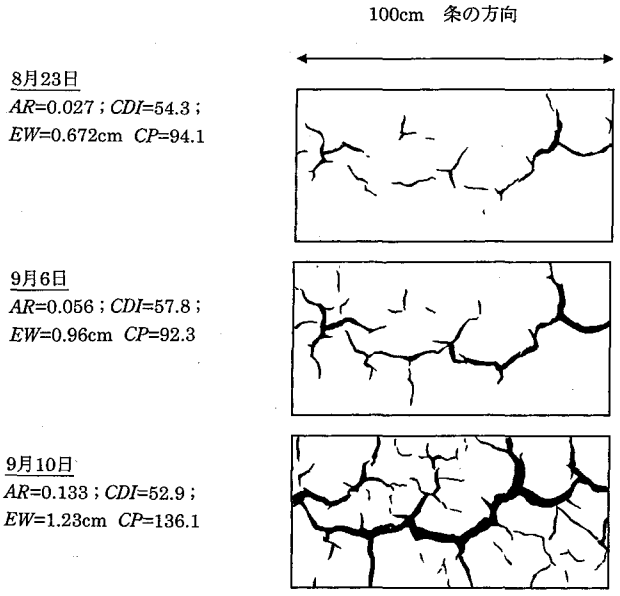


図８　亀裂形状パターンとその特性値の変化（例2）
（代かき1回，蒸散無し，条間隔60cm）

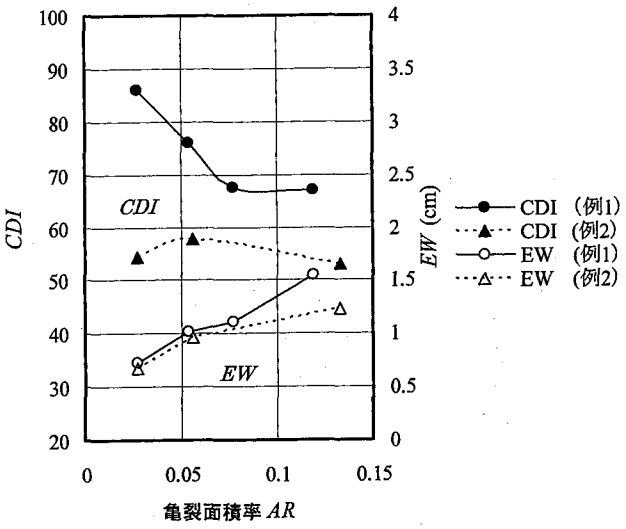


図９　亀裂面積率の増加に伴う亀裂形状特性値*CDI*（左軸）および*EW*（右軸）の変化
注）例１は図７の亀裂，例２は図８の亀裂に対応する．

そこで，本論では，一定の亀裂面積率*AR*に対応する各形状特性値の補間値を解析の対象とした．補間のための亀裂面積率*AR*は0.08を用いた．この値は，亀裂の発達が中程度の時の面積率であり，水稲栽培期間中でも許容される乾燥程度として選択した．補間は，線形補間によった．補間のためのデータは，亀裂面積率が0.08の時の形状特性値が内挿によって推定されるようなデータの組を原則としたが，一部わずかに外挿となったものもあった．

表４は*CDI*，*EW*，*CP*，*CS*を各試験区の実験条件

表4　各試験区における亀裂形状パターンの特性値

区	条間隔	蒸散	代かき強度	1999年9月10日の実測値[2]					AR=0.08の時の補間値[2]			
				AR	*CDI*	*EW* (cm)	*CP*	*CS* (cm)	*CDI*	*EW* (cm)	*CP*	*CS* (cm)
1	30cm	有	弱 (1)	0.101	55.58	0.84	113.69	14.87	54.41	0.74	101.91	21.71
2	30cm	有	中 (3)	0.138	67.09	1.54	44.79	14.78	66.90	0.89	80.68	19.11
3	30cm	有	中 (3)	0.141	59.20	1.29	65.46	17.08	61.79	0.91	76.76	20.25
4[1]	30cm	有	強 (9)	ND	ND	ND	ND	ND	66.91	0.80	87.84	22.31
5	30cm	無	弱 (1)	0.097	51.20	0.85	105.85	14.94	50.92	0.78	100.51	15.85
6	30cm	無	中 (3)	0.131	55.23	1.06	88.79	18.63	52.23	0.78	101.17	16.55
7	30cm	無	中 (3)	0.104	60.93	1.07	70.13	13.54	61.68	0.93	67.74	20.73
8	30cm	無	強 (9)	0.123	60.76	1.15	73.73	13.51	59.94	0.86	82.36	19.10
9	60cm	有	弱 (1)	0.106	59.69	1.12	126.83	18.72	60.92	0.94	140.17	18.66
10	60cm	有	中 (3)	0.112	62.46	1.52	76.60	24.30	66.67	1.26	74.59	26.65
11	60cm	有	中 (3)	0.106	62.41	1.72	55.67	20.92	64.02	1.44	60.31	26.97
12	60cm	有	強 (9)	0.125	67.32	1.68	68.29	33.39	70.60	1.28	77.34	31.11
13	60cm	無	弱 (1)	0.138	50.24	1.24	137.44	29.72	51.91	1.00	115.00	28.63
14	60cm	無	中 (3)	0.077	52.33	1.20	79.65	17.53	53.08	1.31	75.54	18.69
15	60cm	無	中 (3)	0.079	62.55	1.54	51.13	18.47	61.94	1.55	51.64	26.91
16	60cm	無	強 (9)	0.137	52.57	1.45	103.34	28.58	57.27	1.06	108.50	32.74

注1）第4区は欠測のため，多変量解析手法（数量化一類）を用いて統計的に推定.
2）1試験区当たり2ヵ所（異なる条間）の平均値を各試験区のデータとした.

とともにまとめたものである．試験区4のデータは欠測であったが，分散分析を行う上で不可欠なため，数量化理論一類を用いて推定した．そのため，全体の自由度は15から14に減少したが，解析上の問題はない．表4には，分散分析の対象とした補間値の他に，1999年9月10日の実測値も示した．圃場内の位置や蒸散の有無により，乾燥程度が違うため，一定の基準のもとでの比較はできないが，9月10日の実測値は，乾燥が進み形状がおおむね落ち着いた段階の亀裂の状況を表していると考えられる．

表5　*CDI*に関する分散分析表

要因	要因効果[1]			df[2]	SS[3]	S^2[4]	F[5]	ρ (%)[6]
A：代かき強度	弱 (1)	中 (3)	強 (9)					
	−5.53 b	0.96 ab	3.61 a	2	181.96	90.99	6.82*	27.1
B：条間隔	30cm	60cm						
	(−0.73)	(0.73)		1	8.46	8.46	0.63	0.0
C：蒸散	有り	無し						
	3.95	−3.95		1	250.03	250.03	18.75**	41.3
誤差				10	133.34	13.34		31.7
全体		平均=60.07		14	573.80			100.0

注1）各処理によってもたらされた全体平均からの偏差を表す．アルファベットはScheffeの法による多重比較の結果を示したもので，異なる文字は5%の水準で有意差があることを示す.
2）自由度　3）平方和　4）分散　5）分散比；*と**は5%，1%の有意水準を示す.
6）要因の寄与率.

表6　*EW*に関する分散分析表

要因	要因効果[1] (cm)			df[2]	SS[3]	S^2[4]	F[5]	ρ (%)[6]
A：代かき強度	弱 (1)	中 (3)	強 (9)					
	−0.169 b	0.102 a	−0.035 ab	2	0.202	0.101	6.64*	20.8
B：条間隔	30cm	60cm						
	−0.197	0.197		1	0.618	0.618	40.53**	63.5
C：蒸散	有り	無し						
	(0.000)	(−0.000)		1	0.000	0.000	0.00	0.0
誤差				10	0.153	0.015		15.7
全体		平均=1.033		14	0.973			100.0

注1）各処理によってもたらされた全体平均からの偏差を表す．アルファベットはScheffeの法による多重比較の結果を示したもので，異なる文字は5%の水準で有意差があることを示す.
2）自由度　3）平方和　4）分散　5）分散比；*と**は5%，1%の有意水準を示す.
6）要因の寄与率.

表7　*CP*に関する分散分析表

要　因	要因効果[1]			df [2]	SS [3]	S^2 [4]	F [5]	ρ (%) [6]
A：代かき強度	弱 (1)	中 (3)	強 (9)					
	26.77 a	−14.07 b	1.38 ab	2	4458.7	2229.4	7.21*	50.9
B：条間隔	30cm	60cm						
	(−0.26)	(0.26)		1	1.1	1.1	0.00	0.0
C：蒸　散	有り	無し						
	(−0.18)	(0.18)		1	0.5	0.5	0.00	0.0
誤　差				10	3091.6	309.2		49.1
全　体		平均=87.63		14	7551.9			100.0

注1）各処理によってもたらされた全体平均からの偏差を表す．アルファベットはScheffeの法による多重比較の結果を示したもので，異なる文字は5%の水準で有意差があることを示す．
2）自由度　3）平方和　4）分散　5）分散比；*は5%の有意水準を示す．
6）要因の寄与率．

表8　*CS*に関する分散分析表

要　因	要因効果[1] (cm)			df [2]	SS [3]	S^2 [4]	F [5]	ρ (%) [6]
A：代かき強度	弱 (1)	中 (3)	強 (9)					
	(−1.66)	(−0.89)	(3.44)	2	64.70	32.35	2.07	15.7
B：条間隔	30cm	60cm						
	−3.42	3.42		1	187.45	187.45	12.01**	45.5
C：蒸　散	有り	無し						
	(0.47)	(−0.47)		1	3.59	3.59	0.23	0.9
誤　差				10	156.11	15.61		37.9
全　体		平均=22.87		14	411.85			100.0

注1）各処理によってもたらされた全体平均からの偏差を表す．
2）自由度　3）平方和　4）分散　5）分散比；**は1%の有意水準を示す．
6）要因の寄与率．

2)形状特性値に関する分散分析

表5に*CDI*に関する分散分析表を示した．*CDI*に対しては，代かき強度と蒸散の有無が，有意な要因である．特に蒸散の影響が強く，その寄与率は41.3%と高い．代かき強度と蒸散の有無により*CDI*の値は平均で51から68の間を変動する．亀裂形状パターンの方向性の違いが，視覚的にも十分に認められる変動幅である．

表6に*EW*に関する分散分析表を示した．*EW*に対しては，代かき強度と条間隔が，有意な要因である．特に，条間隔の影響は強く，寄与率は63.5%と極めて高い．代かき強度と条間隔により*EW*の値は，平均で0.7から1.3cmの間を変動する．亀裂幅の違いが，視覚的にも十分に認められる変動幅である．

表7に*CP*に関する分散分析表を示した．*CP*に対しては，代かき強度のみが，有意な要因である．その寄与率は50.9%と高い．代かき強度により，*CP*の値は，平均で73.6から114.4の間を変動する．

表8に*CS*に関する分散分析表を示した．*CS*に対しては，条間隔のみが，有意な要因である．その寄与率は45.5%と高い．条間隔の違いにより，*CS*の値は，平均で19.5cmから26.3cmの間を変動する．

なお，全ての分散分析で，交互作用を分析したが，いずれも極めて低い寄与率であったため誤差項にプーリング（pooling）した．表5から表8は，いずれも交互作用を誤差項にプーリングした後の分散分析表である．

3)亀裂形状に対する各要因の効果

(1)蒸散の影響

水稲の蒸散は，*CDI*には有意に作用していたが，*EW*，*CP*，*CS*に対しては，影響が認められなかった．蒸散は*CDI*の値を著しく増加させた．すなわち，条に沿った亀裂を誘起する働きがあった．この結果から，蒸散量の少ない移植直後や収穫直前に圃場を乾燥させた場合には，蒸散の影響は小さくなり，亀裂形状パターンは等方的になることが推測される．

図10は，水稲条間における条に直交する水平方向の土壌水サクション分布である．蒸散がある試験区では，条の近傍から土壌水サクションが増加し始め，中央がくぼんだ凹型の分布が形成される（図10−a）．一方，蒸散がない試験区では，条間全体が蒸発により一様に乾燥し，土壌水サクション分布は平らなものとなる（図10−b）．このような土壌水サク

ション分布の違いが条間の応力分布に影響を及ぼし，その結果として亀裂形状パターンの違いを生み出していると推測される．この点については，次章で詳細に検証する．

一方，蒸散が*EW*，*CP*，*CS*に対し影響を全く与えていない点も重要である．蒸散は，条間の応力分布に影響を与えていることが示唆された．しかし，その影響を*EW*，*CP*，*CS*が受けていないという事実は，これらの特性が応力分布に依存したものではなく，むしろ土壌の強度分布やその不均一性に依存していることを示唆している．

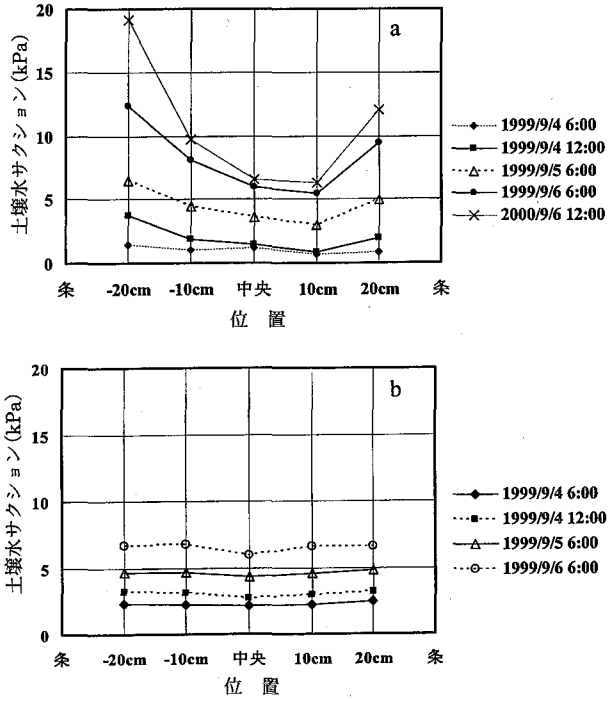


図10　水稲条間における土壌水サクションの変化
a：蒸散有り，b：蒸散無し

(2)条間隔の影響

条間隔は*EW*と*CS*に有意な影響を及ぼしている．しかし，*CDI*と*CP*に対しては，有意な影響は認められない．*EW*と*CS*は，条間隔を30cmから60cmに拡大することにより増加する．このことは,条間隔の拡大により，破壊が特定の箇所に集中することを示している．

条間隔の拡大により，亀裂の平均的な幅の指標である*EW*が増加する理由の一つは，条に沿った主要な直線状の亀裂の幅が，条間の拡大により広がることである．すなわち，条に沿って連続する亀裂は，通常一列であるため，条間が広がれば，それに対応して幅が広がる．理由の二つ目は，条間隔の増加に伴う*CS*の増加に関係する．条間隔の増加が*CS*に影響する理由は不明であるが，少なくとも条に垂直な亀裂の数が減少すれば，結果としてそれらの平均的な幅は大きくなり，*EW*は増加することは明らかである．

蒸散の主効果や蒸散と条間隔の交互作用が*EW*や*CS*に全く影響を及ぼしていないことから，条間隔によるこのような影響は，根系による土壌の固定作用に起因するものであると考えられる．水稲条間において，根系は規則的な疎密パターンを形成している．図11は，条からの距離と表層0－2.5cmの根密度との関係の一例を示したものである．条からの距離が遠ざかるにつれ，根密度は大幅に減少し，条間隔60cmの中央付近では，条近傍の20%程度しか根が含まれない．そのため，根による土壌の固定作用は，条間中央で明らかに弱くなっている．また，主要な根は，株もとから放射状に伸びていると考えられるため，補強作用には方向性があると考えられる．

図12は，条間における根による土壌の固定作用を模式的に示したものである．株もとを中心とした放射方向は，根の向きと平行になるため，同心円の周に沿った方向の力に対しては補強作用を示さない．しかし，放射方向の応力に対しては，多くの根が反発するため，強い補強作用を持っていると考えられる．その結果，稲株を中心とした円の周に沿う方向の亀裂は，条間中央の根の密度が低いところや，株間に発生しやすい．一方，条に垂直な方向の応力は，条間中央に形成される亀裂により解放されるため，稲株を中心とした円の半径方向の亀裂は，株元を始点とし，条に直交する方向に形成されやすい．また，稲の根系は，乾燥による水平方向の移動が少ない下層にも達しており，これらは稲体の位置を固定するアンカーとして機能していると考えられる．そのため，代かき層で土壌の水平方向の移動が起こっても，稲の条の位置は圃場の絶対的な座標に対しほとんど移動しない．仮に，軟弱な代かき層の表面だけに根が張っていたら，表層土壌の移動により稲体が移動し，必ずしも全ての条間に同程度の亀裂が平均的に発生するとは限らない．条間の拡大により，いずれの条間においても亀裂幅が増大するためには，個々の条に偏りなく亀裂が形成されることが前提となる．この前提は，条の位置が，直下根によ

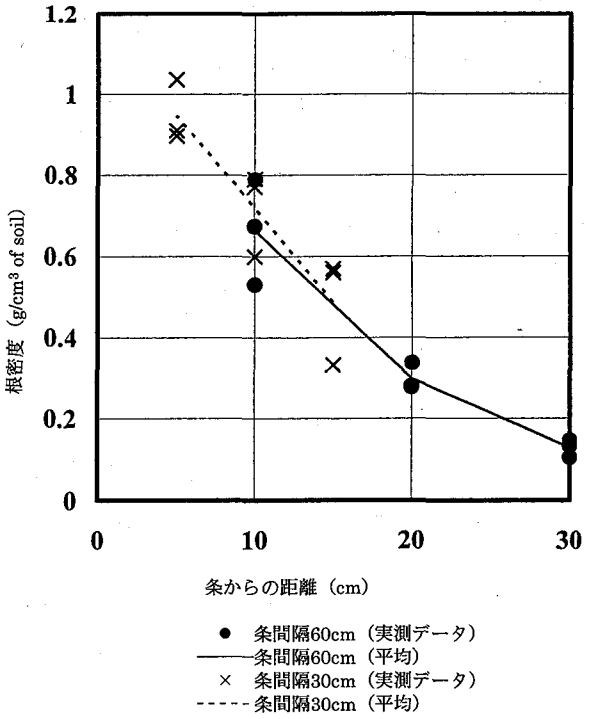


図11　水稲条間における水稲の根密度（表層0－2.5cm）

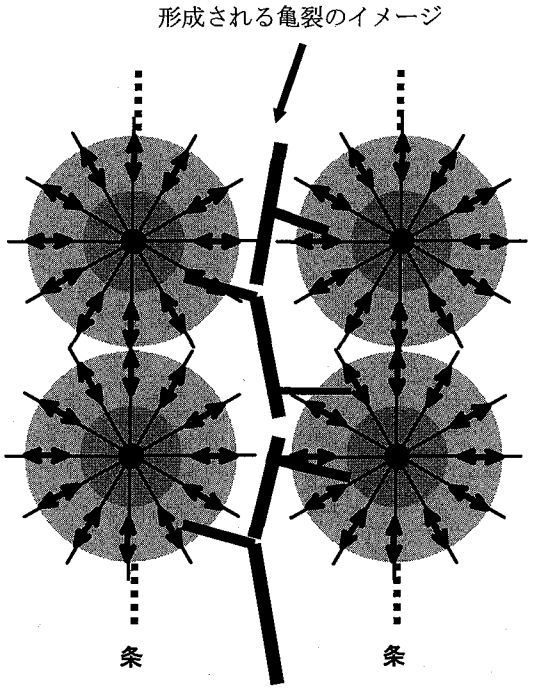


図12　根系の方向性による強度の異方性

注）各円が稲株，放射状に伸びる線が根を表す．矢印は，その方向の引張応力に対する補強効果が高いことを示す．根系が密な部分では，亀裂は矢印と平行する方向に形成されやすい

り固定されていることにより保証されている．

⑶代かきの影響

代かき強度は，*CS*を除く全ての形状特性値に有意な効果を持つ要因である．実験方法の項で言及したとおり，代かき強度は，土壌特性の空間的な分布と交絡している．特に，「強（９回）区」は，他の区域に比して土性が明らかに粗粒であることが確認されている．そのため，強（９回）区の結果は，土性の影響を強く受けている可能性が高いことから，効果の比較は「軽（１回）区」と「中（３回）区」のみを対象とする．代かき強度の増加は，*CDI*および*EW*を増加させ，*CP*を減少させる．すなわち，入念な代かきは，条に沿った幅の広い単純な亀裂形状パターンを形成する働きがあることが明らかになった．

このような代かき強度による亀裂形状パターンの違いは，収縮特性や土壌物理性，あるいは均一性に対する代かきの効果が発現したものと考えられる．代かき強度が土壌の収縮に与える影響については，第Ⅴ章で詳細に検討する．

⑷要因効果の評価

ここまでに示してきた圃場試験では，営農的な要因による亀裂形状パターンの変動の度合いを形状特性値に基づいて定量的に評価した．そのため，実験要因以外の要因は，全て実験誤差として扱っている．土性，粘土含量，有機物含量，塩類濃度，蒸発速度などは，亀裂形状パターンに影響を与える要因として知られている[(4)(66)(94)(95)(135)]．本実験で用いた水田を，秋期に代かきし，裸地状態で春期まで放置したときに発生した亀裂形状パターンを観察すると，場所により著しい変動が見られた．このような変動は，上に挙げたいくつかの要因の組み合わせにより自然に形成されたと考えられる．営農的な制御が不可能な様々な要因は，裸地状態の土壌に形成される亀裂を考察する上では重要である．しかし，本実験により，作物の栽培や営農的な管理は，制御が不能な固有の特性を凌ぐ効果を持っていることが確認された．ただし，これらの効果の大きさは，土壌の特性や乾燥条件などで変動する．圃場条件や年次条件などを超越した一般的な知見を得るためには，個々の要因の作用メカニズムを解明し，定量的な解析をさらに行う必要がある．

5．まとめ

本章では最初に，亀裂形状を定量的に評価するための画像解析的な手法について説明した．ここでは特に，水稲が作付けられた圃場における亀裂形状パターンの特徴を十分に考慮した形状の評価法を提案し，実際の亀裂形状との対応からその適応性を示した．そして，水稲が条に沿って植えられた粘土質水田に発生する亀裂形状パターンの特徴は，*CDI*(方向性の指標)，*EW*(亀裂の幅の指標)，*CP*(亀裂形状の複雑度)，*CS*(条に垂直な亀裂の間隔)の4つの特性値によって定量化が可能であることを提示した．

次に，代かき強度，水稲の条間隔，水稲からの蒸散の有無の3要因が，亀裂の形状パターン形成に与える影響を評価するため，実験計画法に基づく圃場試験を実施した．前述の亀裂形状の評価手法を用いて各試験区に発生した亀裂形状パターンを定量化し，分散分析を行った結果から，以下の結論を導いた．

1．水稲による蒸散は，条に沿った亀裂を増加させる．
2．水稲の条間隔を30cmから60cmに広げると，平均的な亀裂幅が拡大するとともに，条に垂直な亀裂の間隔が広がる
3．代かき強度の増加は，条に沿った亀裂を増加させ，平均的な亀裂幅を増大させるとともに，亀裂形状パターンを単純化させる．
4．これらの営農的な要因は，亀裂の形成に対し，圃場内での固有の土壌特性のバラツキによる影響を凌ぐ効果を発揮する．

Ⅳ　水稲条間に発生する線状亀裂の特質

1．はじめに

第Ⅲ章では，粘土質水田における亀裂形状パターンが水稲からの蒸散の有無により影響を受けることを示した．条に植えられた水稲からの蒸散は，条に平行する直線状の亀裂を条中央に誘起した．しかし，蒸散が行われていない場合には，根が土中に残存していても，条間の亀裂は，条とは平行にはならず，屈曲した形状になる．このことから，根による土壌の力学的な拘束のみならず，蒸散による土壌水サクション分布が，条間に特有の応力分布を形成し，その結果，直線状の亀裂が，条間に形成されるものと推測された．

本章では，このような仮説をさらに物理的な解析により証明するため，水稲条間を模した室内モデル実験を行い，亀裂の発生を実験的に確認する．さらに，水稲の条間における根系からの水分吸収のように，土壌水分が左右二方向から引き出される条件下における土壌水サクションの変化と，それに伴う有効応力の変化を，連成的に解析する数値モデルを構築し，条間の応力分布を推定する．モデルの適用性は，室内モデル実験結果との比較により検証する．さらに，本数値モデルを用いて，蒸散速度，条間隔，代かき層の厚さと線状亀裂の発生位置との関わりについて解析する．

2．2次元非線形弾性圧密理論を用いた収縮挙動の数値モデル

作物の畦間における，水分移動とそれに伴う亀裂の形成に着目した研究としては，Nieber[87]が挙げられる．Nieber[87]は，乾燥に伴う畦間の引張応力の増加を，リチャーズ式と全応力のつりあい式を組み合わせることにより解析した．彼は水移動に対して，固相の移動を無視した非膨潤土を仮定した定式化を行った．また，応力の計算は，不飽和水分移動の解析結果によって得られる体積含水率の減少に基づき，水分膨張係数（Moisture expansion coefficient）というパラメータを介して計算した．近似的な手法ではあるものの，畦間全体に引張応力が生じ，特に中央部に集中することが示されている．ただし，全応力が中央に集中することを示したに過ぎず，土壌水サクションの引張に抗する効果を区別して評価していない．そのため，亀裂が畦間中央に発生することの必然性を力学的に証明しているとは言えない．

ここに提起するモデルは，収縮挙動を圧密挙動とみなし，土と水に関する支配方程式を個別に組み立て，有効応力仮説のもとにこれらを連成的に解析するものである．代かきが行われた水田における亀裂の発生は，高水分のペースト状態からの脱水挙動である．亀裂が発生するまでの土壌は，飽和状態を維

持する．そこで，このモデルでは，「飽和連続体」を前提とし，不飽和状態や，亀裂が発生した後の挙動は対象としない．

1) 2次元弾性圧密理論と有限要素法のための定式化

第Ⅱ章で概観したとおり，高水分粘土質土壌の収縮挙動は，土壌水サクションによる圧密とみなすことができる．テルツアギの飽和土に関する有効応力原理は，間隙水圧が負圧であっても，封入不飽和（大気から孤立した空気のみが存在する不飽和状態）状態までならば成立する[60]．そのため，気相の増加が無視できる正規収縮段階にあれば，飽和土の圧密理論を収縮現象に適用することが可能である．ここでは，亀裂が発生するまでの飽和高水分粘性土の収縮挙動を対象とした数値モデルを構築する．

多次元圧密解析のための基礎方程式として広く利用されているBiotの圧密方程式[5]は，2次元では［10］式および［11］式で表される．

$$\dot{\sigma}'_{ij,j} - \delta_{ij}\dot{p}_{w,j} = 0 \qquad [10]$$

$$\dot{\varepsilon}_{ii} = \left(k\left(\frac{p_{w,i}}{\gamma_w} + w_i \right) \right)_{,i} \qquad [11]$$

［10］式中のσ'，p_w，δは，それぞれ，有効応力テンソル，間隙水圧，クロネッカーのデルタを表す．また，［11］式中のε，k，γ_w，wは，それぞれ，ひずみテンソル，飽和透水係数，水の単位体積重量，重力方向の単位ベクトルを表す．以降，添え字は，1または2をとり，空間変数は，水平方向をx_1，鉛直方向をx_2とする，式の記述を簡素化するために，アインシュタインの総和規約が状況に応じて適用される．また，添え字に含まれるコンマは，空間x_iに関する微分を表す．変数の上のドットは，時間微分を表す．そのため，［11］式のε_{ii}はひずみの対角成分の和（$\varepsilon_{11}+\varepsilon_{22}$），すなわち体積ひずみの時間微分を表し，右辺は$i$=1, 2としたときの微分和を意味する．また，固相に対しては引張を正とし，水圧については圧縮を正としている．なお，土の湿潤密度の変化，水および土粒子の圧縮性は，無視している．［10］式は，増分形の応力の釣り合い式に飽和土の有効応力原理を導入したものである．また，［11］式は，水の連続式にダルシー則を導入したものである．単位時間あたりの土骨格の体積ひずみが，水分の減少量に一致することを表している．これらの基礎方程式に課せられる4種の境界条件は次式のように与えられる．

$$\left(\dot{\sigma}'_{ij} - \delta_{ij}\dot{p}_{wi}\right)n_j = \bar{\dot{\sigma}} \quad on \ \Gamma_\sigma \qquad [12]$$

$$\dot{u}_i = \bar{\dot{u}}_i \quad on \ \Gamma_u \qquad [13]$$

$$-k\left(\frac{p_{w,j}}{\gamma_w} + w_j \right) n_j = \bar{q} \quad on \ \Gamma_q \qquad [14]$$

$$p_w = \bar{p}_w \quad on \ \Gamma_p \qquad [15]$$

ここで，uは変位ベクトル，nは境界における外向きの単位法線ベクトルである．各式右辺の$\bar{\sigma}$，$\bar{u}$，$\bar{q}$，$\bar{p}_w$は，それぞれ境界値を表し，Γ_σ，Γ_u，Γ_q，Γ_pは，それぞれ，応力境界，変位境界，フラックス境界，水圧境界を表す．

以下に示す有限要素法への定式化は，市川[45]，Lewis and Schrefler[65]に従って進めた．ここでは主要な部分のみを示す．支配方程式［10］および［11］と自然境界条件（natural boundary conditions）［12］および［14］から，これらと等価な以下の積分形の方程式（弱形式）が得られる．

$$\int_\Omega \dot{\sigma}'_{ij}\dot{\zeta}_{ij}dv - \int_\Omega \dot{p}_w\dot{\zeta}_{ii}dv - \int_{\Gamma_t} \bar{\dot{t}}_i\dot{v}_i ds = 0 \qquad [16]$$

$$\int_\Omega \dot{\varepsilon}_{ii}\eta dv + \int_\Omega \left(\frac{k}{\gamma_w} p_{w,i} + kw_i \right)\eta_{,i} dv + \int_{\Gamma_q} \bar{q}\,\eta ds = 0 \qquad [17]$$

ここで，ζ，v，ηは重み関数である．Ωは解析領域を表し，dvおよびdsは，面積積分要素，線積分要素をそれぞれ表す．空間差分化は，［18］および［19］式で与えられる有限要素内の補間を［16］式および［17］式に導入することによって実現する．

$$u = \{N_u\}^T\{U\} \qquad [18]$$

$$p_w = \{N_p\}^T\{P\} \qquad [19]$$

ここで，N_uとN_pは形状関数，UとPは接点における変位および水圧の値である．中括弧は縦ベクトル，Tは行列の転置を表す．N_u，N_p，U，Pの成分数

は，採用する要素の接点数に一致する．

なお，重み関数には，これらの形状関数を用いる（ガラーキン法）．

微小ひずみを仮定した場合，ひずみテンソルと応力テンソルは，変位ベクトルと以下のように関連づけられる．

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{\dot{u}_{i,j} + \dot{u}_{j,i}}{2} \qquad [20]$$

$$\dot{\sigma}_{ij}' = D_{ijkl}\dot{\varepsilon}_{kl} \qquad [21]$$

ひずみテンソルおよび応力テンソルを関連づける係数Dは，一般的にはひずみおよび応力の各添え字に対応する4つの添え字を伴う［21］式のようなテンソルで表される．しかし，ひずみおよび応力の個々の成分は独立ではなく，また等方性なども加味すると，独立な成分は限られてくる．時間について陰的な差分を行うと，最終的な代数方程式は：

$$\begin{bmatrix} -K & C \\ C^T & \Delta t\theta H \end{bmatrix}_{n+\theta} \begin{Bmatrix} U \\ P \end{Bmatrix}_{n+1} = \begin{bmatrix} -K & C \\ C^T & -(1-\theta)\Delta t H \end{bmatrix}_{n+\theta} \begin{Bmatrix} U \\ P \end{Bmatrix}_{n} + \Delta t \begin{Bmatrix} -\dfrac{df^u}{dt} \\ f^p \end{Bmatrix}_{n+\theta} \qquad [22]$$

ここでKは剛性マトリックス（stiffness matrix），Cは連成マトリックス（coupling matrix），Hは透水マトリックス（permeability matrix），f^uは荷重ベクトル（load vector），f^pは流量ベクトル（flow vector），θは時間差分係数（time descretization factor）である．次節で述べるが，弾性係数と透水係数は，間隙比の減少に伴い変化する．そのため，［22］式は非線形となるため，時間ステップ毎の増分計算と，時刻$n+\theta$における各マトリックスを計算するための各時間ステップ内での反復計算を必要とする．

2）非線形弾性パラメータと透水係数パラメータの導入

通常，平均主応力の対数と間隙比の間には直線関係（e-log p関係）が認められ，その傾きは圧縮指数（Cc）と呼ばれている．しかし，今回のモデルで取り扱う応力範囲には，極めて低い拘束圧域が含まれる．直線的なe-log p関係を与えた場合，収縮初期の低い応力に見合う間隙比は無限大に発散する．これを避けるため，e-log p関係に対しては，［23］式のような2次曲線への回帰を行った．

$$e = a_1(\log_{10} p)^2 + a_2 \log_{10} p + a_3 \qquad [23]$$

ここで，a_1，a_2，a_3は回帰パラメータ，pは平均主応力である．体積弾性係数（bulk modulus）K_Vは間隙比eおよび平均主応力pと次のように関係づけられる．

$$K_V = -\frac{1+e_0}{\left(\dfrac{de}{d\log_{10} p}\right)\left(\dfrac{d\log_{10} p}{dp}\right)} \qquad [24]$$

ここで，e_0は初期間隙比である．［23］式と［24］式から体積弾性係数は，eおよびpを用いて次式のように計算される．

$$K_V = \frac{-p(1+e_0)}{0.4343(2a_1 \log_{10} p + a_2)} \qquad [25]$$

平面ひずみ条件において，［21］式に現れる弾性係数マトリックスDは：

$$D = \frac{3K_V}{(1+\nu)} \begin{bmatrix} 1-\nu & \nu & 0 \\ \nu & 1-\nu & 0 \\ 0 & 0 & \dfrac{1-2\nu}{2} \end{bmatrix} \qquad [26]$$

と表される．ここで，νはポアソン比（Poisson ratio）である．マトリックスDは，各数値積分点において［25］式および［26］式を用いて計算する．

一方，飽和透水係数の対数値は通常，間隙比（もしくは体積比）の減少に伴い線形的に低下する[76][122]．ここでは，次のような最も単純な関係を用いることにする．

$$\log k = b_1 e + b_2 \qquad [27]$$

ここで，b_1とb_2は，回帰係数である．

3．室内モデル実験による現象の再現と数値モデルの適用性の検証

室内モデル実験により，水稲からの蒸散に伴う2方向からの水移動による亀裂の発生を室内で再現し，その性質を明らかにするとともに，前述の数値モデルに基づいた実験の数値シミュレーションを行い，モデルの適用性を確認した．

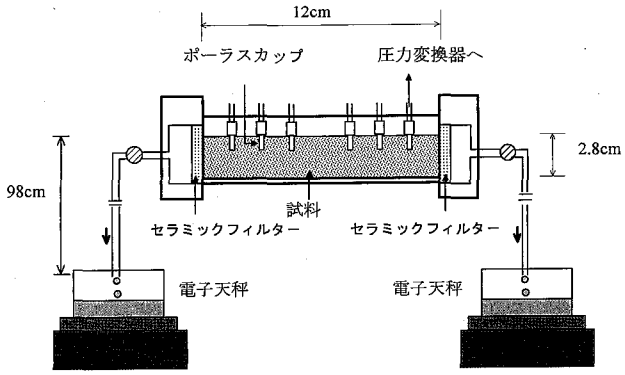


図13　亀裂誘起実験装置

1)室内モデル実験の方法

実験装置を図13に示した．アクリル製の試料容器（長さ12cm，奥行き20cm，高さ6cm）に良く練り返したペースト状の粘質土を充填した．試料として用いた土壌は，第Ⅲ章の試験圃場において採取した作土を風乾し，420μのふるいを通したものである．なお，実験に供した風乾土の液性限界は64%，塑性限界は33%であった．風乾土750ｇに対し，蒸留水440ｇを加え，へらで10分練り返した後，４時間放置したものを気泡が入らないよう注意しながら容器に充填した．充填試料の高さは2.8cm，初期間隙比は1.76，初期含水比は65%であった．試料の両端は厚さ7.2mm，飽和透水係数が8.0×10^{-8}cm/sのセラミックフィルターに接しており，その外側には，水頭差により－10kPaの負圧が負荷される．試料の表面は，透明のカバーで蓋をし，蒸発による水分の損失を防いだ．充填後15時間経過した後，フィルター外側のコックを開け，左右両側から排水させた．排水量は，電子天秤を用いて経時的に測定した．また，試料表面左端から1.5cm，3.0cm，4.5cm，7.5cm，9.0cm，10.5cmの位置にポーラスカップを深さ1cmまで挿入し，土壌水サクションの経時変化を測定した．なお，亀裂形状の記録のため，センサーを取り付けない実験も併せて行った．

表９　数値計算のためのパラメータ

弾性パラメータ	
a_1	−0.0511
a_2	−0.1800
a_3	1.6330
ν	0.3500
透水性パラメータ	
b_1	1.6754
b_2	−8.9606
時間係数	
θ	0.6666

2)数値シミュレーションの方法

(1)有限要素分割および境界条件

前節の室内モデル実験に対応する数値シミュレーションは，図14に示したような２次元の有限要素を用いて行った．計算領域は左右対称であるため，左側半分のみについて計算を行った．下端の境界条件は，鉛直変位，水平変位ともにゼロとした．土壌の透水係数に対し，フィルターの透水係数が同程度に小さいため，フィルターも計算領域に含んだ．フィルター部分の弾性係数（固定値）は，その変形が無視できるよう，極めて大きな数値を与えた．そのため，左端での試料の鉛直方向の変位は実質ゼロとなっている．形状関数には，変位に対しては９接点アイソパラメトリック要素，間隙水圧に対しては４接点アイソパラメトリック要素，すなわちスーパーパラメトリック要素を用いた．計算に用いたパラメータを表９に示した．

(2)非線形弾性パラメータ

［23］式で定義される弾性パラメータa_1～a_3は，吸引法[54][82]によって測定した．この方法は，低サクシ

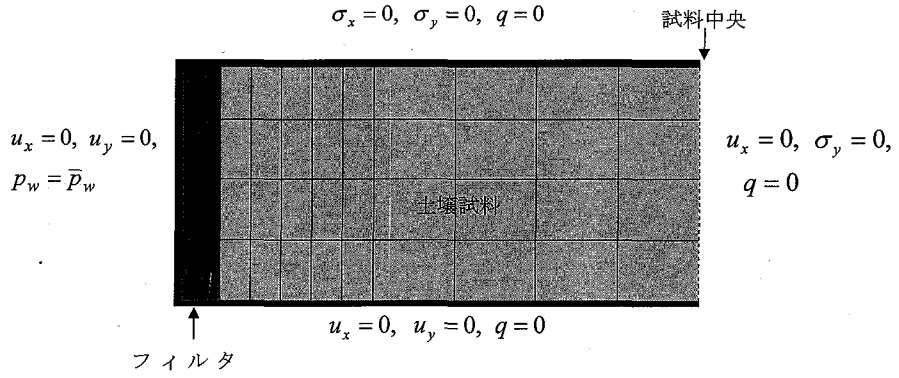


図14　数値計算に用いた有限要素メッシュおよび境界条件

ョン領域での土壌の保水性を測定する方法として広く行われている．本法をペースト状の粘質土に適用した場合，含水量の減少に伴い，試料の飽和度は低下せず，体積の減少が起こる．そのため，サクションによる圧密を行っていることと等価であり，間隙比と等方圧縮応力との関係（e-log p関係）を容易に測定することが可能である．ここでは，シミュレーションの対象とする実験条件を考慮して，10cmH_2O（−0.98kPa)から80cmH_2O（−7.8kPa）までの吸引圧を内径60mm，厚さ20mmの試料に一回で与え，24時間後の含水比を測定した．

図15はこの実験によって得られたe-log p曲線で

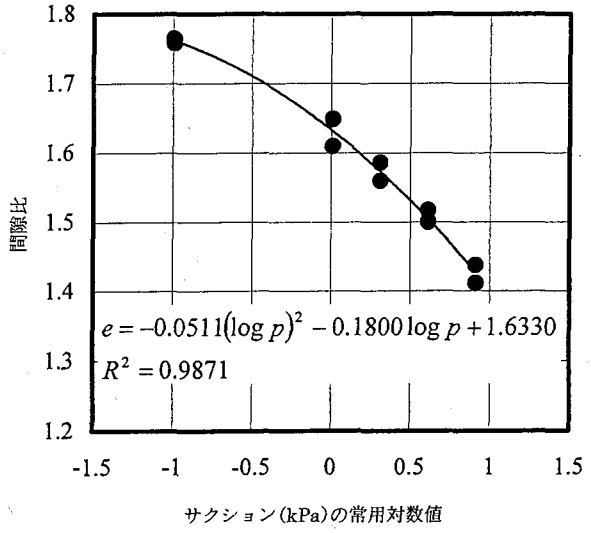


図15　試料のe-log p関係

注）初期間隙比をサクション0.1kPa（$\log p=-1$）の時の値としてプロットした．

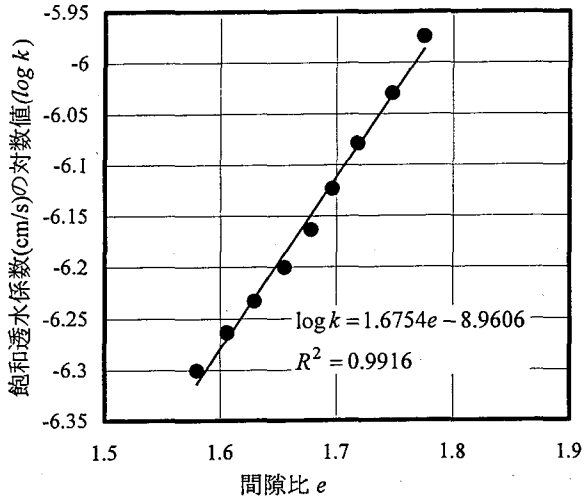


図16　試料の間隙比と飽和透水係数の関係（e-log k）

ある．なお，極低応力状態での計算の安定性を確保するため，平均主応力が0.1kPa以下の場合には，平均主応力を0.1kPaとして計算した．

(3)透水係数パラメータ

[27]式で定義される透水係数パラメータb_1, b_2は，浸透圧密試験によって決定した．実験は今井・鶴谷[47]を参考にして，内径50mm 厚さ1cmのアクリル円筒を積み重ねた高さ12cmのカラムに実験で用いた試料と同一の練り返し試料を充填し，上端に5cmの湛水，下端にはフィルターを介して40cmH_2O（3.9kPa）の負圧を与えた．この水頭差により試料に水を浸透させた．下方への水の移動に伴い，充填された試料は徐々に圧密される．下方からの排水量を電子天秤で測定し，その変化が見られなくなったところ（1週間放置）で，側面からポーラスカップを挿入し，試料内の水圧分布を計測した．その後，カラムを分解し，各層の間隙比を測定し，透水係数と間隙比の関係を求めた．

図16は本測定によって得られた間隙比と飽和透水係数との関係である．この関係は，おおむね直線で近似できたため，この回帰係数を本試料の透水係数パラメータとした．

3)実験結果および計算結果

(1)土壌水サクション分布および排水量の変化

図17には，土壌水サクション分布の実測値と計算

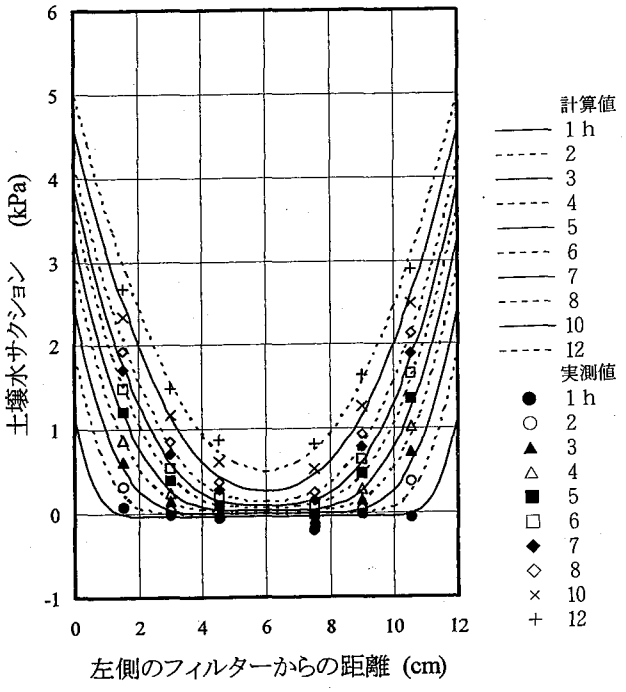


図17　土壌水サクション分布の経時変化

値を示した．時間および位置に関わらず，計算値は実測値と良く一致した．土壌水サクションは，時間の経過に伴い両側のフィルターに近い部分から増加し,その増加位置は徐々にフィルター中央に向かっていった．このような土壌水サクションの増加が始まる位置を「サクション増加前線」と呼ぶことにする．サクション増加前線が通過した領域では，徐々に土壌水サクションが増加し，全体として中央がへこんだ凹型の分布が形成された．サクション増加前線は，フィルターから3cmまで到達するのに120分，5cmまで到達するのに240分，中央部分に到達するまでには，6時間程度を費やした．

図18には両側のフィルターからの積算排水量の和の実測値と計算値を示した．計算値は実測値よりわずかに小さな値となっているが，十分現象を再現

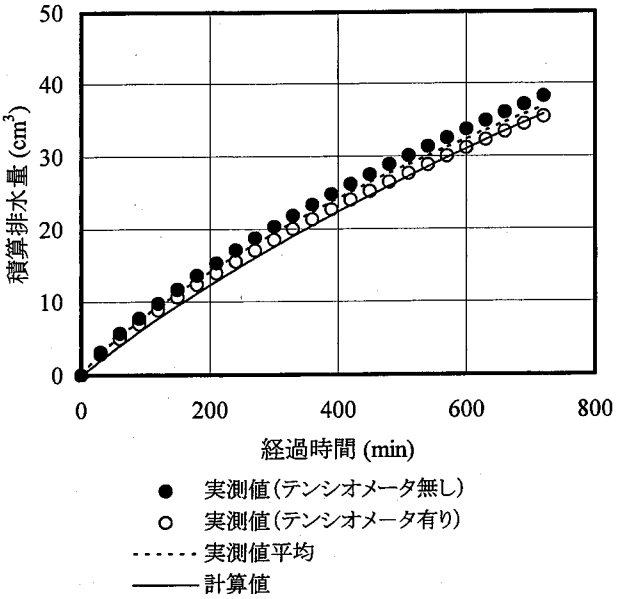


図18　積算排水量の実測値および計算値

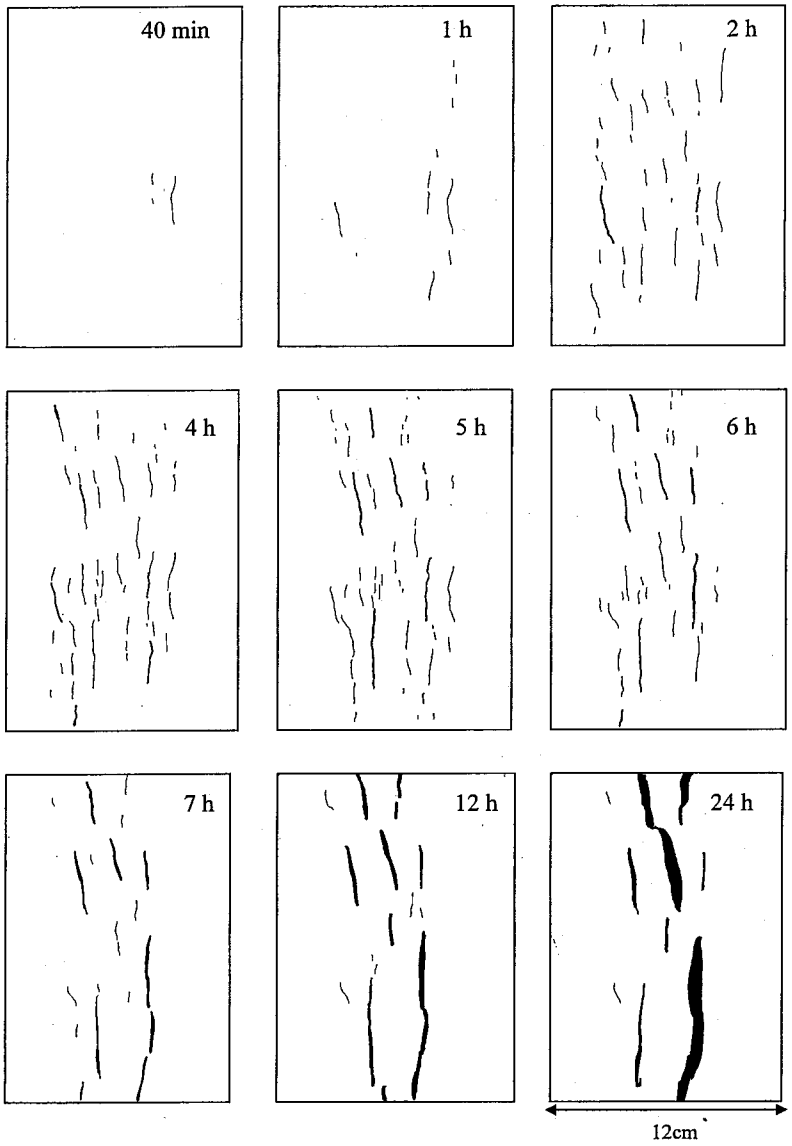


図19　試料表面における‘ひび’および亀裂の形成

している．

(2)亀裂の発達

実験で観察された試料表面の破断の様子を図19に示した．なお，観察から破断部は，幅が目視で認めらない「ひび」と，明らかに幅の拡大が認められる「亀裂」の二種類に分けられると考えられた．「亀裂」と「ひび」は，幅0.2mmを境目の目安として，目視により区別した．図19では，「ひび」は，画像処理により細線化（幅を1ピクセルまで絞り込む）して表し，「亀裂」は実際に記録されたものをそのまま画像化したものとして表した．最初に「ひび」の発生が認められたのは排水開始後40分のことである．位置は中央から右寄り1.5～3.5cmの所である．いずれも水の移動方向に対し垂直な方向に発生した．排水開始後約1時間にかけては，さらに中央から右側1.5～3.5cmの範囲に多くのひびが形成され，また，中央から左側2～3cmの所にもひびが発生した．排水開始後2時間では，最初に発生したひびの位置より内側の部分に平行したひびが多く形成された．また，一部は幅が少し広がり，明瞭になった(図19の2時間後から5時間後までの濃く表示された部分)．しかし，これらの幅は，その後3時間にわたり変化がなかったため，「亀裂」ではなく，「ひび」に含めることとした．排水開始後5時間経過したあたりから，最初に形成された最も外側のひびの一部が消失し，その一方で，6時間後には中央付近の特定の「ひび」が広がり始め，「亀裂」が形成された．7時間経過後には，この傾向が明瞭になり，中央部分左右2cmの範囲に主要な亀裂が形成された．12時間後には亀裂が平行して存在していたが，24時間経過後には，そのうちの片方が拡大し，全体としては大きな亀裂が試料を二分するかたちとなった．

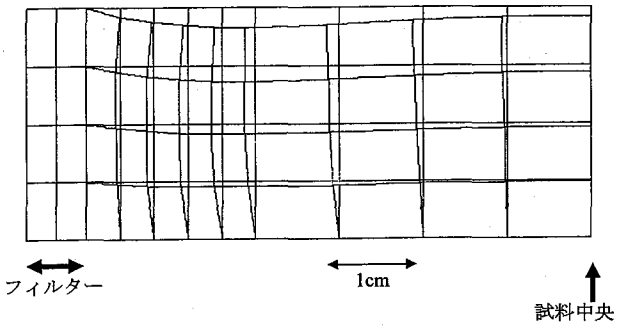


図20　6時間後の変形の様子（計算値）

注）変形は2倍に拡大して表現

(3)試料の変形

図20は，数値モデルによって計算された試料の実験開始6時間後の変形の様子である．いずれの部分においても体積は減少し，鉛直方向には縮んでいる．しかし，水平方向のひずみは，フィルターに近い部分で収縮，中央部分では伸張となっている点が特徴である．すなわち，土壌水サクションの増加が先行しているフィルター近傍では，鉛直方向のみならず，水平方向にも収縮が起こっている．しかし，土壌水サクションの増加が遅れている中央寄りでは，フィルター近傍で起こっている水平方向の収縮により，水平方向に伸ばされた変形となったものと考えられる．

(4)応力分布の変化

図21は，数値モデルによって計算された水平方向の有効応力分布である．最も外側の等値線内側の色づけされた部分が，有効応力が引張となる領域である．その外側では有効応力は圧縮となる．等値線は0.02kPa間隔で引張領域のみに記した．排水開始後

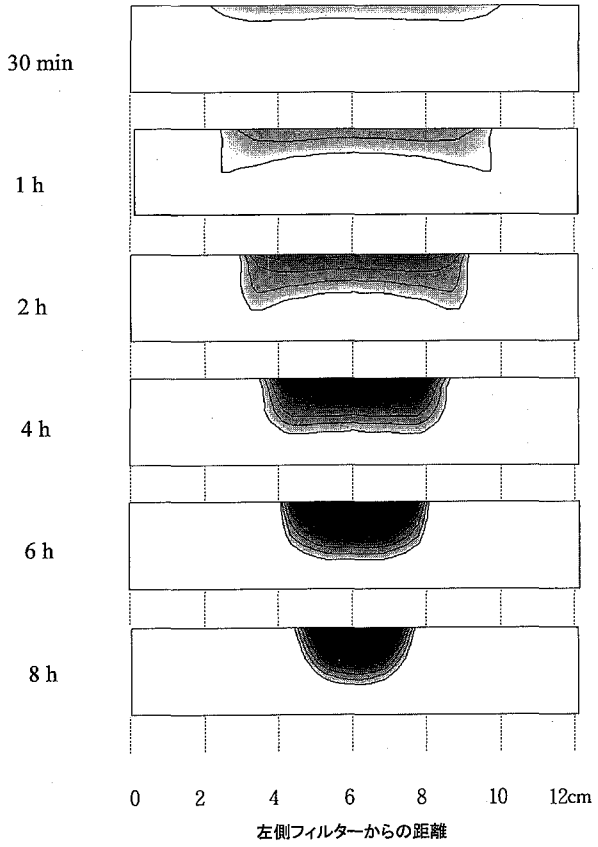


図21　数値モデルにより計算された水平方向の有効応力分布

注1）色づけされた部分が水平方向に引張有効応力が作用する領域
2）等値線は0.02kPa間隔

30分で中央から左右4cm幅の部分に小さい引張応力が発生し，その大きさは徐々に増加した．排水開始後2時間後までは，引張応力の極大値は，中央ではなく，中央から両側へ逸れた位置に2カ所存在した．ただし，中央と極大部での応力の違いは最大でも0.01kPa以下とわずかで，図では判別できない．その後，時間の経過とともに，応力が引張となる領域は，徐々に中央へ狭まり，その大きさは増大した．

(5)変形特性と引張有効応力

ひずみと有効応力とは［21］，［26］式の弾性体の構成式によって関連づけられている．［21］式と［26］式から，水平方向の有効応力は：

$$\dot{\sigma}'_{11} = \frac{3K_{\nu}}{1+\nu}\left[(1-\nu)\dot{\varepsilon}_{11} + \nu\dot{\varepsilon}_{22}\right] \quad [28]$$

により計算される．ここで，ε_{11}およびε_{22}は，それぞれ水平，鉛直方向のひずみを表す．伸張ひずみと引張応力をそれぞれ正とする．

図20に示したように，鉛直方向のひずみはすべて圧縮（収縮）となる．そのため，［28］式において，右辺かっこ内第1項の水平方向のひずみが伸張（正）でも，右辺かっこ内第2項は負となり，水平方向の有効応力を減少，すなわち圧縮側へ移行させる働きをもつ．すなわち，横に伸びた変形を起こしたとき，鉛直方向の圧縮ひずみが水平方向の伸張ひずみの（1－ν）/ν倍以上であれば，水平方向の有効応力は圧縮，以下であれば引張となる．

フィルターに近い部分では，土壌水サクションの増加により等方的な圧縮有効応力が生まれる．その結果，水平鉛直両方向に収縮を起こす．土壌水サクションの増加が始まっていないフィルターから遠い部分では，試料中央での変位が固定されている（左右対称性の維持）と同時に，フィルター近傍での収縮に伴うフィルター方向への変位が課せられるため，横に伸ばされた変形となる．その一方で，鉛直方向への圧縮は，排水が進んでいないので大きくない．そのため，前述の有効応力が引張となる条件（鉛直圧縮ひずみ／水平伸張ひずみが（1－ν）/ν未満）は，このような土壌水サクションの増加前線から少し離れた位置において満たされやすい．以上は，フィルター近傍から進む土壌水サクションの増加による変形の連鎖に基づいて引張有効応力の発生を説明したものである．

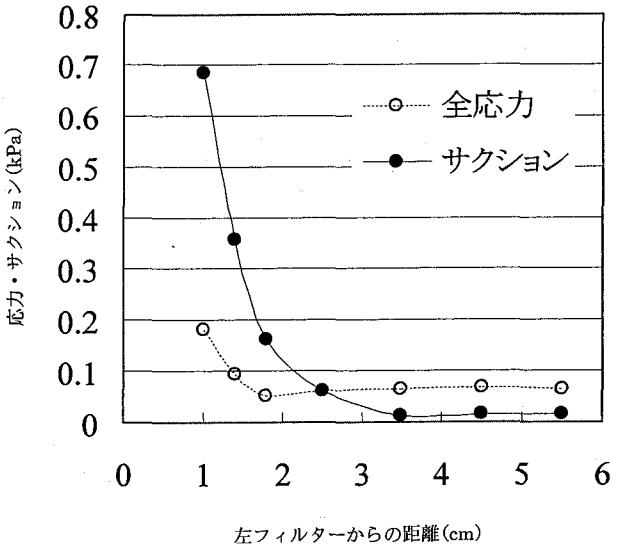


図22　全応力と土壌水サクションのバランスにより形成される引張有効応力

(6)全応力の分担から見た引張有効応力の発生位置

側面が固定されている系でのこのような脱水は，土壌中に引張全応力を発生させる．この引張全応力は，土壌水サクションと有効応力により分担される．図22は，最も表面に近い計算要素中央における水平方向の全応力と土壌水サクションの分布を示したものである．ともに引張を正として表したものである．両者の差が，有効応力に対応し，土壌水サクションが全応力を下回る領域で，有効応力は引張となる．フィルターからの距離が2.5cmより中央寄りでは，このような土壌水サクションが全応力を下回る現象が起こっている．この領域では，土壌水サクションが未だ低く，引張全応力を分担できない．その結果，有効応力が引張とならざるを得ない．なお，全応力が圧縮でも，間隙水圧が正圧の時には有効応力が引張となることが起こりうる．このような条件において生じる引張有効応力が，破壊につながるかどうかは定かではないが，以下の議論は，有効応力の正負のみを中心に進め，全応力と土壌水サクションの状態（引張・圧縮）については，考慮しないこととする．

(7)引張有効応力と亀裂の消長

モデルにより推定された引張有効応力の発生と，実験で観察された亀裂の消長との対応を検討する．排水開始後40分～60分の応力分布は，中央から逸れた位置にピークをもつ引張応力が作用している状態であった．これに対応し，最初のひびは，中央から1.5～3.5cm逸れた位置に形成された．その後，6時

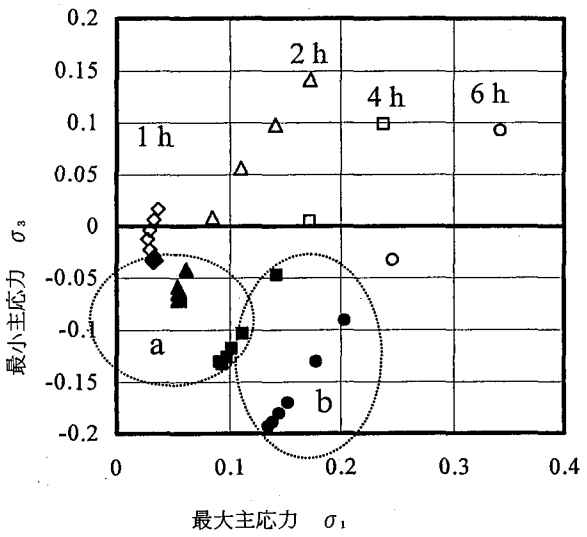


図23　試料中央部周辺の応力状態

注）プロットは，各位置各時刻における応力状態を表す．
黒塗りのうち，楕円aで囲まれた位置及び時刻ではひびが存在．楕円bで囲まれた位置及び時刻では亀裂が発生．

間後までは，応力が引張となる中央付近に，無数のひびが形成された．さらに，時間が経過すると，特に大きな引張応力が働く中央から左右2cm幅程度の領域のひびが拡大し亀裂となり，その一方で，最初に形成された中央から遠い位置のひびは，応力が圧縮側へ移行するのに対応して消失した，と考えられる．

(8)亀裂の発生条件

亀裂の発生および幅の拡大条件をさらに詳細に見るために，亀裂が発生した領域における応力状態（最大・最小主応力）の変化を図23に示した．最初にひびが形成され始めた場所および時刻の応力状態は，1時間後の◆で表された点群（破線円aで囲まれた $\sigma_1'=0.03$，$\sigma_3'=-0.03$付近）におおむね相当する．また，最初にひびの幅が拡大し始めた場所および時刻の応力状態は，6時間後の●で表された点群（破線円bで囲まれた $\sigma_1'=0.20$，$\sigma_3'=-0.09$より左下）に相当する．

Raats[96]は，土壌の乾燥亀裂の発生に関連した二種類の破壊規準についてレビューしている．一つは，引張強度の概念をCoulomb規準に取り入れたCoulomb/Paul規準，他方は既存の微小な切り欠きが拡大する条件と引張強度を関連づけたGriffith/Irwin/Orowon（GIO）規準である．Coulomb/Paul規準を主応力を用いて表すと：

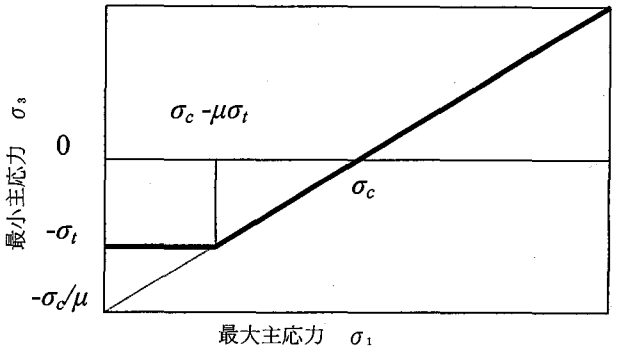


図24　Coulomb/Paullの破壊基準

$$\sigma_3 \le (\sigma_1 - \sigma_c)/\mu \quad if \quad \sigma_1 \ge \sigma_c - \mu\sigma_t \qquad [29]$$

$$\sigma_3 \le -\sigma_t \quad if \quad \sigma_1 \le \sigma_c - \mu\sigma_t \qquad [30]$$

となる．ただし，σ_1，σ_3は，最大主応力，最小主応力をそれぞれ表し，σ_tは引張強度（引張破壊が生じるとき最小主応力の値）を表す．内部摩擦各をϕ，粘着力をσ_sとすると，μおよびσ_cはそれぞれ以下のように表される．

$$\mu = \tan^2(\pi/4 + \phi/2) \qquad [31]$$

$$\sigma_c = 2\sigma_s \tan(\pi/4 + \phi/2) \qquad [32]$$

これらを図示したのが図24である．Coulomb規準は，両主応力が圧縮側（ここでは正値）の時のせん断破壊規準として広く用いられている．これを最小主応力が引張となる場合にも拡張したCoulomb/Paul規準では，最小主応力が引張強度－σ_tに達するまでは，圧縮領域（図24上半分）における直線の引張側（図24下半分）への延長上でせん断破壊が生じるとし，最小主応力が引張強度－σ_t以下になると，最大主応力の値とは無関係に引張破壊が生じるとしている．すなわち，最小主応力が引張状態のときの破壊は，せん断破壊，引張破壊の二通りが起こりうることを示している．しかし，乾燥収縮に伴う亀裂形成挙動は，低応力条件下での現象であり，両主応力状態に基づく破壊条件の特定は，実験精度とのバランスを考えると事実上不可能である．そこで，図23に示された亀裂発生点の状態を鑑み，最小主応力が－0.03kPa以下を本試料に破壊（ひび）が生じる目安とするのが適当だと考えられる．また，わずかに発生した「ひび」が拡大して亀裂になる条件は，Griffith/Irwin/Orowon（GIO）によると，引

張応力が材料の引張強度を越えたときである．最初に亀裂の拡大が開始された6時間後の点における最小主応力の値は，図23に示されたように，−0.09kPaであった．一方，4時間後には既に，最小主応力が−0.09kPa以下となった点もみられるが，ここでは，ひびの拡大は起こっていない．これらから，ひびの拡大条件には，ある程度の幅があるものの，おおむね最小主応力で−0.1kPa前後と考えられる．

このような飽和土の引張強度については，Nearing et al.[83]による直接引張試験による測定例がある．土壌水サクションを0kPaとした試料の引張強度は，土の種類により0.9〜3.2kPaの範囲にあることが示されている．この値は，今回の計算結果より1オーダー高い値となっている．直接引張試験では，土壌水サクションを水の移動を許すことで調整している．しかし，試料に引張荷重がかかるとき，完全に土壌水サクションを消散させることは難しいと思われる．そのため，土壌水サクションが強度をわずかに増加させている可能性も考えられ，本解析結果との直接の比較は難しい．

なお，本実験系の試料中央部では，主応力面は，空間座標系とほぼ一致し，最小主応力と水平方向の応力との差異は，無視できる程度に小さい．そのため，負の最小有効主応力をそのまま水平方向引張有効応力と置き換えることが可能である．水平方向の有効応力を用いた方が，亀裂の発生条件として理解が容易であることを鑑み，以降の記述では，水平方向の有効応力を用いることとする．

4．作物の蒸散と亀裂の発生位置

この節では，水稲からの蒸散の影響のみを取り出したときに，亀裂がどのように発生しうるかを予測する．土壌特性は，表9で与えられるものを仮定し，境界条件や，対象領域の幅，深さを変化させたときの応力分布を数値モデルを用いて推定し，亀裂形成との関わりを探ることにする．

1）数値実験条件

土の特性を除くと，このモデルで与えることのできる条件は，解析対象領域の幅および深さ，境界における水圧もしくはフラックス，応力もしくは変位である．領域の幅が水稲の条間，領域の深さが代かき層の厚さ，左端でのフラックスが蒸散速度にそれ

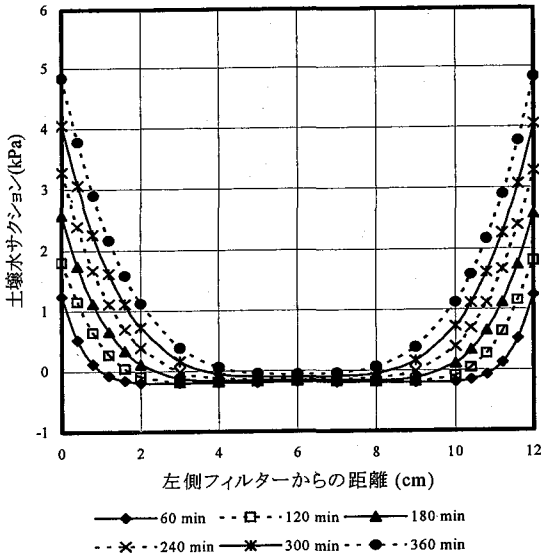


図25　サクション分布の計算値（地表面から1cm）

注）幅：12cm，深さ：8cm，フラックス：1.0×10^{-5}(cm/s)

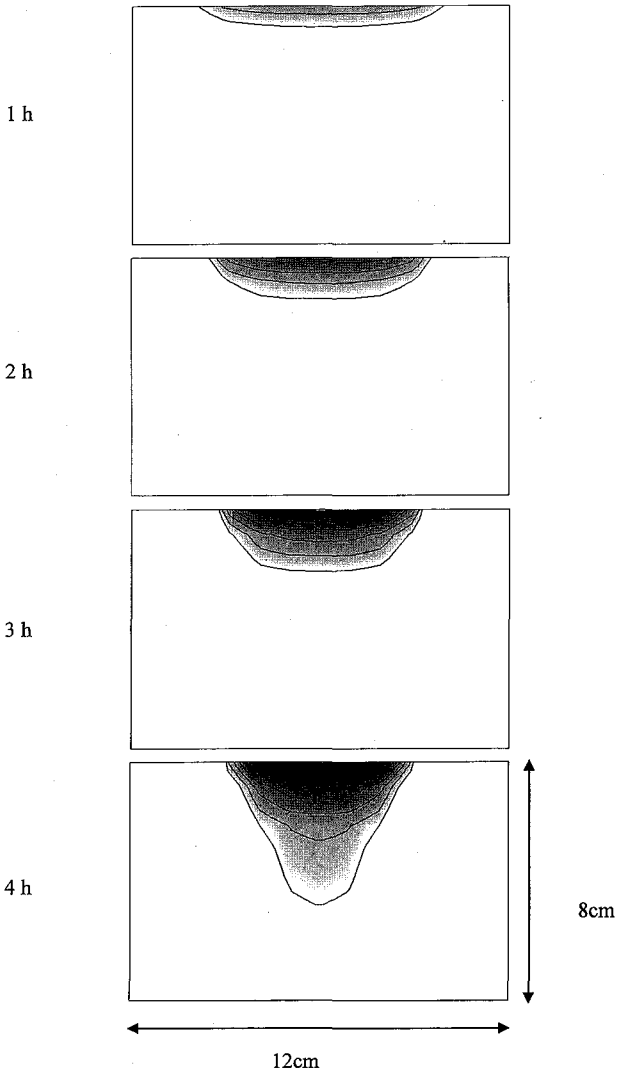


図26　水平方向の引張有効応力の計算値

注1）幅：12cm，深さ：8cm，フラックス：1.0×10^{-5}(cm/s)
2）着色部が引張有効応力の発生する領域
3）等値線は0.02kPa間隔

ぞれ対応すると考えられる．ここでは，側面を一定フラックス境界，上端及び下端のフラックスはゼロ（蒸発なし）とし，領域のサイズを何通りか組み合わせた計算を行った．なお，応力および変位の境界条件は，前章のモデル検証実験と同一とした．

2)数値実験結果

最初に，計算結果のうち，特徴的な二つのケースについて示す．図25および図26は，深さ8cm，幅12cm，側面のフラックスを一定値1.0×10^{-5}cm/sとした時の土壌水サクションの変化および水平方向の有効応力の変化である．有効応力は，色づけされた部分が引っ張り領域で，等値線の間隔は0.02kPaである．3．3）(1)で述べたとおり，土壌水サクションの値が負から正（水圧が正から負）にかわる部分，すなわち土壌水サクションの増加が始まった部分を，「サクション増加前線」と定義すると，60分ではサクション増加前線は，左右端から2cm付近にあり，それが徐々に中央に寄っていく．引張有効応力は，最初，サクション増加前線の内側，中央から左右に4cm以内の部分に始まり，その後大きさが増大し，その領域は中央および深部に集中している．応力が最初に0.1kPaを越えるのは，排水開始3時間後で，その位置は中央から左右に2cm程度の範囲である．また，このとき応力が極大となる点は，中央一点である．一方，図27および図28は，深さ8cm，幅48cm，側面のフラックスを一定値1.0×10^{-5}cm/sとした時の土壌水サクションの変化および水平応力の変化である．サクション増加前線は，120分では左右端から2cm付近にあり，それが徐々に中央に寄っていく．しかし，1日経過した後でも，サ

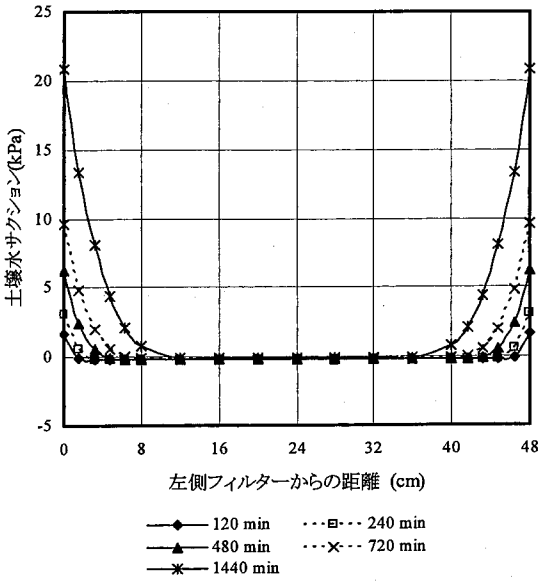


図27　サクション分布の計算値（地表面から1cm）
注）幅：48cm，深さ：8cm，フラックス：1.0×10^{-5}(cm/s)

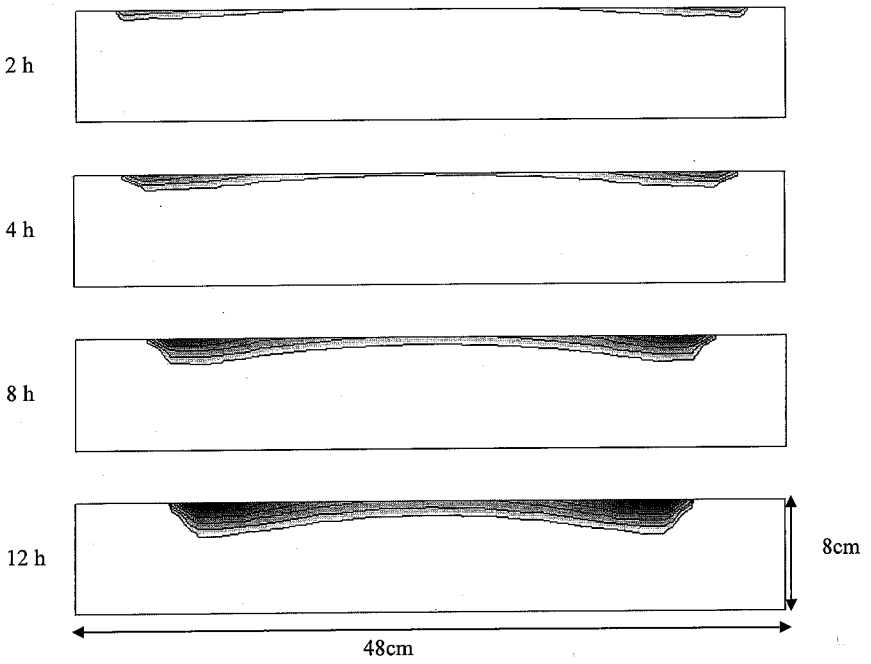


図28　水平方向引張有効応力の計算値
注1）幅：48cm，深さ：8cm，フラックス：1.0×10^{-5}(cm/s)
2）着色部が引張有効応力の発生する領域
3）等値線は0.02kPa間隔

表10　亀裂の発生条件が最初に満たされる点およびサクション増加前線の位置

数値実験の条件				引張有効応力が最初に限界値に達する位置					
幅	深さ	フラックス		0.03kPa			0.1kPa		
条間隔	代かき層厚さ		蒸散速度[1]	位置[2]	経過時間	サクション増加前線[3]	位置[2]	経過時間	サクション増加前線[3]
(cm)	(cm)	(cm/s)	(mm/day)	(cm)	(hr)	(cm)	(cm)	(hr)	(cm)
12	4	1.0×10^{-5}	5.8	± 2.9(3.1)	1	± 5.0	± 0.0(6.0)[4]	3	± 2.5
12	8	1.0×10^{-5}	11.5	± 0.0(6.0)	1	± 4.2	± 0.0(6.0)	3	± 2.5
12	12	1.0×10^{-5}	17.3	± 0.0(6.0)	1	± 5.4	± 0.0(6.0)	4	± 4.4
12	12	5.0×10^{-6}	8.7	± 0.0(6.0)	2	± 5.2	± 0.0(6.0)	3	± 4.8
24	4	1.0×10^{-5}	2.9	± 8.9(3.1)	1	±11.2	± 5.8(6.2)	6	±10.0
24	8	1.0×10^{-5}	5.8	± 7.8(4.2)	2	±11.2	± 5.8(6.2)	6	±10.0
24	12	1.0×10^{-5}	8.6	± 4.2(7.8)	3	± 9.2	± 0.0(12.0)[4]	6	±10.0
24	12	5.0×10^{-6}	4.3	± 0.0(12.0)	6	±10.4	± 0.0(12.0)	12	± 9.6
48	4	1.0×10^{-5}	1.4	±22.2(1.8)	1	±23.2	±19.0(5.0)	6	±20.0
48	8	1.0×10^{-5}	2.9	±20.6(3.4)	2	±23.2	±17.4(6.6)	8	±20.0
48	12	1.0×10^{-5}	4.3	±17.8(6.2)	4	±21.6	±15.6(8.4)	12	±18.4
48	12	5.0×10^{-6}	2.2	±17.8(6.2)	6	±19.2	±11.5(12.5)	24	±17.0
48	12	2.5×10^{-6}	1.1	±15.5(8.5)	14	±17.6	± 7.5(16.5)	60	±14.0

注１）フラックスは，解析対象領域側面の値である．よって，単位面積当たりの蒸散速度は，フラックス×解析領域の深さ（厚さ）÷(解析領域の幅÷2）により計算される．
２）条中央からの極大点までの距離．括弧内は，側面から極大点までの距離
３）左記の時刻において土壌水サクションの増加が起こりつつある位置（条中央からの距離）
４）この時点では，極大域（0.01kPa以下の差異を無視した場合）は中央一点に集中しておらず一定の広がりがあるが，以降，時間の経過とともに中央へ収束していく．

クション増加前線は，左右端から10cm程度にあり，中央部分の多くは初期状態のままである．引張有効応力は，最初，端より2cmから12cmの間に形成される．応力の極大値は，サクション増加前線の位置とおおむね一致しながら徐々に内側に移動している．応力が最初に0.1kPaを越えるのは，８時間後で，位置は左右端から6cm付近である．このとき，応力が極大となる点は二点存在する．

このように，亀裂拡大条件である0.1kPaの引張有効応力が最初に発生する点は，条件によって中央一点となることもあり，離れた２点となることもある．このような応力の極大点は，乾燥が進んだ後の亀裂の位置を決定する重要な点であると考えられる．そこで，表面の引張応力が0.03kPa（小ひびが発生すると考えられる条件），および0.1kPa（亀裂の拡大が開始される条件）を越える位置とそのときのサクション増加前線の位置を実験条件とともに表10にまとめた．色づけされている実験は，極大点が中央一点となったケースを示している．この表から，1）領域の幅が拡大するほど（条間隔が広がるほど），2）フラックスの値が大きいほど（蒸散速度が大きいほど），さらに3）深さが浅いほど（代かき層が薄いほど），引張応力は二極化しやすい傾向があることがわかる．別の見方をすれば，引張応力の極大点は，本来２点存在するが，幅が狭いときやフラックスが小さいとき，あるいは層が厚いときには，これら２点が共に中央に収束し，一点となる，と捉えることもできる．

3)引張有効応力の二極化に対応した亀裂の複線化

引張有効応力の極大位置が，必ずしも中央一点ではなく二極化することが，実際の亀裂の形成にどのように関係しているのかを考察する．

最初に，第Ⅲ章で説明した圃場において観察された亀裂の例を示す．図29－a～dは，それぞれ条間隔を30cm，60cm，60cm，90cmとし，蒸散が盛んに行われている夏期に，圃場を乾燥させることにより発生した亀裂のパターンである．条に平行する大きな亀裂（図の横方向）に着目すると，条間に単一の亀裂が形成されるのは条間隔が(a)30cmもしくは(b)60cmの時である．60cmの時でも，(c)では，中央の一部が複線化している．さらに条間隔が90cmに拡大すると，条から離れたところに条に平行な２本の亀裂が形成され，単一とはなっていない(d)．

数値実験では，4mm/day程度の蒸散量で引張応力の極大点が単一になる（二極化しない）ためには，領域幅24cm程度が限界で，それ以上に広がると，極大点が二極化することが示されている．このこと

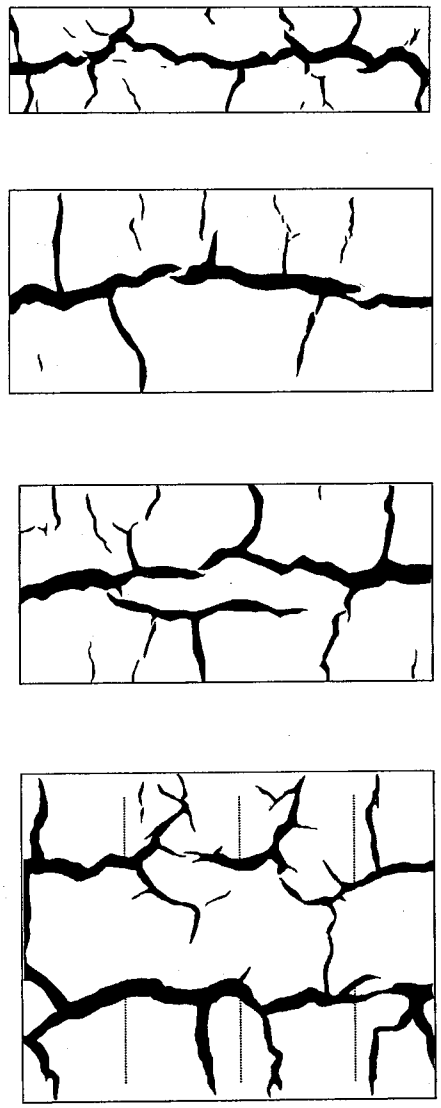


図29　条間隔による亀裂パターンの違い

注）(d)の点線は，条から条に沿った亀裂までの距離の測定位置を示す．

は，実際に発生する畦に沿った亀裂が，条間隔により複線化したり単線化したりすることに対応していると推察される．計算結果より広い条間隔でも亀裂が単一であるのは，根系からの水分吸収が条直下だけではなく，条の近傍15cmあたりまで活発に行われているためであると考えられる．また，蒸散速度の日周性も少なからず影響していると考えられる．

表11は，水稲の条から条に沿った亀裂までの距離を条間隔90cmの亀裂パターンについて測定した結果をまとめたものである．距離は図29－dに示したような6点において測定しその平均を求めた．両側の条からの距離を各3点ずつ平均しているため，亀裂が全体にどちらかに偏っている場合でも，値には影響しない．なお，各試験区はいずれも蒸散が行われており，代かき条件は表中に示したとおりである．条と条に沿った亀裂の間の距離は最小で19.5cm，最大で29.6cmであった．すなわち場所によっては，条間隔60cmの半分30cmにも満たない．条間隔が60cm，蒸散有りの試験区で，条に沿った亀裂が複線化していたのは，図29－cに示した一カ所の一部分だけで，その他は，全て一本であったことを考えると，条間隔を90cmにすることで，明らかに条に近いところに亀裂が発生するようになっていると言える．このことから，単なる根系の疎密による力学的強度の影響ではなく，本章で論じてきた蒸散による特異な応力分布の影響を受けたものと考えられる．第Ⅲ章では，条間隔を30cmから60cmに広げることで，亀裂の平均幅を大きくすることができると結論した．しかし，さらに条間隔を60cm以上に拡大しても，条に沿った線状亀裂は，単一とはならず，個々の亀裂の幅を広げる効果は期待できないことを圃場試験の結果および数値実験結果は示していると言える．

表11　条間隔90cm区における条と条に沿う亀裂との距離

代かき強度	平均値	最大値	最小値	標準偏差
弱（1回）	20.1	22.2	18.3	1.61
弱	20.4	30.0	15.2	5.38
弱	23.9	27.7	19.8	3.68
中（3回）	27.6	35.5	23.0	4.55
中	29.6	35.5	20.6	6.07
中	24.9	32.3	19.1	5.32
中	25.7	28.4	21.4	2.91
中	23.1	26.9	19.8	2.39
中	26.9	33.1	20.6	4.22
強（9回）	22.2	31.6	16.7	5.16
強	19.5	23.0	16.7	2.08
強	25.2	29.2	21.4	3.14
最小値	**19.5**	－	15.2	－
平均値	**24.1**	29.6	19.4	－
最大値	**29.6**	35.5	－	－

5．まとめ

本章では，粘土質水田において水稲の条に沿って形成される線状亀裂の発生メカニズムについて物理的な検討を行った．練り返された高水分粘土質土壌の収縮挙動が，圧密挙動と等価であることを利用し，2次元非線形弾性圧密モデルを用いて，水稲条間における土壌の収縮挙動の数値シミュレーションを行った．モデルの適用性は，水稲条間（畦間）を模した室内模型実験により検証した．これらの結果から，以下の結論を導いた．

1．飽和土を対象とした2次元非線形弾性圧密モデルは，亀裂の発生に至るまでの高水分粘質土の収縮挙動を再現できることを確認した．
2．条間（畦間）に発生する条（畦）に沿った線状亀裂は，左右二方向からの水分の損失によって誘起されることを数値実験および室内実験により確認した．
3．亀裂は極めて小さい引張有効応力によって発生する．実験に供した粘質土で，最初に小ひびが形成される条件は，最小主応力が－0.03kPa（引張），また，「ひび」が「亀裂」に拡大を始める条件は－0.1kPa（引張）であった．
4．圃場で見られる線状亀裂の位置と条（畦）間隔との関係は，以下のようなメカニズムにより説明されることが数値実験により明らかになった．すなわち，亀裂は，水平方向の引張有効応力の極大点において発生する．条（畦）間隔が狭いときには，引張有効応力の極大点は条（畦）中央に収束するため，畦に沿った亀裂は単線化する．しかし，条（畦）間隔が広いときには，条(畦)間の引張有効応力分布は二極化する．そのため，条（畦）に沿った亀裂は，複線化する．

V　代かきによる土壌の収縮特性改変メカニズムと亀裂形成

1．はじめに

代かきは，水稲移植前の水田において一般的に行われる土壌管理作業である．その目的は，水稲の作付け体系の進歩とともに変化してきた[43]が，現在では，苗の移植を容易にすること，浸透を抑制すること，雑草の発生を抑えること，などが挙げられる．しかし，主たる目的以外にも，土壌の理化学性に対する間接的な影響が多く認められる．代かきによる土壌構造の破壊は，その後の畑作物の栽培にとっては，一般に良い結果を生まない[115]．また，代かきは，多量のエネルギーと多くの作業時間を費やす作業である[89]．そのため，様々なタイプの不耕起栽培や無代かき栽培体系が研究されてきた[78]．しかし，代かきは，モンスーンアジアにおける水稲の栽培体系に広く組み込まれており，依然として重要な位置を占めている．第Ⅲ章では，代かき強度の違いが，粘土質水田の亀裂形状を表す4つの特性量のうち，3つに有意な影響を及ぼしていることを明らかにした．このことから，代かきは，水田土壌の収縮挙動や亀裂の形成を論ずる上で欠くことのできない重要な要素であることは明らかである．

本章では，代かき強度が水田土壌の収縮特性に及ぼす影響，さらに，亀裂形状に及ぼす影響について検討を行う．土壌の収縮挙動は，収縮特性曲線（SSCC : Soil Shrinkage Characteristic Curve）によって表される．三野ら[74]は，「変形する物体のpF値を議論するには，体積含水率と乾燥密度とpFの値を，三次元座標上で表す必要がある．」と指摘し，水分特性曲線（保水特性）に対し，第3軸として乾燥密度を加えることを提案している．基本的な考え方は，三野ら[74]と等価であるが，SSCCに，土壌水サクションを加えることにより，膨潤土の脱水時の特性を総合的に表したものを図30に示した．収縮曲線は液相の容積を表す横軸および全体積を表す縦軸によって表されるが，さらに，奥行き方向に土壌水サクションの軸を加え，水分保持特性と収縮特性とをあわせて3次元座標上に表したものである．●が3次元座標上での土壌の状態を示している．土壌水サクションの増加（奥行き方向）に伴い，水分（横軸）が減少し，全体の体積（縦軸）も減少す

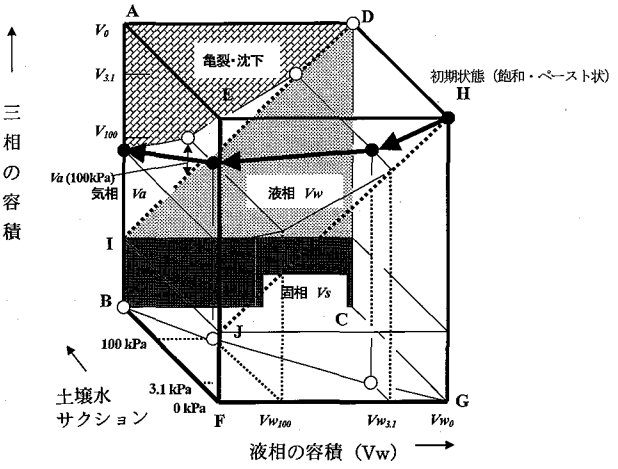


図30　収縮特性曲線の3次元表示

注）中央の －●－ が，3次元座標（液相の容積・土壌の体積・土壌水サクション）上の土壌の状態を表す．ABCD面への射影（ABCD面上の－○－）が，通常の収縮曲線，BFGCへの射影（BFGC面上の－○－）は水分特性曲線，DIJHは飽和面をそれぞれ表す．土壌水サクションの増加（奥行き方向）に伴い，水分の減少（横軸左方向への現象の進行）と体積の減少（縦軸下方向への現象の進行）が同時に進む．土壌水サクションの増加に伴う亀裂の形成は，土壌水サクションの変化に対する水分および体積の変化特性によって支配される．

る様子を表している．そのABCD面への正射影（ABCD面上での○）は，通常の収縮曲線である．収縮曲線において飽和を表す傾き1：1の直線は，この図では飽和面DIJHとなる．代かきされた湛水状態からの乾燥を考えた場合，構造収縮はほとんど無視でき，最初から正規収縮が起こるとみなせる．ただし，Ⅱ章で述べたMitchell[71]の用語整理に従えば，ここでいう「正規収縮（normal shrinkage）」は，"unitary shrinkage"ではなく，"basic shrinkage"を意味する．すなわち，「正規」収縮過程においても気相は存在することを認めることとする．代かき後の粘土質土壌の場合，土壌水サクションが100kPa程度までの軽い乾燥により空気が侵入する安定した粗間隙は，乾燥前にはほとんど存在しない．正規収縮段階において増加する気相は，乾燥時の内部応力による破断によって新たに形成された粗間隙が中心であると考えられる．図から明らかなように，亀裂の体積は，気相が増加するほど小さくなる．また，細かい破断が起こりやすい土壌ほど，亀裂の発生が一カ所へ集中しにくくなると考えられる．そのため，収縮による気相の増加特性は，亀裂の発達との関わりが強い．一方，底面（BFGC）への正射影（BFGC面上での○）は，排水過程での水分保持特性（水分特性曲線）を表す．膨潤土では，排水量に対応して土壌の収縮が進むため，保水特性は，一定の乾燥強度（土壌水サクションの増加）のもとでの土壌の最大収縮可能量を表す．多くの水を抱えている土壌では，乾燥に伴う収縮量は大きく，亀裂の発達も著しくなると考えられる．

本章では，主要な土壌水サクションでの保水量および気相の増加量をその重要な収縮特性として取り上げ，代かき強度とこれらの特性との関わり，さらに，亀裂形成との関わりを論じる．

2．実験方法

1）実験圃場および代かき処理

実験は，2000年4月から同年8月にかけて，第Ⅲ章で述べた要因試験に用いた水田の一部を利用して実施した．圃場の長辺方向に沿って一列に9個の区画を設定し，それらに乱塊法（例えばHicks and Turner[39]，永田[79]）で3水準の代かき強度を割り付けた．各水準は，弱（1回），中（3回），強（5回）である．実験要因は，代かき強度のみであるが，圃場内での位置（用水路側，中央，排水路側）もブロック要因として評価することにより，有意性の検出力を高めた．代かきは，ドライブハロー（HR2400B，松山農機）を40PSのトラクター（GL-40，クボタ）に装着し，数回に分けて行った．代かきの作業日程は，表12に示すとおりである．圃場の湛水は，土壌を採取する時以外は維持した．また，土壌採取時の落水は，表面に湛水がわずかに残る程度にとどめ，圃場を乾燥させないようにした．

表12　代かき作業の行程

代かき強度	総代かき回数	実施日および回数		
弱	1	5/9（1）	－	－
中	3	5/9（1）	－	5/19（2）
強	5	5/9（1）	5/15（2）	5/19（2）

2）土壌採取および分析方法

土壌の物理性に対する代かきの影響は，土層によって異なることが知られている[1][64]．そのため，不攪乱土壌を，0－4cmと5－9cmの2層において，内径11.3cm，厚さ4cmのサンプラーで注意深く採取した．不攪乱土壌の採取は，6月13日と8月17日に行った．一点当たり2つの試料を採取した．採取した試料は，その重さを秤量した後，加圧板法により3.1kPa，10kPa，100kPaの背圧で脱水し，各段階での重量を測定した．また，10kPa と100kPaでの脱水後については，その体積を測定した．試料が極めて軟弱で，サラン樹脂による被覆[117]や被覆無しでの水中置換が不可能なため，断面積と厚さから体積を計算した．断面積はスキャナーによって取り込んだ断面の画像を基に，ソフトウェア（Scion Image Beta-3b, Scion Corp., USA）を用いて計算した．また，試料の厚さは，ノギスを用いて4点の厚さを測定し，その平均値を用いた．

不攪乱試料とは別に，2000年5月23日と8月16日の2回，大容量の攪乱土壌を内径20cm，長さ30cmの円筒を土層に挿入し，表層0－10cmの土壌を手で掻き出すことにより採取した．攪乱試料の採取は，各試験区に対し3つの試料を採取し，そのうちの一つは，採取試料の含水比の測定に用い，残りの二つは代かき後も土壌中に残存する土塊の割合を定量するために用いた．「団粒（aggregate）」とは，土粒子同士が他の土粒子との間よりも強い力で凝集した集合体（SSSA;1997[118]）」と定義されている．代

かきが行われた土壌中に存在する低含水比かつ高密度の土塊は，この定義からすれば一種の団粒ともみなせる．しかし，構造が発達した土壌における一般的な団粒との区別をつけるため，ここでは「残存土塊」と呼ぶことにする．Saito[100]が指摘しているように，このような土塊を，代かき後の湛水状態にある粘質土から取り出すことは容易ではない．そのため，粘質土の団粒（土塊）分析手法は確立されていない．一般に団粒の割合および安定性の測定は，Yoderの方法[140]，あるいはそれを改良した方法によって行われる．この方法では，土壌試料を「ふるいセット」の最上段に載せ，全体を水中に沈めて，上下にゆっくり振動させる．しかし，この方法を粘質土に適用すると，土塊同士が付着したり，ゆるい自重圧密された集合体が，ふるい目に留まったりするため，ふるい分けは不可能である．ここでは以下に示す方法により，土塊の分離を行った．

内径が200mm，目の開度が，40mm，20mm，10mmのふるいを上から順に重ね，一回に一試料の約1/4（おおよそ1.5kgの湿潤試料）を注いだ．一定流量の水道水（100ml/sec の水量を36個の内径1mmの穴のあいたノズルから噴射）を10cmの高さから当て，ふるい上の試料を洗い流した．軟弱なペースト状の土壌の大半が洗い流されると，ふるい上には土塊が残る．しかし，土塊相互は，その間に付着した軟弱なペースト状の土壌により完全には分離しておらず，ふるい分けは完全ではない．そのため，さらに個々の土塊に対し10秒程度前回と同じ強さの水流を当て，ふるい上に残ったものを土塊として取り出した．取り出した土塊は，一つずつアルミ箔で作った袋に入れ，その含水比を個別に測定した．

3．実験結果および考察

1)残存土塊の含水比および含有率

図31は，残存土塊の含水比とその重量の全体に対する割合を示したものである．図中のプロットは，横軸に示した値以下の含水比の土塊の割合を百分率で表したものである．表13には，攪乱試料採取時の

表13　攪乱試料[1)]の含水比（%）

代かき強度	用水路側	中央	排水路側
弱（1回）	102.7	98.2	101.9
	87.3	82.5	100.8
中（3回）	117.3	105.4	108.1
	104.0	101.6	104.3
強（5回）	119.4	107.5	103.9
	108.5	103.8	101.6

注）3つの攪乱試料のうち一つ（湿潤重量約6kg）全体を用いた試験結果

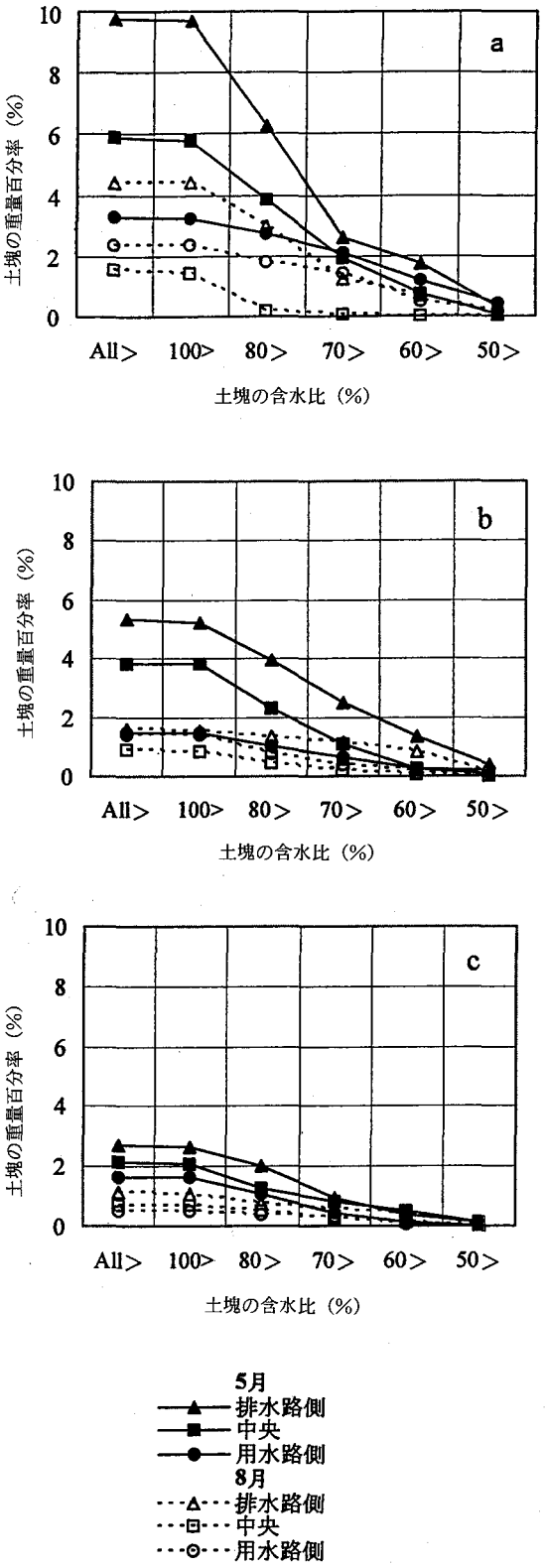


図31　土塊の含水比とその加積含有率

注）代かき強度　a：弱　b：中　c：強　；横軸の含水比以下の土塊の重量百分率を表す．

含水比を示した．代かきされた土壌中には，周囲の十分に単粒化した高水分の土壌に混じって，明らかに含水比の低い土塊が少なからず存在していることがわかる．残存土塊は，粘質土が乾燥により収縮し緻密な土塊となり，その後の耕起，代かきにより細かくなりつつも完全に単粒化しないで残ったものと考えられる．採取後の自重圧密により形成された軟弱な土塊と代かき前に形成された残存土塊をさらに厳しい基準で区別するため，ふるい分けによって抽出された土塊のうち，その含水比が80%以下の物を残存土塊とみなすことにした．図31は，代かき後3ヶ月間の湛水状態により，安定した残存土塊が減少していることを示している．このような残存土塊の変化には，二つの原因が考えられる．一つは土塊の力学的な強度が低下したこと．もう一つは，土塊の含水比が，全体的に増加したことである．含水比が高い土塊の割合が，3ヶ月の間に大幅に減少したことと，還元による土塊の安定性低下作用の存在が指摘されていること[55]を併せて考えると，土塊の強度低下が主要な原因と考えられる．

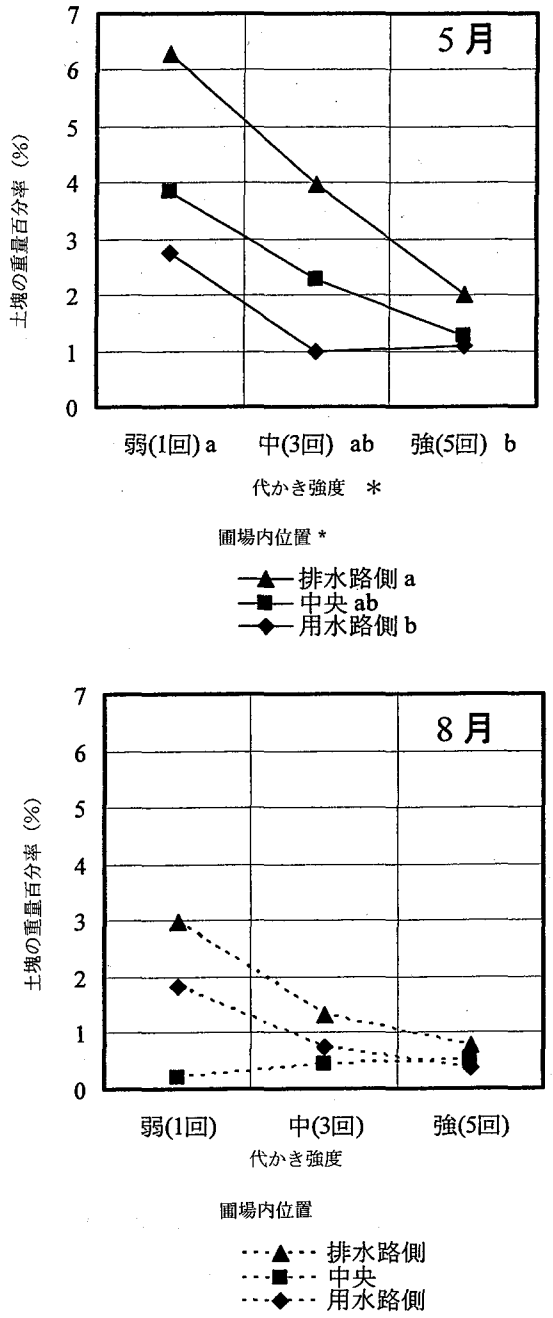


図32　代かき強度による土塊含有率の違い

注1）上：5月23日採取　下：8月16日採取
2）図中の＊は5%の水準で有意であることを示す．アルファベットはTukeyの多重比較の結果で，異なる文字の水準間で有意差があることを示す．

図32は，残存土塊の含有率に対する代かき強度の影響を示したものである．分散分析によると，5月に採取した試料では，代かき強度，圃場内位置ともに残存土塊含有率に対して有意な影響が認められた．代かき強度の増加に伴い土塊率は低下している．また，排水路側から中央，用水路側に向かって土塊含有率は低くなっている．一方，8月に採取した試料では，要因による統計的な有意差は検出されなかった．しかし，図32下図を参照すると，代かき強度によらず，圃場中央の残存土塊量がいずれも小さくなっている．このことが，統計的な有意性を否定する結果となったものと考えられ，中央を除けば，代かき強度が高いほど土塊含有率は小さい傾向が認められる．

2)水分保持特性

表14に，土壌の水分保持特性に対する代かき強度の影響を示した．表層（0－4cm）においては，6月採取試料の10kPa～100kPaと8月採取試料の100kPa以上の他は，代かき強度による保水量の有意な違いは見いだされなかった．6月採取試料の10kPa～100kPaの保水量は，有意差が認められたが，その物理的な意味は不明である．8月の100kPa以上の保水量は，「弱」区から「中」区にかけての有意な増加が認められた．6月から8月の間の保水量は，いずれのサクション領域においても増加していた．また，100kPaの時の含水比の増加量は，代かき強度の増加に伴い有意に大きくなっていた．8月採取試料の100kPa以上の保水量の違いは，この湛水期間中の保水量の増加によって生じたものである．

表14　脱水時の保水特性および気相比の違い

層　位	採取日	代かき強度（回数）	単位乾土重量当たりの水分（%）						気相比 Va/Vs
			3.1kPa	10kPa	100kPa	3.1～10kPa	10～100kPa	3.1～100kPa	100kPa
							*		*
0-4cm	6/13	弱（1）	83.14	72.85	54.28	10.29	18.57 a	28.86	0.318 a
		中（3）	81.43	70.49	52.95	10.94	17.54 b	28.48	0.281ab
		強（5）	81.77	70.48	52.40	11.29	18.08ab	29.37	0.222 b
	8/17	弱（1）	100.24	82.29	58.50 b	17.95	23.79	41.74	0.273
		中（3）	104.04	83.24	61.11 a	20.79	22.13	42.92	0.301
		強（5）	99.93	83.84	60.20ab	16.09	23.64	39.73	0.288
					#				#
	増加量（6/13～8/17）	弱（1）	17.10	9.44	4.23 b	7.66	5.22	12.89	−0.045 b
		中（3）	22.61	12.76	8.16 a	9.85	4.60	14.44	0.020ab
		強（5）	18.16	13.35	7.80 a	4.81	5.55	10.36	0.067 a
			*	*	*	**	*	**	
5-9 cm	6/13	弱（1）	72.11 b	64.69 b	50.26 b	7.43 c	14.43 b	21.85 b	0.240
		中（3）	76.07 a	67.24ab	50.92ab	8.83 b	16.31 a	25.15 a	0.203
		強（5）	78.91 a	68.90 a	52.66 a	10.01 a	16.24 a	26.25 a	0.238
	8/17	弱（1）	74.24	65.91	51.32	8.34	14.59	22.93	0.187
		中（3）	76.36	67.73	53.47	8.63	14.26	22.89	0.257
		強（5）	77.74	69.65	54.36	8.09	15.29	23.38	0.265
	増加量（6/13～8/17）	弱（1）	2.13	1.22	1.06	0.91	0.16	1.08	−0.053
		中（3）	0.29	0.50	2.55	−0.21	−2.05	−2.26	0.054
		強（5）	−1.17	0.74	1.70	−1.92	−0.96	−2.87	0.027

注1）#, *, **は10%, 5%, 1%の水準で有意差があることを示す．（印のついているカラムに対応する「層位」・「時期」・「横軸の項目」に対する試験要因（代かき強度）の影響の有意性）
2）数値の脇のアルファベットは，Tukeyの多重比較の結果を示す．異なる文字は，有意な処理間差（代かき強度による差）があることを示す．

次表層（5～9cm）の6月採取試料では，全てのサクション領域において，より強い代かきが，有意に保水量を増加させた．8月に採取した次表層の試料でも，代かき強度が高いほど保水量が高くなる傾向は見られたものの，場所によるバラツキが大きく，有意差は検出されなかった．また，6月から8月にかけての保水量の変化は，高サクション領域では，わずかに増加傾向にあったが，代かき弱区を除くと，低サクション領域ではむしろ減少傾向にあった．保水量の変化量と代かき強度との有意な関係は認められなかった．

3）収縮にともなう気相増加特性

代かきが行われた状態からの粘質土の排水過程において，大部分の間隙は，間隙水の負圧が高まるにつれ，塑性的に収縮する．空気が侵入しやすい安定した構造を持つ粗間隙は少ない．よって，100kPa以下の低サクション領域（正規収縮の範囲内）では，空気で満たされた間隙は，既存の粗間隙というより，むしろ乾燥にともなう内部応力により新たに発生した微細亀裂が多くを占めると考えられる．そのため，乾燥収縮による粘質土の「壊れ易さ」は，収縮後の土壌の気相率によって評価することが可能と考えられる．ここでは，固相の容積を基準とした気相の体積（*Va/Vs*）を「気相比（air-filled void ratio）」と呼び，これを指標として用いることにする．

100kPaまで脱水した試料の気相比を 表14に示した．表層（0～4cm）の6月採取試料では，代かき強度の増加により有意に気相比は小さくなった．しかし，8月採取試料では，差異は認められなかった．次表層（5～9cm）では，時期によらず，代かき強度による有意な気相比の差異は見られなかった．

微細亀裂を生み出す土壌内部での破壊は，土壌内の力学的強度のバラツキに支配されていると考えられる．強度のバラツキが著しいと，収縮に伴うひずみの分布に不均衡が生じ，多くの微細な破壊を生み出す．強い代かきは，このようなバラツキを低減させると考えられる．6月の表層に見られる気相比の差異は，このような理由によって説明できる．しか

し，次表層で代かき強度の影響が見られなかった点については，明確な理由を示すことができない．表層に比べ次表層では，自重による圧密を受けており，収縮前の乾燥密度の違いが，構造の違いの発現を阻止しているとも推測できる．また，100kPaの気相比は，6月から8月にかけて弱区においては減少しているが，中区・強区においては増加している．弱区での減少は，還元の進行による構造の破壊に原因を求めることができるが，中区・弱区での増加については，明確な理由は見いだせない．

4) 土壌の物理性に対する代かきの短期的な影響

(1)練り返しによる硬化と水分保持特性

代かきは，大きな土塊を粉砕し，ペッド(ped)のようなさらに細かい構造単位をも破壊すると考えられる．練り返しなどの攪乱による土壌の力学的な強度の変化は，鋭敏性（sensitivity）によってしばしば表される．外部からの力や変形により土壌が力学的強度を低下させる挙動は，軟化（softening）と呼ばれる．逆に，強度が増加する場合は，硬化（hardening）と呼ばれる．軟化は，干拓土，火山灰土，湿田土などで観察される[42]．軟化の原因は，既存の土壌構造が乱されることにより，非自由水が自由化するためであると考えられている．一方，自由水の拘束（非自由化）によって起こるとされる硬化挙動は，風乾土を十分な水とともに練り返す時に観察される[41]．

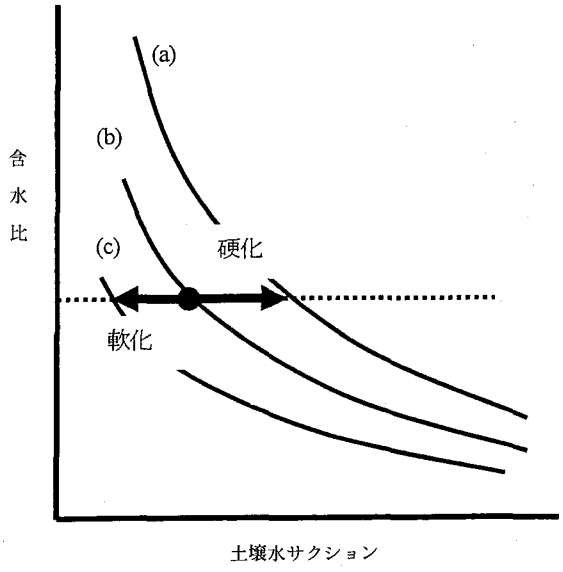


図33　軟化・硬化と水分特性曲線

注）(a)硬化後　(b)練り返し前　(c)軟化後

「練り返し」は，主要な代かきの作用の一つであり，代かきによっても風乾土の練り返しと同様な硬化挙動を土壌は示すと考えられる．図33は，軟化，硬化挙動を水分特性曲線との関係で模式的に表したものである．硬化は，右向きの矢印，すなわち，一定の含水比における土壌水サクションの増加で表される．このような土壌水サクションの増加は，水分特性曲線を(b)から(a)，つまり上側へ押し上げる働きをする．このことから，代かき直後の5－9cm層における強い代かきによる保水量の増加は，硬化による水分特性曲線の上方への移動に対応するものと考えることができる．すなわち，「硬化」という概念を導入することにより，代かきが保水特性に及ぼす短期的な影響を説明することは可能である．ただし，その挙動の実態は，自由水の拘束と説明されているものの，スケールの異なるいくつかの現象が複合的に働いて起こっているものと考えられる．以下では，代かきによる練り返し強度の違いによって生じたと考えられる残存土塊含有量の差異が，保水特性に及ぼす影響を，実測データとモデルから評価することを試みた．

(2)残存土塊の過圧密土的収縮挙動

乾燥履歴を有する練り返された土壌の水分保持特性は，Taylor[129]によって調べられている．この研究では，練り返された試料を土壌水サクションが100kPaになるまで乾燥させ，その後再飽和させ，排水過程での保水量を測定すると，最大の乾燥履歴である100kPaまでの保水量は大きく減少し，100kPa以上のサクション領域では，乾燥履歴を持たない試料の保水特性と一致することが示されている．このような現象は，収縮挙動の不可逆性として広く認められている．収縮挙動の不可逆性は，非膨潤性土壌の水分保持特性に見られるヒステリシスとは異なり，間隙構造の塑性変形に起因するものである．第Ⅳ章では，正規収縮段階における収縮挙動が，飽和土の圧密挙動として解析できることを示した．圧密挙動は，試料の圧密履歴により違いが生じることが知られている．想定する圧密荷重を過去に経験している試料は，過圧密土と呼ばれ，その履歴は，e-log p曲線（間隙比―平均主応力関係）に明確に現れる．過圧密土は，過去に経験した荷重以下の荷重では，弾性的な変形を示し，荷重に対する変形量は小さい．

しかし，過去に経験した荷重を越えた荷重が作用すると，塑性的な変形を起こし，大きな変形が観測される．乾燥収縮の場合，有効応力の増加は，土壌水サクションの増加によってもたらされるので，荷重履歴は，乾燥履歴あるいはサクション履歴と読み替えることができる．乾燥履歴のない練り返された試料は，最初から塑性的な変形を起こし，大きな体積減少が観察される．乾燥履歴をもつ土壌では，土壌水サクションがその履歴に達するまでは弾性的なわずかな体積減少しか生じない．しかし，乾燥履歴を越えるサクションでは，塑性的な収縮を示す．そこで，残存土塊を含む代かき土壌を，圧密履歴の異なる過圧密土の混合体として捉えることにより，排水過程での保水特性への影響を評価するモデルを考えた．

(3)過圧密土混合体モデル

図34はモデルの概念図である．代かきを受けた土壌全体が，乾燥履歴の異なる土塊から全て構成されていると考える．土塊の隙間を埋める単粒化した土粒子は，「乾燥履歴がゼロの土塊」と考える．以下，「土塊」とは，断りがない限り，このような概念的な土塊を指す．ここでは，説明のために乾燥履歴を3段階に表しているが，実際には連続的な区分にする．通常，水は間隙により保持されるのものとして扱われるが，このモデルではそれぞれの土塊に属すると考える．すなわち，全ての間隙は，いずれかの乾燥履歴を持つ土塊に属するものと扱う．同一の乾燥履歴をもつ土塊は，同一の水分保持特性（排水過程）を持つと考える．各土塊の間隙は，常に水で飽和していると仮定する．そして，各土塊からの排水は，土塊の収縮によってのみもたらされると仮定する．土塊の乾燥履歴は，その土塊に属している間隙のうち，最大のものが収縮を始めるサクションに対応する．各土塊は，サクションがそれらの乾燥履歴を越えるまでは全く排水しない(弾性的)．しかし，サクションが乾燥履歴を越えると，その土塊より弱い乾燥履歴を持つ土塊の水分保持特性（含水比－サクション関係）と同一の特性を示す（塑性的）(図34－b)．

$w_0(\Psi)$と$w_1(\Psi)$は，乾燥履歴を持つ土塊を含まない土壌（乾燥履歴0kPaの土塊が100%）と含む土壌の保水特性を表す関数であるとする．Ψは 土壌水サクション，w_0とw_1は含水比を表す．図35は，これらの関数の形状を模式的に示したものである．最初に，土壌水サクションΨにおける乾燥履歴を持つ

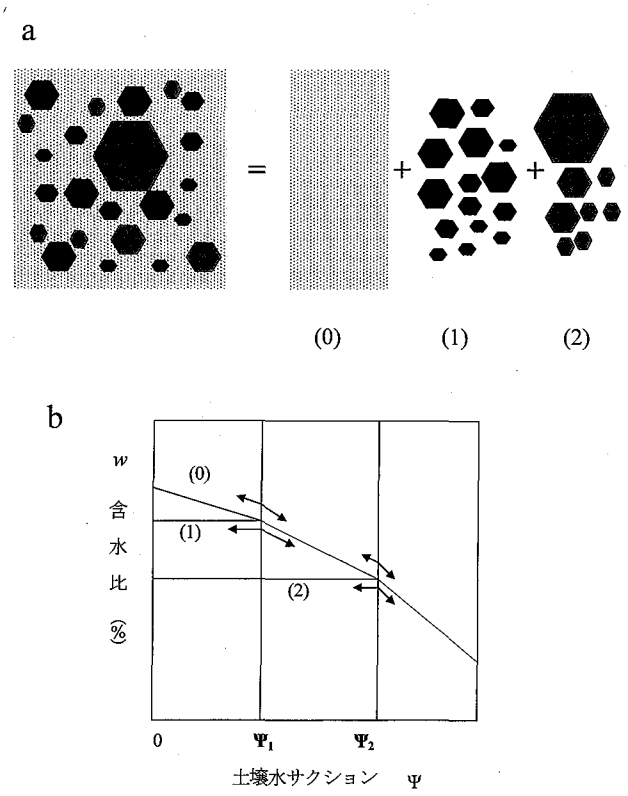


図34　過圧密土混合体モデルが仮定する(a)土壌の構成および(b)土塊の保水特性

注）代かきされた土壌を乾燥履歴の異なる土塊の集合体であるとみなす．構成要素である土塊は，その乾燥履歴に応じて(0)(1)(2)(実際は連続分布)に分ける．(0)は乾燥履歴なし，(1)はΨ1の乾燥履歴，(2)はΨ2の乾燥履歴を持つ．その保水特性は，それぞれ乾燥履歴に至るまでの保水量はゼロ（弾性領域），その後は，土塊(0)と全く等しい（塑性領域）とする．

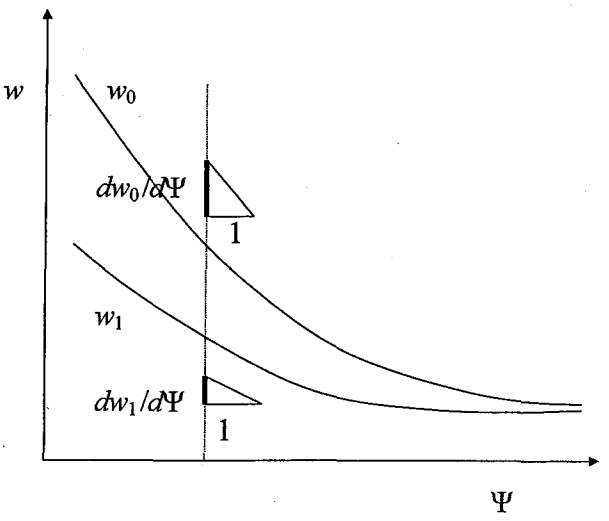


図35　乾燥履歴を持つ土塊を含む土壌と含まない土壌の水分特性曲線の模式図

注）添字「0」は土塊を含まないことを表し，「1」は土塊を含むことを表す．

土塊を含まない土壌の含水比を以下のように表す.

$$w_0(\Psi)=\int_0^{w_0(\Psi)} dw_0 \qquad [33]$$

ここで，dw_0は土壌水サクションの減少に対する含水比の増分である．なお，積分はゼロ（$=w_0(\infty)$）からw_0（Ψ）に向かって行う．一方，関数f(h)を「h以上の乾燥履歴（サクション履歴）をもつ土塊の重量割合」として定義すると，乾燥履歴を持つ土塊を含む土壌では，全体のf(h)にあたる部分が，hより低いサクション領域では保水に寄与しないため，土壌水サクションΨにおける含水比は［34］式で表される.

$$w_1(\Psi)=\int_0^{w_0(\Psi)}(1-f)dw_0 \qquad [34]$$

［34］式で，Ψとhは，ともに土壌水サクションを表す変数であるが，Ψはw_1の独立変数として積分区間を定義しており，一方，hは積分変数として積分内の関数および増分を定義している．［34］式は，さらに次のように置き換えることができる.

$$w_1(\Psi)=w_0(\Psi)-\int_\infty^{\Psi} f(h)\frac{dw_0(h)}{dh}dh \qquad [35]$$

［35］式の右辺第２項は，負の値となる．これは，過圧密状態（乾燥履歴以下のサクション領域）にある土塊による保水量の低減効果を示す．［35］式の両辺をΨについて微分すると：

$$\frac{dw_1(\Psi)}{d\Psi}=\frac{dw_0(\Psi)}{d\Psi}-\frac{d}{d\Psi}\int_\infty^{\Psi} f(h)\frac{dw_0(h)}{dh}dh \qquad [36]$$

を得る．［36］式を整理すると：

$$f(\Psi)=1-\frac{\left(\dfrac{dw_1(\Psi)}{d\Psi}\right)}{\left(\dfrac{dw_0(\Psi)}{d\Psi}\right)} \qquad [37]$$

となる．［37］式は，土壌水サクション「Ψ」における水分特性曲線の勾配の比のみが，「Ψ」より高いサクション履歴をもつ土塊の重量割合を決定することを意味している.

f(Ψ)は１以下の正の数でなければならない．よって，w_1の傾きは，w_0の傾きより常に小さいことが要求される．そのため，図35のように，w_1を表す曲線は，常にw_0の下方にあることになる．このような条件を満たせば，［37］式を用いることにより，乾燥履歴を持つ土塊が含まれることによる保水量の減少の程度を推定することが可能である．土塊の重量割合f(Ψ)と，土塊を含む土壌の水分保持特性を与えることにより，土塊を含まない場合の水分保持特性を求めることができる.

(4)残存土塊の保水性に対する影響

この項では，前項で説明した過圧密土混合体モデルを用いて，残存土塊を含む場合の水分保持特性（実測）と含まない場合の水分保持特性を比較する．実測の水分保持特性には，６月に採取した軽い代かき区の次表層（5－9cm層）のデータを用いる．残存土塊含有率$f(h)$は，乾燥履歴（サクション）の関数として定義される．しかし，実測の残存土塊含有率は，その含水比との対応がわかっているだけで，サクション履歴とは直接の関連づけはない．そこで，各土塊が，最も乾燥した時の含水比をそのまま留めているものと仮定し，含水比が，乾燥履歴サクションと一義に対応しているとみなす．すなわち，$f(h)$を$f(w(h))$とみなすことにより定式化した.

$f(w)$を，含水比がw以下の土塊の重量百分率とし，含水比50～100%の範囲で，直線に回帰できるとすると：

表15　計算に使用した残存土塊含有率の実測値と近似パラメータ

	残存土塊率の実測データ						近似式のパラメータと近似式の寄与率		
		含水比（%）							
		100>	80>	70>	60>	50>	m	p_0	R^2
用水路側	土塊含有率（%）	3.22	2.74	2.09	1.17	0.43	0.057	−2.172	0.929
中　央		5.78	3.86	1.92	0.73	0.06	0.121	−6.222	0.981
排水路側		9.71	6.28	2.61	1.71	0.29	0.196	−9.992	0.969

表16　土塊を含む弱い代かきを受けた土壌（実測値）と土塊の影響を取り除いた同土壌（推定値），強い代かきを受けた土塊の少ない土壌（実測値）の水分保持特性の比較

（単位重量乾土あたり水分　%）

土壌水サクション範囲	3.1～10kPa	10～100kPa
排水路側		
代かき弱区実測値 w_1	7.99	13.87
代かき強区実測値	10.21（2.22）	16.26（2.39）
土塊を含まない場合の推定値 w_0	8.12（0.13）	14.02（0.15）
中　央		
代かき弱区実測値 w_1	6.96	15.19
代かき強区実測値	9.49（2.53）	15.70（0.51）
土塊を含まない場合の推定値 w_0	7.11（0.15）	15.31（0.12）
用水路側		
代かき弱区実測値 w_1	7.34	14.22
代かき強区実測値	10.33（2.99）	16.76（2.54）
土塊を含まない場合の推定値 w_0	7.60（0.26）	14.41（0.19）

注）かっこ内は，土塊を含有する代かき弱区の実測値との差

$$f(w) = mw + f_0 \qquad [38]$$

ここでmとf_0は，回帰係数である．表15は，5月23日に代かき強度「弱」区において採取した試料に対するこれらの回帰係数を示したものである．残存土塊の含水比とそれに対応する土壌水サクションは，土塊を含まない土壌の水分保持特性に本来は一致させるべきである．しかし，これらが未知であるので，ここでは土塊を含む土壌の水分保持特性を用いることにすると，[38] 式のwはw_1に置き換えることができる．この処理により，[37] 式は，w_0について次のように解くことができる．

$$\frac{dw_0}{d\Psi} = \frac{\dfrac{dw_1}{d\Psi}}{1 - mw_1 - f_0} \qquad [39]$$

この微分方程式は，次のような解をもつ

$$w_0 = -\frac{1}{m}\ln(1 - mw_1 - f_0) + C \qquad [40]$$

Cは積分定数である．Cが未知であるため，特定のサクションの時の保水量（含水比）を[40]式から求めるのは不可能である．しかし，サクション間での保水量は，Cが相殺されるため計算できる．表16は，本モデルによって計算された土塊を含まない場合の保水量を示したものである．サクション範囲，3.1～10kPa，10～100kPaにおける代かき強度の違いによる実際の保水量の差異は，2%もあるのに対し，モデルで推定された土塊の有無による保水量の違いは，0.3%程度しかない．ここで，「土塊」と見なしたものは，10mmふるいを通過しなかった大きなものに限られる．そのため，さらに細かい乾燥した土塊についても同様の評価を行えば，土塊の有無による保水量の違いは，大きく見積もられた可能性はある．しかし，マクロな過圧密の概念をどの程度小さなスケールまで持ち込めるかは不明である．特に，細かい土塊では，土塊間の間隙も保水量に影響することを考慮しなければならず，モデルの仮説が保証されない．そのため，本モデルで，さらに細かい土塊の影響まで評価するのは，現時点で適当ではない．以上から，ここでは，保水能力の低い大きな土塊の混在は，代かき強度の違いによる保水量の差異の主因ではないことを結論するにとどめる．

(5)土壌物理性に対する代かきの長期的な影響
－還元による物理化学性の変化－

代かきにより細粒化した水田土壌の物理性の変化については，これまでにいくつか報告がなされている．代かき土の物理化学的変化の速さは，還元の進行と還元に対する土壌の受容性に依存する．下島[110]や飯田ら[46]は，強度な代かきにより酸化還元電位が大きく減少することを示した．水田土壌の還元は，微生物による酸素の消費によって始まる．湛水下にある土壌では，酸素の交換が行われにくいため，酸素が不足する．特に，強い代かきによる土壌の細粒化は，透水性や通気性を低下させ，酸素が不足した状態を助長する．その結果，還元が早く進むと考えられる．還元による土壌の物理化学性の変化に関する研究は，古くは喜田・川口[55][56]，斎藤・川口[101]，本村[77]によって，また最近では，Takahashi and Toriyama[123]によって行われている．喜田・川

口[55]は，常温と低温での湛水処理による土塊の安定性の変化を比較し，還元による土塊の安定性の低下作用の存在を示している．また，喜田・川口[56]は，還元による保水性の増加を示している．これらの変化は，還元により有機，無機の親水性コロイドが生成することによりもたらされると考察している．Takahashi and Toriyama[123]は，鉄の形態変化が，酸化還元による土壌の物理性の変化に大きな影響を及ぼしていることを示している．いずれにしても，還元により化学的に生成される物質が，土壌の保水性を増加させ，土粒子の集合体の安定性を低下させるという点までは明らかにされている．ただし，その作用メカニズムはまだ十分には解明されていない．

本実験では，湛水期間中にいずれの試験区および層においても100kPa以上の高サクション領域の保水量は増加した．また，0－4cm層では，100kPa以下の低サクション領域での保水量も増加傾向にあった．しかし，5－9cm層においては，100kPa以下の低サクション領域での保水量はむしろ減少傾向にあった．そこで，還元の進行により親水性の高い物質が生成されることを前提として，この現象が各サクション領域の保水量の増減にどのような影響をもたらすのかを考察する．

考察にあたり，代かきされた土壌の構造が図36のようなペッドとペッド間間隙で構成されると仮定する．低サクション領域の保水性は，主にペッド間間隙の保水に依存し，高サクション領域の保水性は，主にペッドによる保水に依存すると考えられる．還元により生成される親水性物質は，直接的には，ペッドの保水能力を高める働きをすると考えられる．代かきを受け，その後湛水が維持された状態では，ペッドはおおむね飽和状態にある．そのため，ペッドの保水量の増加は，ペッドの膨潤につながる．

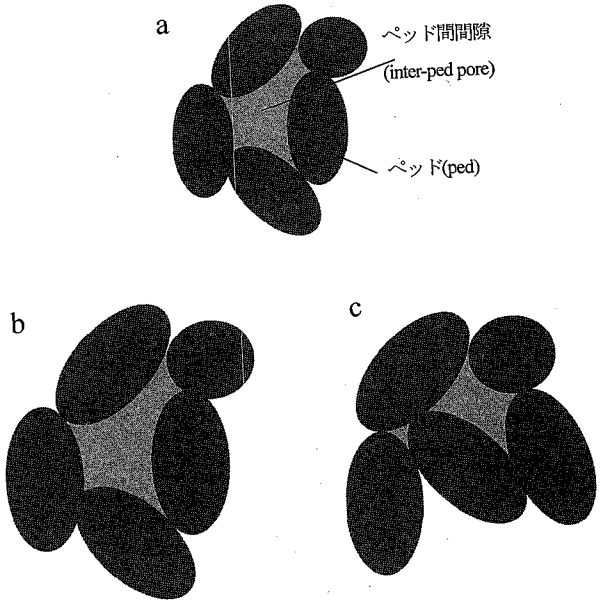


図36　ペッドの膨潤によるペッド間間隙の変化

注）a：膨潤前の状態．　b：外部からの拘束がない場合の自由な膨潤．
c：外部からの拘束がある場合の膨潤

図36は，最初 a の状態にあったペッド（濃い灰色の楕円で表された部分）が個々に膨潤し，b または c の状態になることを示している．ペッドが自由に移動できれば，各ペッドの膨潤に伴い，b のようにペッド間間隙（薄い灰色で表された部分）も広がる．そのため，このような自由なペッドの膨潤が起こる場合には，全サクション領域の水分が増加すると考えられる．一方，自重などの拘束圧が土壌に作用している場合には，ペッドの膨潤によりペッド同士がせん断変形を起こし，c に示したように，ペッド間間隙（薄い灰色で表された部分）はつぶれてしまう．そのため，高サクション領域の水分は増加するが，低サクション領域の水分は減少すると考えられる．これらは，自重による拘束がない0－4cm層と自重による拘束がある5－9cm層の保水量の増加特性の違いを説明するための一つの仮説である．0－4cm層と5－9cm層の間には，自重の違い以外にも，土塊含有量の違い，還元の進行の違いなど，多くの差異が認められる．ここでは，還元によるいわゆる親水性物質の生成とそれに伴う微視的なレベルでの水分保持特性の変化，さらに，比較的大きなスケールの間隙構造の変化へと続く一連の現象として仮説を提示したが，個々のメカニズムについては，未解明な点が多く，さらなる実証的な研究が必要である．

(6)代かき強度が亀裂の形成に及ぼす影響

保水量が大きいほど，土壌の最大可能収縮量は大きくなるため，乾燥により発生する亀裂の面積は大きくなる．また，収縮時の気相の増加が小さいほど亀裂の面積は大きくなる（図30）．そこで，保水量の違いや気相の増加量の違いが亀裂の面積率に及ぼす影響を推定する．乾燥による土壌の体積減少量は，圃場では水平方向には亀裂，鉛直方向には沈下として現れる（図30）．ペースト状の高水分の土壌が乾燥する場合には，初期段階では鉛直方向の沈下のみ

が生じ，土壌が自立するようになってから初めて水平方向の収縮が観察される[103]．水平方向の収縮が始まる時の土壌水サクションと，亀裂が最初に発生する土壌水サクションは，おおむね一致しており，1kPa～10kPaの間とされている[25][62][86]．そこで亀裂は，土壌水サクションが3.1kPa（≒pF1.5）になったときに発生し，その収縮は等方的であることを仮定する．土壌が100 kPa（≒pF3.0)まで乾燥したときの亀裂部の面積率は，飽和が維持されるときには[41]式，気相の増加を考慮した場合には，[42]式でそれぞれ計算できる．「飽和が維持されるとき」は，土壌水サクションの増加に対する収縮量の上限（可能最大収縮量）を示し，排水量が全て収縮につながった場合の亀裂容積を推定する．「気相の増加を考慮したとき」とは，気相の増加により収縮量が排水量を下回る場合の亀裂容積を推定する．

$$AR = \frac{(\vartheta_{3.1}+1)^{2/3} - (\vartheta_{100}+1)^{2/3}}{(\vartheta_{3.1}+1)^{2/3}} \qquad [41]$$

$$AR = \frac{(\vartheta_{3.1}+1)^{2/3} - (\vartheta_{100}+\omega_{100}+1)^{2/3}}{(\vartheta_{3.1}+1)^{2/3}} \qquad [42]$$

ここで，ARは亀裂部の面積率，$\vartheta_{3.1}$は3.1kPaにおける体積含水比，ϑ_{100}は100kPaにおける体積含水比，ω_{100}は100kPaにおける気相比をそれぞれ表す．[42]式および図30では，土壌水サクションが3.1kPaの時に気相は存在しないことを仮定した．表14に示したデータに基づいて，亀裂の面積率を計算したのが表17である．飽和を仮定した場合，土壌水サクションが3.1kPa～100kPaの間の保水量に有意な違いが見られた6月の5－9cm層で，亀裂の面積率に

表17　収縮特性による亀裂面積率の推定

	層位	採取時期	代かき強度（総回数） 弱(1)	中(3)	強(5)	
飽和を仮定した場合	0－4cm	6/13	16.55	16.56	17.05	
		8/17	21.26	21.28	20.22	
	5－9cm	6/13	13.67 b	15.25 a	15.55 a	**
		8/17	14.09	13.79	13.93	
気相の増加を考慮した場合	0－4cm	6/13	9.38 b	10.11 b	11.96 a	**
		8/17	15.68	15.30	14.36	
	5－9cm	6/13	7.80 b	10.40 a	9.99 a	*
		8/17	9.58	7.73	7.75	

注1）**1%の水準で有意差有り　*5%の水準で有意差有り
2）アルファベットはTukeyの法による多重比較の結果で，異なる文字の水準間に有意差が認められることを表す．

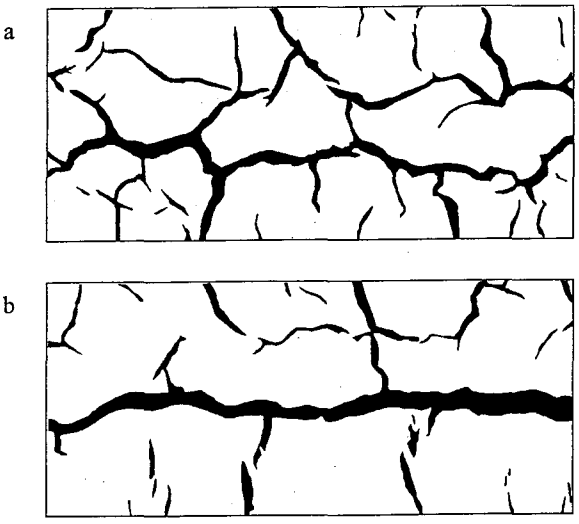


図37　代かき強度による亀裂パターンの違い

注）a：代かき強度弱（1回）　b：代かき強度　強（9回）
ともに条間隔60cm，蒸散有り

も有意な違いが見られた．しかし，代かき強度による面積率の差異は，最大で2%程度であり，量的には小さい．「可能最大亀裂面積率」は，0－4cm層で約20%，5－9cm層で15%程度である．一方，気相の増加を考慮すると，6月の0－4cmおよび5－9cm層で，代かき強度による亀裂面積率の推定値に有意な違いが現れた．代かき強度による面積率の差異は最大で2.6%であった．8月には代かき強度による亀裂面積率の違いは認められない．亀裂面積率の推定値は，8月の0－4cm層で約15%，5－9cm層で8～9%である．最も乾燥が進んだ時期における当該圃場の実際の亀裂面積率は，表面で10～14%であった．

図37は，第Ⅲ章，表4で特性値を示した亀裂パターンのうち，代かき強度の影響が明確に現れている同一日（1999年9月10日）に記録した二つを取り上げたものである．(a)代かき弱（1回）区では，方向が入り乱れた亀裂で構成されているのに対し，(b)代かき強（この実験では9回）区では，条に沿った直線的な幅の広い亀裂とそれに直交する細い亀裂によって構成されている．直感的にこれらを観察すると，代かき9回区の方が，亀裂が良く発達しているように見える．しかし，実際の亀裂の面積率は，代かき弱（1回）区の方が13%，代かき強（9回）区の方が12%とほとんど変わらない．実際の圃場でも，代かき強度の違いによる亀裂面積率の違いは明確ではないことが，うかがわれる．代かき強度

の影響は，亀裂の面積，すなわち「量」より，第Ⅲ章で述べたような亀裂形状パターンの違い，すなわち，「質」の方に現れる．土塊の含有率から判断すれば，代かき強度による土壌構造の差異は８月においても残存している．しかし，採取土壌を脱水したときの気相比の違いは，８月採取試料ではみられない．これらから，代かき強度の違いによる亀裂パターンの相違は，採取試料の収縮特性では評価できない土壌構造のわずかな違いに起因するものと考えられる．強い代かきを行った試験区では土壌の均一性が高く，収縮に伴う土壌中の局所的なひずみが生じにくい．そのため，第Ⅲ章で述べたような根系による破壊強度の規則的な分布や，第Ⅳ章で論じたような水分の移動に基づく応力分布に従って亀裂が生じる．しかし，軽い代かきを施した区では，土壌が不均一で，土壌内に局所的なひずみが生じやすい．そのため，小さな間隔で亀裂が発生しやすいと考えられる．

４．まとめ

本章では，代かき強度が水田土壌の収縮特性に与える影響を評価した．圃場において，代かき強度を弱，中，強の３水準とした試験区を設け，代かき直後，およびその３ヶ月後の土壌を湛水が地表面にわずかに残る状態において採取した．亀裂の発達との関連を考慮して，加圧板法により土壌水サクションが3.1kPa，10kPa，100kPaの時の含水量を測定するとともに，収縮に伴い形成される内部の微細亀裂の指標として100kPaにおける気相の割合を測定した．また，土壌中に残存する土塊の割合を攪乱土壌のふるい分けと含水比によるスクリーニングにより求めた．これらのデータを基に，代かきが土壌の保水特性に及ぼす影響を短期的なものと長期的なものに分けて議論した．また，これらの保水特性や収縮特性の違いが，亀裂の形成に及ぼす影響についても定量的な評価を行った．その結果以下の結論を得た．

1．代かき土壌中には，含水比が明らかに低い土塊が，代かき直後のみならず，３ヶ月の湛水期間を経ても残存している．これらの土塊の割合は，代かき強度の増加に伴い減少する．すなわち，代かき強度の違いによる土壌構造の違いは，代かき後3ヶ月を経過しても残存している．

2．代かきによる保水・収縮特性への影響は，時期，土層，サクション領域により異なる傾向を示す．

(1)短期的な代かき強度の影響は，全サクション領域における保水量の違いとして5－9cm層で，また，100kPaにおける気相比の違いとして0－4cm層において現れる．

(2)長期的な代かき強度の影響は，0－4cm層における３ヶ月間の保水量の増加量の違いとして現れる．0－4cm層では，保水量はすべてのサクション領域で増加するが，5－9cm層では高サクション領域の保水量のみが増加する．

3．代かきによる保水性への短期的な影響は，「練り返しによる硬化現象」と包括的には捉えることができる．その原因は，保水能力の低い土塊の含有量の多少のみにより説明できるものではない．

4．代かきによる保水性への長期的な影響は，還元の進行に伴う親水性物質の生成に起因するとされる．しかし，影響を与える物質の特定，その物質が保水量を増加させるメカニズム，さらに，これら微視的な挙動が間隙構造の変化に及ぼす影響などはいずれも未解明であり，水田土壌の物理性の研究においてさらに解明されるべき課題である．

5．代かき強度による保水量の違いや，収縮時の気相の増加特性の違いが亀裂の面積率に及ぼす影響は小さい．代かき強度による亀裂形状パターンの違いは，力学的強度の不均一性のわずかな違いによりもたらされる．しかし，この強度特性の差異は，採取不攪乱試料の保水特性や収縮特性からは評価できない．

Ⅵ 結　　言

1．本論文のまとめ

粘土質水田では，乾燥が進むと，大きな亀裂が形成される．水田における転換畑作物の栽培では，乾燥による亀裂の形成は，圃場の地下排水性の向上につながる．そのため，排水性の向上に有効な亀裂を積極的に形成させるような圃場の管理が求められる．一方，中山間地の棚田では，耕作放棄や干ばつにより圃場が乾燥し，大きな亀裂が形成されると，水田としての貯水能力が失われる．その結果，降水が地中に浸透し，法面崩壊や斜面災害の危険性が増大する．そのため．傾斜地の水田では，亀裂の発達を抑制する管理が求められる．このように，亀裂の管理は，粘土質水田を乾燥状態にさらす場合に重要な問題である．

土壌の亀裂形成やその結果生じる特徴的な形状パターンに関する研究は，理学的視点と実学的視点の双方から研究が行われてきた．例えば，地質学者たちは，植生に影響されない裸地に発生する亀裂(mud crack)の形状パターンを力学的に解析しようとした．しかし，予測できない不均一性に支配される面が強いために，パターン形成を完全に説明することは不可能であった．また，農学者は，作物の配置と亀裂の発生との間に関係があることを古くから認めてきた．しかし，そのメカニズムを理論的に解析することに成功していない．

以上から，本研究では，水稲作付け条件下の水田における亀裂の形成を制御する手法の開発を念頭に置き，「粘土質水田に発生する乾燥亀裂の適正管理のための営農的な支配要因の定量的，理論的な解明」を目的とした．

第一に，水田における亀裂形状パターンを支配する営農的な要因を総合的に明らかにするために，実験計画法に基づく要因試験を水稲栽培下にある粘土質水田において実施した．亀裂の形成へ影響を及ぼす営農的要因として，1）蒸散の有無，2）条間隔（30 cm，60cm），3）代かき強度（軽，中，強）を想定し，これらの要因および処理を実験計画法に則り試験圃場に割り付けた．圃場は，落水まで湿潤な状態を維持し，夏期の晴天時に落水した．条間に発生した亀裂を透明のシートにトレースし，画像解析手法によりそのパターンの定量化を図った．定量化には，条の方向に対する亀裂の方向性を示す「*CDI*」，亀裂の平均的な幅と等価な「*EW*」，形状パターンの複雑度を表す「*CP*」，条に直交する亀裂の間隔を表す「*CS*」，の各指標を用いた．これらの指標について分散分析した結果，1）水稲からの蒸散は，条に沿った直線上の亀裂を誘起する．2）条間隔の拡大は，亀裂の平均的な幅を増大させる．3）強い代かきは，直線的な幅の広い単純な亀裂パターンを誘起する，以上の結論を統計的に導いた．

第二に，条間に発生する線状亀裂の形成メカニズムを解明するため，数値モデルを用いた解析を試みた．粘質土の収縮挙動が圧密挙動と等価であることを応用し，2次元非線形弾性圧密モデルを用いて，水稲条間における土壌の収縮挙動の数値シミュレーションを行った．モデルの適用性は，水稲条間（畦間）を模した室内模型実験により検証した．これらの結果から，1）畦間に発生する畦に沿った線状亀裂は，左右二方向からの水分の損失によって特定の位置に形成される引張有効応力により誘起されること，2）引張有効応力は，サクションの増加が進んでいる部分に隣接し，かつ増加が始まっていない領域（サクション増加前線近傍）において発生しやすいこと，3）亀裂は，極めて小さい引張有効応力によって発生すること，を示した．また，この数値モデルを用い，条間隔，土層の厚さ，脱水速度（側面からのフラックス）を変化させたときの土壌の引張有効応力分布を数値実験により推定した．その結果，条間の引張有効応力分布は，中央に集中する場合（単極化）と，中央から逸れた位置に極大点が2点形成される場合（2極化）があることが明らかになった．条間隔が広いほど，土層の厚さが浅いほど，また，脱水速度が大きいほど，引張有効応力は二極化することを示した．引張有効応力分布の2極化は，条に沿った亀裂の複線化を促し，逆に単極化は，亀裂を単線化させることを，圃場での観測結果との対応から指摘した．そして，条間隔の拡大による亀裂幅の増大効果には，一定の限度があることを示した．

第三に，代かき強度が，亀裂形状パターンに与え

る影響の作用メカニズムを解明するため，代かき強度の違いによる土壌の収縮特性の変動や土壌構造の違いを詳細に検討した．圃場において，代かき強度を弱，中，強の3水準とした試験区を設け，代かき直後，およびその3ヶ月後の土壌を400mlのサンプラーおよび攪乱状態で採取した．採取した不攪乱土壌は，加圧板を用いて脱水し，その保水・収縮特性を調べた．攪乱土壌は，水流を当てながらふるい分けし，残存する土塊の割合とそれらの含水比を測定した．代かき土壌中には，含水比が明らかに低い土塊が，代かき直後のみならず，3ヶ月の湛水期間を経ても残存しており，これらの土塊の割合は，代かき強度の増加に伴い減少した．このことから代かき強度の違いによる土壌構造の違いは，代かき後3ヶ月を経過しても残存していると結論した．また，代かきによる保水•収縮特性への影響は，時期，土層，サクション領域により異なる傾向を示すことを明らかにした．短期的な代かき強度の影響は，全サクション領域における保水量の違いとして5－9cm層で，また，100kPaにおける気相比の違いとして0－4cm層において現れた．代かき強度の違いによる保水量の差異は，練り返しによる硬化に起因するものであると考察した．また，気相比の差異は，練り返しによる力学強度の均一化に起因するものであると考察した．一方，長期的な代かき強度の影響は，3ヶ月間の保水量の変化の違いとして現れた．0－4cm層では，保水量はすべてのサクション領域で増加するが，5－9cm層では高サクション領域の保水量のみが増加した．このような，長期間の湛水に伴う保水量の変化と層位によるこれらの傾向の差異については，還元の進行による親水性物質の増加や自重の拘束の影響等が重要な要因として挙げられるが，そのメカニズムについては今後の研究課題とした．さらに，代かき強度による収縮時の気相の増加特性の違いが，湛水期間中に消失する一方で，土塊の含有率の違いは湛水期間中に消失していないことから，代かき強度による亀裂形状パターンの違いは，土壌構造の差異によるわずかな力学的強度の不均一性によりもたらされるものであり，採取試料の収縮特性からは評価できないと結論した．

以上，水稲作付け条件下にある粘土質水田における亀裂の形成を支配する営農的要因およびそれらの作用機構を実験的，理論的に解明した．

2．亀裂形成制御への応用と課題

1)粘土質水田の排水改善への応用

暗渠が設置された圃場において，地下排水のスムーズな水みちとして大きな屈曲の少ない亀裂の形成を促進するためには，代かきを強く行い，水稲の蒸散の盛んな時期に乾燥させる．また，条間隔は，通常より広げる．但し，広げすぎると，亀裂が複線化し，個々の亀裂が小さく連絡性の悪いものとなる．同時に，裸地部分が広くなり，圃場の乾燥も進みにくい．なお，本研究では，条間隔のみを検討したが，株間を広げることによっても同様な効果が期待される．

実際に水稲が栽培されている条件の下で，排水性の向上のための亀裂の制御を行うとした場合，さらに検討を要する点としては，1) 水稲の収量や品質に影響が及ばず，かつ有効な亀裂の形成が可能な圃場の乾燥時期および乾燥強度，2) 排水性の向上に効果のある亀裂制御処理（条または株間隔の調整）の位置及び配置，が重要と考えられる．いくらでも乾燥させることが可能であれば，大亀裂の誘起は特に難しいことではない．しかし，作物の栽培下では，乾燥程度に制約があり，それ故，効果的な亀裂の制御に意味があることを考えれば，1) の点の検討は重要である．2) については，暗渠と亀裂との連絡を考えれば，暗渠に直交する方向の亀裂の誘起が，最も効果的であると推察される．

大亀裂が形成されると，亀裂部以外は緻密な構造となる．そのため，畑として用いる場合には，砕土性や作物の根圏環境に悪影響を及ぼす．また，条間隔や株間を全体的に拡大するとなれば，水稲の作付体系を大幅に変更することになる．そのため，大亀裂の誘起は，圃場全体に施すのではなく，局所的な処理が適当であると考えられる．大亀裂を誘起する部分以外では，むしろ大きな亀裂を抑制し，土壌の粗間隙の発達を促すことが望ましい．粗間隙に富んだ土壌は，フライアビリティーが高く，砕土性に優れている[131]．そのためには，水稲を密植にし，代かきを過剰に行わないことが効果的である．また，冬作物や，前作の刈りあと（地上部を刈り取った後放置された残根）が存在すると，春期の乾燥に伴う土壌の収縮により，微細亀裂が発達しやすく，土壌構造の形成が進みやすいことが示唆されている[142][143]．土壌の物理性が劣悪で，排水性も悪い畑

転換初年目の営農条件を改善するためには，このような水稲栽培期間中の亀裂の制御と収穫後の適正な圃場の管理の組み合わせが必要と考えられる．

2）耕作放棄田の簡易な管理への応用

耕作放棄田では，管理主体が不在もしくは管理する余裕が無いのが通例である．そのため，多くの場合，落水された水田の状態で放置される．放棄された直後は，湿潤な状態のため，アシなどの多湿を好む植物が圃場面を覆う．しかし，乾燥が進むと，亀裂が発生し，圃場面は，より乾燥しやすい状態となる[141]．そのため．放棄田を農地として維持するためには，湛水を維持し，アシの侵入をくい止めるのが，最も容易な方法である．しかし，水の供給が途絶えれば，即座に大亀裂が土層の深部に達するおそれがある．そのため，乾燥することを念頭に置き，大亀裂の発生を抑制し，下層の乾燥を防ぐ管理も可能ならば必要と考えられる．そのためには，植物の根系で圃場表面を均等に覆い，同時に下層からの水分の吸収は少なく抑えるのが効果的であろう．このための方法としては，畦畔や法面の植被に用いられる植物などによる圃場面被覆が考えられる．隣接する棚田の上部を放棄し，下部を耕作する場合など，水田団地内の一部が放棄される場合には，このような簡易な管理も選択肢の一つとして考えられる．

本論文では，これらの営農的な技術の可能性とその物理的な根拠を示すにとどまっており，技術化に際しては更なる実証試験が必要である．今後の技術の検証や応用の場において，本論文が有用な情報となれば幸いである．

参考文献

1．足立一日出（1993）代かきによる水田の浸透抑制に関する研究．農工研報告，32, 1-62

2．Adams, J.E. and H.J. Hanks (1964) Evaporation from soil shrinkage cracks. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 28, 281-284

3．Aitchison, G.D., J.W. Holmes (1953) Aspects of swelling in the soil profile. Aust. J. Appl. Sci., 4, 244-259

4．天谷孝夫・長堀金造・高橋強（1983）大亀裂に囲まれた土塊中の脱塩機構. 農土論集, 105, 1-9

5．Biot, M.A. (1941) General theory of three-dimensional consolidation. J. Applied Physics, 12, 155-164

6．Blight, G.E. (1966) Strength characteristics of desiccated clays. Proc. ASCE, SM6, 19-37

7．Bodun, P.O., S. Shibusawa. , A. Sasao, and K. Sakai (2000) Crack pattern analysis for moisture prediction in drying dredged material. 土壌の物理性, 83, 3-16

8．Bouma, J and L.W. Dekker (1978) A Case study on infiltration into dry clay soil Ⅰ: Morphological Observations. Geoderma, 20, 27-40

9．Brasher, B.R., D.P. Franzmeier, V. Valassis, and S.E. Davidson (1966) Use of saran resin to coat natural soil clods for bulk-density and water-retention measurements. Soil Sci., 101, 108

10. Bronswijk, J.J.B (1989) Prediction of actual cracking and subsidence in clay soils. Soil Sci., 148, 87-93

11. Bronswijk, J.J.B (1990) Shrinkage geometry of a heavy clay soil at various stresses. Soil Sci. Soc. Am. J., 54, 1500-1502

12. Bronswijk, J.J.B (1991) Relation between vertical soil movements and water-content changes in cracking clays. Soil. Sci. Soc. Am. J.,55, 1220-1226

13. Chertkov, V.Y. (2000) Using surface crack spacing to predict crack network geometry in swelling soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 64, 1918-1921

14. Chertkov, V.Y. and I. Ravina (1999) Tortuosity of crack networks in swelling clay soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 63, 1523-1530

15. Confesor Jr., R.B., T.P. Tuong (1997) Hydraulic properties and crack pattern of dried puddled soils under transplanted and wet-seeded rice. Philippine J. Crop Sci., 22, 18

16. Corte, A.E. and A. Higashi (1960) Experimental research on desiccation cracks in soil. Research report No.66, US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory
17. Crescimanno, G. and G. Provenzano (1999) Soil shrinkage characteristic curve in clay soils: measurement and prediction. Soil Sci. Soc. Am. J., 63, 25-32
18. Dasog, G.S. and D.F. Acton, A.R. Mermut, and E. DE Jong (1988) Shrink-swell potential and cracking in clay soils of Saskatchewan. Canadian J. Soil Sci., 68, 251-260
19. Dasog, G.S. and G.B. Shashidhara (1993) Dimension and volume of cracks in vertisol under different crop covers. Soil Sci., 156, 424-428
20. 土壌物理研究会 (1979) 土の物理学, 森北出版, 330-337
21. EL Abedine, A.Z. and G.H. Robinson (1971) A study on cracking in some vertisols of the Sudan. Geoderma, 5, 229-241
22. 江崎要・竹中肇・駒村正治 (1974) 乾燥および湿潤過程におけるヒステリシス現象について, 農土論集, 53, 39-47
23. Fox, W.E. (1964) Cracking characteristics and field capacity in a swelling soil. Soil Sci., 98, 413
24. 富士岡義一・佐藤晃一 (1968) 粘質土壌水田の乾燥について (Ⅰ), 農土論集, 25, 21-26
25. 富士岡義一・佐藤晃一 (1968) 粘質土壌水田の乾燥とキ裂について (Ⅲ), 農土論集, 26, 8-14
26. 古木敏也・根岸久雄・上村春美・佐藤寛. (1972) 重粘土地帯水田の土層改良と用排水組織に関する研究 (Ⅲ) ー新潟県潟東地区における現地試験ー. 農業土木試験場報告, 10, 141-166
27. Garnier,P., E. Perrier, A. Jaramillo and P. Bavey (1997) Numerical model of 3-dimensional anisotropic deformation and 1-dimensional water flow in swelling soils. Soil Sci., 162, 410-420
28. Giraldez, J.V., G. Sposito and C. Delgado (1983) A general soil volume change equation: Ⅰ.The two-parameter model. Soil. Sci. Soc. Am. J., 47, 419-425
29. 後藤定年・小林潤 (1957) 湿田土壌の亀裂の性状と一防止法. 農業土木研究, 25, 88-93
30. 後藤定年・小林潤 (1960) 湿田粘質土壌のキ裂による水分損失について. 農業土木研究別冊, 1, 1-7
31. Grossman, R.B., D.P. Brasher, D.P. Franzmeier and J.L. Walker (1968) Linear extensibility as calculated from natural-clod bulk density measurement. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 32, 570-573
32. Guidi G. and R.P.G. Poggio (1988) Porosity in a puddled rice soil as measured with mercury-intrusion porosimetry. Soil Sci., 145, 455-460
33. Haines, W.B. (1923) The volume-changes associated with variations of water content in soil. J. Agric. Sci., 13, 296-310
34. Hallaire, V. (1984) Evolution of crack networks during shrinkage of a clay soil under grass and winter wheat crops. In J.Bouma and P.A.C.Raats (eds.) Proc. ISSS Symposium on Water and Solute Movement in Heavy Clay Soils, ILRI Publ. No.37, Wageningen, the Netherlands, 49-54
35. Hallett, P.D., A.R. Dexter and J.P.K. Seville (1995) The application of fracture mechanics to crack propagation in dry soil. European J. Soil Sci., 46, 591-599
36. Hartge, K.H. (1984) Cracking patterns in soils caused by shrinking and swelling. In J.Bouma and P.A.C.Raats (eds.) Proc. ISSS Symposium on Water and Solute Movement in Heavy Clay Soils, ILRI Publ. No.37, Wageningen, the Netherlands, 55-58
37. Hasegawa, S. and T. Sato (1987) Water uptake by roots in cracks and water movement in clayey subsoil. Soil Sci., 143, 381-386
38. 波多野隆介 (1984) 物質移動における亀裂の役

割．土壌の物理性，49, 9-22
39. Hicks, C.R. and K.V. Turner, Jr (1999) Fundamental concepts in the design of experiments. Oxford Univ. Press, Inc., New York.
40. Hildebrandt, S. and A. Tromba (1985) Mathematics and optimal form.（小川泰・神志那良雄・平田隆幸訳　形の法則－自然界の形とパターン－）．東京化学同人，178-181
41. 東山勇（1979）軟化と硬化．土壌物理研究会編，土の物理学，森北出版，165-166
42. 東山勇・須藤清次（1965）土の力学的転移点－土のレオロジ的構造（Ⅲ）－．農土論集，14, 27-31
43. 菱沼達也（1959）シロカキの目的．山崎不二夫編，シロカキの研究，金原出版，9-16
44. 堀素夫（1967）破壊の確率論の発展－平田森三先生の業績を中心として－．応用物理，36(2), 61-64
45. 市川康明（1990）地盤力学における有限要素法入門．日科技連
46. 飯田周治・新村善男・上森晃・久津那浩三（1970）代かき方法と土壌の理学性．富山県農業試験場研究報告，4, 23-29
47. 今井五郎・鶴谷和夫（1988）浸透圧密試験について．特殊圧密試験方法に関する研究小委員会報告，土質工学会　委員会報告Ⅰ－6, 85-95
48. 井上久義（1985）圃場に発生する亀裂とその役割．土と基礎，33, 13-19
49. Inoue, H. (1993) Lateral water flow in a clayey agricultural field with cracks. Geoderma, 59, 311-325
50. Jennings, J.E.B. and J.B. Burland (1962) Limitations to the use of effective stresses in partly saturated soils. Geotechnique, 12, 125-144
51. 地盤工学会（2000）土質試験の方法と解説－第1回改訂版－．109-117
52. Johnson, W.C.(1962) Controlled soil cracking as a possible means of moisture conservation on wheatlands of the southwestern Great Plains. Agronomy J., 54, 323-325
53. Johnston, J.R. and H.O. Hill (1944) A Study of the shrinking and swelling properties of Rendzina soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 9, 24-29
54. Jury, W.A., W.R. Gardner and W.H. Gardner (1991) Soil physics fifth edition, John Willy & Sons, Chichester, England, 61-62
55. 喜田大三・川口桂三郎（1960）たんすい・還元・脱水条件の土壌構造への影響（第1報）－構造の安定性－．土肥誌，31, 375-379
56. 喜田大三・川口桂三郎（1960）たんすい・還元・脱水条件の土壌構造への影響（第2報）－構造の孔ゲキ性と土壌の保水性－．土肥誌，31, 495-498
57. Kissel, D.E., J.T. Ritchie and E. Burnett (1973) Chloride movement in unsaturated swelling clay soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 37, 21-24
58. 小橋英夫（1964）粘土の構造とその表示法について．土壌物理研究，1, 18-22
59. 古賀野寛爾・鳥山和伸・関矢博幸（1991）水稲の超早期落水栽培における低湿重粘土汎用水田の施肥管理．北陸農業試験場報告，33, 107-125
60. 向後雄二（1995）不飽和土の土質力学的特性と土質構造物の安定性に関する研究．農工研報告，34, 39-162
61. 河野英一（1976）転換畑における土壌水分の変化と亀裂の発達－段丘状水田を例として－．農土誌，44, 369-376
62. 河野英一（1979）水田作土の収縮挙動から見た工学的性質に関する研究．農土論集，81, 1-8.
63. Lachenbruch, A.H. (1961) Depth and spacing of tension cracks. J of Geophysical Res., 66, 4273-4292
64. 雷沛豊・多田敦（1987）降下浸透が代かき土壌の沈下に及ぼす影響について－ハス田の土壌工学に関する研究（Ⅰ）－，農土論集，132, 35-42
65. Lewis, R.W. and B.A. Schrefler (1998) The finite element method in the static and dynamic deformation and consolidation of porous media: Second edition. John Willy & Sons, Chichester, England
66. Lima, L.A. and M.E. Grismer (1992) Soil crack morphology and soil salinity. Soil Sci., 153, 149-153

67. 丸山利輔（1968）暗渠排水と亀裂について．農土誌，36, 247-249
68. Maruyama, T. and K. Tanji (1997) Physical and chemical processes of soil related to paddy drainage. 信山社サイテック
69. McGarry, D. and I.G. Daniells (1987) Shrinkage curve indices to quantify cultivation effects on soil structure of a vertisol. Soil Sci. Soc. Am. J., 51, 1575-1580
70. McGarry, D. and K.W.J. Malafant (1987) The analysis of volume change in unconfined units of soil. Soil Sci. Soc. Am. J., 51, 290-297
71. Mitchell A.R. (1992) Shrinkage terminology: Escape from "Normalcy". Soil Sci. Soc. Am. J., 56, 993-994
72. Mitchell, A.R. and M.Th. van Genuchten (1992) Shrinkage of bare and cultivated soil. Soil Sci. Soc. Am. J., 56, 1036-1042
73. Mitchell, A.R. and M.Th. van Genuchten (1993) Flood irrigation of a cracked soil. Soil Sci. Soc. Am. J., 57, 490-497
74. 三野徹・西垣誠・赤江剛夫（1987）pFの原理と応用：10. 不飽和土および軟らかい土の力学的性質とpF．土と基礎，35(7), 67-73
75. 宮崎毅（2000）環境地水学．東京大学出版会，133-139
76. Monte, J.L. and R.J. Krizek (1976) One-dimensional mathematical model for large-strain consolidation. Geotechnique, 26, 495-510
77. 本村悟（1969）水田土壌中における2価鉄の行動とその役割について．農技研報告，B21, 1-114.
78. 長野間宏（1998）土壌不耕起管理の意義，農業および園芸，73(1), 171-176
79. 永田靖（2001）入門実験計画法．日科技連
80. 中野啓三（1978）低湿重粘土水田の畑転換に伴う土壌物理性の推移．北陸農試報告，63-94
81. 中野政詩・雨宮悠・藤井克己・石田朋靖・石井祐二（1982）不飽和粘土の浸潤と膨潤．農土論集，100, 8-16
82. 中野政詩・宮崎毅・塩沢昌・西村拓（1995）土壌物理環境測定法．東京大学出版会
83. Nearing, M.A., S.C. Parker, J.M. Bradford and W.J. Elliot (1991) Tensile strength of thirty-three saturated repacked soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 55, 1546-1552
84. Nearing, M.A., L.T. West and J.M. Bradford (1988) Consolidation of an unsaturated illitic clay soil. Soil Sci. Soc. Am. J., 52, 929-934
85. 根岸久雄・守屋貢・多田敦・菅原和夫・上村春美（1972）重粘土地帯水田の土層改良と用排水組織に関する研究（Ⅳ）－新潟県高田地区における現地試験－．農業土木試験場報告，10, 167-205
86. 根本清一・国分欣一・増島博（1975）落水後の水田における亀裂の発生とその要因について－水田土壌の収縮挙動に関する研究（第1報），土肥誌，46, 236-240.
87. Nieber, J.L. (1982) Finite element analysis of soil moisture flow and moisture stress in a desiccating soil. K.P.Holz, U. Meisner, W. Zielke, C.A.Brebbia, G. Pinder and W. Gray (eds), Proc. 4th. Int. Conf. on Finite Elements in Water Resources, Hannover, Germany, Springer, Verlag, (11)13-(11)22
88. 農耕地土壌分類委員会（1994）農耕地土壌分類第3次改訂版
89. Painuli D.K., T. Woodhead and M. Pagliai (1988) Effective use of energy and water in rice-soil puddling. Soil and Tillage Res., 12, 149-161
90. Parker, J.C., D.F. Amos and D.L. Kaster (1977) An evaluation of several methods of estimating soil volume change. Soil Sci. Soc. Am. J., 41, 1059-1064
91. Philip, J.R. (1968) Kinetics of sorption and volume change in clay-colloid pastes. Aust. J. Soil Res., 6, 249-267
92. Philip, J.R. and D.E. Smiles (1969) Kinetics of sorption and volume change in three-component systems. Aust. J. Soil. Res., 7, 1-19
93. Pillai, U.P. and D. McGarry (1999) Structure repair of a compacted vertisol with wet-dry cycles and crops. Soil Sci. Soc. Am. J., 63,

201-210

94. Preston, S., B.S. Griffiths and I.M. Young (1997) An investigation into sources of soil crack heterogeneity using fractal geometry. Euro. J. Soil Sci., 48, 31-37

95. Preston, S., B.S.Griffiths and I.M. Young (1999) Links between substrate additions, native microbes, and the structural complexity and stability of soils. Soil Biol. Biochem., 31, 1541-1547

96. Raats, P.A.C. (1984) Mechanics of cracking soils. In J.Bouma and P.A.C.Raats (eds.) Proc. ISSS Symposium on Water and Solute Movement in Heavy Clay Soils, ILRI Publ. No.37, Wageningen, the Netherlands, 23-38

97. Raats, P.A.C. and A. Klute (1969) One-dimensional simultaneous motion of the aqueous phase and the solid phase of saturated and partially saturated porous media. Soil Sci., 107, 329-333

98. Ringrose-Voase, A.J. and W.B. Sanidad (1996) A method for measuring the development of surface cracks in soils: application to crack development after lowland rice. Geoderma, 71, 245-261

99. Ritchie, J.T. and J.E. Adams (1974) Field measurements of evaporation from soil shrinkage cracks. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 38, 131-134

100. Saito, M. (1985) Structure, structural stability and natural restructuring of lowland rice soils. Soil physics and rice, 245-260

101. 斉藤万之助・川口桂三郎（1971）水田土壌の凝集性（第1報） 稲作期間中における水田作土の物理性の経時的変化. 土肥誌, 42, 1-6

102. 櫻井雄二・佐藤晃一（1988）土壌の体積と含水量の関係－遠心力場内における土壌の挙動（Ⅰ）－. 農土論集, 138, 37-44

103. 佐藤晃一（1968）重粘土の物理特性に関する研究－粘土の収縮挙動について（Ⅰ）－. 農土論集, 24, 31-36

104. 佐藤晃一（1969）粘質土壌の乾燥履歴と収縮ならびにスレーキング特性について. 農土論集, 28, 12-16

105. 佐藤晃一（1979）収縮と膨潤, 土壌物理研究会編 土の物理学, 森北出版, 97-120

106. Sato, T., R. Yasutomi and J. Karube (1985) Studies on visible soil crack out-break in drying process and its rheological properties. 茨城大学農学部学術報告, 33, 83-93

107. Selim, H.M. and D. Kirkham (1970) Soil temperature and water content changes during drying as influenced by cracks: A laboratory experiment. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 34, 565-569

108. Sharma, P.K. and S.K. De Datta (1986) Physical properties and processes of puddled rice soils. Advances in Soil Sci., 5, 139-177

109. Sharma, R.B. and G.P. Verma (1977) Characterization of shrinkage cracks in medium black clay soil of Madhya Pradesh. Plant and Soil, 48, 323-333

110. 下島久雄（1959）代かきの行い方とその効果. 農業及び園芸, 34, 623-627

111. Smiles, D.E. (1974) Infiltration into a swelling material. Soil Sci., 117, 140-147

112. Smiles, D.E. (1995) Liquid flow in swelling soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 59, 313-318

113. Smiles, D.E. and M.J. Rosenthal (1968) The movement of water in swelling materials. Aust. J. Soil Res., 6, 237-248

114. Snyder, V.A. and R.D. Miller (1985) Tensile strength of unsaturated soils. Soil Sci, Soc. Am. J., 49, 58-65

115. So, H.B. and A.J. Ringrose-Voase (2000) Management of clay soils for rainfed lowland rice-based cropping systems: an overview. Soil and Tillage Research, 56, 3-14

116. Sposito, G., J.V. Giraldez and R.J. Reginato (1976) The thoretical interpretation of field observations of soil swelling through a material coordinate transformation. Soil Sci. Soc. Am. J., 40, 208-211

117. SSSA (1986) Methods of soil analysis: 1. Physical and mineralogical methods. 2nd

edition.
118. SSSA (1997) Glossary of soil science terms 1996
119. Stirk, G.B. (1954) Some aspects of soil shrinkage and the effect of cracking upon water entry into the soil. Aust. J. Agric. Res., 5, 279-290
120. 田渕俊雄・中野政詩・鈴木誠治（1966）粘土質の水田の排水に関する研究（3）大区画無暗キョ田の刈取り期の落水（大浜町）．農土論集，18, 18-24
121. 田渕俊雄・中野政詩・住田章・丸田勇（1966）粘土質の水田の排水に関する研究（6）小区画暗キョ田の中非カンガイ期の排水(長岡市)．農土論集，18, 39-47
122. 高田直俊・今井五郎・木山正明（1979）圧密沈下を考える 4. 浚渫粘土の圧密沈下（その1）．土と基礎，27, 101-108
123. Takahashi, T. and K. Toriyama (1998) Role of iron oxides in changes in soil microstructure with drying and reducing treatment. 土壌の物理性, 78, 35-43
124. 高橋喜彦（1933）粘土の割れ目に就いて．気象集誌，11, 564-570
125. 竹内常行（1984）続・稲作発展の基盤．古今書院，80-94
126. 田中忠次・鵜飼恵三・河邑眞・坂上最一・大津宏康（1996）地盤の三次元弾塑性有限要素解析．丸善
127. 田中耕司（1987）近世における集約稲作の形成．渡辺忠世編 稲のアジア史 3 アジアの中の日本稲作文化－受容と成熟－，小学館，293-348
128. Tariq, A. and D.S. Durnford (1993) Analytical volume change model for swelling clay soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 157, 1183-1187
129. Taylor H. M. (1972) Effect of drying on water retention of a puddled soil. Soil Sci, Soc. Amer. Proc., 36, 972-973
130. Tempany, H.A. (1917) The shrinkage of soils. J. Agric. Sci., 8, 312-330
131. Utomo, W.H. and A.R. Dexter (1981) Soil friability. J. Soil Sci., 32, 203-213
132. van der Tak, L.D. and M.E. Grismer (1987) Irrigation, drainage and soil salinity in cracking soils. Trans. ASAE, 30, 740-744
133. Waldron, L.J. and S. Daressian (1981) Soil reinforcement by roots: Calculation of increased soil shear resistance from root properties. Soil Sci., 132, 427-435
134. Waldron, L. J., S. Dakessian, and J.A. Nemson (1983) Shear resistance enhancement of 1.22-meter diameter soil cross sections by pine and alfalfa roots. Soil Sci. Soc. Am. J., 47, 9-14
135. Waller, P.M. and W.W. Wallender (1993) Changes in cracking, water content, and bulk density of salinized swelling clay field soils. Soil Sci., 156, 414-423
136. Wijeyesekera, D.C. and M.C. Papadopoulou (2001) Cracking in clays with an image analysis perspective. In Adachi, K. and Fukue, M. (eds.) Clay Science for Engineering, Balkema, Netherlands,437-442
137. 山崎不二雄・竹中肇・田淵俊雄・多田敦（1965）粘土質の水田の暗渠排水における心土亀裂の役割．農業土木研究，32, 151-159
138. 矢沢正士（1977）粘土質土壌の収縮挙動におよぼす吸着カチオンの影響．農土論集，67, 30-36
139. 矢沢正士・前田隆（1982）非火山性土壌の不攪乱試料の収縮挙動と土壌構造の関係について－粘土質土壌の理工学性と土壌構造に関する研究（I）．農土論集，101, 33-45
140. Yoder, R.E. (1936) A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. Am. Soc. Agron., 28, 337-351
141. 吉田修一郎・高木強治・足立一日出・増本隆夫（1997）気象条件の変化に伴う中山間地耕作放棄田の土壌物理性の変化．農土論集，191, 75-83
142. 吉田修一郎・伊藤公一・足立一日出（1997）重粘土転換畑への冬作物の導入による圃場の排水性の改善．土壌の物理性，76, 3-12
143. Yoshida, S. and K. Adachi (2001) Effect of

roots on formation of internal fissures in clayey paddy soil during desiccation. 土壌の物理性, 88, 53-60

144. Yule, D.F. and J.T. Ritchie (1980) Soil shrinkage relationships of Texas vertisols: Ⅰ. Small cores. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 1285-1291

145. Yule, D.F. and J.T. Ritchie (1980) Soil shrinkage relationships of Texas vertisols: Ⅱ. Large cores. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 1291-1295

Mechanisms of Crack Formation in Clayey Paddy Fields

−The Effects of Farming on the Formation and Geometry of Cracks−

Shuichiro Yoshida

Summary

Rotational cultivation of wetland rice and upland crops in paddy fields is common in Asian countries. In clayey paddies, however, the deterioration of drainage efficiency and soil structure during the rice cropping period remains a problem to be solved. In humid regions, the intentional improvement of drainage efficiency is essential for the cultivation of upland crops in clayey paddies. In clayey puddled paddy fields, cracks form easily due to desiccation, and they play an important role in the drainage of excess water. Thus, management of cracking in fields under rice cultivation is beneficial. Research into crack formation in soil and the resultant geometry has been encouraged by both scientific interests and the needs of both agriculture and civil engineering. Geologists have focused on mud cracks not affected by vegetation and have tried to simulate the formation of geometric patterns. However, the phenomena of cracking and of crack patterns have not been completely elucidated because of the unexpected heterogeneity governing the progress of cracking. Agronomists have focused on the cracks occurring in fields under cultivation. While many researchers have pointed out the relationship between cultivation of a field and the formation of cracks, the mechanism underlying crack formation has not been successfully analyzed from a theoretical point of view. This study aimed to clarify the factors affecting crack formation in clayey paddy fields and to elucidate the mechanisms underlying cracking from a physical standpoint.

First, in order to clarify the effects of farming on crack geometry, an experiment based on the experimental design theory was performed in a clayey paddy field during the cultivation of wetland rice. The soil was clayey, montomorillonitic, mesic, typic Epiaquepts, and contained 34-38% clay. The factors and levels to be assigned to the experimental field were 1) transpiration from rice (allowed or not allowed) , 2) row spacing (30 cm or 60 cm), and 3) puddling intensity (light, medium, or heavy). From May through July, the field was submerged. The surface water was released in August in order to induce cracks. The cracks that appeared between rows of rice plants were traced onto transparent seats, and their geometrical patterns were quantified through an image analyzing procedure. The following indices were proposed to quantify the peculiar crack geometries in inter-row spaces: '*CDI*' (Crack Directional Index) for the mean direction of cracks with respect to rows, '*EW*' (Equivalent Width) for the mean width of cracks, and '*CP*' (Compactness) for the complexity of the crack geometry. Analysis of variance (ANOVA) for each index led statistically to the following conclusions. 1) Transpiration from rice plants in rows induces linear cracks running parallel to the rows. 2) Widening the space between rows increases the mean width of cracks. 3) Intense puddling induces wide linear cracks and simplifies the cracking geometry.

Received : 22 October, 2002
Hokuriku Research Center, National Agricultural Research Center

Secondly, a numerical model and laboratory experiments were used to analyze the mechanism by which the transpiration from row-planted rice induces linear inter-row cracks. The shrinkage behavior of clayey puddled soil, which can be regarded as the consolidation of saturated soil subject to negative pore water pressure, was simulated by a numerical model based on the 2-dimensional elastic consolidation theory. The model, which was developed for this experiment, describes how row-planted crops' absorption of water induces the water's bidirectional movement, and it predicts the deformation of the soil and the distribution of effective stress. The model requires parameters to specify mechanical and hydraulic properties of the soil. These parameters can be determined from the *e-log p* (void ratio and mean stress) relationship and the *e-log k* (void ratio and saturated hydraulic conductivity) relationship. The calculations were performed using the finite element method (FEM). The validity of the model was verified by the results of laboratory experiments that modeled the phenomenon observed between the inter-row spaces. These experiments were conducted as follows. An acrylic rectangular container, with sides made of a porous filter, was filled with a paste of clayey soil. The moisture in the soil was extracted horizontally from the filters by a constant suction. The water suction in the soil was measured with porous cups connected to pressure transducers. The formation of cracks was recorded by tracing the surfaces of the soil sample. This revealed the occurrence of cracks induced by bidirectional water movement, as well as the correspondence between the locations of cracks and the predicted distribution of tensile effective stress. Thus, it is proved that linear inter-row cracks inevitably occur following the balance of increasing total tensile stress and suction. Further numerical simulations demonstrated that the distribution of tensile effective stress has either single or double peaks, depending on the condition. Greater transpiration flux, wider row spacing, and a thinner layer of puddled soil induce the double-peaked distribution of tensile effective stress. This phenomenon may correspond to the field observation that the linear inter-row cracks running parallel to the rows are single at the row spacing of 60 cm, but double at the 90 cm row spacing. These issues suggest an upper limit of row spacing that is effective for enlarging the widths of linear inter-row cracks.

Thirdly, the relationship between puddling intensity and the resulting shrinkage characteristics was examined. This experiment was performed in a clayey paddy field. A randomized block design was used to carry out the experiment. Puddling intensity was examined as a unique factor. Three levels of puddling intensity - light (puddling once), medium (puddling three times), and heavy (puddling five times) - were examined in nine plots, three plots per level. From each plot, disturbed and undisturbed soil samples were taken twice: just after the puddling and three months after the puddling. A large volume of disturbed soil was sampled by inserting a plastic cylinder (diameter 20 cm, length 30 cm) into the puddled soil layer and then raking out the soil to a depth of 0-10 cm by hand. At each sampling, three replicates were taken from each plot. One of the replicates was used to determine soil water content; the others were used to quantify the amount of clods remaining in the puddled soil. A quarter of a sample (approximately 1.5 kg of wet sample) was poured into a nest of three circular sieves, each with a diameter of 200 mm and openings of 40 mm, 20 mm, and 10 mm, respectively. The sample material remaining on each sieve was scoured with tap water at a constant flow rate and from a constant height. Each clod that had not broken apart after 10 seconds of squirting was placed in a small disposable bag made of aluminum foil. The water content and weight of each of these clods was then measured. The clods with less than 80% water content by weight were regarded as 'clods remaining after puddling'. The undisturbed samples were taken from 0-4 cm and 5-9 cm layers with cylindrical samplers that were 11.3 cm in diameter and 4 cm thick. The moisture in the undisturbed

samples was extracted in a pressure chamber at backpressures of 3.1 kPa, 9.8 kPa, and 98 kPa, and the weight and volume of the samples were measured at each step. Just after puddling, the puddling intensity significantly affected the content of remaining clods. Three months after puddling, while the content of remaining clods decreased in all cases, the difference due to puddling intensity still remained. Puddling intensity also affected the water retention characteristics of the puddled soil. The effects varied between the soil layers and among the suction ranges. In the subsurface layer, puddling intensity was seen to have an effect on short-term phenomena, such as the fragmentation of large clods and hardening due to kneading. Throughout the suction range, the amount of retained water increased as the intensity of puddling increased. In the surface layer, puddling intensity was seen to have an effect on long-term phenomena, such as physico-chemical changes due to reduced conditions. Intense puddling enhanced the increment of water retained after three months in a submerged condition. The difference in the air-filled void ratio after the dehydration treatments was not revealed except at the surface layer just after puddling. This result suggests that the expected difference in the fragility of the samples against the tensile stress generated by desiccation cannot be revealed by the condition imposed in the laboratory experiment. Puddling intensity also made little difference to the areal ratios of cracks as estimated from the measured shrinkage characteristics. This estimation corresponded with the field observation. In conclusion, the important properties that control the variation in cracking geometry due to puddling intensity are derived from subtle differences in the variation in the mechanical properties of the puddled soil; these properties cannot be sensed by the shrinkage test for core samples. While the content of remaining clods does not substantially affect the water retention characteristics, it does reflect the difference in soil structure that determines crack geometry.

The results of this study are expected to provide an abundance of information useful for practicing crack management. Especially, the procedure to induce wide, straight cracks can be applied directly in order to lead surface water smoothly into under-drainage systems installed in paddy fields. However, further corroborative field studies will be of great importance to the development of techniques effective for the management of clayey paddy fields and for the stable cultivation of crops.