

高潮について(続)

東京大学地震研究所 梶浦欣二郎

5. 低気圧による大洋の海水擾乱

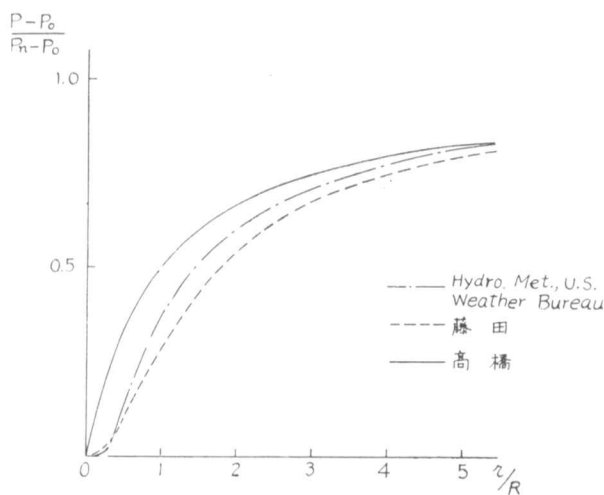
今簡単のために、(1)及び(2)を変形し、 $\xi = \xi_1 + \xi_2$ と置き、 $t=0$ で $\xi_1 = \xi_2 = 0$ とする。もし水深が一定であれば、 $c^2 = gh$ と置いて次の式が得られる。 $(\tau_b = 0)$

$$\left(\nabla^2 - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \frac{f^2}{c^2}\right) \xi_1 = \nabla^2 \xi^* + \frac{1}{c^2} \nabla \cdot \tau_s \quad (5)$$

及び

$$\left(\nabla^2 - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \frac{f^2}{c^2}\right) \xi_2 = \frac{f}{c^2} \int_0^t \mathbf{k} \cdot \nabla \times \tau_s dt_0 \quad (6)$$

もし海が極めて深いと、 c^2 が大きくなり、外力に対する海水の応答は迅速に行なわれて、(5)、(6)の左辺の第二項、第三項が第一項にくらべて省略出来、右辺では風の応力の効果が水深

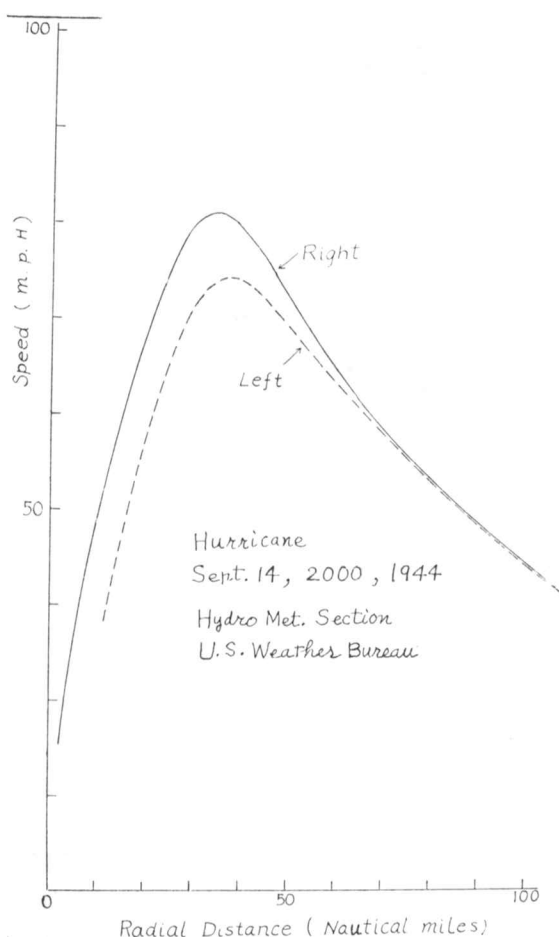


第5図 実験式の比較

に逆比例するので、これも小さくなり、結局 $\xi_1 \sim \xi^*$ 、 $\xi_2 \sim 0$ となって水面変動は気圧の違いによる吸上げにのみ依存することになる。一般に風の応力の収束 $(-\nabla \cdot \tau_s)$ は気圧傾度の収束と同様な作用をなし、風の応力の渦度は、本質的に地球自転の転向力を媒介として水面変動にあずかる。このとき渦度は積分効果としてきくので、作用時間が長くなるほど、渦度の水面変動に対する寄与は大きい。今軸対称な風の場合をとると、中心に吹き込む風は、中心の気圧降下

による水の吸い上げ作用を幾分助けるように働き、風の回転成分は、海水を軸のまわりに循環させるように働く。この海水の循環運動に対して転向力がそれと直角方向に働くから、転向力に釣合うような水面傾斜がもたらされる。従って、転向力がなければ水面傾斜も起らないということになる。註(11)

註(11) 今の議論は線型理論の範囲において成立ち、もし遠心力が大きいと、勿論転向力がなくとも循環運動に対応する水面傾斜は出来る。ここで、風の向きと海水の循環運動の向きが同じであることは、一見有名なエクマン理論に反するように見えるが、実はこの循環流は傾斜流に相当し、エクマン理論によつて計算される吹送流は、丁度転向力に釣合うような水面傾斜をつくるために行なわれる海水運動に相当する。



第6図(a) ハリケーンのモデル (風速)

では、境界条件として不十分なことは明らかで、何等かの方法で流れの状態をも考える必要がある。一般に、成層した海における順圧と傾圧との運動の分離可能なのは、水深と、層の厚さが一定の場合に限られ、陸棚傾斜のように水深の変化するところでは、両モードの運動が相互作用をする。従って大陸棚の端の境界条件は、これを式であらわすこと自体がむづかしい問題で、未だ解決していないといえる。

6. ハリケーン内の気圧と風との分布について

ハリケーン及び台風の気圧分布についてよく使用される実験式は次のようなものである。

高橋の式
$$p = p_n - (p_n - p_0) / (1 + r/R)$$

藤田の式
$$p = p_n - (p_n - p_0) / \sqrt{1 + (r/R)^2}$$

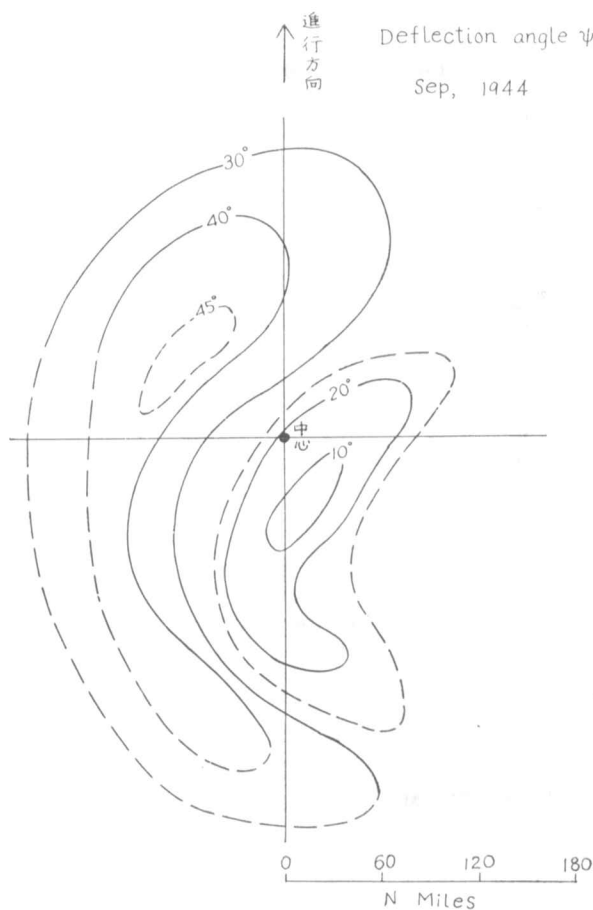
Hydro. Met. U. S.
$$p = p_0 + (p_n - p_0)e^{-R/r}$$

これらの三式は見掛け上異っているようであるが $(p - p_0) / (p_n - p_0)$ は $r \rightarrow \infty$ に対して等しく $1 - R/r$ に漸近する。今 p_0, p_n, R という因数を同一とおいて比較すると第5図のようになり、実験式の違いは結局中心付近の気圧分布の違いということになる。アメリカでよく使われている式には exponential が入っているので、実測に合うように p_0, p_n, R を決めるにはや

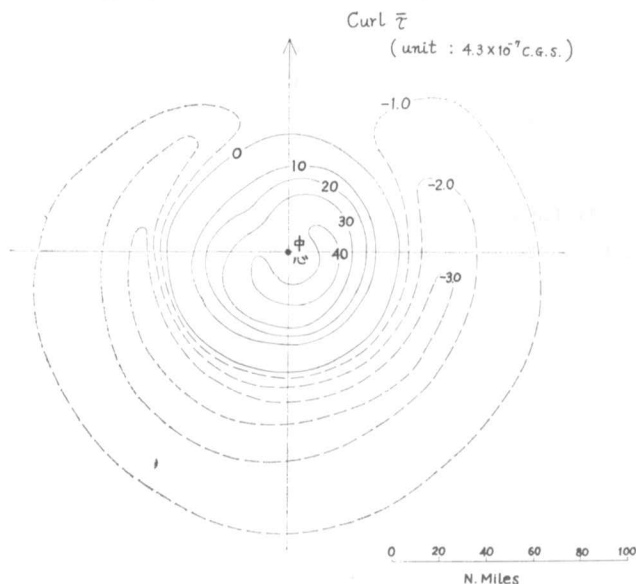
この考え方を実際の海洋に適用するには、海洋が成層をなしていることを考慮しなければならない。今簡単のために二層の海を考え、上層は下層よりも遙かに厚さが薄く、又上下層の密度の差は極めて小さい (10^{-3} 程度) とすれば、(5), (6)式で、水深 h を上層の厚さ h_1 でおきかえることによって、 ξ_1 及び ξ_2 を近似的に躍層自体の変動量とみなすことが出来る。

この場合には、 $h_1 \ll h$ であるから、躍層の変動に対する風の応力の収束と渦度の効果は大きくなるが、海面の変動に引き直してみると、まだ圧力傾度によるものにくらべて小さいのが普通である。しかしながら、海水運動について考えると、もし風系の移動速度がそれほど早くなければある一地点における風の作用時間が長くなるので、上層における循環流の流速は相当の大きくなり得る。即ち、大洋の上層では、圧力傾度や風の応力の収束による海水運動にくらべて、風の応力の渦度による海水の循環流が卓越することが判る。

こう考えて来ると、大陸棚の先端部で、海面の上昇量を ξ_1 で近似するだけ



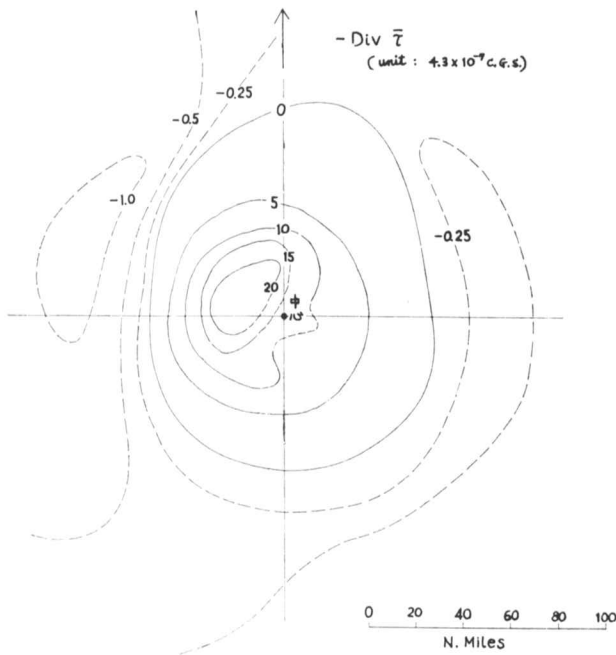
第6図(b) ハリケーンのモデル (吹き込み角)



第7図(a) ハリケーンの風の応力についての渦度 (127)

やめんどうな点もあるが、 R は中心からほぼ最大風速地点までの距離を表わし、推定された中心気圧 p_0 は割合に實際をあらわしているらしく、多くのハリケーンについて、これらの因数の値が計算されている。(27)

風速に関しては信頼すべきものは少ないが、1944年9月のハリケーンに対して、アメリカ気象局の水理気象課で、各所の観測値を総合してつくったモデルは第6図(a), (b)のようなもので、風速は中心からの距離の函数として4時間ごとに与え、進行方向に対して直角に右側と左側とでは異った値をとらせる。その上、風の吹き込み角も、場所の函数として与えられているが、この方の精度は良いとは言い難い。今、以上の図をもととして、風の応力の収束と渦度とを計算してみると第7図(a), (b)のようになる。収束、渦度共に強さは似たようなもので、風域全体の広さに対して、かなり狭い範囲(中心から約50海里以内)に集中していることが判る。



第7図(b) ハリケーンの風の応力についての収束

引用文献

- 1) 例えば, 宮崎正衛, 宇野木早苗, 上野武夫: 伊勢湾台風による高潮とその理論計算について. 第7回海岸工学講演集, 209-215, 1960.
- 2) 例えば, "The Delta Plan" Information Dep't of the Ministry of Transport and Waterstaat, 15pp., 1958.
- 3) 例えば, H. Charnock and J. Crease: North Sea Surges. Science Progress, 45, 491-511, 1957.
- 4) A. C. Redfield and A. R. Miller: Water levels accompanying Atlantic Coast Hurricanes. Met. Mono. Amer. Met. Soc., 2, 1-23, 1957.
- 5) H. F. Hawkins, Jr., L. G. Pardue and C. M. Reber: The National Hurricane Center. Weatherwise, 14, 87-98, 1961.
- 6) K. Honda, T. Terada, Y. Yoshida, D. Isitani: Secondary undulations of oceanic tides. Journ. College of Sci. Imp. Univ. Tokyo, 24, 113pp. and plates, 1908.
- 7) 例えば, 高潮一般について, K. Wadati and T. Hirono: Storm tides caused by Typhoons. Proc. UNESCO Symposium on Typhoons, 31-48, 1954.
- 8) W. K. Schalkwijk: A contribution to the study of storm surges on the Dutch Coast. Roy. Netherlands Met. Inst., 125B, pt. 1, 1947.
- 9) K. Kajiura: A theoretical and empirical study of storm induced water level anomalies. Tech. Rep. Texas A & M Research Foundation, Ref. 59-23F, 97pp., 1959.
- 10) M. Miyazaki: On storm surges which recently struck the Japanese Coast. Ocn. Mag., 9, 209-225, 1957.
- 11) (7)を見よ.

- 12) J. R. Rossiter : The North Sea surge of 31 January and 1 February, 1953. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, **246**, (915), 371-400, 1954.
- 13) W. Hansen : Theorie zur Errechnung der Wasserstandes und der Stromungen in Randmeeren nebst Anwendungen. *Tellus*, **8**, 287-300, 1956.
G. W. Platzman : A numerieal computation of the surge of 26 June 1954 on Lake Michigan. *Geophysica*, **6**, 407-438, 1958.
G. Fisher : Ein numerisches Verfahren zur Errechnung von Windstau und Gezeiten in Randmeeren. *Tellus*, **11**, 60-76, 1959.
気象庁 : 伊勢湾高潮の総合調査, 気象庁技術報告第4号, 昭和35年7月, 287頁.
気象庁 : 東京湾高潮の総合調査報告, 気象庁及び東京都, 昭和35年10月, 247頁.
気象庁 : 大阪湾高潮の総合調査報告, 気象庁技術報告第11号, 昭和36年3月, 235頁.
- 14) W. L. Donn and W. T. McGuinness : Air-coupled long waves in the ocean. *Journ. Met.*, **17**, 515-521, 1960.
- 15) G. W. Groves : Day to day variation of sea level. *Met. Mono. Amer. Met. Soc.*, **2**, 32-45, 1957.
- 16) D. Shoji : On the variation of the daily mean sea levels along the Japanese Islands. *J. Ocn. Soc. Japan*, **17**, (3), 1961.
- 17) (10)を見よ.
- 18) D. L. Harris : Meteorological aspects of storm surge generation. *Proc. A. S. C. E., Hydr. Div.*, Paper 1859, 25pp., 1958.
- 19) D. L. Harris : Hurricane Audrey Storm Tide. *Nat. Hurricane Res. Project, Report No.* 23, 19pp., 1958.
- 20) 例えば, 気象庁 : 潮位表昭和36年.
- 21) B. W. Wilson : The prediction of hurricane storm-tides in New York bay. *Tech. Rep. Ref. 59-20F*, Texas A & M Research Foundation, 120pp., 1959.
- 22) (9)を見よ.
- 23) J. Proudman : *Dynamical Oceanography*. John Wiley and Sons, Inc., New York, 1953.
- 24) K. Kajiura : Response of a boundless two-layer ocean to atmospheric disturbances : *Dissertation*, A & M College of Texas, 139pp., 1958.
- 25) R. O. Reid : Approximate response of water level on a sloping shelf to a wind fetch which moves towards shore. *Tech. Memo. No. 83*, Beach Erosion Board, 47pp., 1956.
- 26) (13)を見よ
- 27) (18)を見よ.