

## 三浦半島北武断層の完新世における活動期と 変位様式に関する考察

太田陽子<sup>1)</sup>・藤森孝俊<sup>2)</sup>・鹿島 薫<sup>3)</sup>・蟹江康光<sup>4)</sup>

### Holocene slip-rate and recurrence interval of faulting of the Kitatake Fault in the Miura Peninsula, south Kanto, central Japan

by

Yoko Ota<sup>1)</sup>, Takatoshi Fujimori<sup>2)</sup>, Kaoru Kashima<sup>3)</sup>  
and Yasumitsu Kanie<sup>4)</sup>

**Abstract** The Kitatake Fault is one of the active right-lateral faults which dislocate hilly lands, marine terraces and Holocene lowland of the Miura Peninsula, south Kanto, running NWW to SEE. Stratigraphy and <sup>14</sup>C dates from Holocene deposits obtained by boring at seven localities on the eastern part of the Kitatake Fault are examined in order to reconstruct the age and style of faulting. At least three, probably four fault events during the last ca. 8000 years can be estimated as follows: Event I is a fault which resulted in the uplift of the northern side of the fault, expressed by the presense of the fault scarplet dislocating valley bottom plain. This event occurred after the deposition of Bed 1, probably ca. 1500~1000 yBP. Event II is estimated from the presence of very fine grained deposits which is thicker at the north side of the fault than the south, suggesting the southern side was uplifted prior to the deposition of Bed 1, and after the deposition of Bed 2, that is between ca. 2600 and 1800 yBP. Event III probably occurred at ca. 5000 yBP, that is after the deposition of Bed 3 and prior to that of Bed 2. Event IV could occurred before the deposition of Bed 3. North side of the fault was uplifted by these last two events. Recurrence interval is estimated to be between ca. 1000~1500 and 2500 years. Amount of vertical offset by these events is estimated to be 3~4 m. Rate of right-lateral offset of a stream due to the faulting is estimated to be 5m/1000 years at Yotsuda, judged by the radiocarbon date (ca. 3200 yBP from a peat bed on the beheaded valley bottom) and the amount of offset after the piracy.

<sup>1)</sup> 横浜国立大学教育学部地理学教室 Department of Geography, Yokohama National University

<sup>2)</sup> 慶応義塾普通部 Keio Gijuku Futsubu High School

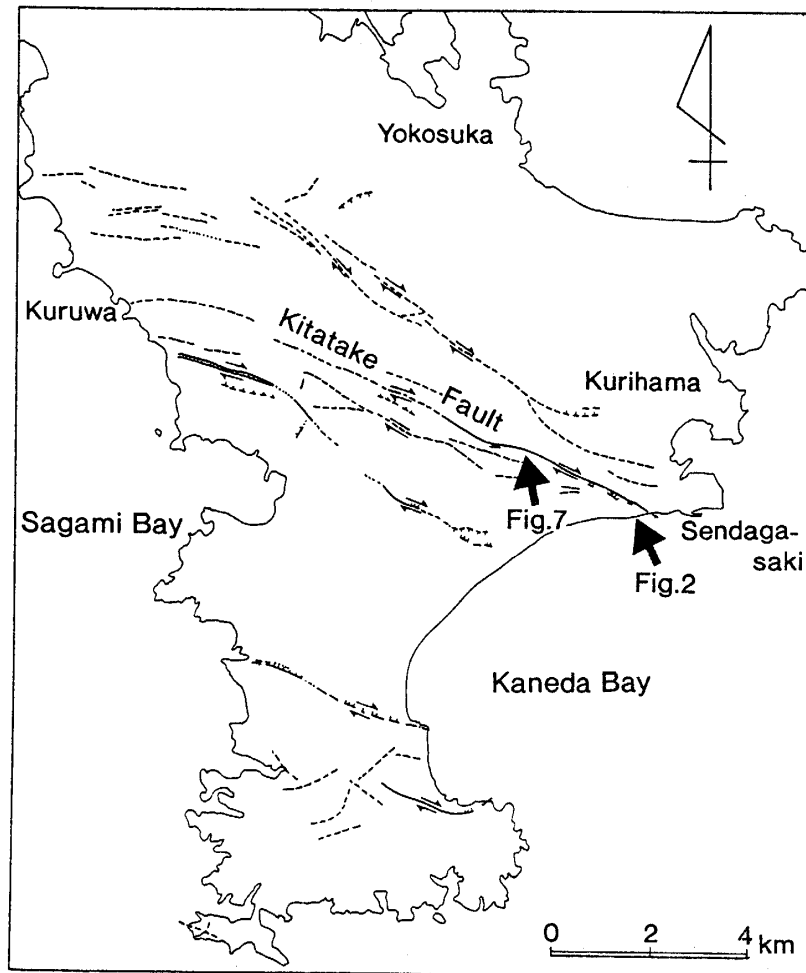
<sup>3)</sup> 九州大学教養部 College of General Education, Kyushu University

<sup>4)</sup> 横須賀市自然博物館 Yokosuka City Museum

## 1. まえがき

北武断層は三浦半島を横切る活断層系の一つであり、西は久留和から、東は千駄ヶ崎まで、東南東から西北西方向に三浦半島を横断する延長約11kmの活断層である(図1)。この活断層は、右横ずれを主としており(Kaneko, 1969)、右横ずれの最大変位量は約400mに達し(安藤, 1972; 太田ほか, 1982)、活動度はA級となる(太田ほか, 1982)。同断層は縦ずれを伴っており、東端部では谷底平野の高度のくい違いから北上がりの変位が推定され、さらに地溝状の凹地も認められる(太田ほか, 1982)。一方、松島(1976)は完新世海成段丘の高度変化から、断層の南側の野比海岸が北側の久里浜などよりも10m前後高く、これが断層による変化であるとしており、縦ずれの向きについては異なる見解がある。また地溝状の凹地の存在などにより、北武断層の主なトレースがどれであるかは確定的ではない。

このように北武断層は、大都市付近を通る活動度の高い内陸活断層であるにも関わら



第1図 北武断層および調査地域の位置を示す図。三浦半島を横切る活断層の分布は太田ほか(1982)による。

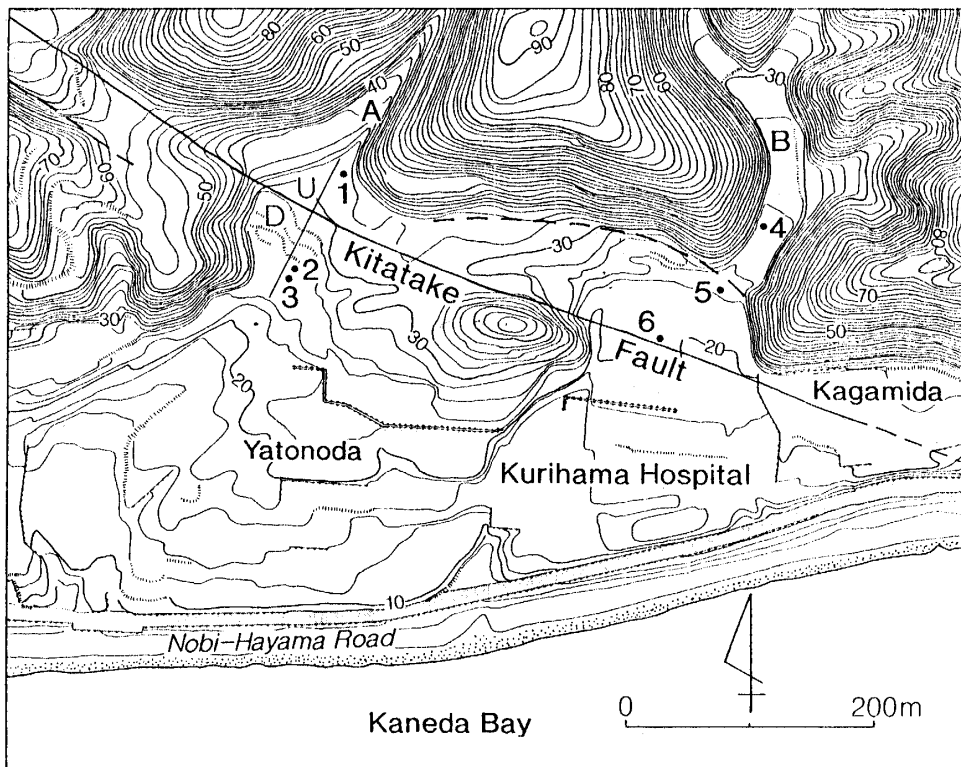
Fig.1. Map showing the studied area. Major right-lateral faults crossing the Miura Peninsula are shown.

ず、断層の正確な位置や縦ずれの向きに問題がある。さらに、活動期についての情報はほとんど得られていない。そこで、北武断層の位置を確定し、変位置、活動期に関する資料を求めるために、北武断層東部においてボーリング調査を実施した。

## 2. 調査地域と調査方法

調査地域は北武断層東端部の野比川東岸地域（図2）と、そりよりやや西方の四ツ田付近である（図7）。このうち、図2の範囲内では、北武断層を横切る2つの谷の右屈曲が明瞭である。さらに、これら2つの谷では北武断層の延長部で谷底平野上に、比高約2～3mの小崖が谷を横切るように伸びており、南落ちの変位が推定される。一方、四ツ田付近（図7）では、断層運動にともない河川争奪が生じたことが推定されている（Kaneko, 1969；安藤, 1972；太田ほか, 1982）。

上記の2地域において、7地点（地点1～6、図2；地点7、図7）で基盤に達するまでのボーリング調査を行った。ボーリングは地球技術開発㈱に依頼し、径10cmのオールコアを採取した。ボーリング地点の選定は土地利用の制約から容易ではなかったが、図2の2つの谷では地点1、4は断層の北側（隆起側）に、地点2、3、5、6は南側（低下側）に位置する地点として選ばれた。さらに地点7は河川争奪で上流を奪われた



第2図 北武断層東端部付近の地形図（位置は図1に示す）と調査地点位置図。  
等高線間隔は2mおき、等高線は横須賀市発行の2500分の1国土基本図による。

Fig.2. Map showing the landform at the eastern part of the Kitatake Fault.

谷底平野上に位置している。

各調査地点の標高は、横須賀市発行の2,500分の1国土基本図から読み取ったが、地点1～3では現地において水準測量を行い、正確な標高の測定と地形断面図の作成を行った。得られたボーリング試料は、研究室において縦に切断した後、層相の記載と珪藻化石による堆積環境の復元を行った。

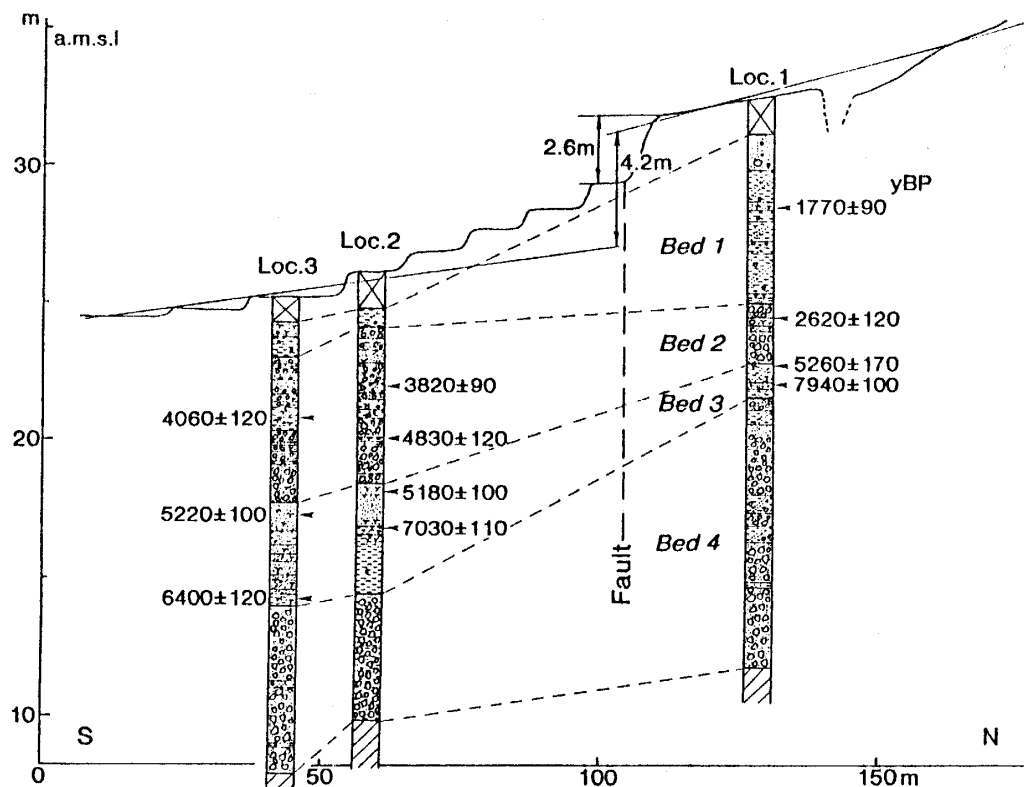
### 3. 北武断層東端部付近における断層活動期と変位様式の推定

以下の記載では、便宜上図2中の西側の谷を谷A、東側の谷をBと呼ぶ。

#### (1) 谷Aの堆積物の層相と年代

谷Aの地点1, 2, 3を結ぶ測線に沿う断面測量の結果と、これら3地点のボーリング結果を図3に示す。本測線では地点1と2の間で谷底平野の縦断面勾配が急変する。これは低断層崖と思われる。その崖高は2.6mであるが、隆起側と低下側との地表面の一般勾配をそれぞれ延長して両者の差を求めると4.2mとなる(図3参照)ので、縦ずれ変位量はこれらの値の間に入ると思われる。

以下に上記3地点で得られた層相を上位より順に記述する(図3)。また、得られた年代値は表1にまとめてある。



第3図 谷Aの谷底平野の実測断面図および地点1, 2, 3における地質柱状図と<sup>14</sup>C年代。地点1, 2間の小さい崖は人工的なもの。

Fig.3. Profile of the valley bottom plain of valley A and geologic columnar sections with radiocarbon dates.

表1  $^{14}\text{C}$ 年代測定値 (Libbyの半減期による)  
Table 1. Radiocarbon ages of Holocene deposits.

| Locality | Height asml(m) | Material   | Code No. (GaK) | $^{14}\text{C}$ date (yBP) |
|----------|----------------|------------|----------------|----------------------------|
| 1        | 27.95          | Peaty soil | 13384          | 1770 $\pm$ 90              |
|          | 23.70          | Peaty soil | 13385          | 2620 $\pm$ 120             |
|          | 22.15          | Peaty soil | 13739          | 5260 $\pm$ 170             |
|          | 21.45          | Peaty soil | 13386          | 7940 $\pm$ 100             |
| 2        | 21.95          | Peaty soil | 13390          | 3820 $\pm$ 90              |
|          | 20.15          | Peaty soil | 13391          | 4830 $\pm$ 120             |
|          | 18.05          | Peaty soil | 13740          | 5180 $\pm$ 100             |
|          | 16.85          | Peaty soil | 13392          | 7030 $\pm$ 110             |
| 3        | 20.85          | Peaty soil | 13387          | 4060 $\pm$ 120             |
|          | 17.25          | Peaty soil | 13388          | 5220 $\pm$ 100             |
|          | 14.30          | Peaty soil | 13389          | 6400 $\pm$ 110             |
| 4        | 20.60          | Peaty soil | 13379          | 2530 $\pm$ 80              |
|          | 13.25          | Peaty soil | 13380          | 9170 $\pm$ 120             |
|          | 12.15          | Peaty soil | 13381          | 10800 $\pm$ 200            |
| 7        | 57.15          | Peaty soil | 13395          | 3220 $\pm$ 80              |

地点1では、人工的な埋め土の下に厚さ6.1mのシルト質の比較的細粒の堆積物がみられる。この層の中央部の腐植質シルトの $^{14}\text{C}$ 年代は1770 $\pm$ 90yBP (GaK-13384)である。この下には、厚さ2.2mの礫を主とする粗粒の堆積物がみられ、一部には腐植質の砂層( $^{14}\text{C}$ 年代は2620 $\pm$ 120yBP, GaK-13385)をはさむ。さらにその下には砂層を含む砂質シルトがみられ、 $^{14}\text{C}$ 年代はその上部で5260 $\pm$ 170yBP (GaK-13739)、下部で7940 $\pm$ 100yBP (GaK-13386)である。この層の厚さは薄く1.2mである。さらに下位には、一部にはやや細粒なシルト質の堆積物を含むが、概して礫質な基底部の堆積物が標高11.3mで基盤に達するまで続く。

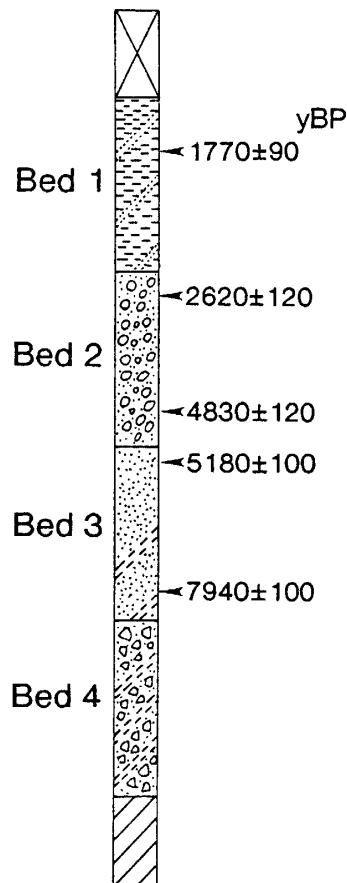
地点2では、人工的な埋め土の下は地点1と同様にシルト質の比較的細粒の堆積物がみられるが、層厚は薄く0.7mである。この下位には3~4枚の薄い腐植質シルト層をはさむ、礫質の堆積物(厚さは5.7m)が続く。腐植質シルトの $^{14}\text{C}$ 年代は、上部で3820 $\pm$ 90yBP (GaK-13390)、下部で4830 $\pm$ 120yBP (GaK-13391)である。その下には、腐植質に富む淘汰の良い砂層、ついでシルト層がみられ(厚さは4m)、両者とも礫をほとんど含まない。砂層の $^{14}\text{C}$ 年代は上部で5180 $\pm$ 100yBP (GaK-13740)、中部で7030 $\pm$ 110yBP (GaK-13392)である。この層相は下部で急激に変化して礫質の粗粒な堆積物となり、標高10.0mで基盤に達する。

地点3の層相の変化、各層の厚さは地点2とほとんど同様で、上部よりシルト質の細粒堆積物(厚さ1.3m)、つづいて厚さ5.3mの礫質の堆積物がみられる。この礫層は、時にシルト層をはさみ、中央部のシルト層からは、4060 $\pm$ 120yBP (GaK-13387)という年代値が得られた。この礫層の下には、腐植質を含む厚さ3.7mの淘汰の良い砂層がみ

られ、下部はややシルト質となる。砂層の $^{14}\text{C}$ 年代は上部では $5220 \pm 100\text{yBP}$  (GaK-13388), 下部では $6400 \pm 100\text{yBP}$  (GaK-13389) である。さらにその下位には、厚さ6.0 mの礫質の堆積物があり、標高7.9mで基盤に達する。

以上のように、これら3地点で得られた堆積物は、約8000yBP以降に堆積したものである。上記の3地点は熊木(1982)の1面にあたり、縄文海進高頂期には海が侵入してきた可能性があるが、珪藻分析(詳細は別稿)によると海生種は検出されず、縄文海進時には海域はこれらの地点には及んでいなかったことがわかった。これら3地点でほぼ共通の層相変化が認められたので、以下では層相を、上位から第1層、第2層、第3層、第4層の4つに区分する(図4)。

第1層は、人工的埋め土を除く最上部の地層で、シルト質の比較的細粒の物質であり、静水に近い堆積環境が推定され、年代は1800yBP前後である。第2層は第1層の下位の礫質の粗粒な堆積物である。時に腐植質シルトの薄層をはさみ、その堆積年代は約4800yBP~2600yBPである。第3層はさらに下位の砂質の堆積物で、腐植質のシルト、泥炭などの薄層をはさむ、第3層の年代は上部で約5200yBP、下部で約7900yBPである。第4層はさらに下部のものを一括したもので、一部にやや細粒なシルト質の部分もあるが



第4図 谷Aの堆積物の模式柱状図。

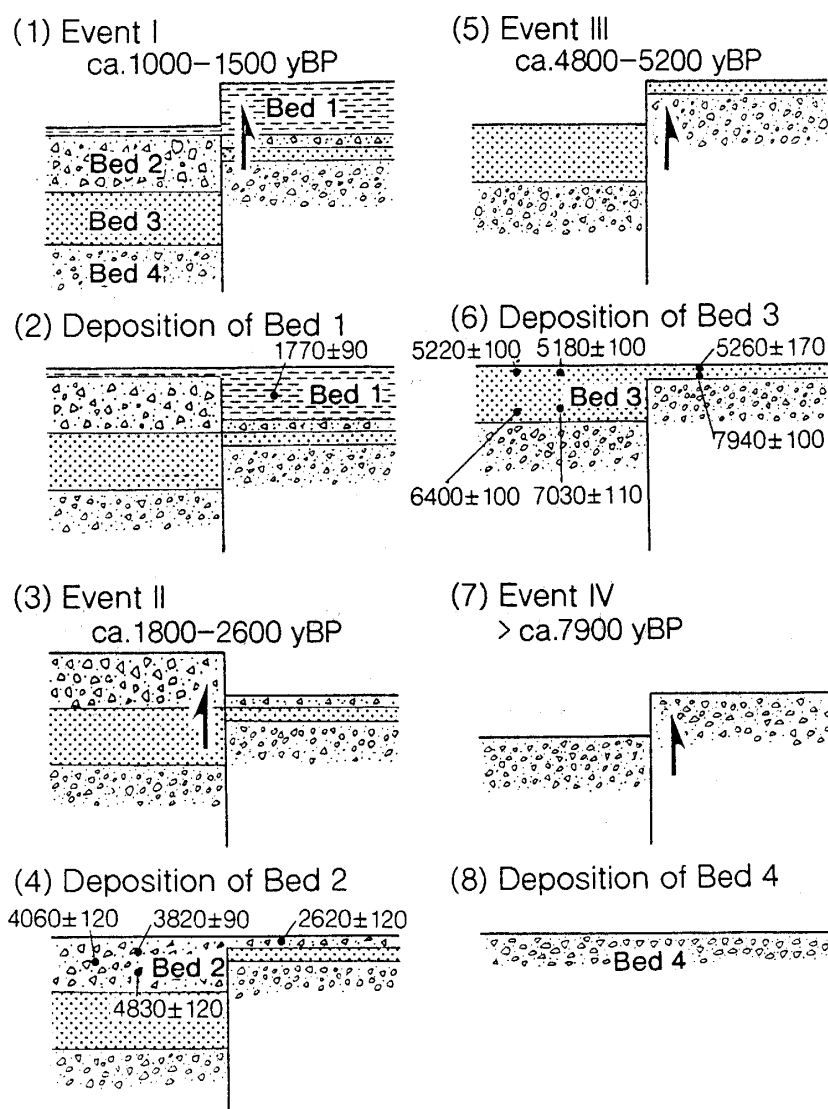
Fig.4. Idealized columnar section of Holocene deposits from valley A.

概して礫質な基底部の堆積物である。本層からは $^{14}\text{C}$ 年代は得られていない。

(2) 谷Aにおける断層運動の時期と変位様式

谷Aでは前述のように谷を横切る北上がりの低断層崖がある。また、上記のように区分した3地点での共通の層相をもつ地層は、低断層崖を境にそれぞれの厚さが異なる。以下では、地形の変化、堆積物の層相変化およびそれらの厚さに基づいて、最近数千年における断層の活動期および変位様式の推定を試みる。

以下の議論は、地表面の変形と断層をはさむ3地点のボーリング資料からのみの推定であり、断層によらない、すなわち小河川での堆積環境の変化に基づく水平方向の層相変化、および堆積後の浸食による厚さの変化などは考慮にいれていない。これらを考慮



第5図 堆積物の層相、厚さに基づく断層活動期と変位の向きの推定を示す模式図。

Fig.5. Sequences of estimated fault based on the stratigraphy across the fault at valley A.

するためにはより多くの資料を必要とするが、現段階では新たな資料を得ることは不可能である。したがって断層イベントの推定はあくまで上記の前提の上でなされたものであり、より確実なことは今後の調査にまたなければならない。なお、以下の推定は縦ずれ変位に限られる。

今回の調査で少なくとも3回（おそらく4回）の断層活動期（イベント）を推定することができ、若い方から順にI, II, III, IVと呼ぶ。以下に、各イベントの認定の基準とイベントの性質、時期について述べる（表2, 図5）。

〔イベントI〕：現地表面の変形から推定される最新のイベント。北から南に流れる河川に沿う谷底平野は、北武断層の延長上で高度が急変する。この高度の急変は本来の谷底平野の勾配としては説明できず、さらにこの小崖は谷を横切るように延びており、周囲の断層地形からみても断層崖であると認定され、2.6~4.2mの北上がりの変位が推定される（図5-1）。この小崖を形成した断層活動をイベントIとよぶ。その時期は、第1層の中部の年代、1770yBPよりも後である。また、この断層による変位が現段階では歴史記録に認められていないから、1000~1500yBP程度の時期に起こった可能性が高い。しかし、時期を特定することはできなかった。

〔イベントII〕：断層の両側での第1層の厚さの違いと第1層の層相から推定されるイベント。第1層の厚さは地点1では約6mであるのに対し、地点2, 3ではそれぞれ0.7, 1.3mに過ぎない。他の条件が同じならば、このように北側（上流側）で厚い堆積物が堆積するためには、南上がりの動きが第1層堆積前にあったことになる。第1層が第2層などに比べて泥質であるのは、南上がりの変位に伴うせき止めに伴い、上流側で細粒物質が堆積しやすくなったことを示しているものであろう（図5-2）。第1層の厚さの違いから第1層堆積以前の変位量を求めると4.7~5.3mとなる。このような南上がりの変位をイベントIIとよぶ（図5-3）。イベントIIの時期は第1層堆積より前で、

表2 推定断層イベントの要約  
Table 2. Summary of reconstructed fault activities.

| Event  | Stratigraphic position  | Age (yBP)     | Basis of recognition                      | Vertical displacement |           |
|--------|-------------------------|---------------|---|-----------------------|-----------|
|        |                         |               |   | Upthrown side         | Amount(m) |
| I      | post Bed 1              | ca. 1000-1500 | fault scarplet dislocating alluvial plain | north                 | 2.6~4.2   |
| II     | pre Bet 1<br>post Bed 2 | ca. 1800-2600 | facies and thickness of Bed 1             | south                 | 4.7~5.3   |
| III    | pre Bet 2<br>post Bed 3 | ca. 4800-5200 | facies and thickness of Bed 2             | north                 | 3.1~3.4   |
| IV (?) | pre Bet 3<br>post Bed 4 | ca. > 7900    | thickness of Bed 3                        | north                 | ca. 3     |



第2層堆積より後となる。第2層上部の $^{14}\text{C}$ 年代が $2620 \pm 120\text{yBP}$ であることから、約2600yBPから1800yBPまでの間に断層活動が生じたと考えられる。

〔イベントⅢ〕：第2層の厚さの差異から推定されるイベント。第2層の厚さは地点1で2.2mにすぎないが、地点2, 3では5.7, 5.3mである。また、第2層はその上下の層相と比べてより礫質となり、この時期に礫を大量に供給するような環境となったことを示している(図5-4)。そこでイベントⅡよりも以前に、北上がりの変位を伴う活動が生じたことが推定される。このときに上流側が隆起することによって河川勾配が増加し、河川に礫が大量に供給されるようになったのであろう。このような北上がりの変位を起こした活動をイベントⅢと呼ぶ(図5-5)。第2層の層厚の差(3.1~3.4m)がこのイベントによる変位量を示している。断層活動の時期は、第3層堆積後、第2層堆積より前(4830yBP~5180yBP)となる。

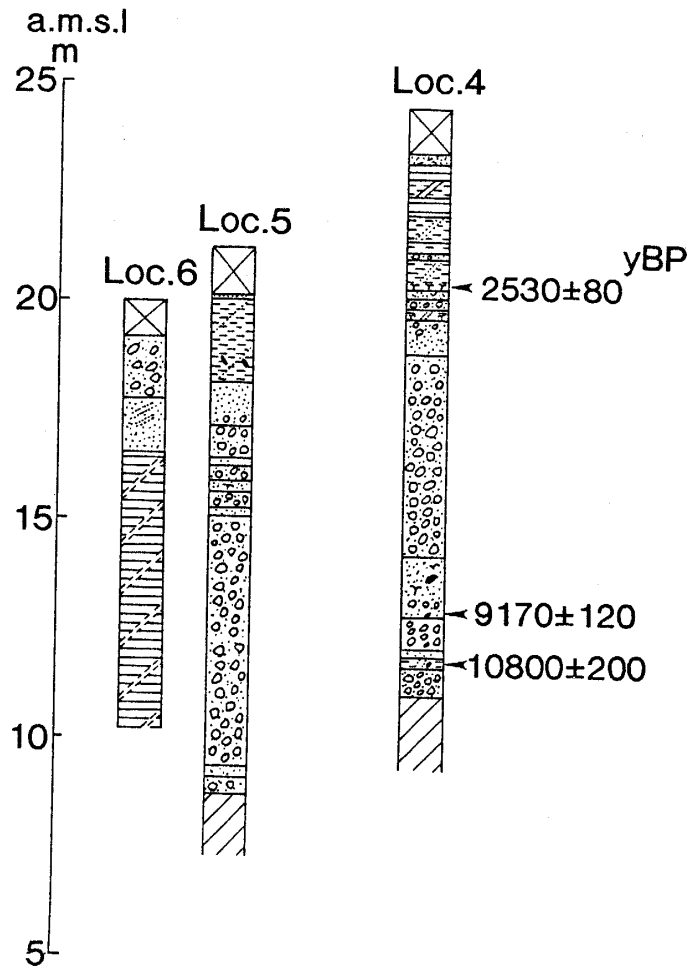
〔イベントⅣ〕：第3層の層厚の差から推定されるイベント。第3層の厚さは、第2層と同様に、地点1よりも地点2, 3の方が約3m厚い(図5-6)。そこで、イベントⅢ以前にも北上がりの変位を伴う断層活動があった可能性がある(図5-7)。この厚さの差はイベントⅢの活動に伴うもので、一つの独立したイベントを示すものではないとも考えられる。しかし、下位の第3層や第4層よりも上位の第2層で粒径が粗くなることを重視すると、上記のようにⅣを独立させて考えた方がよさそうである。第3層の下部の年代が約7900yBPであるからこのイベントの時期はそれ以前と推定されるが、確かな時期を特定することはできない。

北武断層東端部では、上記のように約8000yBP以降少なくとも3回、おそらくは4回のイベントが推定された。縦ずれの量はほぼ同じで、3~4mである。断層活動の再来周期はほぼ1000~1500年から2500年となる。この推定再来周期は、横ずれ断層について従来知られている丹那断層の再来周期、700~1000年(丹那断層発掘調査研究グループ, 1983)よりは長い、糸静線活断層系・大沢断層の再来周期、4000~5000年(糸静線活断層系発掘調査研究グループ, 1988)よりは短く、阿寺断層の約2000年(栗田ほか, 1986)とはほぼ似た周期である。縦ずれ変位の向きは、一般には地形から推定されるように北上がりであるが、イベントⅡのみは南上がりであった。このように、横ずれ断層に伴う縦ずれ変位が時代によって異なったり、時には場所によって異なることは、内外の横ずれ断層の場合にしばしばみられることである(例えば、丹那断層の1930年地震による変位(松田, 1972)、ニュージーランド南島のワイラウ断層(Lensen, 1968))。

### (3) 谷Bにおける完新世堆積物

谷Bの地点4~6においても、谷Aの3地点とよく似た層相の堆積物すなわち礫層と礫混じりシルト層の互層がみられた。これが上記の第1~4層に対比される可能性があるが、 $^{14}\text{C}$ 年代測定が乏しいこともあり、確実な対比の根拠は得ることができなかった。

地点4~6の層相を簡単に記載する(図6)。地点4では、人工的な埋め土の下に層厚3.1mのシルト~粘土質の細粒の堆積物があり、その最下部の腐植質シルトは $2530 \pm 80\text{yBP}$ (GaK-13379)の $^{14}\text{C}$ 年代を示す。これは谷Aの第1層にあたる可能性が高い。その下位では堆積物は徐々に粗粒になり、礫混じりの砂質堆積物が1.4m、さらに礫層が4.6m続く。この礫層のさらに下位の堆積物は、砂層、時にはシルト層をはさむが、概して粗粒の基底堆積物で、標高11.0mで基盤に達するまで続く。基底付近の堆積物



第6図 谷Bで得られた堆積物の地質柱状図と $^{14}\text{C}$ 年代。  
Fig.6. Sections of Holocene deposits obtained from valley B.

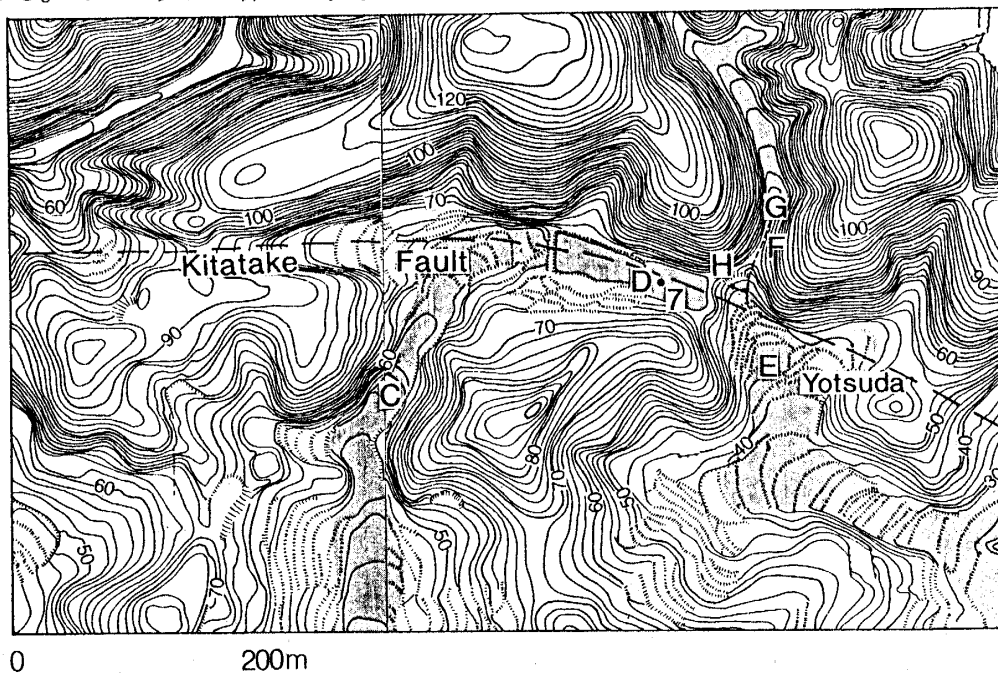
の $^{14}\text{C}$ 年代は $9170 \pm 120 \text{yBP}$  (GaK-13380) および $10800 \pm 200 \text{yBP}$  (GaK-13381) である。地点5では、上位に厚さ約2mのシルト層(多分第1層), そのすぐ下位には厚さ約1mの砂層がある。それ以深は基盤に達するまで礫層であり, 8m以上の厚さをもつ。地点6では, 人工的な埋め土および厚さ1.4mの礫層の下に, ラミナがみられる淘汰のよい砂層が1.2mの厚さであり, それ以深は粘着力の強い青灰色粘土が続く。地点6では固結した基盤まで掘削はできなかった。

なお, 地点5および6は断層の南側であると想定していたが, 谷Aでみられたような断層の両側での系統的な厚さの差異はみられなかった。また, 地点6の基底部の層相(青灰色粘土)は断層破碎帯に当たるようである。おそらくこの地点は谷の西側にある二つの断層のうちの南側の延長を示すものであろう。この南側の断層は三浦層群と葉山層群の境界から指摘される断層(蟹江・太田, 1990)に一致する。北側の断層は予期したように地点4のすぐ南, おそらく地点5付近と思われるが, 今回の調査ではイベントIにあたる谷底平野での高度の急変と, イベントIIにあたる可能性のあるシルト層(第1層)の厚さの違いが認められたが, それ以外のイベントの認定は不可能であった。

#### 4. 四ッ田付近における河川争奪と断層活動

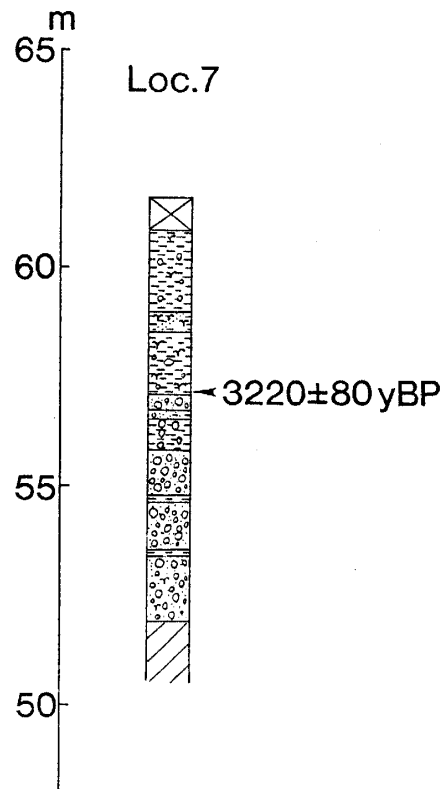
四ッ田付近はKaneko (1969), 安藤 (1972), 太田ほか (1982) などによって右ずれ断層活動に伴って生じた河川争奪の典型として取り上げられている地域である。(図7)。谷Cの上流部はため池の西方付近で急に右(東)に屈曲し, そこには現在の小さい流路とは不釣り合いな広い谷底平野Dがみられる。この谷底平野はその東端で比高約25mの急崖で終わり, その下には河川Eが深く下刻しながら南に流れている。河川Eは地点F付近では急な谷壁をもつV字谷であるが, 地点G付近より上流ではやや広い谷底をもつ, 地点Gより上流における谷底の高度は谷底平野Dに連続するようにみえる。これらのことから, 河川Eの上流部はかつて谷底平野Dを経て谷Cに続いていたが, 断層の右ずれのために屈曲し, ついに東側からの谷頭浸食によって上流部が争奪され, D付近がウィンドギャップとなったものであろう。

そこで, 河川争奪の時期を知るために谷底平野Dの東端部に近い地点7でボーリングを行った(図8)。同地点の層相は地表下4.4m(高度57.2m)の層準で大きく変化し, 下位はシルト混じりの砂礫層, 上位は泥炭質シルト層となる。このような層相の変化は河川争奪によって生じた可能性が大きい。この泥炭質シルト層の下限の $^{14}\text{C}$ 年代が $3220 \pm 80\text{yBP}$ (GaK-13395)であることから, 河川争奪はこの年代の直前に生じたと推定される。河川Eの地形をよくみると, この右岸(西)の谷壁の基部も断層に沿って右ずれをしている(H)ようにみえる。その量を2500分の1国土基本図から求めると約15mとなる。15mのずれが谷Dが争奪された後, すなわち泥炭質シルト層の堆積以降に起こっ



第7図 北武断層東部四ッ田付近における地形。等高線は横須賀市発行2500分の1国土基本図による(間隔は2m)。アミ部は本文で述べる谷底平野。

Fig.7. Map showing an offset of stream near Yotsuda and location of borehole site.



第8図 四ッ田付近地点7の地質柱状図と<sup>14</sup>C年代。  
Fig.8. Columnar section and <sup>14</sup>C age of Holocene deposits at Loc. 7.

たとすると、その平均変位速度は5 m/1000年となり、活動度はA級となる。しかし泥炭層の堆積と横ずれの時期との直接的な関係は明らかではないので、変位速度の推定には不確かさがのこる。また、15mという量の中には河川の浸食による量が入っている可能性を否定できないので、上記の平均変位速度は推定される最大値である。谷Cの横ずれ量(220~225m)を5 m/1000年で割ると、約44000年となり、これが谷Cの屈曲に要した時間を示すものと推定される。

## 5. まとめ

三浦半島中部を横切る北武断層の東部において、断層周辺の7地点でボーリング調査を行い、完新世における断層活動の時期と断層の活動様式の変遷について検討した。北武断層の東端部付近では、約8000年前以降少なくとも3回、おそらくは4回のイベントが推定された。縦ずれの量はどのイベントでもほぼ一定で、3~4 mである。断層活動の平均再来周期は1000-1500~2500年と推定される。このうち1回は、地形から確認された北上がりの変位とは反対の南上がりの変位を示す。このような縦ずれの向きの変化は、北武断層の右横ずれ運動に伴って生じたものである。なお、上記の推定はいくつかの前提のもとにボーリング資料から得られたものであって、前提条件そのものの検討をする必要がある。またより確実な断層イベントの認定にはトレンチ調査がなされなけれ

ばならない。四ッ田付近では、断層運動に伴う河川争奪が約3200yBP頃に生じた。ここでは横ずれの方向の平均変位速度は5 m/1000年で、A級の変位速度を持つことがわかった。

## 謝 辞

本研究の経費は1986年度における横浜国立大学の特定研究（首都圏・南関東地域における地震災害の予知と防止に関する基礎的研究）によるものである。ボーリングの実施および測量に当っては梅沢地質工学コンサルタントの梅沢俊一、横浜国立大学教育学部地理学教室（当時）の学生、能勢博之、山口勝、田口敬子、川口隆、蒔苗耕司の諸氏の協力を得た。また、梶谷実、山田春司、長谷川潔の諸氏および国立療養所久里浜病院には調査地点の立ち入り、土地の使用許可をいただいた。以上の各位に心から感謝の意を表す。また、本論をまとめるにあたり、活断層研究会の各位、横浜国立大学教育学部地理学教室の地形ゼミの各位には多くの助言と批判をいただいた。厚く感謝するとともに、今回の報告ではそれらの批判のすべてに答えられる資料がないことを明らかにして、今後の新たな研究に期待したい。

## 引 用 文 献

- 安藤喜美子（1972）：三浦半島・伊豆半島および兵庫県山崎付近における断層の横ずれによる変位量について。地理学評論，45，716～725。
- 栗田泰夫・佃栄吉・山崎晴雄・水野清秀（1986年）：阿寺断層の最近の活動史。第2回阿寺断層現地シンポジウム報告集，1～11。
- 糸静線活断層系発掘調査研究グループ（1988）：糸静線活断層系中部，若宮・大沢断層の性格と第四紀後期における活動。地震研究所彙報，63，349～408。
- Kaneko, S. (1969) : Right-lateral faulting in Miura Peninsula, south of Tokyo, Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, 75, 716～725.
- 蟹江康光・太田陽子（1990）：横須賀市野比の北武断層と新第三系。横須賀市博物館研究報告（自然），38，25～27。
- 熊木洋太（1982）：三浦半島の完新世段丘と完新世の地殻変動。国土地理院時報，54，41～49。
- Lensen, G. J. (1968): Analysis of progressive fault displacement during downcutting at the Branch River terraces, South Island, New Zealand. Geol. Soc. Amer. Bull., 79, 545～556.
- 松田時彦（1972）：1930年北伊豆地震の地震断層。「伊豆半島」，73～93，東海大学出版会。
- 松島義章（1976）：三浦半島南部の沖積層。神奈川県立博物館研究報告（自然科学），9，87～162。
- 太田陽子・松田時彦・池田安隆・今泉俊文・D. N. Williams・渡辺憲司・小池敏夫・見上敬三（1982）：三浦半島および国府津・松田地域の活断層に関する調査報告書。80p. 付図1，神奈川県。
- 丹那断層発掘調査研究グループ（1983）：丹那断層（北伊豆・名賀地区）の発掘調査。地震研究所彙報，58，797～830。