

II-26 北海道太平洋沿岸の津波高について

北大工	正員	佐伯 浩
〃	学生員	・大柳幸彦
〃	正員	尾崎 晃
栃木県庁	〃	吉田 隆

§1. 緒論

北海道の太平洋岸には、海岸線にほぼ平行にいわゆる環太平洋地震帯が存在するため、過去にも度々、津波に襲われている。幸いにも、この地帯の海岸線が単調な所が多いため、海岸地形の複雑な三陸海岸ほどの大きな津波の被害は受けていない。津波からの被害を最小にくい止める方法は、現実には北海道の浜中湾や、三陸海岸に数多く建設されているような陸岸に防潮堤を建設する事によって津波の陸上への遡上をくい止める方法や大船渡湾で建設されたような海中に津波堤を建設する事によって、津波の湾奥部への侵入を最小にするような方法がある。また、消極的な対応策としては、早期警報による避難によって人命を守る方法も大事な事である。上記の構造物によって積極的に津波を防御する方法に対しては、岩崎らが提案している「設計津波」の考え方が適当であろうし、津波警報をもとに避難するという場合には、より正確な津波予測が必要となる。以上述べたように、「設計津波」の考え方にしろ、正確な津波予測をする場合にしろ、それらから正確な結果を得るためには、地震にともなう海底の変動機構が明確にされなければならない。もちろん、津波の発生原因にはこの他に、(1)海底火山の爆発、(2)火山の爆発による海中に多量の火山排出物が急激に出される場合、(3)地震に伴って起こる多量の土砂崩壊が海中に達する場合、などがあるが本研究では、海底地震に伴う津波についてのみ取り扱うとともに、津波高の予測について述べる。

§2. 津波の発生機構

海底地震の発生にともなう津波は、いわゆる海面に衝撃を与えた時に発生する Cauchy-Poisson 波と同一の性質を有するもので、一般の地震津波は海底の変動が上部の水塊にエネルギーを供給する事になるわけである。この地震に伴う海底地形の急激な変動は、陸上の場合と同じく、上下断層型、水平断層型、その中間型に分けられるが、渡辺の研究によると、一般に陸上の被害地震の場合には、その 60% 近くが水平断層型で、上下断層型は 20% 程度であるのに対して、海底で発生する津波地震の場合には、その 70% 以上が上下断層型で、水平断層型は 10% 程度であるという。また、新潟地震 (1960) の場合には全体に隆起している。このように地震による海底の変動は複雑で、地震後かなりなって解析の結果、海底変動の一応のモデルが決定されるのが普通で、それも、実際に確かめられた例は、それ程多くないのである。

一般に海底で地震が発生すると、その震央の位置と地震の規模 (マグニチュード・ M) が決定される。日本の近海で海底地震が発生した場合には、ただちに、気象庁では、津波予報図をもとに、ある予測地点と震央までの距離と、予測地点での地震計の最大全振幅あるいは地震のマグニチュードから、「大津波」、「弱い津波」、それに「津波なし」の予報を発する事になる。即ち、地震の震央の位置とマグニチュードから津波の予報を出す事になる。もちろんこの際、地形条件も考慮に入れる。以上述べたように、気象庁で現在行なっている津波の予報は、かなり複雑な推定に基づいているといえるが、しかし、緊急性からいうと止むを得ないものであろう。これに対して、筆者等は太平洋岸の主要な港湾を対象にして、各港湾別に、震央までの距離 (L) と津波高さ (H) と、地震の規模 (M) の関係のグラフを過去の大きな地震津波の記録から作製したが同一の L 、 M でも各港湾によって、津波高さがかなり異なっている事が明らかになった。また同一の港湾においても、同じ程度の L 、 M でありながら、津波高さ H はかなり異なっている事も明らかになった。これらは、海底地形の違いや、地震の発生機構の違い

い、海底変動の型の違いに起因しているものと思われる。しかし現在の段階では、前にも述べたように地震発生直後では、震央の位置と大まかな震央の深さと地震の規模しか判らないのが現状である。しかし、前に述べた、岩崎の示した「設計津波」や、あるいは、津波の追算によく用いられているように、過去の地震津波から得られた種々のデータを整理して得られた経験式と、気象台で得られる地震の規模と震央の位置、及び深さから、地震による海底変動モデルを作製し、それから津波の数値simulationを行なう方法がよく用いられている。

§3. 海底地震に伴う海底変動に関する経験式について

震源域の広さに密接に関係ある余震域は、地震によって起こされた地殻変動にもほぼ一致しているのど、波源域にもほぼ一致する事になる。余震域の面積と地震のマグニチュードの関係は宇津と関によって次式のように示される

$$\log_{10} A = M - 4 \quad (1)$$

A: 余震域の面積 (Km²), M: 地震のマグニチュード

これに対して地震による断層長を飯田は過去の地震から次式のように示した。

$$M = 6.27 + 0.63 \log l \quad (2)$$

l: 断層の長さ (Km)

さらに Wilson は、より実測値に近づけるように (2) 式を改良して次の (3) 式を得ている。

$$M = 6.35 + (2/3) \log_{10} l \quad (3)$$

これに対して羽島は、新しいデータも含めて次式を得た。

$$M = 6.27 + 0.76 \log_{10} l \quad (4)$$

さて、一般に、地震による海底の変動域は断層線を中心線にして、楕円形の震源域をしている事が多いが、短軸と長軸の比とマグニチュード M の関係は次の式で示される。

$$\frac{b}{a} = AM + B \quad (5)$$

$$A = -(0.13 \sim 0.28), B = 1.69 \sim 2.96$$

これとは別に羽島は、波源域の面積とマグニチュードの関係を求めている。

$$\log S = 1.07 M - 4.12 \quad (6)$$

S: 波源域の面積 (Km²)

これに対して渡辺も同様に S と M の関係を得ている。

$$\log S = 1.22 M - 5.48 \quad (7)$$

次に波源域を楕円とすると、その形について Wilson は、離心率を ε とする時 (1), (3) 式より次式を得ている。

$$A = 224 l^{2/3} \quad (8)$$

次に波源域の楕円形と断層長の関係を (図-1) のように仮定する事と、 $A = \pi a b$ とする事によって次の関係を得ている。

$$\varepsilon = \tanh \left[1.5 \tanh \left\{ \left(\frac{\pi}{20.12} \right)^{1/2} \cdot l^{1/2} \right\} \right] \quad (9)$$

$$2a = \frac{l}{\varepsilon}, \quad 2b = (1 - \varepsilon^2)^{1/2} \cdot \frac{l}{\varepsilon} \quad (10)$$

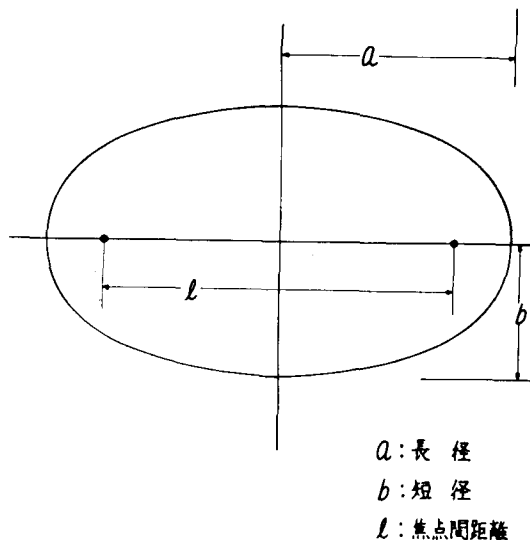


図-1

a: 長 径

b: 短 径

l: 焦点間距離

次に、地震のエネルギー E_s と M との関係は、Gutenberg, Richter 等によると次式で示される。

$$\log_{10} E_s = 1.5 M + 11.8 \quad (11)$$

E_s : 地震の総エネルギー (ergs)

これに対して、Wilson は、(11) 式を改良して次の (12) 式を得ている。

$$\log_{10} E_s = 1.5 M + 13.0 \quad (12)$$

次に、津波のマグニチュード m と地震のマグニチュード M の関係を飯田は次式のように求めている。

$$m = 2.61 M - 18.44 \quad (13)$$

m : 津波のマグニチュード

また津波のマグニチュード m と津波高さ H の関係を

$$\log_{10} H = 0.375 m \quad (14)$$

H : 津波高さ (m)

また地震のマグニチュード M と H との関係は Wilson により得られている。

$$\log_{10} H = 0.75 M - 5.07 \quad (15)$$

以上の津波の発生源の面積あるいは断層長あるいは津波のエネルギー等々、全て地震の規模 M と結びつけられる事になる。地震が発生して、震央の位置、マグニチュードが与えられると、経験式から、津波の発生源の全ての諸元が決定される事になる。しかし、ここで注意しなければならないのは、上記の経験式は、あるものは包絡線(最大値)を採用し、あるものは平均値をもとに得られた式である事である。また、実際のデータは、かなり、平均値のまわりに分散している事である。

§4. 津波予測の方法

実際に海底で地震が発生し、それに伴って起こる津波の津波高さを予測する事は、緒論でも述べたように、かなり困難な事であるが、列挙してみると次の方法が考えられる。

- (1) 気象庁の津波予報図を用いる方法。
- (2) 筆者が示した方法で、各代表地域別に走時あるいは距離 M と津波高さ H の関係を過去の津波の結果から求めておく方法。
- (3) 地震発生と同時に得られる、震央の位置、深さ、とマグニチュードから上記の経験式より、海底変動の面積と変位量を出し、数値計算により各地の津波高さを求める方法。

(1) の方法は、大まかなしかも広い範囲に対しての予測であって、津波の高さまでは判らないが、近速な予測が可能である。(2) の方法は、各地点の津波高さまで予想できるが、これはあくまでも、今まで起こった津波のデータから得られたものであるから、その範囲をこえるような場所が起こったり、異なった mechanism で起こった場合には、それほど正確さは期待できないが、(1) の方法よりは適確である。(3) の方法は、経験式をもとにしての数値 simulation を行なうものであり、これは、経験式の精度を明確にしておけば、かなり良い結果が得られるはずである。以下に簡単な数値 simulation を行なってみる事にする。

§5. 簡単なモデルによる数値シミュレーション

(1) 計算方法:

$$\begin{aligned} g_{xij}(t+\Delta t) &= g_{xij}(t) - (\Delta t) g \frac{h_{ij} + h_{ij+1}}{2} \left[\zeta_{ij}(t+\frac{\Delta t}{2}) - \zeta_{ij+1}(t+\frac{\Delta t}{2}) \right] \\ g_{yij}(t+\Delta t) &= g_{yij}(t) - (\Delta t) g \frac{h_{ij} + h_{ij+1}}{2} \left[\zeta_{ij}(t+\frac{\Delta t}{2}) - \zeta_{ij+1}(t+\frac{\Delta t}{2}) \right] \\ \zeta_{ij}(t+\Delta t) &= \zeta_{ij}(t) - \frac{\Delta t}{(\Delta S)^2} \left[g_{xij}(t+\frac{\Delta t}{2}) - g_{xij}(t+\frac{\Delta t}{2}) + g_{yij}(t+\frac{\Delta t}{2}) - g_{yij}(t+\frac{\Delta t}{2}) \right] \end{aligned}$$

g_x, g_y : 単位幅の流量の x, y 成分, ζ : 平均海面からの高さ

h : 水深, Δt : 単位時間間隔,

ΔS : 計算領域を格子状に分割した時の間隔 (mesh)

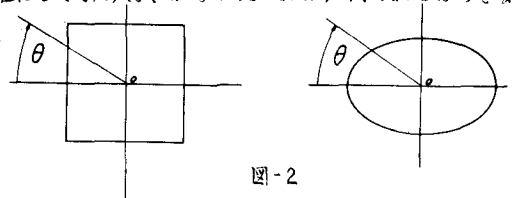


図-2

L : 正方形波源域の一辺の長さ, および

楕円波源域の長軸の長さ

R : 波源中心 O からの距離

$h = 50 \text{ m}$, $\Delta t = 20 \text{ sec}$, $\Delta S = 10000 \text{ m}$

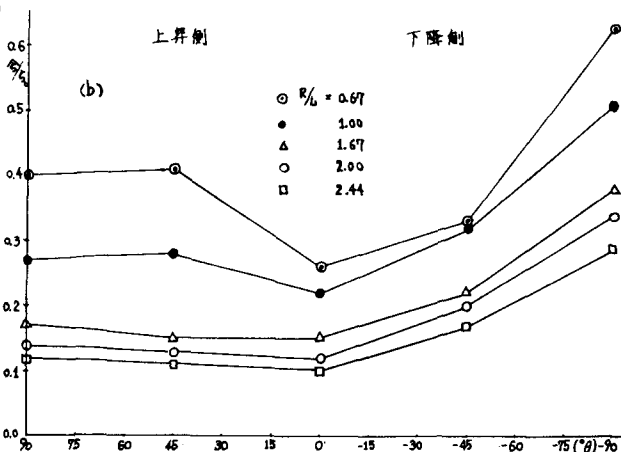
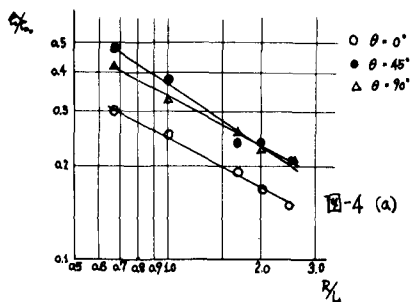
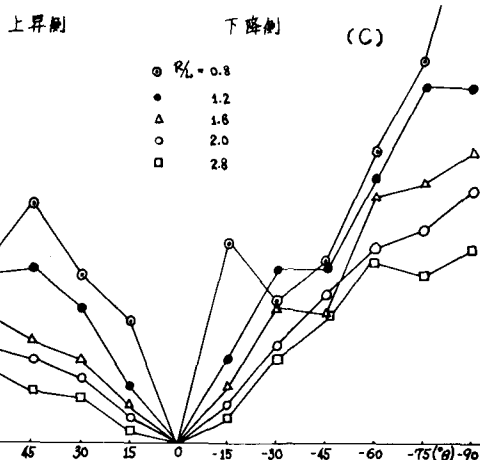
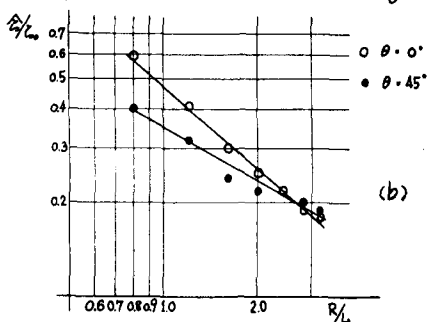
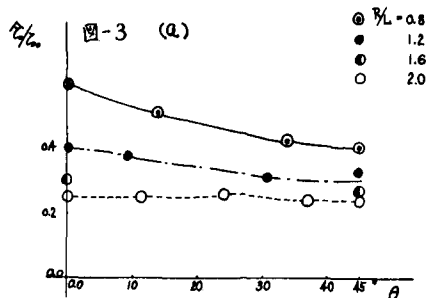
以上の、既知の差分方程式を用いる。初期条件としては、津波発生域内の海面の変位を用い、境界条件で海陸境界は $\delta x = \delta y = 0$ 、洋上境界は δx or $\delta y = \pm 1/4\lambda$ とする。

(2) 海底変動速度の効果について：地震に伴って起こる海底変動は必ずしも瞬間的に起こるとは限らない。1964年の新潟地震の場合には、海底が $8m$ 隆起するのに $1\sim 2$ 分を要したと報告されているし、1960年のチリ沖地震の場合には、Benioffの研究によると、断層は $3.0\sim 3.5 km$ の速度で、約 $1200 km$ にわたって切れたと報告されている。また渡辺は、変動に要する時間は、波源域が大きい程長い時間を有するが、最大でも $7\sim 8$ 分程度との事である。これに関する理論的計算は多くの人によってなされているし、数値実験も行なわれているが、impulsive bed deformation と考えて差しつかえない。

(3) 海底変動の形の効果について：ここでは(1)の計算方法にしたがって、正方形 楕円形の変動に対して、一様上昇と断層の各モデルについて計算した。計算のモデルを(図-2)に示す。まず正方形の変動に対しては(図-3)の(a),(b),(c)の如くなる。(a)図は一様上昇の場合で、

$(R/L) < 2.0$ の範囲では $\theta = 0^\circ$ の方が大きな津波高を示すが、進行とともに急激に津波高が低下し $(R/L) > 2.5$ では、ほとんど方向性がなくなる。それをより明確に見るための図が(b)であるが、これによると、 $(R/L) = 2.0$ では方向性に関係なく、津波高は一定となるし、また θ が大きくなるにつれて津波高は低下する事を示している。ただし図中の θ は地盤の鉛直変動量、合は津波高である。これに対して断層の場合には、(c)図に示すように、下降側の方が同一の (R/L) 、 θ において津波高は高くなる。また断層面に直な方向つまり θ が 90° に近づくにつれて津波高は大きくなる。

次に波源域が楕円の場合の計算結果を(図-4)の(a)(b)に示す。(a)図は楕円波源域の一様上昇モデルの場合であるが、 $\theta = 0^\circ$ つまり長軸にそった線上



の津波高が小さく、 θ が大きくなるにつれて合点は増大し、それからまた若干低下する。これは、箱内波源の場合には、離心率によって、津波高が最大になる方向が異なるが、一般に短軸に平行方向になるにつれて、合点は大きな値を示す。また断層モデルの場合に(b)に

示しているが、やはり長軸にぞった所、即ち断層面上にぞった所が同一の(R_L)の場合には、津波高が小さくなり、 θ が大きくなるにつれて津波高は大きくなる。以上簡単な数値シミュレーションによっても明らかのように、特に近地で津波が発生するような場合には、津波高はかなりの方向性を有している。特に上下断層型の変動の場合には、断層面の方向によって、かなり津波高が異なる事から、断層軸の方向の決定方法が現在のところ明確でないで、波源域を推定するのに大きな困難をもたらす事になる。この事は、数値シミュレーションによって津波を予測するのに、かなりの問題を残す事になる。

§6. 1973年根室半島沖地震津波の数値計算

1973年5月12日12時55分に、根室半島南東沖に発生した地震は、気象庁の発表によると、震源の深さ40km、規模はM7.4で、震央の位置は東経 $145^{\circ}57' \pm 3'$ 、北緯 $42^{\circ}58' \pm 1'$ であった。また、USNOAAの求めた震源は、震源の深さ48km、規模はM7.7で震央の位置は東経 $145.8^{\circ} \pm 2'$ 、北緯 43.2° であった。このように地震の規模についても決定法の若干の違いによって、値が異なる事を示している。また、波源域についても、3つの研究発表があるが、それは(表1)のようになる。この表より津波の逆伝搬図の作製の方法の個人差によっても、波源域の規模はかなり異なる事を示している。これを裏辺の得た

表-1

	長軸の長さ(km)	S面積(km ²)
佐伯・浜中尾崎	150	1.18×10^4
横内・石黒・箱内	170	1.47×10^4
羽鳥	130	0.72×10^4

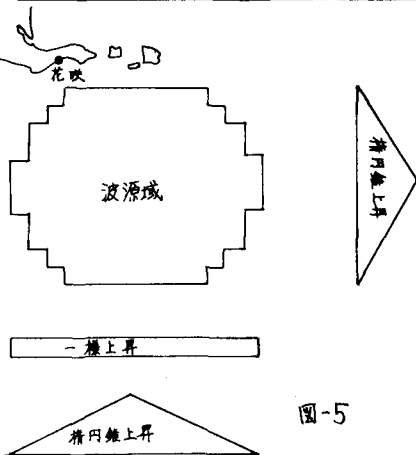
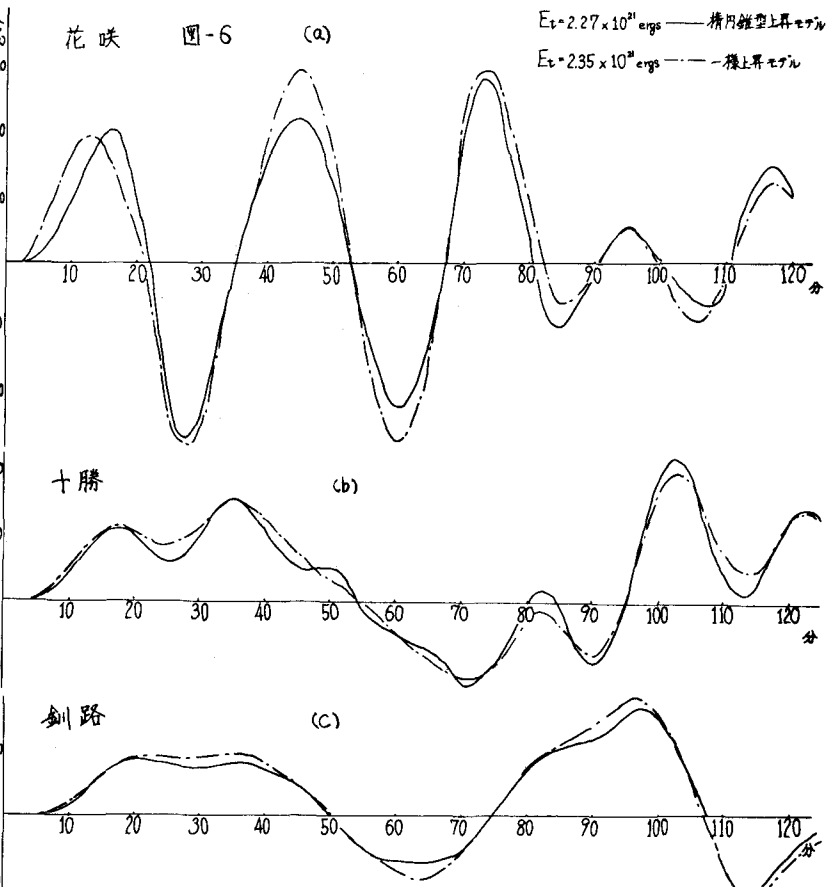


図-5



(7)式から地震のマグニチュードMを逆算すると、佐伯らの例では $M=7.8$ 、横内らの例では $M=7.9$ 、羽鳥の例では $M=7.65$ となり、気象庁発表の $M=7.4$ よりかなり大きな値を示している事になる。これは数値シミュレーションをする

時の波源域の決定法には常にこの程度の誤差が入っているものと考えた方がよい事を示している。ここでは(図-5)に示す位置に波源域を設定して数値シミュレーションを試みた。まず(図-5)に示されているように楕円錐型上昇モデルと一様上昇モデルの比較したものを(図-6)に示す。この時の地震 水塊に与えるエネルギーを $E_b = 2.3 \times 10^{21} \text{ ergs}$ としているが、波源域が近い花咲では、その上昇モデルの違いに若干の差があるが、釧路、十勝ではその差はほとんどみられない。即ち、両モデルとも方向性が同じであるので、上昇分布が異なっても、エネルギーが同一であれば津波高に影響しない事を示している。次に波源域の位置による、津波高の変化を調べてみると、(図-7)に示すように、10 Km ずつ波源域 ずらして計算してみると、(図-8)に示すようにこの程度の距離の変化では、第一波はほとんど影響を受けないが、二波以降では、距離が離れる程津波高は小さくなる。これに対して、釧路、十勝では、距離が離れているため、この程度の波源域のずれには、全然影響がない事が明らかとなった。



図-7

§7. 結論

(1) 地震による海底変動は、impulsive bed deformation と考えてとらえられない。

(2) 近地において津波が発生した場合、津波高にかかわらず方向性がみえられ、特に短軸方向に対して高くなる傾向がある。しかし、遠地になるとその方向性は減少していく。

(3) 上昇分布が異なっているが、エネルギーが等しければ、津波高に影響ない。(図-9)

(4) 波源域の面積の変化は、エネルギーを等しくすれば、津波高に影響はないが、到達時間に大きく影響してくる。「設計津波」としては、最大津波高を問題にするものであるから、面積の変化は重要ではないが、津波予報にとっては、重大な事となる。

(5) 津波予報をする場合、危険側をとるという考えから、ある地点にできる範囲内で、最も近づけ、かつ、方向性を考慮して数値計算する。

(6) 岩崎の理論が、実際には港湾や外郭施設の影響で検潮記録とは、なかなか一致しない。そしてこの理論から数値シミュレーションする時の海底変動が不正確であるため、この精度は、現状ではそれ程、期待できない。したがって、過去のデータからの、さらに詳細な解析が必要である。

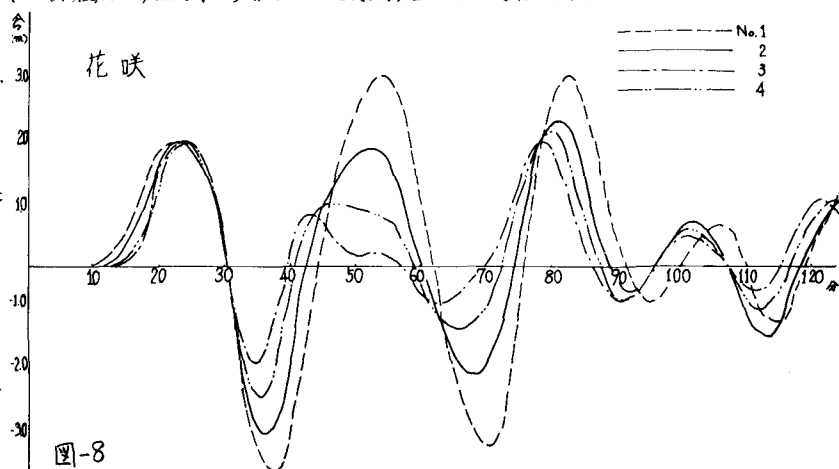


図-8

花咲
図-9

