

波動による地盤特性の一解析

電力中央研究所 正会員 堤 一 〇 佐藤孝雄 桜井彰雄

1 まえがき

松代群発地震を利用し、種々の構造物についての耐震工学的実験、観測が行なわれたが、これらの実験および観測を実施した北信変電所構内の地盤特性を波動法により解析し、地震観測、常時微動観測、および貫入試験との比較を試みた。その結果、波動法による地盤特性の解析は今後の研究開発に供すべき点も多いため、地盤の震動特性および構造物の地震時挙動の解明、予測のための有効な手段となし得る見通しを得た。

2 S波による地下構造と貫入試験結果との比較

北信変電所構内(以下A地点と略記)の杭基礎実験個所において行なったS波による地下構造探査^{*}の結果は図-1に示すとおりであり、地表下5.2mのところに境界面が検出され、表層のS波速度110m/sec、下層のS波速度298m/secである。一方当該所で行なわれた標準貫入試験結果は同図の右側に示すとおりであり、地表下1mより5m付近まではN値は3.5~5であるが、地表下5.7mにおいてN値は大きくなりN=24となり、この近傍においてN値の一つの境界面があることが判る。

したがって、S波による境界面と標準貫入試験によるN値の境界面はほぼ一致しているものと見ることが出来る。同様のことが、A地点の杭基礎実験個所の約60m東の埋設管実験個所においても見られる。当該所で行なわれたS波による探査結果は図-2のA、B、C測線の断面図に示すとおりであり、A、B、C測線の交点付近では、地表下7m前後のところに、下層のS波速度270~290m/secの境界面が検出されている。一方この付近で行なわれたスエーデン貫入試験によれば、地表下2.5m付近に厚さ0.5~1.0mの砂利層が存在し、さらに地表下7~7.5mのところに堅い支持層の存在することが判った。したがって、このためS波による境界面はスエーデン貫入試験によって求められた境界面とほぼ一致することが判った。

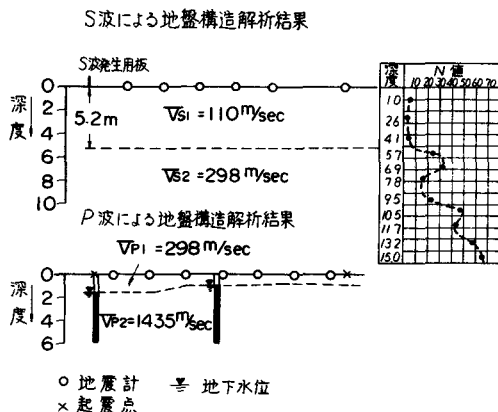
3 S波による地下構造と地盤の卓越周期

A地点の杭基礎実験個所における地盤構造はS波による探査によれば、表層の厚さ5.2m、表層のS波速度110m/sec、下層のS波速度298m/secの2層構造となる。いま、当該所の地盤震動の卓越周期を、S波による探査結果、得られた地下構造から、 $4H=VT$ の式にしたがって求めると、 $T=0.2sec$ となる。一方当該所の地表面において観測した松代群発地震の記録の周期-頻度曲線を見ると

0.09sec、0.2sec前後のところが卓越周期となっており、0.2secの卓越周期はS波による地下構造か

^{*} 小林直太：S波による地下構造をきめる一方法、地震探査実験グループ会報No.5(1958)

図-1



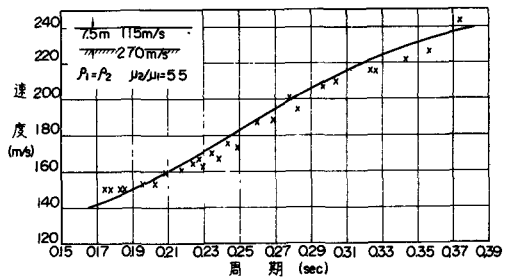
ら求めたものと一致する。また当該所で行なった常時微動観測の周期-頻度曲線から地盤震動の卓越周期を求めると、0.09sec、0.2secとなっている。さらにはA地点埋設管実験個所においても同様のことが認められた。すなわち、S波による地下構造(図-3に示す)から求めた卓越周期は、0.26secであり、常時微動観測により求められる卓越周期は、周期-頻度曲線より求めると、0.14secおよび0.24secであり、0.24secの卓越周期については、S波による地下構造から求めた卓越周期とほぼ一致する。このようにS波による地下構造から求められる地盤震動の卓越周期は、自然地震による地盤震動の卓越周期、および常時微動観測によって求めた地盤震動の卓越周期とほぼ一致することが判った。しかしながら、現在のところでは、上に述べたように、地盤震動の卓越周期、および常時微動観測による卓越周期のすべてを、S波による地下構造から求めることができないが、さらには精度の高い、綿密なS波による地下構造の探査方法を開発していくことによって解明する予定である。

A地点の6ヶ所においてS波による探査を実施した。図-1および図-3に示すとおりであるが、S波の速度および地下構造は場所によって異なること、地表における地盤震動の卓越周期、常時微動の卓越周期もまた場所によって異なること、密接な関係があると考えられる。

4 起振器から伝播する波動の性質と地下構造

地盤中に設置した起振器によって地盤を水平方向に加振し、地表面に水平動地震計を等間隔に展開し、加振方向の波動を観測した。その結果、得られた振動の波形は正弦波であり、各観測点において記録された振動波形はそれぞれ位相のずれを示す。この位相のずれから位相速度を計算し、位相速度と周期の関係を求めると、位相速度は波動の周期によって変化し、周期が長くなると位相速度は大きくなり、周期が短くなると位相速度は小さくなっており、いわゆる分散性の波であることが判った。A地点の埋設管実験個所において行なった起振

図-2



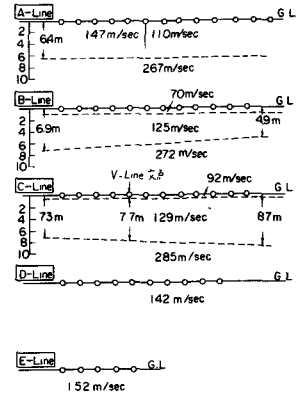
実験から求めた位相速度の分散曲線を示すと図-2のようになり、関東ローム層(以下B地点と略記)で行なった起振実験から求めた位相速度の分散曲線を示すと図-4のようになる。

弾性波の分散の原因としては種々のものが考えられるが、主なるものとしては、媒質の弾性的性質が、連続的、または不連続的(成層構造の場合)に変化しているような層中を弾性波が伝播する場合は考えられる。

A地点におけるA、B、C測線において求められたS波による地下構造、およびB地点において求められたS波による地下構造は、ともに成層構造であることから、こゝでは分散の原因として、成層構造による波動の分散と考えた。このような成層構造を伝播する分散性の表面波としては、Rayleigh型分散波、およびLove波があるが、両地点で観測した波動の振動方向が、波の進行方向に直角な水平方向の振動(Love波の振動方向と一致)であることから考えて、観測した波動をLove波と見做して、A地点、B地点におけるS波による地下構造から2層構造のモデルをつくり、このモデルについてのLove波の理論位相速度分散曲線を求めたものが、図-2および図-4の実線であり、起振実験から求めた位相速度分散曲線とほぼ一致している。

Love波は振動周期が短くなると表層の δ 波速度に近づき、振動周期が長くなると下層の δ 波速度に近づく。したがって、起振器から伝播する分散性表面波を観測することにより、地下構造を推定することができ、仮定したモデルによる分散曲線と、実験から求めた分散曲線とを比較し、2つの分散曲線が一致するようにモデルを修正していくことにより、地下構造を求めることができる。また、この起振実験による波動の観測によって、地震時における地盤震動において大きな比重を持つと考えられる表面波についての、いくつかの性質を地震をまたずして予測することができると考えられる。

図-3



5 P波(縦波)および δ 波(横波)による地下構造と地下水

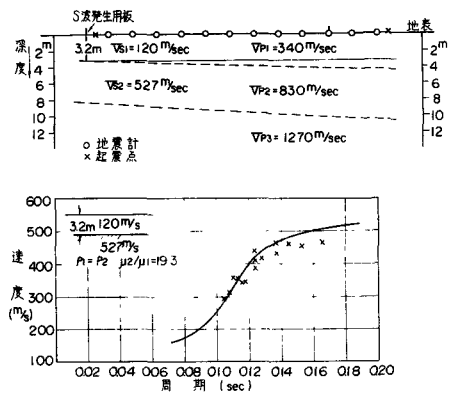
A地点の杭基礎実験箇所において行なった地表でのP波、および δ 波による地下構造の探査の結果は図-1に示すとおりである。この図から判るように、P波によって検出された境界面と、 δ 波によって検出された境界面は一致しない。しかし、B地点で行なったP波および δ 波による地下構造の探査の結果得られた地下構造は図-4に示すとおりであり、P波によって検出された境界面と、 δ 波によって検出された境界面はほぼ一致している。このように、P波による境界面と δ 波による境界面が一致する場合もあり、一致しない場合もある。

この原因を調べてみると、まず、A地点ではP波によって検出された境界面は、割線内に掘削されたボーリング孔において確認された地下水面と一致し、境界面のP波速度は 1.425 m/sec であり、これは水中を伝播するP波の速度に極めて近い値である。一方、B地点では探査箇所の近くにある井戸の水位が、地表下10m前後であることからみて、地表下3.2mのところに検出された境界面は、地下水の影響を受けていないものとみられる。

以上のことから考えて、A地点およびB地点のような未固結の堆積層において、地下水位が地表面の近傍にまで達しているところでは、地層中を伝わるP波の速度は、地下水の影響を非常に大きく受け、地下水面において水中を伝播するP波の速度に極めて近い値となり、これが境界面となって検出される。

一方、 δ 波は波の性質上水中を伝播せず、地層の δ 波速度は地下水の影響を直接受けず、含水状態における地層の弾性的性質によって変化し、弾性的性質の異なるところが境界面として検出されるものと考えられる。したがって、B地点のような地下水の影響を受けないところでは、P波および δ 波による境界面がほぼ一致し、A地点のような影響を受けるところでは一致しないものとみられる。未固結の堆積層において地下水位が地表面の近くにまで達しているところでは、P波より δ 波による探査の方が、より地盤の弾性的性質

図-4



を調べるに有効な手段となるものと考えられる。

図-5 A地点測線位置図

