

# 異なる2つの地盤における 液状化アレー観測と記録の分析

西川純一<sup>1</sup>, 林宏親<sup>2</sup>, 江川拓也<sup>2</sup>, 三輪滋<sup>3</sup>, 池田隆明<sup>4</sup>, 森伸一郎<sup>5</sup>

<sup>1</sup>正会員 理博 独立行政法人北海道開発土木研究所土質基礎研究室 (〒062-8602 北海道札幌市豊平区平岸一条三丁目)

<sup>2</sup>正会員 独立行政法人北海道開発土木研究所土質基礎研究室 (〒062-8602 北海道札幌市豊平区平岸一条三丁目)

<sup>3</sup>正会員 飛島建設株式会社技術研究所 (〒270-0222 千葉県東葛飾郡関宿町木間ヶ瀬 5472)

<sup>4</sup>正会員 工修 飛島建設株式会社技術研究所地盤耐震研究室 (〒270-0222 千葉県東葛飾郡関宿町木間ヶ瀬 5472)

<sup>5</sup>フェロー 博士(工学) 愛媛大学助教授 工学部環境建設工学科 (〒790-8577 愛媛県松山市文京町3番)

北海道苫小牧市の近接した軟弱地盤の2地点において、液状化対策の効果、軟弱な表層地盤の増幅特性などを評価するために、1990年以来、間隙水圧記録を含むいわゆる液状化アレー観測を実施している。この観測網において1993年釧路沖地震などいくつかの地震動記録が得られた。ここでは、観測システムについて示すとともに、地震動記録の方位補正を実施し、方位が $-9\sim+64$ 度ずれていることを明らかにした。また、2地点の液状化アレー観測記録を分析し、S波速度400m/s程度の層での地中加速度が $10\text{cm/s}^2$ 程度から表層地盤の非線形性が現れること、過剰間隙水圧の残留成分は地表加速度が $20\text{cm/s}^2$ で生じはじめ、 $100\text{cm/s}^2$ 以上で急増することを明らかにした。

**Key Words :** strong ground motion, vertical array observation, pore water pressure, soft soil

## 1. はじめに

本論文は、北海道苫小牧市の近接した2地点で実施されている液状化アレー観測のシステムの概要を述べるとともに、地震計の設置方位誤差とその影響について詳細に検討し、観測記録に基づいたこれらの表層地盤の地震動増幅特性と間隙水圧発生特性について明らかにしたものである。

軟弱地盤において、加速度計や速度計等の複数の強震計を水平または鉛直に配置したアレー観測は数多く実施されているが、それらに併せて液状化の可能性のある地盤内に間隙水圧計を配置した、いわゆる液状化アレー観測も各地で実施されるようになった<sup>1)~10)</sup>。しかし観測された記録の多く<sup>1)~6)~9)~10)</sup>は、過剰間隙水圧の上昇が小さく、過剰間隙水圧が初期有効上載圧に達した、あるいは、実際に噴砂が噴出し液状化に至ったと考えられる記録を有するサイトは2地点<sup>7)~8)</sup>である。このように液状化の実挙動を間隙水圧とあわせてとらえた地震動記録は少ない。地盤の増幅特性がその地点の地盤構成や土質材料の影響を受けることを考えると、実地盤における過剰間隙水圧発生特性を理解するためにはさらに多くの記録の蓄積検討が必要と考えられる。

また、これまでの観測は液状化の可能性の高い地

盤でなされる事例が多かったが、液状化対策工の実施箇所での観測は行われていない。これに対して本研究では、液状化対策の有無による挙動の違いを捉えようとする試みがなされている。

本研究の目的は、砂層・火山灰層の液状化特性の把握、道路盛土の液状化対策効果の確認、道路盛土の地震時挙動の検討、近接した地盤構成の異なる2地点の増幅特性の比較検討である。この目的を達成するために、近接した軟弱地盤の2地点に加速度計を、また、同一地点の液状化対策部と未対策部に間隙水圧計を設置し、これらによって鉛直アレーを構成し継続的な地震観測を行う<sup>11)~12)</sup>とともに、可能な限り詳細に地盤調査・室内試験を実施した。また、記録した地震動データとあわせてデータの整理・分析を行い、表層地盤増幅特性の検討を行うものである。本システムの特徴は、①液状化の影響を検証できる液状化アレー観測システムであること、②液状化対策効果の検証が可能なシステムであること、③地盤調査・室内試験を詳細に実施していること、④近接した2地点の比較が可能なことである。

この分野における研究の進展のためには、日本のみならず世界の研究者が貴重なデータを用いて研究できるように地震動記録を地盤条件などとともに広く情報公開していくことが重要と考えられる。これ

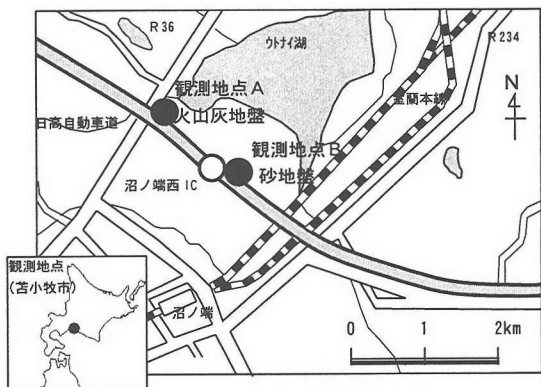


図-1 液状化アレー観測地点

らのデータはインターネットを通じて公開している。

## 2. 地盤条件

地震観測は、図-1に示すように、苦小牧市の北東部にあるウトナイ湖の南に位置する、高規格道路である日高自動車道に沿う2地点で実施されている。観測地点は国道36号と交差する植苗高架橋近傍と、そこから東方の室蘭本線方面に約1.3 km離れた沼ノ端西ICに近い明野南高架橋近傍に設置されている。

この付近は石狩から苦小牧にかけての東西の幅40から60 kmの低地帯の南部に位置し、勇払平野の一部をなしている。観測地点付近は支笏火山の火砕堆積物台地が縄文海進期に海岸流で侵食された後に、河口付近に河川の堆積作用により海岸砂丘が形成され、その背後の後背湿地が徐々に堆積作用を受けて形成された低地で軟弱層が厚く堆積している。ウトナイ湖は形成過程の名残の海跡湖である。なお、両観測地点周辺は低湿地であり、2地点の1.3 kmの区間では標高は4.6 mから5.3 m程度であり標高差がほとんどない平坦な地形となっている。

図-2に観測地点付近の北西～南東方向の地質断面図を示す。図の西方には支笏火山灰で構成される火山灰台地があり、この台地を起源とする火山灰や軽石からなる2次堆積物が西側半分に多く堆積している。一方、東側半分には海浜性の砂や背後湿地性の粘性土が分布している<sup>13),14)</sup>。西側の火山灰層(上層)や東側の砂層の締めり方は、緩い～中位であり液状化する可能性が高いことから、道路盛土建設に先立って液状化対策としてサンドコンパクションパイル(SCP)工法による地盤改良が実施されている<sup>11),12)</sup>。実際にこの地域では、1968年十勝沖地震と1982年浦河沖地震の際に液状化の発生が確認されている<sup>15)</sup>。

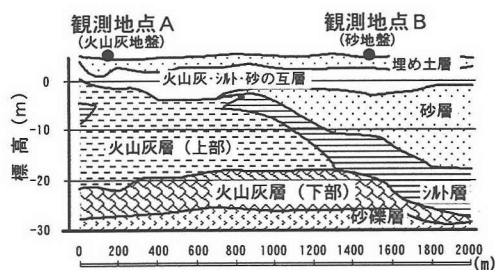


図-2 観測地点付近の地質縦断面模式図

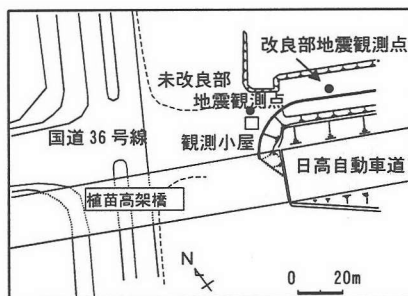


図-3 観測地点 A 付近の平面図と地震計の設置位置

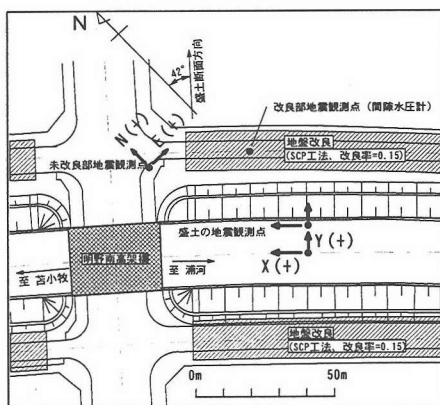


図-4 観測地点 B 付近の平面図と地震計の設置位置

G.L.-26～28 mからはS波速度も400 m/s以上の締まった砂礫層(静川砂礫層)が広く分布している。文献16)によれば、この層は層厚10 mから12 mであるが、さらに深部にはニタツポロ層とよばれる洪積シルト層が現れる。この層は数十mの層厚を有する軟質な粘性土層とされている。

なお、図-2に示す地盤構造の模式図は縦横の縮尺が違い、不整形性が強調された表現になっているが、最大でも層境界の傾斜は2/100程度であり、成層と見なせると考えられる。

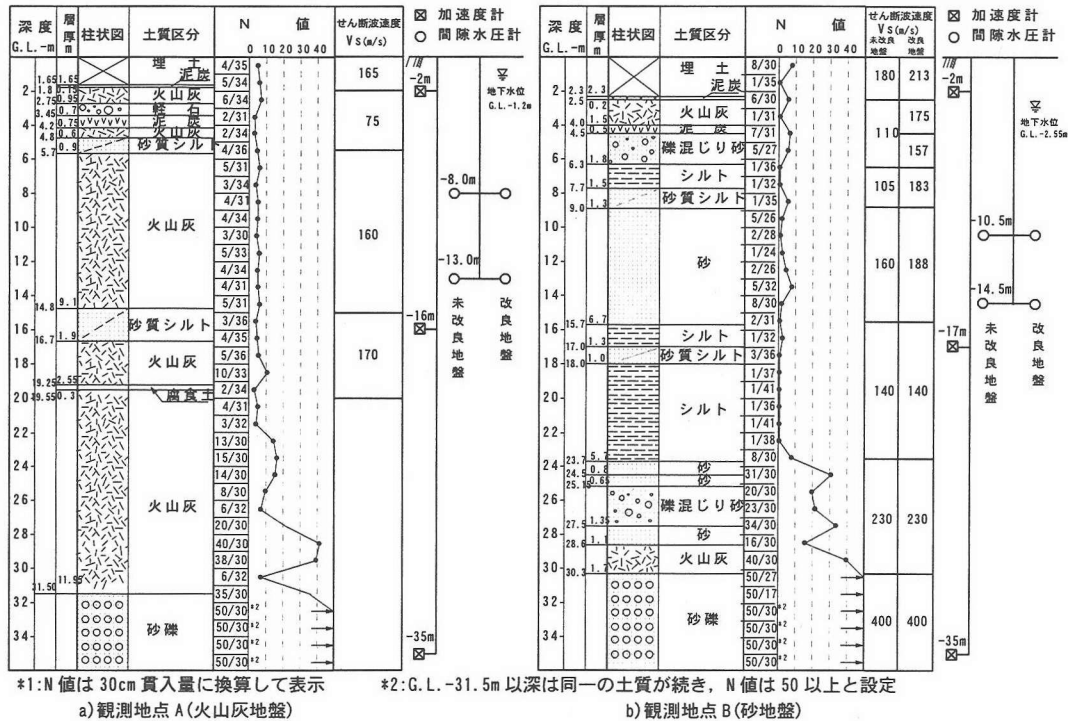


図-5 地盤柱状図と地震計、間隙水圧計の設置位置

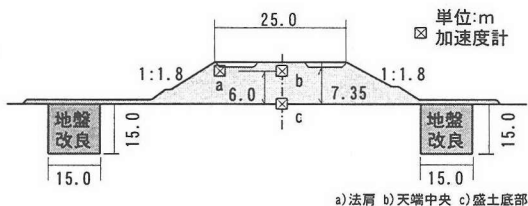


図-6 盛土断面と盛土内の地震計の設置位置  
(観測地点Bの盛土部)

### 3. 液状化アレー観測システムの構成

#### (1) 計測機器の設置位置

砂層・火山灰層の液状化特性の把握、道路盛土の液状化対策効果の確認、道路盛土の地震時挙動の検討、近接した地盤構成の異なる2地点の増幅特性の比較検討などを目的として、西側の「火山灰地盤」(観測地点A, 1991年より観測)と東側の「砂地盤」(観測地点B, 1990年より観測)の2地点において、液状化アレー観測を実施している。また、1996年からは、観測地点Bに近接した道路盛土内にも地震計を設置し、地盤と盛土の挙動を同時に観測可能なシステムとした。

図-3に観測地点A付近の平面図と地震計の設置位置、図-4に観測地点B付近の平面図と地震計の設置位置を示す。また、図-5に2地点の地盤柱状図と地震計、

間隙水圧計の設置位置を示す。図-6には観測地点Bの盛土断面と盛土内の地震計の設置位置を示す。それぞれの地点では、盛土の両側に深さ15mの範囲で液状化対策としてSCP工法による地盤改良が行われている。高架橋部分には地盤改良は施工されていない。SCP工法は、杭径70cmで地点により違いはあるが改良率10~15%で施工されている。また、改良地盤の間隙水圧計は、SCPの杭間に設置されている。

観測地点Aは2次堆積の火山灰主体の地盤構成であり、特にG.L.-6m~G.L.-20mには火山灰層や砂質シルト層が緩く堆積し、N値は5以下で液状化の可能性も高いと考えられる。G.L.-28m付近からは締まった火山灰層となり、G.L.-31.5m付近からは砂礫層が現れる。観測地点Bは表層部分の火山灰、泥炭、シルトなどの互層、G.L.-8m~G.L.-16mの緩い砂層、G.L.-16m~G.L.-24mの軟弱シルト層などで構成され、緩い砂層は液状化の可能性が高い。以下、N値20~30の火山灰主体の層、G.L.-30.3mからはN値50以上の砂礫層となっている。2地点は比較的近接し、G.L.-30~35m付近に広く分布する砂礫層上に堆積しているが、表層の構成はかなり異なることが特徴である。観測地点BではPS検層が実施されており、その結果を図-5にあわせて示す。地盤改良によりS波速度は増加している。また、観測地点Aでは直近での値はないが、約200m離れた地点で地盤改良がなされていない時点に実施されたPS検層の結果を示す。表層部分のS波速

表-1 地震観測機器の仕様

	形式	仕様
加速度計	勝島製作所 SDA-112S-3(地盤) SD-203B (盛土)	1,000cm/s <sup>2</sup> , サ-ボ型, 0~30Hz
間隙水圧計	東京測器 EP-5B	500kPa, ひずみゲージ式
記録計	勝島製作所 Dato1-100	16ビットAD変換, 100Hzサンプリング 遅延時間30秒(1999.11までは10秒) トリガー最深部3成分2.5cm/s <sup>2</sup> (盛土部は砂地盤に連動) (1997.2までは最深部水平2成分, 中間深度EW成分2.5cm/s <sup>2</sup> )

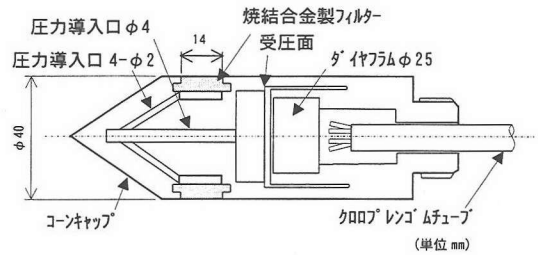


図-7 間隙水圧計の構造

度はせいぜい200 m/s以下であり、N値分布と調和的である。

加速度計は液状化対策を施していない地盤(未改良地盤)内のG.L.-2 m, G.L.-16 m(地点BはG.L.-17 m), G.L.-35 mの3深度に埋設されている。G.L.-2 m, G.L.-35 mは1台に水平2成分、鉛直1成分の合計3成分を内蔵したもので、G.L.-16 mおよびG.L.-17 mについては水平2成分である。水平2成分はそれぞれNS成分とEW成分方向に設置するように計画されているが、実際には、後に述べるように設置時の方位ずれが見られる。G.L.-35 mの加速度計は、この付近周辺に広く分布しS波速度が400 m/sを超える砂礫層内に設置されている。間隙水圧計は、それぞれの地点における液状化対象層内の改良地盤部および未改良地盤部について、それぞれ2深度に設置されている。間隙水圧計の設置深度と対象層は、地点AではG.L.-8.0 mとG.L.-13 mの火山灰層、地点BではG.L.-10.5 mとG.L.-14.5 mの砂層である。

観測地点Bの盛土は高さ7.35 m、天端幅25 m、のり勾配1:1.8で、盛土材料は現地付近で発生する火山灰質土が用いられている。盛土内には、盛土中心の底面G.L.±0 mおよび路床面-1.35 m、法肩付近の路床面-1.35 m(いずれもG.L.+6.0 m)に加速度計が設置されている。加速度計は、道路縦断方向、断面方向、鉛直方向の3成分を測定できる。

以上、本研究で対象とする地震観測システムは、地点Aでは加速度8成分、間隙水圧4成分、地点Bでは地盤部分で加速度8成分、間隙水圧4成分、盛土部分で加速度計12成分、2地点で合計36成分(加速度計28成分、間隙水圧計8成分)から構成される。

## (2) 計測機器の仕様と設置方法

計測機器の仕様を表-1に示す。

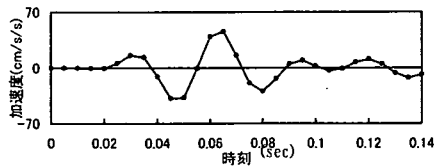
加速度計は最大1000 cm/s<sup>2</sup>まで測定できる0~30 Hzで平坦な利得特性を有するサーボ型加速度計(勝島製作所製, SDA-112S-3)である。間隙水圧計は先端がコーン状で側面にフィルターを有する容量が500

kPaのひずみゲージ式間隙水圧計(東京測器製, EP-5B)である。記録は増幅器を介し、16ビットでAD変換し、デジタル記録として地震計(勝島製作所製, Dato1-100)のメモリーに保存される。時刻修正はFM放送の時報によっている。地点AではAC 100 V 電源を使用し、公衆電話回線によりデータを回収している。地点Bは当初電源確保が困難であったため、太陽電池により電源を確保し、人手によるデータ回収を行っている。

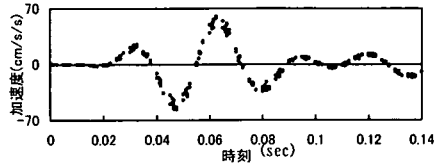
地震計の起動は、当初、砂礫層内の加速度計のEW成分、UD(鉛直)成分、中間深度のEW成分という3成分の内いずれかがトリガーレベルを越えたときに作動し記録を開始するように設定したが、A地点は1997年2月から、B地点は1997年3月から最深部の3成分に変更した。遅延時間は当初10秒とし、トリガー時の10秒前からの記録を取得した。トリガーレベルは観測開始より一律2.5 cm/s<sup>2</sup>とした。なお、観測記録によってはP波初動が記録できない場合も見られたため、2000年6月からは遅延時間を30秒とした。

加速度計は、それぞれの設置深度に対して1本ずつボーリングを行い、ロッドで埋設深度を確認し、地震計を設置後、セメントミルクを約2リットル程度注入して固定し、現地地盤材料で埋め戻している。

間隙水圧計の設置方法については、問題にされることが多い<sup>17),18)</sup>ので、詳細に記述する<sup>12)</sup>。図-7に間隙水圧計の構造を示す。2深度に埋設する間隙水圧計は一つのボーリング孔内に埋設した。埋設に先立ち水の中でコーンキャップをはずし、十分な時間をかけて間隙水圧計の受圧面とフィルターの間を水で飽和させた。埋設に当たっては、間隙水圧計を中心とする1 m間は径2~5 mmの礫で埋め戻し、2台の計器の間は相当する地層の材料(砂または火山灰)で埋め戻した。さらに、上の計器の約1 m上方に止水のためにセメントペーストと豆砂利を交互に投入しグラウトした。埋設深度については測定ロッドにより確認した。また、観測においては、間隙水圧計は観測地点の水位変動の影響を受けるので、地震時の過剰間



(a)一度の加振で計測された加速度時刻歴



(b)複数の計測記録を重ね合わせた加速度時刻歴

図-8 板たたき法による計測記録(観測地点 A G.L.-2 m)

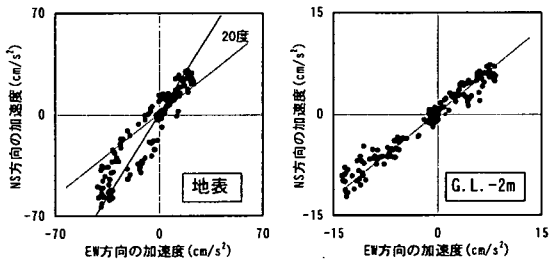


図-9 板たたき法による計測記録を重ね合わせた水平軌跡(観測地点 A G.L.-2 m)

隙水圧を精度よく測定するため、毎日朝7時にゼロに初期セットしている。したがって、記録のみからは常時の水圧に関する情報は得られない。本研究では、過剰間隙水圧の記録については、記録開始部の3~5秒間の記録を基にゼロ値を再設定している。

## 4. 地震計の設置方位

### (1) 設置方位の重要性

地震動アレー観測記録を使用して2点間の増幅特性などの評価を行う場合、地震計の設置方位のずれが、大きく影響を及ぼすことがあり、設置方位の確認と補正は、記録の取り扱いにおいて重要な課題である。地震計の設置方位がずれる原因としては、ポアホールに埋設する際に地震計そのものの方位を直接測定することが困難であるためであると考えられる。地震計の設置方位に関する研究は、佐藤・片山<sup>19)</sup>の研究をはじめとしていくつかの研究<sup>20)~24)</sup>が行われており、これらの方法を用いてアレー観測記録の補正が行われている(例えば文献25))。

これらの方法は、複数の地震計の相対的な設置方位の関係を求めるものであり、地震計の絶対的な設

置方位を特定するためには、設置方位が既知な地震計(以下、基準地震計)がアレー観測内、もしくはその近傍に必要となる。地盤を対象としたアレー観測では、地震計が埋設されるため、設置方位の明瞭な基準地震計が無いことが多く、最も浅い深度に設置した地震計の設置方位が正しいとして、その他の地震計の設置方位を補正する機会が多い。しかし、最も浅い深度に設置された地震計にも設置方位のずれが見られる場合があるとの報告もあり<sup>19)</sup>、アレー観測記録を用いて、方向性のある構造物の地震時挙動を評価するため、あるいは周辺の観測点との比較も含めて地盤の地震時挙動を評価するためには、地震計の設置方位を正確に求める必要がある<sup>26)</sup>。

そこでまず、最も浅いG.L.-2 mに設置された地震計(以後、表層地震計)の設置方位を検討する<sup>27)</sup>。次に、表層地震計と深部の地震計の相対的な設置方位の違いを求め、それぞれの地震計の絶対的な設置方位を確認する。設置誤差は水平2軸と鉛直軸の3軸まわりで生じる可能性があるが、本検討では特に誤差が生じやすい鉛直軸まわり(水平方向)のみを検討対象とする。

### (2) 表層地震計の設置方位

#### a) 設置方位の検討方法

比較的浅くに埋設された地震計の設置方位を検討する方法としては、①地震計を掘り出す方法<sup>19)</sup>、②基準となる地震計を新たにアレー観測に組み込み地震観測を行う方法などが考えられる。前者は確実な方法であるが、地表の制約条件上作業が困難な場合があること、作業規模が大きくなる場合があること、掘削時に地震計やケーブルを破損してしまう可能性があることなどの制約があることから、ここでは後者の方法を実施した。具体的には、アレー観測地点の直上の地表に埋設地震計と同じ感度特性を持つ基準地震計の水平2成分を計画設置方位(ここでは真北および直交方向の真東、以後、真北のみで示す)にあわせて設置し、埋設地震計と同時測定を行う。二つの地震計の周辺地盤はその深さ方向の距離が小さければ、ほぼ同位相で挙動すると考えられ、得られた記録を用いて互いの設置方位の関係を検討することが可能となる。本来であれば長期観測を行い、実地震動記録の長周期成分を用いて検討を行うことが望ましいが、観測システムや地震計設置場所等の制約から、人工的に地盤に振動を与え、その際の記録を用いて検討する。

#### b) 地盤の振動方法

地盤の振動方法として①板たたき法、②大型機械を用いた方法、の二つを用いる。前者は、PS検層でS

波を発生する際に用いられる方法で、地表に敷いた材木をかけやで水平に打撃して地盤に振動を与える。後者は、繰り返し振動が可能な大型機械を地震計の近傍に設置し、地盤に振動を与えるものである。なお、今回用いた二つの方法に限らず、人工的に地盤に振動を与える方法では、発生する振動は高振動数であり、波形を再現するためには、計測システムのサンプリング振動数を高めて対応する必要がある。本検討では既存の地震観測システムを計測システムとして用いるため、サンプリング振動数はその性能上の最高値である200 Hzを用いた。地震計の設置方位の検討は地点Aと地点Bの2地点で実施したが、こ

こでは地点Aの検討結果を示す。

c) 板たたき法による検討

図-8(a)に埋設地震計で計測された加速度時刻歴(NS成分)を示す。卓越振動数は30 Hz程度と高いため、200 Hzサンプリングでは波形を十分表現できていない。そこで、波形の再現性が高い計測記録を重ね合わせ、サンプリング振動数の関係で計測できなかった部分の波形を補間することを試みた。図-8(b)に10回の計測記録について重ね合わせたものを示す。波形を重ね合わせ補間を行うことにより、なめらかな波形が再現できている。

図-9に、基準地震計と埋設地震計の加速度時刻歴

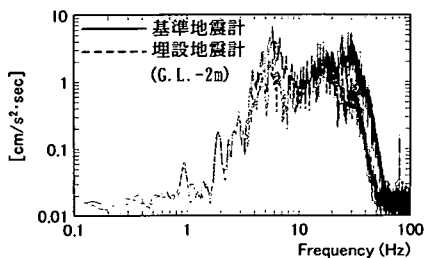


図-10 大型機械加振の計測記録のフーリエスペクトル

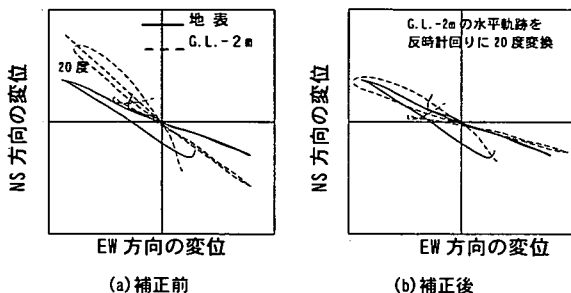


図-11 大型機械加振による基準地震計と埋設地震計の変位時刻歴の水平軌跡の比較

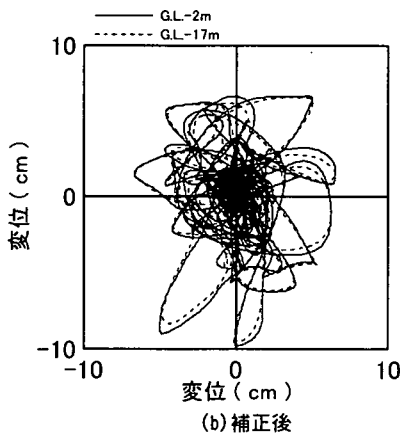
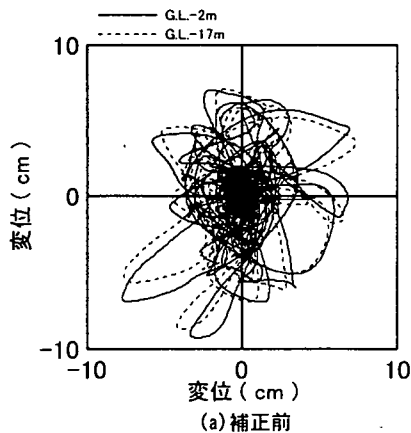


図-12 各地震計の変位の変位時刻歴の水平軌跡 (補正前, 補正後) 観測地点 B (釧路沖地震)

表-2 地震計水平 2 成分の設置方位

観測地点 A (火山灰地盤)			観測地点 B (砂地盤)			観測地点 B (砂地盤, 盛土部)		
地震計	NS, EW に対するずれ	方位	地震計	NS, EW に対するずれ	方位	地震計	盛土軸, 軸直行方向に対するずれ	方位
G.L.-2m X	+20	N340E	G.L.-2m X	+20	N340E	法 肩 X	0	N312E
Y	+20	N070E	Y	+20	N070E	Y	0	N042E
G.L.-16m X	+10	N350E	G.L.-17m X	+26	N334E	天端中央 X	0	N312E
Y	+10	N080E	Y	+26	N064E	Y	0	N042E
G.L.-35m X	-9	N009E	G.L.-35m X	+64	N296E	盛土底部 X	0	N312E
Y	-9	N099E	Y	+64	N026E	Y	0	N042E

+は反時計回り, 単位: 度

(最初の1.25波部分)での水平軌跡の一例を示す。水平軌跡の形状は似ているが、原点を中心として方向の違いがみられる。水平軌跡全体に着目してそれぞれの角度の違いを読みとると、基準地震計に対して埋設地震計は時計回りに20度程度である。このような方法で打撃場所の異なる記録を検討すると18度～20度という結果を得た。水平軌跡の方向の違いは地震計の設置方位の違いを表すと考えられ、また、水平軌跡の方向の違いは地震計の設置方位の違いと反対方向に現れることから、埋設地震計は基準地震計に対して反時計回りに18度～20度程度ずれていることが推測される。ただし、測定された振動の振動数が高いことから、この結果だけでは、信頼性は十分とは言えない。

#### d) 大型機械を用いた方法による検討

図-10に基準地震計と埋設地震計で計測された加速度記録のフーリエスペクトルを示す。大型機械の加振により励起される振動数は5～7 Hz程度と板たたき法に比べて低い。そこで、3 Hz～8 Hzのバンドパスフィルターを作用させ、加振振動数の波形を抽出しFFTで積分し変位時刻歴を求める。図-11(a)に基準地震計と埋設地震計の変位時刻歴の水平軌跡を、加振波が伝達していると考えられる時間帯からひとつ選んで重ねて示す。基準地震計に対する埋設地震計の水平軌跡のずれは時計回りに20度程度である。このような比較をいくつかの時間帯について実施したが、頻度分布の最も高い角度は20度であった。図-11(b)に埋設地震計の水平軌跡を反時計回りに20度変換したものを基準地震計の水平軌跡と重ねて示す。水平軌跡は概ね一致することから、埋設地震計の設置方位は基準地震計、つまり、真北方向に対して反時計回りに20度ずれていると判断した。なお、観測地点Bについても同様の検討を行い、G.L.-2 mの地震計は反時計回りに20度設置方位がずれていることがわかった。

以上のように、アレー観測の直上に基準地震計を設置し、人工的に地盤に振動を与えて、埋設地震計と同時計測を行い、得られた記録を用いて埋設地震計の設置方位を検討することができた。このような手法は、基準地震計と埋設地震計との距離が短い場合は適用可能な方法と考えられるが、人工震源による波形は地震動に比べ高振動成分が卓越するため、サンプリング振動数を高くする必要がある。また、サンプリング振動数が高くない場合は、計測回数を増やし再現性の高い記録を重ね合わせることで、サンプリング振動数の問題で計測できなかった部分を補間することがある程度可能である。

### (3) 地中地震計の設置方位

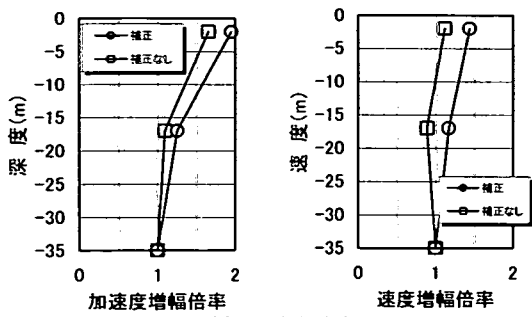
G.L.-2 mの地震計を基準にして、G.L.-17 mとG.L.-35 mの地震計について、観測地点Aでは、1991年浦河沖の地震の記録から、観測地点Bでは、観測された記録のうちもっとも大きな1993年釧路沖地震の記録を用いて相対的な設置方位を検討した。それぞれの加速度記録をFFTにより2回積分し変位時刻歴を求め、変位の水平軌跡の比較により検討した。また、山崎らの相関係数による方法<sup>20)</sup>でも誤差を検討している。図-12にそれぞれの地点における各地震計の変位の水平軌跡について、補正を加えていないオリジナルの記録と、絶対的な方位補正を施したものとを比較した一例を示す。検討の結果、観測地点Aでは、G.L.-16 mとG.L.-35 mの地震計はG.L.-2 mに対して、それぞれ時計回りに10度と29度の方向に、つまり真北に対して反時計回りに10度、時計回りに9度の方向に設置されていることがわかった。観測地点Bでは、G.L.-17 mとG.L.-35 mの地震計はG.L.-2 mに対して、それぞれ反時計回りに6度と44度の方向に、つまり真北に対して反時計回りに26度、64度の方向に設置されていることがわかった。なお、盛土の地震計については得られた地震動記録について、設置方位の明らかとなった地震計の記録とその軌跡を比較し、盛土軸および盛土断面方向に正確に設置されていることを確認している。以上から得られた地震計設置方位を表-2に示す。

## 5. 地震計の設置方位誤差が地盤の地震時挙動の評価に及ぼす影響

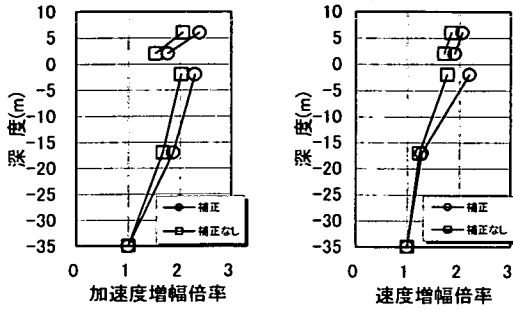
### (1) 地震計の設置方位の影響の分類

アレー観測によって得られた地震動記録に含まれる地震計の設置方位誤差が、地盤の地震時挙動の評価にどの程度影響を与えるかを、観測地点Bの補正前と補正後の地震動記録を用いて検討する<sup>20)</sup>。地震計の設置方位誤差の影響は、①アレーを組むそれぞれの地震計の水平2成分が同じ方位に設置されていないことを補正しないために生じる影響と②アレーを組む地震計間の相対的な方位の補正がされていても、地震計の絶対的な方位を正しく把握していないことで、他観測点の記録との比較を行う場合や、方向性のある構造物の挙動を検討する場合に生じる影響に分けて考えられる。

前者はそれぞれの地震計の記録を絶対的な方位(N,S,E,W方向)に補正を行った記録(以下、補正)と方位補正を全く行わない記録(以下、補正なし)の比較を行うことで検討できる。後者は、補正した記録と、G.L.-



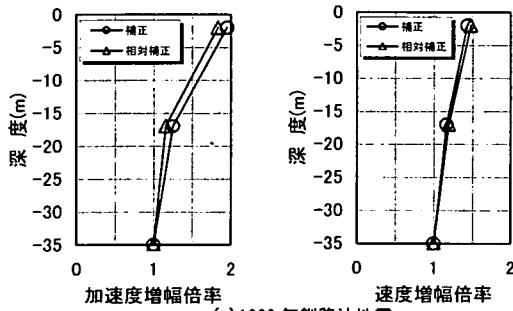
(a) 1993年釧路沖地震



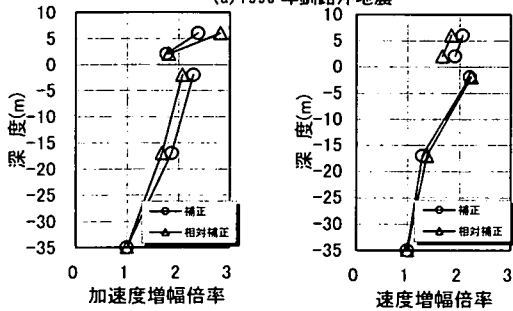
(b) 1997年浦河沖の地震

図-13 補正の有無による

加速度・速度増幅倍率の比較(地点B)



(a) 1993年釧路沖地震

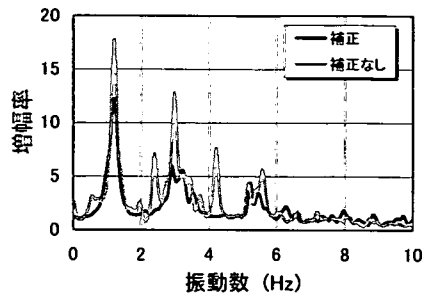


(b) 1997年浦河沖の地震

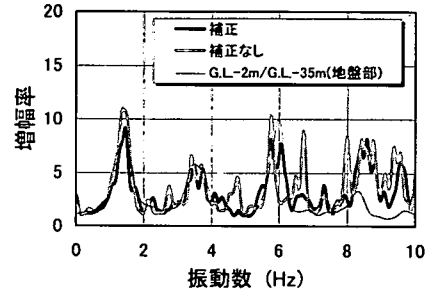
図-15 補正した方位の違いによる

加速度・速度増幅倍率の比較(地点B)

2 mの地震計の設置方位がNS,EWであるとして他の地震計の方位補正を行った記録,つまり深さ方向には同じ方位の記録であるが,NS,EWからは,ずれがある記録(以下,相対補正)の比較で検討できる.検討に用いた地震記録は,観測地点Bにおいて最も大き

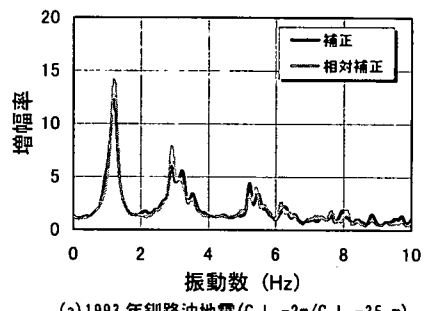


(a) 1993年釧路沖地震(G.L.-2m/G.L.-35 m)

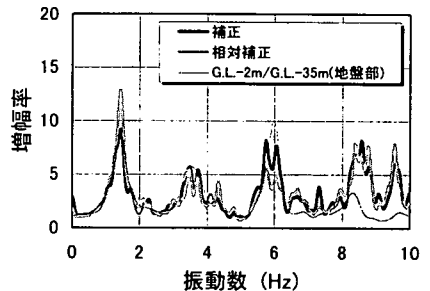


(b) 1997年浦河沖の地震(盛土天端/G.L.-35 m)

図-14 補正の有無による加速度伝達関数の比較(地点B)



(a) 1993年釧路沖地震(G.L.-2m/G.L.-35 m)



(b) 1997年浦河沖の地震(盛土天端/G.L.-35 m)

図-16 補正した方位の違いによる加速度伝達関数の比較(地点B)

い加速度が得られた1993年釧路沖地震(1993.1.15,気象庁マグニチュード  $M_j=7.8$ )と盛土に地震計を追加設置した後に記録が得られた1997年浦河沖の地震(1997.2.20,  $M_j=5.6$ )である.



## (2) 地震計間の設置方位の違いが及ぼす影響

図-13(a)に1993年釧路沖地震における最大加速度、最大速度の増幅倍率の深度分布を比較して示す。いずれも、地表面に向かって増幅していく傾向は見られるものの、補正なしのケースでは、補正した値に比べ、増幅の程度が加速度で約15%、速度で約20%小さい。図-13(b)に1997年浦河沖の地震における盛土横断方向の最大加速度と最大速度の増幅倍率の深度分布を比較して示す。図中の上部にある二つの高さの値は、それぞれ盛土天端中央、底部中央に設置した地震計の値である。増幅倍率の深度分布はいずれのケースも増幅する傾向は同じであるが、補正なしのケースでは、全体的に増幅率が小さく、地盤が線形的に挙動する小さな地震動レベルにおいても、増幅の違いは釧路沖地震の場合と同程度で、補正なしのケースでは補正した値に比べ加速度で約12%、速度で約20%小さい。

次に地盤の振動特性を表すものとして、それぞれの加速度時刻歴よりフーリエスペクトルを求め、それらのスペクトル比により定義される伝達関数を求めた。これらには、バンド幅0.2 HzのParzenウィンドウを施した。図-14(a)に、1993年釧路沖地震でのG.L.-35 mに対するG.L.-2 mの伝達関数を示す。補正の有無により読みとられる伝達特性に差が生じる。補正した場合には、0~6 Hzの間で1~3次の卓越する部分が明瞭に読み取れるが、補正なしでは1次卓越振動数より高い2~6 Hzの範囲で多くのピークがあり、2次や3次の卓越が容易に読みとれない状況であることがわかる。図-14(b)に1997年浦河沖の地震でのG.L.-35 mに対する盛土天端中央(盛土横断方向)の伝達関数を、盛土でない部分のG.L.-35 mに対するG.L.-2 mの伝達関数とあわせて示す。補正なしでは上述の0~6 Hzの範囲で形状に違いが見られるほか、盛土の卓越振動に関連する高振動数範囲でも違いが見られる。このようにアレーを組む地震計間の設置方位の違いは、その補正を行わない場合、地盤の増幅特性の評価に大きな影響を及ぼす可能性を示している。

## (3) 地震計の絶対的な方位が及ぼす影響

図-15(a)に1993年釧路沖地震における最大加速度、最大速度の増幅倍率の深度分布を比較して示す。相対補正のケースは補正の場合と差異は大きくない。これは、地震計間の方位の関係は正しいこと、図-12に示すように記録に地震動強度の方向性があまり見られないことによると考えられる。図-15(b)に1997年浦河沖の地震における盛土横断方向の最大加速度、最大速度の増幅倍率の深度分布を比較して示す。地

盤部分においては、相対補正のケースは、釧路沖地震と同じく、加速度増幅はやや小さいものの、速度応答では補正の場合とほぼ同じである。一方、盛土部分では両者で応答倍率の違いが見られる。これは、相対補正の場合には、検討している記録の方位が盛土断面方向から20度ずれていることが影響しているためと考えられる。盛土のように構造物の振動特性に方向性がある場合には、検討している方位と構造物の位置関係が重要であることがわかる。

図-16(a)に、1993年釧路沖地震でのG.L.-35 mに対するG.L.-2 mの伝達関数を示す。相対補正と補正の間には前述した理由で大きな差はない。図-16(b)に1997年浦河沖の地震でのG.L.-35 mに対する盛土天端中央(盛土横断方向)の伝達関数を、盛土でない部分のG.L.-35 mに対するG.L.-2 mの伝達関数とあわせて示す。低次振動数は大きな違いは見られないが、盛土の振動特性の影響が大きい、比較的高振動数での増幅特性には違いが見られ、盛土構造物のもつ振動特性の方向性の影響が現れたと考えられる。

このように、アレー観測記録における地震計の設置方位誤差は、最大加速度、最大速度の増幅だけでなく、伝達関数の卓越振動数や増幅率にも影響を及ぼし、地震動増幅特性評価の上で、アレーを組む地震計間の方位補正が非常に重要であることがわかった。特に盛土のように方向によって振動特性の異なる構造物や方向性の強い地震動について検討する場合や広域的に他の観測点と比較検討する場合は、地震計の絶対的な方位も正確に把握することが重要と考えられる。

## 6. 観測された記録とその特徴

### (1) 観測記録された記録と最大値

表-3に2000年12月までに観測された地震記録を前章までに示した補正を行って示す。1991年11月27日の浦河沖の地震から1999年5月13日の釧路支庁中南部の地震まで10個の地震が記録されている。1993年釧路沖地震では地表面で $100 \text{ cm/s}^2$ を越える地震動が記録され、間隙水圧記録にも明瞭な上昇が見られた。地震動のレベルは地表の最大値で加速度 $104 \text{ cm/s}^2$ 、速度 $19 \text{ cm/s}$ である。

特定の地点の液状化アレー記録に基づき、地震動レベルと過剰間隙水圧との関係を検討した事例は見られない。そこで本論文では、得られた記録を基に、地震動の加速度および速度レベルと残留過剰間隙水圧の関係を検討した。液状化現象を支配するのは有効応力の変動に直接関係する過剰間隙水圧であり、

表-3 観測された地震の諸元と最大値

No.	地震の諸元				震害記録	観測開始日時	観測終了日時	観測高さ (m)	最大加速度 (cm/sec <sup>2</sup> )									最大過剰水圧 (kN/m <sup>2</sup> )						
	地震名称および発生日時	M	震源位置 (緯度, 経度)	震源深さ (km)					震度	震害記録	地点	G.L.-2m			G.L.-17m			G.L.-35m			改良地盤		未改良地盤	
												NS	EW	UD	NS	EW	NS	EW	UD	改良地盤	未改良地盤			
1	蒲河沖の地震 1991.11.27 04:40:48.9	6.4	41° 59.8' N 142° 39.9' E	64	IV	火山灰	118.0	1991.11.27 04:41:03.73	217	11.6	13.1	4.4	6.9	9.7	6.0	8.8	3.9	1.30	1.54	2.38	- <sup>a)</sup>			
2	鉧路沖の地震 1993.01.15 20:06:47.2	7.8	42° 55.0' N 144° 21.4' E	101	IV	火山灰	234.5	1993.01.15 20:06:47.87	309	100.3	103.8	46.6	68.0	66.7	63.2	53.1	25.0	20.20	9.36	82.91	21.91			
3	北海道南西沖地震 1993.07.12 22:17:11.7	7.8	42° 46.8' N 139° 11.0' E	35	IV	火山灰	216.0	1993.07.12 22:18:11.46	283	15.0	13.8	5.9	11.9	12.7	10.5	10.7	4.4	1.70	2.09	3.88	- <sup>b)</sup>			
4	北海道南西沖地震の余震 1993.08.08 04:42:43.6	6.3	41° 57.3' N 139° 53.1' E	24	IV	火山灰	220.0	1993.08.08 04:43:49.01	193	8.7	8.9	2.5	5.1	5.7	3.8	4.4	2.3	0.66	0.62	0.77	- <sup>b)</sup>			
5	苫小牧沖の地震 1993.12.04 18:30:14.2	5.4	41° 43.4' N 141° 59.3' E	80	IV	火山灰	160.2	1993.12.04 18:30:52.76	195	14.4	9.9	7.9	7.5	7.2	4.4	5.1	2.8	0.50	0.34	0.32	- <sup>b)</sup>			
6	北海道東方沖地震 1994.10.04 22:22:56.9	8.1	43° 22.3' N 147° 40.7' E	28	IV	火山灰	469.8	1994.10.04 22:24:29.88	343	44.3	51.1	24.8	29.6	23.3	20.3	20.8	11.3	4.81	3.65	6.51	- <sup>b)</sup>			
7	三陸はるか沖地震 1994.12.28 21:19:20.9	7.5	40° 25.6' N 143° 44.9' E	0	IV	火山灰	305.4	1994.12.28 21:21:11.90	305	61.6	61.0	10.1	32.7	30.7	27.6	21.5	7.8	3.05	4.42	5.90	- <sup>b)</sup>			
8	岩手県沖の地震 1995.01.07 07:37:37.2	7.1	40° 13.2' N 142° 18.6' E	48	IV	火山灰	284.3	1995.01.07 07:38:53.33	258	15.9	23.6	4.9	10.9	13.2	8.2	11.1	3.8	1.51	1.58	2.84	- <sup>b)</sup>			
9	蒲河沖の地震 1997.02.20 16:55:00.3	5.7	41° 45.4' N 142° 52.7' E	49	IV	火山灰	149.1	1997.02.20 16:55:45.58	196	6.0	5.7	3.0	5.3	4.0	3.0	2.7	1.5	- <sup>b)</sup>	- <sup>b)</sup>	- <sup>b)</sup>	- <sup>b)</sup>			
10	鉧路支庁中南部の地震 1999.05.13 02:59:23.1	6.4	42° 56.6' N 143° 54.5' E	104	IV	火山灰	211.2	1999.05.13 03:00:21.50	256	15.7	10.2	5.0	9.1	5.9	4.9	3.6	3.0	0.75	0.44	1.22	- <sup>b)</sup>			
						火山灰	183.8	1999.05.13 03:00:17.22	219	23.4 <sup>b)</sup>	- <sup>b)</sup>	5.5	13.5	9.8	8.8	6.2	3.3	1.48	1.09	1.54	10.3			

1) No.1~5: 地震月報(気象庁), No.6~9: 地震年報(気象庁), No.10: 地震・火山月報(気象庁) 2) なんらかの機械的原因で計測できず, 3) トリガーレベルに達しなかった  
4) N340E 成分を表示, 5) N206E 成分を表示 過剰間隙水圧計設置深度は火山灰地盤が G.L.-8m と G.L.-13m, 砂地盤が G.L.-10.5m, G.L.-14.5m

圧縮伸張応力による間隙水圧の変動は有効応力の変動に関係しない。したがって、液状化のメカニズムの立場からは、間隙水圧の地震時挙動を考察する際には、繰り返しせん断応力とダイレイタンスーに起因する間隙水圧の変動と繰り返し圧縮伸張応力による変動を分離することが望ましい。しかしながら、分離する技術は未だ確立されていない。ここでは、過剰間隙水圧時刻歴に見られる振動成分は後者であると仮定し、ラグウィンドウ (Hanningウィンドウ) を複数回作用させて振動成分を除いた過剰間隙水圧を求め、これを残留過剰間隙水圧と呼ぶことにする。すなわち、残留過剰間隙水圧は、繰り返しせん断応力とダイレイタンスーに起因する間隙水圧の変動であると仮定している。完全液状化とは、この残留過剰間隙水圧が初期有効上載圧に達することと定義する。

(2) 1993年鉧路沖地震の記録に見られる非線形特性

a) 弱地震動の記録との比較

観測された地震動のうちもっとも加速度が小さいものは、1997年の蒲河沖の地震の記録である。この地震では過剰間隙水圧の記録が正常に得られなかったため、過剰間隙水圧の上昇がほとんど見られなかった1991年の蒲河沖の地震の記録もあわせて、最も過剰間隙水圧の上昇の見られた強震動としての1993年鉧路沖地震の記録と比較・検討する。

b) 1991年11月27日蒲河沖の地震 (Mj=6.4)

この地震では2地点の全成分が観測され、G.L.-2 mの最大加速度が地点A(火山灰地盤)で約13 cm/s<sup>2</sup>、地点B(砂地盤)で約18 cm/s<sup>2</sup>であった。図-17に地点Bの

G.L.-2 mとG.L.-35 mのNS成分の加速度記録と2深度の過剰間隙水圧記録(改良部と未改良部)を示す(250秒間)。地点Bの過剰間隙水圧記録は振動的な記録であり、土のダイレイタンスーに起因する体積ひずみに対応すると考えられる間隙水圧の上昇はごくわずかである。しかし、過剰間隙水圧の最大値は改良部より未改良部の方が大きい。これは改良効果の現れとも理解し得る。

c) 1997年2月20日蒲河沖の地震 (Mj=5.6)

この地震では地点Bのみで加速度記録が観測され、G.L.-2 mの最大加速度は1991年蒲河沖の地震よりも小さく、地点Bで約6 cm/s<sup>2</sup>であった。図-18に地点BのG.L.-2 mとG.L.-35 mのNS成分の加速度記録を示す(250秒間)。これらの記録は、地表と地中の記録から求めた表層地盤の平均的なせん断ひずみの最大値が0.5×10<sup>-4</sup>程度以下の小さなひずみレベルの記録、過剰間隙水圧の上昇していない記録として、強震動記録との比較に重要な役割を果たすものである。ここでいう平均的なせん断ひずみとは、各深度の加速度を積分して求めた変位の差、つまり2深度間の相対変位を地震計間距離で除して求められる2深度間の平均的なせん断ひずみのことである。

d) 1993年1月15日鉧路沖地震 (Mj=7.8)

この地震では、地点Aでは観測できなかったが、地点Bでは全成分観測に成功し、加速度、過剰間隙水圧ともに大きな記録が得られた。

図-19に地点BにおけるG.L.-2 mとG.L.-35 mのNS成分の加速度記録と、2深度の過剰間隙水圧記録(改良部と未改良部)を示す。また、図-20に地点BのNS

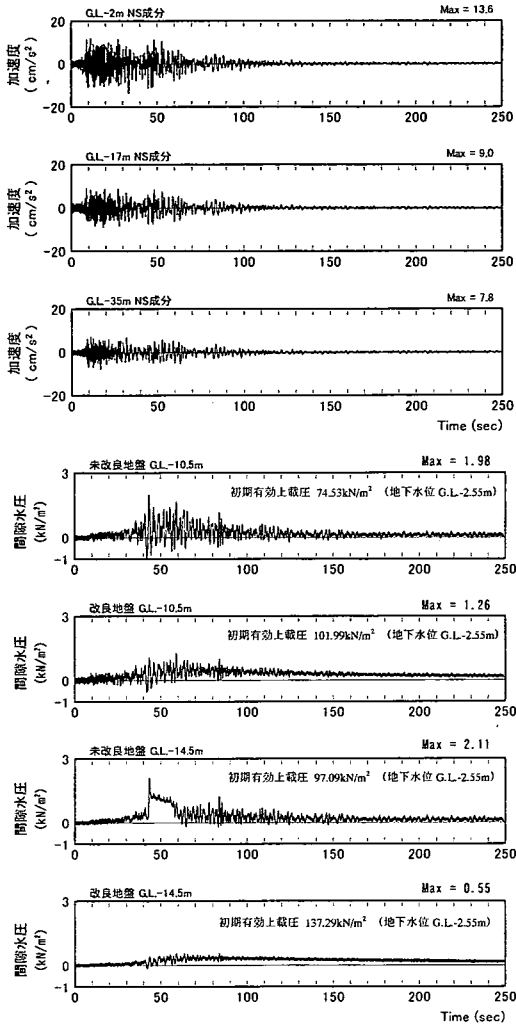


図-17 観測地点 B の加速度と過剰間隙水圧記録 (1991年浦河沖の地震)

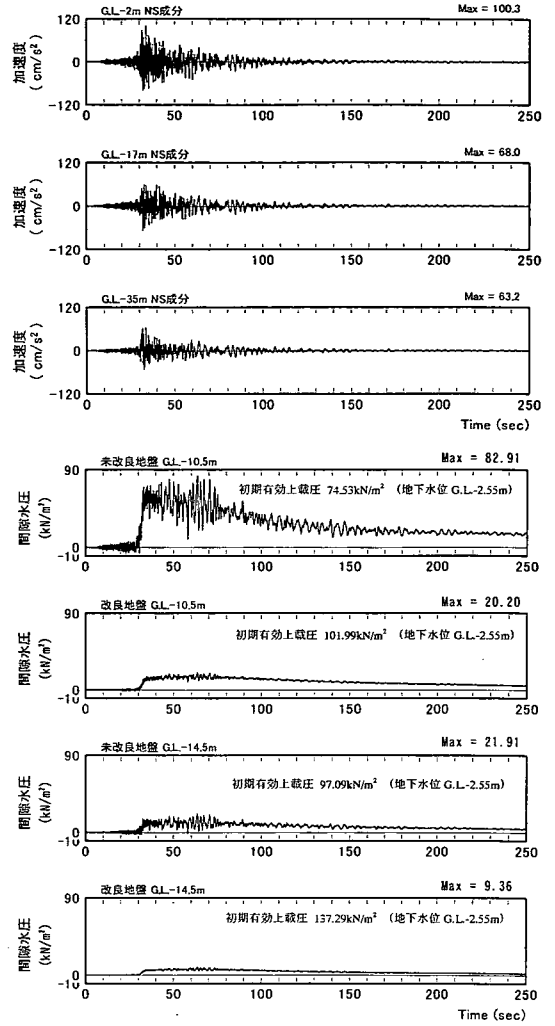


図-19 観測地点 B の加速度と過剰間隙水圧記録 (1993年鉦路沖地震)

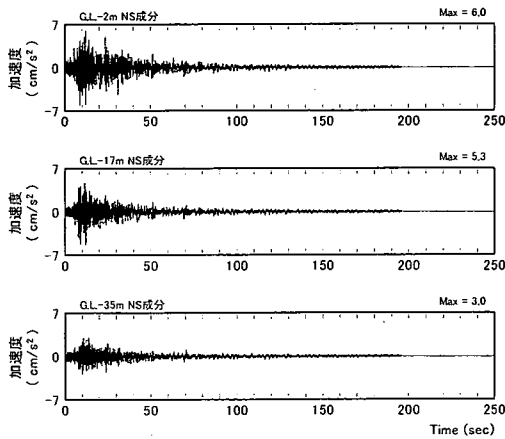


図-18 観測地点 B の加速度記録 (1997年浦河沖の地震)

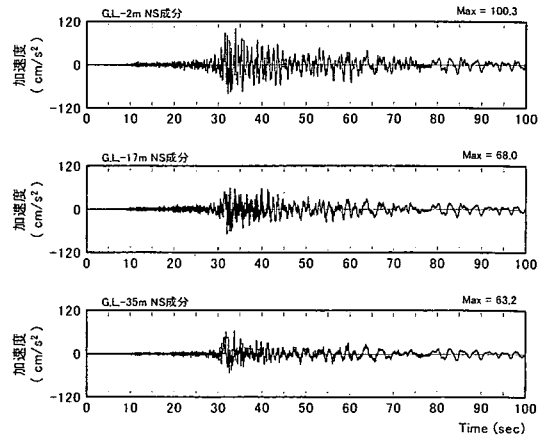


図-20 観測地点 B の加速度記録 (1993年鉦路沖地震)

成分記録の最初の100秒間を拡大して示す。NS,EW両成分の最大加速度は、それぞれG.L.-35 mの工学的基盤で約63 cm/s<sup>2</sup>、約53 cm/s<sup>2</sup>、G.L.-2 mで約100 cm/s<sup>2</sup>、約104 cm/s<sup>2</sup>を記録し、過去にも数少ない強震記録が得られた。過剰間隙水圧についても、改良部、未改良部の両者の全4成分において、液状化現象の過程を裏付ける明瞭な蓄積と消散の様子が認められる数少ない記録が得られた。図-19では蓄積される様子が明瞭で、上昇開始から蓄積成分の最大値まで、主要動の初期に対応するわずか4秒間であることが読みとれる。また、消散過程も鮮明であり、上昇開始から約250秒経過しても初期状態には戻らないことがわかる。

過剰間隙水圧は、有効上載圧で除した水圧比で考えたとき、振動成分のピーク値は未改良部G.L.-10.5 mで1に達しているものの、振動成分を除いた上昇量は約0.75であり、完全液状化には達していないと言える。地震後の現地調査では噴砂などの液状化の痕跡は見つからなかったが、このことは観測結果と調和的である。

また、改良部G.L.-10.5 mでは、振動成分を除いた上昇量は約0.25であり、未改良部の1/3に抑制されている。したがって、SCPによる地盤改良は過剰間隙水圧の上昇の抑制に寄与していることがわかる。

#### e)地盤震動に及ぼす非線形性、過剰間隙水圧の影響

ここでは、G.L.-35 mと地表面に近いG.L.-2 mの加速度記録のフーリエスペクトル比で与えられる伝達関数から得られる地盤震動特性について、二つの蒲河沖の地震と鉦路沖地震を比較することにより、地盤震動に見られる非線形性、過剰間隙水圧の影響について考察する。3つの地震の伝達関数のピークを示す周波数と振幅の違いを比較することにより、地盤の剛性の変化を知ることができ、土の非線形性や液状化の影響を定量的に評価できる。

図-21にそれぞれの地震のNS成分、EW成分より得られた伝達関数を示す。これらには、バンド幅0.2 HzのParzenウィンドウを施してある。

1997年蒲河沖の地震では、1.39~1.44 Hz、3.5~3.55 Hz、5.8~5.95 HzにNS成分、EW成分に共通して卓越するピークが見られる。これらは、それぞれ表層地盤の1次、2次、3次の固有周波数であると考えられる。1991年蒲河沖の地震、鉦路沖地震においても1~3次のそれぞれのピークは明瞭に認められるが、1991年蒲河沖の地震では、これらが1.25~1.3 Hz、3.35~3.45 Hz、5.85~5.9 Hzに見られ、1次2次のピーク周波数が低下している。鉦路沖地震においては、それぞれ1.19~1.20 Hz、2.95~3.1 Hz、5.3~5.45 Hzへと低周波数側に変化しているのがわかる。地盤の1次固有周波数

を $f_1$ とし、微小ひずみレベルの $f_1$ を $f_{1m}$ 、地震時の $f_1$ を $f_{1e}$ とすると、 $f_{1e}/f_{1m}$ で示されるそれらの比 $r_f$ により、表層地盤の平均的な剛性低下が得られる。せん断剛性 $G$ とせん断弾性波速度 $V_s$ は、地盤の質量密度 $\rho$ を介して $G = \rho \cdot V_s^2$ の関係にあり、1次固有周波数は1/4波長則より $f_1 = V_s/4H$ ( $H$ :層厚)で表されるので、地震時のせん断剛性 $G_e$ と微小ひずみレベルでのせん断剛性 $G_m$ の比で表される剛性低下率 $G_e/G_m$ は

$$G_e/G_m = (\rho \cdot V_{s_e}^2) / (\rho \cdot V_{s_m}^2) = (f_{1e}/f_{1m})^2 = r_f^2 \quad (1)$$

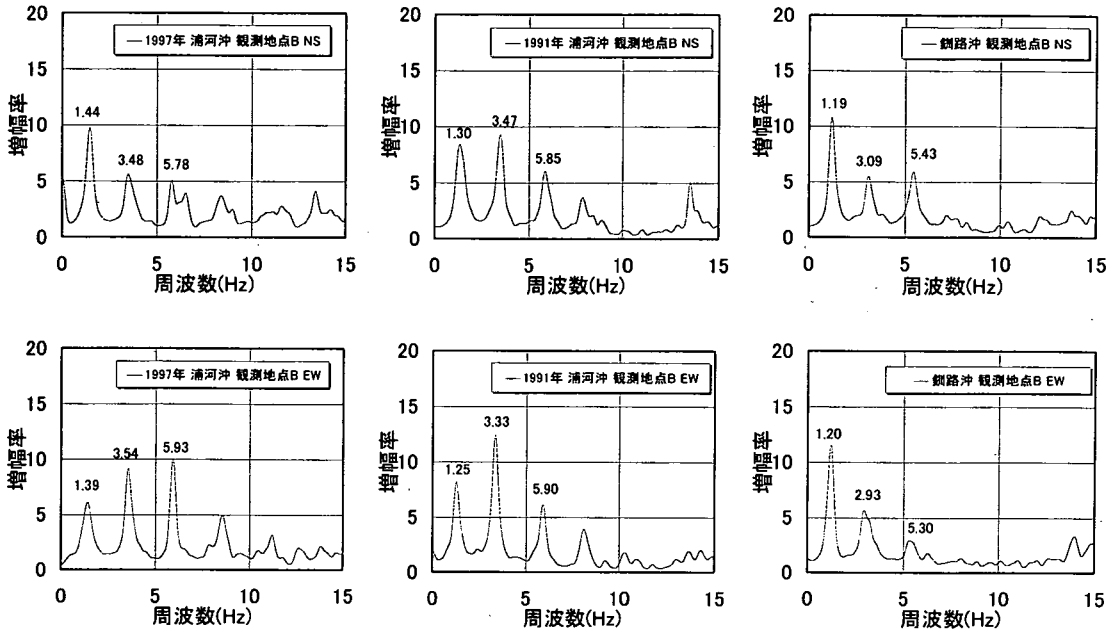
で求められる。 $f_{1m}$ は常時微動の水平鉛直スペクトル比から推定できるとされている<sup>28),29)</sup>ので、微動計により地表面において常時微動測定を実施した。ばらつきはあるものの、おおむね $f_{1m} = 1.35 \sim 1.5$  Hzであった。したがって、1997年蒲河沖の地震では剛性低下はほとんどないと考えられる。いま仮に、1997年蒲河沖の地震を基準としたとき、特に地盤震動に影響が大きいと考えられる1次ピーク周波数の比 $r_f = f_1(\text{鉦路沖})/f_1(1997\text{蒲河沖})$ は、NS成分で約82%、EW成分で約86%であるので、剛性低下は初期剛性の67%~74%程度となる。大きな間隙水圧が発生しているにもかかわらず剛性低下の程度はそれほど大きくないが、これは、G.L.-14.5 mでの過剰間隙水圧がそれほど上昇していないことから考えて、過剰間隙水圧の上昇した層が厚くはないためであると考えられる。

#### (3)観測記録に見られる地震動増幅特性

特徴的な地震動について、その地盤振動特性を検討したが、ここでは2地点の地震動増幅特性の傾向を見るために、すべての記録のPGA、PGVを求め、地中G.L.-35 mに対する地表G.L.-2 mの比としてその増幅率を比較する。図-22に地中(G.L.-35 m)の最大値に対する、地表の最大値の倍率との関係を増幅度と考えて示す。入力地震動そのものの周期特性などにより増幅の違いがあるため、必ずしも一様な傾向としては現れないが、水平動については、地震動レベルに応じて表層地盤の非線形性が現れているのがわかる。

加速度では、地点Aにおいては、ばらつきがあり明瞭な傾向が伺えないが、地点Bでは加速度レベルが大きくなるにしたがい、地表の増幅倍率が小さくなる傾向が見られる。速度では両地点とも、明瞭に応答が小さくなる傾向が見られる。地中の速度が1 cm/sを越えると増幅倍率は2倍以下となり、徐々に低減していく。

表層地盤の非線形性はその卓越振動数に現れると考えられる。図-23には、図-22と同様にすべての地



(図中の数字は $t^*$ -周波数)

図-21 各地震ごとの伝達関数 (G.L.-2m/G.L.-35 m)

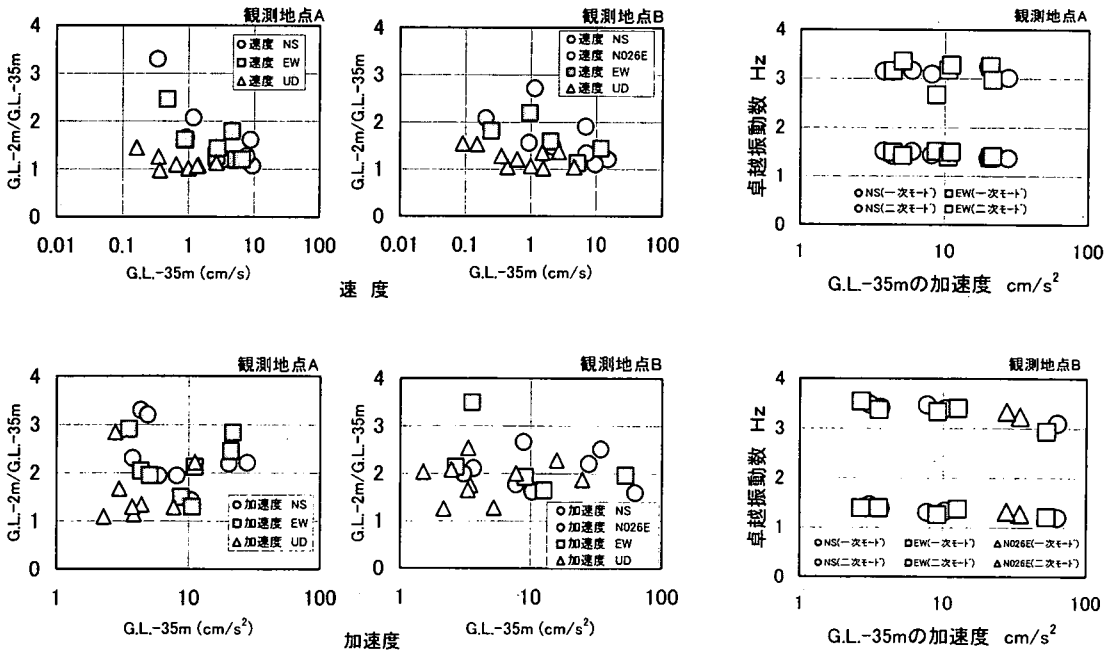


図-22 地中の地震動レベルに対する  
地表の地震動の最大値の増幅率

図-23 地中地震動レベルに対する  
卓越振動数

波線：地震動強さに対するそれぞれの深さにおける過剰間隙水圧の変化

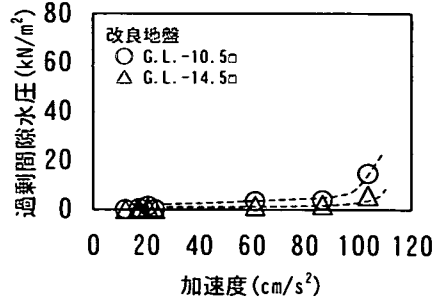
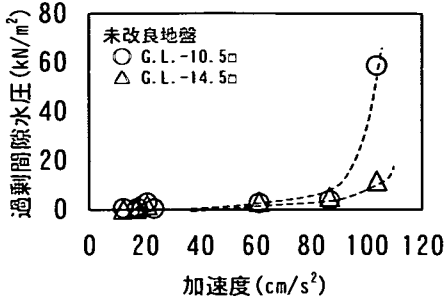


図-24 観測地点 B における地表加速度と残留過剰間隙水圧の最大値の関係

波線：地震動強さに対するそれぞれの深さにおける過剰間隙水圧の変化

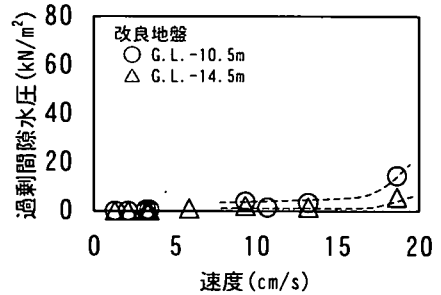
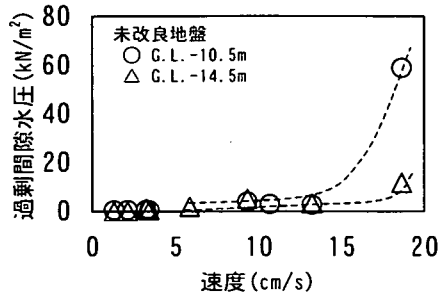


図-25 観測地点 B における地表速度と残留過剰間隙水圧の最大値の関係

波線：地震動強さに対するそれぞれの深さにおける過剰間隙水圧の変化

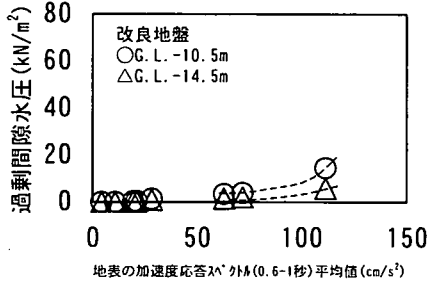
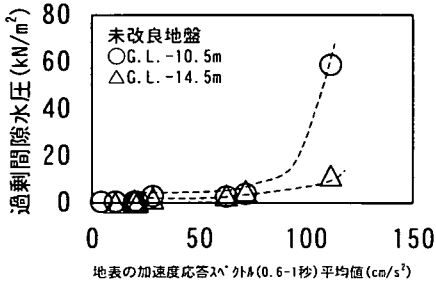


図-26 観測地点 B における地表の加速度応答スペクトルの平均値 (0.6~1 秒) と残留過剰間隙水圧の最大値の関係

震動について、地中の地震動レベルに対する、地中の記録と地表の記録の伝達関数から読みとった卓越振動数の関係を示す。1次、2次ともに卓越振動数は地中の加速度や速度が大きくなるにしたがい、徐々に低下する傾向を見いだすことができる。最大値で見られる低下傾向よりもばらつきがなく明瞭である。加速度では10 cm/s<sup>2</sup>を超えて現れ、20~30 cm/s<sup>2</sup>で明瞭となる。既往の地震観測や地震応答解析<sup>30)</sup>、振動台実験の結果<sup>31)</sup>で、入力加速度が概ね30 cm/s<sup>2</sup>程度から非線形性の発現が明瞭となることとよく対応していると考えられる。

表層地盤の卓越振動数は1次については地点Aの方が小さく、2次については地点Aの方が小さい。最大

値での増幅の減少の程度の差や、卓越振動数の違いから、表層地盤の構造の違いが増幅特性に反映されていることがわかる。

以上のように、観測記録の簡単な分析から、地震動レベルが大きくなると、小さな地震動レベルから、地盤の非線形性が現れ、地盤の平均的な剛性が低下することがわかった。このことは、いままで言われてきたひずみレベルを変化させた動的変形特性の室内試験による知見と調和的である。

#### (4) 観測記録に見られる過剰間隙水圧上昇特性

実地震動記録において、過剰間隙水圧がある程度上昇した記録を含めて、地震動レベルと過剰間隙水

圧との関係を検討した事例はほとんどない。ここでは、得られた記録を基に、地震動の加速度および速度レベルと残留過剰間隙水圧の関係を検討した。図-24に地表面最大加速度と過剰間隙水圧の関係を地点Bについて示す。なお、図中には、地震動強さに対するそれぞれの深さにおける間隙水圧の変化を破線で示す。

間隙水圧が過剰間隙水圧比で0.75まで上昇していることから、間隙水圧計が埋設されたシルト層ではせん断ひずみが $10^{-3}$ のオーダーまで達していることが推察される。しかし、地震計間の相対変位から算出した地盤の平均的なせん断ひずみで見ると、間隙水圧計が埋設されたシルト層を含む層の最大せん断ひずみは $3 \times 10^{-4}$ 程度であった。この結果からでは間隙水圧が発生しやすい地層であることも考えられるが、せん断ひずみに関する議論はここでは行わない。

未改良地盤では、地表加速度が $20 \text{ cm/s}^2$ を超えると、初期有効上載圧の2%を越える残留成分が生じる。改良地盤でも、同一の地震では未改良地盤よりも過剰間隙水圧は小さいものの、ほぼ同程度の加速度レベルから残留成分が発生する。地表加速度が $100 \text{ cm/s}^2$ を超えると、残留成分が急激に増加し、初期有効上載圧の10%以上、特に未改良地盤では、場合によっては75%を超える残留成分が生じ、蓄積が明瞭となる。G.L.-10.5 mでは地表加速度が $100 \text{ cm/s}^2$ を超えた場合の間隙水圧の上昇が非常に急激であるのに対し、G.L.-14.5 mでは、増加の程度はG.L.-10.5 mと比較して緩やかである。同じ未改良地盤でも、間隙水圧計を設置した2深度では、N値の違いが見られことから、液状化強度に違いがあり、間隙水圧上昇特性に影響をおよぼしているものと考えられる。

改良地盤においても、未改良地盤での上昇が顕著なG.L.-10.5 mでは、やはり $100 \text{ cm/s}^2$ 以上での上昇が大きい。また、未改良地盤のG.L.-14.5 mよりも上昇程度は大きい。G.L.-14.5 mは、未改良地盤と同じく、増加程度は大きくなるが、G.L.-10.5 mに比して緩やかである。改良地盤では深さ方向に改良率が同じであり、原地盤の強度の差や間隙水圧上昇特性の違いが改良後のそれにも影響していると考えられる。

同様の関係を最大速度でも検討した。図-25に地表最大速度と過剰間隙水圧の関係を地点Bについて示す。速度が $5 \text{ cm/s}$ から残留成分が生じ、また、速度が $15 \text{ cm/s}$ を超えてから残留成分が急増する。

加速度・速度最大値だけでは周期特性が的確に反映されない場合もあることから、地表記録の加速度応答スペクトルについて、地盤の一次固有周期付近の周期帯(0.6~1.0秒)における平均値を求め、過剰間隙水圧との関係を求めた。結果を図-26に示す。最大

加速度の場合ときわめて近い関係が得られた。すなわち、加速度応答スペクトルの平均値が $25 \text{ cm/s}^2$ を超えて初期有効上載圧の2%を越える残留成分が生じ、さらに $100 \text{ cm/s}^2$ を超えると、残留成分が急激に増加することである。このように最大加速度や速度で得られた関係は周期特性を考えた場合でも、ほぼ同じ関係が得られた。

以上のように、過剰間隙水圧の残留成分は、地表加速度で $20 \text{ cm/s}^2$ 、地表速度で $5 \text{ cm/s}$ を超えると、初期有効上載圧の2%程度を越えて現れること、また、過剰間隙水圧の急激な増加は、地表加速度で $100 \text{ cm/s}^2$ 、地表速度では $15 \text{ cm/s}$ 以上で生じることがわかった。さらに過剰間隙水圧の上昇の程度などの特性は、その地盤の液状化強度などに依存して変わることがわかった。

## 7. 結論

北海道苫小牧市の近接した2地点で実施されている液状化アレー観測のシステムの概要を述べるとともに、地震記録を様々な角度から精度よく検討できるように、設置した地盤条件や観測システムの仕様について詳細に整理して述べた。さらに、地震計の設置方位とその影響について詳細に検討し、観測記録に基づいたこれらの表層地盤の増幅特性と間隙水圧発生特性について分析・考察を行い次の結論を得た。

(1)1990年以来、液状化地震動鉛直アレー観測を実施し、間隙水圧の上昇した記録を含む10地震の良好な記録を得た。

(2)地震計の設置方位について、板たたき法、大型機械加振、地震動記録の各面から詳細に検討し、絶対的な設置方位が $-9 \sim 64$ 度ずれていることを明らかにした。

(3)地震計の設置方位誤差が地震動増幅特性の評価に及ぼす影響を明らかにした。本アレー観測サイトを例にあげ、適切な補正を施さない場合には、地盤の1次卓越振動数における増幅率を15~20%過大評価する場合があることやその振動数より高い振動数範囲での卓越を適切に認識できない場合があることなどを例示した。

(4)最大速度の増幅率や地中と地表の伝達関数の比較から、地中での加速度が $10 \text{ cm/s}^2$ を超えると表層地盤の非線形性が現れることがわかった。

(5)過剰間隙水圧には、地表加速度で約 $20 \text{ cm/s}^2$ 、速度で約 $5 \text{ cm/s}$ を超えると初期有効上載圧の2%程度を越える有意な残留成分が現れる。地表加速度が $100$

cm/s<sup>2</sup>, 速度が15 cm/s以上になると過剰間隙水圧の残留成分は急激に増加することがわかった。

なお、これらの観測記録に関しては、広範な研究利用を目的に、北海道開発土木研究所のホームページ <http://www.ceri.go.jp/tomakoma/array/index.htm> で公開し、デジタル記録をダウンロードできるようになっている。本論文で述べられた詳細な情報や研究成果は、表層地盤の地震動増幅特性における非線形性や原位置液状化挙動の研究の推進に対して有用であると考えられる。今後さらに、地盤調査結果、室内試験結果などを基に、表層地盤の増幅特性や間隙水圧の上昇が地盤震動に及ぼす影響に関して詳細に検討を進める予定である。

謝辞：初期の地震計の設置にあたっては、北海道開発局室蘭開発建設部の協力を得ました。ここに謝意を表します。

#### 参考文献

- 1) Harp, E.L., Sarmiento, J. and Caruswick, E.: Seismic-induced pore water pressure records from the Mammoth Lakes, California, earthquake sequence of 25 to 27 May 1980, *BSSA*, Vol.74, No.4, pp.1381-1393, 1984.
- 2) Ishihara, K., Shimizu, K. and Yamada, Y.: Pore Water Pressures Measured in Sand Deposits during an Earthquake, *Soils and Foundations*, Vol.21, No.4, pp.85-110, 1981.
- 3) Ishihara, K., Anazawa, Y. and Kuwano, J.: Pore water pressures and ground motions monitored during the 1985 Chiba-Ibaragi Earthquake, *Soil and Foundations*, Vol.27, No.3, pp.13-30, 1987.
- 4) 清水 昭男, 阿部 健一, 粕田 金一, 柳沢 栄司, 神山 真: 高密度アレー観測に組み込まれた原位置間隙水圧観測システムの概要と観測例, 土木学会第41回年次学術講演会, pp.757-758, 1986.
- 5) 柳沢 栄司, 清水 昭男, 大宮 宏之: 地震波動による表面砂地盤の間隙水圧の応答, 第7回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.589-594, 1986.
- 6) Ishihara, K., Muroi, T. and Towhata, I.: In-Situ Pore Water Pressures and Ground Motions during the 1987 Chiba-Toho-Oki Earthquake, *Soils and Foundations*, Vol.29, No.4, pp.75-90, 1989.
- 7) Holzer, T.L., Youd, T.L., and Hanks, T.C.: Dynamics of Liquefaction during the 1987 Superstition Hills, California Earthquake, *Science*, Vol.244, pp.56-59, 1989.
- 8) Shen, T.K., Weng, Z. and Li, X.S.: Pore Water Pressure during 1986 Lotung Earthquakes, *Proc. of 2nd International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, Vol.1, pp.557-563, 1991.
- 9) 井合 進, 倉田 栄一: ゆるい砂地盤における地震時の間隙水圧の観測と解析, 港湾技研資料, No.718, pp.3-18, 1991.
- 10) 林 和生, 大保 直人, 鈴木 輝一, 鈴木 康嗣, J.H. Prevost: 鉛直方向入力地震動が間隙水圧の上昇に与える影響, 土木学会第47回年次学術講演会講演概要集, 第1部, pp.805-806, 1992.
- 11) 林 宏親: 自動化された液状化観測システムの設置—高規格幹線道路日高自動車道(北海道)—, 土と基礎, Vol.39, No.1, pp.117-118, 1991.
- 12) 西川 純一, 小田島 大, 森 伸一郎, 三輪 滋: 1993年釧路沖地震における液状化アレー観測, 土と基礎, Vol.42, No.3, pp.57-62, 1994.
- 13) 日本の地質「北海道地方」編集委員会編: 日本の地質「北海道地方」, 共立出版株式会社, 1993.
- 14) 曾屋龍典, 佐藤博之: 千歳地域の地質, 地域地質研究報告, 5万分の一図幅, 札幌(4)第42号, 地質調査所, 1980.
- 15) 若松 加寿江: 日本の地盤液状化履歴図, 東海大学出版会, p.314, 1991.
- 16) 近藤 務, 五十嵐 八枝子, 吉田 充夫, 井上 俊和, 平信行, 山崎 正道, 岡村 聡, 前田 寿嗣, 嵯峨 山積, 菅原 誠, 国分 公貴, 安井 賢: 石狩低地帯最南部地下の第四系—特に最終間氷期の相対的海水準変化の検討—, 地質学雑誌, 第102巻, 第4号, pp.312-329, 1996.
- 17) Hushmand, B., Scott, R.F. and Crouse, C.B.: In-Place Calibration of USGS Pore Pressure Transducers at Wildlife Liquefaction Site, California, USA, *Proc. of 10th World Conference on Earthquake Engineering*, pp.1263-1268, 1992.
- 18) 森 伸一郎, 三輪 滋, Guan Baoqi: 液状化した地盤の地震時挙動に関する検討, 土木学会第22回地震工学研究発表会, pp.51-54, 1993.
- 19) 佐藤 暢彦, 片山 恒雄: 地中地震計の設置方位の推定, 第17回地震工学研究発表会講演概要集, pp.115-118, 1983.
- 20) 山崎 文雄, 鹿 林, 片山 恒雄: アレー観測における地震計設置誤差の評価, 土木学会論文集, No.432/I-16, pp.231-240, 1991.
- 21) 植竹 富一, 真下 貢, 天池 文男: やや長周期地震動を用いた地中埋設地震計の方位推定, 地震, 第44巻, pp.151-154, 1991.
- 22) 林 雅弘, 山本 昌士, 中野 裕公, 森 伸一郎: 地中埋設地震計の方位推定, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp.309-310, 1992.
- 23) 政尾 亨, 真下 貢, 中村 亮一: 埋設地震計の方位角



- の差と時刻歴の検討法について-(その1)検定法と時刻差の影響について-, 日本建築学会学術講演概要集 I, pp.327-328, 1995.
- 24) 菅原 正晴, 真下 貢, 政尾 亨: 埋設地震計の方位角の差と時刻歴の検討法について-(その2)ベクトル法による実地震動の方位検定例-, 日本建築学会学術講演概要集 I, pp.329-330, 1995.
- 25) Sugito, M., Sekiguchi, K., Yashima, A., Oka, F., Taguchi, Y. and Kato, Y.: Correction of orientation error of borehole strong motion array records during the South Hyogo Earthquake of Jan.17, 1995, *Journal of Japan Society of Civil Engineers, J. Struct. Mech. Earthquake Eng.* No.531/ I -34, 51-63, 1996.
- 26) 林 宏親, 西川 純一, 江川 拓也, 三輪 滋, 池田 隆明: 地震計の設置誤差が地震時地盤挙動の評価に与える影響, 第34回地盤工学研究発表会講演概要集, pp.1901-1902, 1999.
- 27) 池田 隆明, 三輪 滋, 西川 純一, 林 宏親, 江川 拓也: 地表付近に埋設された地震計の設置方位の検討, 第34回地盤工学研究発表会講演概要集, pp.1899-1900, 1999.
- 28) 中村 豊, 上野 真: 地表面震動の上下成分と水平成分を利用した表層地盤特性推定の試み, 第7回日本地震工学シンポジウム講演集, pp.265-270, 1986.
- 29) 大町 達夫, 紺野 克昭, 遠藤 達哉, 年縄 巧: 常時微動の水平動と上下動のスペクトル比を用いる地盤周期推定方法の改良と適用, 土木学会論文集, No.489/ I -27, 251-260, 1994.
- 30) 三輪 滋, 森 伸一郎: 地盤の地震動増幅特性に及ぼす過剰間隙水圧の影響, 第9回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.211-216, 1994.
- 31) 森 伸一郎, 三輪 滋, 沼田 淳紀: 1995年兵庫県南部地震におけるまさ土埋地盤の液状化挙動に関する振動台実験, 土木学会論文集, No.549/ I -37, 231-248, 1996.

(2001. 8. 27 受付)

## LIQUEFACTION ARRAY OBSERVATIONS AT TWO SITES AND ANALYSIS OF THEIR RECORDS

Jun-ichi NISHIKAWA, Hirochika HAYASHI, Takuya EGAWA,  
Shigeru MIWA, Takaaki IKEDA and Shin-ichiro MORI

Liquefaction array observation has been conducted since 1990 at two adjacent sites on soft soil in Tomakomai, Hokkaido. Several records during earthquakes including the 1993 Kushiro-oki earthquake were successfully obtained. This paper shows that the orientation errors of accelerometers varied between -9 and +64 degrees. And it illustrates that excess pore water pressure starts to be built up more than 20 cm/s<sup>2</sup> in acceleration at the ground surface and suddenly increase over 100 cm/s<sup>2</sup> as part of conclusions.