

えびの・吉松地区地震による地表変動と地質との関係について

著者	黒田 和男
雑誌名	防災科学技術総合研究報告
号	26
ページ	125-146
発行年	1971-03-31
URL	http://id.nii.ac.jp/1625/00002640/

えびの・吉松地区地震による地表変動と 地質との関係について

黒田和男

地質調査所応用地質部

Some Statistical and Photo-Geological Notes on the Relation Between Geology and Transfiguration in the Ebino-Yoshimatsu Earthquake Area

By

Kazuo Kuroda

Geological Survey of Japan, Tokyo

Abstract

Many transfigurations were caused by the Ebino-Yoshimatsu Earthquakes in the region involving the boundary between Miyazaki and Kagoshima Prefectures, northwest of the Kirishima volcanoes. In the present paper the relation between the distributions of surface ground transfigurations and geological constituents is considered by using aerial photographs taken before and soon after the earthquakes of 21st and 22nd February and 25th March, 1968.

The following are pointed out in the present paper:

1. According to boring data obtained by foundation exploration until the earthquakes, the so-called "shirasu" deposits are widely distributed throughout the alluvial plain of the studied area, with a depth more than 5 meters below the surface. Deposits rich in fluvial gravels cover the "shirasu" deposits. Moreover, sunken bedrocks (presumably Tertiary andesites) are found near the surface of the border region between the two prefectures.

2. The "rate of damage", that is,
$$\frac{\text{number of totally collapsed and half destroyed dwelling houses}}{\text{number of families}}$$

$\times 100$ (percent)

was calculated for each of the villages, and the distribution of "rate of damage" was illustrated on the topographic map. As a result, villages situated on lower terraces were severely damaged. On the contrary, "rates of damage" of villages in the alluvial plain and the Kirishima volcanic area were less than those on terraces.

3. Landslips caused by earthquakes are found especially in the hilly region composed of "shirasu" deposits of the Kakuto group along the border of the two prefectures. The number of landslips per unit area was shown as concentration map, and the area of maximum landslips probably indicates the epicentral zone of the earthquakes.

4. The line combining the severely damaged zones takes an ENE-WSW direction and passes through the epicentral region, but the reason for this is at present uncertain.

5. From topographic evidences and geological structure of the Kakuto group, there were found movements of tilting apparently towards east and south, and of recent upheaval along the border of the two prefectures, northwest of the Kirishima volcanoes, but the relation between earthquake activity and ground movements is now under consideration. The least amount of upheaval is 20m or more, so far as the results of photo interpretation indicate.

目 次

1. 緒 言	126	6. 家屋の被災率と地質との関係	134
2. 地形・地質の概要	126	7. 山くずれの分布について	140
3. 低地表層の地質	127	8. 地盤の運動に関する考察	142
4. 地下水の温度分布について	130	9. ま と め	143
5. 地域の写真地質学的考察 — 地形発達 について	131	要 旨	144
		引用文献	145

1. 緒 言

昭和43年2月下旬から4月にかけて、霧島火山群北西方の鹿児島・宮崎県境付近を震源域として発生した「えびの・吉松地区地震」については、各方面から調査・研究がなされ、その結果も次々と公表されている。筆者は、3月末から4月始めにかけて、宮崎県えびの町・鹿児島県吉松町下を訪れ、若干の資料収集を実施し、その成果の1部はすでに公表した。その後、特別研究促進調整費によるえびの・吉松地区地震地域の地下構造調査研究の一環として、地震前後に撮影された空中写真の観察を主とする調査研究、および地震災害に関する調査研究、および現地資料収集を実施したので、以下にその結果をとりあえず記述するとともに、えびの・吉松地区地震についての問題点に触れてみたい。

本稿を草するに当って、宮崎県庁、えびの町役場、鹿児島県庁、吉松町役場、建設省栗野出張所から、地盤調査ボーリング資料をはじめとする各種の資料の提供を受けた。ここに深く感謝の意を表する。なお、本調査研究に使用した空中写真は次のとおりである。

- 1) 林野庁 { 1966年5月17日撮影 山-456
 { 1966年5月25日 (大淀川)
- 2) メトロ航空 1968年3月3日撮影
 1: 8,000 宮崎県えびの地区
- 3) メトロ航空 1968年3月27日撮影
 1: 8,000 宮崎県吉松地区
 1: 15,000
- 4) 宮 崎 県 1968年4月13日撮影
 1: 10,000 災害えびの地区
- 5) 防災センター 1968年10月12日撮影
 1: 5,000 えびの吉松地区

2. 地形・地質の概要

今回の調査・研究の対象とした地域は、行政上

宮崎県西諸県郡えびの町および鹿児島県始良郡吉松町に属し、いわゆる加久藤盆地のほぼ西半分に相当する。地域の南東方には、広大なす野をへだたて霧島火山群があり、また北方から西方にかけては、海拔700m前後の山りょうが連らなっており、盆地内の平地を、川内川が東から西へ流れて京町地区に達し、そこから南西に向きを変えて吉松町に入り、さらに南流し、盆地の南縁を限る山を深いけい谷を作って隣接の栗野町管内へ出ていく。(図1参照)

この地域は、かつて有田(1957)が加久藤カルデラと呼んだところである。地域の地質の構成は、この報告書中に、別に沢村・太田および鈴木によってくわしく述べられているので、ここではその概略を記しておく。地域の北方から西方にかけての山りょうは、新第三系に属する加久藤安山岩類からなっており、また南西隅には、古い霧島火山の噴出物である栗野安山岩類が加久藤安山岩類の上に乗っている。地域の東側には、加久藤安山岩類の小露出もあるが、広い範囲にわたって加久藤カルデラの形成に関連があるとされている加久藤溶結凝灰岩類があり、その上には始良火山入戸軽石流がのっているのが認められる。加久藤盆地内に露出する軽石質砂・軽石および半固結の泥岩などからなる地層は加久藤層群と呼ばれ、とくにその最上位の軽石質砂・軽石からなるたい積物は、前述の入戸軽石流の水中たい積物とされている。加久藤層群および段丘たい積物と前後して形成した霧島火山噴出物が、地域の南側を占めている。加久藤盆地内には段丘が広範囲に認められ、とくに地域東部に著しく発達し、ごく低い位置にあるものを除いてローム層に覆われている。

この地域の地質の概要をまとめて図2に示す。

このような地形および地質の条件下において、川内川およびその支流に沿う沖積低地は主として水田に利用され、段丘上は畑地あるいは林地とな

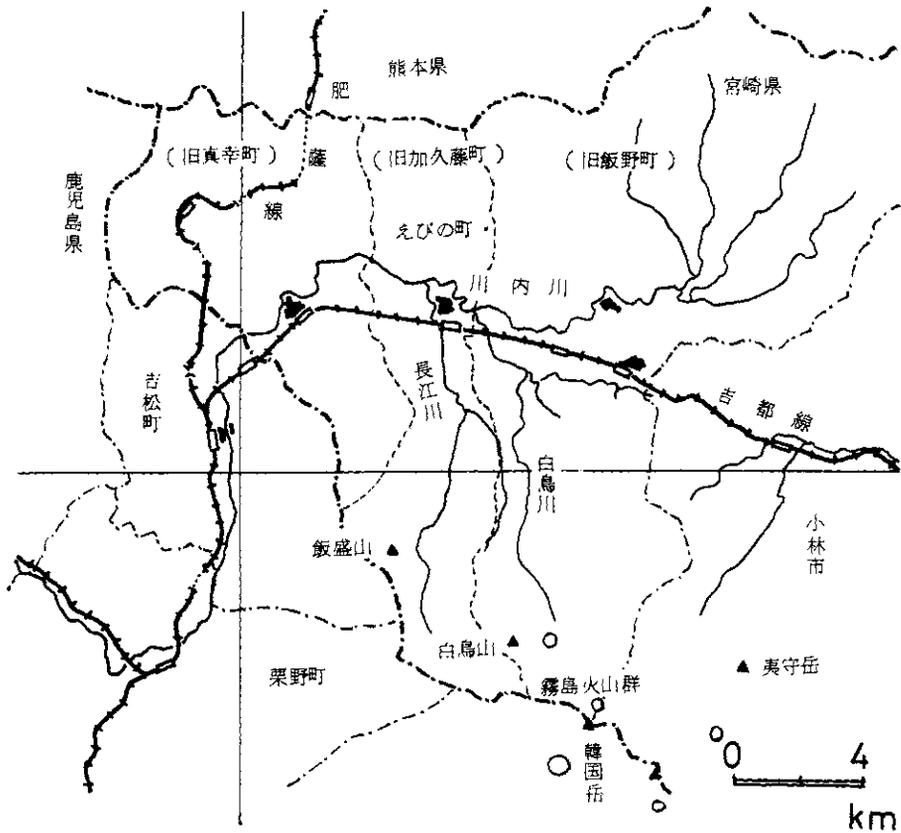


図1 研究地域要図

Fig. 1. General map of the studied area.

っているが、ときに水利の便を設けて水田となっているところもある。集落の多くは段丘上になっているが、川内川に沿っても、たとえば自然堤防などの微高地をえらんで民家が集まっている。

3. 低地表層の地質について

すでに述べたように、研究地域の中央を川内川が流れ、ここに幅2km前後の「沖積低地」が形成されている。空中写真の判読では、この沖積低地は自然堤防と後背湿地の2つに区分され、さらに旧河道が弧を描くように模様をなしている。旧加久藤町管内の中島・永山・湯田は、長江川・池島川および川内川本流の合流点でかつ3つの川の扇状地の末端部に位置し、この箇所から川内川が自然堤防を伴いながら京町地区に達している。般若

寺・鶴丸間では、低地の幅は200m程度で、むしろ先行谷の状況を呈し、この傾向は、中野の吉都線鉄橋付近まで継続する。吉松地区から川添地区にかけては再び後背湿地が発達するが、矢立で沖積低地はなくなり、以南は加久藤安山岩類からなる山地を深いけい谷となって南側の栗野町に入っていく。

この地域において、橋梁その他の建設のために実施された地盤調査ボーリング柱状図を図3に示す。この柱状図によれば、現在の地表から少なくとも5m以下には、「シラス」と記述されている地層が、飯野地区以西の沖積低地の全域にわたって分布していることになる。このシラスは、加久藤層群に属するものか、それとも「沖積世」の2次シラスか判然としないが、とにかく低地表層部

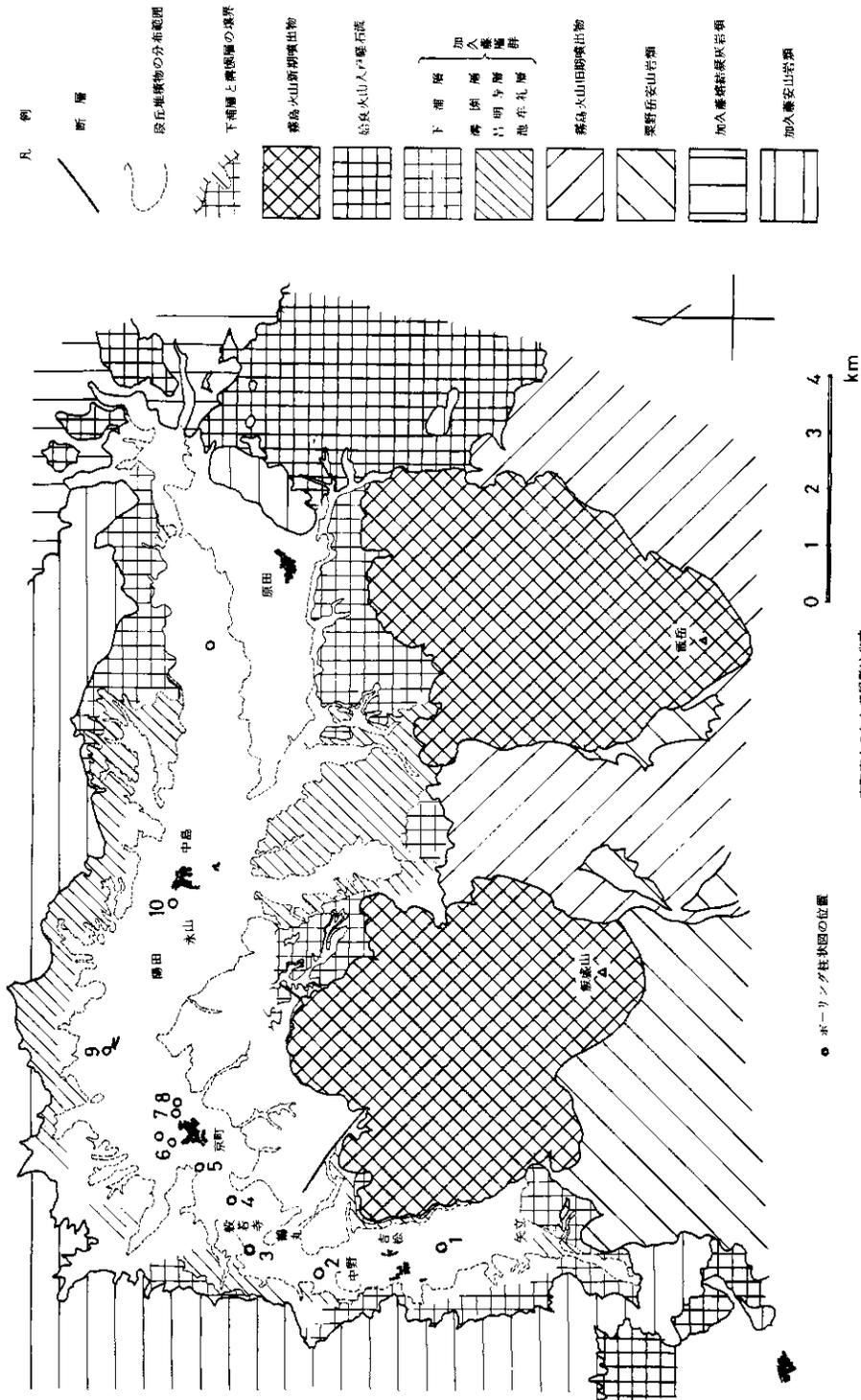


図2 地質概要図

Fig. 2. Summarized geological map.

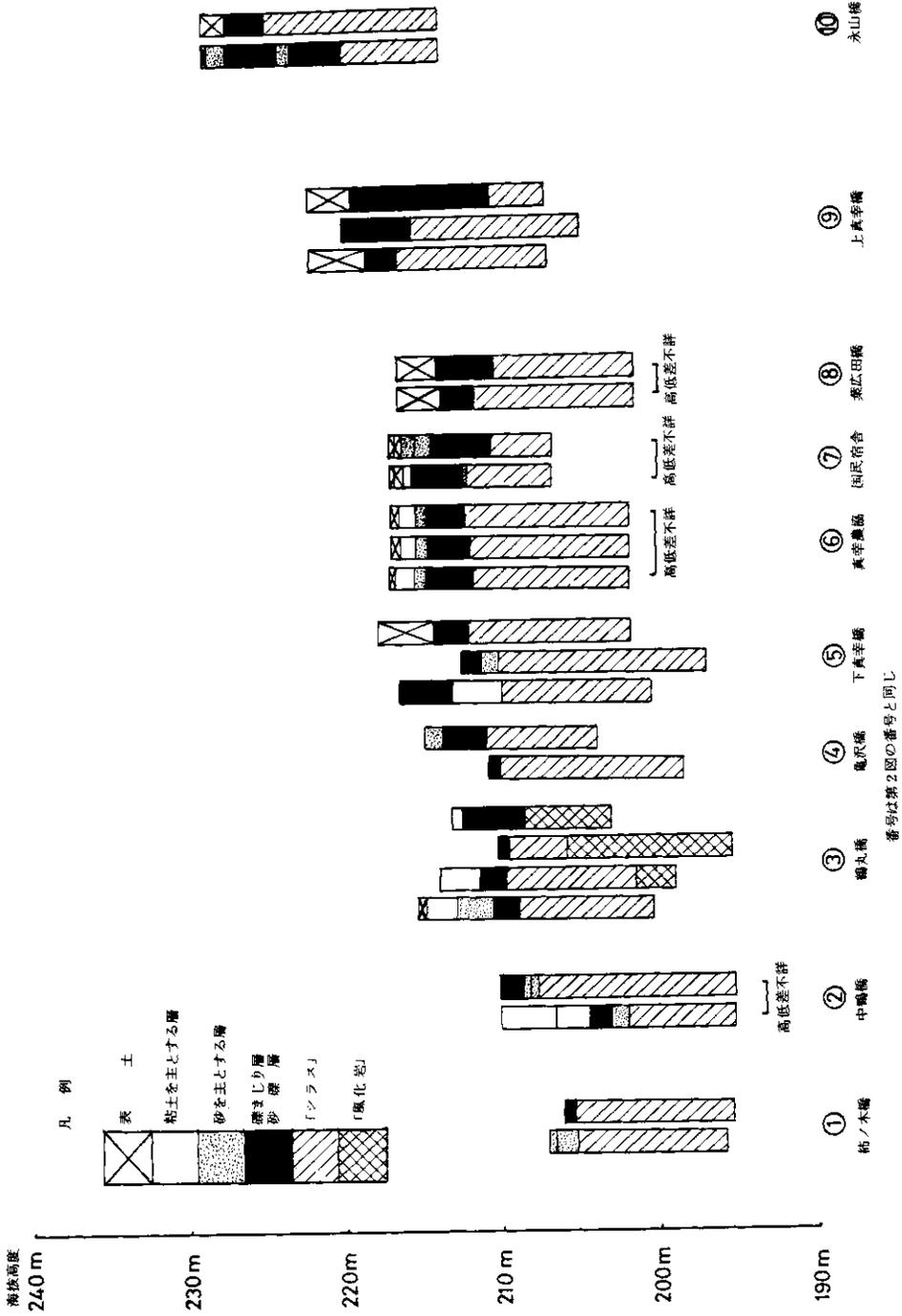


図3 ボーリング柱状図

Fig. 3. Columnar sections at each of bore holes.

3月末から4月始めにかけて観察したことがらも加味して、研究地域の地下水温度分布図を作成してみた。

天然ガス坑井の深度は、島内地区で80~90m、西郷から湯田地区にかけては135~145mであって、深さに差がある。また京町地区の温泉坑井は一般に230mから280m程度であり、京町西方から吉松町にかけては、般若寺温泉を除き150m前後のものが多く、温泉坑井分布の南限では再び200mを越える深さとなる。温泉あるいはガス付随水のゆう出層準は不明であり、温泉坑井深さと図13（後出）の地質構造概略図と比較しても、坑井群から出る地下水がすべて同一層準付近であると言えないので、^{注2)} 図4では、深さ200m以上の坑井からゆう出する地下水の温度と、深さ200m以下の坑井からゆう出する地下水の温度とに区別しその分布を等温線図でごく概念的に描いてみた。

この図でみると、飯野地区で18~20°C、加久藤地区で22~25°Cを示す水温は、亀沢や岡松でそれぞれ50°C、55°Cとなって吉松町下に入り、鶴丸の70°C付近にまで達して以後吉松で40°C前後、柿の木では200m以深でも30°C付近に急激に温度が低下する。京町の温泉坑井で230~280mの深さの坑井からゆう出する温泉水は50°C前後を示して、浅い坑井の水温分布と、とくに矛盾しない。

このような温度分布からみても、霧島火山火口列の延長上に当る鶴丸付近に何か地下構造、ひいては現世の地盤運動に関する異状箇所であることは明らかである。

なお、正確な地温勾配の測定が、特別研究促進調整費によるえびの・吉松地区地震地域の地下構造調査研究の一環として実施され、その結果は本報告書中に、別に福田らによって報告されているので、詳細な吟味は記述しない。

5. 地域の写真地質学的考察 — 地形発達について

本研究地域内の地形とくに地形発達を考察するに当たり、筆者は経済企画庁による土地分類基本調査地形分類調査準則を参考に地形分類図を作成したので、図5に示す。

加久藤盆地全般を通じて、海拔300m前後の高さを境として、それより高い部分は、加久藤カル

デラの内壁とされている加久藤安山岩類の急斜面であり、それより低い部分は、緩傾斜の台地地形が諸所に展開して、これが大きな傾斜変換線となっている。また、この海拔300mの等高線は、5万分の1地形図では、吉松町と栗野町を境する川内川の狭さく部を除いて、加久藤盆地内で閉曲線となる最も高い等高線ともなっている。この傾斜変換線は、沢村・太田による地質図では、加久藤安山岩類と加久藤層群とが接する位置に相当し、さらに地形分類からみても、加久藤カルデラの内壁をきざむ谷に付随する扇状地や、内壁斜面上の堆すい地形が、段丘地形に移り変るところでもある。この傾斜変換線は荒牧(1968)も注目しており、荒牧(1968)は、その論文の中で京町層のたい積上限と考えている。

筆者は、伊田ほか2名(1956)および沢村・太田による地質図にもとづいて、これを伊田・篠山(1951)による白鳥層のたい積基準面(たい積当時の水面に対応する)としておく。白鳥層は、加久藤層群のうえに不整合にのる地層で、伊田・篠山(1951)および伊田ほか2名(1956)によれば、下浦層だけでなく、溝園層・昌明寺層とも接している。現在は白鳥層のたい積基準面に相当する地形面はほとんど残っていないが、わずかに加久藤盆地南西隅の川添地区川内川左岸側に、段丘状ではない丸みを帯びた、海拔285m~300mの台地があり、それが下浦層から構成されていること、さらに長江川沿いの新田南方に、後述の高位段丘面よりも10m内外の高さをもつ段丘面が認められ、その高さが海拔300m付近であることから、これが白鳥層のたい積基準面に当るものと考えられる。

地域内の河岸段丘は、大きくみて次のように区分される。すなわちえびの町管内についてみると

1) 高位段丘： 海拔高度は、地域東部で約290m、京町地方で約280mあり、日向ロームに被覆され現河床から55~60mの比高差をもっている。

2) 中位段丘： 地域中部にあり、海拔260m前後を示している。長江川に沿う浜川原の集落ののる台地もこの段丘である。現河床からの比高差は25~30mをもつ。

3) 低位段丘： 伊田ほか2名(1956)が、飯野扇状地・大溝原扇状地と称したもので、日向ロームに被覆され、現河床から8~12mの比高差をもっている。

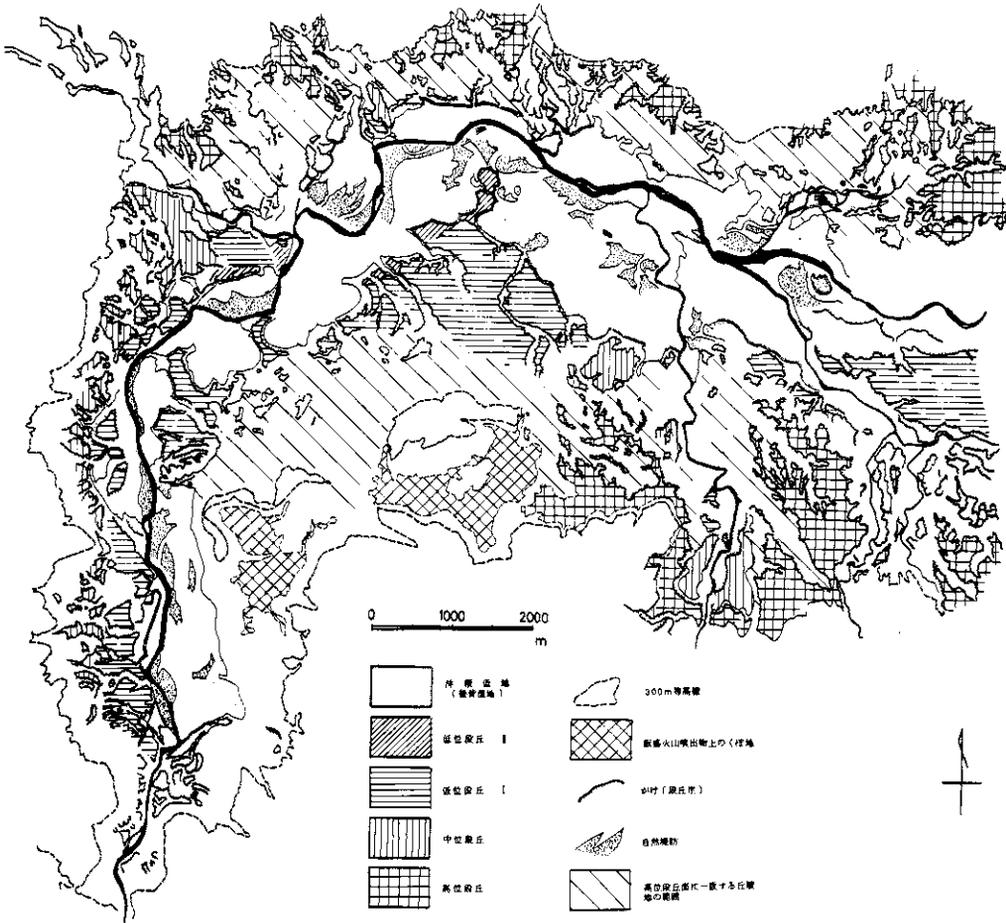


図5 地形分類図

Fig. 5. Geomorphological classification map.

4) 最低位段丘： 現河床から比高差約3mあり、日向ロームには被覆されない。

地域西部では、高位段丘面はえびの町と吉松町の境界付近で追跡できなくなり、吉松町管内では中位段丘面が小規模に主として川内川の右岸側に断続するほか、低位段丘の発達も川内川左岸側にはふもとから竹中まで認められなくなる。

次にこの研究地域について、国土地理院の1:25,000地形図をもとに、原則として幅250m(図上1cm)の谷を埋める埋谷図を作成したので、図6に示す。

この埋谷図によれば、高位段丘面に連続する地形面が、加久藤層群が露出する丘陵地のほぼ全域

を占めるようになる。この丘陵は、一度は高位段丘面の下になっていたものが、その後の河川の侵食作用によって現在の地形となったものであることが了解されるが、谷の発達には、全く加久藤層群の岩質と構造に関係し、地域東部では、半固結状態の均質無節理のほとんど水平の地層がしだいに谷頭および側方侵食によって形成されていく羽毛状水系模様とパッドランド地形(悪地地形)を呈している。なお、これと同じ地形は、たとえば支笏軽石流たい積物からなる北海道白老地方や、ほとんど固結していない成田層・成東層の砂層からなる千葉県八日市場付近の地形ときわめてよく似ている。京町南方の丘陵地の水系は、やや弧を描

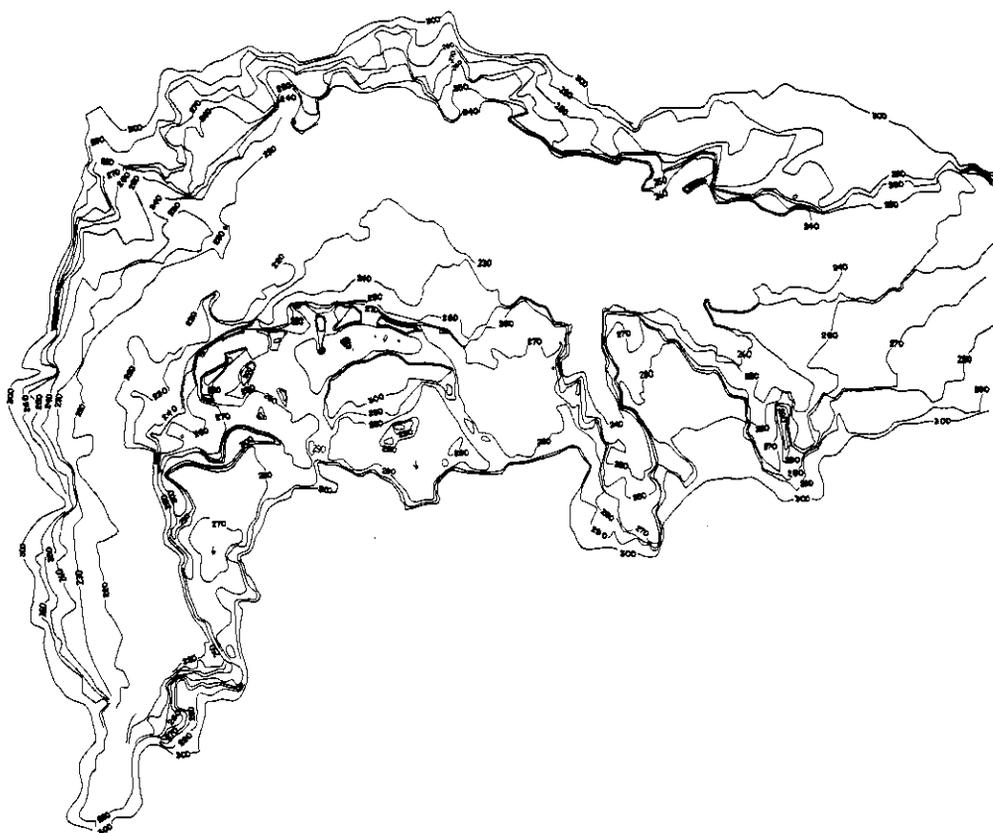


図6 埋谷図

Fig. 6. Summit-level map.

いた長方状の水系網をもっており、急傾斜した硬質部層と軟質部層の互層に特有のものである。

霧島火山噴出物からなり岡元・桃ヶ迫の集落がのっている平坦地は、高位段丘面に連続する海拔高度をもっている。すなわち、新田における高位段丘面の海拔高度が約290mで、椿堀・入佐原の280mへと連続し、その西の10m前後の丘を越えて岡元から桃ヶ迫までの280mの平坦地となっている。この平坦地の表面は、筆者の観察では、50cm内外の黒色土じょう、次いで150cmていどのローム層を経て白色粘土層がある。桃ヶ迫に続いて、小起伏地形をへだてて再び280m前後の海拔高度をもつ平坦地があり、楠辺・坂口・沢原の集落がのっている。坂口の西にある開田された平坦地は、冬期には地下水がなく乾燥状態になるが、多雨期には湿地帯となり、以後徐々に地下水

位が降下して冬期を迎えるという状況をくり返すことから、ローム層が厚くたい積しているもようである。岡元の平坦地では、280mの等高線が閉曲線となっており、坂口の平坦地では、わずかな南西方の幅数10mの排水口を除いて270mの等高線が閉曲線となっている。沢村・太田の地質図では、飯盛山噴出物は高位段丘形成後に生成したものであるから、この平坦地の成因は高位段丘以後であり、くぼみの成因は、もともと粗しょうな火山性噴出物の表面を覆っている火山灰などが、降水による風化物を受け、粘土化してあるいは、一部分が流失・溶失あるいは圧密により中央が沈下したためであり、その点、ローム台地上にしばしば見られるめくら谷と理由を同じくするものである。

最後に、この埋谷図でみても、美しい平坦面を

呈する高位段丘面が、ほぼえびの町と吉松町の境界付近で消滅するのが認められる。この点を、筆者は高位段丘の時期に、加久藤盆地内の湖は2つに分けられ、えびの町に属する部分は、広い流域面積をもつ河川が流入していたために、相当量の水flowおよびたい積物の供給があったこと、吉松町管内には、それに見合うような流域をもつ河川の流入がなく、ためにこのような差が出来たためと考える。吉松町における中位段丘・低位段丘の前面は、ひな段のように小さな崖で切られており、これは旧川内川がだ行しながら下刻する際に段丘の前面を削って形成したためであり、左岸側に中位・低位段丘が認められないのは、川内川が右岸側、加久藤カルデラの内壁から形成される扇状地あるいは崖すいにより押されてもっぱら左岸側を烈しく削ったためであろう。ちなみに、左岸側で加久藤層群の上ののっている飯盛山噴出物は、足もとが削られて不安定となっており、地震の際には岩塊がこの急斜面上を転落して住宅を倒壊し、ために死者2名を出している。

6. 家屋の被災率と地質との関係

一般に、地震が発生するとその震央付近の家屋に著しい被害が発生する。被害のようすは、全壊・半壊・一部損傷などの棟数として関係各機関で集計され発表されるが、この被災状況が地下地質の状況をよく反映していることは通常知られるところであり、今までにも多くの事例が報告されている。

筆者は、えびの町役場および吉松町役場で集計した半壊および全壊数をもとに、被災率を次に述べるような方式で算定し、その分布を求めてみた。すなわち、えびの町役場から提供を受けた資料は、各集落ごとの全世帯数と、住家についての全壊・半壊棟数、非住家についての全壊・半壊棟数である。そこで比較的集落のまとまっている場所をえらんで空中写真上から全棟数を求めたところ、1世帯当り1.7~2.5棟が一般の数字として求められたので、住家についての全壊数と半壊数を加えたものを全世帯数で割ったものの百分率として、被災率を計算しても各集落ごとの比較が可能であると考えた。

次に、使用した資料とその結果を示す。

- 1) えびの町役場 2月23日集計のもの
- 2) 吉松町役場 2月26日現在の集計

上記2つは、2月21日8時51分ごろの地震、

表1 えびの町被災状況 2月23日現在

Table 1. Statistics of the damage in Ebino Town as of February 23, 1968.

地区名		全世帯数	住家全	住家半	住家計	被災率
真	水流	161	棟2	棟2	棟2	%2
	南昌明寺	116		5	5	4
	北昌明寺	56				0
	東内堅	113				0
	中内堅	81	1	1	2	4
	西内堅	129		1	1	1
	溝ノ口	58				0
	北岡松	92		5	5	18
	南岡松	102		7	7	7
	亀沢	59	33	17	50	85
幸	柳水流	70	30	35	65	93
	京町	447	183	261	444	100
	上向江下浦	100	45	48	93	93
	中浦	160	73	66	139	87
	上浦	116		3	3	3
	上島内	75	20	50	70	93
	下島内	132		3	3	2
加久藤	西川北原	156		4	4	3
	松原	80	5	8	13	16
	前松原	77	2	7	9	12
	藤	64	1	5	6	11
	中島	303		2	2	1
	栗木	182		1	1	1
	東長江浦下	86		2	2	2
	東長江浦上	44				0
	西長江浦下	85	8	11	19	22
	西長江浦上	68				0
灰塚	43	1	8	9	21	
永山	114	2	34	36	32	
大溝原	79		4	4	5	
湯田	96	2	7	9	11	
西郷	140		15	15	9	
東川北	104		1	1	1	
榎田	40				0	
牧之原	35				0	
尾八重野	80				0	

(えびの町役場集計より 筆者集約)

表2 吉松町被災状況表
Table 2. Statistics of the damage in Yoshimatsu Town.

地区名	世帯数	2月26日集計			3月26日集計			3月26日 までの 全・半壊	2月26日集計		3月26日 までの合計	
		全壊	半壊	計	全壊	半壊	計		被災 世帯数	被災率 (再計)	被災率 (再計)	
鶴丸 原口 原口 原口 竹田	丸前	62	3	54	57		3	3	60	92%		96%
	口後	29	1	18	19		5	5	24	65		83
	口西	32	4	28	32				32	100		100
	口田	12	3	2	5		5	5	10	42		83
鷹 橋坂 坂 沢 町	田	17	2	8	10		3	3	13	59		77
	鷹	59	7	8	15	2	16	18	33	25		56
	坂	25					9	9	9	0		36
	沢	15	1	6	7	1	2	3	10	47		67
吉村 仲町 下中 古津 柿川 木	原	18	1	1	2	1	1	2	4	9		23
	町	35	1	16	17		2	2	19	48		54
	村	42	1	8	9	1	6	7	16	22	} 24	38
	町	39		3	3	1	6	7	10	8		26
下中	21		2	2		1	1	3	10		14	
古津	29	1	2	3		1	1	4	10		14	
柿川	32	1	2	3		1	1	4	9		13	
池田 上川 三 竹 千	木	25	1	5	6	1	4	5	11	24		44
	田	13	1		1	1	3	4	5	7		26
	川	9					2	2	2	0		22
	堂	31		1	1	1	4	5	6	3		16
門堀 永 八 上 矢	中	19							0			0
	山	31	1	1	2		1	1	3	6	} 2	10
	山	14							0			0
	山	7							0			0
後松 陣堀 塚	山	14							0			0
	山	30		7	7		3	3	10	23		33
	前	58	1	6	7		4	4	11	12		19
	原	44		1	1		5	5	6	2		14
市新 停 停 停	塚	21							0			0
	原	22	1	2	3		2	2	5	14		23
	一	29							0			0
	二	67	1	2	3	1	3	4	7	4	} 8	9
三	54		6	6				6	11	11		
三	61		6	6		5	5	11	10		18	
官治 加四 四 中	原	67							0			0
	前	51		1	1		4	4	5	2		10
	後	62					1	1	1	0	} 0	2
	野	49							0			0
野	59		12	12	1	13	14	26	20		44	
魚山 山下 山下 般若 寺前	東	14							0			0
	中	33	1	11	12		2	2	14	36	} 28	42
	西	7		3	3		1	1	4	42		57
	前	40	1	6	7		5	5	12	18		30
般若 寺後 二本 永山 住宅 部	寺	48	1	8	9		4	4	13	19	} 23	27
	後	32		9	9		5	5	14	28		43
	川	13							0			0
	外	9							0			0
部	38							0			0	

(吉松町提供の資料より 筆者が集約したもの)

表3 えびの町被災状況 4月10日現在
Table 3. Statistics of the damage in
Ebino Town as of April 10, 1968.

地区名	世帯数	住全	家壊	住半	家壊	住宅計	被災率
水 流	161		棟	棟	棟	棟	%
南昌明寺	116	4	20	24	21		
北昌明寺	56			15	15	13	0
東内堅	113			1	2	3	4
中内堅	81	1			3	3	2
西内堅	129				1	1	2
溝ノ口	58				19	19	21
北岡松	92				10	10	10
南岡松	102				37	40	77
亀 沢	59	37	40	77	131		
柳 水	70	32	40	72	101		
京 町	447	108	180	288	64		
上 向	46	14	37	51	111		
下 浦	54	26	37	63	117		
中 浦	160	69	74	143	89		
上 浦	116	2	5	7	6		
上 島	75	16	72	88	117		
下 島	132		8	8	6		
西 川	156	2	10	12	8		

[種子田(1968)より 筆者集約]

それに同日10時45分ごろの地震、さらに2月22日19時19分ごろの地震によるものの累計であり、吉松町役場のものは、2月25日17時49分ごろの地震によるものまで累加されている。

3) 吉松町役場 3月26日集計のもの
これは、3月25日1時ごろの地震による被害が集計されているが、全壊となっている世帯数は、前日までは半壊となっていたのか、あるいは若干損傷していたものが全壊したのかかわからないので、全壊はすべて新しく発生したものとし、3月26日までのすべての地震による被災として計算した。

4) 種子田(1968)がえびの町真幸地区で集計・報告した4月10日現在のもの。
これも、4月10日までのすべての地震による被害であるが、京町地区の数字が1)に比較して小さくなっている。理由はわからない。

得られた被災率は、等値線図として図7・図8に示す。えびの町・吉松町では、統計の根拠が異なるので、曲線は連続しない。

この図でみると、2月21・22日の地震による

被災率が90%以上の数字となったところは、鶴丸から上島内にかけて、段丘上の延長約5Kmの範囲に限られ、とくにえびの町管内では、川内川以北に被害があまり及んでいないのが特長的である。たとえば、京町地区と川内川をはさんだ対岸にある水流地区の被災率2%が、著しい対照となっている。被災率10%の範囲は、延長12Kmの長円形の範囲となるが、とくに吉松町の松山地区・下中津川地区、えびの町の永山地区・松山地区と、それぞれ震央から若干離れ、しかも沖積低地で被災率の小さい部分を間にはさんで、被災率の大きいところがある。なお、大沢ほか(1968)によれば、高位段丘上にある芋畑地区も被災率が周囲に比較して目立つことがわかる。(図4参照)

3月26日の吉松町、4月10日の種子田(1968)によるえびの町(旧真幸町管内)の集計では、数字が大きくなったことを除いて、一般的傾向は変わらない。とくに低位段丘上の集落が沖積低地上の集落よりも被害を受けていることは、北岡松と南岡松、南昌明寺・東内堅と水流の各地区の比較でも明らかである。さらに飯盛山噴出物の上ののるえびの町上浦地区の被災率が小さいのも注目される。吉松町管内では、楠辺や沢原の各地区に比較して、坂口地区の被災率が大きい。しかし震源域の直上にあるといわれているこれらの飯盛山噴出物上の各集落に比較しても、段丘上の鶴丸・原口などの集落の被災率は90%を越えているのに比較して大きな差をもっている。

一般に、家屋の被災分布を規定する因子としては、震央からの距離、地震動に対する地盤の「かたさ」性状、家屋の基礎の工法、家屋の建築工法などがある。この中で、家屋に関する因子は、この地域の集落は、農村集落であることからほぼ一様であるとする、残るは震央からの距離と地盤のかたさという点にしばられる。

震央からの距離について、既に公表された若干の例と比較してみる。

1935年7月10日 深さ15Km マグニチュードM=6.6の静岡地震では、被災率80%の地域が、沖積平野地帯で長径3,500m、短径1,500mのだ円形の範囲となっており、そのほかに、清水市の海岸に沿う延長500mの狭い範囲に被害の著しいところがあった。

1961年2月2日、震源の深さ約10Km、マグニチュードM=5.2とされている長岡地震では、

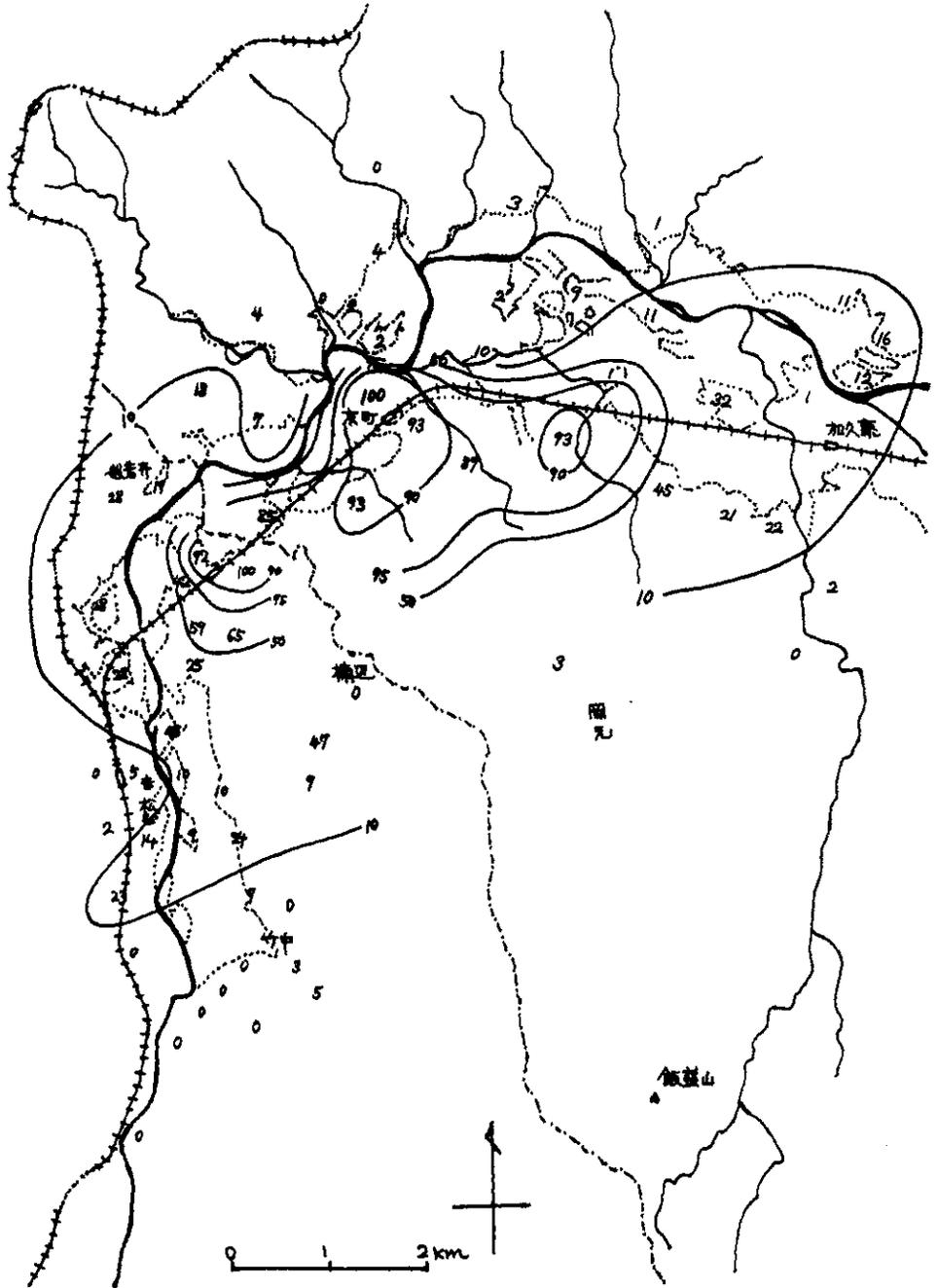
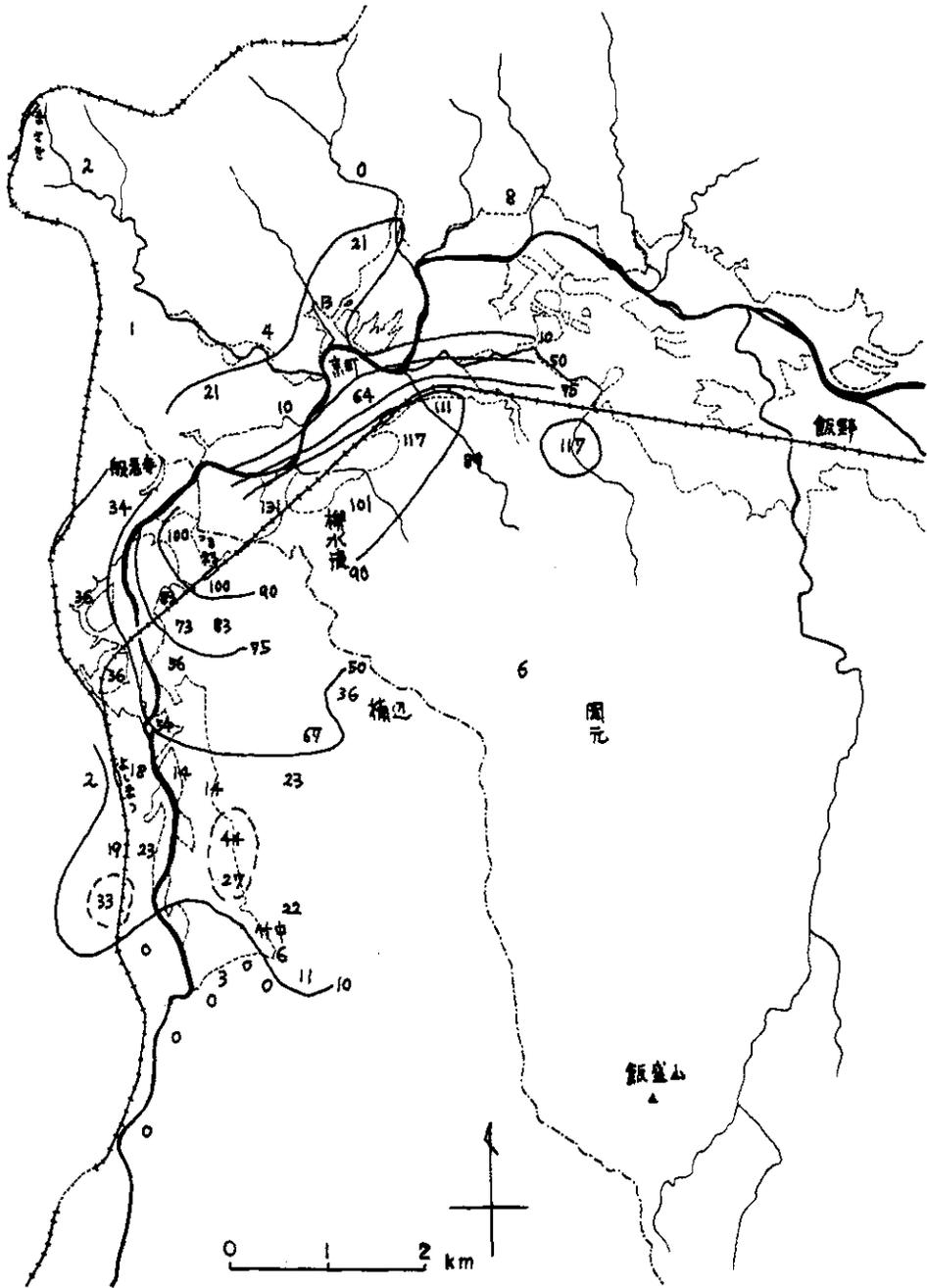


図7 被災率分布図(1)

Fig. 7. Distribution of "rates of damage" (1)



吉松町 3月26日集計
 えびの町 4月10日集計

図8 被災率分布図(2)

Fig. 8. Distribution of "rates of damage" (2)

被災率90%の範囲は、直径約3 Kmの円周でかこまれているが、これは信濃川に沿う沖積低地である。

したがって、被災率の著しく大きい範囲は、ごく常識的な範囲であり、むしろ飯盛山噴出物の上への集落の過小なのが特長として挙げられねばならない。

次に地盤の物理性について考察すると、沖積低地と段丘の被災率の差は、端的に地盤の性質の差を表現しているようである。

吉川ほか(1968)は、えびの・吉松地区地震地域の中で4カ所をえらび、自然地震動の観測結果および弾性波探査の結果から、地下10 mでいど

までのP波およびS波の分布を測定した。その結果は図9のとおりである。これを前項の地下地質と比較すると、P波とS波の比が著しく大きい地盤は「シラス」たい積物である。この数字は成田付近の沖積層(いわゆる軟弱地盤)のそれとほぼ一致するところから、「シラス」たい積物は地震に対する軟弱地盤とみてもさしつかえないものであろう。(図10)参照。しかし、この数値を吟味するには、まだまだ比較するに足る資料が充分ととっていないので、今後に残された問題である。なお、吉川ほか(1968)の測定箇所は、明らかに段丘上として図示されており、加久藤層群中の何れかの層準に当るものである。

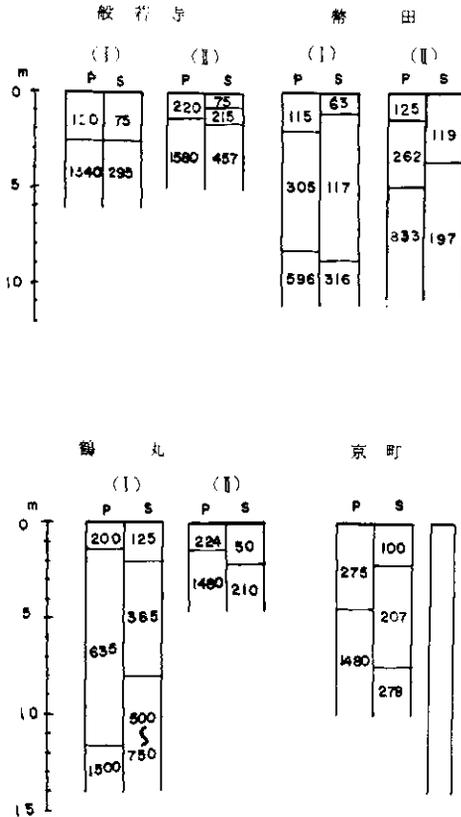


図9 P波速度, S波速度の垂直分布図, 吉川ほか4名(1968)による。

Fig. 9. Columnar sections of V_p and V_s at each of the observatories (after Yoshikawa et al., 1968)

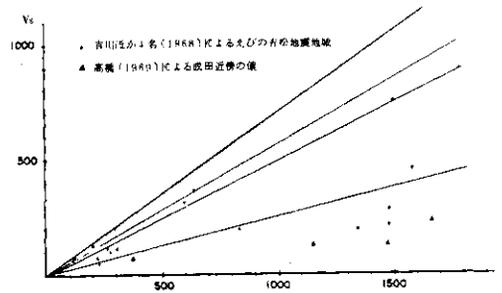


図10 P波速度, S波速度の関係図

Fig. 10. Diagram illustrating the relation between v_p and v_s .

吉松町松山・上川添, えびの町永山・松原の各地区が被災率が大きく図上に示されている。この地区を結ぶ方向は、霧島火山群の火口列の延長方向と、ほぼ90°で交差する方向である。とくに上川添・永山地区は、被災率の比較的小さい沖積低地上にあり、永山地区は、段丘上にありながら被災率の小さい大溝原地区をも越している点で特異である。これが地下の地質構造の影響によるものか、地震動の伝ばの特異性によるものか、現在のところ明らかにする決め手はない。しかし、霧島火山火口列の中心線と、この直線の交点が、今回の地震の震源域に当る点は記述しておかねばならない。

家屋の被災率と地下温度分布図とを比較してみると、大きくみて、被災率の著しく大きい箇所は、地下温度も高い。しかし、地下温度の最も高い部分である般若寺付近よりも、被災率の中心が東に寄っているのは、震源の性格についての問題を与えるものであろう。さらに、旧加久藤町松原地区に、温度の高い水がゆう出している坑井がある。これが局部的な被災の中心に近く、かつ前述の90°で霧島火山群の火口列の方向に交わる直線上に位置するのは、単なる偶然であろうかとの疑問を抱かせる。

7. 山くずれの分布について

今回の地震による地表変動現象のひとつの特長として、京町地区南方の加久藤層群からなる丘陵地に多数の山くずれが発生したことが挙げられる。山くずれの形態は小出(1955)の分類による地震型であって、張り出した尾根といわず谷といわず、いたる所に大きくき裂が入り、斜面がずり落ちていく。

山くずれの性質については、本報告書中に他の項目で述べられているので、詳細はそれにゆずり、ここでは山くずれの分布について、空中写真を利用して検討したので、その結果だけをここに記述する。

京町南方の丘陵地における山くずれの分布を図11に示す。この図をみても、定性的に幣田から池牟礼にかけての山腹あるいは山頂に山くずれの集中度が大きく、それから距離が遠くなるにしたがって、その数・規模などが急速に減少していくのがわかる。不幸にして、地震後に撮影された空中写真が山くずれ発生地帯の全域を覆っていないので、正確な分布模様を求めることができないが、筆者の定性的な野外観察では、山くずれば加久藤盆地のほぼ全域にあるといっても、大部分はこの図に示した範囲に含められるようである。

次に、山くずれの集中度を示すために、筆者は加久藤層群が露出する地域を、1辺が250mの正方形のます目に区切って、その中に含まれる山くずれの冠頂部^{注3)}をかぞえ、次いで相隣り合う4つのます目の冠頂部の数を合計した数字を、ます目の交点における山くずれ集中度とした時に、集中度を等値線図で示したのが図12である。

なお、ます目の全部が加久藤層群でない場合には、加久藤層群が占める面積での山くずれ数をかぞえ、次にます目の全域が加久藤層群で占められるものとして、山くずれ数をその割合に応じて加算した。

この図によれば、山くずれが集中しているのは、下浦層と昌明寺層が露出している地区であり、池

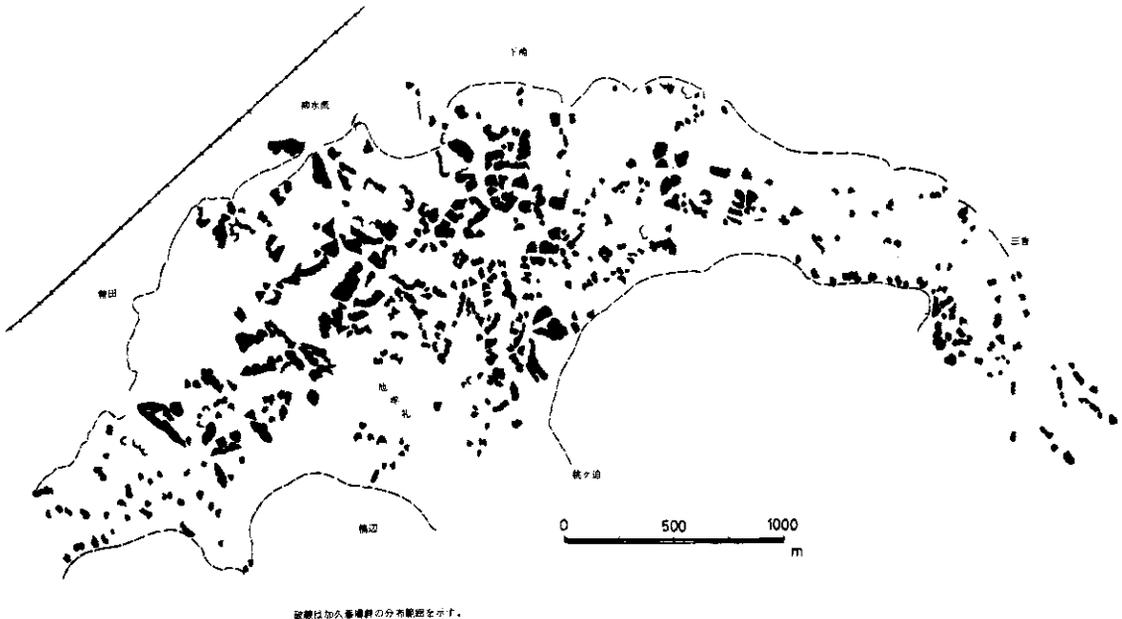


図11 山くずれ分布図

Fig. 11. Distribution of the landslips caused by earthquakes.

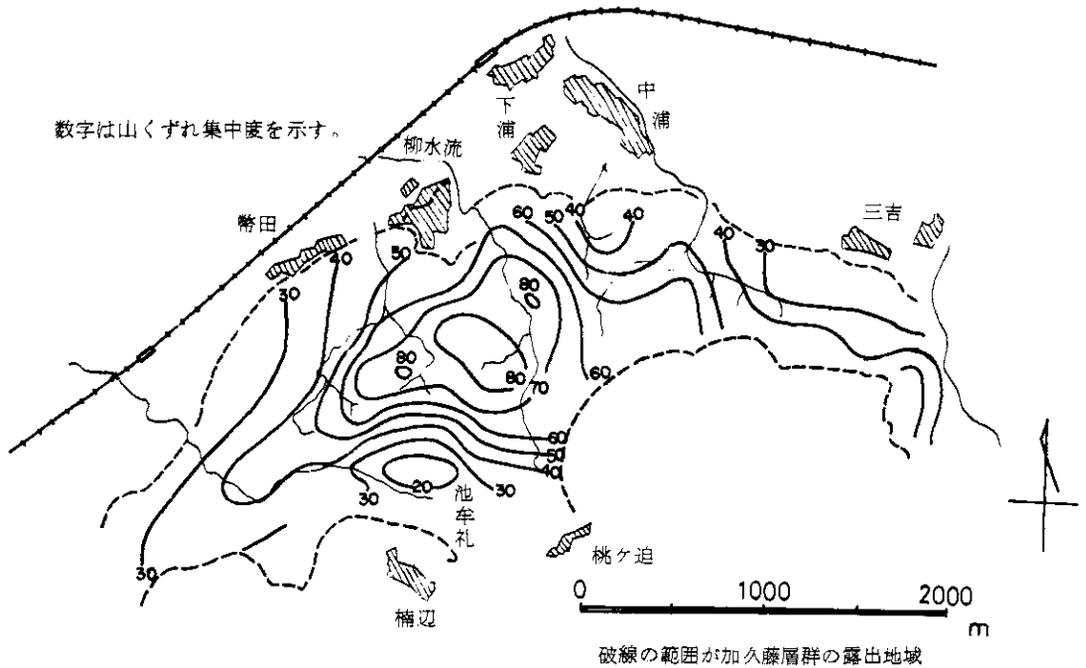


図 12 山くずれ分布等値線図

Fig. 12. Contour map illustrating the density of landslips.

牟礼周辺の池牟礼層の分布範囲は20前後と、著しい差が認められる。山くずれ集中の中心は幣田から池牟礼に至る山中にあり、下浦層・昌明寺層の露出する範囲に限ってみても、山くずれの分布の中心から遠ざかるにしたがって、急速に集中度が減じて行く。また、この図と図7・8に示した家屋の被災率分布図とを比較してみると、ほぼ一致した傾向をもっており、被災率分布図で指摘したえびの町松原・永山地区、吉松町下中津川・松山地区を結ぶ線上に、山くずれ分布の中心が近づいていることも了解される。ただし、この線上には池牟礼層が露出しているために、山くずれ集中度は小さくなっている。なお、震源域からかなり離れた旧加久藤町管内の川内川右岸側に山くずれが多発しているところがあり、これが如何なる条件によるものか詳細は不明であるが、さきの家屋の被災率の伸びの方向とも一致しているのが興味深い事実となっている。

地震の際に山くずれが発生したという報告は数多いが、その中でも明治24年10月28日の濃尾地震における美濃山地、大正12年9月1日の関

東大地震の際の丹沢山地の例、1961年8月19日の北美濃地震の場合などがよく知られている。しかし、地震の際の山くずれ分布を、空中写真を利用する方法で定量的に扱ったものは、おそらく尾張・駒村(1965)が新潟地震における岩船郡地方の主として花こう岩からなる山地の山くずれを取扱ったものが最初であろう。しかし、これでは地震の規模や性格があまりに違いすぎるので、筆者は、1949年12月26日の今市地震と比較してみた。

今市地震は、KAWASUMI(1950)の記述によれば、5分の間隔で2回地震が起っており、第1回は震源の深さ15km、第2回は震源の深さ10kmとされ、マグニチュードM_s6.5となっている。この地震で、花こう岩および古生層からなる山地に多数の山くずれが発生した。MORIMOTO(1951)は、この山くずれが山地表面を被覆している火山噴出物、とくにその中の粘土化した浮石層を良好なすべり面として発生したことを記述し、今回の研究対象とした山くずれとはその性格を異にしているが、今市地震によ

る山くずれの分布範囲は第1回の地震の震央から半径7 Km 程度の範囲にその大部分が含まれており、えびの・吉松地区地震による山くずれの分布が昌明寺層・下浦層を対象としてみると5~6 Km を半径とする円内に含まれるのとよく対応している。

なお段丘層のくずれ、すなわちがけくずれも分布している。しかし、空中写真の撮影条件等が適当でなく、統計的に処理することも困難であるので、今回は対象としなかった。

8. 地盤の運動に関する考察

すでに本文中で筆者が記述し、あるいは沢村・太田、鈴木によっても本報告書中に説明されているように、京町南方の丘陵地を構成する加久藤層群は、著しいしゅう曲構造と、それにもなる断

層群をもっており、これが高位段丘面に連なる地形面によって切られているので、このしゅう曲構造の基本型は、高位段丘面の形成以前のものである。また、伊田ほか2名(1956)の記述でも、白鳥層が下浦層にも溝園層にも接しているの、白鳥層たい積時にも、若干の地盤運動が存在したことになる。

筆者は、加久藤層群の現在の構造の概略を知るために、沢村・太田の地質図および伊田・篠山(1951)、伊田ほか2名(1956)の結果を利用して、現在加久藤層群が分布する範囲において、現在の沖積面(すなわち切谷面にほぼ一致する)を基準とする構造概要図を作成したので、図13に示す。これによると、京町付近では池牟礼層が切谷面にあらわれ、その東側はゆるく東に傾斜して

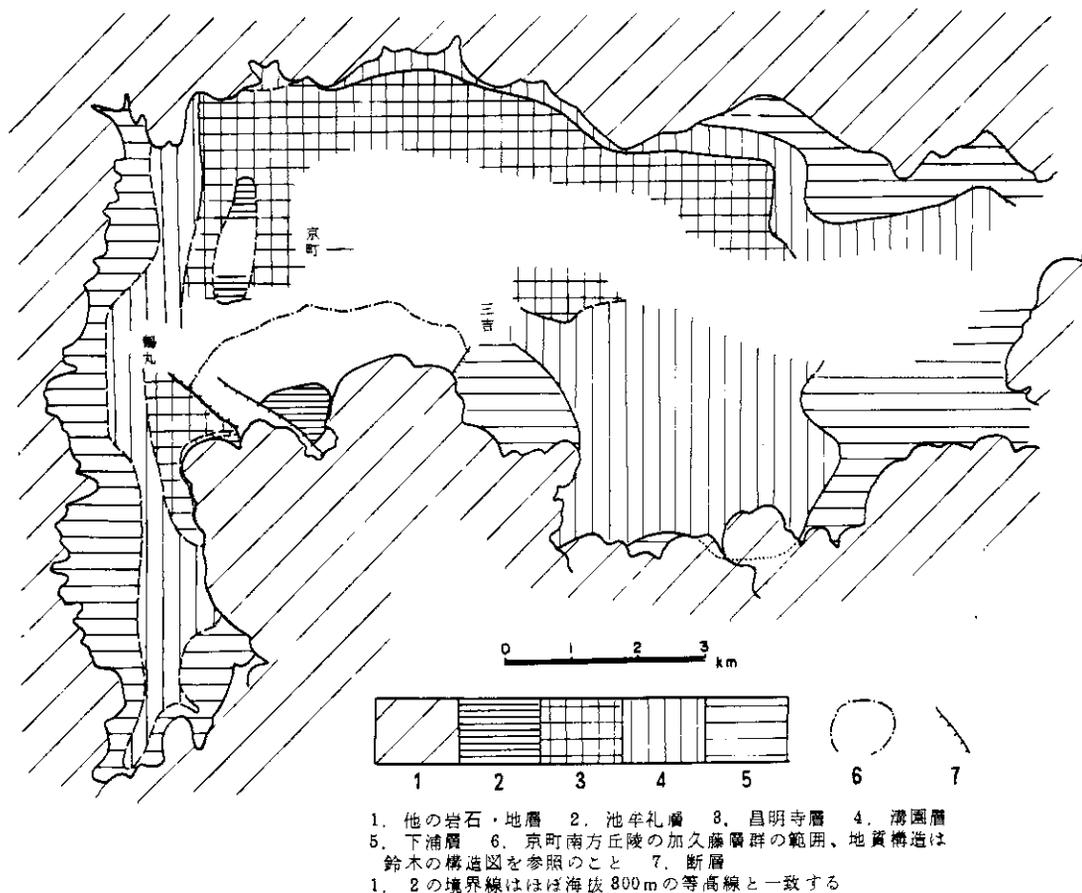


図13 加久藤層群の構造概要図

Fig. 13. Tectonic map of the Kakuto group.

昌明寺・溝園・下浦の各層が現われ、さらに南西にゆるく傾斜して、地域の南西隅で下浦層が広い範囲を占めることがわかる。すなわち、白鳥層たい積時には、すでにこれだけの地盤運動があったということであり、高位段丘面がわずかに西方に傾斜しているのに比較しても、逆方向の傾斜となっているので、地盤の運動は、いく分強調されるようになる。

荒牧(1965)によれば、下浦層と同時異相の関係にある始良火山入戸火砕流の絶対年代は16,350±350年である。したがって、溝園層と下浦層との境界は、入戸火砕流の年代すなわち16,350±350年を示しており、その際の水底の起伏あるいは形状が示されることになる。さらに、溝園層の上限すなわち当時の水底が水平であれば、白鳥層たい積期までに少なくとも京町付近の地盤は隆起したことになるが、白鳥層の絶対年代を知る資料は得られていないので、隆起の程度を求めることができない。

京町南方の丘陵では、海拔300m以上の高さをもつりょう線が、ほぼ地質構造の走向線に平行して発達し、海拔高度280m程度の高位段丘面から最高40m前後突出している。しかし、この地域のりょう線には白鳥層はまだ発見されないし、高位段丘たい積物も未確認であるため、以下に述べるのは早計であろうが、あえて考察を試みる。

白鳥層たい積当時の湖沼の水面の高さを約300mとした時には、この丘陵地の現在の最高点の高さは326.1mであるから、湖沼水面下にあったものが現在の高さになったものとしてその隆起量は少なくとも26.1mである。この隆起量は、入戸火砕流の年代をとってみても、1年間に1.6mmの速さである。

別の場合、下浦南東方の323.5m三角点、および幣田・池牟礼間の326.1mの山頂付近に、海拔高度300m前後にきわめて小規模の平坦地が認められる。この平坦面を、湖沼水面の位置に置くと、^{注4)}下浦層たい積後、白鳥層たい積までの間に、この地質構造がほぼ完成したことになる。

さらに他の場合として、柳水流の東方および幣田の南方りょう線付近に、わずかな平坦地が認められ、その海拔高度は280m前後である。これを高位段丘面とみた場合にはこの場所に最も近い高位段丘面である灰塚南方の270mを採用しても10mぐらいの高さをもっている。高位段丘たい積物

の絶対年代はわからないが、入戸火砕流の絶対年代に置きかえても、1年間に0.6mmの隆起量が計算され、^{注5)}実際は1mmぐらいの値^{注5)}をもっていることであろう。

中段段丘・低位段丘については、地盤の運動量を求めるに十分な資料がととのっていないので、ここでは吟味の対象としない。

最後に、図13に示されている顕著な胴切り断層があって、加久藤層群がしゅう曲した箇所を区切っている。その中で、鶴丸から南東に向かう断層は、南西側が25~35mの見掛け上の落しをもち、また、三吉から南南西に向かうものは、東側が40mぐらいの見掛けの沈下を呈している。逆にいえば、断層にかこまれたこの地塊は、隆起しており、かつその隆起の速さも、下浦層すなわち入戸火砕流の年代から計算することができる。

筆者は、地震直後に鶴丸から南西に向かう谷の水田に、断続するき裂があるのを見出した。^{注6)}このき裂にともなう田面の移動は、かならず谷川の方に向いており、き裂が段丘の方向に走っても段丘面には連続しないでむしろ避けていること、谷の狭きく部では、他こう状に田面が沈下していたこと等の理由で、筆者は地震断層ではないと判断した。^{注7)}この谷は、前述の断層に沿う断層線谷であることを考慮すると、このような地表の変動は、あるいは地下の相対的変位のあらわれかも知れない。さらに、この断層の延長上に近く、明りょうな地すべり地形があるが、この地すべりが今回の地震によって新しく移動したかどうか明らかでない。この地すべりが発生したという素因も、前述の断層が活動していることの1つのあらわれかも知れないが、現在はそれを解決するかぎをもっていない。

9. まとめ

以上、沢村・太田によってまとめられた地質図、鈴木による地質図をもとに、伊田・篠山(1951)、伊田ほか2名(1956)の地質調査資料を加味した地質の構成を背景としたうえで、家屋の被害分布、山くずれの分布および研究地域にみられる地盤の運動を考察した。えびの・吉松地区地震の震源域に関する詳細なデータは得られていないが、地表にあらわれた変動は、池牟礼付近を中心としていると判断される。

研究地域は、ごく常識的に霧島火山群を結ぶ北

西一南東方向の線上にあるが、そのほかに東北東一西南西に延びる変動域が認められたので、地震動の解析、および地下構造の解析双方からこの点を明らかにする必要がある。

地域内では、北西一南東の線を軸とし、見掛け上東方および南方にゆるく傾斜する地盤運動が認められ、これが京町南方の、著しいしゅう曲構造を呈する加久藤層群からなる丘陵地の運動と調和的かどうか、広範囲のより精密な検討が必要であろう。

吉松町楠辺で実施された地下構造調査ボーリングの結果は、福田らによって本報告書中に別項でくわしく記載されている。これによれば、地表から114 m付近まで飯盛山噴出物で占められているが、この高さは吉松町管内でも現河床面の高さが約210 mであるから、現河床面の高さ以下のくぼみとなっている。さらに尾崎ほかの水文地質の立場からみた調査研究の結果でも、飯盛山噴出物から構成されている地域の降水は、加久藤層群を不透水盤として飯盛山噴出物中を流動し、1つは長江川に、他は、飯盛山噴出物が現河床面まで下りている竹中池に流出口を求めていることを考えると、この間の事情をどのように地形発達史の中に結びつけるか、検討が待たれるものである。

要 約

1. えびの・吉松地区地震地域の地形を、空中写真判読を主とする方法により、「沖積」低地、段丘、および山地・急傾斜地等に識別した。この中で沖積低地は主として水田に、自然堤防、低位の段丘は水田および畑地に、さらに高位段丘は畑地または林地として利用されているところが多い。なお、集落は多く自然堤防および低位の段丘上にのっている。

2. この地域全体を通じて、高度300 m前後のところに傾斜変換線がある。川内川右岸側では、崖すい地形がこの付近から台地地形に移行する。この傾斜変換線は、白鳥層のたい積基準面に相当するものと考えられる。

3. 地域について埋谷図を作ってみると、高位段丘面に連続する地形面が、加久藤層群からなる丘陵地全域に認められる。この丘陵地の水系模様は羽毛状を呈するが、京町南方地域は岩質上のオリエンテーションを示す長方状の水系網となる。侵食地形は、砂質無節理均質塊状の岩石に固有の

パッドランド地形を呈している。

4. 吉松・加久藤間の低地で実施された地盤調査ボーリングをみると、地表から少なくとも5 m以下には、「シラス」と記述されている地層が広く分布している。このシラスは、加久藤層群に属するものか、それとも沖積世の2次シラスか判然としない。この上の「れきまじり」または「砂れき層」と記述されるものが、現河床たい積物の基底れきに相当するものであろう。

5. 鶴丸橋付近のボーリング柱状図に風化岩との記述がある。これを加久藤安山岩類の1部とするならば、基盤の「暗礁」が存在することになる。

6. えびの町・吉松町で集計した全壊・半壊住家数を合計し、全世帯数との百分率を「被災率」として各集落ごとに計算・比較すると、川内川左岸側の段丘上に位置する集落の被災率が著しく大であり、低地では逆に少なくなる。これは地下の成層状態が関係している。

7. えびの町松原・永山、吉松町下中津川・松山地区に被災率の高いところがあり、これが北西一東南東方向に伏在する構造線によるものか、また単なる地震波動の性質によるものか吟味を要する。

8. 山くずれは、加久藤層群中の砂質たい積物に集中して発生している。地域全部を覆う地震後の空中写真が無いので周辺部はわからないが、山くずれが最も集中して発生したのは、池牟礼北方の丘陵地である。

9. 京町南方の加久藤層群からなる丘陵地の大部分は、高位段丘面に連続する地形面に含まれるが、その中に高度300 mより高い位置に突出するりょう線が諸所に認められ、その延びの方向は、地層の走向方向と一致する。これから、種々の解釈ができるが、少なくとも20 m程度の地盤の隆起が考えられる。

10. 加久藤層群の全般的構造と白鳥層のたい積基準面、段丘面の関係から、霧島火山群を結ぶ直線の北西延長を軸として、見掛け上東方および南方にゆるく傾斜する地盤の運動が見出される。これが、京町南方丘陵地の地盤の隆起とどのように調和しているか、なお検討の必要がある。

注

註1) 牧真一ほか4名(1961): 小林・加久藤地区天然ガス調査報告 地質調査所資料(MS)。

註2) 図13と対応してみると、同一深度では西へ行くほど下位の層準となる。

註3) 谷の延長上長い距離にわたって山腹がくずれ落ちたものに、冠頂が1つだけというのはまれである。

註4) この場合、300m以上の高さのある所は残丘となるが、高さ30mぐらいの孤立した山は現在も盆地内に点在している。

註5) 高位段丘の時代を、入戸火砕流すなわち、下浦層さらに白鳥層と2回の時期を経過していることから推察する。

註6) この写真の1部が、福田ほか3名(1968)に掲載されている。

註7) 1968年十勝沖地震でもよく認められた現象である。

黒田・垣見・安藤(1968)：1968年十勝沖地震・青森県東南部の予察，地区ニュース 168 参照。

引用文献

- 1) 荒牧重雄(1965)：始良カルデラ入戸火砕流の ^{14}C 年代，地球科学，*16*(80)，p.38.
- 2) 荒牧重雄(1968)：加久藤盆地の地質—えびの・吉松地域の地震に関連して—，地震彙報，*16*(46)，pp.1325~1343.
- 3) 有田忠雄(1957)：加久藤カルデラの提唱(演旨)，地質雑，*vol.63*，*16*(742).
- 4) 福田理(1968)：えびの地震予察調査速報(その1)，地質ニュース，*165*，pp.1~15.
- 5) 福田理ほか3名(1968)：えびの地震予察調査速報(その2)，地質ニュース，*169*，pp.1~19.
- 6) 伊田一善・篠山昌市(1951)：宮崎県加久藤天然ガス地質調査報告，地質調月報，*vol.2*，*16*(3)，pp.50~56.
- 7) 伊田一善・本島公司・安国昇(1956)：宮崎県小林市付近天然ガス調査報告，地調報，*168*.
- 8) 地震学会(1967)：日本の地震学の概観 第5篇 地震工学，地震，*ser.2*，*vol.20*，*16*(4)，pp.281~326.
- 9) KAWASUMI, H.(1950)：The Imaichi Earthquake of December 26th, 1949. General Description, Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., *16*(28), pp.355~367.
- 10) 小出博(1955)：日本の地すべり，東洋経済新報社.
- 11) MORIMOTO, R.(1951)：Geology of Imaichi District with special Reference to the Earthquake of December 26th, 1949. (II), Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ. *16*(29), pp.349~358.
- 12) 大沢 胖・山本正勝(1961)：昭和36年2月2日長岡地震の家屋被害について，震研彙報，*16*(39)，pp.549~559.
- 13) 大沢 胖・村上雅也・西川孝夫(1968)：1968年2月21日および22日の宮崎県飯盛山付近の地震(えびの地震)による家屋被害，震研彙報，*16*(46)，pp.1345~1354.
- 14) 尾張安治・駒村富士弥(1965)：新潟地震による岩船地方の山地崩壊について，新砂防，*vol.18*，*16*(2)，pp.28~35.
- 15) 斎田時次郎(1935)：昭和10年7月11日静岡地震に就て，震研彙報，*16*(13)，pp.985~998.
- 16) 高橋末雄(1969)：SH波発生装置による地盤振動の観測，防災科学技術総合研究報告，*16*(19)，pp.19~29.
- 17) 種子田定勝(1968)：えびの吉松地域の地震と地質—特に霧島火山の構造に関連して，火山，第2集，*vol.13*，*16*(2)，pp.61~73.
- 18) TERADA, T. & MIYABE, N.(1935)：Geographical Distribution of Hot and Mineral Springs and Deformation of Earth's Crust, Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Imp. Univ., *16*(13), pp.576~586.
- 19) 露木利貞・鎌田政明・黒川達爾雄(1967)：霧島火山北部地域の温泉—えびの・白鳥・京町・吉田その他の温泉，宮崎県の温泉，宮崎県.
- 20) 露木利貞ほか3名(1966)：霧島火山地域の温泉(その3)霧島火山周辺の温泉—吉松・横瀬・新川溪谷および準入地区など—，鹿児島県の温泉，鹿児島県.

- 21) 吉川宗治ほか4名(1968): えびの地震被害地の地盤の振動特性, 第5回災害科学総合シンポジウム講演論文集, pp. 191~192.