

関東地方における大地震と小地震の震度分布の比較

— 埼玉県を例にして —

角田 史雄*・堀口 万吉*

The distribution of seismic intensity of destructive
and local earthquakes in Saitama Prefecture, central Japan

Fumio TSUNODA and Mankichi HORIGUCHI

Abstract The writers and their collaborators have made study on the distribution of seismic intensity in Kantō district. They inquire of a few thousand persons the intensity who live in the wooden houses with second story. The data on the intensity are collected soon after an earthquake occurs. In this paper, following earthquakes are referred, i.e. local earthquakes of western Tokyo (1979) and east-off Chiba Prefecture (1979); destructive ones of Kantō(1923) and Nishi-Saitama (1931). Approximate location and magnitude of those earthquakes are as follows;

Location of epicenter Magnitude (M)	The westside of Saitama Prefecture	The southside of Saitama Prefecture
M > 6	The Nishi-Saitama earthquake	The Kantō earthquake
M < 6	The western Tokyo earthquake	The east-off Chiba Prefecture earthquake

The distribution of seismic intensity of those earthquake shows that straight, long and narrow zones are severe or sensitive to the earthquakes which are named the abnormalous seismic vibrated zones (F. Tsunoda, 1980). For instance, violent motion was felt along the margins of diluvial upland and fault zones in the Kantō mountainland in case of the western Tokyo earthquake. Similar distribution was shown in the destructive Nishi-Saitama earthquake. Severe vibrated zone was found along the northeast coast of Tokyo Bay in case of the east-off Chiba Prefecture. Similar irregular distribution of intensity is found in the Kantō earthquake.

Most of those anormalous seismic vibrated zones runs in northwest-southeast direction which is the general trend of the basement complex of Kantō Plain, and under some of them, faults of the basement complex are found, for instance, the Ayasegawa fault. So it must be intimately related with the faults developed in the basement.

While some zones such as the Iwatsuki-Kasukabe abnormalous seismic vibrated zone run in northeast-southwest direction. The geological meaning of these zones is left to be solved in future. As already pointed out, the shock is also severe in the area where thick peat is deposited.

I. はじめに

最近, 震害予測図 (サイズミック・マイクロ・ゾーニング・マップ; seismic microzoning map) の作成が各地

で試みられるようになった (たとえば, 自然災害科学総合研究班, 1979). これは, 地震防災という点からみて, これからのわれわれの重要な課題になると考えられる.

震害予測図を作成するためには, 地震を多面的に検討しなければならないが, 現在のところ, 地震のときの地盤の挙動についての基礎的資料はきわめて不足している

* 埼玉大学教養部 College of Liberal Arts, Saitama University, 255, Shimo-okubo, Urawa, Saitama, 338 Japan

といえよう。その原因としては2つのことが考えられる。まず第一に、地盤震動にかなりの地域性があることは以前からよく知られている(金井, 1973)にもかかわらず、その具体的な資料が乏しいことである。このため、資料の有効な統計処理を行なえないことが多い。第二の原因は、地震によって生ずる諸現象が地震ごとに異なるはずなのに、それらの対比や比較をきちんと行なわない場合が多い。これでは、地震のもつ「個性」が明らかにできないばかりでなく、その発生原因やメカニズムも平均化されたものしか期待できないのではあるまいか。

筆者らは、アンケート調査を主体として、関東地方の地震震動調査をすすめているが、その一部はすでに報告した(角田・「奥多摩地震」調査グループ, 1979; 角田, 1980)。これらによると、関東平野西部地域では、震動現象にかなりの地域性があるようにみえる。すなわち;

a. 河角の震度階の修正表(宇佐美, 1974)を用いて、有感地震時の同域における震動特性を調べると、よこ揺れのつよさに関係なく、最初に、下から突きあげられるような衝撃を感じずる場所*がある。

b. このような場所は、ふつう、非常に限られた区域——帯状区域——で、それらは地形の急遷する所、断層、地質系統の境界などと一致することが多い。

c. 地震の規模や震源の位置などによって、これらの区域のあらわれ方は多少異なるが、北西—南東方向の定向性をもったものが顕著である。これと直交する方向のものもわずかにある。

d. 中・古生界の分布する地域で発生した浅発の小地震(たとえば、1979年5月5日の「奥多摩地震」; 角田・「奥多摩地震」調査グループ, 1979)の場合、上述の区域はかなり広域にあらわれ、「奥多摩地震区」と呼ぶ特定の震動域となった。

上に述べたように、筆者らの調査によれば、本地域における地震の震動はかなり顕著な地域性をもっている。しかも、この現象が観察される広がりはずかぬに数 km 幅の地域に限られ、かつ、その境界はかなり明瞭である。この点から考えると、上述の異常震動域は、数 100 km² の広さであられる、いわゆる異常震域とは別のものである。すなわち、前者は深さ 20~50 km の有感の浅発地震のときにみられる現象であるのに対して、後者は有感の深発地震で例外なく現われるからである。この両者のちがいは、前者が地殻内部の特殊性、たとえば、ブ

ロックごとに異なる地質構造によって生ずる特異な震動現象と考えられる(角田, 1980)のに対して、後者は、島弧の上部マントルの異常構造に起因する地殻の広域な異常震動とみられる(宇津, 1980)。

上述のことを考えると、実際の地震震動に関する資料を集積すること、および、浅発地震の震度分布が地質や地殻の構造とどのように相関するのかを検討することの二つの点は、これからの地震震動研究の大きな課題になっていくものと考えられる。

小論では、まず、「東京西部地震¹⁾」の震動区、異常震動帯²⁾などと「西埼玉地震³⁾」のそれらとを比較した。それは、両者の震央の位置が「埼玉平野」(藤本, 1954; 堀口, 1980)の西方にあり、かつ、震源の深さもともに 20 km より浅い。したがって、調査地域からみれば、これらの地震の方向や深さがほぼ一定で、異なるのは、その大きさ(≡マグニチュード)である。そこで、それらの地震によって現われる震度分布を調べれば、地震の大きさによる地震の応答の異同点が明らかになると思われる。同じようにして、調査地域の北方、東方、南方、直下のそれぞれで生じる大きさの異なる地震ごとに震度を調べていけば、本地域の地震に対する地盤の応答が解析されると考えられる。小論では、上述の地震の他に、「埼玉平野」の南方に震央をもつ、二つの浅発地震、すなわち、「房総半島沖地震⁴⁾」という小地震と、「関東地震⁵⁾」という大地震を比較した。対象とした地域は、資料の制約から、埼玉県にかぎった。

以上のことから、小論では、①小地震の震度分布が大地震のそれと対応するか否か、②地盤震動の卓越方向があるのか否か、③震度分布と地形や地質の構造とが関係するか否かについて検討する。

II. 資料の精度と資料整理の方法

小論で調査の対象とした地震の震源の位置、規模、発生時期、調査者と調査方法のいずれも異なる。それぞれの資料の精度と資料整理の方法を述べておかないと、議論が混乱するので、本項では、それらの事項を記述す

1) 1979(昭和54)年5月5日16時24分に発生。震源は、北緯35°48′、東経139°17′、深さ20 km。筆者ら(角田・「奥多摩地震」調査グループ, 1979)は「奥多摩地震」と呼称した。

2) 新称。後述。

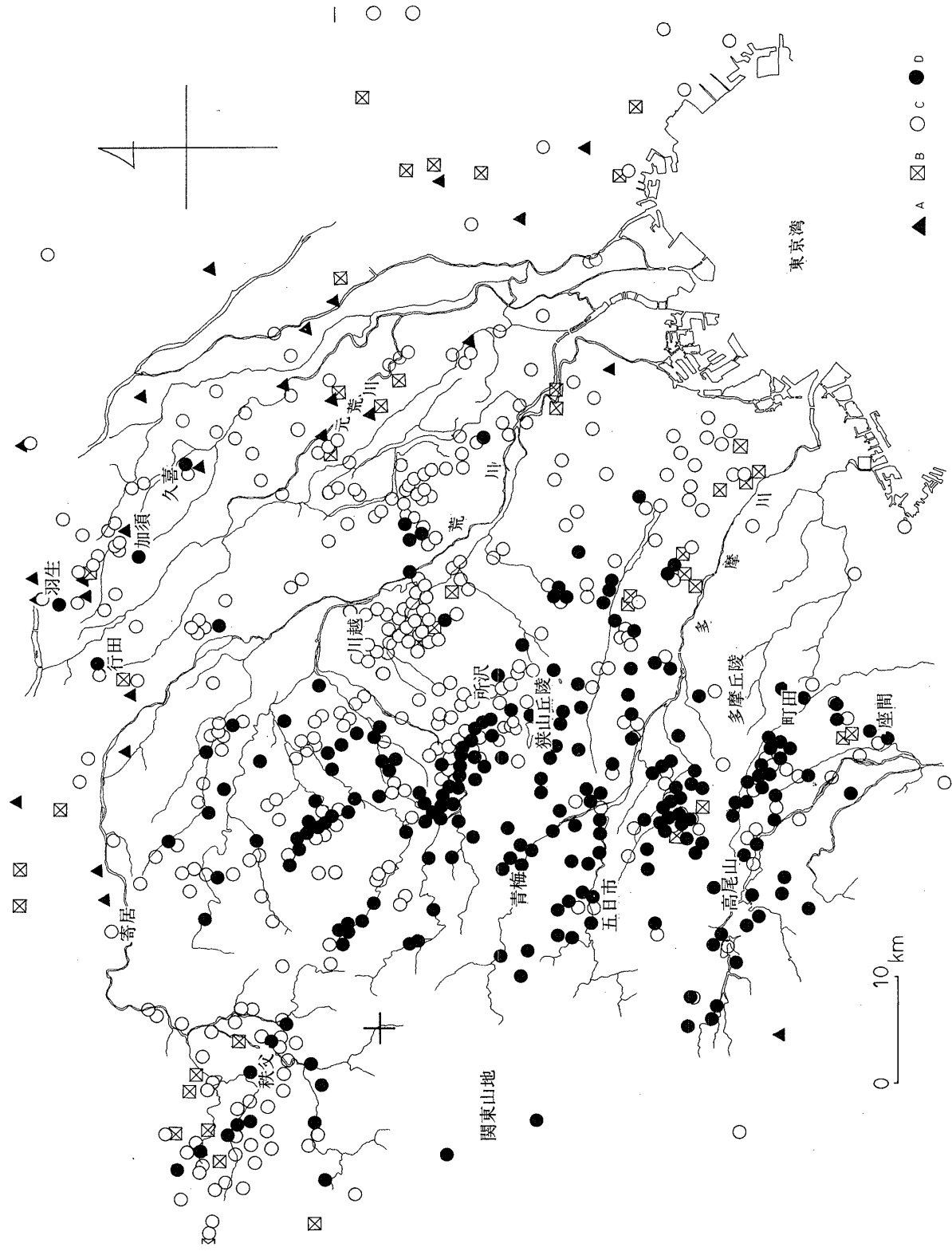
3) 1931(昭和6)年9月21日午前11時20分3.3秒に発生。震源は埼玉県比企郡小川町付近、深さ20 km 以内(熊谷測候所, 1932)といわれる。

4) 本論で使用する大地震と小地震という用語は、マグニチュード 6.0 を基準値として分けられたものである。

5) 1979(昭和54)年10月28日14時39分に発生。震央は千葉県勝浦市の南々西 42 km 地点で、浅発の小地震である。

6) 1923(大正12)年9月1日午前11時58分に発生。震央が相模湾の北西隅付近の、浅発の大地震である。

* このような場所は異常震域(角田・「奥多摩地震」調査グループ, 1979)と呼ばれていたが、筆者の1人の角田は、その後の報告(角田, 1980)で、異常震動域と改めた。



第1図 関東地方西部における震度分布
 A; 河角の震度階の震度1~2(ほとんど無感), B; 同震度3, C; 同震度4, D; 同震度5. (角田・「奥多摩地震」調査グループ, 1979).

る。

a. 気象庁の震度階と河角の震度階との対比; 最初に述べておかなければならないのは、気象庁の7震度階と河角の12震度階との対比である。これらの震度階の作成された当時の生活様式や建物構造と現在のそれとはかなりの違いがみられるが、小論では宇佐美(1974)が用いた対比表を引用しておく(第1表)。

b. 資料整理に用いた地形図の縮尺は20万分の1に統一した。これは後で述べるように、それぞれの震度分布の調査精度が相当違っているために、それらのうちで最も粗い精度の調査(「関東地震」の調査)に、全体の精度を合わせざるを得なかったからである。

c. 「関東地震」の調査精度と資料整理の方法; 「関東地震」のときに調査地域がどのように震動し、その震度分布はどのようなものであったかについての直接的な資料は集められなかった。そこで、森川(1969)と同じように、震度分布を建物の被害の程度とその被害分布から求めることにした(第2図)。建造物の被害についての資料*は「埼玉研究」第22号に紹介されている(小池, 1971)。その報告では、1923年9月1日現在の「現在戸数」「住家」と「非住家」の全壊・半壊の戸数が、当時の町村ごとに示されている。このなかで、「人が実際に住んでいて、それなりの家屋構造と建物強度をもっている」と考えられる「現在戸数」と「住家」を資料として用いた。そして、震動による建物被害の比率は次の式から算出した:

$$\frac{[\text{住家の全壊と半壊の戸数}]}{[\text{現在の戸数}]} \times 100 (\%)$$

ただし、この%はそれぞれ不定形をした町村(第2図)ごとの値である。また、この建物被害の比率を、気象庁と河角の震度階を参考にして分類すると、第1表のようになる(第1表)。このようにして求められた家屋倒壊率の分布、すなわち、震度分布をそのまま図化すると、震度分布の形状が町村の区画の形に影響されると思われる。

このため、小論では、町村の形が震動分布の方向性を規定しないように、南北方向と東西方向に1km間隔で線をひき、調査地域を1km²のメッシュに区分けした。

そして、そのメッシュごとに、上述の震度を記入した。これによって、多少ではあるが、町村の区画の形や配置による、震度分布の形状への影響をとり除くことができた(第2図)。

第1表 家屋倒壊率(%)・気象庁震度階・河角の震度階の關係

家屋倒壊率(%)	気象庁震度	河角の震度
0 ~ 4	中 震	6 ~ 7.4
5 ~ 8	強 震	7.5 ~ 7.9
9 ~ 19	同 上	8
20 ~ 26	裂 震	9
27 ~ 39	激 震	10
40 ~ 63	同 上	11

小論においては、「西埼玉地震」の震度分布を表示するときも、これと同じ方法を用いた。

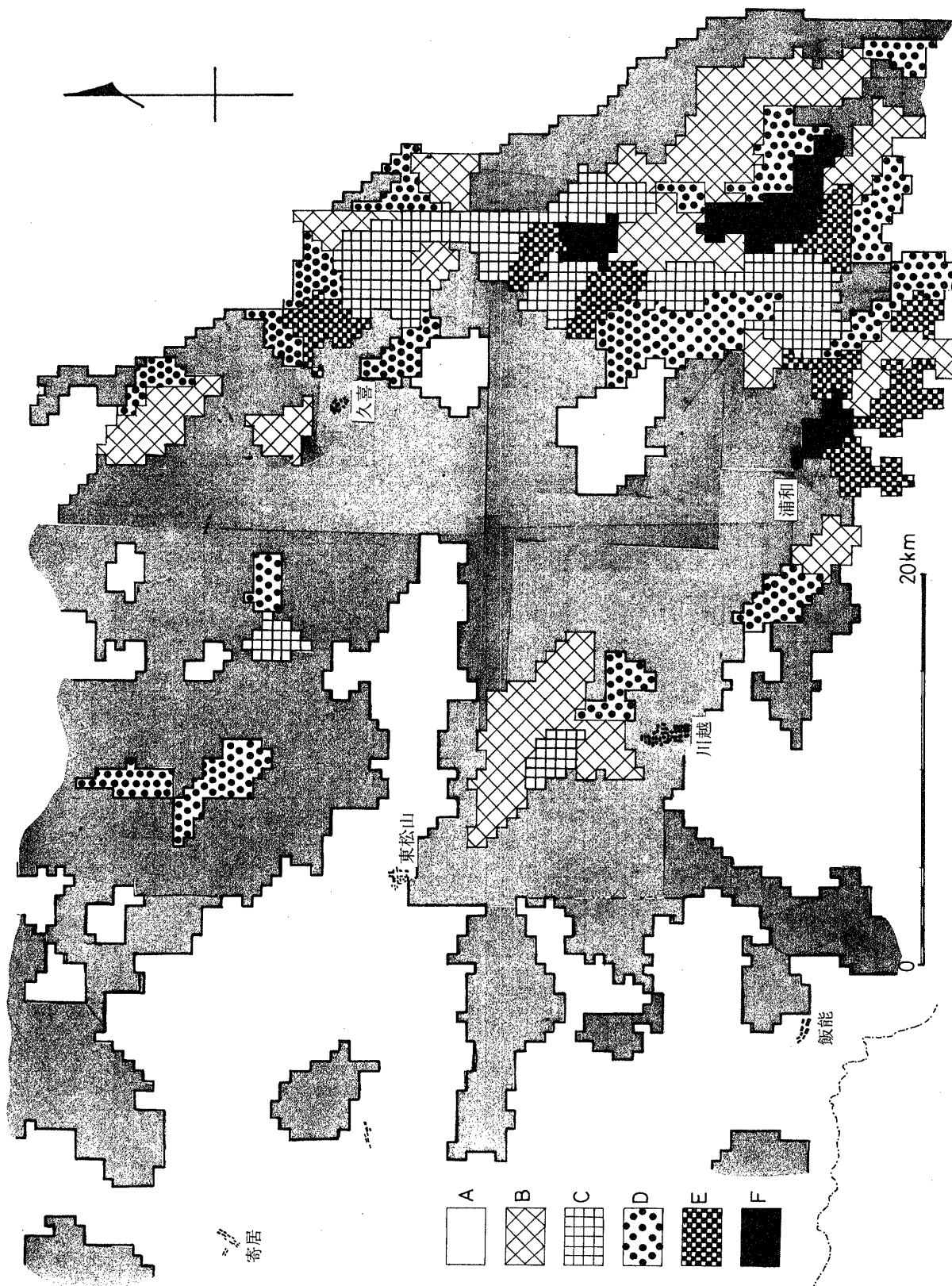
d. 「西埼玉地震」について; 本地震による調査地域の各地点での震動の特徴は「西埼玉強震報告」(熊谷測候所, 1932)に詳しくまとめられている。この報告書は埼玉県農務課や保安課、県下の町村役場と小学校、各地の気象観測所などからの報告をもとに作成され、その震度階は気象庁のものに準じている。震度階は町村単位で示されているので、「関東地震」のそれと同じように表示した(第3図)。また、同報告書に収められている地面の裂か方向と墓石の転倒方向とを引用して、調査地域の各地点における震動の特徴の把握につとめた(第4図)。

e. 「東京西部地震」と「房総半島沖地震」についてこれらの地震の震度は、前述したように、河角の震度階の修正表(宇佐美, 1974)に準拠している。そして、木造2階建の家屋内で余り激しい動作をしていなかった人たちへのアンケートを基に、調査地域のよこ揺れによる震度分布を調べた。これとともに、たて揺れの分布も調査した。これらの資料を20万分の1の地形図に記入して、調査地域の震度分布図を作成した(第5図, 第6図)。

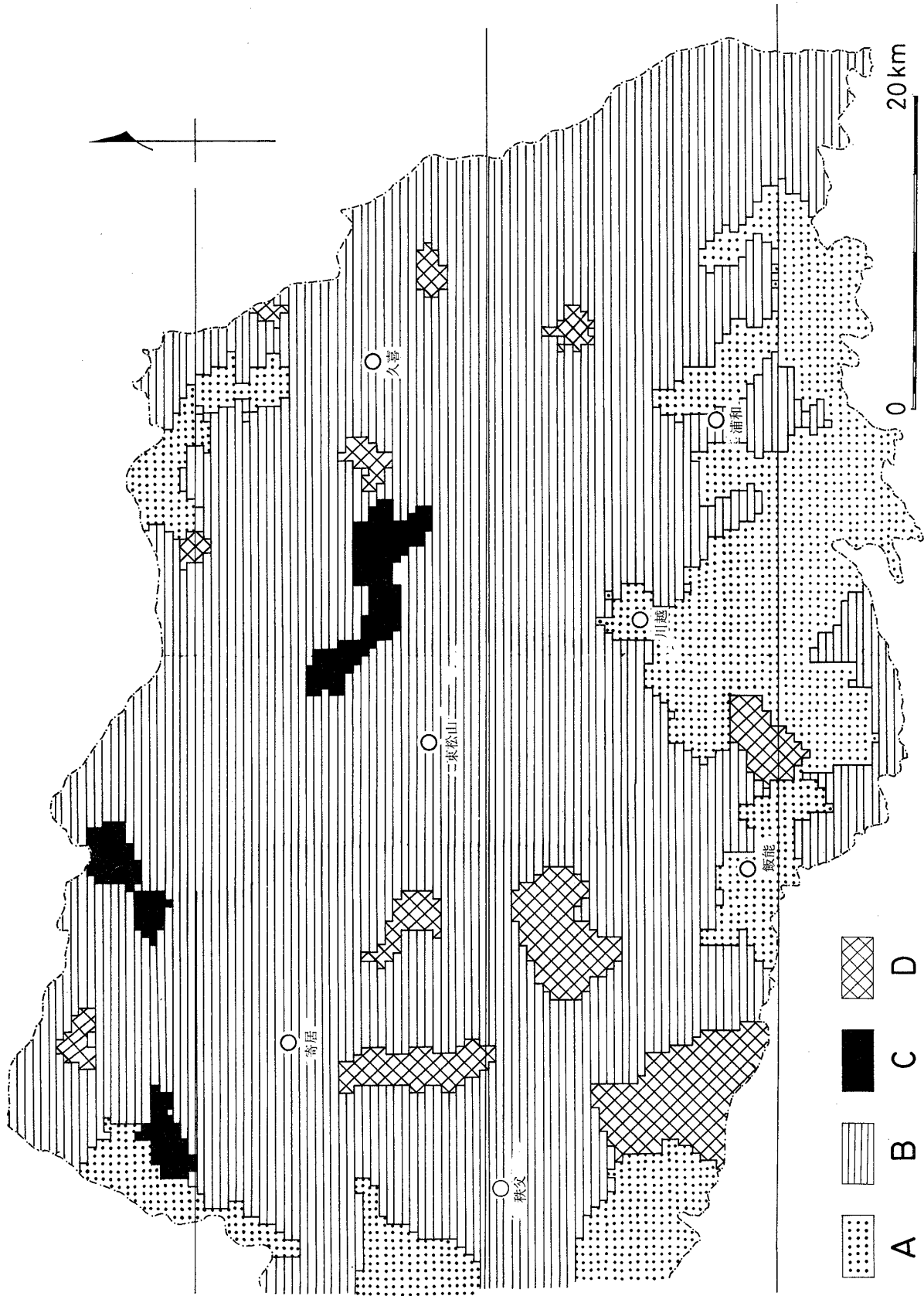
III. 埼玉県の地形と地質の諸要素の区分

関東地方の西部に位置する埼玉県は、東西に長くのびた台形に近い形をしており、地形・地質的には西の山地と東の平野とに2大別される(第7図)。西の山地は関東山地の北部にあたり、一般に秩父山地とよばれ、東の平野は関東平野の西部にあたり、埼玉平野と呼ばれることが多い(藤本; 1954, 堀口; 1980)。この山地と平野の境界は、児玉・寄居・武蔵嵐山・越生・飯能を結ぶ線にほぼ沿っており、比較的はっきりした地形の差を示していることが多く、古くから八王子構造線(藤本; 1926,

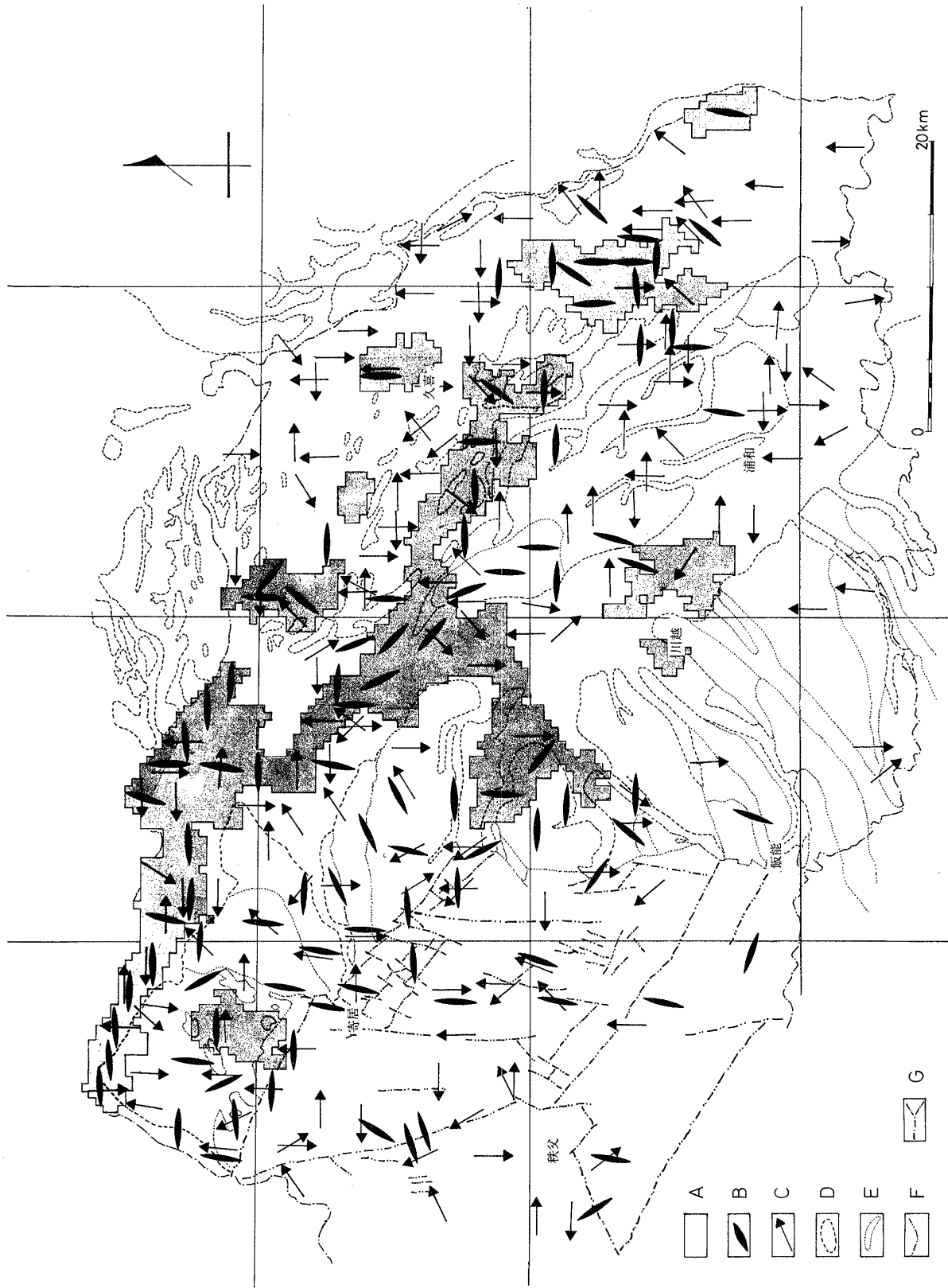
* この資料の原典は、1923年(大正12年)9月14日に、震災予防調査会が埼玉県に罹災状況の調査を依頼し、同県がその結果を同調査会へ提出した報告書である。現在、この原典は埼玉県立浦和図書館文書館所蔵の埼玉県行政文書(大正14年, 25原治部雑款)に収められている。筆者らが引用したのは、小池信一氏が原典からとりだし、「埼玉研究」第22号に紹介された資料である。



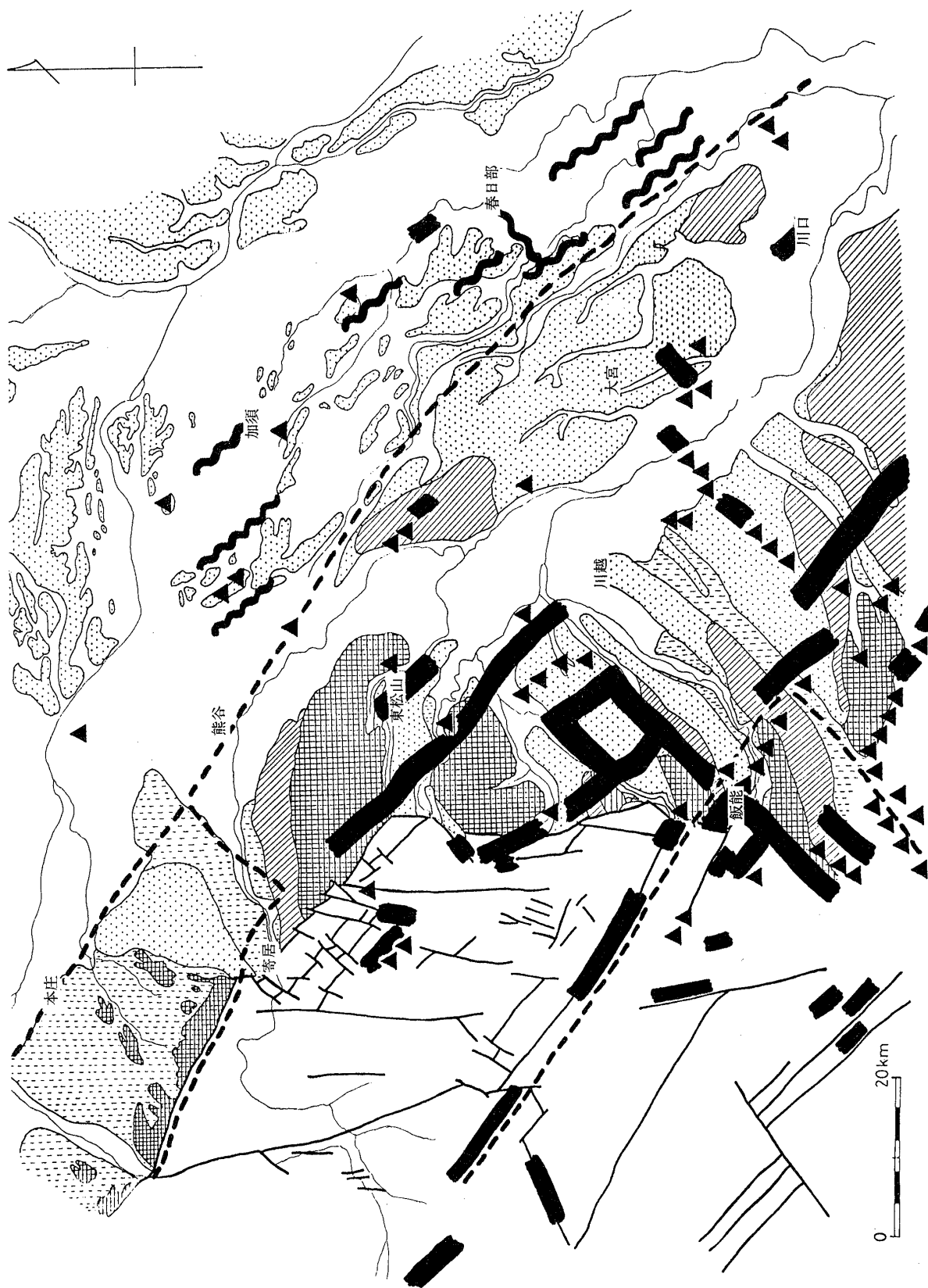
第2図 「関東地震」における家屋倒壊率
 A ; 0 ~ 4 % , B ; 5 ~ 8 % , C ; 9 ~ 19% , D ; 20 ~ 26% , E ; 27 ~ 39% , F ; 40 ~ 63% (小池, 1971の資料を図化した).



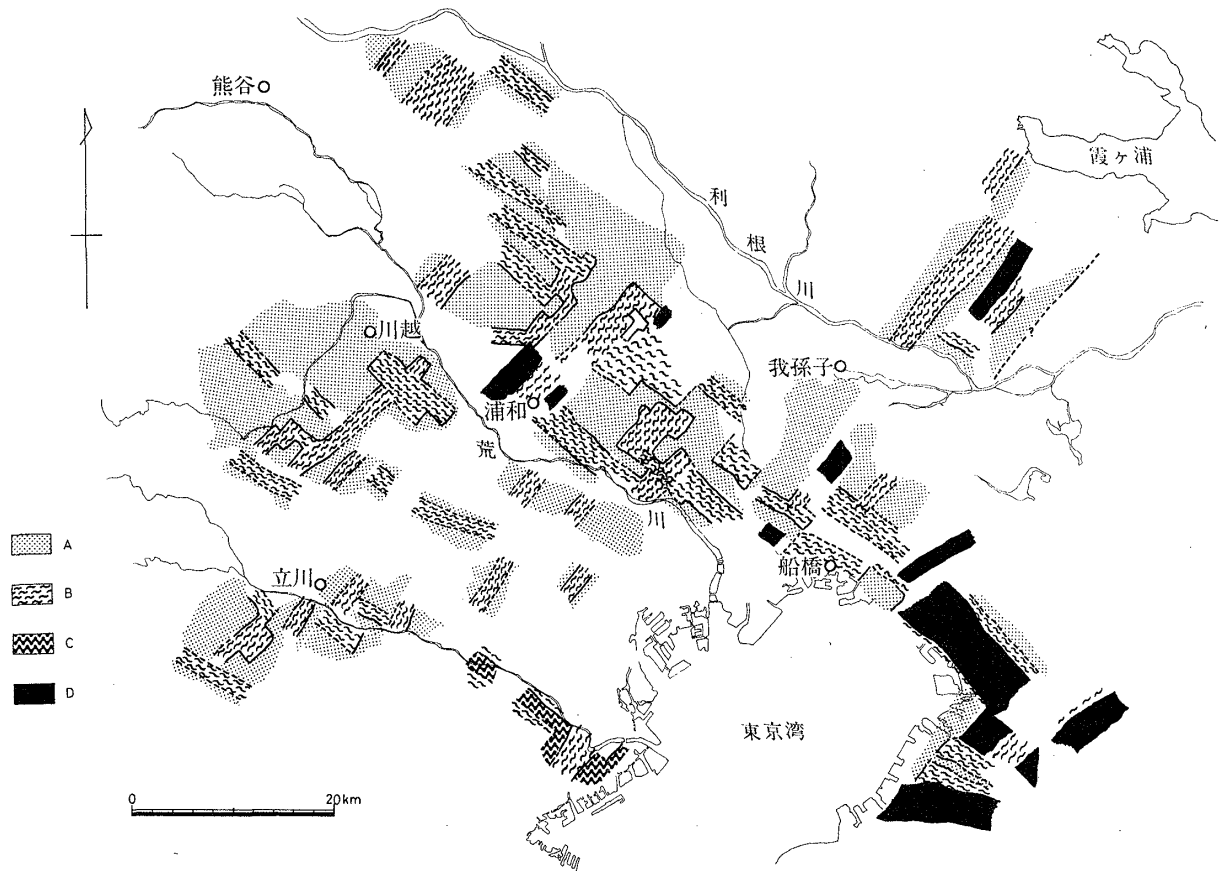
第3図「西埼玉地震」の震度分布
 A；中震(河角の震度6~7強), B；強震(河角の震度8前後), C；裂震(同9), D；顕著な初動(上下動)のあった区域(熊谷測候所, 1932).



第4図 「西埼玉地震」における噴砂現象 (アミの部分), 墓石の倒壊方向(矢印), 地割れ(黒色のレンズ), 熊谷測候所(1932)から引用.



第5図 「東京西部地震」の震度分布・異常震動域と、地形および地質との関係
 点線は震動区（本文参照）の境界、黒色部は河角の震度5の区域、波線部は河角の震度4の区域、黒三角は顕著な初動（上下動）の感じられた地点、地形および地質の凡例は第7図と同じ。



第6図「房総半島沖地震」の震度分布

A; 河角の震度3, B; 同震度4, C; 同震度5, D; 顕著な初動(上下動)が感じられた区域.

YABE & AOKI; 1926) として知られている。

秩父山地を大観すると、南西部が高く、関東山地最高峯の奥千丈岳(2,600m)および金峯山(2,595m)・国師岳(2,592m)など2,500m以上の山峯があり、ここより北東方へ順次高度を下げ、山地縁辺部では200~300mの標高を示す地形をしている。秩父山地の内部をみると、ほぼ中央に秩父盆地が位置し、ここより北西方向に山地を横断して山中地溝帯がつづいている。上述のような地形差の凸凹は傾動運動あるいは侵食輪廻の進行段階のちがいによると考えられるから、秩父山地は一般に一続きの地塊山地とされていた(今村・井上; 1933, 谷津; 1950, 藤本; 1951, 1954, 式; 1964, 森川; 1968)。

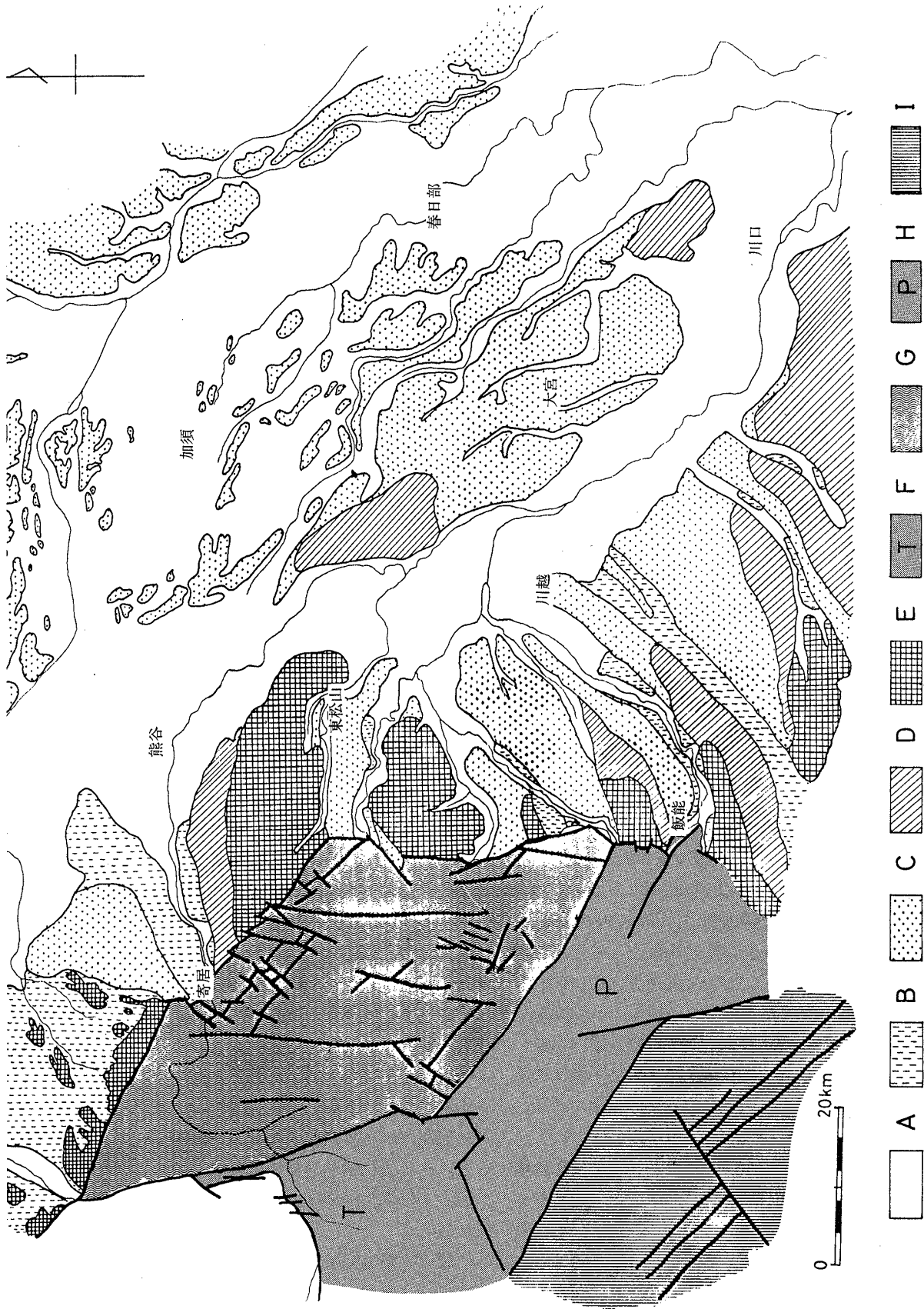
しかし、秩父山地内部の顕著な凹地形を示す山中地溝帯と秩父盆地の南西部と北東側では、秩父山地の地形に大きな差のあることに着目した堀口(1973)は、秩父盆地の南東方向の飯能付近まで凹地形が認められることにより、新たな地形区分として「秩父凹地帯」を提唱した。さらに、秩父山地を北西—南東方向に横断する秩父凹地帯の南西側を奥秩父山地、北東側を多野—外秩父山地と

呼ぶことにした*(第8図)。

秩父凹地帯南東部の秩父—飯能間については、高麗川上流と名栗川にはさまれた地域であり、正丸峠付近より眺望される現地形においても、切峯面図においても識別される凹地形であり、北側は苜場坂峠から顔振峠にかけての尾根、南側は名栗川—小沢峠—青梅を結ぶ線で境される。このような地形的特徴ばかりでなく、凹地帯は地質構造上の境界でもある。つまり、巨視的にみれば、同域はいわゆる「南帯と北帯」という古生界の2つの構造帯の境界部にあたる。さらに、凹地帯の北縁部は地層の傾斜が急で、断層の転位も著しい。また、高麗川河床で白亜紀層が発見されている(渋谷・堀口, 1967)ことと、そこが山中地溝帯の延長部にあたることを考えあわせると、秩父凹地帯は中生代の地溝帯であるとも考えられる。

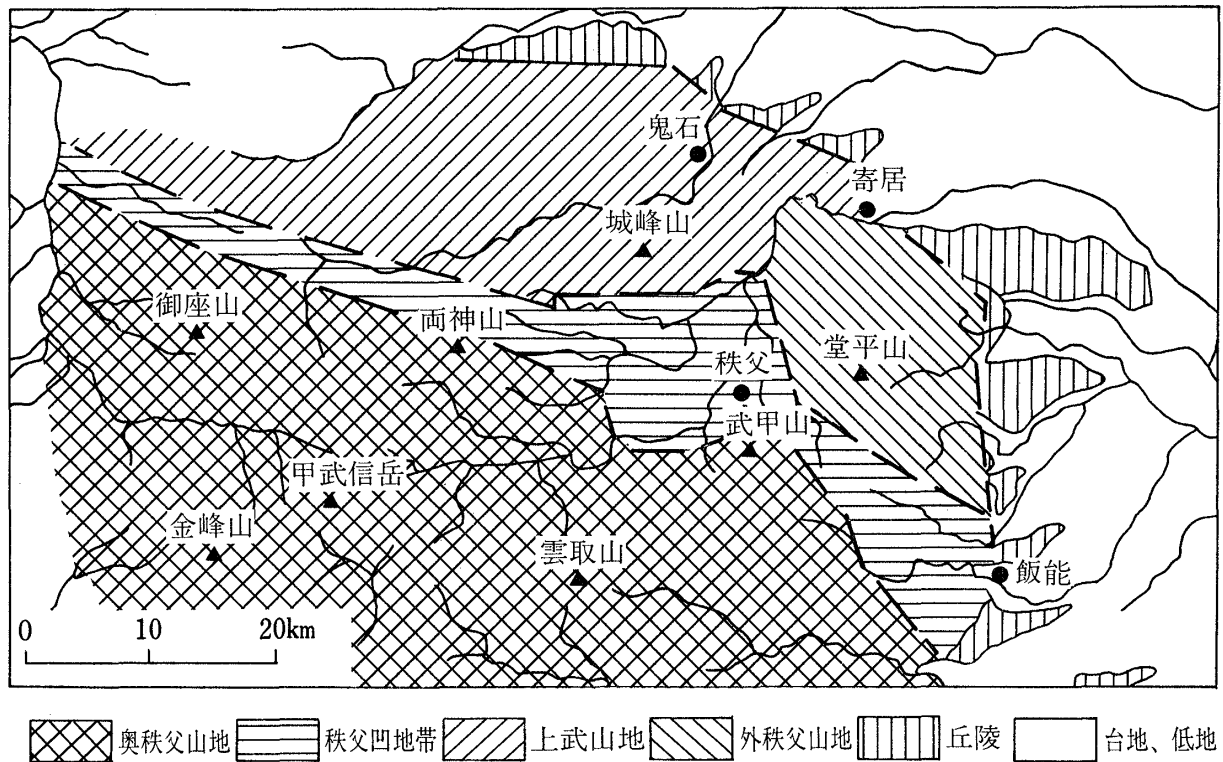
埼玉平野は関東平野の中でも低地の広く発達するところ

* 埼玉県の地形区分としては、秩父凹地帯南東部は外秩父山地に入られており、多野外秩父山地は荒川を境として上武山地、外秩父山地に区分されている(村本; 1975, 堀口; 1980)。



第7図 関東平野西部の地形と地質の区分

A; 沖積低地, B~D; 台地 (B; 立川面, C; 武蔵野面, D; 下末吉面), E; 丘陵, F; 秩父盆地, G; 外秩父山地, H; 秩父凹地帯, I; 奥秩父山地



第8図 秩父山地と秩父凹地帯

るで、西縁の秩父山地に接する地域より丘陵・台地・低地の地形に区分することができる(第7図)。

この平野地域の地形および表層地質については、堀口(1974, 1980)にまとめられている。また、堀口(1974)はこの地域の段丘面の変動に注目し、その差異によって四つのブロック(武蔵野-入間ブロック、^{くしびき}櫛挽一本庄ブロック、大宮-館林ブロック、妻沼ブロック)に区分し、ブロックの境界およびその変動の方向を示している。

1974年以降、いわゆる活断層研究が活発となり、関東平野西縁部の台地・丘陵あるいは山地の地形を切る活断層が指摘され、活断層研究会(1980)によってまとめられた。しかし、これら活断層の研究は平野西縁部にとどまり、平野中央部の大宮台地については降起軸を指摘するにとどまっている。

関東新生代構造研究グループ(1977)は、関東地方における新生代末期の構造運動について検討するなかで、常総粘土層のレベルを追跡し、平野内部のブロック運動を指摘している。この考えはさらに小玉・鈴木(1979a)によりひきつがれ広域にわたる常総粘土層の構造等高線図がえがかれ、新しいブロックの境界を示している。これらの研究結果の概要は、日本地質学会主催の討論会「地震災害に関する地質学的諸問題」において堀口・樋口(1979)および小玉・鈴木(1979b)により報告され

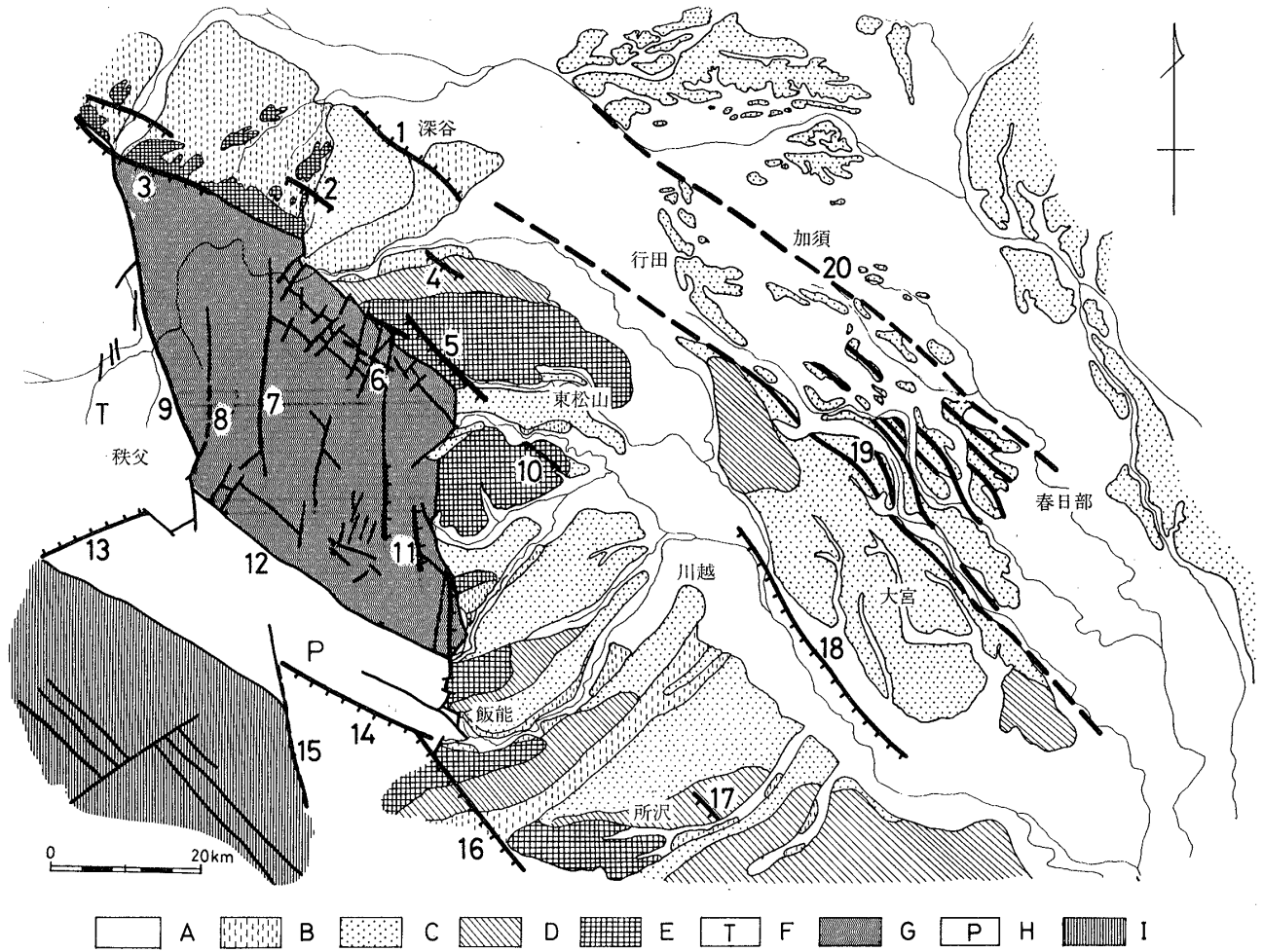
第2表 埼玉県下の主要な断層および構造線一覧

No.	断層名	No.	断層名
1	深谷断層 ¹⁾	11	越生断層 ¹⁾
2	櫛挽断層 ¹⁾	12	秩父凹地帯北縁 ⁴⁾
3	平井断層 ¹⁾	13	浦山口断層 ¹⁾
4	江南断層 ¹⁾	14	名栗断層 ¹⁾
5	今市-菅谷断層 ¹⁾	15	名栗断層 ¹⁾
6	リニアメント ¹⁾	16	立川断層 ¹⁾
7	象ヶ鼻-朝日根断層 ²⁾	17	所沢聖地霊園断層 ¹⁾
8	リニアメント ¹⁾	18	荒川断層 ¹⁾
9	出牛-黒谷断層 ³⁾	19	綾瀬川断層 ⁵⁾
10	リニアメント ¹⁾	20	久喜断層 ⁵⁾

- 1) 活断層研究会, 1980: 日本の活断層, p. 363, 東京大学出版会.
- 2) 前田四郎, 1954: 関東山地東部の地質構造, 千葉大文理紀要, 1, 160-165.
- 3) 渡部景隆・新井重三・林 唯一, 1950: 秩父盆地第三紀層の地質学的研究, 秩父自然科博研報, 1, 29-92.
- 4) 堀口万吉, 1973: 関東山地北東部の地形について, 埼玉大紀要(自然編), 8, 83-89.
- 5) 清水康守・堀口万吉, 1981: 大宮台地北東部における元荒川構造帯(新称)について, 地質学論集, 20号, 95-102.

た。

以上の報告とともに、最近の資料を加えると、秩父山地東縁部にいたる地域の断層と構造線は、第9図および第2表のようにまとめられる。



第9図 埼玉県下の主要な断層および構造線

凡例A～Iは第7図と同じ。数字は第2表と対応している。

IV. 埼玉県の震動区、異常震動帯、異常震動域

前述したように、筆者らは「東京西部地震」の震度分布の調査から、「奥多摩震動区」という震動特性をもった区域を提唱し、「飯能—所沢線」と呼ばれる異常震動域を設定した。さらに、埼玉平野（堀口，1980）とよばれる埼玉県東部の低地帯のなかでも、いくつかの異常震動域の存在の可能性を示唆した（角田・「奥多摩地震調査グループ，1979」）。

その後の資料もあわせて上述の地震震動を検討した結果（第3表），つぎに述べるような震動区の区分と，新しい異常震動帯の設定が可能となったので，以下にそれらを記述する。

A. 埼玉県の震動区

河角の震度階に基づいて，横波による震動のつよさ（ほぼS波による震動の加速度の水平成分の大きさ）で埼玉県内の震度分布を区分すれば，以下のような五つの区域に分けられる（第10図）；すなわち，①秩父—飯能—

狭山—入間の各市に囲まれる地域*における震度の大部分が，河角の震度5であり，これを狭義の「奥多摩震動区」とする。②三鷹—所沢—狭山—入間の各市に囲まれる地域では，震央（東京都青梅市付近，北緯35°48′ 東経139°11′）に近いにもかかわらず，河角の震度4がほとんどであり，ごく限られた地点（狭山丘陵南端の芋窪付近）でのみ，震度5が記録されたにすぎない。この区域を「武蔵野震動区」と名づける。③所沢—飯能—秩父—群馬県の^{鬼石}町—同新町—本庄—熊谷—鴻巣—岩槻—越ヶ谷の各都市に囲まれた区域（ただし，本庄台地と櫛挽台地と江南台地の1部——いずれも第1，5図参照——は除く）は，河角の震度4くらいの揺れを感じた。この区域を「埼玉南西部震動区」と呼ぶ。④前述した本庄台地付近ではほとんど揺れを感じなかったが，ここを「本庄震動区」とする。⑤本庄—熊谷—鴻巣—岩槻—越ヶ谷以北の埼玉県での一般的な震度は，河角の震度3以下で

* この南縁は東京都町田市と山梨県の上野原町をむすぶ線にあたりと考えられる（角田・「奥多摩地震」調査グループ，1979）。

第3表 埼玉県における震度分布

地震の分類	地形区分	関東山地	関東山地東縁台地	関東平野西部低地	大宮台地	関東平野中西部低地
震央が本地域の南方にある有感地震	「関東地震」の震度分布	大部分が震度6.0~7.5. 比企郡小川町北方, 同郡幾川村および鳩山村, 毛呂山町, 飯能市西部で震度7.5~7.0.	台地で震度6.0~7.5. ただし, 武蔵野台地東端の富士見市の1部の震度7.5~8.0. 荒川の支流の低地も震度7.5~8.0.	ほぼ全域で震度7.5~8.0. 妻沼低地東縁部(行田市縁辺部), 荒川低地北西縁部(比企郡川島町), 同西縁部(上福岡市一志木市)では大部分が震度8.1~8.9, 1部(川島町西部)で震度9.0~9.5.	北端部の北本市, 鴻巣市および中南部の大宮市北部の震度6.7~7.5をのぞいて, 全域で震度7.5~8.0.	本地域北部の加須低地……北埼玉郡川里村で震度9.0~9.5, 同郡大利根村と鷲宮町とで震度8.1~8.9, それ以外はすべて震度2.5~8.0. 本地域南部の中川低地……中央部では震度9.0以上. 西部, 東部で震度7.5~8.9.
震央が本地域の西部にある有感地震	「房総半島沖地震」の震度分布	ほぼ全域で無感.	入間台地では, 大部分が震度2. 下末吉面と武蔵野面の境界付近の日高町東縁部のみ震度5. 武蔵野台地では, 川越面と大井面とが震度2, 不老面で震度3.	荒川低地南部では, 川口市, 蕨市, 浦和市南部で震度3. それ以外では震度2.	南部の上尾, 大宮, 浦和の各市の1部で震度3. それ以外では震度2.	加須低地では, 羽生市, 加須市, 北埼玉郡大利根町, 久喜市, 菫蒲町などで震度3. それ以外では震度2. 中川低地では, 岩槻市南部, 越ヶ谷市北部など, 大部分が震度3.
	「西埼玉地震」の震度分布	埼玉県北西縁部の児玉郡神川村, 同県南西部の入間郡名栗村, 飯能市東部などで震度8.1~8.9. それ以外は7.5~8.0.	本地域北端の本庄台地西縁部, 児玉郡上里町, および武蔵野台地で震度7.5~8.0. 児玉郡児玉町北部で震度9.0以上. その他は震度8.1~8.9.	ほとんど震度8.1~8.9. ただし, 妻沼低地北西端部の深谷市中北部, 同低地南部の鴻巣市や大里郡吹上町などでは, 震度9.0以上. 本地域南端部の川口市, 蕨市などで震度7.5~8.0.	南端部の震度7.5~8.0を除いて, 他はすべて震度8.7~8.9.	加須低地北部, 加須市北部, 羽生市北部での震度7.5~8.0を除いて, 他はすべて震度8.1~8.9.
	「西東京地震」の震度分布	秩父凹地帯の北縁, 秩父盆地南東縁, 越生町から都幾川村にかけてのNW-SE方向の帯状区域などで震度5. 上武山地で同4.	入間台地北東縁, 同南西縁, 狭山丘陵北東縁, 比企丘陵西縁, 同南縁, 岩殿丘陵縁辺などの各場所などで震度5. その他の台地や台地の中央部分で同4.	上福岡市一浦和市の帯状区域のみ震度5. それ以外の荒川低地は同4.	全域で震度4.	加須低地の行田市, 羽生市, 加須市, 久喜市の1部で震度5. その他の低地部分は同4. 羽生市, 加須市の1部で同3. 中川低地では震度4~2が入りくんで点在.

あったが、この区域を「埼玉北東部震動区」とする。

B. 埼玉県の異常震動帯と異常震動域

上述の震動区の境界では、顕著なたて揺れの初動を感じた所が多い。このような場所は異常震動域（角田，1980）として規定されたが、その後の調査の結果（公表準備中）をみると、①異常震動を感じない場所は狭長な帯状区域であること、②このような場所は埼玉県内に何ヶ所もあること（後述）、③そこでは、強弱の差はあるが、地震の際に何らかの異常現象を生ずること、④そこで発生する異常震動は著しいたて揺れだけの場合もあるし、つよい横ゆれしか感じられない場合もある。また、その両者を共に体感することもある。これらのことから、異常震動帯のあらわれる場所はほぼ固定しているが、そこでの震動はきわめて多面的な特徴がある。そこで、小論では、上述の諸特性を考慮し、「異常震動域」を再定義して用いたい。すなわち、異常震動のあらわれる区域の形状によって「異常震動域」を区分し、その震動が狭長な帯状区域に集中しているときを「異常震動帯」と呼び、それがあつた広域区域にあらわれるとき（たとえば、「東京西部地震」の「奥多摩震動区」）を「異常震動域」と呼びたい。

「異常震動帯」をこのように定義すると、本地域には以下に述べるような「異常震動帯」が存在する。すなわち、①「奥多摩震動区」と「武蔵野震動区」を区切る境界で、かつ、上述のような著しいたて揺れの初動を感じた区域を「狭山—入間異常震動帯」、②これら二つの震動区と「埼玉南西部震動区」との境界の異常震動帯を「秩父—三鷹異常震動帯」、③「埼玉南西部震動区」と「埼玉北東部震動区」とを境する震動帯を「熊谷—岩槻異常震動帯」と名づける。この他に、不明瞭ながらも、寄居町と群馬県の鬼石町とをむすぶ線上の地点でも、顕著なたて揺れの初動を感じた所が断続しているので、このような場所を「寄居—鬼石線」と呼称しておく。同様な場所は、坂戸市をふくむNW-SE方向の線上、および、上福岡—大宮の両市をむすぶ線上にも散在しているので、これらを、それぞれ「坂戸線」、「上福岡—大宮線」と呼んでおく。

以上の他に、「東京西部地震」では、よこ揺れの特につよく現われた区域があった。これらの区域の形は帯状であり、小論でいう「異常震動帯」にふくまれる。それらは震動区の縁辺部に集中しているが、「奥多摩震動区」では、「飯能—青梅異常震動帯」（第10図のH—O）が顕著にあらわれている。「武蔵野震動区」では、「狭山異常震動帯」；「埼玉南西部震動区」では、「秩父凹地帯北縁異常震動帯」、「越生—高萩異常震動帯」、「高麗川—鶴ヶ

島異常震動帯」、「所沢—川越異常震動帯」、「入間異常震動帯」、「上福岡—大宮異常震動帯」；「埼玉北東部震動区」では、「行田異常震動帯」、「騎西異常震動帯」、「羽生—久喜異常震動帯」、「春日部—岩槻異常震動帯」、「岩槻—草加異常震動帯」、「越ヶ谷異常震動帯」などがある。

V. 討 論

A. 「東京西部地震」の異常震動帯の分類

地震波が沖積層の所で著しく振幅を増す現象はS波多重理論で説明されることが多い（金井，1973など）。しかし、最近では、崖などの地形に著しい高度差のある所での震動の振幅増加現象や、沖積層の基盤の形状に支配された地表の震動の増大（神山，1975）などにも注意がむけられるようになった。こうした点を考えると、地震震動の振幅が増大する原因として、沖積層の有無や沖積層の層厚変化の有無などの、主として、震動する母体あるいは場の物性とか構造を考慮することができる。また、段丘崖や断層崖などの地形形状が振幅増加の素因になっているかもしれない。さらに、埋没断層や地下谷のような、沖積層の基盤の形態がその原因とも考えられる。

IV. で述べたように、異常震動帯は地形や地質の構造単元の境界部に一致しているか、または、近接している。このような両者の位置関係には十分に注意を払う必要があると思われる。そこで小論では、地震震動の振幅増大現象を三つの基本型に分類する。それらは、①震動する母体が沖積層であるために、隣接する地域より震度が大きい場合をA型、②段丘崖や断層崖、丘陵や台地の縁辺部などの区域がその他の地域より震度の大きい場合をB型、③埋没した断層、台地縁地、谷地形などがあるために、その直上付近の地表の震動が増大したと考えられる場合をC型とする。もちろん、これらの混合型と考えられるAC型、AB型、BC型などもあると思われる。

上述のような分類を基準とすれば、「東京西部地震」の異常震動帯は次のようなタイプに分けられる。ただし、現在のところ、地下地質の情報が不足していてA型とC型の識別は困難である。そこで小論ではAC型として一括しておく（第10図）。ここでは、異常震動帯の名称のみを列挙する；

AC型—行田，岩槻—春日部，越ヶ谷，岩槻—草加，上福岡—大宮。

B型—羽生—久喜，騎西，東松山—川越，越生—高萩，秩父凹地帯北縁。

混合型—高麗川—鶴ヶ島，飯能—青梅，狭山，入間。

ここで、羽生—久喜異常震動帯と騎西異常震動帯をB型に含めたのは、明瞭な地形の線構造が認められる（清

水・堀口, 1980) からであるが, その地形形状が地震波の振幅に関係しているか否かを定量的に検討したわけではない。また, この二つの異常震動帯の地質条件はA型のそれと同じであるので, その意味では, むしろ, 混合型に含めた方がよいのかもしれないが, 小論では, 前述の理由からB型とした。さらに, 東松山—川越異常震動帯や上福岡—大宮異常震動帯などのように, 場所によって異常震動帯の両側の地質条件がかなり異なっていて, いくつかの型の組み合わせのようにみられるものもあったが, これは混合型には含めなかった。

上述のようにタイプ分けされた異常震動帯の方向は, 大きくみて, 二つある。この中でも卓越しているのはNW-SE方向のものであり, NE-SW方向のものはわずかに三ヶ所しかない。前者の配置の間隔はおよそ3 km ~ 8 kmであり, それらの長さは約8 km~60 kmである。

したがって, 上に述べたことから, 本地域には, 顕著な震動特性をもった帯状区域が発達していること, それらの発達する方向は二つあるが, そのうちの一方が特にはっきりしていること, それらの異常震動帯に区切られた震動区が形成されること, 震動区の縁辺部に発達する異常震動帯のうち, 内側のものはよこ揺れの著しいものであり, 外側のそれはたて揺れの顕著なものであることなどがまとめられる。

次に, 以上のような「東京西部地震」の震動特性が, 他の地震ではどのように現われるのかを検討したい。その場合, 震動特性の現われ方のちがいが, 地震の規模の大小によるものなのか, それとも, 地震発生の場所の違いによるものなのかについて調べてみる。まず, 前者の場合, 地震発生の場所が近接していて, 規模の異なる二つの地震の震動特性を比較することによって, その検討を行いたい。

B. 「東京西部地震」と「西埼玉地震」の震動特性の比較

まず, 2つの地震の震央は, 南北方向に約30 km離れていて, 震源の深さはほぼ同じ(地下10~20 km)である。その規模は, 前者がM=4.7, 後者がM=7.0と見積られている。

いま, 前述の熊谷—岩槻異常震動帯と秩父—三鷹異常震動帯とで囲まれる地域(ほぼ, 「東京西部地震」の「埼玉南西部震動区」に相当する地域)のなかでみると, 「東京西部地震」では震央と反対側の北西隅(「本庄震動区」)のみが, 他の区域に比べて, 河角の震度で1だけ低い場所であった(第11図)。これと反対に, 「西埼玉地震」では上述の地域の南東隅のみが, 気象庁震度の中震(他は強震)で震度の小さい区域であった(第12図)。その震

度の境界は, ほぼ「狭山異常震動帯」の延長部と一致する。さらに, 大宮台地南端部でも震度の小さい区域があらわれるが, その境界は, 「東京西部地震」のとき出現した「上福岡—大宮異常震動帯」とほぼ一致する。その上, 「西埼玉地震」でもっとも震度の大きい区域は, いずれも, 「東京西部地震」の異常震動帯(「熊谷—岩槻異常震動帯」と「寄居—鬼石線」)と一致しているか, または, ごく近接している場所である。また, 顕著なたて揺れの初動のあらわれた地域も互いに共通することが多い(第13図)。

以上のことから, 震源の位置が互いに近接している, 大小二つの地震の震動の特徴は次のようにまとめられる;

① 両者とも, 震度の分布密度から区分される「震動区」が認められる。

② 「震動区」の境界には, 大体, 「異常震動帯」が発達する。

③ 両者の「震動区」や「異常震動帯」の位置は一致しているか, または, 近接する。

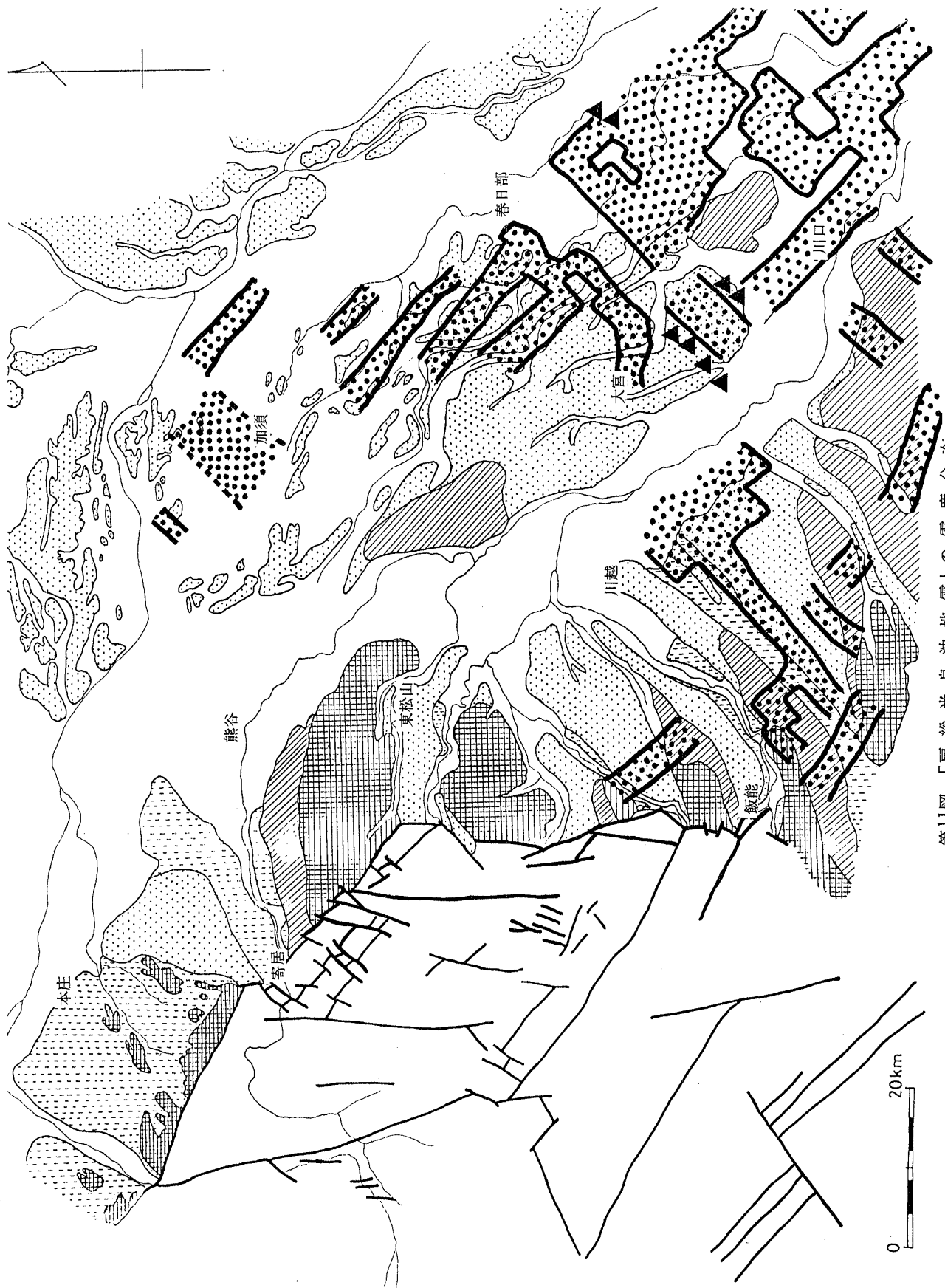
④ 本地域には, 地震の大小にかかわらず, 余り揺れない区域(「埼玉南西部震動区」の南東部, すなわち, 広義の武蔵野台地)と, 震央の位置や地震の規模のちがいによって震度の異なる区域, いつも震動の著しい区域(熊谷—岩槻異常震動帯周辺*)とがある。

これと同様なことが, 「関東地震」(第14図)と「房総半島沖地震」(第11図)との間でもいえる。つまり, これら二つの地震の震央は, ともに, 本地域の50~60 kmほど南—南々西にあるので, 地震の発生した位置と方向はほぼ同じであるとみてよい。ところが, 地震のマグニチュードは, 前者が7.9で後者は5.5と見積られていて, そのエネルギーを比べると, 前者は後者の約4,000倍の大きさである。

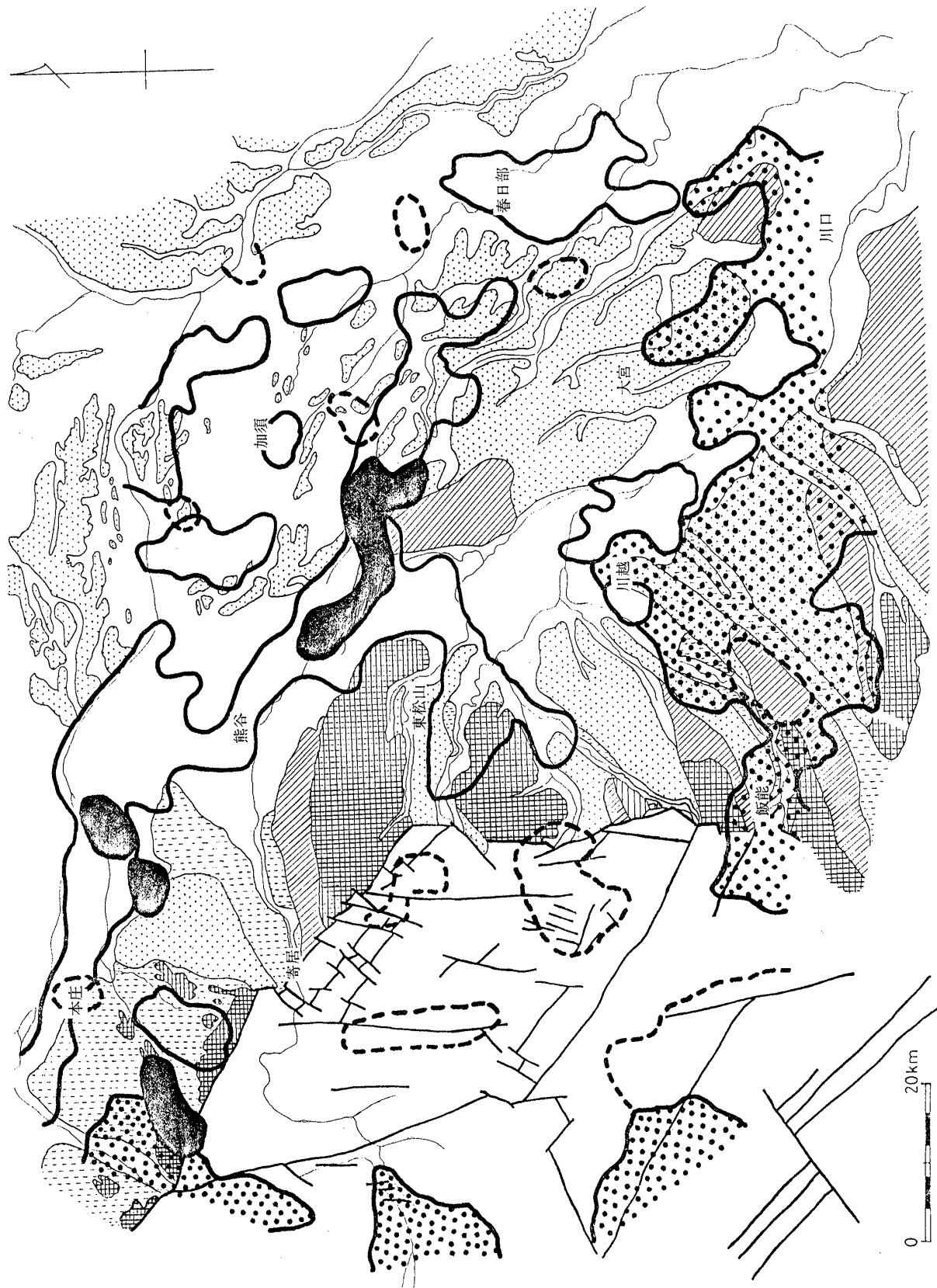
これら二つの地震のうち, 小規模な「房総半島沖地震」の震度分布の様子は, たとえてみれば, 「破れた障子」のようである(第11図)。つまり, 障子の棧にたとえられるような, NW-SE方向とNE-SW方向の2系統の「異常震動帯」に仕きられた「震動域」が, あたかも「破れた障子紙」のように散在しているような震度分布を示す。著しいたて揺れを伴う初動が認められた「異常震動帯」も数カ所で観測されたが, その場所は大宮台地南端の浦和市と中川低地中央部の岩槻市とである。

一方, 大規模な「関東地震」の震動による家屋の倒壊は, 「大井台」や「大宮台地」などに隣接する台地の縁辺部で顕著である(第14図)。中川低地の春日部市や草加

* 小藤(1929)が「岩槻地震帯」と呼んだ区域。



第11図「房総半島沖地震」の震度分布
 点線部は河角の震度4の区域、その他の部分は同震度3以下の区域、黒三角は顕著な上下動を感じた区域、地形と地質の凡例は第7図のそれと同じ。



第12図 「西埼玉地震」の震度分布と、地形および地質との関係
 黒色部は裂震域、太い点は中震域、その他の部分は強震域、実線内は噴砂現象が認められた区域、点線内は顕著な上下動があった区域、地形と地質の区分は第7図のそれと同じ。



第13図 「西埼玉地震」の震度分布と「東京西部地震」の震度分布の比較
 「西埼玉地震」の震度；強震(黒点部)，中震(アミの部分)，「東京西部地震」の震度分布の凡例は第7図と同じ。



第14図 「関東地震」の家屋倒壊率と地形および地質の区分との関係
 数字は倒壊率(%). 地形と地質の区分は第7図と同じ.

市、荒川低地の浦和市や志木市や川越市などがその区域にあたる。

調査の精度や震度のちがいがあってもかかわらず、二つの地震で顕著な異常震動のあった区域のうちの低地部分のものは大体一致している(第14図)。「関東地震」における台地部分の家屋倒壊率の資料(第2図)の精度が粗いので、「房総半島沖地震」のそれと対応させて議論することはできないが、埋没ローム台地(堀口, 1980)にあたる「騎西異常震動帯」(第10図)では、二つの地震とも異常震動を記録している点が注目される。

以上のように、震央や震源の位置が互いに近接していれば、強弱の差はあっても、その震度分布の形状は大略同じであると考えられる。

C. 「東京西部地震」と「房総半島沖地震」との震度分布の比較

以上の考察では、震源が比較的近くにあったときの地震の大小による震度分布を検討したが、以下に、地震の規模が同じ位で、震央の位置の異なる場合の震度分布を調べる。

「房総半島沖地震」の震央は埼玉県からみて南々東にあり、「東京西部地震」のそれは同県の南西にあるから、これらの二つの方向はほぼ直交する。しかし、両者の震源の深さは10~20 km で大差がない、このような条件のとき、両者の震動特性を比較した結果は、以下のようにまとめられる(第16図);

1. 震動のなかで、よこ揺れの度合いを比べると、「東京西部地震」の「飯能—青梅」、「狭山」、「狭山—入間」、「越生—高萩」、「上福岡—大宮」、「熊谷—岩槻」、「岩槻—草加」、「越ヶ谷」、「岩槻—春日部」などの異常震動帯の一部または全部が、それらの周囲に比べてよこ揺れが著しい。この点から考えると、本地域では、よこ揺れの顕著な「異常震動帯」の分布密度と震度の大小は、震源の位置によって若干異なることもあるが、その基本的な分布の形は変わらないといえる。それらの一般走向はNW-SE方向であるが、場所によっては、それらに直交するNE-SW方向のものも発達する。とくに、震央付近では、これら二つの方向の異常震動帯が同じ位のつよさであられる。そのため、それらにとり囲まれるようにして、方形の、孤立した小さな「震動域」がいくつかある。

2. 「震動域」の境界は明瞭で、その広さは大体4×7 km²位が一般的である。

3. たて揺れの著しい「異常震動帯」と、よこ揺れの顕著なそれとは互いに近接しており、かつ、ほぼ平行である。前者の走向はNW-SE方向が卓越しているが、

NE-SW方向のものもある。それらの分布密度は震央に近いほど高いが、その分布様式は必ずしも同心円状にはなっていない。震央付近ではかなり広域にブロック状の「異常震動域」*があらわれることもあるが、一般的には、その形は带状である。

以上のことから、次の点が注目される;

イ. 小地震のときには、激しいよこ揺れのあらわれる異常震動帯と顕著なたて揺れの初動を感ずる異常震動帯とがある。

ロ. その両者は互いに近接して、ほぼ平行に分布する。

ハ. 小地震の震源が異なると、ある地震ではよこ揺れの著しい異常震動帯がたて揺れの明瞭なそれに転化することがある。

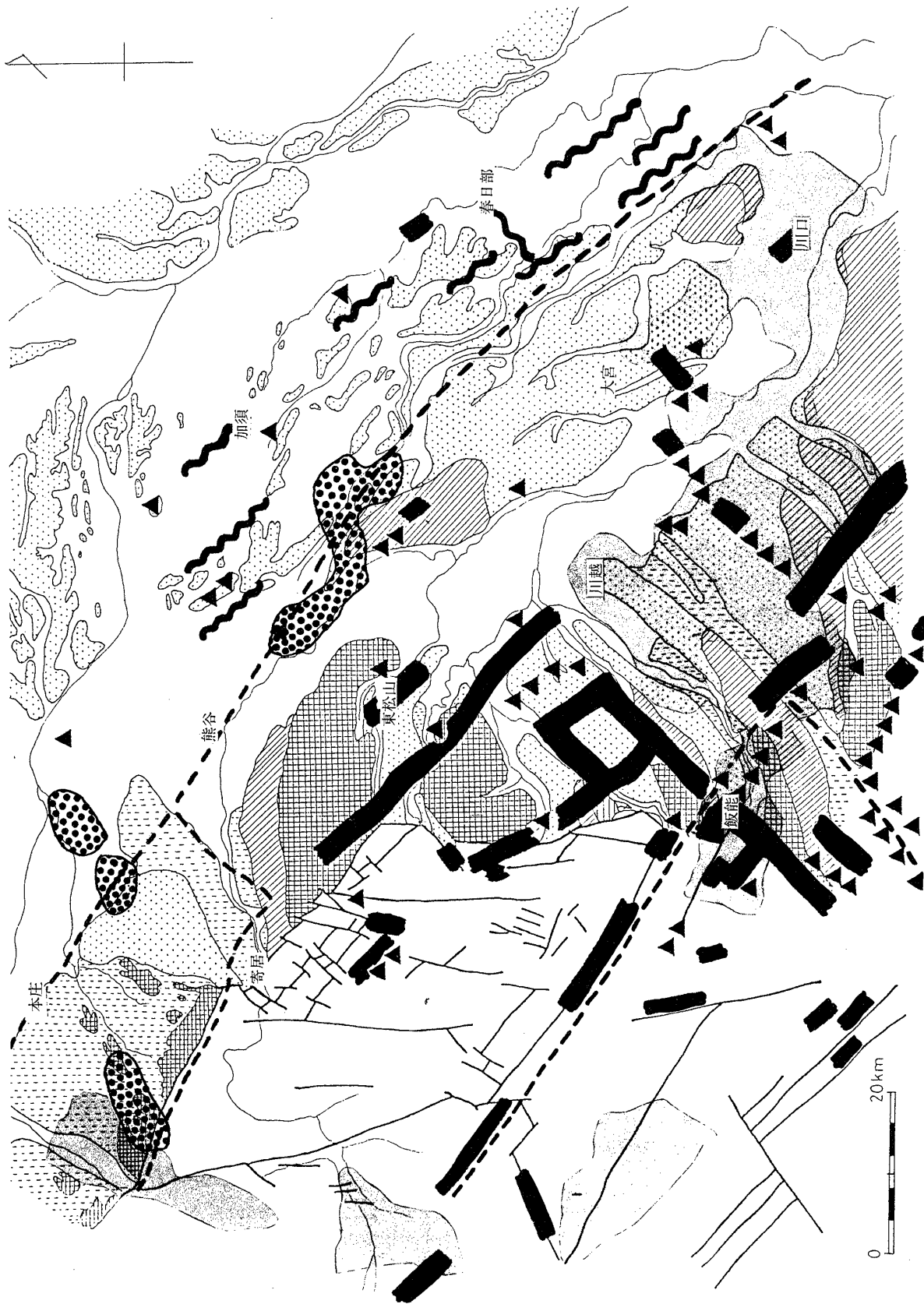
ニ. 上述したような震動特性をもつ区域は、小地震のときにつねにはっきり現われるとはかぎらない。むしろ、1回ごとに分布形態が異なるといえよう。しかし、ごくわずかにしか感じられなかった異常震動現象も資料に加えてみると、かなり定まった区域に集中している現象のようにみえる。

こうした異常震動現象の集中する区域が、角田(1980)の考えたように、現在の地殻のある種の不連続面だとすれば、本地域はそれらの不連続面によってブロック状に寸断されていることになる。たとえてみれば、余りしっかりしていない「寄せ木細工」のような地質構造になっているといえよう。このグラグラした「寄せ木細工」様の地質構造が地震によって揺すられると、個々の「寄せ木」に当る地質構造単元がそれぞれ別々の震動をすることによって、いくつかの地震地塊が形成されると考えられる。

D. 異常震動帯と第四系の基盤の構造との関係

前述したように、台地の縁辺部や崖の近傍、断層谷や山地と丘陵の境界部などの地形要素は震動に大きな影響を与える。本地域でNW-SE方向の異常震動帯の発達がいよりのためであると考えられる。すなわち、本地域にはNW-SE方向の一般走向をもった台地群・関東山地の線構造などが発達し、異常震動帯の位置はそれらとほとんど一致しているからである。しかし、異常震動帯のなかには、NW-SE方向に直交したり、斜交したりするものがある。しかも、地表の地形の線構造の一般走向や台地群のそれとはほとんど関係ないと考えられるものがある。それは「上福岡—大宮異常震動帯」であ

* 「奥多摩震動区」(角田・「奥多摩地震」調査グループ, 1979)などがこれに当る。



第15図 「関東地震」における家屋倒壊率と「房総半島沖地震」における河角の震度4の区域（アミの部分）の分布との関係。
地形と地質の凡例は第7図のそれと同じ。



第16図 「房総半島沖地震」と「東京西部地震」の震度分布の比較
前者の凡例は第14図と同じで、後者のそれは第5図のものと同じ。

り、NW-SE 方向に配列する台地と低地とはほぼ直交する方向に伸びている。この方向と平行に発達する明瞭な地形要素は見当らず、その上に、人口密集地帯の一般走向とも直交する。したがって、「上福岡一大宮異常震動帯」に関係すると考えられる地形および地質の各要素は観察できないし、震動のアンケート調査による地域的な偏りとも考えられない。

以上のことから、「上福岡一大宮異常震動帯」の地下には、地表での異常震動をひき起す原因となるような基盤形態、たとえば、埋没谷か埋没断層崖の存在が推定される。このような推定の傍証としては、大宮台地に発達する NE-SW 方向の線構造（清水・堀口, 1981）と基盤の断層（角田・埼玉人工地震観測グループ, 1981）との位置がほぼ一致することや、関東山地東縁部の基盤岩中には同方向の断層系（角田, 1978）が発達することなどの事実がある。なぜならば、これらの地質構造が関東平野の第四系の基盤岩中にも発達していると考えれば、上述のことが説明されるし、V-C 項で推論した「寄せ木細工」のような地質構造の説明も可能である。

E. 震度分布と第四系との関係

地表と地中での地震震動を比べると、後者の方が振幅が小さい（井上, 1934）。このため、地表に近い所に分布する第四系、とくに完新統は地盤の震動と密接な関係をもつ。実際、このことは「関東地震」をはじめ、各地の地震で証明されている。しかし、これだけで次の現象を説明できるであろうか。つまり、「関東地震」においては、中川低地の家屋倒壊率が荒川低地のそれよりもはるかに高い。さらに、倒壊率の高い区域の面積をみると、中川低地の方がはるかに広い（第14図）。このような傾向は、「房総半島沖地震」でも変わらなかった（第11図）。埼玉県南方に震源のある場合、マグニチュードに大小があっても、調査地域の震度分布の形は変わらないこと、中川低地の方が荒川低地より大きい震度をもつことがわかった。

一方、上述の2つの沖積低地の完新統の分布やその一般的層厚は余り違ってない。このことから、2つの沖積低地の震動に差があるのは完新統の分布や層厚が異なるからではなくて、第四系全体の分布と堆積の形態の違いがその原因といえるのではなからうか。こうした場の違いによる卓越波の成長の違いが基本にあって、その上に、地中より地表の地震震動の振幅が増幅する（井上, 1934）という原因が加わったために、上述の2つの低地の震動が大きく異なったのではなからうか。

この他、低地にも異常震動帯がある。なかでも、元荒川構造帯（清水・堀口, 1981）や綾瀬川基盤断層（角田

・埼玉人工地震観測グループ, 1981）の発達している場所にあるもの、「岩槻一草加異常震動帯」や「越ヶ谷異常震動帯」が注目される。また、「羽生」、「騎西」、「羽生一久喜」などの各異常震動帯は埋没した自然堤防や埋没ローム台地である。さらに、「熊谷一岩槻異常震動帯」の中央部には埋没泥炭地がある。このように、異常震動帯は地下地質と地下構造に深く関係しているようにみえる。

VI. ま と め

小論の記述を列挙すれば下記のようにまとめられる；

A. 筆者らは、「関東地震」、「西埼玉地震」という大地震（マグニチュード6以上）および、「房総半島沖地震」、「東京西部地震」という小地震（マグニチュード6以下）の震度分布を調べた。

B. 「東京西部地震」の震度分布を調べると、調査地域には NW-SE 方向の異常震動帯が卓越して発達する。NE-SW 方向のそれも存在する。

C. 「西埼玉地震」と「東京西部地震」の震央はいずれも調査地域の西部にある。これらのマグニチュードは異なるが、震度分布と異常震動帯の分布はほぼ同じである。これと同じように、いずれも調査地の南方に震央をもつ大小2つの地震、「関東地震」と「房総半島沖地震」の震度分布も同じような形状であった。

D. 調査地域の地盤の震動による異方性をみるために、「東京西部地震」と「房総半島沖地震」の震度分布を比較した。その結果、異常震動帯の分布は基本的には変わらなかった。ところが、よこ揺れによって区分される震動域のあらわれ方と震動の特徴は大きく異なる。

E. 関東山地の内部や東縁部に発達する異常震動帯は断層谷とか、台地や凹地帯の縁辺部などの地形急遷箇所集中する。

F. 中川低地と荒川低地においては、調査地域の南方に震源があった場合、地震のマグニチュードの大小にかかわらず、前者の震度が大きく、かつ、広範囲にわたって大きな値の震度が分布する。沖積低地に発達する異常震動帯は、埋没泥炭地、埋没自然堤防、埋没基盤断層などの発達する場所に集中する。

文 献

- 藤本治義, 1926: 関東山地東縁部の地質学的考察。地質雑, **33**, 119-142。
 ———, 1951: 関東地方。315p., 朝倉書店, 東京。
 ———, 1954: 埼玉県地質図説明書。44p., 埼玉県。
 堀口万吉, 1973: 関東山地北東部の地形について。

- 埼玉大学紀要 (自然科学篇), **8**, 83-89.
- , 1974: 関東平野西部の地形区分と段丘面の変動. 関東地方の地震と地殻変動 (垣見・鈴木編), 119-127, ラティス.
- , 1980: 埼玉県の地形と地質. 「埼玉県市町村誌」総説編. 埼玉県, 274-325.
- ・樋口茂生, 1979: 関東地方の地震災害分布と構造 その1—平野部の地質構造と地震災害分布. 日本地質学会討論会講演要旨, 37-42.
- 今村学郎・井上春雄, 1933: 秩父山地の地形学的研究 その1—切峯面. 地理学年報, **1**, 11-24.
- 井上宇胤, 1934: 地表と地中の地動の比較. 震研彙報, **12**, 712-741.
- 神山 真, 1975: 地盤構造急変部における表面波の挙動について. 第13回工学研究発表講演集. 1029-1032.
- 金井 清, 1973: 震害と地盤. 地震工学, 共立出版, 126-149.
- 関東新生代構造研究グループ, 1977: 関東地方の新生代後期における構造運動の特徴. 地団研専報, no. 20, 241-256.
- 活断層研究会, 1980: 日本の活断層. 363p., 東大出版会.
- 小玉喜三郎・鈴木尉元, 1979a: 常総粘土堆積期以後の地殻変形. 総研(A)「関東地方における震源分布の地質学的意義」研究連絡誌, 2号, 6-19.
- ・———, 1979: 関東地方の地震災害分布と構造 その2—基盤の断裂と震源分布. 日本地質学会討論会講演要旨, 43-47.
- 小池信一, 1971: 資料 関東大震災罹災状況. 埼玉研究, 22, 38-50.
- Koro, Bundjiro, 1929: The Iwatsuki seismic zone as a factor of the Great Tokyo = Earthquake of 1923. 地質雑, **36**, 250-253.
- 熊谷測候所, 1932: 西埼玉強震報告. 埼玉県, 130p.
- 森川六郎, 1969: 埼玉県平野部における地震と地盤—関東大地震と西埼玉地震を例にとって—. 埼玉大学紀要・理工学部工学系, **3**, 58-66.
- 村本達郎, 1975: 埼玉県の地形区分と名称. 埼玉大学紀要 (社会科学篇), **22**, 11-14.
- 埼玉県農林部, 1968: 埼玉県秩父入間比企地方の地質. 89p., 埼玉県農林部林務課.
- 渋谷 紘・堀口万吉, 1967: 関東山地東縁部に白亜紀層の発見. 地質雑, **73**, 593-594.
- 式 正英, 1964: 寄居図幅地形説明書. 土地分類基本調査, 1-42.
- 清水康守・堀口万吉, 1981: 大宮台地北東部における元荒川構造帯 (新称) について. 地論集, 20号, 95-102.
- 自然災害科学総合研究班, 1979: 地震活動度と震害分布. 文部省科学研究費自然災害特別研究成果. No. A-54-3.
- 角田史雄, 1978: 関東山地東縁部に発達する断層群について. 総合研究(A)「関東地方における震源分布の地質学的意義」研究連絡誌, 1号, 8-9.
- , 1980: 関東地方における異常振動域. 地震—地震学者と地質学者との対話—, 東海大学出版会, 115-119.
- ・「奥多摩地震」調査グループ, 1979: 「奥多摩地震」の地質学的検討(概報). 埼玉大学教養部紀要 (自然科学篇), **15**, 13-17.
- ・埼玉人工地震観測グループ, 1981: 埼玉県東部, 綾瀬川流域における人工地震波の観測. 地論集, 20号, 207-212.
- 宇佐美龍夫, 1974: 地震と情報. 岩波書店, 28-38.
- 宇津徳治, 1980: 地震学, 共立出版, 116-118p.
- YABE, H & AOKI, R., 1926: The Great Kwanto Earthquake of September 1, 1923, Geologically Considered. *Ann. Rept. Saito Gratitude Foundation*, **1**, 70-83.
- 谷津栄寿, 1950: 秩父山地の起伏量について. 大塚地理学会論文集, 323-331.