HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	8. 札幌市およびその周辺の1968年十勝沖地震の震度と地盤の関係
Author(s)	鈴木, 貞臣
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 21, 107-115
Issue Date	1969-02-15
DOI	10.14943/gbhu.21.107
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/13956
Type	bulletin (article)
File Information	21_p107-115.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

8. 札幌市およびその周辺の1968年十勝沖地震の震度と地盤との関係

鈴 木 貞 臣
(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和43年10月受理 —

I. まえがき

1968年5月16日に起った1968年十勝沖地震は各地に被害をもたらしたが，北大地球物理学教室震度調査班は北海道の震度調査を行ない，道内約1,800点の資料を得た[1]。その中の一部札幌市については約150点あり，その資料から震度分布をつくると，札幌市という狭い地域に震度がIII, IV, Vと3段階存在することが分った。これとは別に，災害科学研究として，弾性波探査による地盤調査[2),3)]および地質調査[4)]が札幌市内で行なわれ，その結果が出ているので，地震の震度と地盤との関係を調べてみた。地震学的地盤構造がかなり分って来たので，波動論的に震度の違いの説明を試みた。

II. 札幌市周辺の地質図と震度分布図との比較

地盤地質と震度との関係について今まで色々な研究がなされて来たが北海道については湊正雄・鈴木守[5)]が詳しく調べている。それによると，札幌市には沖積層および洪積層のいわゆる軟弱地盤をもつ平野部と，新第三系をもつ山岳地域とが存在し，軟弱地盤地域は周囲の地域より震度が大きいことが示されている。

今回の震度調査[6)]から得られた震度分布図（第1図）を見ると札幌市内に震度がIII, IV, Vと3段階存在し，軟弱地盤地域の中でもIVとVとがあり，軟弱地盤といっても大ざっぱに一言では云えないことが分った。第1図では各震度階を再度二分し，震度の小さい順にIII_+,

1) 北海道大学理学部地球物理学教室；北海道内の震度分布の詳細調査，1968年十勝沖地震調査報告 (1969), 十勝沖地震調査委員会.
2) 田治米鏡二・岡田　広・本山満雄・鈴木貞臣・前川　博；弾性波による札幌市およびその周辺の地盤調査，北海道に於ける特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究，第3編，昭和42年度報告書 (1968), 北海道防災会議，19–38.
3) 金子孝吉・田治米鏡二；札幌市周辺の大麻地区におけるS波速度の測定，北海道に於ける特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究，(第4編に印刷予定)，北海道防災会議.
4) 湊　正雄・藤原嘉樹・熊野純男；札幌市周辺の地盤について，北海道に於ける特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究，第3編，昭和42年度報告書 (1968), 北海道防災会議，13–18.
5) 湊　正雄・鈴木　守；北海道における地震と地盤との関連，北海道に於ける特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究，第1編，昭和40年度報告書 (1966), 北海道地震災害研究グループ，47–62.
6) 前出 1).

IV$_-$, IV$_+$, V$_-$ に分類してある。この震度分布図と湊等[7]による地震災害対策のための「札幌市周辺の地質図」(これの概略図を第2図に示す) とを比較して気付いたことは次の諸点である。

① 山岳地域，新第三系が地表に出ている地域は III。

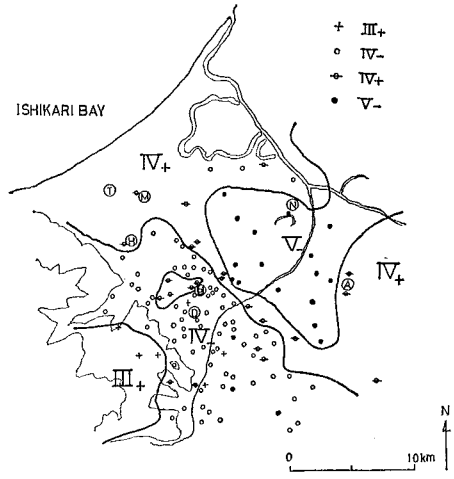
② 軟弱地質の層をもつ平野部は IV$_-$, IV$_+$, V$_-$。

③ 地表に泥炭をもつところは IV$_+$, V。

④ 南東部の支笏火山噴出物地域では IV$_-$, IV$_+$ であるが宅地造成地では V$_-$ になったところもある。

⑤ 軟弱地質の層の厚さと震度とは関係がありそうである。

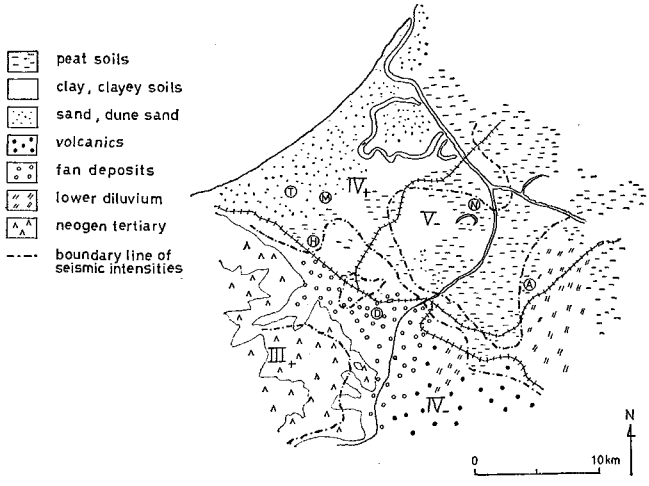
⑥ 下部洪積統の厚さと震度とは関係がありそうである。



第1図 札幌市周辺の1968年十勝沖地震震度分布図

Fig. 1. Seismic intensity distribution in Sapporo City due to the Tokachi-oki earthquake of 1968.

③については，江別市，岩見沢市方面に延びる泥炭地を広く囲んで V となっている。泥炭層が震度を大きくするのに大きな役割を果していることは注目に値する。④については湊等[8]はこの地域での剝離作業による宅地造成地の地震災害の危険性について述べている。⑤, ⑥については，震度の違いが地表付近の地質だけでなく地下



第2図 札幌市周辺の地質図

Fig. 2. The geological map of Sapporo City.

7) 前出 4).
8) 前出 4).

数メートル以下の地質構造にも依存していることが分る。

結局，震度別に主な地質学的地盤構造の特徴を示すと次のようになる：

V₋　軟弱地質層の下限が地表から 10～30 m で浅く，表層が泥炭である。

IV₊　軟弱地質層の下限が地表から約 50 m 以深であり，表層が泥炭または砂地帯である。

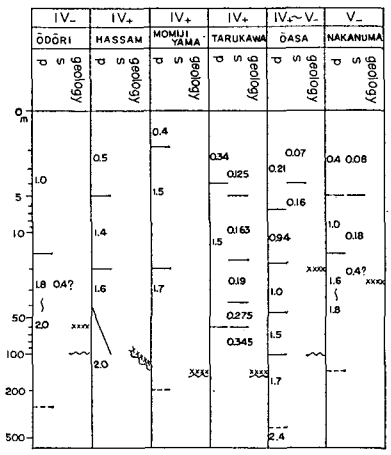
IV₋　軟弱地質層が 20～40 m で浅く，表層は泥炭でなく砂礫であり，主に扇状地帯である。

III₊　新第三系または火山岩である。

(火山噴出物堆積地帯についてはここでは触れない)

III. 地震学的地盤構造と地質学的地盤構造

ここで使われる地震学的地盤構造の資料は田治米等[9),10)]による地震災害の対策のための弾性波地下探査，5 カ所，Ⓐ-大麻，Ⓝ-中沼，Ⓓ-大通，Ⓗ-発寒，Ⓜ-紅葉山と 1968 年に地震探鉱実験グループが Ⓣ-樽川で行なった実験のための探査の 1 カ所の計 6 カ所である (第 1 図)。それらの資料をまとめたものが第 3 図である。第 3 図では左から震度の小さい順に列べ，上段には震度を記してある。各地点ごとに P 波および S 波の構造を示し，実線は屈折法，破線は反射法によって得られた境界面を示している。大麻での P 波の 2.4 km/s 層の境界およびその値は亀谷等の報文[11)]を参考にして推定したものである。樽川の S 波の資料は地震探鉱実験グループの小柳，本山の実験結果によるものである。大通りと中沼の S 波の 0.4 km/s は表面波から推定される値で，やや不確実なので？印を付けた。また，各欄の右側に前章の地質図から得られた新第三系の上部境界面の位置を ～～ 印で，軟弱地盤の下限の位置を×××× 印で示した。



第 3 図　推定地下構造，数字は km/s 単位

Fig. 3. Subsurface structures deduced. Number in each column means a velocity in km/sec.

第 3 図を見ながら，前章で述べた震度に大いに関係する地質学的地盤構造が地震学的地盤構造にどのように対応するかをみる。まず震度 V をもたらした地表に出ている泥炭は大麻，中沼では P 波 0.21, 0.4 km/s また S 波 0.07, 0.08 km/s の速度を持っている。他の泥炭地でない 4 地点と比較して，泥炭層の特徴は P 波より S 波の 0.07～0.08 km/s という値にあるものと思われる。樽川では表層から砂であり，P 波が 0.34 km/s

9) 前出 2).

10) 前出 3).

11) 亀谷卓也・吉村雄三郎；石狩地方の物理探鉱，物理探鉱，**17** (1964), No. 2, 24–33.

で大麻と中沼の中間値であり，違いがあるとは云えないが，S 波では 0.125 km/s と泥炭地に比べ大きい値となり，地質学的違いを反映している。

次に軟弱地質層，つまり××××印より上部層について調べると，P 波では場所によりかなり異なるが，1.8 km/s 以下の速度を持つ。S 波については資料が少ないが，0.3～0.4 km/s より小さい速度を持つ層であると云えよう。震度が他の 5 地点より小さい大通りについては，他の地点より速度が比較的大きいが，これは扇状地の中に位置し，他の地点の地質と異なることによるものと思われる。最後に，前章で述べた各震度別の地質学的特徴を地震学的地下構造で説明すると，前章で震度 V_- と IV_- の場所の違いは表層の違いであり，軟弱地質層の深さは余り変らないと述べた。しかし第 3 図で震度 IV_- の大通りと V_- の中沼を比較すると，大通りの地表から 5 m の層の P 波の速度を 1.0 km/s から 0.4 km/s に変えると両者は類似してくるように思われる。また，深度 20 m 付近で S 波速度が 0.4 km/s 近くである点も似ている。これは両者の地質学的特徴を反映しているらしい。震度 IV_+ については前章では軟弱地質層が厚いことを特徴としていると述べた。樽川の資料をみると，軟弱地質層でなくなる S 波の速度は 0.3～0.4 km/s なので軟弱地質層の厚さは 50 m よりも大きい。震度 III_+ については弾性波による地盤調査の資料がないので言及しない。

IV. 地盤構造のモデル化と S 波入射による地盤振動

以上のごとく，震度と地盤構造の関係を調べて来たが，なぜ地盤構造の違いによって震度が異なるかを説明するには波動論的解釈が必要である。

一般に地震動の最大動をもたらすものは S 波か表面波であり，今回の 1968 年十勝沖地震の場合も，札幌気象台の強震計の記録をみると S 波またはその直後の波の水平動が最大動を与えている。S 波と思われる部分の方が短周期なので，最大加速度振幅は S 波であると考えられる。

そこで各震度をもたらした地盤をモデル化し，それを使い S 波入射による地表面での振幅，振動特性を HASKELL 等[12] のマトリックス法によって計算した。ここで問題となるのはどのような S 波がどこに入射するかを考えることと地盤構造のモデル化の仕方である。前者については，第 3 図および地質断面図[13] を見ると，新第三系層の上限面は各地点とも地表からほぼ 100～150 m の深さにあり，札幌市の山岳地を除く共通の基盤と考えられるし，また P 波の速度も 2.0 km/s 以上となり，太田・嶋[14] の云う地震基盤面と考えてよさそうである。そこで太田・嶋の論文と同じく，この地震基盤面にパルス状の S 波が垂直に入射したときの地表で予想される振動特性を計算した。

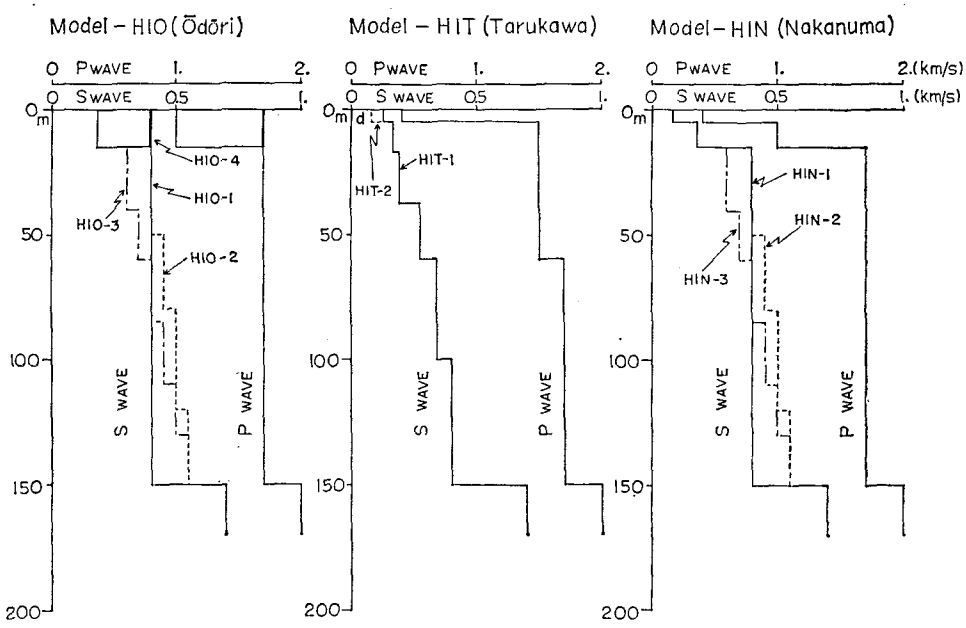
12) たとえば，N. A. HASKELL; Crustal Reflection of Plane SH Waves, J. G. R. **65** (1960), No. 12, 4147-4150.

13) 前出 4).

後者の地盤構造のモデル化については，S 波の資料がやや少ないが，震度 IV_-, IV_+, V_- の地盤のモデルを大通り，樽川，中沼を基本にして作ったものが第 4 図である。各々 HIO-1, HIT-1, HIN-1, で示してある。ここで深部，特に地震基盤の S 波の速度は測定していないので，太田・嶋[14] の新第 3 系層の測定値 700 m/s を用いた。各モデルの振動特性を比較するのに，入射条件を同じくするために，地震基盤面の深さ，つまり新第三系層の上面の深さを全て 150 m にした。計算方法はマトリックス法を使用した太田[15] と同じであるが，媒質が粘性を持つ場合は考えていない。

第 4 図には先に挙げた 3 つのモデルの他に，それらを変形させた変形モデル HIO-2, 3, 4, HIT-2, HIN-2, 3 を作った。HIO-2, 3, 4 と HIN-2, 3 は S 波の測定が不足なため補う意味で加えた。HIT-2 は HIT-1 の表層が泥炭に置き変った場合のモデルである。

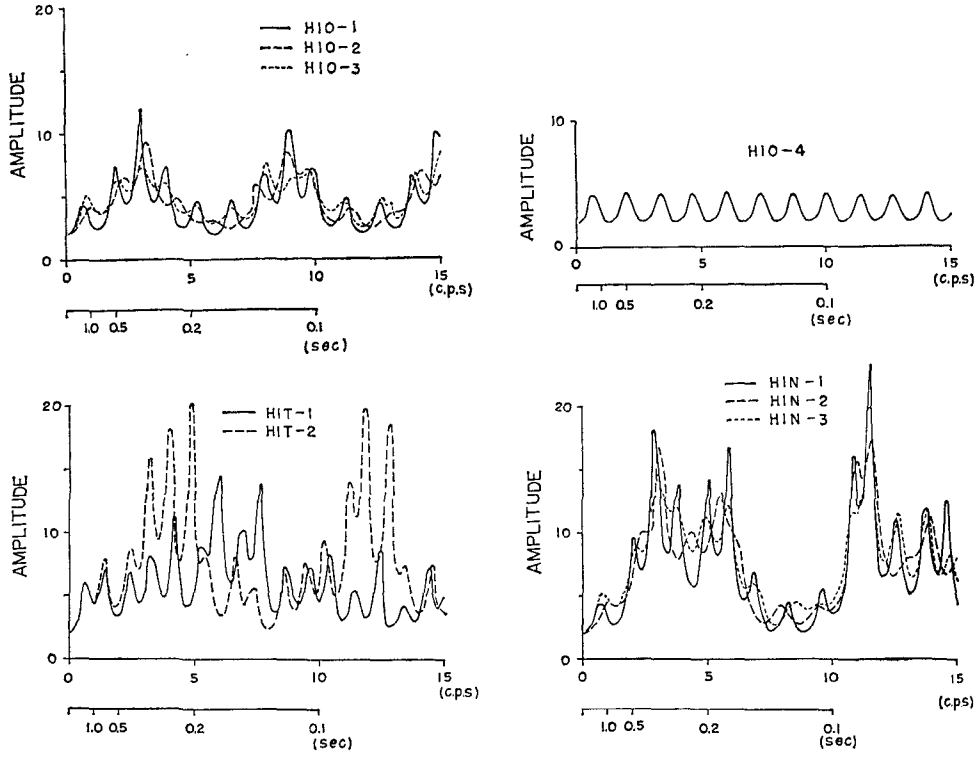
これらのモデルを使って計算した結果が第 5 図である。これらの振動特性図の横軸は周波数，縦軸は入射 S 波の振幅に対する地表での振幅との比，つまり増幅度をとっている。層が多重になるに従って形は複雑になるが，これを比較するために第 6 図を示した。第 6 図の左図は第 5 図の各モデルの振動特性の最大振幅を与える位置である。各記号はモデル名の末尾を取って記した。○をみると，3 つの基本モデル HIO-1, HIT-1, HIN-1 は順に高周波に移って行



第 4 図　各震度に対応する地下構造の速度分布。モデル HIO: IV_-, HIT: IV_+, HIN: V_-.

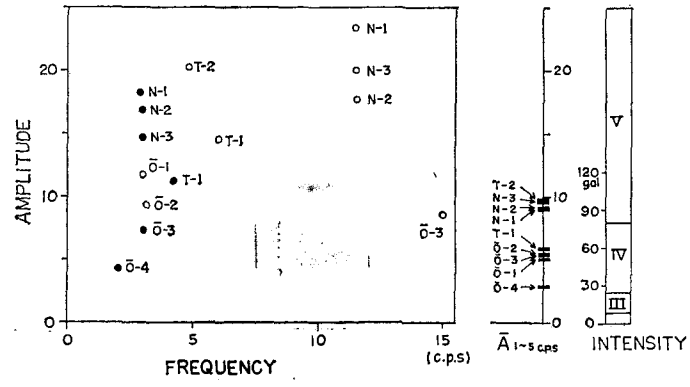
Fig. 4.　Velocity distributions of structures correspondent to each seismic intensity. Model HIO: IV_-, HIT: IV_+, HIN: V_-.

14) 太田　裕・嶋悦三；地震基盤について (I) — その予備的考察 —，災害科学論文集，**4** (1967), 133–135.
15) 太田　裕；地震基盤と地震波，地震，特集号，**20** (1967), No. 4, 302–304.



第5図 振 動 特 性

Fig. 5. Dynamical characteristics for spectral amplitudes.



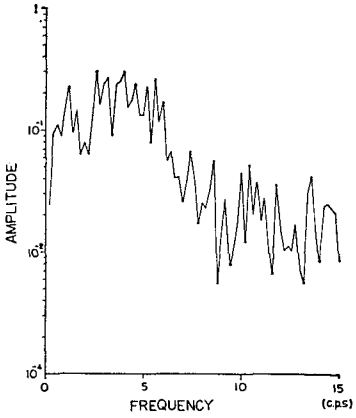
第6図 各モデルに関する振幅特性についての最大振幅（○は0～15 c.p.s. の，●は0～5 c.p.s. の最大振幅）並びに平均振幅（$\bar{A}$ 1～5 c.p.s.）の比較

Fig. 6. Maximum amplitudes and average amplitudes in the dynamical characteristics.

き，最大振幅が大きくなっている。また，HIN-1, 2, 3 に共通な特徴として高周波が卓越し，かつ最大振幅が大きくなっている。HIO-1, 2, 3, 4 については他に比べて最大振幅が小さい。これをみても各モデルと震度との間に関係がありそうである。

実際には，震度は加速度振幅の大きさの他に周波数にも関係すると思われるが，どのような周波数領域の振幅を問題としたらよいかを考える上の資料として，以下のことが参考となる。震度を決める際，重要な決め手の一つとして家屋の振動状態がある。これについては，たとえば，斎田[16]によると木造瓦ぶき2階建の商家の固有周期は1秒から0.2秒の間に存在する。北海道の家屋はこの家屋とは同じでないが参考になる。次に第7図は北大建築学教室のSMACの1968年十勝沖地震の記録のS波に立上りと思われるところから20秒間をフーリェ解析し，地震計の特性を除去した結果である(SMACの設置場所を第1図のⓊで示す)。これをみると大ざっぱに云って，1～5 c.p.sの振幅は他の振幅に比べて8～10倍になっている。また，太田[17]によると媒質が粘性を持つ場合には，地盤の振幅特性は非粘性の場合に比べて高周波になるに従って小さくなる。以上のことを考え合せると，各震度を持つ振幅特性を比較する上で問題になるのは最大振幅の比較ではなく，周波数が約1～5 c.p.sの領域の振幅の大きさであると云えそうである。そこで各モデルの振幅特性(第5図)から周波数1から5 c.p.sの振幅の平均，$\bar{A}$ 1～5 c.p.sをつくり，それを比較したのが第6図の真中に示されている。HIO-4を除くとHIN群，HIO群は変形モデルを含んでいるにもかかわらず，かなり集中し，HIO群，HIT-1，HIN群と順に振幅が大きくなり，震度の順と一致する。HIO-4はかなり極端なモデルであるが，第1図の震度III_+の山岳地帯では考えられず震度IV_-の地域のモデルの中に入る。このモデルの振幅が震度IV_-の中で最低振幅であるとして参考までに震度階と加速度振幅の関係に合せるように示したものが第6図の右側に示されている。この合せ方が正しいとするHIO, HIT-1, HINがほぼ震度IV_-, IV_+, V_-に当ることになる。

HIT-2は表層が泥炭である場合の震度に与える影響を調べるために，HIT-1の表層をS波速度0.08 km/sに置きかえたものである。この深さ，第4図のモデルHIT-2のdを5 m, 3 m, 1 mと変えたものの振幅特性と$\bar{A}$ 1～5 c.p.s.を示したものが第8図である。HIT-2-A (HIT-2と同じ)では5 m, HIT-2-Bでは3 m, HIT-2-Cでは1 mに対応する。これをみると，表層泥炭が薄くなるに従って$\bar{A}$ 1～5 c.p.s.は小さくなり，当然震度は小さくなり，$d=$ 1 mではHIT-1とほぼ同じになってくる。従って表層の泥炭の厚さが震度に大きな影響を与えることが分る。

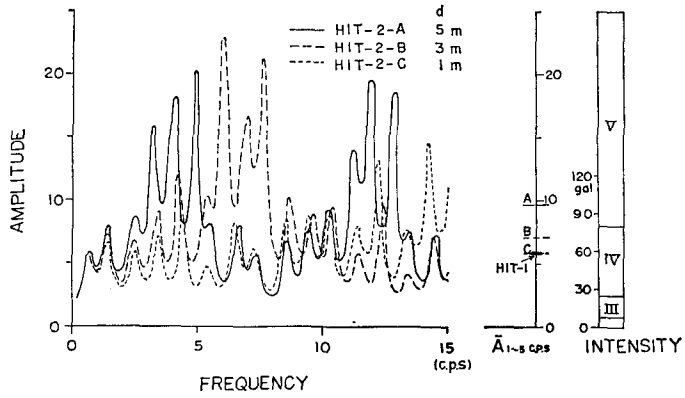


第7図　1968年十勝沖地震のS波の加速度スペクトル(北大工学部のSMACによる)

Fig. 7. Spectrum of S wave recorded by SMAC of Faculty of Technology, Hokkaido University, from the Tokachi-oki earthquake of 1968.

そこで表層付近のS波の速度とその厚さを知ることは地震の際のゆれ，つまり震度の大きさを予想する上で重要なことになるが，それには最近実用化されて来た「板た

16) 斎田時太郎；金井　清著，地震学，建築学大系11 (1958)，彰国社，105-106をみよ．



第8図 モデル HIT-2 の振動特性と平均振幅

Fig. 8. Dynamical characteristics and mean amplitudes for model HIT-2.

たき法」[17),18),19)] を用いれば比較的容易に，表層の S 波の構造を知ることができるので，色々な場所での測定が望まれる。

V. おわりに

北海道防災会議の北海道大学工学部酒井良男教授，理学部湊正雄教授および田治米鏡二教授を中心とするグループによる札幌市周辺の地盤調査，そして 1968 年十勝沖地震が起きた際の北大地球物理学教室震度調査班による詳細な震度調査の二つがなかったなら本論文はなし得なかった。

第 7 図を作る上に必要な資料を貸して下さった北海道大学建築学科酒井研究室の各位，また種々の有益な助言を下さった当教室田治米鏡二教授，岡田広助教授，吉井敏尅氏および本山満雄氏に感謝する。本論文の計算は北海道大学計算センターの NEAC 2203 G によって行なわれた。

8. Relation between the Seismic Intensities due to the Tokachi-oki Earthquake of 1968 and the Underground Characteristics in and near Sapporo City

By Sadaomi SUZUKI
(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

Three grades of seismic intensity were found in and near Sapporo City from the Tokachi-oki earthquake of 1968. A good correlation has been found between the regional

17) 田治米鏡二・岡田 広；地表付近の S 波速度の測定，物理探鉱，**11** (1958), 65–70.
18) 小柳敏郎；SH 波実験資料の整理，北大地物報告，**12** (1964), 29–41.
19) 小林直太・他；SH 波の実験，地震探鉱実験グループ会報，**35** (1964), 11–16.

distribution of the seismic intensities and the geological distribution in this site. In order to study the dynamical characteristics due to the geological structures, the spectral responses were calculated for each structure which was obtained from the seismic prospecting. It was found that the difference in the intensity scales obtained above related to the average amplitude of spectral responses raging from 1 to 5 c.p.s. Especially in the site having the strong seismic intensity, the thickness of peat soil in the superficial layer played an important role in the seismic intensity.