

波浪による間隙水圧変動のモデルのパラメータ

京都大学工学部 正会員 ○酒井哲郎、前田建設工業 上田康浩
Univ. of Delaware D. T. Cox

1 はじめに： 波浪による海底地盤の液状化などの問題の原因となる海底地盤内の間隙水圧変動に関しては、いままで現地観測をした例がほとんどない。そこで本研究では、我々が昨年行った現地観測を紹介すると共に、Mei & Foda(1981)の間隙水圧に関する近似解のパラメータの1つである間隙水の有効体積弾性係数 β に関して、観測結果を説明する値を検討する。

2 現地観測概要： 現地観測は、新潟県大潟町にある京都大学防災研究所大潟波浪観測所において実施した。観測したのは、海岸線から約250m沖合いに延びたT字型栈橋のTの字の海岸からみて左肩の部分のほぼ中央部の直下の、海底地盤表面の波圧変動と地盤中の間隙水圧変動である。水深は約5mである。長さ3mの間隙水圧測定装置(図-1)は、ウォータージェットにより海底地盤中約2.2mまで埋設した。水圧の受圧面には、フィルター(40 μ m)を取り付けた。各受圧部分では、パイプの内外の水の出入りがないように完全にシャットアウトした。

ダイバーによると、波圧計 No.1 は海底面から約30cm上にあったが、埋設したパイプの周りが図のように少し深くなっていたということである。No.2 は海底面から約20cm下、No.3 は70cm、No.4 は120cm、No.5 は170cm下に位置する。今回はキャリブレーションを海上で行い、0点を大気圧にとった。1回の測定ではNo.1～No.5の全ての水圧計について数分間データレコーダーに出力を記録した。間隙水圧計の設置直後3日間には、大きな波の下での観測はできなかった。観測したのは、次の6回である。①1990年3月28日13:13～13:17、②3月28日16:10～16:14、③3月29日12:06～12:10、④3月29日14:21～14:24、⑤3月30日9:07～9:11、⑥5月25日10:07～10:23。海底面波圧から推測すると、波高はせいぜい40cm位しかなかった。

3 観測結果の解析： アナログデータレコーダーによって収録された各記録を、サンプリング間隔0.01secでAD変換し、水頭値に換算し図化した。次に上記の①(観測シリーズ1)と⑤(観測シリーズ2)の中の波高の大きいいくつかの波について、5個の水圧計の水圧振幅を図から読み取り比較した(表-1はその一例)。それによると間隙水圧の振幅は一般に地盤深度が深くなるにつれ減少していくが、表-1の場合のように観測結果の中

には No.2 の間隙水圧振幅が No.1 の海底面の波圧振幅よりも同じかやや大きくなっているものがあった。

Testuo SAKAI, Yasuhiro UEDA, Daniel T. COX

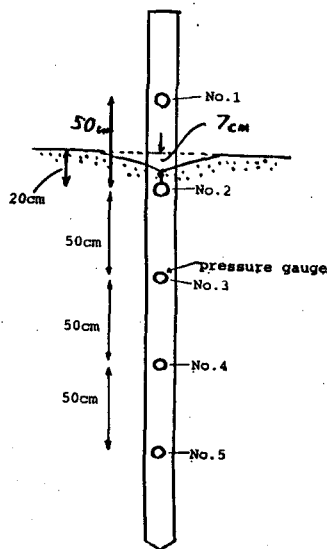


図-1 間隙水圧測定装置

表-1 間隙水圧振幅の減衰の例

観測シリーズ1 Wave No.3 周期 6.2sec		理論値(Mei & Foda, 1981)		
観測値		β (N/m ²)		
		1.0×10^7	2.0×10^7	1.0×10^8
	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)
1ch.	23			
2ch.	24	24	24	24
3ch.	21	16.7	18.7	21.3
4ch.	17	11.7	14.6	19.0
5ch.	16	8.3	11.6	17.9

波浪による間隙水圧変動に関するMei & Foda(1981)の近似解(式(1))との比較のために、観測値の最大値と最小値の差(波高に相当)と、式(1)の右辺第1項の外部解と第2項の境界層補正解の振幅の2倍を足し合わせたものとを比較した(z:地盤深度)。表-1に、観測シリーズ1, Wave No.3の例を示している。

$$p = p_0/(1+m) \cdot \exp(-2\pi z/L) \cdot \cos(\lambda x - \omega t) + p_0 \cdot m/(1+m) \cdot \exp(-z/\sqrt{2\delta}) \cdot \cos(\lambda x - \omega t + z/(\sqrt{2\delta})) \tag{1}$$

ここで、 $m = n/(1-2\nu) \cdot G/\beta$, $\lambda = 2\pi/L$, $\omega = 2\pi/T$,
 $\delta = (KG/\omega)^{1/2} \cdot \{nG/\beta + (1-2\nu)/2(1-\nu)\}^{-1/2}$, $K = k/\rho_w g$

諸量の値はつぎの通りである。間隙率 $n = 1/3$, ボアソン比 $\nu = 1/3$, 土粒子の体積弾性係数 $G = 1.0 \times 10^8 \text{ N/m}^2$, 透水係数 $k = 2.8 \times 10^{-4} \text{ m/s}$, 間隙水の密度 $\rho_w = 1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 。以上は、砂地盤においては余り変化しない値として代表的な値を用いた。周期Tは観測値を用いた。水深hは各波のNo.2のデータの最大値と最小値の平均を用いた。すなわち観測シリーズ1では5.2~6.2sec, 5.6m, 観測シリーズ2では5.2~6.4sec, 5.7mである。波長は微小振幅波理論から求めた。海底面の波圧振幅 p_0 としては No.2 の波圧振幅を用いた。No.3 以下の地盤深度はそれぞれ 0.5, 1.0, 1.5 mとした。その結果、表-1をみてもわかるように $\beta = 1.0 \times 10^7 \text{ N/m}^2$ や $2.0 \times 10^7 \text{ N/m}^2$ の場合は深さ方向への減衰が激しく、 $\beta = 1.0 \times 10^8 \text{ N/m}^2$ の場合が最も観測結果に合致することが分かった。

式(1)からわかるように外部解と境界層補正解の間には $z/(\sqrt{2\delta})$ の位相差がある。上述の比較では両者の位相の遅れを考慮していない。次に間隙水圧変動の時間波形に関して、Mei and Foda(1981)の理論(式(1))との比較を行った(図-2)。図-2は観測シリーズ1, Wave No.3 についての結果である。計算条件は振幅比較の場合と同じである。他の場合も含めて $\beta = 1.0 \times 10^8 \text{ N/m}^2$ の場合がほぼ観測結果と一致している。

参考文献 Mei, C. C. & Foda, M. A. (1981), Geophys. J. R. astr. Soc., Vol. 66, pp. 673-705.

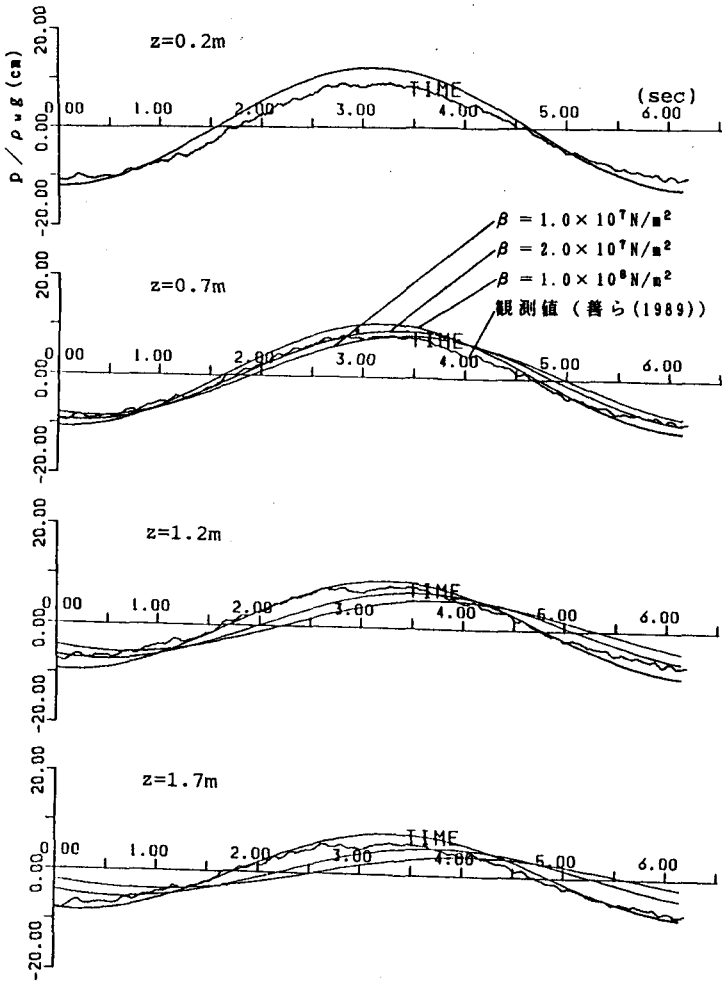


図-2 間隙水圧の時間変化 (シリーズNo.1, Wave No.3)