

1. 駿河湾—相模湾における巨大地震の再来周期

地質調査所 垣 見 俊 弘

1. 小論で扱う記号

大地震の再来周期を扱った論文には、いろいろな notation が用いられているが、ここでは、いわゆる地震性地殻変動区（第5図参照）を対象としていることを考慮し、主として瀬野（1977a）のそれに従い、次のようにあらわす。

V_A : 地震時の隆起量。

V_R : 地震後の余効的沈降量（＝真の逆もどり量）。

V_S : 地震間（平時）の沈降量（＝いわゆる逆もどり量。 V_R を含める場合と、含めない狭義の場合がある）。

V_U : 残留隆起量、 $V_U = V_A (-V_R) - V_S$ 。

T : 地震の“再来周期”。

T_β : 前兆地殻変動期間（この期間には沈降はないと仮定する、瀬野、1977a）。

$\bar{v}_{up}$: 地殻（段丘）の平均隆起速度、 $\bar{v}_{up} = V_U / T$ 。

$\bar{v}_{sub}$: 地震間の平均沈降速度、 $\bar{v}_{sub} = V_S / T$ または $\bar{v}_{sub} = V_S / (T - T_\beta)$ 。

d : 地震間の“逆もどり率”、 $d = V_S / V_A$ または $d = V_S / (V_A - V_R)$ 。

H : 段丘の高度。

Δ : “海水準変動”量。過去に一時に生じた量として扱う。現在海水準変動があったとしても、それは V_S や $\bar{v}_{sub}$ のなかに含まれていると考える。

P : 海成段丘の形成（離水）年代。

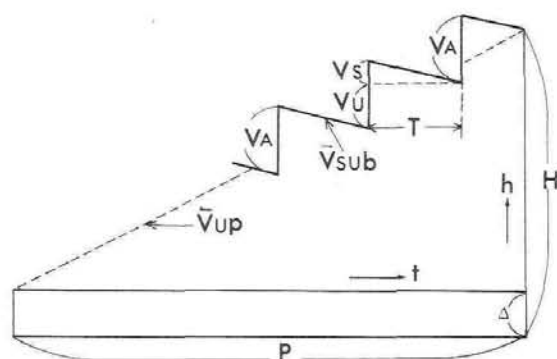
これらのうち主要な量の関係を第1図に示す。ここでは V_R と T_β は無視する。

V_R と T_β を考慮した図は第3図を参照。

2. 地震の再来周期を求める一般式と、

地震性地殻変動区におけるその特殊解

地質学的長期間にわたって蓄積されてきた断層変位または地盤の昇降によって、地震の周期を見積ることができるためには、地震発生が周期的であるという大前提のほ



第1図 地震性地殻変動区における変位累積の概念図

かに、地殻変動の定常進行性の仮定、すなわち、地震時の急速な変位量、および地震間の慢性的な変位の様式（速度など）が、問題にしている期間では変化しなかったとの仮定が必要である。

これが成立する限り、同一地区からの地震発生間隔 T は、次の一般式で表わされる（松田、1969；Wallace, 1970）

$$T = D / (S - c) \dots\dots(1)、または$$

$$T = (D + u) / S \dots\dots(2)。$$

ここに、 D は地震時の変位量、 S は地質学的長期間における平均変位速度、 c は地震間における平均変位速度、 u は地震間の変位量である。この場合、 c または u は、 S または D と同じセンスならば正、逆センスならば負の量である。

これを、地震性地殻変動区における変動特性にあてはめ、それぞれの量の符号を考慮して前節の notation で表わすと、(1) および (2) はそれぞれ、

$$T = V_A / (\bar{v}_{up} + \bar{v}_{sub}) \dots\dots(3)、および$$

$$T = (V_A - V_S) / \bar{v}_{up} \dots\dots(4)$$

となる。

(3)(4)式における $\bar{v}_{up}$ は、段丘高度 H とその形成年代 P により、

$$\bar{v}_{up} = (H - \Delta) / P \dots\dots(5)$$

として地形・地質の情報から得られ、一方、 $\bar{v}_{sub}$ または V_S は測地学的に求められる。(5) を (3) に代入すれば

$$T = \frac{V_A \cdot P}{(H - \Delta) + \bar{v}_{sub} \cdot P} \dots\dots(6)$$

を得る。この式から、 T を計算するのに最低必要な情報は何か分かる。なお、(6)においては、地震間の逆もどり量 V_S や、逆もどり率 d はかならずしも必要な量ではなく、 T がわかればその結果として与えられる。しかしもし別な手段で V_S か d がわかれば、(6)式以外の T を求める式が得られる。

ところで、地震を含む地殻変動の定常進行性については、Sugimura & Naruse (1954) が南関東各地における沼面高度 N (m) とその地点での大正地震時の隆起量 G (m) との間に

$$N = 1.1 G + 6 \dots\dots(7)$$

の関係があることを示したことにより、その定量的な基礎を得た。その後の各地の研究から、地震性地殻変動区においては、(7)を一般化した

$$H - \Delta = a V_A \dots\dots(7)'$$

が成立していることが認められてきた。さらにもし V_A の代りに V_U ($= V_A - V_S$) を

用いた

$$H - \Delta = nV_U \dots\dots(8)$$

もまた成立することが認められるならば、これからも地震の再来周期を計算することができる。すなわち、 $V_U = V_A - \bar{v}_{sub} \cdot T$ 、 $n = P/T$ を(8)に代入すれば直ちに(6)を得る。

ある地域で(7)' または(8)が成り立つことは、その地域全体が同一地震発生区に属しており、そのなかの任意の一地点で求められた T は、その地域全体の地震周期を代表することを意味する。残念ながら駿河湾西岸では、(7)' または(8)が成立しているかどうかを検討するに足るだけの段丘高度分布が知られていない。安政地震時の V_A の分布がおぼろげながら知られてきた(石橋、1977)現在、これに対応する H の分布調査が切望される。

もし V_A と H の分布がわかった結果、計算された T の分布が、たとえば駿河湾西岸の南半と北半では大きく異なるような結果が得られるならば、茂木(1977、本資料集)の仮説の検証となるばかりか、来るべき駿河湾地震の性格を占うのに役立つであろう。

3. 御前崎における沼面の高度と、御前崎面の形成年代

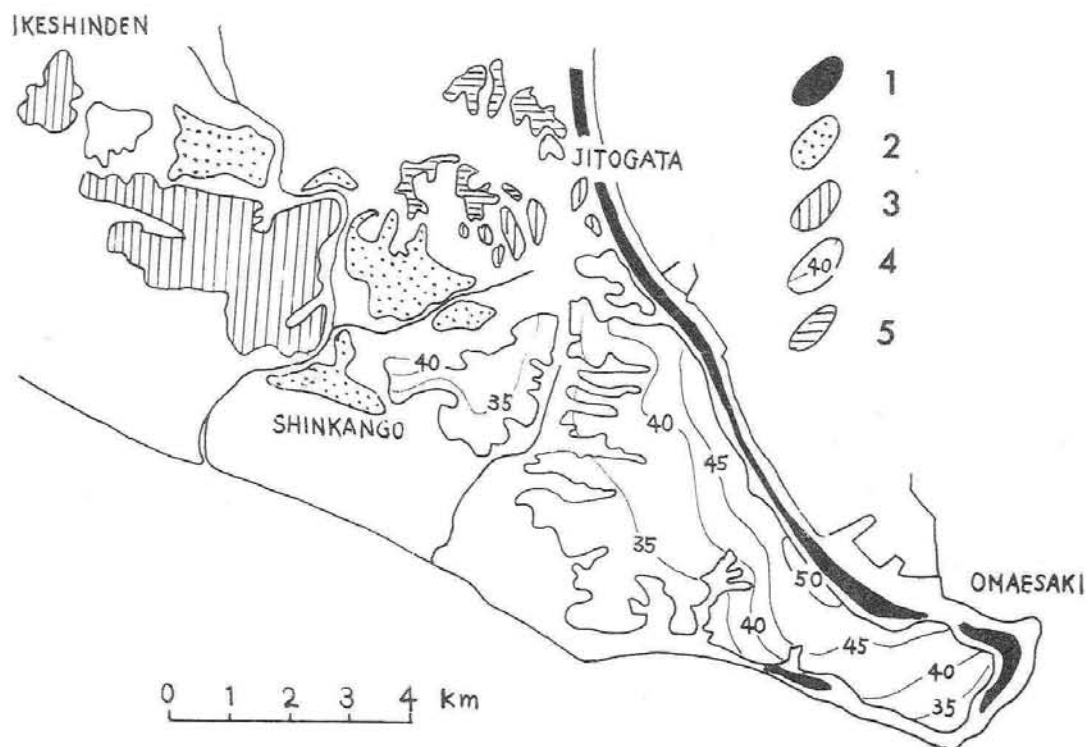
御前崎付近の沖積海進面、すなわち沼面相当面については、従来はその存在すら明らかではなく、最近の研究(長田、1976; 加藤 1976)においても見解が分れている。

両説の結論のみを要約すると、加藤によれば、当地域の沼面相当面は、御前崎段丘をとり囲むように現在の海岸線とほぼ平行なせまい帯状をなして分布し、その高度は4~5mで、また御前崎面に見られるような傾動を示唆する高度差も認められないという。これに対して長田によれば、沼面は御前崎半島のつけ根のやゝ内陸に分布する、高さ12~13mの堀野新田面がこれに相当するという(第2図参照)。

この問題については、最近地質調査所の坂本・山崎・磯部の3氏が現地調査により検討した結果、海拔約10mの堀野新田面を沼面に対比するのが妥当であろうとの一応の結論を得た。この調査では、堀野新田面に浅い試錐を行ない、2~3mの砂丘砂の下に、後背湿地成と思われる炭質物を含む泥質堆積物が認められた。残念ながら炭質物の量が少ないため、これの ^{14}C 年代測定は未だ行なっていないが、この面を浅く削り込んだより若い面(しかし加藤の沖積段丘面よりは高い)を構成している堆積物からは、およそ2,500年前という ^{14}C 年代が得られている。

同氏らの調査の詳細は、坂本ほか(投稿中)を参照されたい。

標高50~30mで南西への傾動を示す御前崎面の形成年代についても、すでに紹介(垣見、1977)したように諸説があった。すなわち、牧の原面(≡下未吉面)の延長であるとする従来の説(たとえば土、1960など)のほかに、長田(1976)の小原台面相当



第2図 御前崎付近の地形面区分(長田1976、加藤1976より編集)。1:加藤(1976)の沖積段丘面、2:長田(1976)の堀野新田面、3:後御前崎-先堀野新田面(長田1976の地頭方Ⅱ面)、4:御前崎面(コンターは面高度)、5:牧の原面。

説、および加藤(1976)の三崎面相当説である。

この問題についても前述の坂本氏らと討論したが、時代の決め手となる証拠に乏しいため、断定的結論までには至らなかった。しかし筆者としては、御前崎面は小原台面相当と考えるのが妥当と思う。その理由は、牧の原面と御前崎面とでは解析の程度が大きく異なること、また两段丘が接近している場所でも相当の高度差が認められるので、この両面が同時代に形成されたとは考えられないこと、しかも、牧の原面と御前崎面の間にはその中間の時代を示す面は認め難いこと、等から、御前崎面は牧の原面(≡下末吉面)より一時代だけ若いと考えるのが妥当であろう、と言うことである。

4. 御前崎付近の地殻変動から求めた再来周期

P 、 Δ 、 H 、 V_A および $\bar{v}_{sub}$ の5量にはいずれにも相当の誤差または変動幅を見込まなければならないが、ここでは、それぞれについて“基準値”を設け、一応はこれにもとづいて計算してみる。“基準値”の選定理由は次に示すが、なかにはあまり根拠のないものもある。以下の数値にアンダラインを付したのが“基準値”である。

1) 沼面高度から求めた再来年数

- ① P (沼面の離水年代): 5,000~6,000年。5,000年は房総南端部の沼段丘堆積

物の ^{14}C 年代(Yonekura, 1975)によった。

- ② Δ (沼面以降の海面低下量) : $0 \sim \underline{2} \sim 4\text{m}$ 。現代の通説(町田、1973など)に従った。
- ③ H (沼面高度) $\underline{10} \sim 12\text{ m}$ 。現在の堀野新田面の高さは 13 m 程度であるが、 $2 \sim 3\text{ m}$ の砂丘砂に蔽われていると見られるのでその分を差し引いた(前節参照)。
- ④ V_A (地震時の隆起量) : $0.9 \sim \underline{1.2} \sim 1.5\text{m}$ 。(3~4~5尺)。石橋(1977)は安政地震について $0.8 \sim 1.2\text{m}$ としている。御前崎の地震隆起について、今村(1943)は穿孔貝の跡から安政地震時には $80 \sim 100\text{cm}$ 、宝永地震時には 110cm であるとしている。ただし今村は、安政の隆起量はそれ以後の沈下をも考慮した上で推定しているのに、宝永の隆起量の推定に際しては、なぜか宝永-安政間の沈下を考えていない。もしこの間147年の沈下速度が現代と同程度($5\text{ mm}/\text{年}$)だったとすると、宝永の隆起量は 1.8m 以上となり、やゝ過大と思われる。なお、筆者は穿孔貝の跡から地震隆起を推定する方法には懐疑的で、少なくとも逆もどり率が 50% を超える場所では原理的に不可能だと思っている。ただし、宝永・安政の両地震では、御前崎周辺の横須賀(西方約 25 km)、相良(北方約 10 km)でも約 1 m は隆起している(藤井、1975など)ので、御前崎の隆起量は位置的にみてこれらを上まわったと見てもおかしくはない。 1.2 m はこれらの点を考慮して決めた。
- ⑤ $\bar{v}_{\text{sub}}$ (地震間の平均沈降速度) : $4 \sim \underline{5} \sim 6\text{ mm}/\text{年}$ 。御前崎地点における測定の記録はないが、 $5\text{ mm}/\text{年}$ は静岡において1895年以来約80年間に 40 cm 沈下し、かつ御前崎-駿河湾西岸の沈下速度はほぼ同じであったという佐藤(1976)の推定によった。

以上のうち“基準値”を(6)に代入すると、 $T = 182$ 年を得る。

つぎに、以上の5量のうち4量を“基準値”に固定し、1量のみを変化させると T は以下のようなになる。

- ① $P = \underline{5,000} \sim 6,000$ 年の場合、 $T = \underline{182} \sim 189$ 年
- ② $\Delta = 0 \sim \underline{2} \sim 4\text{ m}$ の場合、 $T = 171 \sim \underline{182} \sim 194$ 年
- ③ $H = \underline{10} \sim 12\text{ m}$ の場合、 $T = \underline{182} \sim 171$ 年
- ④ $V_A = 0.9 \sim \underline{1.2} \sim 1.5\text{ m}$ の場合、 $T = 136 \sim \underline{182} \sim 227$ 年
- ⑤ $\bar{v}_{\text{sub}} = 4 \sim \underline{5} \sim 6\text{ mm}/\text{年}$ の場合、 $T = 214 \sim \underline{182} \sim 158$ 年

ちなみに $T = 182$ 年とした場合の“逆もどり率” $d = 76\%$ となる。

以上のうちの2量以上を同時に変化させた場合には T の変化幅はより大きくなる場合があることは言うまでもない。

ここで注目されるのは、 P 、 Δ 、 H を相当変化させても T はさほど変化しないが、 V_A

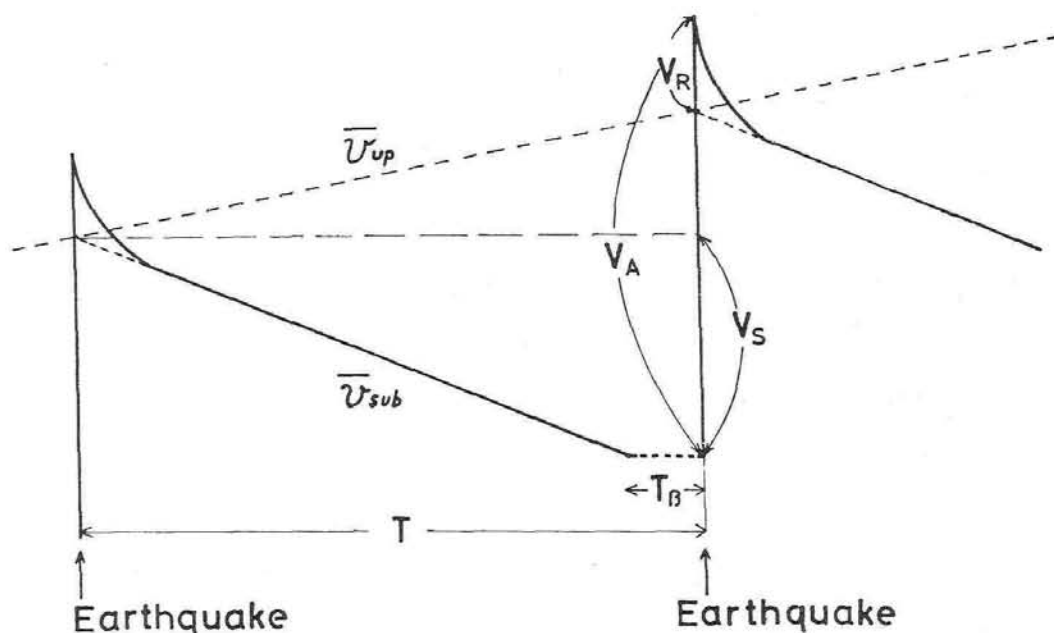
と $\bar{v}_{sub}$ 、なかでも V_A の変化による T の変化幅が大きいことで、 T の見積りのためには V_A の信頼度を高めることが必要であることを示唆している。

2) 御前崎面高度から求めた再来年数

P 、 Δ 、 H とも精度や変動幅に問題があるので、参考値として見て戴きたい。

- ① P (御前崎面の離水年代) : 80,000年。前節により御前崎面を小原台面に対比。
 - ② Δ (小原台期の海水準) : -20 m。現在定説はなく、少なくとも現海水準よりは低く、-50 mよりは高かったであろうという程度。ただし Δ の変化が T に与える影響は小さい。
 - ③ H (御前崎面高度) : 50 m。最高点をとった。御前崎面高度は 50 m ~ 30 m とせまい範囲で変動 (南西 ~ 傾動) しているため、本来ならば V_A より地震時の傾動量と比較する必要があり、少なくとも H と V_A は厳密に同一地点で比較する必要がある。
 - ④ V_A および⑤ $\bar{v}_{sub}$ を前述の“基準値”にとれば、再来年数として $T = 204$ 年を得る。
- この値は、沼面高度から求めた T より若干長めであるが、精度を考えればそう違わないとも言える。なお、とくにこの数値を扱う場合には、定常進行性の仮定をも検討する必要がある。南関東では最近数千年間の変動速度は、過去約 10 万年間のそれに比べて約 2 倍程度大きいという見解 (たとえば岡、1974) もあるので、再来年数の計算には、なるべく若い時代の段丘を利用するのが望ましい。

5. 瀬野 (1977a) による再来周期の紹介



第3図 地震性地殻変動区における地盤上下運動の概念図 (瀬野、1977a)。

小論が資料集の性格をも有することを考慮し、瀬野(1977a)および瀬野(in press)による、駿河湾-相模湾地域の各地で得られた再来周期を集録しておくことにする。

瀬野の方法も本質的には前述の方法と同じで、 $\bar{v}_{up}$ と $\bar{v}_{sub}$ から T を求める(3)式を基本とし、その中に地震後の余効的沈降量 V_R と、前兆変動期間(この間は沈降がないと見る) $T\beta$ を考慮し、 T の見積りの精密化を図っている(第3図)。ただし V_R 、 $T\beta$ の代りに、それらと V_A 、 T との比である $r=V_R/V_A$ 、 $\beta=T\beta/T$ を補助的なパラメータとして用いている。

瀬野(1977a)においては、 T 、 d に対する考え方が独特である。 T は“周期”という個有の量ではなく、次の地震の準備期間と見ている。 d は前の地震隆起に対する“逆もどり率”(従来の考え方)ではなく、次の地震隆起 V_A に対応する準備としての沈降量 V_S の割合を表わす係数と考えている。したがって T も d も、次の地震隆起量としてある V_A を指定したときに決まる量である。 T が再来“周期”であるためには V_A がつねに一定であるという仮定が必要である。

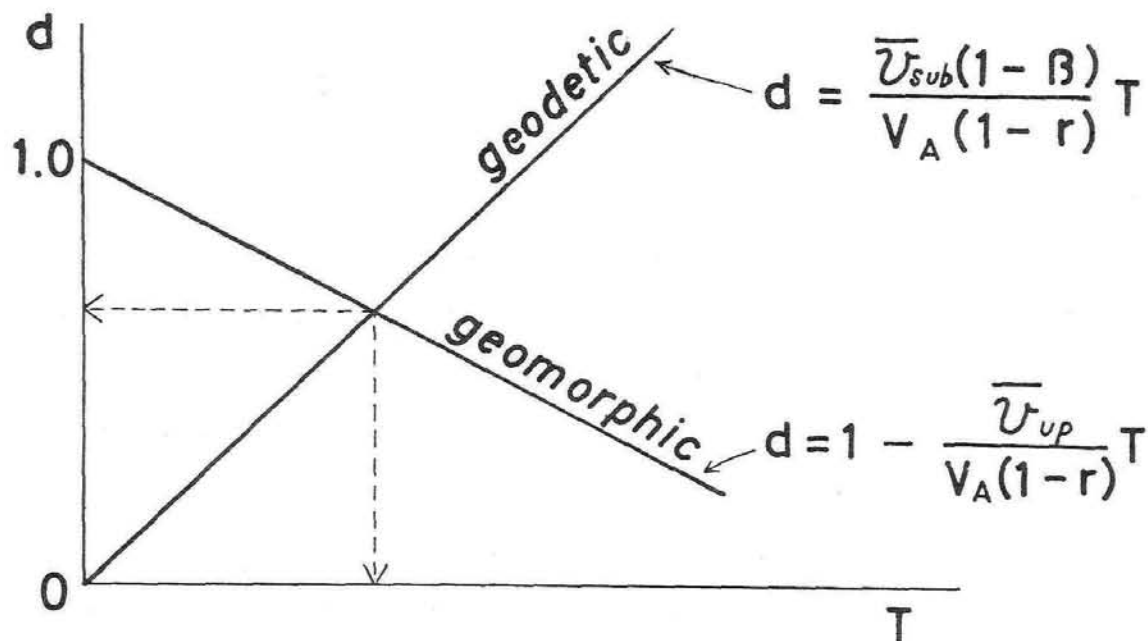
d 、 T の関係は次の2式で表現される。

$$d = 1 - \frac{\bar{v}_{up}}{V_A(1-r)} T, \dots\dots(9)$$

$$d = \frac{\bar{v}_{sub}(1-\beta)}{V_A(1-r)} T, \dots\dots(10)$$

(9)、(10)を連立させ、 T について解くと、

$$T = \frac{V_A(1-r)}{\bar{v}_{sub}(1-\beta) + \bar{v}_{up}} \dots\dots(11)$$



第4図 $d-T$ ダイアグラム(瀬野1977a)。

を得る。(3)式は(1)において $r=0$ 、 $\beta=0$ とした場合にはかならないことに注意。なお、 d 、 T に関する2式を連立させて(d 、 T)を導くという方法は、藤井(1972)も用いている。藤井は d の代りに $1-d=k$ (残留隆起率)を使った。

(9)、(10)の両式は $d-T$ のグラフではともに直線で表わされ、その交点として(d 、 T)が定まる(第4図)。これを $d-T$ ダイヤグラムと呼ぶ。ある V_A を与えたとき、 $d-T$ ダイヤグラムにおける直線(9)、(10)の傾きを決めるパラメータ $\bar{v}_{up}$ 、 $\bar{v}_{sub}$ 、 r にある誤差の幅を与えたときは、(9)、(10)ともに傾きの異なる直線群で表わされ、(d 、 T)はそれらの交点群としてある領域に散らばることになる。この図示法はあらゆる誤差を同時に評価でき、したがって T の範囲も一目で検討できる点で、前述の“古典的”方法よりも優れている。

以下には、瀬野が画いた地震性地殻変動区(第5図)内の各地の $d-T$ ダイヤグラムのうち、駿河湾-相模湾関係のものを示す。

1) 清水の上下変動(第6図、瀬野、1977aによる)

$V_A=1.5\text{ m}$ を与え、 $H=300\text{ m}$ (有渡丘陵の下末吉面)、 $\Delta=0\text{ m}$ 、 $P=12\sim13$ 万年、したがって $\bar{v}_{up}=2.3\sim2.5\text{ mm/年}$ を得る。 $\bar{v}_{sub}=3.5\sim6.0\text{ mm/年}$ は測地データを採っている。 $\bar{v}_{up}$ 、 $\bar{v}_{sub}$ のそれぞれ最大・最小値に対して $r=0$ の場合の直線を細線で、 $r=0.2$ の場合を太線で示し、 β は0.1に固定している(以下の図の表現法は10図を除きすべて同じ)。

この地区の場合は、瀬野(1977a)も指摘するように、有渡丘陵の下末吉面が曲線的な変形をしていることが問題である。

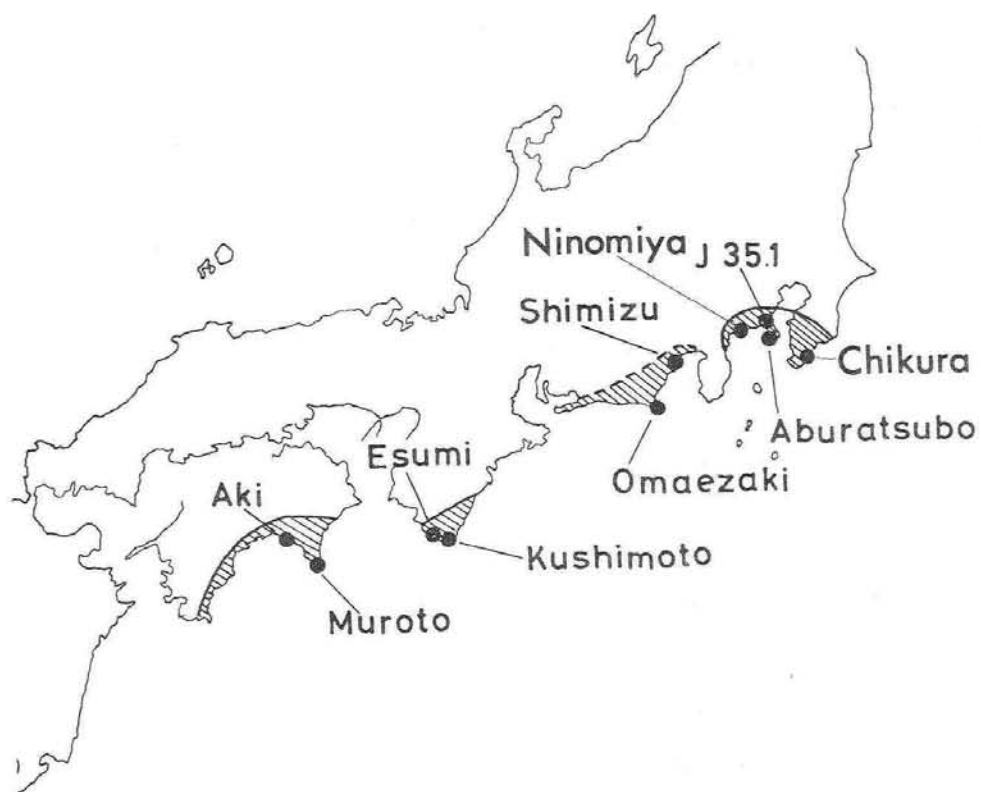
2) 御前崎の上下変動(第7図、瀬野1977aによる)

$V_A=1.2\text{ m}$ を与え、御前崎面の年代を6~8万年の幅で与えたときの $\bar{v}_{up}$ と、沖積面高度を加藤(1976)により4.5~5.0 mとしたときの $\bar{v}_{up}$ を考慮し、 $\bar{v}_{up}=0.4\sim1.0\text{ mm/年}$ を与えている。 $\bar{v}_{sub}=4\sim6\text{ mm/年}$ は佐藤(1976)による。

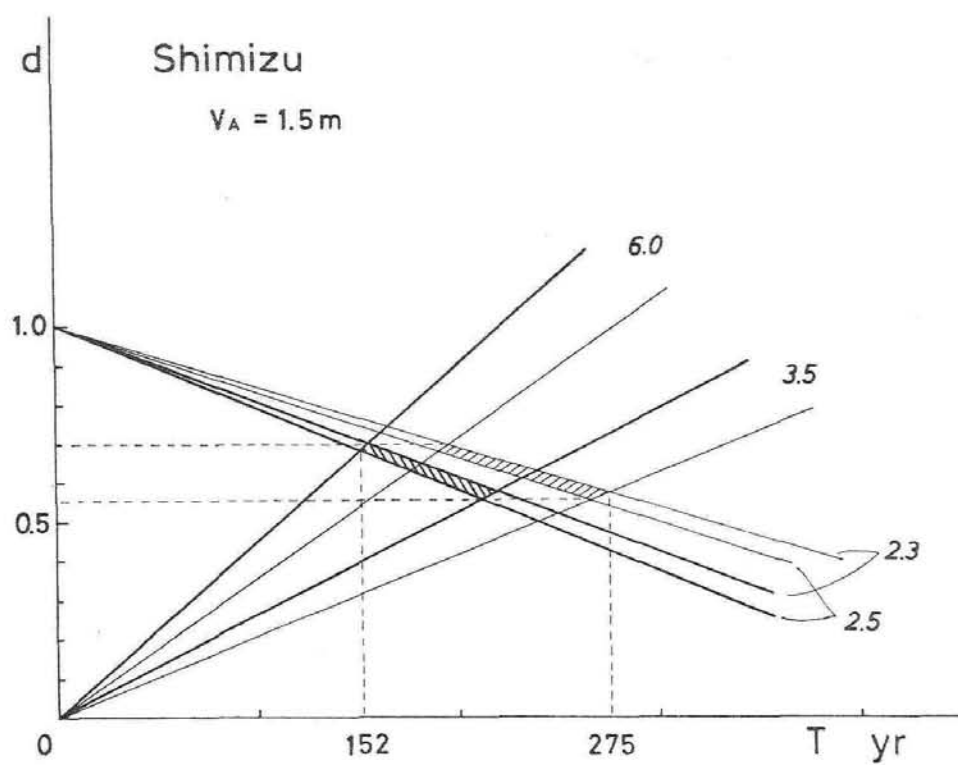
なお、前節で筆者が再検討した数値に基づいて再計算した d 、 T については瀬野(1977b、本資料集)を参照。

3) 油壺のJ35.1に対する変動(第8図、瀬野1977aによる)。

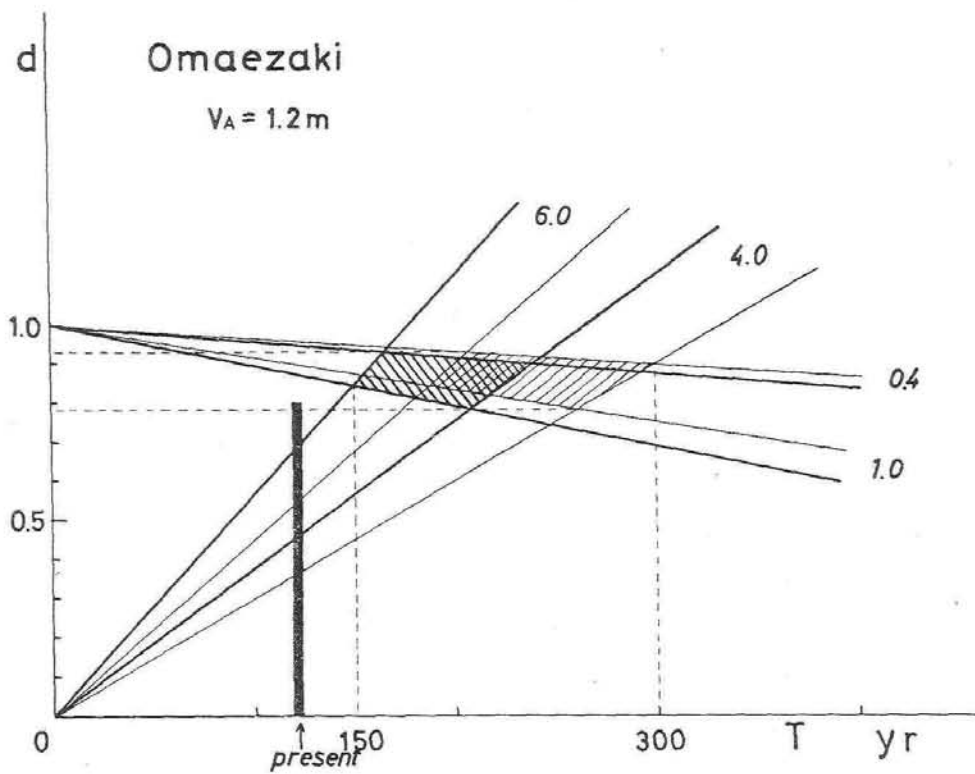
ここでは、大正関東地震時の $V_A=1.0\text{ m}$ 、沼面高度 $H=10\sim13\text{ m}$ 、これによる $\bar{v}_{up}=1.7\sim2.6\text{ mm/年}$ 、 $\bar{v}_{up}=0.9\sim2.0\text{ mm/年}$ (檀原、1971による)は、すべて油壺-J35.1の相対量として与えられている。実は瀬野の試算は、原則として同一地震による2点の変動の差によって行われている。1)、2)は近くにそのような2点を得られな



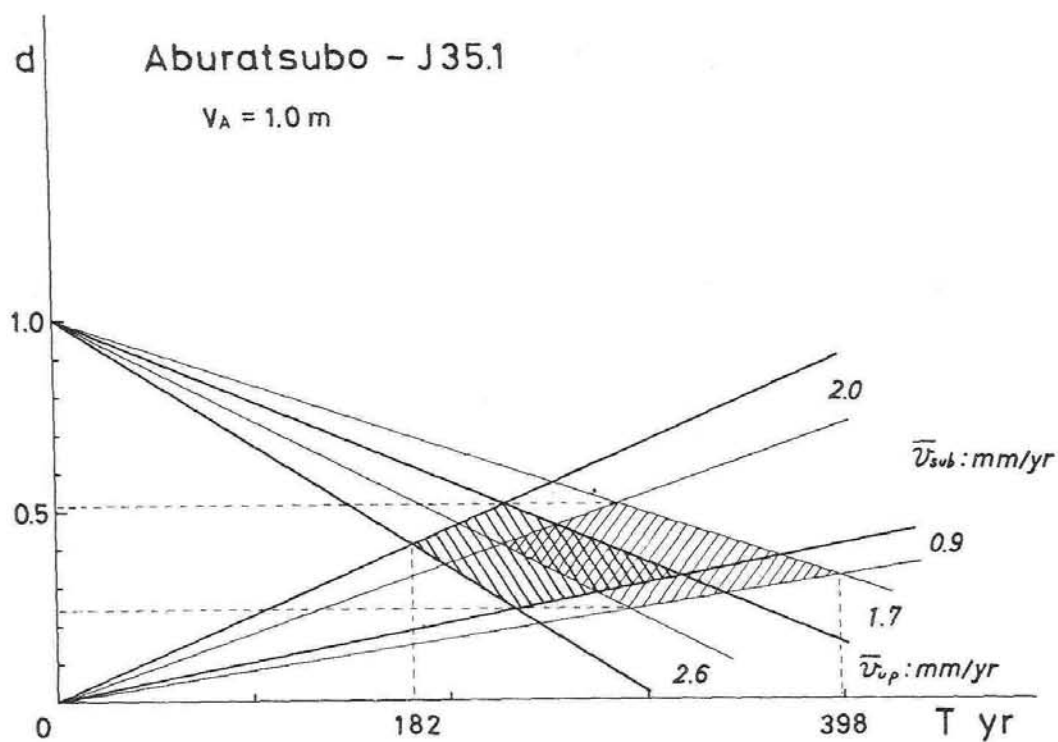
第5図 地震性地殻変動区と瀬野(1977a、in press)の再来周期計算地点(瀬野、1977aに加筆)。



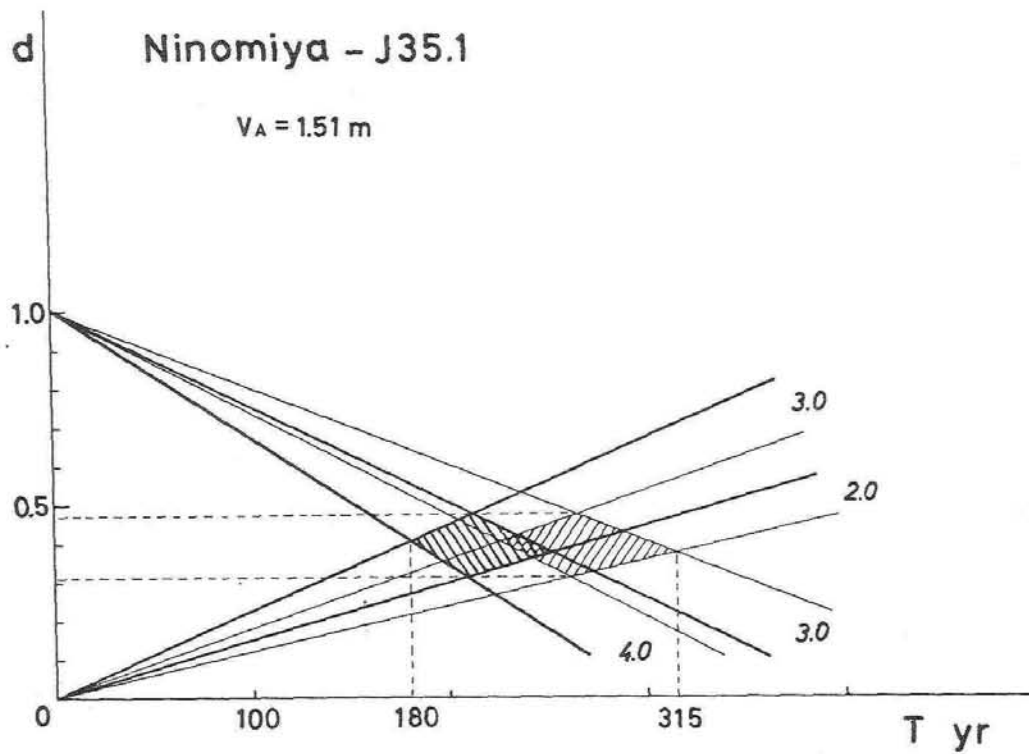
第6図 清水の上下変動に対するd-Tダイアグラム(瀬野、1977a)



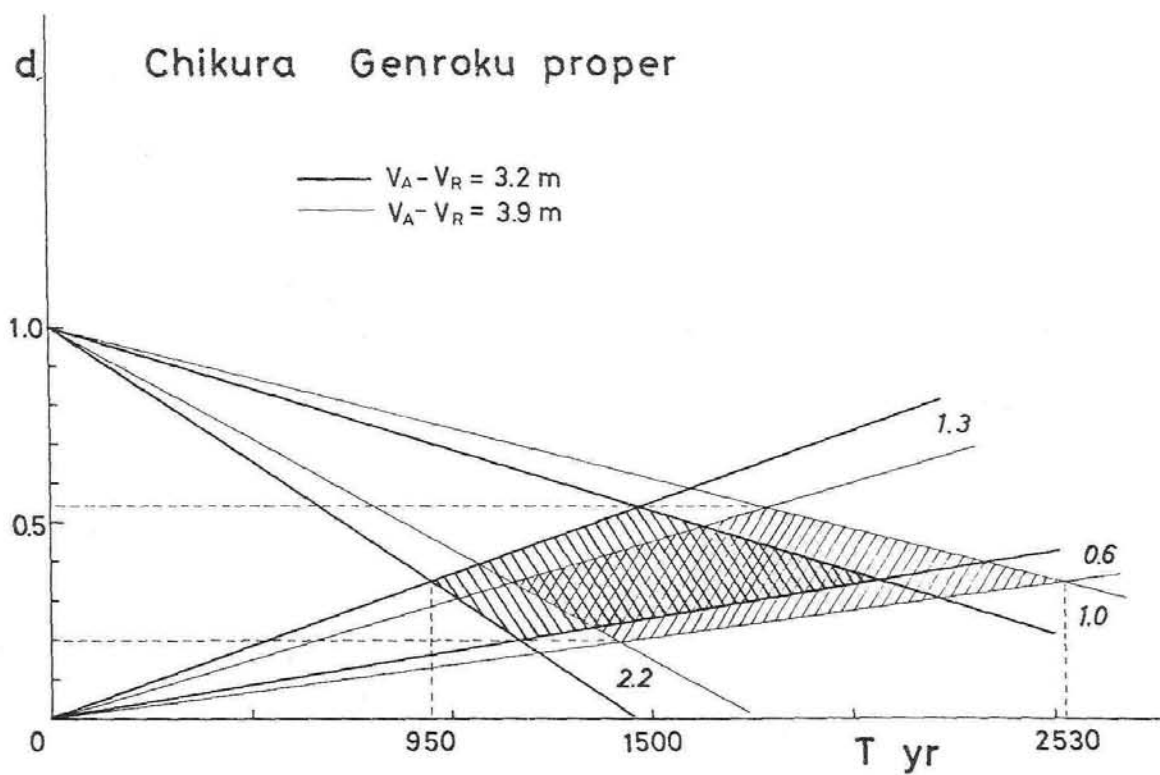
第7図 御前崎の上下変動に対する $d-T$ ダイアグラム (瀬野, 1977a)



第8図 油壺の J35.1 に対する上下変動に関する $d-T$ ダイアグラム (瀬野, 1977a)



第9図 二宮の J35. 1 に対する上下変動に関する d - T ダイアグラム (瀬野、in press)。



第10図 千倉の上下変動のうちG型地震に関連した部分に対する d - T ダイアグラム
(本文説明参照) (瀬野、in press)。

いための止むを得ない措置である。

4) 二宮(J43)のJ35.1に対する変動(第9図、瀬野、in pressによる)

同じく $V_A = 1.51 \text{ m}$ 、 $H = 20 \sim 18 \text{ m}$ から導びかれた $\bar{v}_{up} = 3.0 \sim 4.0 \text{ mm/年}$ 、 $\bar{v}_{sub} = 2 \sim 3 \text{ mm/年}$ は、すべて J43 - J35.1 の相対値として与えられている。

5) 千倉(房総南部)における元禄型地震の周期(第10図、瀬野 in press による)。

松田ら(1974)と異なり、元禄型プロパーの地震(以下G型地震とよぶ)と大正型地震(T型地震)とは相補的ではなく、それぞれ独立した周期をもつ地震で、しかも1703年地震はT型とG型の重なり合った地震と見る。千倉付近の沼面高度 H もこの2種類の地震隆起が累積されたものとする。T型地震隆起と沼面高度の関係は湘南全域について、 $H_T = 12 V_{AT} + 1$ の関係(瀬野、in press)にあるので、千倉でも V_{AT} の12倍をもって沼面高度のうちT型地震による累積隆起量 H_T とし、残りをG型地震による隆起量 H_G と仮定する。これよりG型地震による $\bar{v}_{upG} = 1.0 \sim 2.2 \text{ mm/年}$ を得る。 $\bar{v}_{sub}$ も隆起と同様の割合で、T型とG型に比例配分し、 $\bar{v}_{subG} = 0.6 \sim 1.3 \text{ mm/年}$ と見積る。 V_{AG} も元禄地震隆起から大正地震隆起を差し引いた値を用い、この場合には V_R も織り込みずみの量として $V_A - V_R = 3.2 \sim 3.9 \text{ m}$ を得る。かくして、千倉におけるG型地震の周期が求められた。瀬野(in press)の研究を現実にあてはめると、南関東ではおよそ200~400年に1度T型地震が起るが、そのうち何回かに1回はG型地震が加わり、G+T型、つまり1703年型地震となる。その間隔はおよそ1,000~2,500年ということになるだろうか。

6. あとがき

小論の骨子を発表した予知連東海部会の席上で、用いた段丘の違いや、ちょっとした数値の差によって、“同じ地震の再来周期なのに50年も違うとは!”とか、“たった50年しか違ってない、よく合っている”等のやりとりがなされたので、小論では再来周期の試算結果のみではなく、方法や意義についても解説することにした。そのため少しく冗長になったことを弁解しておきたい。

なお当日の会合には瀬野徹三氏も最新の成果を発表されるはずだったが、事情で出席できなかったため、止むなく筆者が代弁し、いきがかり上小論にも紹介するはめになった。紙数の関係と筆者の浅学のため、同氏の主張するところが充分紹介されていないと思うので、正確な理解のために、ぜひ本物(瀬野1977a、および瀬野、in press)も読んで載きたい。このことを強調するのは、当日の筆者の発表に対して藤井陽一郎氏から次のような指摘が寄せられた(藤井、1977、本誌)からである。それは、「瀬野氏の式には、

$\bar{v}_{sub}$ と H の地域分布がわかってはじめて得られる“ある係数”を直接にはとり入れていないので、見かけ上、1地点における $\bar{v}_{up}$ と $\bar{v}_{sub}$ とが分れば T が出てくる結果になる」ことに注意しておられる点である。しかし瀬野氏は実際には“ある係数”の意義は充分認めており、そのことは上記の両論文、とくに瀬野(in press)を読めば理解いただけると思う。清水と御前崎のデータは、 H の地域分布が知られていないための止むを得ない試算だったのである。藤井氏も当日は筆者の紹介でしか瀬野論文を知り得なかったのだから、上記のような印象を受けられたのなら、これはやはり筆者の紹介の仕方が不十分だったせいだと反省している。

文 献 (題名は検索に必要なもののみを示す)

- 檀原 毅 1971, 測地学会誌 17, 14-21
- 藤井陽一郎 1972, 神奈川地学 5, 125-128
- 1975, in 「東海沖地震」, 18-27
- 今村 明恒 1943, 地震 15, 217-224
- 石橋 克彦 1977, 地震予知連会報 17, 126-132
- 垣見 俊弘 1977, 地震予知連地域部会報告 1, 28-34
- 加藤 哲三 1976, MS, 静岡県御前崎における第四紀後期の地殻変動。横浜国大地理卒論。
- 町田 洋 1973, 地学雑誌 82, 53-76
- 松田 時彦 1969, 科学 39, 398-407
- , 太田陽子, 安藤雅孝, 米倉伸之 1974, in 「関東地方の地震と地殻変動」 ラティス刊 157-192
- 茂木 清夫 1977, 地震予知連絡会東海部会資料 45-51
- 岡 重文 1974, in 「関東地方の地震と地殻変動」 ラティス刊 147-156
- 長田 敏明 1976, MS, 牧の原台地およびその周辺の第四紀地史について。都立大地理修論。
- 坂本 亨・山崎晴雄・磯部一洋・伊藤吉助・後藤 進(投稿中), 静岡県御前崎付近の沖積海成段丘について, 地質調月報 29,
- 佐藤 裕 1976, 地震予知連地域部会報告 1, 19-27
- 瀬野 徹三 1977 a, 地震 2輯 30, 25-42
- 1977 b, 地震予知連絡会東海部会資料 25-27

—— (in press) 地殻上下変動より推定された相模トラフ巨大地震の再来
周期。地震，2輯。

Sugimura, A. and Y. Naruse, 1954, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **24**,
101-113

土 隆一 1960, 地質雑誌 **66**, 639-653

Wallace, R. E., 1970, *Geol. Soc. Am. Bull.* **31**, 2875-2890

Yonekura, N., 1975, *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, **7**, 19-71