

公益財団法人国土地理協会 平成 27 年度学術研究助成

構造土の形成・形態維持プロセスの新提案に向けた実験的研究

研究代表者

北見工業大学工学部

助教 渡邊 達也

1. はじめに

周氷河環境下では、土壌の凍結融解作用、永久凍土の破壊や変形などによって、様々な地形（周氷河地形）が形成される。構造土は、周氷河環境下にみられる代表的な地形の一つで、大小様々な形態の幾何学模様が特徴である。20世紀初頭頃から構造土の形成プロセスに関する様々な仮説が打ち立てられ、Washburn (1956) は差別凍上 (differential frost heaving)、凍結攪乱 (frost sorting)、土壌循環 (soil circulation)、乾燥割れ目 (desiccation cracking)、熱収縮割れ目 (thermal-contraction cracking)、ジェルフラクション (gelifluction) など 19 のメカニズムに分類した。これらのメカニズムは、詳細な野外観測 (例えば, Hallet and Prestrud, 1986; Mackay, 1993)、理論的解析 (例えば, Lachenbruch, 1962; Kessler and Werner, 2003)、室内実験 (例えば, Ballantyne, 1996; Matsuoka et al., 2003) によって更なる検証がなされた。しかし、構造土の形成プロセスとその結果形成される形態の関係ははっきりしておらず、異なるプロセスから似た形態が形成されたり、同じプロセスから異なる形態が形成されるものと考えられている (French, 2007)。

構造土は、礫と細粒物質の分級によって成長する淘汰型、もしくは植生分布、土層破壊 (クラック) や微地形で象られた不淘汰型に二分され、さらに形状の違いから円形土、多角形土、網状土、条線土、階状土に細分される。淘汰型構造土は植生が疎らな礫質地盤に、不淘汰型構造土は植生に覆われた低湿地帯に広く分布する。円形土と多角形土は、平坦面や緩傾斜面に広く分布する。円形土は活動層 (季節融解層) 内での不等凍上、凍結攪乱、土壌循環などで形成される一方、多角形土は熱収縮割れ目あるいは乾燥割れ目の繰り返しにより形成される。斜面上では、斜面プロセスの作用が加わることで、構造土の形態は斜面方向へ引き延ばされ、網状土、条線土、階状土などへ形態が変化する。

これまでの研究により、地盤物質の粒径コントラストが鍵となる淘汰型構造土に関しては淘汰プロセスの解明が進展した (例えば, Kessler and Werner, 2003)。一方で、植生と土壌の複雑な相互作用や凍土の熱変形、熱的破壊を伴う不淘汰構造土に関してはまだ未解明な点が残されている。その一つとして、不淘汰型多角形土の成因が挙げられる。不淘汰型多角形土は、そのサイズによって小型 (径数十 cm)、中型 (径 1~3 m)、大型 (径 10~30 m) に分類される。小型多角形土の成因は乾燥割れ目、大型多角形土の成因は地盤の急激な冷却による熱収縮割れ目であることが広く支持されているが、中型多角形土の成因に関しては明確にされていない。筆者は、北極圏スピッツベルゲン島中央部アドベントダーレン谷 (Adventdalen) の沖積扇状地面に中型多角形土の分布を確認した。この中型多角形土は地表面クラックによって縁取られているが、植生に覆われた地表面でのクラックを乾燥割れ目起源と解釈するのは不適切であり、また、数 m 間隔で生じるクラックを熱収縮割れ目起源とするのは力学的に説明し難い。中型多角形土は、世界各地の周氷河環境下での分布が報告されている (例えば, Reynolds et al., 2008) が、その形成・形態維持プロセスを解明した事例はみられない。そこで本研究では、現地での調査・モニタリングデータをもとに、表層地盤環境を模した実験土層を作成して低温室で凍結融解サイクル試験を行い、北極圏スピッツベルゲン島に分布する中型不淘汰多角形土の土層変形・破壊メカニズムの実証を目指すことを目的とする。

2. 現地調査

(1) 調査地域の概要

北極圏スバル諸島は、北緯 74°~81°、東経 10°~35°に位置する諸島群で、その面積はおよそ 61,200 km² である (図 1a). 本研究の調査地域であるアドベントダーレン谷は、諸島群最大の島であるスピッツベルゲン島の中央部に位置するU字谷である (図 1b). 谷の全長は約 27 km, 谷幅は 5~6 km であり、標高 800~900 m の山々に縁取られる. アドベントダーレン谷を囲う山々はペルム紀前期から古第三紀にかけてのほぼ水平な堆積岩で構成されており、南西方向に向かうにつれて新しい岩石が露出する (Dallmann et al., 2001). 数度に渡る氷河作用によって堆積岩が侵食され、現在の幅広い U 字谷が形成された. アドベントダーレン谷の谷底部にはアドベンテルバ川が流れており、下流部 20 km に渡って大規模な網状河川システムを形成している. 両岸には、退氷後のアイソスタティッククリバウンドにより継続する隆起と、アドベンテルバ川の下刻作用によって河岸段丘が発達する. 段丘上には、支谷の出口から伸びる沖積扇状地がみられる. また、段丘の縁では、アドベンテルバ川の氾濫原に堆積したローム質の河川堆積物を起源とする風成レスが厚く堆積している (Bryant, 1982).

アドベントダーレン地域は、寒冷乾燥な気候下に属する. アドベントダーレン谷の入り口から 6 km 西方のスバル空港における 1961~1990 年の年平均気温は -6°C, 年平均降水量は 190 mm である (Hanssen-Bauer et al., 1990). だが、2000 年以降、本地域は年平均気温が -2°C 前後となるような極端に暖かい年を数回記録している (Førland et al., 2009). 降水量の多くは、冬季の降雪によるものである. しかしながら、冬季は強い南東風が卓越し、積雪が吹き払われるため、積雪深はせいぜい 30 cm 程度と薄い. 冬季卓越風向と平行に伸びるアドベントダーレン谷は、とりわけその影響が大きい (Christiansen

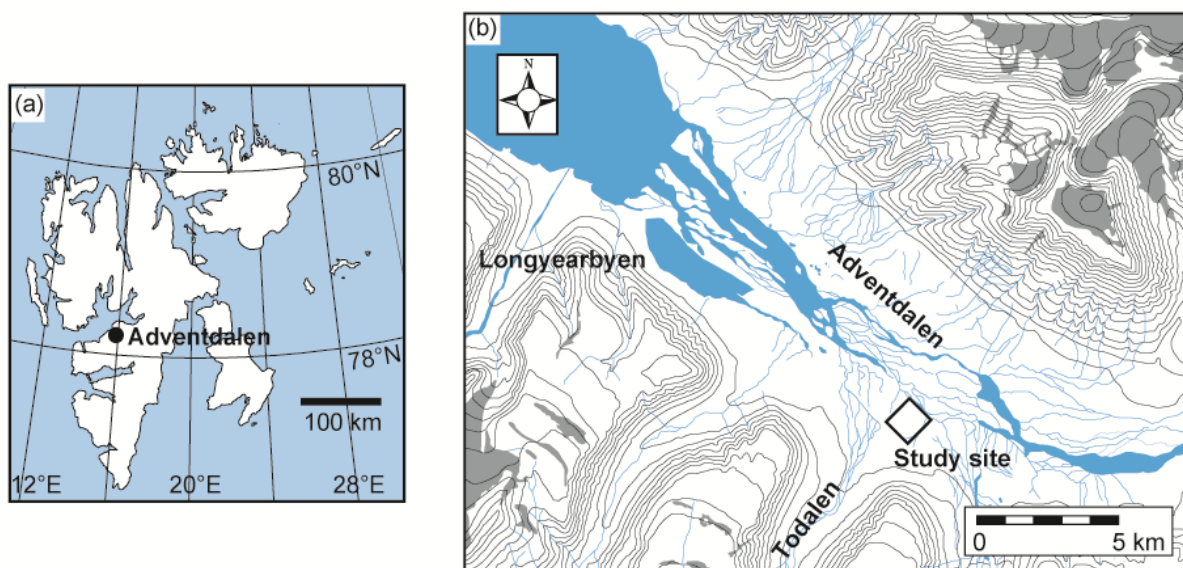


図 1. 調査地の位置. (a) スバル諸島の概略図. (b) スピッツベルゲン島アドベントダーレン下流域の地形図. コンター間隔 50 m.

et al., 2013).

本研究の調査地は、アドベントダーレン谷の支谷であるトダーレン谷(Todalen)から伸びる沖積扇状地の扇端部である(図2)。調査地は、扇状地末端部方向および両側方向へ緩やかに傾斜している($<1^\circ$)。扇状地を横断するように道路が建設されたため、扇状地上の自然流路の多くは寸断され、現在の河川活動は主に扇状地西側の穿入部が中心となるとともに、東側の凹地をわずかに流れる程度である。かつての古流路の跡は、空中写真上で暗色の線状模様で識別できる。本調査地を含め、アドベントダーレン谷に分布する沖積扇状地で沖積作用が休止している箇所では、周氷河作用によって多様な地表面形態がみられる(De Haas et al., 2015)。調査地の上流側では、無植被のパッチ模様が特徴的なマッドボイル(図3a)が広く分布する。マッドボイルの大きさは径40~200 cmで、その周囲は植被に覆われる。調査地中央部にもマッドボイルが分布するものの、マッドボイル部分は周囲より窪んでおり、その周囲には本研究の対象である中型多角形土がみられる(図3b, 4)。中型多角形土は不規則な開口クラックで縁取られ、その大きさは径100~250 cmである。本稿では、この構造土を複合型構造土として記載する。調査地の東側部分は低湿地帯となっており、高さ15~25 cm、径30~60 cmのハンモック(図3c)が広く分布する。本調査地では、扇状地末端部に向かうにつれて沖積堆積物の上を風成レスが厚く覆う傾向があり、地表面は径10~30 mの大型多角形土(図3d)が卓越する。大型多角形土を縁取るトラフの直下には、永久凍土内部にアイスウェッジ(氷楔)が存在している。

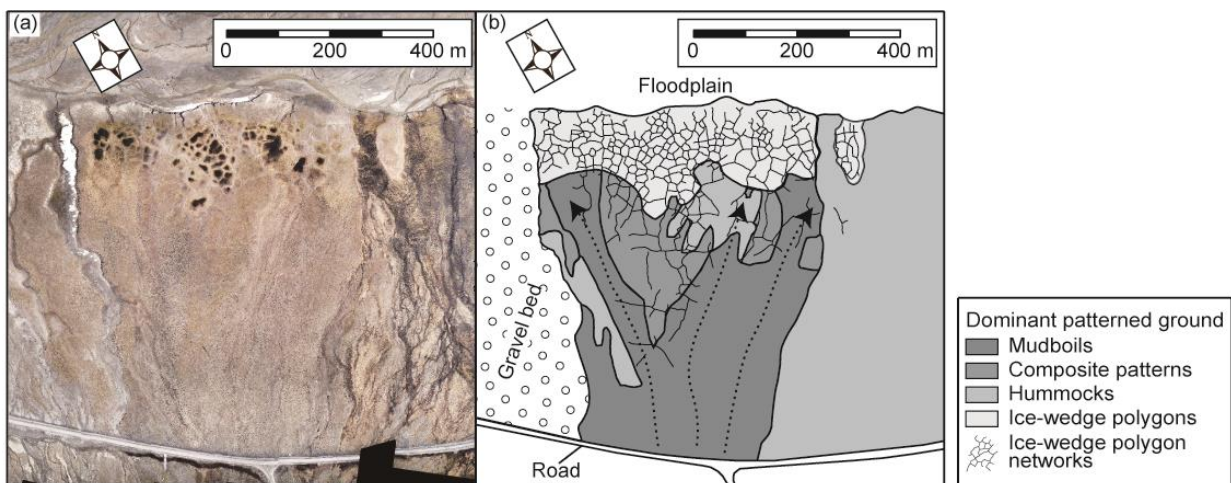


図2. (a) 調査地の空中写真. (b) 調査地の構造土分布図. 矢印は古流路跡を示す.

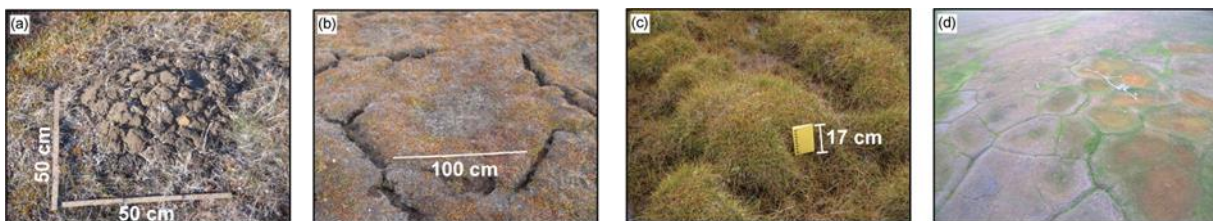


図3. 調査地に分布する構造土. (a) マッドボイル. (b) 複合型構造土(マッドボイル&中型多角形土). (c) ハンモック. (d) アイスウェッジポリゴン(大型多角形土).



図 4. 複合型構造土の立体モデル. UAV (Unmanned aerial vehicle)と SfM (Structure from motion)により作成.

(2) 構造土の内部構造

複合型構造土を対象に 3 地点で活動層 (季節融解層) のトレンチを行った (図 5). 活動層は主にシルト質の風成堆積物からなるが, 凍結擾乱の影響を受けており明瞭な水平成層構造はみられない. 地表面がマッドボイルで特徴づけられる中心部 (Centre) は, 粘土分の多い密な土壌からなる. 粒度分析を行った結果, いずれのピットでも共通して高い粘土含有率 (16.5–26.0%) を示し, 深さ方向の変化は小さかった (表 1). 一方, 植生で覆われた縁辺部 (Margin) の表層には薄い (< 5 cm) 有機質層が認められ, その下部は根系を含む暗色土層で構成される. 縁辺部の活動層上部は粘土含有率が低く (3.6–7.9%), 下部ほど細粒分が多くなる傾向が認められた. 活動層下部では, 中心部と縁辺部との間の粒度分布の差が小さく, ピット断面に粘土質下層土の突き上げ構造が認識できる. このことから, 活動層下部の粘土質土層が凍結融解の繰り返しによって地表面に突き上がり, マッドボイルが形成されたと考えられる.

Pit 2, 3 では, 活動層内の体積含水率と熱特性値を測定した (表 2). 体積含水率は, 縁辺部表層での比較的低い値 (それぞれ 24.3%, 21.8%) を除くと, 33.4% から 43.6% の値を示し, 大きなばらつきはみられなかった. 熱拡散率および熱伝導率は, 中心部では深さ方向に大きな変化はみられなかった ($0.20\text{--}0.31\text{ mm}^2\text{ s}^{-1}$, $0.99\text{--}1.33\text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$). 一方, 縁辺部では, 有機物の含有や空隙の影響などにより表層付近で低い値 ($<0.11\text{ mm}^2\text{ s}^{-1}$, $<0.28\text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$) となった. 活動層下部では, 中心部と縁辺部との間に熱特性の大きな違いはみられなかった. 断面観察, 粒度組成, 熱特性値の結果から, 研究対象の複合型構造土で土壌構成に大きな違いがあるのは活動層上部に限られることが分かった.

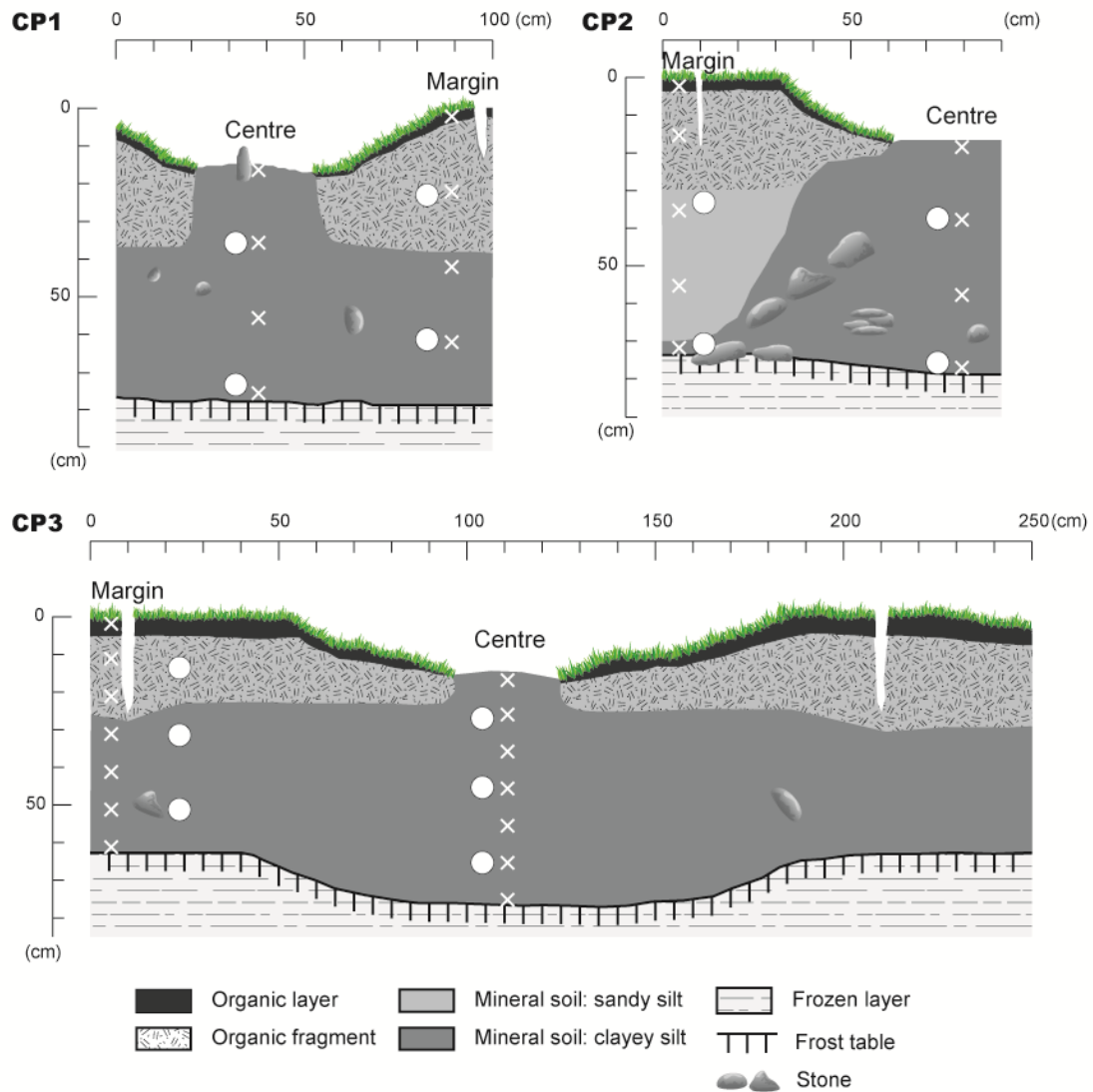


図 5. 活動層トレンチ断面. ○印 : 土壌試料採取箇所. ×印 : 土壌物性測定箇所.

表 1. トレンチ断面から採取した土壌試料の粒度組成.

Pit	Centre					Margin				
	Depth (cm)	Phi scale (%)				Depth (cm)	Phi scale (%)			
		<2	2-5	5-8	8<		<2	2-5	5-8	8<
CP1	15	4	31	29	26	20	15	67	14	4
	55	5	32	47	17	60	3	60	28	8
CP2	15	4	32	38	26	20	8	65	20	8
	55	3	27	44	26	60	7	42	34	18
CP3	10	5	34	39	22	10	8	78	6	7
	30	4	31	47	19	30	9	58	21	12
	50	6	35	41	19	50	6	51	28	15

表 2. 活動層の土壌物性値.

Pit	Centre				Margin			
	Depth (cm)	Water content (%)	Thermal diffusivity	Thermal conductivity	Depth (cm)	Water content (%)	Thermal diffusivity	Thermal conductivity
CP1	2		0.20	0.99	2		0.11	0.11
	15		0.27	1.24	20		0.25	1.19
	35		0.22	1.15	40		0.25	1.19
	55		0.31	1.20	60		0.28	1.27
CP2	2	40.6	0.29	1.22	2	24.3	0.09	0.17
	15	41.2	0.27	1.21	10	43.6	0.17	0.88
	35	39.8	0.21	1.05	30	43.2	0.20	1.02
	55	37.9	0.29	1.33	50	43.4	0.17	0.88
					70	41.7	0.28	1.25
CP3	2	40.9	0.31	1.27	2	21.8	0.10	0.28
	10	40.5	0.28	1.29	10	37.2	0.16	0.77
	20	39.2	0.28	1.20	20	35.8	0.19	0.88
	30	36.9	0.22	1.07	30	35.4	0.15	0.67
	40	33.8	0.27	1.16	40	33.4	0.20	1.01
	50	34.6	0.27	1.23	50	39.3	0.27	1.28
	60	35.7	0.27	1.24	60	38.6	0.26	1.19

(3) 現地モニタリング

複合型構造土を対象に各種観測計器を設置し、活動層の地温と土壌水分、地表面の垂直変位、水平変位のモニタリングを行った (図 6)。

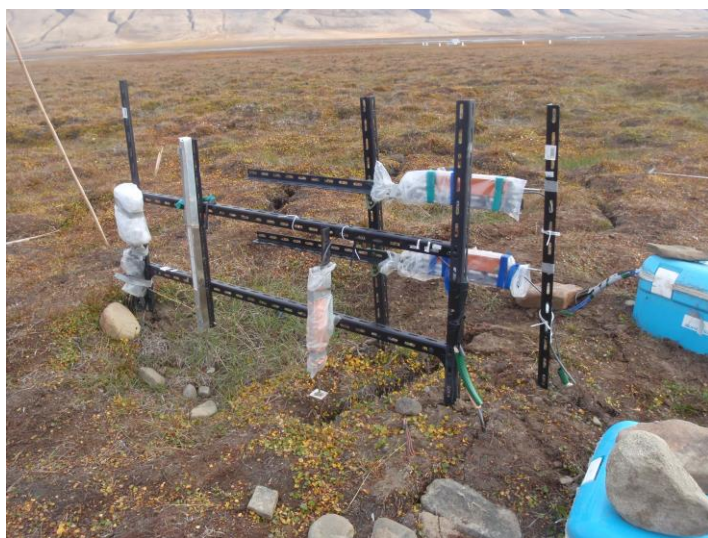


図 6. 現地モニタリングシステム.

地温

図7は、複合型構造土サイトにおける1年間の観測データをまとめたものである。地温データに基づくと、活動層厚は60 cm程度である(図7a)。地表面温度は夏季には10°Cを超える一方、冬季は-10°Cを下回り、季節変化が大きい。中心部と縁辺部の地温条件を比較してみると、2点間の差は初冬の時期に大きくなった。図8は初冬の地温データをクローズアップしたものである。季節凍結は10月中頃に始まった。その後、中心部の地表面温度は11月中旬まで-2~0°Cで推移した一方、同時期の縁辺部の地表面温度は-8~-1°Cの間を変動した。このような地温条件の違いは、(1)縁辺部では地表面クラックから冷気が入り込みやすいこと、(2)微地形の影響で凹型の中心部は積雪による断熱作用がより強まることが関連していると考えられる。

土壌水分

土壌水分も地温同様に季節的な変化を示した(図7b)。融解期の土壌水分量は40% vol.前後と高い状態で推移するが、凍結期は8% vol.以下と低くなる。初冬季の凍結進行とともに土壌水分量は急激な低下を示すが、その直前にわずかに水分量の上昇がみられる。この変動は、アイスレンズ形成面への土壌水分の移動を示唆するものであることが考えられる。

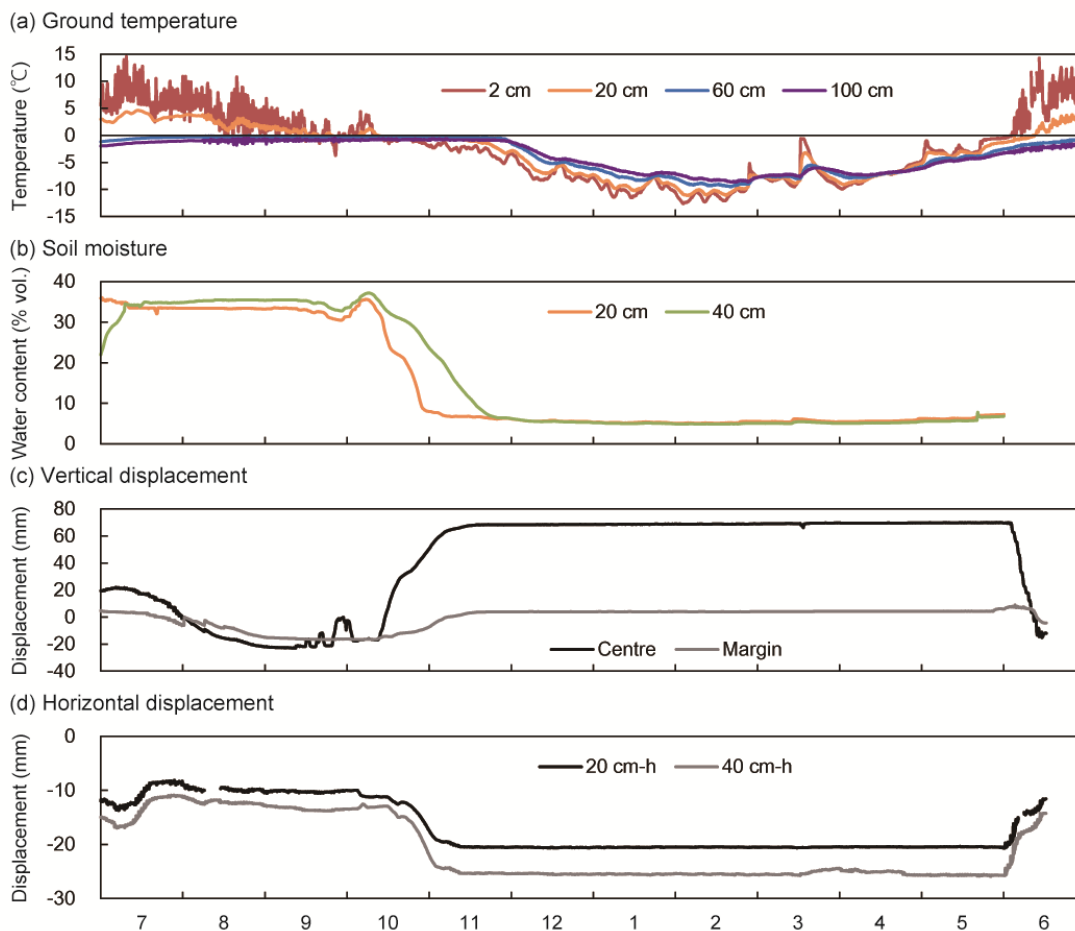


図7. 現地モニタリングデータ。(a) 地温(中心部)。(b) 土壌水分(中心部)。(c) 垂直変位。(d) 水平変位(地表面クラック)。

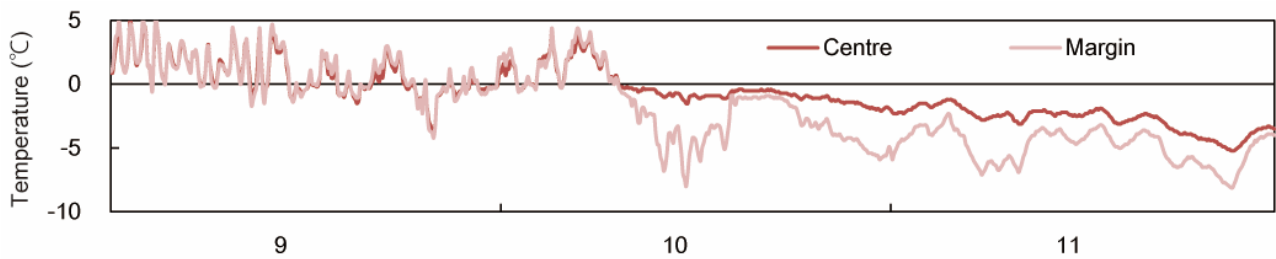


図 8. 初冬季における地表面温度の変化.

垂直変位

地表面の垂直変位は、凍結融解に応じた季節的サイクルを示すとともに、中心部と縁辺部との間で大きな差別凍上が認められた (図 7c). 凍結進行期における平均凍上速度は、中心部で約 6 mm/day, 縁辺部で約 1 mm/day となった. 中心部での大きな凍上は、地表面温度が -2°C 以下に低下し、土壌水分量の減少が落ち着くまで継続した. 中心部の凍上量が約 90 mm であるのに対し、縁辺部の凍上量は 30 mm 程度であった. このような凍上量の違いは、粘土質シルトからなる中心部と砂質シルトからなる縁辺部とで土の凍上性が異なることによる.

水平変位

地表面クラック上に設置した水平変位計は、クラック幅が凍結進行期に閉じ、融解期に広がる傾向を捉えた (図 7d). 凍結進行期におけるクラックの閉じ幅は約 20 mm 程度で、中心部での急激な凍上現象の終息とともに、クラック部分の変動も落ち着く. 厳冬期にクラックの水平方向への変状は認められないことから、熱収縮クラッキングはこのクラックの形成プロセスとは言い難い. また、クラックが拡大するのは、表層が湿潤状態である融雪直後であることから、乾燥クラックも形成プロセスとしての可能性は低い. クラックの開閉は凍結融解のタイミングと一致していることから、凍上・沈下が地表面クラックの開閉に寄与している可能性が高いと考えられる. しかしながら、凍上・沈下は鉛直方向の動きが主であるため、地表面クラックの形成や変形が凍上・沈下によって生じるというプロセスは現状では懐疑的であり (Washburn, 1956), さらなる実証が必要である.

3. 室内実験

(1) 実験土槽

図 9a は、本研究で使用した実験装置である. 実験装置の土槽は厚さ 1 cm の透明なアクリル製容器を使用している. その内寸は深さ 30 cm, 横幅 35 cm, 奥行き 15 cm である. 土槽の側面と底部には、冷却時に温度損失を防ぐ目的で厚さ 5 cm の断熱材を取り付けた. 正面には実験中の様子を観察することができるよう厚さ 5 cm のアクリル板を設けた. また、目視による計測の目安として縦横 1 cm 間隔に線を引き、マスを書いたアクリルシートを土槽内面に貼り付けた. さらに、その内側に透明無地の OHP シートを貼り付けた. これは凍上の際に、土と側壁との間に生じる摩擦の影響をなくするためのもので、シリコンスプレーと KURE5-56 を混ぜて貼り付けた.

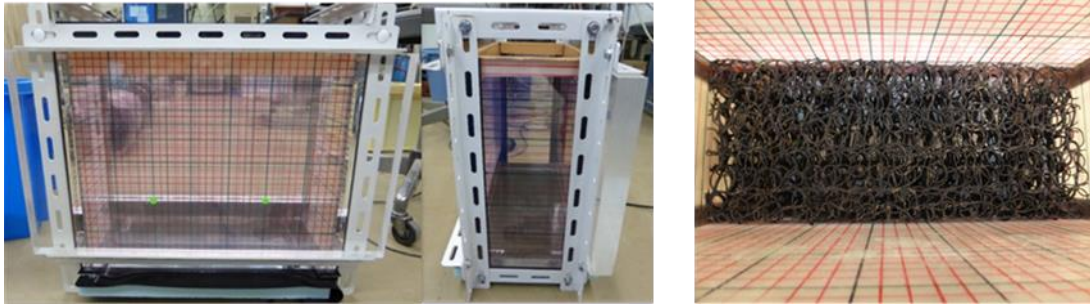


図 9. (a) 実験で使用したアクリル製容器. (b) もやいドレーンマット.

土槽底部には、図 9b のように高さ 5 cm のもやいドレーンマットを敷設した。そこに水を満たして帯水層を設けることで、凍上現象における下方からの水分供給が十分になされるようにした。また、帯水層と土層の境界には不織布を敷設して、土粒子が土槽底部へ沈殿するのを最小限に抑えた。温度センサーやマーカーを設置しながら土試料を詰め、地表面に冷却板と重錘を取り付けた。温度センサーは 5 cm 間隔で埋設し、データロガーを用いて 1 分間隔でデータを記録した。

(2) 冷却装置と温度条件

凍結融解実験は、温度調節が可能な低温装置に入れて行った。実験中の低温装置は 1°C で一定に保った。実験土槽の凍結融解は、温度制御が可能な恒温水槽と冷却板を用いて行った。恒温水槽内を低温になっても凍らない不凍液で満たし、恒温水槽と冷却板を接続して不凍液を循環させながら凍結融解をさせた。また、低温装置内に一眼レフカメラを設置して実験中の様子を 10 分に 1 回の間隔で自動撮影した。

図 10 に本実験の温度条件を示す。冷却板の温度は 0°C 一定で 48 時間設定し、全体を地表面からゆっくりと冷やしていく。その後、凍結を開始するが、土中の水が氷となるよう相変化させるために冷却板を -10°C まで一気に下げ、サーマルショックを与える。-10°C に達した後、0.5 時間一定に保ち地表面から凍結を入れていく。-4°C まで引き上げた後、1 時間に 0.15°C ずつ温度を下げていく。50 時間かけて -11.5°C まで下げた後、今度は 1 時間に 2°C ずつ温度を上げていく。25°C に達した後、温度はそのままで 48 時間融解させる。土中温度がすべてプラスになったことを確認できたら実験を終了した。

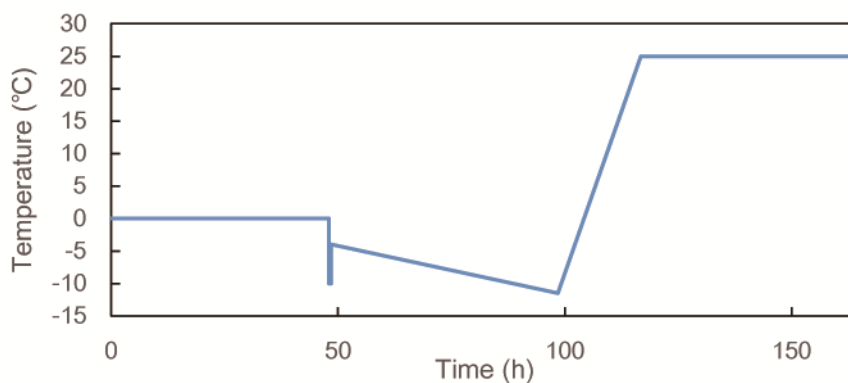


図 10. 恒温水槽の温度条件.

(3) 土試料

野外調査・観測の結果を基に、不等凍上現象が再現できるよう凍上性の高い粘土質試料と凍上性の低い砂質試料を準備した。まず、凍上性の高い土試料として十勝風化火山灰 (Tokachi soil) を選定した。図 11 に示すように、十勝風化火山灰と複合型構造土中心部を構成する土とを比較すると、粒径幅が広いという点で共通している。細粒分含有率はやや低い、室内凍上試験で高い凍上性を示した。実験では、現場から採取してきた十勝風化火山灰を乾燥させ、次に 2 mm ふるいを用いて土をふるい、通過したものを使用した。1 回の実験に使用する土は、実験条件によって異なるが概ね 11 kg 前後であった。初期含水比を計測した後、十勝風化火山灰が最も締め固まる含水比 80%程度を目標に水を加えながらよくかき混ぜ、土全体に馴染むようにした。含水比調整が終了した後、手のひらサイズでよく握って締め固め、土槽へ隙間なく詰めた。

凍上性の低い砂質試料として、豊浦砂、訓子府土 (軽石含みの火山堆積物)、珪砂 8 号 (Silica sand) を準備し、最終的には現地の土層と粒径分布に近い珪砂 8 号を用いた。図 11 に示すように、複合型構造土縁辺部を構成する土と同様に粒径幅は狭く、主に極細粒～細粒砂 (62.5–250 μm) で構成されている。土槽に詰める際は、適度に締め固まるように含水比を約 35% に調整した。

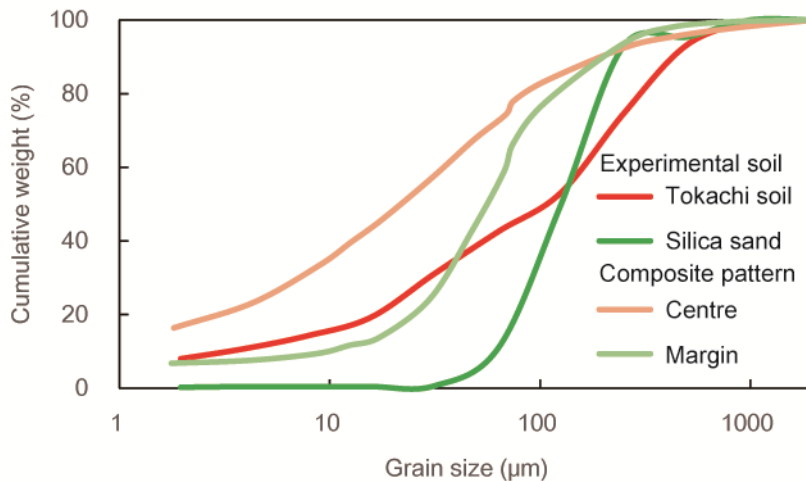


図 11. 実験用試料と現地試料の粒径加積曲線。

(4) 土層構造

実験の土層構造の設定は、現地での断面観察やモニタリングデータを考慮して試行錯誤した。そのため、図 12 に示すように計 8 ケースの土層構造で凍結融解実験を実施した。

Case 1: アイスレンズが地表面に対して傾きをもって成長すれば、横方向の変状が起こる可能性がある。そこで、砂質土を逆三角形形状にして詰めて、粘質土と砂質土の境界を斜めにし、熱伝導性が高い砂質土部分から粘質土部分へ凍結線が斜め下方に入りやすくなるようにした。

Case 2: Case 1 と同様の土層構造とし、砂質土部分の中央部に幅 1 cm、深さ 5 cm の地表面クラックを設けた。

Case 3: Case 1 と同様の土質構造とし、砂質土部分の表層 1 cm に断熱材を敷いた。断熱

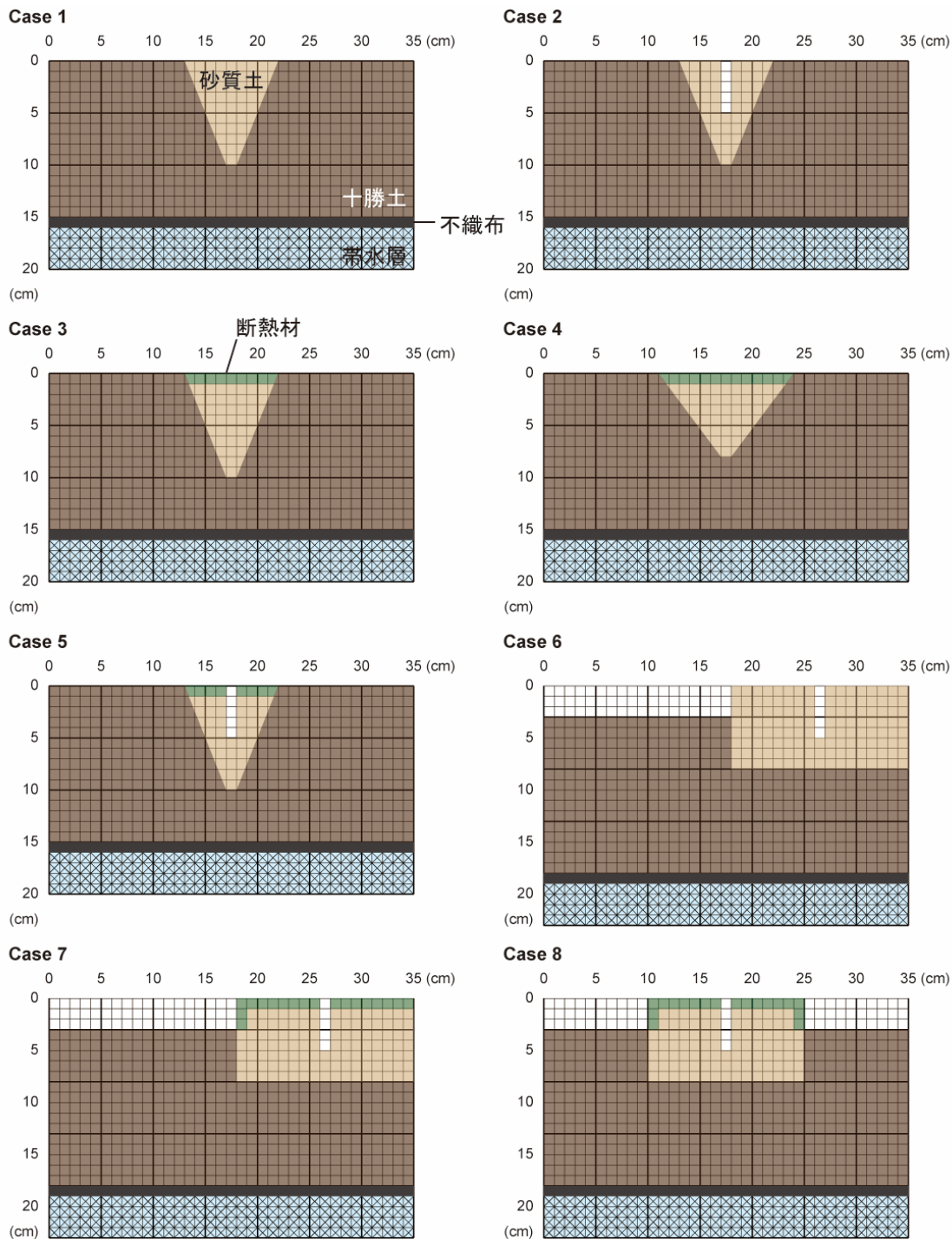


図 12. 室内実験における土層構造.

材は現地の有機質土層を反映したものである.

Case 4: Case 3 同様, 砂質土部分の表層 1 cm に断熱材を敷いた. 砂質土と粘質土の境界の角度を緩く設定した.

Case 5: Case 3 と同様の土質構造とし, 砂質土部分の表層 1 cm に断熱材を敷いた.

Case 6: 砂質土と粘性土の境界を垂直にし, 現地の微地形を考慮して, 砂質土部分と粘性土部分に 3 cm の段差を設けた. また, 砂質部分の中央部に幅 1 cm, 深さ 5 cm の地表面クラックを設けた.

Case 7: Case 6 と同様の土質構造とし，砂質土部分の表層 1 cm に断熱材を敷いた．

Case 8: Case 7 とほぼ同様の土質構造だが，砂質土部分を中央に，粘性土部分を両側に配置した．

(5) 実験結果および考察

図 13 は室内実験時における土層の温度変化を示したものである．実験開始 48 時間後にサーマルショックを与えた後，地表面から凍結が開始する． 0°C 線はゆっくりと下降していき，実験開始から約 90 時間後に 15 cm 深に達する．融解は実験開始約 110 時間後に地表面から始まり，約 130 時間後には全層が融解した．

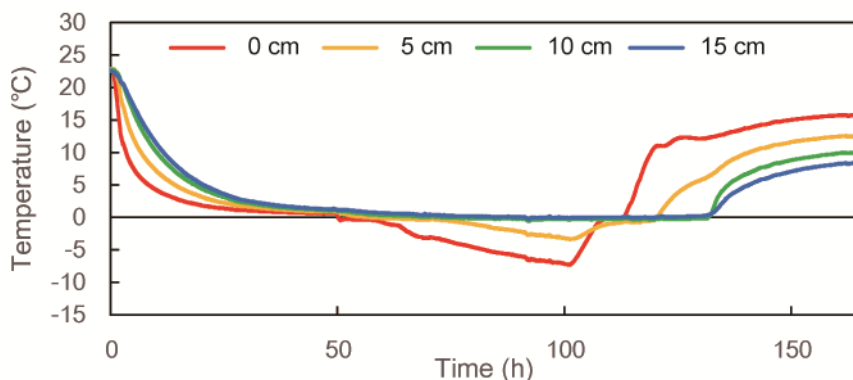


図 13. 室内実験時 (Case 8) における土層 (粘土層部分) の温度変化.

図 14 は，各実験ケースにおける実験開始時(0 h)・凍結進行時(100 h)・融解完了時(150 h)の撮影画像をまとめたものである．各実験ケースにおける結果は以下の通りである．

Case 1: 最大凍上量は約 3 cm で，砂質土部分が山なりに盛り上がった．砂質土は粘性土に比べ凍上性が小さいが，凍着凍上の影響に加え，地表面に対して傾きのあるアイスレンズの形成により砂質土部分を盛り上げる方向に応力が生じたものと考えられる．しかしながら，融解時に水平応力の解放によってクラックが生じるような兆候はみられなかった．

Case 2: 最大凍上量は約 3 cm で，粘性土と砂質土との間に差別凍上は認められなかった．連続画像データから，凍結線がクラック部分から斜めに入る傾向が認められた．砂質土部分のクラックは凍結進行とともに閉じる動きを示し，クラック部分からの冷気の進入および地表面に対して傾きのあるアイスレンズの形成を反映している．しかし，融解時に土層は重力方向へ沈下し，クラックは開かず，融解した砂質土で充填されてしまった．

Case 3: 凍上量は粘性土部分で約 3 cm，砂質土部分で約 2 cm となり，植被を見立てた断熱材の効果により明瞭な差別凍上が生じた．しかし，凍結融解サイクル前後での土層に明瞭な横方向の変形は認められなかった．

Case 4: 凍上量は粘性土部分で最大 4 cm に達した一方，砂質土中心部分では約 1 cm 程度で，Case 3 よりも差別凍上の差が大きくなった．粘性土部分の大きい凍上により，砂質土の縁部分は凍結時に撓むような形状になった．しかしながら，融解完了時にはほぼ元の土層形態に戻る結果となり，地表面クラックの形成とまでは至らなかった．

Case 5: 凍上量は粘性土部分で最大 4 cm に達した．明瞭な差別凍上により，砂質土部分は

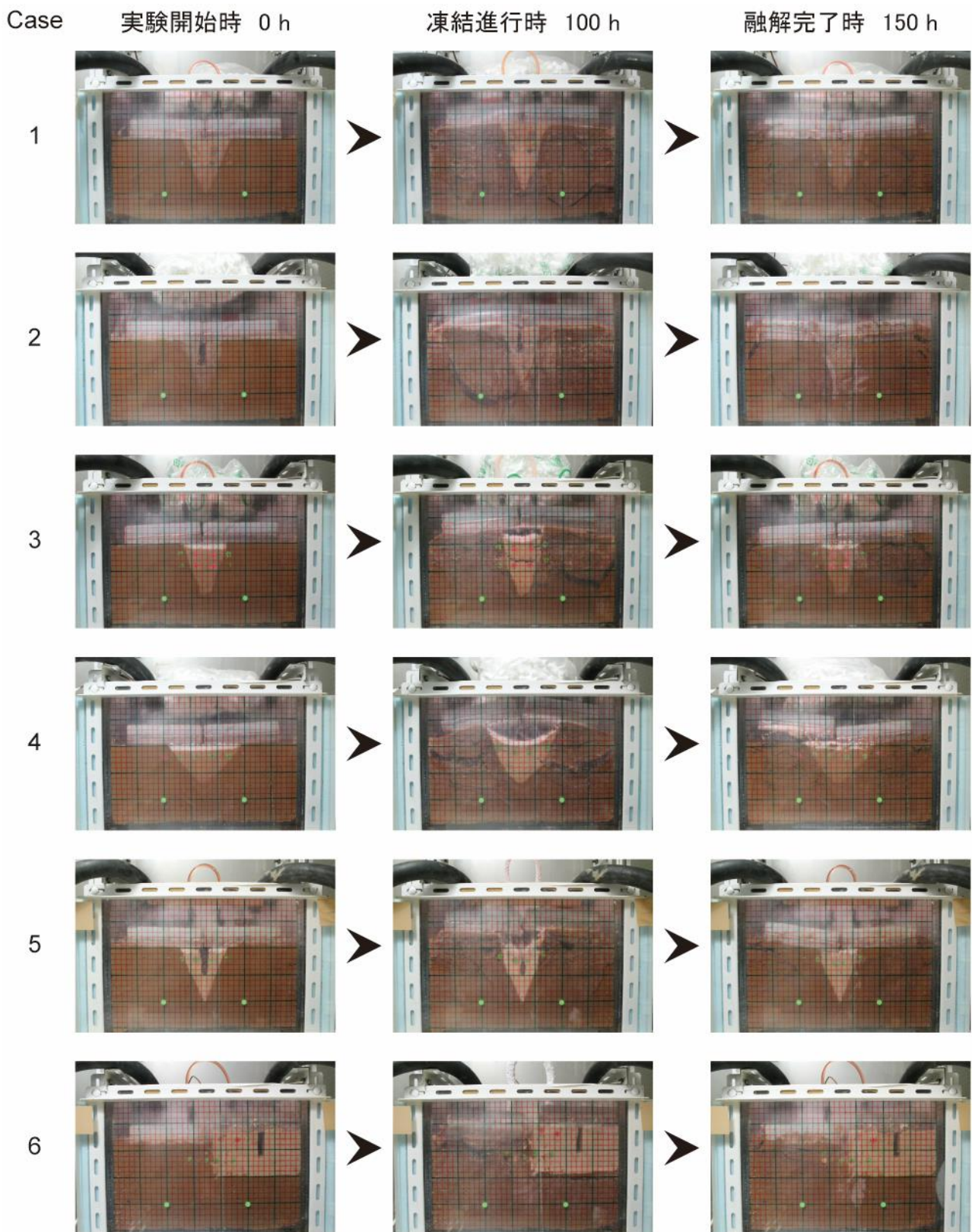


図 14. 各実験ケースにおける土層断面撮影画像.

撓み、実験開始 100 時間後には地表面クラックもほぼ閉じた状態になった。しかし、融解時にクラックが元の開口幅に戻る傾向はみられず、融解で緩んだ砂質土がクラックを充填する形となった。

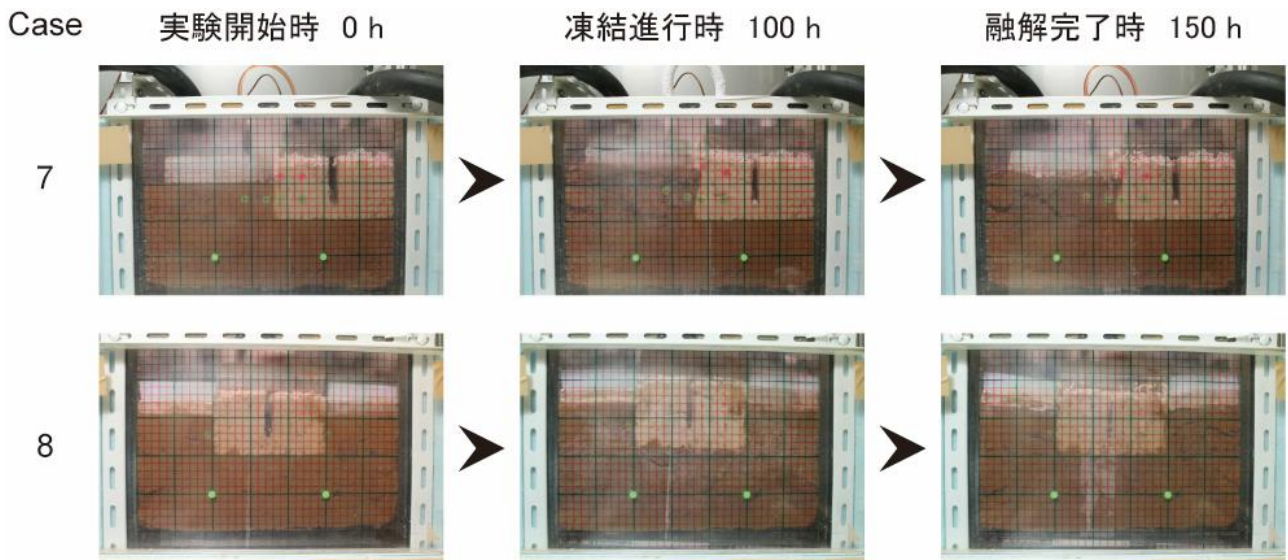


図 14. 続き.

Case 1～5 までは、地表面に対して傾きのあるアイスレンズが成長することで横方向に応力が作用し、砂質土部分で地表面クラックが開閉するという仮説を立てて実験を行った。凍結時にクラックが閉じる動きは認められたが、融解時にクラックが開く方向に変形せず、現地モニタリングで認められた土層変形を再現するまでには至らなかった。その要因として、アイスレンズが融解する際は、土層が重力方向にしか移動しないことが挙げられる。他の要因を検討する必要があることから、Case6 以降では地表面の微地形を考慮した土層構造で実験を行った。

Case 6: 凍上量は粘性土部分では約 3 cm, 砂質土部分では約 1 cm と差別凍上が認められ、凍結進行とともに土層境界の段差が小さくなった。また、地表面クラックでは粘性土側の壁面が数 mm ほど閉じる方向に変形した。融解完了時には土層全体がほぼ元の位置に戻り、地表面クラックの壁面も融解沈下とともに開く方向へ変形し、ほぼ元の開口幅に戻った。土層中に埋設した色付きマーカーにも、凍結進行期はクラックが閉じる方向へ、融解期はクラックが開く方向への動きが認められ、凍上時には熱流の鉛直方向のみならず水平方向にも土層変形が生じることを示唆している。

Case 7: Case 6 と同様、凍上量は粘性土部分で約 3 cm, 砂質土部分で約 1 cm となり差別凍上が認められた。地表面クラックの変形や土層中の色付きマーカーの動きも Case 6 と同様の傾向がみられた。

Case 8: Case 7 の土層構造を多少変更した設定であったが、凍上量は粘性土部分、砂質土部分ともに約 2 cm 程度で、明瞭な差別凍上が認められなかった。また、凍結融解と関連した地表面クラックの開閉もはっきりしなかった。その要因としては、①水分調整を失敗した、②本ケースでは凍上計を設置したため、冷却板の上に重石を載せており、その荷重が影響してしまった、③冷却板を 3 枚使用する窮屈な実験設定だったため、摩擦が凍上を妨げてしまった可能性が考えられる。

Case 8 では期待した結果が得られなかったが、Case 6・7 で観察された土層変形は、凍上・沈下によって構造土の地表面クラックが開閉しうることを示した。融解期に窪んでいるマッドボイル（粘土質層）が、凍結開始とともに凍上で著しく盛り上がることで、融解開

始とともに急激に沈下することで、水平方向への応力発生と解放が生じ、周縁の砂質土層の地表面クラックに変位が生じるのだろう。画像記録から凍上・沈下による水平方向の土層変形が観察できたものの、凍上・沈下によって水平方向の応力変化がどの程度生じているかは計測できていないので、今後の課題である。

4. まとめ

スピッツベルゲン島中央部アドベントダーレンに分布する中型多角形土を対象とした現地モニタリングで、地表面クラックは地盤の凍上時に閉じる方向へ、沈下時に開く方向への動きが認められた。現地の土質や土層構造、微地形を考慮して室内実験を行った結果、粘性土層と砂質土層との間での差別凍上・沈下が生じた際に、水平方向にも土層の変形が生じ、地表面クラックの開閉が認められた。構造土表面のクラックの開閉プロセスに関して、凍上・沈下が関与しているという説はこれまで支持されてこなかった。本研究では現地モニタリングと室内実験の両面から、凍上・沈下によって構造土表面のクラックが開閉しうることを示せた。しかし、地表面クラックの発現の再現にまでは至らなかった。構造土の地表面クラックの発現には凍結融解サイクルが数十～数百回繰り返されている可能性が高く、おそらく室内実験での再現は難しい。構造土発達の初期段階を再現するには、コンピューターシミュレーションなど他手法によるアプローチが必要であろう。

引用文献

- Ballantyne, C.K., 1996. Formation of miniature sorted patterns by shallow ground freezing: a field experiment. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 409–424.
- Bryant, I.D., 1982. Loess deposits in lower Adventdalen, Spitsbergen. *Polar Research*, 2, 93–103.
- Dallmann, W.K., Kjærnet, T., Nøttvedt, A., 2001. Geological map of Svalbard 1:100 000. Sheet C9Q Adventdalen. Temakart No. 31/32, Norwegian Polar Institute, Tromsø.
- De Haas T, Kleinhans MG, Carbonneau PE, Rubensdotter L, Hauber E. 2015. Surface morphology of fans in the high-Arctic periglacial environment of Svalbard: Controls and processes. *Earth-Science Reviews* 146: 163–182. DOI: 10.1016/j.earsciev.2015.04.004
- Førland, E.J., Benestad, R.E., Flatøy, F., Hanssen-Bauer, I., Haugen, J.E., Isaksen, K., Sorteberg, A., Ådlandsvik, B., 2009. Climate development in North Norway and the Svalbard region during 1900–2100, Norwegian Polar Institute, Tromsø, 1–44.
- French, H.M., 2007. *The Periglacial Environment*. John Wiley & Sons, Chichester, 458 pp.
- Hallet, B., Prestrud, S., 1986. Dynamics of periglacial sorted circles in western Spitsbergen. *Quaternary Research*, 26, 81–99.

- Hanssen-Bauer, I., Kristensen, M., Steffensen, E.L., 1990. The climate of Spitsbergen, Norwegian Meteorological Institute, Oslo, 1–40.
- Kessler, M.A., Werner, B.T., 2003. Self-organization of sorted patterned ground. *Science*, 299, 380–383.
- Lachenbruch, A., 1962. Mechanics of thermal-contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. Geological Society of America, special paper, 70, 69 pp.
- Mackay, J.R., 1993. Air-temperature, snow cover, creep of frozen ground, and the time of ice-wedge cracking, western Arctic Coast. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, 1720–1729.
- Matsuoka, N., Abe, M., Ijiri, M., 2003. Differential frost heave and sorted patterned ground: field measurements and a laboratory experiment. *Geomorphology*, 52, 73–85.
- Raynolds, M.K., Walker, D.A., Munger, C.A., Vonlanthen, C.M., Kade, A.N., 2008. A map analysis of patterned-ground along a north American Arctic Transect. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 113, G03S03.
- Washburn, A.L., 1956. Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bulletin, Geological Society of America*, 67, 823–866.
- Werner, B.T., Hallet, B., 1993. Numerical simulation of selforganized stone stripes. *Nature*, 361, 142–145.