

高密度震度調査にもとづく地域内震度予測式の構成

—札幌市を例として—

正会員 岡 田 成 幸*
正会員 宮 川 忠 芳**
正会員 太 田 裕***

1. はじめに

地震時の地盤の震動性状とその地域内分布についての研究はサイスミックマイクロゾーニング関連の中心課題として地震工学上重要な位置を占めている。したがって、研究内容・方法も多岐にわたっているが、要は地盤の震動特性分布を理論的に求めるか、実験的に探っていくかのいずれかである。前者を代表するものとして、Kanai¹⁾等によって開発された、地盤を成層構造にモデル化しその地震波増幅性を重複反射理論にもとづき計算・評価していく方法があり、この方法による実施例は非常に多い^{2)~4)}。しかしながら、この方法では計算に用いる資料を整えるために多くの時間・労力を必要とすること、また地盤のモデル化にあたり地域の共通基盤の設定が難しいなど不確定要素も多く地震時地盤の震動性状を正確に算定しつくせない面も少なからずある。一方、実験解的な、したがってより直接的な方法は地震動を記録し地域間相互比較を行うもので最も理想的であるが、そのためには地震計の多点配置が当該地域に事前に行われていなければならないなど、やはり相当の準備が前提となる。

この論文は、実験解的立場からこれらに替わるより簡便な、しかし相当の精度をもつ方法を提案しようとするものである。すなわち、地震時の地域内の震度の分布状況をアンケートによる高密度調査によって詳しく求め、これを基礎資料として地域内震度変化の要因分析を行い、地盤構成との関係を明らかにすべく考察を進めている。具体例として、1982年浦河沖地震(M 7.1)発生に伴って行った札幌市の震度調査資料にもとづき解析を進め、これを地域内震度予測式としてまとめ、その適用拡大の可能性および方法の一般適用性について検討した結果について報告する。

2. 調査の実施と震度分布図の作成

* 北海道大学 助手
** 北海道大学 大学院生
*** 北海道大学 教授・理博
(昭和59年6月4日原稿受理日、昭和59年9月25日改訂原稿受理日、討論期限昭和60年5月末日)

2.1 調査方法

気象庁発表による浦河沖地震に関する諸元は表一のとおりである。これによれば札幌市は震度Ⅳに見舞われたことになるが、その後の調査により重傷者2名を含む人的被害17件、全壊を含む住家被害23件など震度Ⅳ程度の地震動強さにしては被害が目立ち、また発生場所に明瞭な地域差が認められた。このような現象は気象庁発表による単一の震度のみではとうてい説明しきれないし、その精度からみても地震動関連資料としての価値も十分とは言えない。この点に鑑み、市内全域の震度分布を詳しく知るための高密度アンケート調査を実施した。

用いたアンケート票は35個の質問項目からなる多枝選択式で、アンケート票1枚から1つの震度が計算される。ある小地域の震度は何枚かのアンケートによるその平均値で与えられる。詳細は文献⁵⁾を参照されたい。この方式によれば回答者が地震当時に居た建物種別の違いも同時に補正され、その地域の震度を有効数字2桁に近い精度で推定できることが度重なる実施経験によって確かめられている^{6)~13)}。

信頼性の高い震度分布図を作成するためには、地震後できるだけ早い時期にかつ相当程度の高密度調査をすることが必要条件となる。実際には地震発生1週間後に札幌市全域に10,000枚のアンケート票を配布し、83%を超える回収率を見た。これらの整理は市内を一辺500mの正方形区画に分割しこれを1単位として行ったが、1区画当たり平均約10枚の回収であった。回答を得た区画

表一 1982年浦河沖地震の諸元

マグニチュード 7.1		深さ 40km	位置 42.07°N 142.60°E
震度	Ⅵ 浦河	Ⅲ	釧路、室蘭、旭川、函館、羽幌、森、青森、八戸、盛岡、宮古、一関
	Ⅴ	Ⅱ	江差、深浦、大船渡
	Ⅳ 札幌、倶知安、広尾、帯広、小樽、岩見沢、苫小牧、むつ	Ⅰ	紋別、留萌、根室、秋田、山形、酒田、水戸、甲府、石巻、熊谷、三島

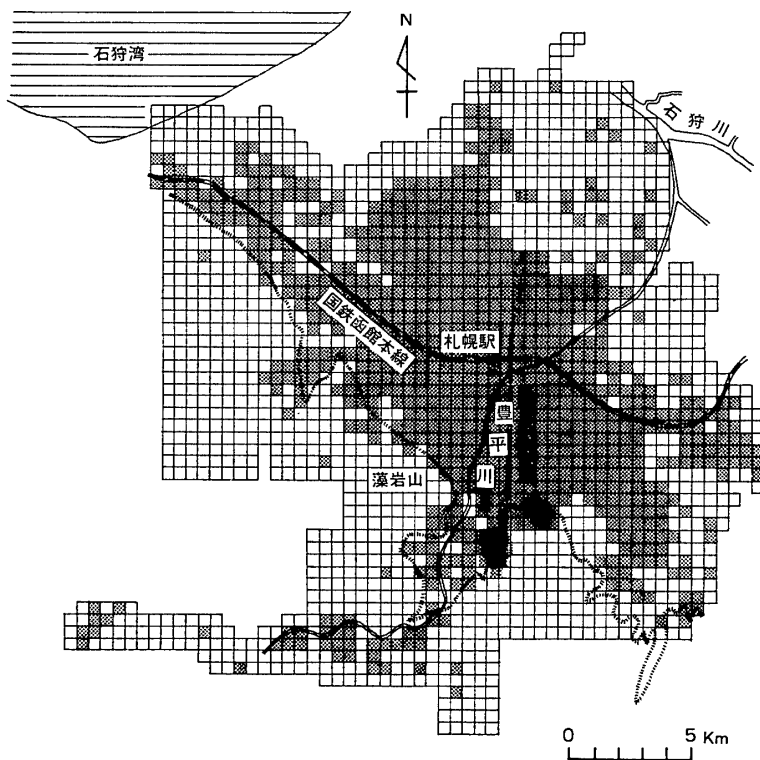


図-1 アンケートの回答分布 (■：回答を得た区画)

総数は840に達し面積210 km²をカバーしている。これは札幌市の居住地域の全面積が246.38 km²であることから、その85%以上に相当し人口集中市街地はほぼ全域をカバーしたと言える。図-1に500 m区画で表示された地図上の回答分布を示す。

2.2 詳細震度分布図

図-2は回収された全資料について算出された震度の頻度分布図である。これによれば市全体の平均のアンケート震度は3.8で、気象庁震度階に換算*するとⅣの中程度となり、気象庁発表の震度に一致する。しかしこの平均値という単一量で市の震度を代表させるには余り

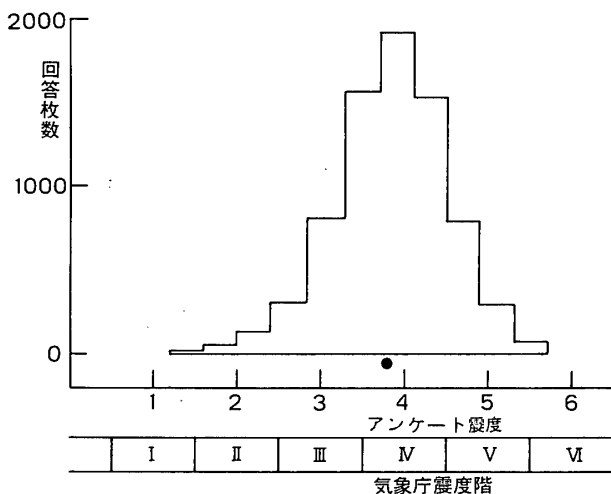


図-2 震度の頻度分布 (●：平均値)

* アンケート震度は小数点以下を四捨五入することによって気象庁震度に変換できる形に表示されている。

に幅広い分布を持っている。この点に詳しく立ち入って考察するのが本論の主要な目的である。そこで次のような操作を行った。

- i) 単位区画 (500 m×500 m) ごとの震度の平均値の算出。
- ii) 2次元移動平均 (区画中の有効回答枚数を重みとする) の実施。以下の解析にはこの値を区画の代表値として用いる。
- iii) 等震度線図の作成。

図-3は震度階を4分割

気象庁震度Ⅲ以下 (アンケート震度3.5未満)

気象庁震度Ⅳ⁻ (アンケート震度3.5以上、4.0未満)

気象庁震度Ⅳ⁺ (アンケート震度4.0以上、4.5未満)

気象庁震度Ⅴ以上 (アンケート震度4.5以上)

で表示した等震度線図である。市内の震度はⅢ～Ⅴと幅広く分布しており、その地域

内変化は極めて明瞭である。すなわち市南西部山側から北東平野部へ向かって震度がⅢからⅤへと系統的に移り変わっている様子が良く判る。また市を東西に横切る国鉄函館本線を境にして北側で震度が大きいことも目立つ特徴となっている。図-3には被害分布資料も重ねて示してあるが、当然のことながら両者の相関性は非常に高い。

以下、このような震度分布をもたらした原因についてやや立ち入った考察を進めてみる。

3. 地域内震度分布の解析

一般に任意地点で観測される震度は、震源 (規模、地

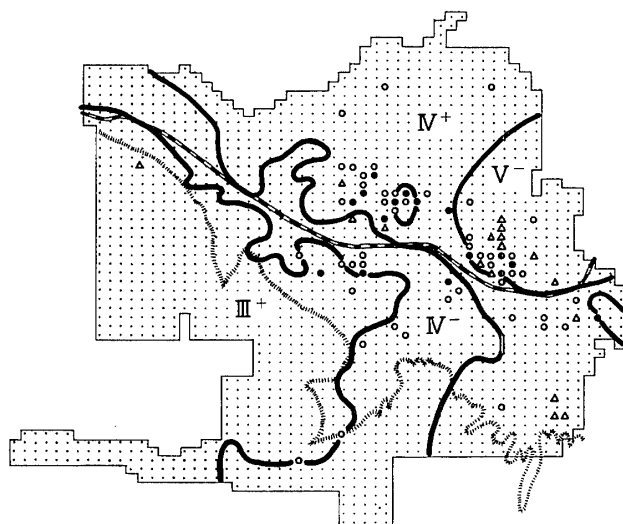


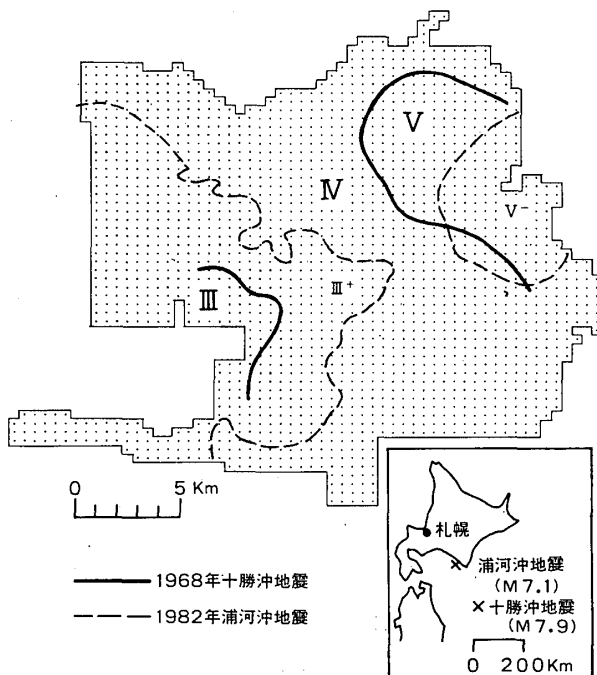
図-3 札幌市の震度分布図 (●：人的被害, ○：構造物被害, △：地盤被害)

震波射出角等), 伝播経路 (距離幾何減衰, 伝播媒質の粘性減衰特性等), 局地的地盤 (地盤増幅特性, 地形の影響等) により特徴付けられ, またこれら種々の要因が複雑に関わり合った結果として地域内震度分布が決まってくる。もしこれらの影響を分離することができるならば理学的にはもちろんのこと, 工学的にもたとえば, 将来地震に対する当該地域の予想震度分布作成法開発へと発展することが期待されるなどその意義は非常に大きい。このような観点から, 今回得た震度分布について解析を試みる。

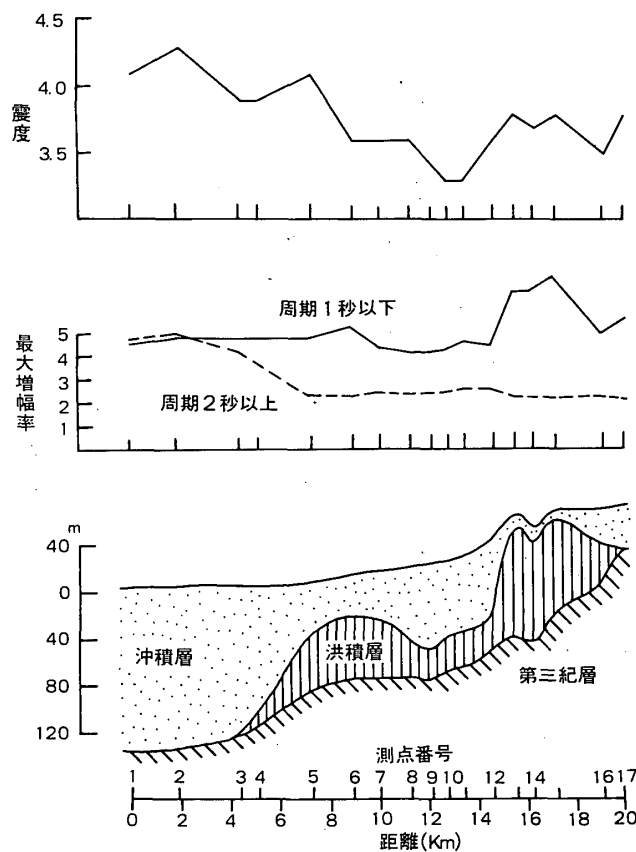
3.1 震度分布の再現性検討

まず, この地震の震源と札幌市の位置関係について考えてみる。札幌市の広がり (約 30 km) に比し震央距離 (約 150 km) がかなり大きいことから第一次近似的には震源・伝播経路による影響は市内全域でほぼ一様とみなしてさしつかえなからう。そうだとすれば, 当市の震度分布のパターンを特徴付けたのは第三の要因, すなわち局地的地盤効果が考えられる。もしそうであるならば, 過去の地震 (震央距離 > 市の広がり を充たすならば) においても同様の分布が期待される筈である。

図一四は 1968 年十勝沖地震 (M 7.9) の直後に調査された当市の震度分布図¹⁴⁾である。同図には本地震による震度分布も重ねて示してある。両分布に共通して市南西部から北東部に向かって震度の増加が見られ, 地震動強さの地域内変化に再現性が確認される。両者間のわずかな食い違いは, 1968 年の調査が今回に比べてかなり粗いものに留まっていたことが一因となっているであろう。両地震が規模・発生場所共に異なることから, 震度の地域内変化を与える主要因として局地的地盤条件を



図一四 震度分布の比較



図一五 震度と最大増幅率・地質構造との比較

考えるのが最も適当と推察できる。

札幌市の地震時地盤の増幅性については, 限られた断面についてはあるが, S波の重複反射理論にもとづき求められている¹⁵⁾。これは地盤を成層構造にモデル化し, 市内のボーリング資料 (深さ, 地質年代, 地質区分) からS波速度等を推定して増幅率の最大値を計算したものである。図一五に同断面に沿った最大増幅率・地質構造および浦河沖地震における震度を示す。これから, 沖積層厚の薄いところでは今回得た震度が最大増幅率 (1秒以下の短周期) 変化の様子と良い相関を持っているのが判る。震度の地域内変化がごく表層の地盤条件によって特徴付けられたことが強く示唆されており, 先の推論を支持している。

3.2 震央距離の影響

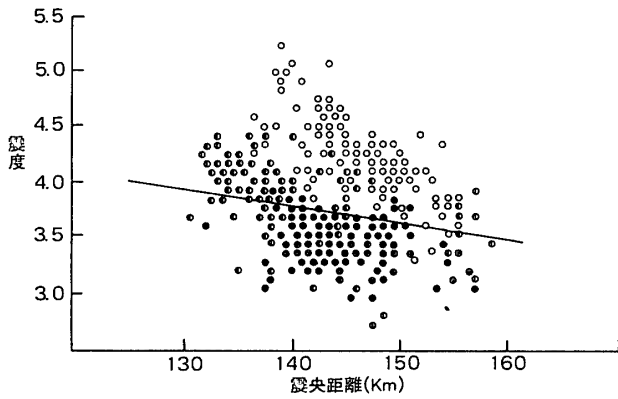


図-6 震度と距離減衰 (○: 軟弱な地盤, ◐: やや軟弱な地盤, ●: 硬質な地盤, 減衰曲線は Kawasumi¹⁶⁾による)

震度の地域内変化と表層の地盤条件との関係について立ち入った議論に入る前に、震度の距離減衰について若干触れておく。

図-6 は今回の資料にもとづき震央距離と震度との関係をプロットしたものである。同図には Kawasumi¹⁶⁾による震度減衰式

$$I^k = 2M - 4.601 \log \Delta - 0.00166 \Delta - 0.32 \dots (1)$$

ここに I^k : 気象庁震度

M : 気象庁マグニチュード

Δ : 震央距離 [km]

について $M=7.1$ とした場合の曲線も示してある。この地震の場合札幌市は震央距離 Δ が 130~160 km の範囲にあり、(1) 式によれば 130 km 地点で震度 3.9, 160 km 地点で震度 3.5 となり、距離の違いによる震度差は 0.4 程度とかなり小さな値が推定されるにもかかわらず、距離減衰の傾向が同図より明らかに読み取れる。気象庁による粗い震度表示ではこの差は到底表現し得ず、今回のような高密度・高精度の震度調査で初めてこのような微妙な震度差の評価が可能となってくる。

震央距離の違いが震度に及ぼす影響を除くため

$$\delta I_i = I_i - I_i^k \dots (2)$$

なる震度差 δI_i を導入する。ここに I_i はアンケートによる震度、 I_i^k は (1) 式から決まる震度である。 i は 500 m 区画番号を示す。周知のように、(1) 式はわが国の平均的地盤における減衰曲線を与えるものとされていることから、 δI_i の正負符号が平均的揺れやすさと比較した時のその地盤の揺れやすさ・にくさを、また絶対値がその程

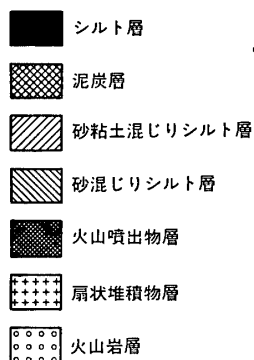


図-7 表層地質分布図 (A-B 断面については「3.4 軟弱層厚の影響」の項を参照)

度を示すものと考えられる。以下この量に注目して表層地盤条件との関係を考察する。

局地地盤効果に関与するであろう土質工学的資料としては地質区分、地質年代区分、地下水位、 N 値、土質密度、層厚等があるが、ここではとくに年代を勘案した地質区分と層厚を考えてみる。資料が市内全域にわたって入手しやすいこともさりながら、これらが空隙率 (void ratio), 粒子間の結合程度 (cementation) 等、土がもつ重要物理量を反映した総合特性量である¹⁷⁾ことにもよっている。

3.3 表層地質の影響

図-6 では各单位区画で得られた震度を表層地質との関係から軟弱な地盤 (泥炭層, シルト層等) および硬質な地盤 (扇状堆積層, 火山岩層等) とに分類してプロットしてある。両者間で揺れの違いは明瞭である。そこでこの点をさらに詳しく見るために、まず市内の表層地盤を表-2 のように細分し、その空間分布図を作成した (図

表-2 表層地質の区分

時代	地質区分名	構成物
第四紀	現河川堆積物層	砂・礫・粘土
	泥炭層	泥炭土
	シルト層	シルト
	砂粘土混じりシルト層	シルト・砂・粘土
	砂混じりシルト層	シルト・砂
	扇状堆積物層	砂・礫・粘土・シルト
洪積世	火山噴出物層	火山灰質粘土
	岩錐	礫・砂・粘土
新第三紀	火山岩層	安山岩

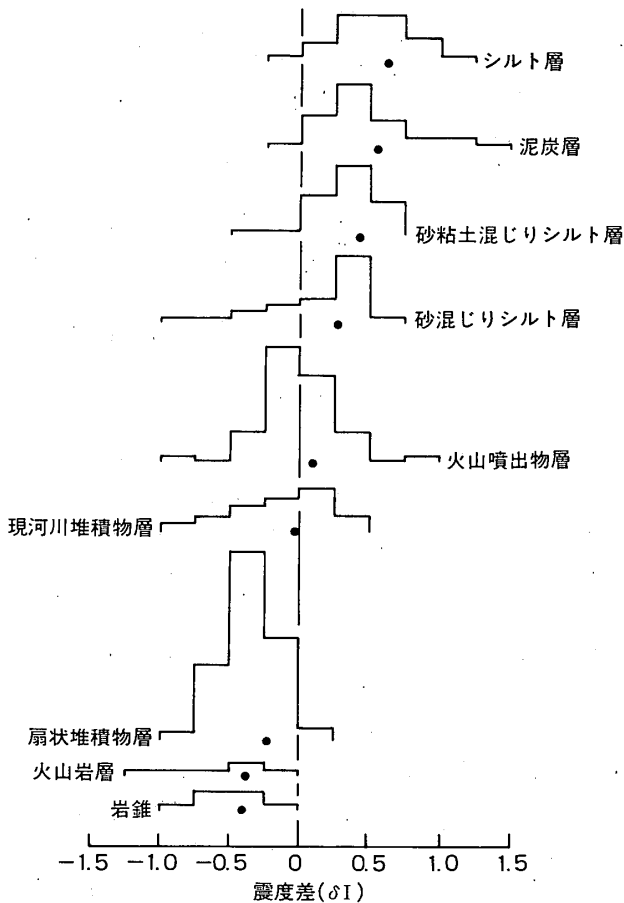


図-8 表層地質と震度差との関係

—7)18)~21)。

札幌市は沖積層が厚く堆積した石狩平野の南部に位置しており、市街地は石狩川支流の豊平川扇状地から北部の低湿地へと広がっている。表層地質分布(図-7)と震度分布(図-3)との相関性は高い。すなわち、揺れの大きかった市北部の地域は泥炭層あるいはシルト層の発達した非常に軟弱な地盤となっている。とくに泥炭層地域の広がりや震度Vの分布に極めて良く一致している。また震度IV+を示す市南東部は洪積世の一部粘土化が進んだ支笏火山群による火山灰等の噴出物堆積層地盤から成っておりやや軟弱な地盤で覆われている。これらの地区では被害も目立っている。一方、揺れの小さかった市中央部は豊平川・琴似川のいわゆる扇状堆積物層地帯であり、砂礫層の比較的締まった地盤からなっている。同様に市南西部は新第三紀の火山岩の露頭をもつ硬質な地盤である。揺れやすい地盤と揺れにくい地盤とが国鉄函館本線を境にして分布しているように見える。

震度差 ΔI の頻度分布を各地質区分ごとに作成した結果を図-8に示す。黒丸はそれぞれの平均値である。粒径の小さい岩質のものほど、また地質年代の新しいものほど揺れやすいといういままでによく知られた事実が、ここでも明瞭に読み取れる。すなわち、表層地質が震度分布を特徴付ける重要な地盤特性要因であることが改め

て確認されたと言えよう。同時に、われわれのアンケートによる震度調査がこのような細かな地質区分が震度に及ぼす影響を十分に識別できるほどの分解能を有していることの一つの証拠ともなっている。

3.4 軟弱層厚の影響

図-9は市北部に広く分布する軟弱地盤である砂混じりシルト層について、図-7のA-B断面に沿ってその層厚と震度差 ΔI についてみたものである。この図から、同一表層地質でも層厚の増加と共に揺れやすくなっていることが読み取れ、表層地盤の軟弱層厚もまた震度分布決定要因の一つとなっていると思われる。市内の軟弱層厚は標準貫入試験によるN値資料²²⁾より求めた。結果的には、地表からN値が15に達するまでの深さを軟弱層厚と仮定すると震度における層厚の影響が最もうまく表現できるようである。

図-10は全市についてこの意味での層厚を調べ、震度差 ΔI との関係を見たものである。層厚10m程度までは厚さと共に漸次揺れも大きくなっているものの、それ以上では層厚による影響はほとんどみられない。すなわち、震度が観測点直下のごく表層の地盤に強い影響を受けていることを示している。このことは先に短周期(1秒以下)の地盤増幅率と観測された震度とが相関性をもつと述べたことと調和的である。

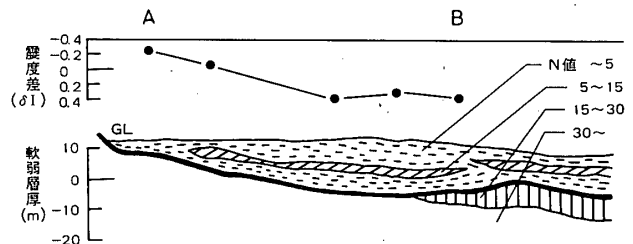


図-9 軟弱層厚の影響(砂混じりシルト層:第7図A-B断面に沿って)

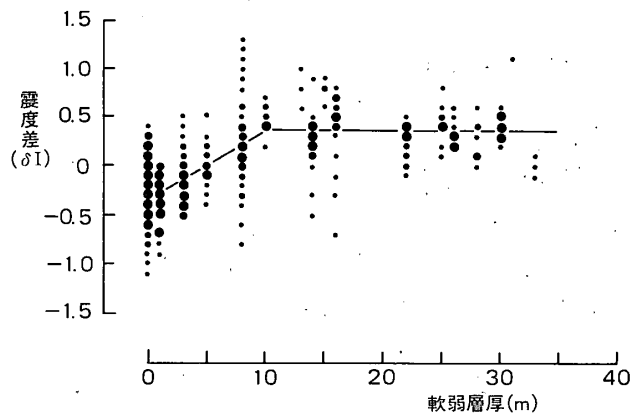


図-10 軟弱層厚と震度差との関係

4. 震度予測式

4.1 予測式の構成

以上の結果を踏まえ札幌市内の任意地点における震度

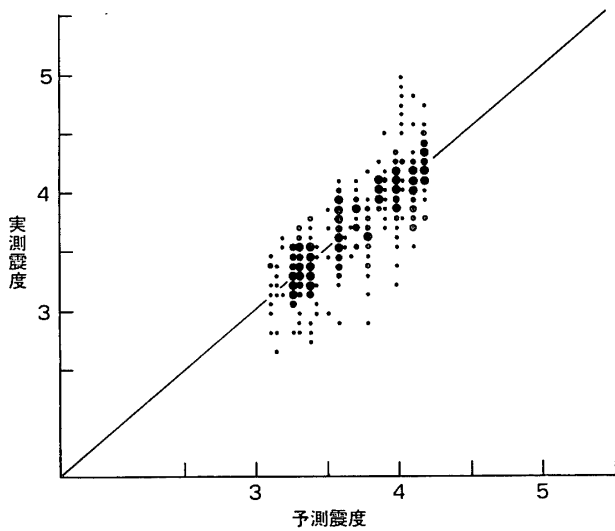


図-11 予想震度と実測値との相関

予測式導出を試みる。今回の調査による全データを使い、説明変数として震源要素（地震規模・震央距離）・表層地質・軟弱層厚を採用し、アンケート震度 I_i を目的変数とする重回帰分析を実行することにより次式が得られる。

$$I_i = f(M, \Delta_i) + \left(\begin{array}{l} 0.256 \text{ シルト層} \\ 0.182 \text{ 泥炭層} \\ 0.050 \text{ 火山噴出物層} \\ 0.040 \text{ 砂混じりシルト層} \\ -0.051 \text{ 砂粘土混じりシルト層} \\ -0.156 \text{ 現河川堆積物層} \\ -0.274 \text{ 扇状堆積物層} \\ -0.396 \text{ 火山岩層} \\ -0.406 \text{ 岩錐} \end{array} \right) + 0.040 H_i \dots\dots\dots (3)$$

表層地質

ここに $f(M, \Delta_i)$ は地震規模・震央位置と気象庁震度との既知関係式であって、当面 (1) 式を使うことにする。 H_i は軟弱層厚 (m) であるが、前述の議論から層厚が 10 m 以上ある場合超過分を無視することにする。右辺後半部 { [表層地質] + [軟弱層厚] } の項がいわゆる地盤特性評価項で、地震の受け皿 (receptor) としてみた地域特性の一つである。図-11 は (3) 式による予想震度と実測値とを比較したものである。重相関係数は 0.83 に達しており、予測実験式としてかなりの実用性が期待できよう。なお、独立変数として表層地質と軟弱層厚のレンジを比較すると、それぞれ 0.6, 0.4 となり震度への影響はほぼ同程度の寄与となっていることが判る。

4.2 考察

震度予測式 (3) は図-1 から判るように、現在住居地に該当する地域の資料より導出された

ものではあるが、市内全域で地質分布 (図-7) 等が判っているので、今回の調査範囲外である非住居地域への (3) 式の適用拡大は十分可能と思われる。予測式適用拡大の必要性は以下の事実によっている。

札幌市は周知のようにわずかに 1 世紀余りにして人口 150 万人を越える急成長をみせた都市である。必然、地震防災の観点から震度予測の対象となる市街地域も爆発的拡大をみせてきた。この経年変化を図-12²³⁾ に示す。この図から、地盤の安定した扇状堆積物層地帯に始まった市街地は次第に南西方向に延び、やがて山裾までいき着くとその後は南東部の火山噴出物堆積層地帯および北部の泥炭・シルト地帯へと広がってきている様子が良く判る。すなわち、札幌市は時と共に地盤条件の悪い地域、いわゆる地震に伴う被災危険性の高い地域へと広がってきている**。しかもその進行速度は近年とみに早まっている。また図-12 には、過去に札幌市周辺で発生した地震²⁴⁾ を黒丸で示してある。この中で最大規模のものは 1834 年石狩湾地震 (M 6.8) である。これらの地震は規模的には中程度であるが、注意すべきことはいわば都市直下型に近い性格を持っていることである。これらの地震が再び発生すれば、札幌市はとくに北部地域において震度 V~VI の大きな揺れに見舞われるであろう。

札幌市ではこのように市街地が軟弱地盤地帯へと急速

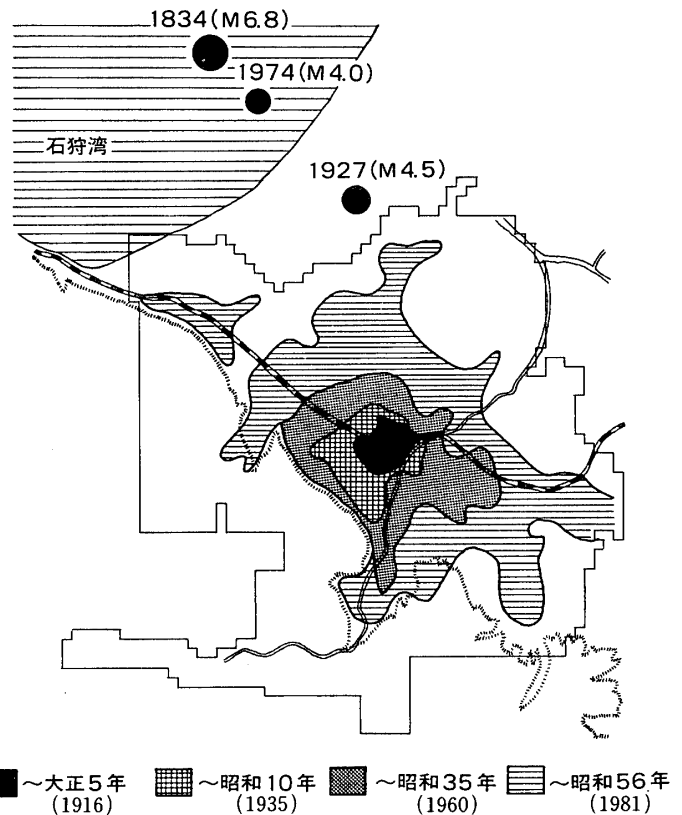


図-12 市街地の広がり及周边の地震環境

** このような傾向は札幌市に限らず、わが国の平野部に位置する都市ではかなり一般的にみられる現象でもある。

に広がってきており、またこの発展方向が懸念される地震活動域に近付くことでもあることから、現在は非住居地区ではあるが将来宅地化も予想されるこれらの地域をも含めた地震予測が、地域地震防災計画の基礎資料としてとくに必要となってくる。この意味で、札幌市全域への適用拡大が可能な(3)式は震度予測式として十分に満足できるものと言えよう。

5. おわりに

1982年浦河沖地震に際して札幌市で行った震度の高密度調査資料をもとに、局地的地盤条件が震度に及ぼす影響について定量評価を試みた。その結果、アンケート調査にもとづく本方法により識別された分布特性が、表層地質区分・軟弱層厚の土質工学的因子を導入することによって相当程度説明できることが判った。また、この結果をもとに実用性の高い震度予測・評価式を構成することができた。このことは本方法がさらに一般に他都市においても十分適用可能なことを強く示唆している。

最後に、この調査研究の遂行にあたり多くの方々のご協力を得た。アンケート用紙の配布・回収には札幌市役所市民防災課・各区役所市民課の方々に変なお世話になった。アンケートには8,000人を越える札幌市民の方々の協力を頂いた。北海道大学理学部地質学鉱物学科の加藤誠教授には札幌市の地質資料入手に当たり有益な助言を頂いた。当研究室の鏡味洋史、後藤典俊(現室蘭工業大学)の両氏には数多くの議論をして頂いた。これら関係機関・御尽力くださった方々に厚くお礼申しあげる次第である。

アンケート資料の解析は北海道大学大型計算機センター(課題番号1001JY0156, 1001NS0376, 1001FC0267)を利用して行った。

参考文献

- 1) Kanai, K.: Engineering Seismology, Univ. of Tokyo Press, 1983
- 2) 東京都: 東京区部における地震被害の想定に関する報告書, 1978
- 3) 埼玉県: 埼玉県地震被害想定策定調査報告書, 1982
- 4) 千葉県: 昭和56年度千葉県大規模地震被害想定調査(第1次調査)報告書, 1981
- 5) 太田 裕, 後藤典俊, 大橋ひとみ: アンケートによる地震時の震度の推定, 北海道大学工学部研究報告, 92, 117-128, 1979
- 6) 太田 裕: 通信調査による川崎市の地震危険度図(Seismic Zoning Map)の作成, 川崎市の震災予防に関する調査報告書, 4-52, 1974
- 7) 後藤典俊, 太田 裕: 1973年根室半島沖地震の道内震度分布と被害の概要, 1973年6月17日根室半島沖地震調査報告, 257-267, 1974
- 8) 小柳敏郎: 1973年6月17日の「根室半島沖地震」に対する帯広およびその周辺でのアンケート調査, Res. Bull. Obihiro Univ., 9, 375-395, 1975
- 9) Syun'itiro Omote, and Hidemori Narahashi: Psychology and Human Behavior at the Time of Large Destructive Earthquakes, Proc. of 7th WCEE, Istanbul 9, 337-344, 1980
- 10) 後藤典俊, 鏡味洋史, 太田 裕: 1982年3月21日の浦河沖地震の高密度震度調査—北海道全域の震度分布—, 1982年3月21日浦河沖地震調査報告, 135-144, 1983
- 11) 宮崎雅徳, 久保寺章: アンケート調査による地震震度と都市表層地盤地質との関係, 自然災害科学, 3, 12-21, 1984
- 12) 太田 裕, 鏡味洋史, 後藤典俊, 岡田成幸, 堀田 淳, 大橋ひとみ: 1983年日本海中部地震に伴う東北・北海道地域市町村別震度調査, 1983年日本海中部地震による災害の総合的調査研究, 秋田大学, 176-179, 1984
- 13) 野越三雄: 1983年日本海中部地震のアンケート方式による秋田県・秋田市の高密度震度調査, 1983年日本海中部地震による災害の総合的調査研究, 秋田大学, 180-188, 1984
- 14) 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, 85-102, 1968
- 15) 鏡味洋史: 地表の地震動に与える地盤の影響についての一考察, 北海道大学工学部研究報告, 92, 129-139, 1979
- 16) Kawasumi, H.: Intensity and Magnitude of Shallow Earthquakes, Travaux Scientifique, Publ. BCSI, Ser. A, 19, 99-114, 1954
- 17) 太田 裕, 後藤典俊: 横波速度を推定するための実験式とその物理的背景, 物理探鉱, 31, 8-17, 1978
- 18) 北海道開発庁: 5万分の1地質図幅説明書, 銭函, 1953
- 19) 北海道開発庁: 5万分の1地質図幅説明書, 定山溪, 1953
- 20) 北海道地下資源調査所: 5万分の1地質図幅説明書, 札幌, 1956
- 21) 北海道地下資源調査所: 5万分の1地質図幅説明書, 石山, 1956
- 22) 北海道地下資源調査所: 北海道地盤地質図 No.1, 札幌, 1974
- 23) 国土院: 都市機能図, 札幌, 1971
- 24) 札幌市市民部防災課: 札幌市およびその周辺の地震活動, 札幌市地震対策基礎調査報告書, 51-70, 1981

SYNOPSIS

UDC : 550. 34. 042(524 S)

QUESTIONNAIRE SURVEY FOR DESCRIBING MICROZONING CHARACTERISTICS IN TERMS OF SEISMIC INTENSITY

—A case study in Sapporo, Japan—

by SHIGEYUKI OKADA, TADAYOSHI MIYAKAWA, and Dr.
YUTAKA OHTA, Department of Architectural Engineering,
Hokkaido University, Members of A. I. J.

This paper proposes a simple but precise method to estimate the local differences of seismic intensity in an area of moderate-to-large city by an introduction of the questionnaire technique, a case study of which was performed in Sapporo city.

Immediately after a large earthquake which occurred off Urakawa, Hokkaido, on March 21, 1982, a seismic intensity survey by delivering 10,000 questionnaire sheets throughout Sapporo city was conducted and a high-precise isoseismal map was derived. By comparing with the geological data in the area it was found that the obtained intensities are well correlated with surface soil types and are in a good functional relation with soil layer thickness.

Based upon this result an empirical equation for estimating seismic intensity at any point in Sapporo city was also derived. It is

$$I_i = f(M, \Delta) + \left(\begin{array}{l} 0.256 \text{ silt} \\ 0.182 \text{ peat} \\ 0.050 \text{ volcanic ash} \\ 0.040 \text{ sandy silt} \\ -0.051 \text{ sandy and clayey silt} \\ -0.156 \text{ river deposit} \\ -0.274 \text{ gravel} \\ -0.396 \text{ andesite} \\ -0.406 \text{ talus} \end{array} \right) + 0.040 H_i$$

soil type

where

$f(M, \Delta) = 2M - 4.601 \log \Delta - 0.00166 \Delta - 0.32$ (Kawasumi, 1945), and

M : magnitude by JMA

Δ : epicentral distance (km)

H : thickness of surface soil (m)

$H = H$, for $H < 10$ m

$H = 10.0$, for $H \geq 10$ m.