

令和 6 年能登半島地震で地盤変状が発生した石川県内灘町室地区における X 線 CT 及び室内土質試験に基づく変状メカニズムの考察

太田史朗¹, 佐々木朋子¹, 窪田上太郎¹, 風間基樹¹

¹ 川崎地質 企画・技術本部

1. はじめに

2024 年 1 月 1 日に発生した令和 6 年能登半島地震は、石川県、富山県及び新潟県の広範囲に液状化による被害をもたらした。石川県河北郡内灘町室地区（かほくぐん うちなだまち むろちく）では、県道を挟んだ片側 50 m 程度の範囲内において、県道より水路側で地震時の液状化に起因する大きな地盤変状が生じたのに対し、県道より砂丘側では目視可能な変状が無かったことが報告されている¹⁾²⁾。筆者らは、この要因を明らかにする目的で、地盤の変状に相違があった 2 地点で乱れの少ない試料のサンプリングを行い、X 線 CT 画像による分析及び室内土質試験を実施した。本報告は、これらの調査結果から、内灘町室地区で発生した地震による変状メカニズムについて考察を行うものである。

2. 調査地点の概要

2.1 調査地点の被災状況

図 1 に調査地点の位置図を示す。当該地点は、内灘砂丘の河北潟側外縁部の緩斜面に位置し、地震発生から 1 ヶ月時点で実施した現地調査の結果¹⁾²⁾では、写真 1 に示すような噴砂や最大 12 m にも及ぶ地盤の側方流動、沈下等の顕著な地盤変状が確認されている。また、これら液状化が要因と考えられる地盤変状は、図 2 に示す平面図中の県道 8 号から河北潟干拓地方面（以下、水路側）に集中し、県道 8 号から内灘砂丘方面（以下、砂丘側）では確認されていない。



図 1 調査地点の位置図



写真 1 調査地点における 2024 年 2 月 3 日時点の主な変状状況（石川県河北郡内灘町室地区）

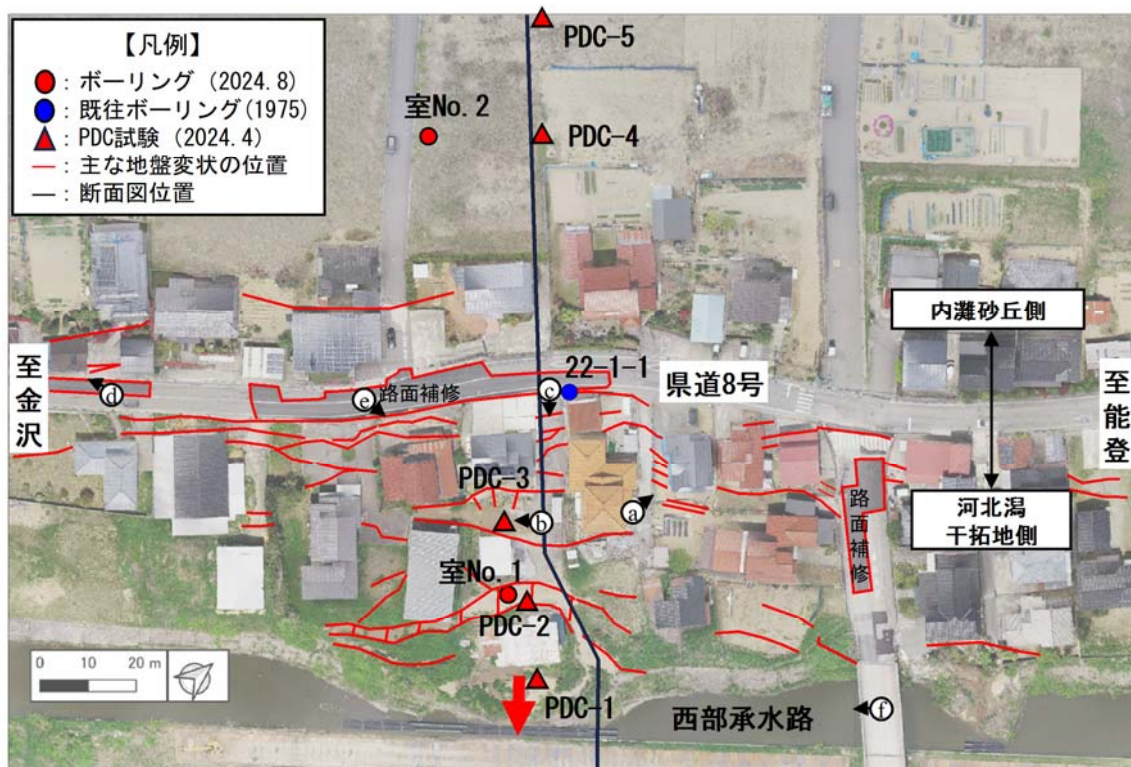


図2 調査地点の平面図及び変状分布図

以上のように、当該地では、県道付近を境界として変状状況に差異があることが特徴的である。

2.2 調査地点の地盤状況

図3は、一般財団法人国土地盤情報センターの「令和6年能登半島地震〔復旧支援〕地盤情報緊急公開サイト」³⁾で公開されている既存のボーリング柱状図、地震後の2024年4月に実施されたピエゾドライブブーン試験⁴⁾（以下、PDC試験）による N 値と等価な貫入抵抗値（以下、 N_a 値）と細粒分含有率（ F_c ）、本報告の一環として2024年8月に実施したボーリング調査結果に基づき作成した想定地質断面図である。同図に示すように、調査地における深度20mまでの地盤は、下位から沖積砂質土層（As）、沖積粘性土層（Ac）、砂丘層（Sd）及び埋土層（Fs）で構成されている。なお、砂丘層（Sd）は、砂丘側の標高5m以深の範囲で N_a 値30～50を示し、上位の砂丘層（Sd1）との工学的な差異が大きいため、砂丘層（Sd2）として細分化した。

調査地に分布する地層のうち、県道8号より水路側に分布する埋土層（Fs）は、河北潟外縁部の陸地化を目的として造成された地層であり、旧地形図や既往ボーリングで確認された砂丘層（Sd1）上面の旧表土の確認結果¹⁾に基づきその分布範囲を設定した。砂丘層（Sd1）については、図4に示す内灘砂丘の模式図⁵⁾や図5に示す周辺の既往ボーリング柱状

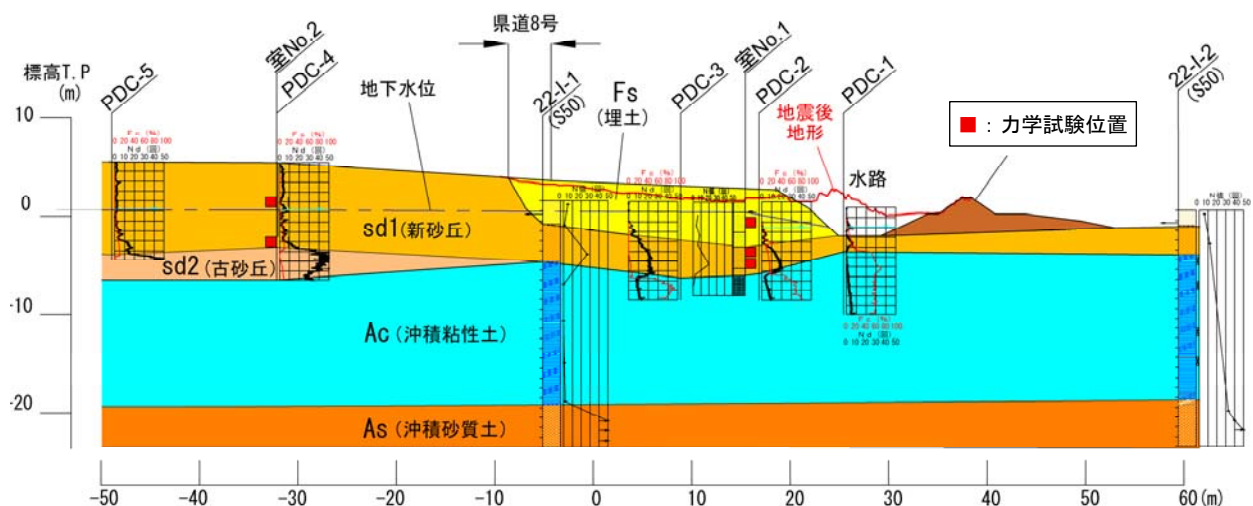


図3 調査地における想定地質断面図

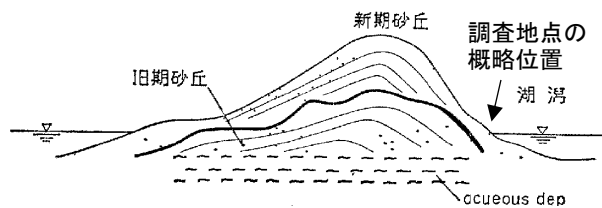


図4 内灘砂丘の模式図⁵⁾

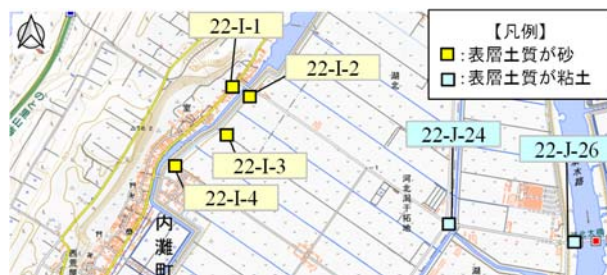


図5 既往ボーリングにおける表層土質の分布図

図3)に基づき作成した表層土層の分布図を参考とし、干拓地側の堤防背後まで連続するものとして分布範囲を設定した。

砂丘層 (Sd1) のうち、水路側の埋土層下位の領域の N_d 値は10~20を示し、砂丘側の N_d 値5未満よりも高い傾向を示しているが、図4に示した内灘砂丘の模式図を踏まえ、砂丘側も水路側も同一の地層 (Sd1) と判断した。なお、水路側の埋土層下位の領域で N_d 値が高い理由としては、県道の嵩上げや埋土層の施工に起因する上載荷重や振動の作用で水面下に没した砂層の土粒子が再配列し、密度や締まり具合が増加した可能性が考えられる。

県道より砂丘側に分布する砂丘層 (Sd2) は、工学的差異に着目して細区分した地層であるが、図4に示すように、内灘砂丘では、5000年前に形成された旧期砂丘 (古砂丘) の上位に、約2000年より形成される新期砂丘 (新砂丘) を覆う形態であることを鑑みると、新期砂丘の下位に分布する旧期砂丘 (古砂丘) の端部であると推察される。また、地下水位は、ボーリング調査で確認した自然水位とPDC試験の水圧計測値から推定し図3に示した。調査地点の地下水位は標高0.4~0.6 m付近に分布し、変状地盤の末端部に位置する水路付近では水路の水位と連動しているものと考えられる。

一方、当該地の背後には内灘砂丘の斜面が存在し、調査地付近も緩斜面を呈するため、一定量の降雨後には、地表水の集水と地下浸透で地下水位が上昇するものと推察されるが、調査地点に最も近いアメダス「かほく」の降雨データでは、地震前の2週間で約220 mmの累積雨量が記録されており、地震時において、より高い位置に地下水位があった可能性を示唆している。

地震発生から1ヶ月時点の現地調査時には、写真2に示すように、水路脇で湧水が確認されている。液状化による地盤内の過剰間隙水圧の消散も完全ではない状況下が推察され、現地踏査前2週間の累積雨量も約120 mmと地震前2週間の約半分の雨量ではあるものの、地震発生時における地下水位を推察する上での有益な事象と考えられる。

当該地に分布する地層のうち、液状化の可能性がある地層について N 値20未満を目安として推察すると、表層から4 m程度の厚さで分布する N 値10未満の埋土層 (Fs) の砂と、その下位に分布する N 値20未満を示す砂丘層 (Sd1) の砂があげられるが、地盤変状が、県道8号から水路側のみで確認されていることを鑑みると、側方流動を引き起こした主たる液状化層は、水路側だけに分布する埋土層 (Fs) である可能性が示唆される。なお、PDC試験と同時期に実施された高密度表面波探査結果の報告⁹⁾では、水路側の地盤浅層部では相対的にS波速度の低い領域がみられ、さらに、それらが干渉SAR解析から推定される地盤変状の推定領域と一致したとされている。

2.3 調査の概要

当該地区では、地震時の変状範囲が埋土層 (Fs) の分布範囲と調和すること等から埋土層 (Fs) の液状化が側方流動の主たる要因と考えられるものの、液状化の発生深度や砂丘側との変状状況の違いを説明するためには、より詳細な調査が必要と考えられた。そこで、筆者らは、内灘町室地区における変状発生のメカニズム解明の一環として、水路側及び砂丘側に分布する砂層に着目し、当該地点で乱れの少ない試料を採取し各種試験を実施した。各試料の採取地点 (室 No.1 及び室 No.2) は、図2に示すとおりである。また、試料の採取は、地震発生後7ヶ月経過した2024年8月に実施した。ボーリングによる原位置での試料採取には、試料採取時の乱れの影響を極力低減させる目的で、GSサンプリング⁷⁾を採用した。採取した試料の地点、試料名及び深度の一覧を表1に示す。これらの乱れの少ない試料を用いて、X線CT画像撮影及び室内土質試験を実施した結果並びにそれらの考察を、次章以降にて述べる。

表1 サンプリング試料一覧

地点及び地層	試料名 (直径70mm)	深度 (GL- m)
水路側 埋土層 (Fs)	室 No.1 S-1	1.50~2.50
	室 No.1 S-2	4.50~5.50
水路側 砂丘層 (sd1)	室 No.1 S-3	5.70~6.70
	室 No.2 S-1	3.50~4.50
砂丘側 砂丘層 (sd1)	室 No.2 S-2	7.50~8.50

3. サンプルング試料の観察結果及び密度の傾向

本章では、サンプルング試料に対して密度試験及びX線CT画像撮影を行い、これらの結果から得られる密度分布や実際の試料による観察結果に基づき、砂丘側及び水路側の砂層における原位置での成層状態や締まり具合を考察する。

3.1 サンプルング試料の密度測定

GS サンプルングで採取した試料は、サンプルング直後にサンプルングチューブの上下を養生し、採取地点付近の振動の影響が少ない場所にて長軸方向に固定して、サンプルング試料からの排水が収束するまで水抜きを行った。その後、凍結処理をした後に東京の試験室まで運搬し、凍結状態を保持したまま目視による試料観察及び密度測定を行った。なお、密度の算出は以下の手順で実施した。

まず、試験室に搬入した試料を、高速カッターによって上下端部を切落した後に、長さ 11 cm 程度の 8 試料に分割し、周囲のアクリルを縦割りにすることで取り出した。これら輪切りにした試料を用いて、JIS A 1225「土の湿潤密度試験方法」のノギス法によって乾燥密度の算出を行った。なお、これらの試料には、今後実施予定の力学試験に供するものを含むため、それらの試料の乾燥密度は、本報告の土質試験に用いた試料の乾燥密度及び含水比を基に、飽和度が一定であると仮定して算出したものである。

表 2 に、算出した乾燥密度の一覧を示す。なお、表内の供試体 No. は、各試料上端からの深度順を示している。表より、乾燥密度の平均値は、主たる液状化層と想定される水路側の埋土層と砂丘側の砂丘層とで同程度であった。また、同じ砂丘層による比較では、砂丘側（室 No.2）より水路側（室 No.1）の方が、高い密度であった。

表 2 サンプルング試料の乾燥密度算出結果

供試体 No.	乾燥密度 (Mg/m ³)				
	砂丘側 砂丘層 (sd1)		水路側 埋土層 (Fs)	水路側 砂丘層 (sd1)	
	室 No.2 S-1 3.50～4.50 m	室 No.2 S-2 7.50～8.50 m	室 No.1 S-1 1.50～2.50 m	室 No.1 S-2 4.50～5.50 m	室 No.1 S-3 5.70～6.70 m
1	1.423	1.388	1.435	1.462 ^{*)}	1.440 ^{*)}
2	1.447	1.365	1.382	1.558	1.578
3	1.408	1.393	1.436	1.598	1.604
4	1.397	1.421	1.454	1.556	1.596
5	1.412	1.421	1.418	1.598	1.565
6	1.453	1.465	1.434	1.587	1.584
7	1.425	1.532	1.474	1.555	1.574
8	1.546	1.536	1.485	1.505	1.580
平均	1.439	1.440	1.440	1.565	1.583

*) 試料の緩み等によって平均値の算出から除いたデータ

3.2 X線CT画像による試料観察及び密度の傾向

(1) 試料観察

本報告で使用したX線CT画像は、国立研究開発法人産業技術総合研究所が所有する医療用X線CT装置によって取得した。CTの撮影条件は、管電圧 80 kV、管電流 250 mA であり、画像分解能は 0.625 mm/pixel である。

図 6 及び図 7 に、サンプルング試料断面方向に構成したCT画像の例を、図 8 a)～e)に、各サンプルング試料を深度方向に構成したCT画像を示す。図 8 は、図 6 に示す破線部、試料水平断面の横断面を示している。図 8 a)～e)はいずれも、画像撮影した約 100 cm のデータの中から上下端部の約 10 cm 程度を除いたものであり、各試料画像取得点から深度方向に概ね 12～88 cm の部分を示している。

図 8 には、目視による試料観察の結果も併記した。これらの観察によると、図 8 の a)及び b)に当たる砂丘側の室 No.2 S-1 及び S-2 は、色調、土質、試料の締まり具合等全体的に均一であるが、c)の水路側の室 No.1 S-1 では混入物が多く、d)及び e)の室 No.1 S-2 及び S-3 は、土質は均一であるものの灰褐色と褐色の色調が混在している。

図 8 内、深度方向のCT画像に着目すると、砂丘側の a)及び b)は、横断方向にラミナ様の縞状の構造が認められる点が特徴的である。対して水路側の c)～e)には、縞状の構造は認められない。埋土層の c)には、深度方向の中間程度の地点に混入物が集中している様子が観察されるが、これは、図 6 と同様に水平方向に構成したCT画像によって、より明確に観察できる。図 7 a-1)及び a-2)は、室 No.1 S-1 の試料上端から 40 cm 付近、図 8 c)の観察記事にて有機物混入と記載がある

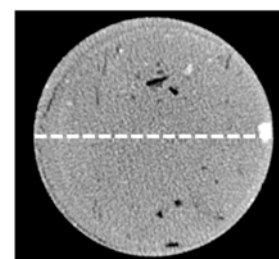


図 6 水平方向に構成したCT画像の例（室 No.1 S-1 深度 1.90m 付近）：白色に近いほど密度が高く、黒色に近いほど密度が低いことを示す。

部分の試料断面の CT 画像である。なお、図 7 の a-1) 及び a-2) は、図 8 c) 中の ▲ 横の識別に対応しており、図 7 a-1) 及び a-2) の深度方向の位置を示している。図 7 a-1) 及び a-2) より、図 8 c) の黒色は密度が低い有機物、白色は密度が高い礫分又は貝殻片と推定できる。他方、砂丘層 d) 及び e) は、上部にサンプリング深度までのボーリング削孔や孔内からサンプリング試料を引き上げる際の負圧の影響と想定されるクラックや混入物が観察されるものの、全体にはほぼ均一である。

また、図 7 b-1) 及び b-2) には、CT 画像にて縞状の構造がみられた図 8 a) (室 No.2 S-1) の代表的な水平方向 CT 画像も示している。これらの画像から、図 8 a) は、図 8 c) と同様に色調の不均一さがみられるものの、水平方向の CT 画像の様

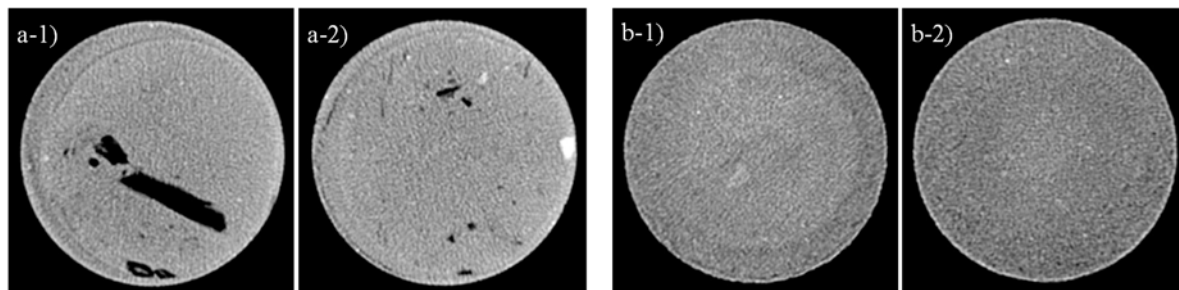


図 7 代表的な水平方向の CT 画像 (a-1) 室 No.1 S-1 上、a-2) 室 No.1 S-1 下、b-1) 室 No.2 S-1 上、b-2) 室 No.2 S-1 下)

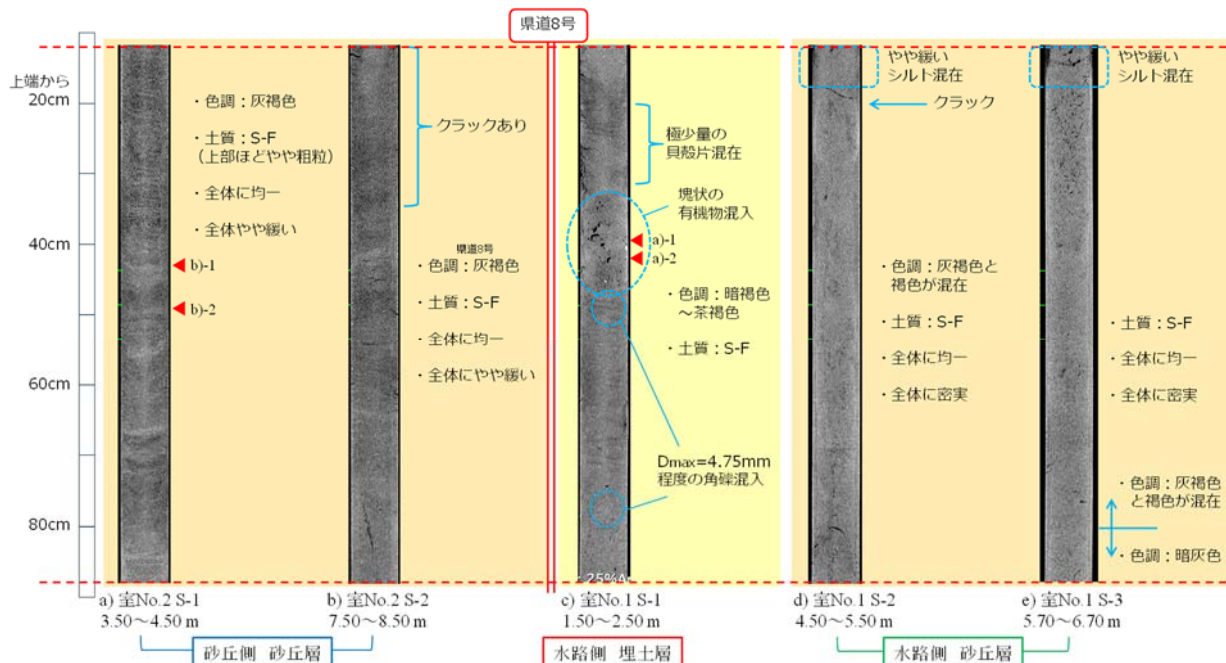


図 8 深度方向に構成した CT 画像 (本報告掲載用に諧調を調整したもの) 及び目視による観察結果

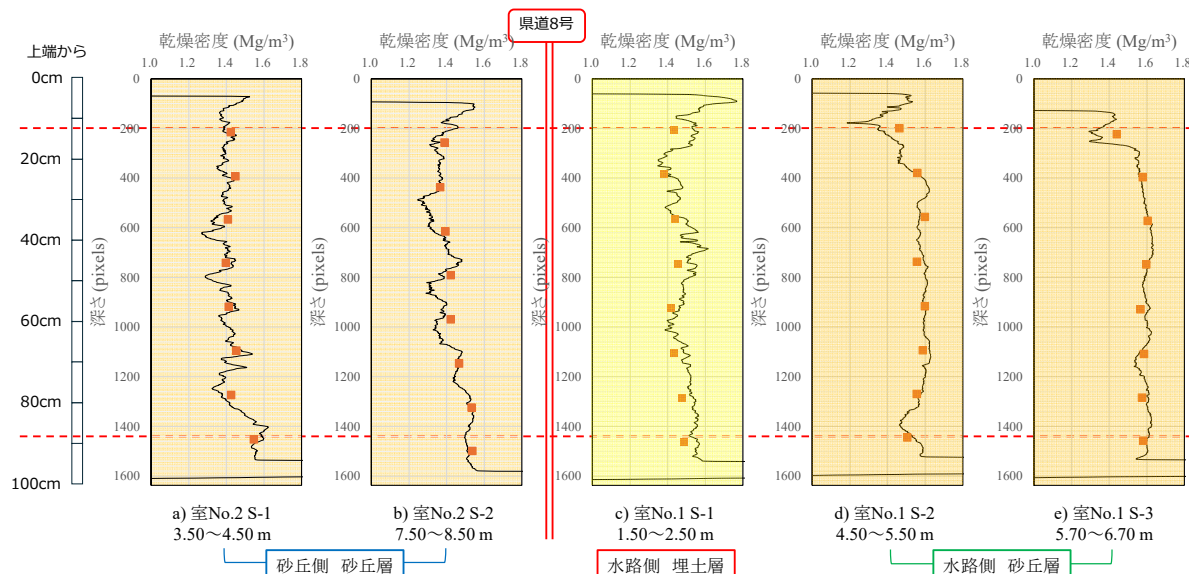


図 9 CT 画像及びノギス法から取得した深度方向の密度分布 (実線: CT 画像, プロット: ノギス法)

相は全く異なり、図 8 a)の縞状の構造は混入物の影響による相違ではないこと、また、図 7 b-1)と b-2)とでは色調の濃淡にわずかな違いがあること等がみて取れる。しかしながら、このような色調の濃淡、つまり密度の高低の差異の程度を目視によって読み取るのは困難であるため、次に、各試料の密度分布の傾向を定量的に整理した結果を示す。

(2) 密度分布の算出

図 9 は、図 8 に示した CT 画像による密度分布の傾向を、詳細に分析するために作成した各試料の密度の深度分布図である。図 9 は、横軸に乾燥密度、縦軸に画像取得点からの距離(pixel)を示しており、図中には、表 2 のノギス法による乾燥密度も記載した。また、同図の縦軸には、物理量のスケールも併記している。さらに、図 9 内の赤の破線を挟んだ領域は、図 8 で表示した CT 画像上の破線に対応する。この図 9 の CT 画像による密度分布は、次の手順で取得した。

まず、図 6 及び図 7 のような水平方向の CT 画像内に含まれる GL (Gray Level) 値を取得する。次に、各水平方向画像内の GL 値を断面ごとに合計し、試料の断面に相当する円内のピクセル総数で割ることで、当該水平画像の平均 GL 値を算出する。これを深度方向の CT 画像約 1600 枚に対して行った。その後、算出した平均 GL 値を、図 10 に示す相関式 ($y=0.01x$) を用いて乾燥密度に換算することで図 9 を得た。

この図 10 は、本報告で取得した深度方向の平均 GL 値を表 2 に示した密度測定時の長さと同様に区切り、その区間内で平均した平均 GL 値と表 2 の乾燥密度との関係で整理したものである。また、図中の相関式は、図 10 中のデータを最小二乗法で整理することによって得た。一般的に、X 線 CT 画像による CT 値やそれらを用いたグレースケールは、物質の密度や供試体密度と比例関係にあるとされている^{8),9)}。図 10 より、本報告で取得した乾燥密度と平均 GL 値との関係は、試料による偏りがややみられるものの、既往研究と同様の傾向が得られた。

図 9 より、a)及び b)の砂丘側砂丘層の乾燥密度は、深度方向に対して小刻みに上下しているが、これは主に、図 8 の a)及び b)で確認された縞状の構造が反映されていると考えられる。なお、この砂丘側の室 No.2 地点では、室 No.2 S-1 (3.50 ~ 4.50 m) と室 No.2 S-2 (7.50 ~ 8.50 m) との間の GL-5 m 付近に地下水位が位置するものの、地下水位以浅、以深によらず、密度分布の傾向に違いはみられない。一方、同図 c)~e)の水路側 3 試料の乾燥密度は、地層によって異なる傾向が得られた。埋土層の c)には、砂丘側の 2 試料のように乾燥密度が上下する様子がみられるが、図 8 c)の CT 画像では、縞状の構造は認められない。他方、図 8 ではほぼ均一と観察された水路側の砂丘層の d)及び e)の乾燥密度は、いずれの試料も安定した値で推移している。同じ砂丘層による比較では、全体的に砂丘側の a)及び b)より水路側の d)及び e)の方で密度が高く、値も安定していることが確認された。

以上の結果から、対象とした 5 試料のうち、砂丘側の砂丘層である a)及び b)並びに水路側の埋土層である c)の試料では密度が相対的に低く、水路側の砂丘層に当たる d)及び e)の試料は比較的高い密度を示すことが分かった。また、同じ砂丘層であるにもかかわらず、砂丘側の a)及び b)と水路側の d)及び e)とでは、縞状の構造の有無による密度分布の傾向に違いが確認された。ここで、写真 3a)及び b)に、砂丘側砂丘層及び水路側砂丘層の代表的なサンプリング試料（供試体成形中）の写真を示す。写真 3 の a)は、砂丘側砂丘層である室 No.2 S-1 の上端から 70 cm 付近の試料で、図 8 及び図 9 において、X 線 CT 画像における縞状の構造や深度方向の小刻みな密度の変動が確認された部分であるが、肉眼では明確な土質の違いやラミナ状の堆積構造は観察出来なかった。他方、水路側の砂丘層である室 No.1 S-2 及び S-3 の密度は、図 8 及び図 9 でも縞状構造や深度方向の小刻みな密度の変動が無く、肉眼での観察でも一様な土質性状であった。

3.3 埋土層 (Fs) 及び砂丘層 (Sd1) における密度分布の差異に関する考察

埋土層 (Fs) 及び砂丘層 (Sd1) を構成する砂は、目視観察や 4.1 節にて後述する粒度試験の結果から、ほぼ同一の土質

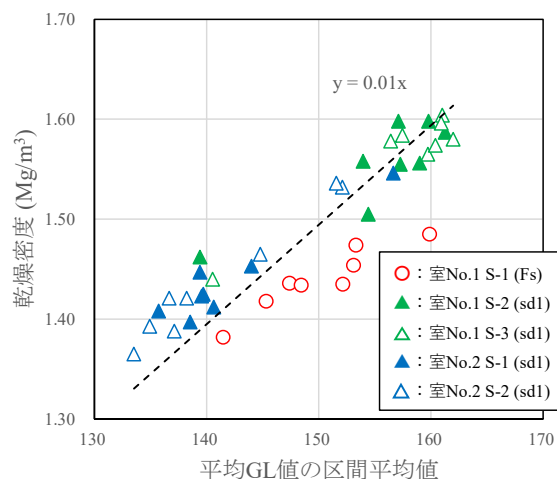


図 10 平均 GL 値の区間平均と乾燥密度との相関

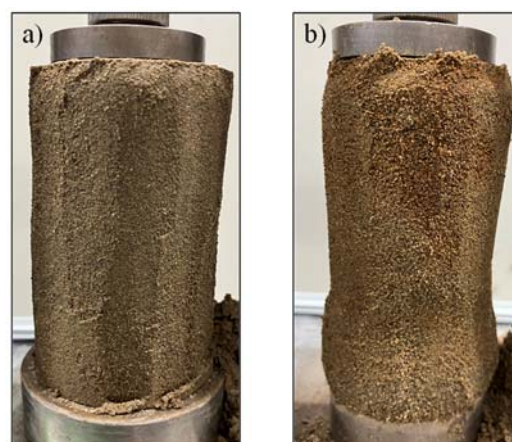


写真 3 周面を削り落としたサンプリング試料

- a) 室 No.2 S-1 (砂丘側)：上端から 70 cm 付近
- b) 室 No.1 S-2 ~ S-3 (水路側)：代表試料

性状と見なせるものの、密度分布の傾向には、明確な差異が認められる。その要因について、次のように推察した。

(1) 深度方向の小刻みな密度分布の変動の差異について

砂質地盤の層構造に関連する知見として、ボーリングコア試料による CT 画像を用いて液状化層の検討を行った既往の成果があり、深度方向の CT 画像にラミナ様の縞状構造がみられない領域について、液状化層である可能性を指摘している¹⁰⁾。また、液状化履歴のある地盤の乱れの少ない試料に対してジオスライサーや CT 画像を用いて検討を行った研究成果では、液状化の履歴がある地層には、種々の要因によって層構造が乱された形跡があることが示されている¹¹⁾。よって、本報告対象の室地区においても、水路側に分布する埋土層及び砂丘層では、液状化に伴う地盤内の流動や攪乱の影響で、縞状の密度構造が消失した可能性が考えられる。他方、砂丘側の砂丘層では縞状の密度構造が失われていないため、液状化は発生していないものと解釈することが出来る。

一方、各層の形成（堆積）過程の相違による要因も考えられる。砂丘側の砂丘層では、風成堆積時の風速等の違いが深度方向の縞状の密度差として生じたのに対して、河北潟に面する砂丘の縁辺部で堆積した水路側の砂丘層では、飛来した砂が汀線付近の水中で一定の沈降速度で堆積したことで、深度方向の密度変化が抑制された可能性も考えられる。なお、埋土層において、縞状の構造が無く深度分布の小刻みな密度の変動のみが認められた要因としては、前述の液状化に伴う攪乱の影響の他に、水際の埋め立てであることで捲き出しのみの施工となったことで不均一な締固め密度になったことや、混入物として認められた有機物や貝殻片の影響である可能性も考えられる。

(2) 砂丘層（Sd1）における砂丘側と水路側の相対的な密度値の相違について

埋土層の下位に分布する水路側の砂丘層（Sd1）の密度値が、県道 8 号線よりも砂丘側よりも高い傾向を示す理由としては、2.2 節で述べた N_d 値と同様に、県道の嵩上げや埋土層の施工に起因する上載荷重や振動の作用で水面下に没した砂層の土粒子が再配列し、密度や締まり具合が増加した可能性が考えられる。

4. 室内土質試験結果及び考察

本章では、サンプリング試料を対象として実施した室内土質試験結果を示す。室内土質試験は、5 試料を各地点の地層ごとに実施するものとし、水路側の埋土層（室 No.1 S-1）、同じく水路側の砂丘層（室 No.1 S-2～S-3）、そして砂丘側の砂丘層（室 No.2 S-1～S-2）の 3 試料で実施した。なお、水路側の砂丘層である室 No.1 S-2～S-3 は、地下水位の浅い、以深に関わらず、X 線 CT 及び密度試験において密度の差異が認められなかったため、一括して各種試験を実施するものとした。また、室 No.2 S-2 は、表 2 及び図 9 b) に示すように、試料長 100 cm のうち 50 cm 以深で密度の増大傾向が認められたため、それを除く深度 8.00 m までを試験に供する試料とした。

4.1 物理試験項目及び方法並びに結果

本報告で実施した物理試験の項目及び方法並びにその結果を表 3 に示す。また、粒径加積曲線を図 11 に示す。

表 3 内の乾燥密度は、3.1 節にて密度測定を行った試料から力学試験用に抜粋した試料を成形した後に測定した値であるため、表 2 の値とはやや異なるが、その傾向に大きな違いはない。また、前述のように、本試料は、原位置での水抜き処理後のものであるため、湿潤密度及び含水比は、参考値として記載する。加えて、JIS A 1224「砂の最小密度・最大密度

表 3 各試料の物理特性

地 点	水路側		砂丘側	試験方法	
地 層	埋土層	砂丘層	砂丘層		
試 料 名	室 No.1 S-1	室 No.1 S-2～S-3	室 No.2 S-1～S-2		
深 度	m	1.50～2.00	4.50～6.70		3.50～8.00
湿 潤 密 度	ρ_t Mg/m ³	1.784	1.829	1.721	JIS A 1225
乾 燥 密 度	ρ_d Mg/m ³	1.405	1.488	1.388	〃
土粒子の密度	ρ_s Mg/m ³	2.654	2.649	2.670	JIS A 1202
含 水 比	w %	27.0	22.9	24.5	JIS A 1203
最 大 粒 径	D_{max} mm	2	2	2	JIS A 1204
細粒分含有率	F_c %	5.4	8.4	6.8	〃
平 均 粒 径	D_{50} mm	0.224	0.267	0.218	〃
均 等 係 数	U_c	2.0	2.9	2.6	〃
最 小 密 度	ρ_{min} Mg/m ³	1.214	1.173	1.206	JIS A 1224
(最大間隙比	e_{max})	(1.186)	(1.258)	(1.214)	
最 大 密 度	ρ_{max} Mg/m ³	1.553	1.522	1.562	〃
(最小間隙比	e_{min})	(0.709)	(0.740)	(0.709)	
相対密度(参考)	D_r %	62	92	58	

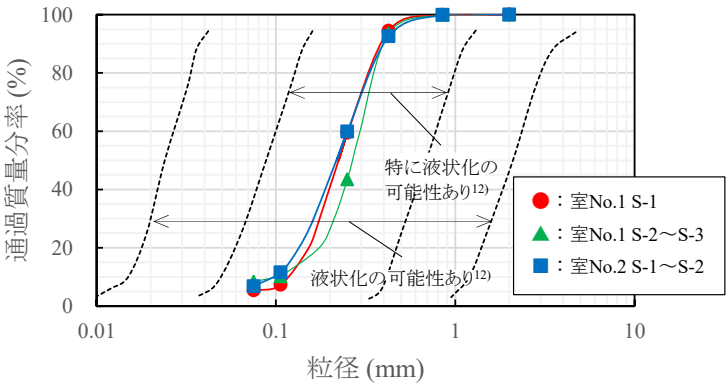


図 11 粒径加積曲線

試験方法」の対象は、細粒分含有率が5%未満の試料であるため、本試料は適用外であるものの、規定範囲との乖離は小さいことから、原位置での砂の締まり具合の概略を把握するため、参考として実施した。

表3及び図11より、本報告試料は、いずれも均等係数が2.0～3.0で粒径幅が狭く、90%以上が砂分で構成されていることが分かる。粒径加積曲線による比較では、室No.1 S-1及び室No.2 S-1～S-2の曲線は良く一致しており、室No.1 S-2～S-3は他の2試料よりやや粗粒であるものの、大きな違いはない。さらに、土粒子の密度の値もほぼ同じであることから、これら3試料は、いずれも同様の物性であるといえる。また、当該地の砂層は埋土及び砂丘の砂のいずれも、港湾基準に示される液状化の可能性が高い範囲¹²⁾にある粒度分布を示している。試料の乾燥密度は、表2と同様に、水路側砂丘層の室No.1 S-2～S-3が最も高く、続いて室No.1 S-1、室No.2 S-1～S-2という順だが、室No.1 S-1と室No.2 S-1～S-2との差は、0.02 Mg/m³程度であった。この乾燥密度について、最小密度 ρ_{dmin} 及び最大密度 ρ_{dmax} から計算した相対密度 D_r は、室No.1 S-1及び室No.2 S-1～S-2がそれぞれ62%と58%であり、中位の密度であったが、室No.1 S-2～S-3は92%と密な状態であり、差異が認められた。

4.2 力学試験項目及び方法

本報告の力学試験では、液状化特性及び非排水せん断特性の把握を目的として、「土の繰返し非排水三軸試験(JGS 0541)」(以下、液状化試験)及び「土の圧密非排水三軸圧縮試験(JGS 0523)」(以下、三軸CUb試験)を実施した。

本報告の液状化試験に用いた試験装置の概略を図12に示す。本試験機は、一般的な空圧制御による三軸試験機である。また、三軸CUb試験の試験機は、基本的な設計は図12と同様であるが、荷重計位置がセル外側のタイプを使用した。

供試体の作製は、試料の凍結を保持した状態で、トリミング法によって行った。作製した供試体は、CO₂の通気及び脱気水の通水並びに背圧によって飽和化し、表4に示す圧密応力(土被り圧相当)によって等方圧密した。なお、三軸CUb試験では、3つの圧密応力で試験を行っているが、本報告では土被り圧相当の圧密応力による供試体の結果のみを記載する。軸変位及び過剰間隙水圧によって圧密の終了を確認した供試体は、液状化試験では0.1 Hzの正弦波での荷重制御、三軸CUb試験では0.1%/minのひずみ制御によって荷重を行った。

また、液状化試験に用いた供試体は、両振幅軸ひずみ DA が10%に至るまで繰返し荷重を行い、その後、 $q=0$ kN/m²で繰返し荷重による過剰間隙水圧が定常状態になった後に非排水せん断(JGS 0523による)を行った。なお、これら液状化試験の繰返し荷重開始から非排水せん断過程終了に至るまでの供試体は、一貫して非排水状態である。

4.3 力学試験結果及び考察

(1) 液状化試験

図13に、3試料で実施した液状化試験の結果を示す。図中、縦軸は繰返し応力振幅比 $\sigma_d/2\sigma'_v$ (σ'_v :軸差応力、 σ'_v :有効拘束圧)であり、横軸は両振幅軸ひずみ $DA=5\%$ の時の繰返し荷重回数 $N_c(DA=5\%)$ ある。図中には、 N_c が20回のときの $\sigma_d/2\sigma'_v$ である R_{L20} も記載した。また、図14には各試料の代表的な波形記録を、図15には有効応力経路を示す。図14及び図15示すデータは、図13、破線の○で囲んだデータと同じ供試体のものであり、これらは各試料 $N_c(DA=5\%)$ が20回に最も近かった供試体のデータである。なお、実際の繰返し荷重は $DA \geq 10\%$ まで継続しているが、グラフの記載は、初期液状化までの経過を観察する目的で、 DA が5%を超えたサイクルのデータまでとした。

まず、図13の液状化強度曲線を比較する。水路側砂丘層の室No.1 S-2～S-3は、やや立ち上がりのある液状化強度曲線を呈しており、 R_{L20} は3試料中最も高い値($R_{L20}=0.21$)であった。

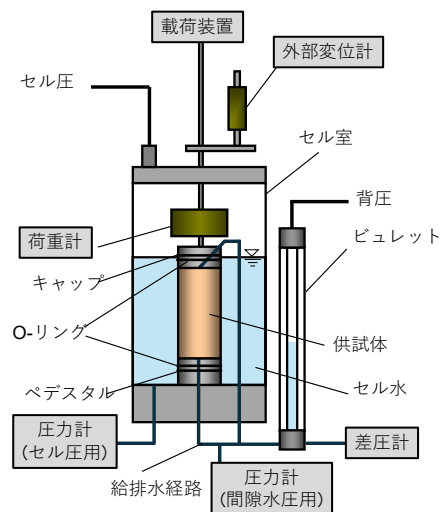


図12 三軸試験機の概略(液状化試験)

表4 力学試験の圧密応力

地点及び地層	試料名	深度(m)	圧密応力(kN/m ²)
水路側 埋土層	室No.1 S-1	1.50～2.50	30
水路側 砂丘層	室No.1 S-2～S-3	4.50～6.70	60
砂丘側 砂丘層	室No.2 S-1～S-2	3.50～8.00	90

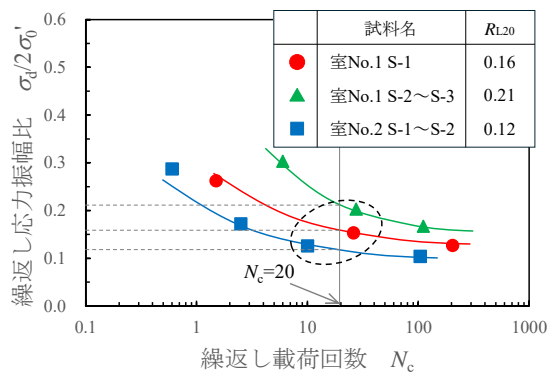


図13 液状化試験結果

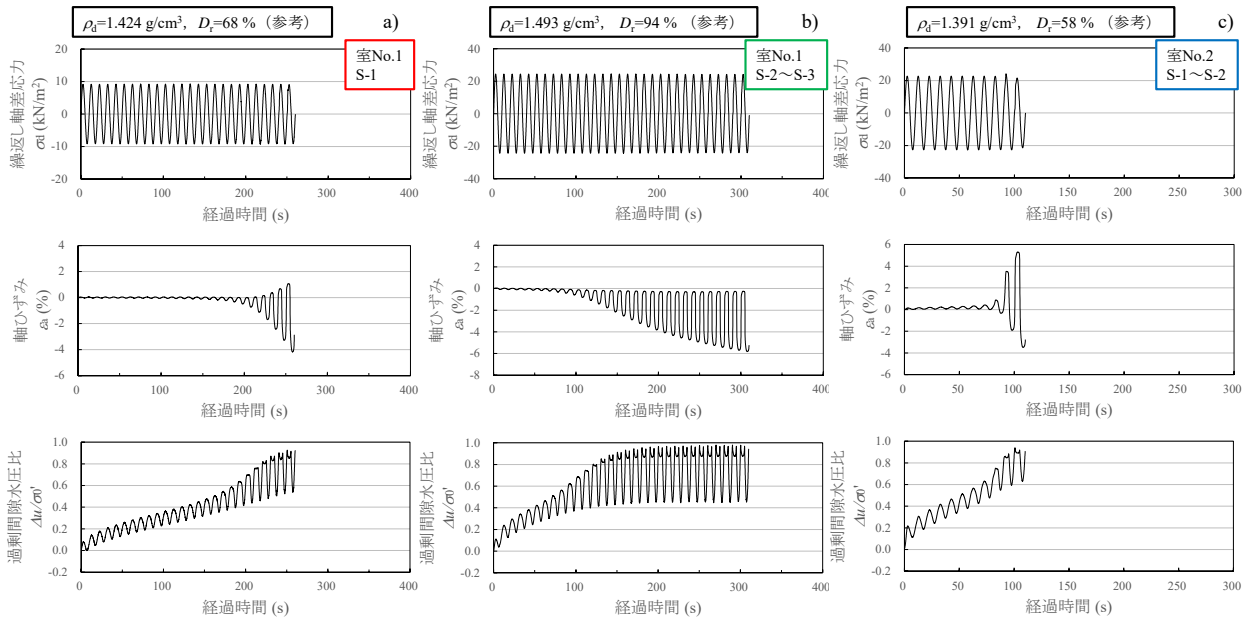


図 14 液状化試験 (図 13) の波形記録の比較

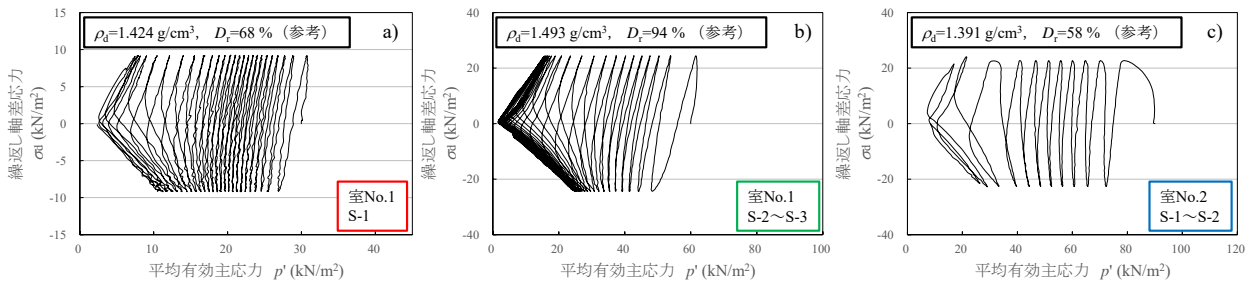


図 15 液状化試験 (図 13) の有効応力経路の比較

この R_{L20} は、例えば、湿潤締め法によって作製された豊浦砂の三軸液状化試験結果では中密な供試体相当であり¹³⁾、やや締まった状態の試料と同等といえる。 R_{L20} が高い順では、同じ水路側で埋土層の室 No.1 S-1 がその後続き、砂丘側砂丘層の室 No.2 S-1~S-2 が最も低い結果となった。

次に、各試料の波形記録及び有効応力経路を比較する。まず、図 14 に示した繰返し載荷中の波形記録では、最も R_{L20} が低かった室 No.2 S-1~S-2 の軸ひずみ (図 14 c) は、 $DA=5\%$ に至る直前の 1~2 波で急速に発達しており、一般的な緩詰め供試体と同様の挙動を示している。一方、最も高い R_{L20} を得た室 No.1 S-2~S-3 (図 14 b) では、載荷の進行に伴う軸ひずみの発達は緩やかであり、この傾向は、過剰間隙水圧比が 0.95 を超えた後も続いている。繰返し載荷に伴う各試料の挙動の違いは、図 15 の有効応力経路でも同様であり、図 14 の波形記録で軸ひずみの急増がみられた室 No.2 S-1~S-2 (図 15 c) では、載荷初期の平均有効主応力 p' の減少幅が大きく、軸ひずみの急増以降は、 p' の回復がみられない。一方、軸ひずみの発達が緩やかであった No.1 S-2~S-3 の有効応力経路 (図 15 b) では、 p' の減少は緩やかであり、サイクリックモビリティの挙動がみとれる。

以上は、4.1 節で示した物理試験結果との関係を考慮すると妥当な範囲の結果であると同時に、同じ砂丘層でサンプリングした試料であっても、明らかな液状化特性の違いがあることを示している。

一方で、以上の液状化試験による強度発現と密度との関係には、一般的な傾向とはやや異なる点がみられる。

図 16 には、 R_{L20} と D_r との関係を整理した。図 13 から得た $R_{L20} \sim D_r$ 関係の他に、本報告と同様に粒径幅の狭い砂試料 (豊浦砂) の再構成供試体を用いた既往の研究による成果も記載している¹³⁾。本報告試料は、原位置のサンプリング試料であるため、各試料の直接的な比較は難しいものの、ここでは単純に密度との相関で考察する。一般的に、乾燥密度の増加による液状

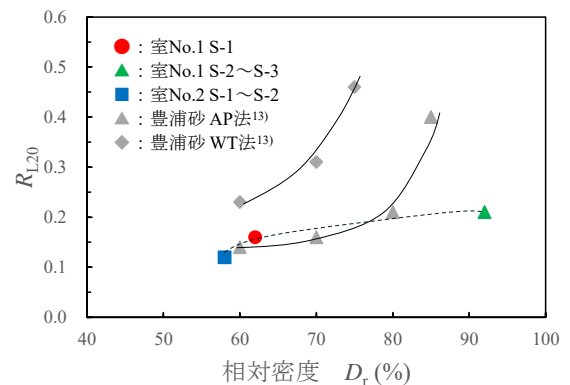


図 16 $R_{L20} \sim D_r$ 関係

化強度の発現は、各供試体条件によって構成可能な密度の限界値に向かって収束するような傾向を示す。室 No.1 S-2～S-3 は、 $Dr=90\%$ 程度の密詰め状態であるため、供試体密度の限界に近いと想定されるものの、 R_{L20} は比較的低い値であり、また、室 No.1 S-1 から室 No.1 S-2～S-3 の R_{L20} の増加は、室 No.2 S-1～S-2 から室 No.1 S-1 の R_{L20} の増加幅とほぼ変わらず、一般的な密度増加との関係とはやや違った傾向を示した。なお、繰返し载荷中、No.1 S-2～S-3 の供試体が弱部を有するような挙動（ネッキング等）はみられなかった。

このようなケースについて、青柳ら¹⁴⁾の成果によると、複数回の载荷ステージによる液状化試験の検討結果では、载荷後の再圧密による密度増加やそれまでの载荷履歴に関わらず、比較的大きなひずみ履歴を与えた直後の载荷ステージで液状化強度が低下する結果が示されている。よって、その供試体がもつひずみ履歴によっては、密度の高さが液状化強度に与える影響が低減するケースもあるといえる。

また、一般的に、 R_{L20} と図 14 や図 15 のような繰返し载荷中の各種挙動との間にはある程度の相関がみられるが、図 14 b) や図 15 b) のように、粘りのある挙動を呈しながらも、 R_{L20} は比較的高くないというケースもみられたことから、今後、数値解析等を行う場合には、以上のような結果を考慮して検討することが望ましい。

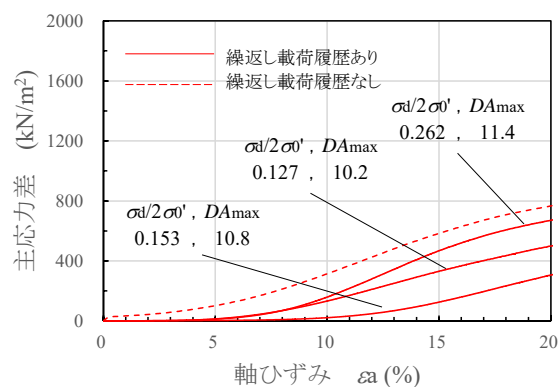
(2) 単調载荷試験（繰返し载荷履歴の有無による）

図 17 a)～c) に、3 種類の試料に対して三軸 CUB 試験を行った結果を示す。各図は、繰返し载荷履歴による DA の履歴が 0%（繰返し载荷なし）及び DA の履歴が 10% 以上（繰返し载荷あり）の供試体による主応力差 ($\sigma_a - \sigma_r$) と軸ひずみ ε_a との関係であり、繰返し载荷ありの供試体は、図 13 に対応している。なお、各図中の主応力差～軸ひずみ曲線に付した数値は、各供試体の $\sigma_d/2\sigma'_v$ 及び単調载荷前の DA_{max} である。

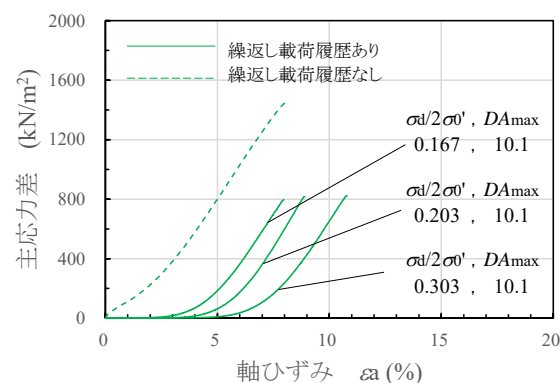
図 17 中、b) の室 No.1 S-2～S-3 のみ $\varepsilon_a=8\sim11\%$ までのデータとなっているのは、使用した試験機における载荷容量の限界によるものである。また、単調载荷試験では、軸ひずみの進行に伴う主応力差の挙動を観察するため $\varepsilon_a=30\%$ を目標に単調载荷を実施したが、繰返し载荷履歴ありのケースでは、载荷ピストン長の限界によって $\varepsilon_a=20\%$ までで载荷を終了したため、図 17 の a) 及び c) では、 $\varepsilon_a=20\%$ までの記載とした。

図 17 a)～c) より、繰返し载荷履歴がある供試体は、繰返し载荷履歴がない供試体と比較すると、室 No.2 S-1～S-2 の $\sigma_d/2\sigma'_v=0.287$ のケースを除いたいずれのケースにおいても強度が低下しており、特に初期剛性の低下が顕著である。一方、室 No.1 S-2～S-3 は、 $\varepsilon_a=8\%$ までの比較ではあるものの、繰返し载荷ありのケースであっても $\varepsilon_a=5\%$ 以降の主応力差の上昇が顕著であり、繰返し载荷なしのケースに対してある程度の応力の回復が期待できることがみて取れる。このように、試料によって、繰返し载荷履歴による非排水せん断挙動の違いがみられた。

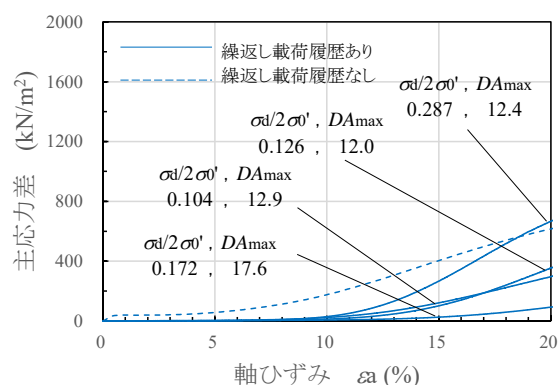
これら図 17 a)～c) の強度低下率と単調载荷前の DA_{max} との関係を示す。縦軸の強度低下率は、各ケースで実施した単調载荷試験から得た q_{max} を繰返し载荷履歴がないケースの q_{max} で正規化したものであり、強度低下の評価に使用



a) 室 No.1 S-1（水路側埋土層）



b) 室 No.1 S-2～S-3（水路側砂丘層）



c) 室 No.2 S-1～S-2（砂丘側砂丘層）

図 17 主応力差～軸ひずみ関係

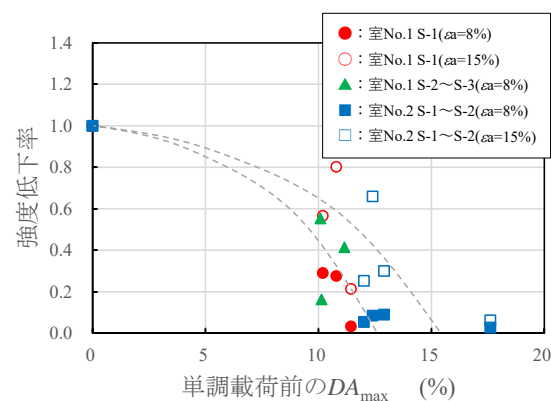


図 18 繰返し载荷履歴による強度低下

した q_{\max} は、 $\varepsilon_a=8\%$ 及び $\varepsilon_a=15\%$ 時点のものである（室 No.1 S-2～S-3 は $\varepsilon_a=8\%$ 時点のみ）。図より、他の供試体より 1.5 倍程度大きなひずみ履歴となった室 No.2 S-1～S-2 の $DA_{\max}=17.6\%$ の供試体を除くと、各 ε_a での強度低下率は、試料によらず単調載荷前の DA_{\max} に対して概ね同じ傾向を示した。

5. 室地区で発生した地震による変状のメカニズムに関する考察

本章では、調査地点における地盤構成や地下水の分布状況、X 線 CT 及び室内土質試験で得られたサンプリング試料の密度分布並びに力学特性を踏まえ、室地区で発生した地震による変状の程度の違いに関する考察について述べる。

前述のように、本報告の検討対象である室地区では、県道 8 号を挟んで水路側において、最大 12 m の側方流動による地盤変状が認められ、その要因としては、現地における噴砂等の状況や砂地盤で構成される地盤状況から、液状化に起因するものと考えられる。当該地に分布する地層のうち、液状化の可能性がある地層について N 値 20 未満を目安として推察すると、表層から 4 m 程度の厚さで分布する N 値 10 未満の埋土層（Fs）の砂と、その下位に分布する N 値 20 未満を示す砂丘層（Sd1）の砂があげられるが、地盤変状が県道 8 号から水路側のみで確認されていることを鑑みると、側方流動を引き起こした主たる液状化層は、水路側のみに分布する埋土層（Fs）である可能性が示唆される。

次に、県道 8 号より砂丘側と水路側の変状状況の相違について、水路側でのサンプリング地点である室 No.1 と砂丘側のサンプリング地点である室 No.2 とで、サンプリング試料の目視観察、密度傾向の分析結果及び室内土質試験の結果を整理する。

はじめに、試料観察及び乾燥密度の分析結果を比較する。まず、水路側（室 No.1）砂丘層では、CT 画像及び深度方向の密度分布にほぼ変化がなく、比較的高密度傾向であった。一方、砂丘側（室 No.2）砂丘層では、CT 画像や密度分布に堆積構造の影響と推察される縞状の構造や深度方向の小刻みな変動がみられ、密度は比較的低い傾向にあった。また、目視による試料観察では、水路側の室 No.1 の試料は、色調に特徴があり、褐色と灰褐色が混在している様相を呈しているが、砂丘側の室 No.2 の試料の色調は灰褐色であり、均一であった。なお、既往研究⁹⁾において主たる液状化層と想定されている水路側（室 No.1）の埋土層では、縞状の構造を伴わない深度方向の小刻みな変動が認められ、砂丘側の砂丘層と同様に、密度は比較的低い傾向にあった。

次に、物理試験及び力学試験結果による比較である。表 3 より、砂丘側（室 No.2）砂丘層と比較すると水路側（室 No.1）砂丘層は、全体的に密度が高い。供試体内の土粒子が構成可能な範囲は、主にその試料がもつ粒度組成に依存するが、両試料の粒度組成はほぼ同じであることから、水路側（室 No.1）砂丘層の方が相対的に密詰め状態といえる。それに対応して、水路側（室 No.1）砂丘層での力学試験の結果は、繰返し載荷と単調載荷のいずれも中～密詰め供試体でよくみられるような結果を得ている。ただし、その RL_{20} は、供試体の締まり具合から想定される値からは低い結果であった。他方、比較的低密度であった砂丘側（室 No.2）砂丘層では、力学試験結果も緩詰め供試体でみられるような結果が得られている。

以上、各検討結果による比較について、表 5 にまとめた。これらの結果と現地の状況から、当該地点の地盤の現状は、以下の可能性が考えられる。

本報告の CT 画像の分析結果より、砂丘側（室 No.2）の砂丘層は、堆積時に形成された縞状の密度構造が比較的確であることから堆積時の状態がある程度保持されていると推察される。したがって、当該深度の 3.50～4.50 m 及び 7.50～8.50 m の範囲では、今次の地震による液状化は発生していないものと考えられる。なお、図 13 の液状化試験結果では砂丘側（室 No.2）の砂丘層の液状化強度（ RL_{20} ）が最も低く、その値は一般的にかなり低い領域にあるにも関わらず、この地点で大きな変状が生じなかった理由としては、比較的小さい深度に地下水位が存在する水路側と比較して、県道 8 号の砂丘側では地下水位が GL-5 m 程度と深く有効上載圧が大きかったことに加えて、地表面が概ね平坦で地盤内に作用する偏圧が小さかったことにより、地震動の作用による液状化及び側方流動が生じなかったためと推察される。水路側（室 No.1）の大きな変状は、現地における噴砂や側方流動の状況ならび各種の地盤調査の結果から埋土層における液状化とそれに伴う側方流動が要因と考えられており⁹⁾、本報告において埋土層で認められた縞状構造を伴わない密度の小刻みな変動

表 5 試料観察及び室内土質試験結果の比較

地点及び地層	試料名	深度 (m)	現地の被害の程度	本報告の検討結果					
				CT 画像の縞状構造	深度方向の密度分布	密度 (Dr 参考)	工学的分類	液状化強度	繰返し載荷後の応力回復の程度
水路側 埋土層	室 No.1 S-1	1.50～2.50	大	なし	変動あり	低 (62%)	(S-F)	0.16	低
水路側 砂丘層	室 No.1 S-2～S-3	4.50～6.70	大	なし	変動なし	高 (92%)	(S-F)	0.21	高
砂丘側 砂丘層	室 No.2 S-1～S-3	3.50～8.00	小	あり	変動あり	低 (58%)	(S-F)	0.12	低

は、液状化に伴う攪乱の影響を裏付けるものとも考えられる。今回実施した砂丘層の試験結果では、砂丘側（室 No.2）よりも水路側（室 No.1）の試料で、相対的に高く一定した密度分布と液状化強度が得られたが、水路側（室 No.1）の埋土層と砂丘層の液状化強度を比較すると、液状化の発生を明確に判断し得るような大きな差異は認められない。しかしながら、図 14b)に示したように、水路側（室 No.1）の砂丘層では、繰返し载荷の進行に伴う軸ひずみの進展が緩やかで、かつ、その傾向が、過剰間隙水圧比 0.95 を超えた後も継続していることを踏まえると、そのような動的特性が、側方流動の発生有無に影響を及ぼした可能性が示唆される。

6. 結論

内灘町室地区にて、地震の発生に伴う変状が異なる近隣 2 地点において乱れの少ない試料を採取し、それらの試料を用いて地震発生後 7 ヶ月を経過した時点での X 線 CT 画像による分析及び室内土質試験を実施した。その結果、以下の知見が得られた。

- 1) 当該地に分布する地層のうち、液状化の可能性がある地層について N 値 20 未満を目安として推察すると、表層から 4 m 程度の厚さで分布する N 値 10 未満の埋土層 (Fs) の砂と、その下位に分布する N 値 20 未満を示す砂丘層 (Sd1) の砂があげられるが、地盤変状が県道 8 号から水路側のみで確認されていることを鑑みると、側方流動を引き起こした主たる液状化層は、水路側のみに分布する埋土層 (Fs) である可能性が示唆される。
- 2) 埋土層 (Fs) と砂丘層 (Sd1) に対して、X 線 CT 画像を用いた分析を行った結果、県道 8 号を挟んだ砂丘側と水路側とでは、同じ砂丘層であっても堆積構造を示す特徴的な密度分布の差異があることが明らかとなった。砂丘側の砂丘層では、地下水位の以浅、以深に関わらず堆積構造が保持されていたが、他方、水路側の砂丘層では、堆積構造は確認されなかった。
- 3) 既往研究⁹⁾において主たる液状化層と想定されている水路側（室 No.1）の埋土層では、縞状の構造を伴わない深度方向の小刻みな変動が認められ、砂丘側の砂丘層と同様に、密度は比較的低く、液状化強度も下位の砂丘層と比較して相対的に小さい値であった。
- 4) 埋土層 (Fs) と砂丘層 (Sd1) の砂に対して、乱れの少ない試料を用いて液状化試験及び繰返し载荷履歴の有無による三軸 CUB 試験を実施した結果、同じ地層でサンプリングした試料であっても地点によって液状化及び非排水せん断特性に相違がみられ、砂丘層では、被害が小さかった砂丘側より被害が大きかった水路側の方が、高い強度を示した。
- 5) 県道 8 号より砂丘側で大きな変状が生じなかった理由としては、比較的浅い深度に地下水位が存在する水路側と比較して、県道 8 号の砂丘側では地下水位が GL-5 m 程度と深く有効上載圧が大きいことに加えて、地表面が概ね平坦で地盤内に作用する偏圧が小さかったことにより、地震動の作用による液状化及び側方流動が生じなかったためと推察される。水路側（室 No.1）の大きな変状は、現地における噴砂や側方流動の状況ならび各種の地盤調査の結果から埋土層における液状化とそれに伴う側方流動が要因と考えられており⁹⁾、本報告において埋土層で認められた縞状構造を伴わない密度の小刻みな変動は、液状化に伴う攪乱の影響を裏付けるものとも考えられる。
- 6) 以上の結果を総合的に考察すると、内灘町室地区における最大 12 m に及ぶ側方流動を伴う大きな変状は、県道 8 号よりも水路側に分布する埋土層の液状化によるものと推定される。なお、縞状の密度構造が認められないことを理由として、埋土層の下位に分布する砂丘層が液状化した可能性も否定出来ないため、液状化や側方流動の発生深度を特定し、変状のメカニズムをより確かなものとするための数値解析による検討も必要と判断される。

謝辞

本報告の現地調査に際し、調査地点の土地利用を承諾いただいた関係者の皆様、X 線 CT 画像の撮影にご協力いただいた国立研究開発法人産業技術総合研究所の皆様に深く感謝いたします。また、本報告の一部は、九州大学マス・フォア・インダストリ研究所 2024 年度短期共同研究「令和 6 年能登半島地震における液状化の発生メカニズムの解明」(2024a036)の支援を得ました。ここに記して謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 窪田上太郎, 太田史朗, ハザリカヘマンタ, 松本樹典, 田中剛, 村井政徳, 藤白隆司, 道勇治: 令和6年能登半島地震による内灘町室地区の液状化被害メカニズム解明に向けた調査報告(その1), 自然災害科学 JJSNDS 43-3(2024), pp.631-639, 2024.
- 2) 窪田上太郎, 太田史朗, 越智義和, 道勇治, 藤白隆司, Hazarika Hemanta, 村井政徳, 田中剛: 令和 6 年能登半島地震による内灘町室地区における液状化被害(その3), 第59回地盤工学研究発表会発表講演集, Paper No.25-13-1-03, 2024.
- 3) 一般財団法人国土地盤情報センター: 令和6年能登半島地震【復旧支援】地盤情報緊急公開サイト, <https://publicweb.ngic.or.jp/emergency-1/>, 2024年 6 月28日.
- 4) PDC コンソーシアム: ピエゾドライブコーン (Piezo Drive Cone) の調査原理・特徴, <https://www.pdc-cons.jp/pdc/summary.html>

- 5) 藤則雄：北陸の海岸砂丘，第四紀研究，Vol. 14, No. 4, pp.195-220, 1975.
- 6) 窪田上太郎, 太田史朗, 越智義和, 今井利宗, ハザリカヘマンタ, 松本樹典, 田中剛, 村井政徳：令和6年能登半島地震による内灘町室地区の液状化被害メカニズム解明に向けた調査報告（その2），自然災害科学 JJSNDS 43-3(2024), pp641-648, 2024.
- 7) 利藤房雄：乱れの少ない試料のサンプリング技術，応用地質技術年報, No.36, 2017.
- 8) Otani, J., Mukunoki, T. and Obara, Y. : Application of X-ray CT method for characterization of failure in soils, Soils and Foundations, Vol. 40, No. 2, pp. 111-118, 2000.
- 9) 菊池喜昭, 水谷崇亮, 永留健, 畠俊郎：マイクロフォーカス X 線 CT スキャナの地盤工学への適用性の検討，港湾空港技術研究所資料, No.1125, 2006.
- 10) 平朝彦, 飯島耕一, 五十嵐智秋, 坂井三郎, 阪口秀, 坂口有人, 木川栄一, 金松敏也, 山本由弦, 東垣, 田中智行, 西村征洋, 鈴木孝弘, 木戸芳樹, 渡邊直人, 奥野稔, 井上武, 黛廣志, 小田友也, 濱田泰治, 室山拓生, 伊能隆男, 高階實雄, 勝又英信, 原田直, 西田文明, 南川浩幸, 金高良尚：ボーリングコアの X 線 CT スキャン解析による東北地方太平洋沖地震における地盤液状化層の同定，地質学会誌, Vol.118, No.7, pp.410-418, 2012.
- 11) Toyota, H. and Kazama, M. : Liquefaction traces on the Shinano River left bank after the 1964 Niigata Earthquake – Liquefaction research issues suggested by geoslicer survey results –, Japanese Geotechnical Society Special Publication, Vol.10, No.10, pp.253-258, 2024.
- 12) 日本港湾協会：港湾の施設の技術上の基準・同解説（上巻），平成 30 年 5 月, pp.410-411, 2018.
- 13) Tatsuoka, F., Ochi, K., Fujii, S. and Okamoto, M. : Cyclic undrained triaxial and torsional shear strength of sands for different sample preparation methods, Soils and Foundations, Vol.26, No.3, pp.23-41, 1986.
- 14) 青柳悠大, Seto WAHYUDI, 古閑潤一, 佐藤剛司, 宮下千花：大小様々な液状化ひずみ履歴を与えた複数回液状化試験と消散エネルギーを用いた分析，土木学会論文集 A, Vol.72, No.4, pp.I_167-I_176, 2016.

(2025.4.1 受付)