

ADCP による測流データからの潮流の推定法*

武岡 英隆**・菊池 隆展***

A Method of Estimating Tidal Currents using ADCP Data

Hidetaka Takeoka and Takahiro Kikuchi

ADCP による離散的な測流データを解析して潮流を求める方法を提案した。この方法は、観測点の潮流と基準点の潮流の振幅の比と位相差を最小自乗法によって求めるものである。この方法を、愛媛県水産試験場によって1985年以来毎月一回得られている豊後水道の測流データに適用した。解析結果は既存の資料から推定された潮流とよく一致し、この方法が有効であることが示された。

A method of estimating tidal currents using the discontinuous current data observed by ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) is proposed. In this method, the amplitude ratio of the tidal currents at an observation point and the reference point and the phase difference between them are calculated by the least square method. This method is applied to the monthly ADCP data in the Bungo Channel observed by Ehime Prefectural Fisheries Laboratory from 1985. The results agree well with the tidal currents estimated from the historical current data.

1. はじめに

最近各県の水産試験場の観測船に ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) を装備したものが増え、毎月一回の浅海定線観測で各定点の流速を観測している例もある。しかし、潮流、吹送流、密度流などの様々な成分を含む沿岸海域の流動の場合、月一回の瞬時値の観測結果を分布図にしてみても、それが何を表しているのかわからない。観測結果を何か意味のある情報とするためには、少なくとも潮流成分と残差流成分に分離する必要がある。そのためには、観測時刻における観測点の潮流を推定する必要がある。この問題に対し、観測点周辺の潮流の既知の潮流から観測点の潮流を推定する方法¹⁾もあるが、浅海定線観測点の周辺のどこでも潮流が既知である訳ではなく、また推定される潮流の精度についても問題がある可能性もある。従って、長年にわたって集積

された浅海定線観測における ADCP のデータそのものを使って潮流を推定することができれば都合がよい。

このような離散的な測流データから潮流の特性を解析する方法としては、Rikiishi (1984)²⁾, Rikiishi and Ichiye (1986)³⁾ が GEK のデータを解析した方法がある。この方法は、観測時刻をある基準点の潮汐の位相に基づいて分類し、観測データを分類された位相毎に平均するものである。この方法は対象海域の潮流の特性を把握するには有効と考えられるが、観測時刻における潮流を推定するにはあまり適しておらず、浅海定線観測の結果から潮流を除去して残差流の分布を描くなどの目的に直接は使えない。そこでここでは、観測時刻における潮流の推定に重点をおいた解析方法を考える。

2. 解析方法

ある点の潮流を推定するには、調和常数を用いるのが普通である。しかし、一昼夜程度の観測し

* 1991年1月31日受領, 1991年5月22日受理

** 愛媛大学工学部土木海洋工学科

*** 愛媛県水産試験場

かなくて調和常数がよくわかっていない場合には、潮候改正数を用いる場合がある。これは、観測点の潮流を調和常数が既知である基準点の潮流との関係によって表すもので、それらの振幅比と位相差が潮候改正数である。毎月一回の瞬時の流速の観測結果からは、各分潮の調和常数を求めるほどの精度は期待できそうにないので、ここでは潮候改正数の考え方に基づき、基準点の潮流と観測点の潮流の、振幅、位相の関係を求めることを考える。

ある測点で時刻 t に観測された潮流の水平 2 成分のうち一つを $v(t)$ とする。基準点での、観測時刻を含む潮流の一周期の上げ潮流の開始時を $t = 0$ とし、これに続く 2 度の転流時を $t = t_1, t_2$ とする (Fig. 1)。基準点での潮流は残差流は含まないとする。また、基準点での上げ潮流、下げ潮流の最大流速をそれぞれ V_F, V_E とする。 V_F と V_E 、および t_1 と $t_2 - t_1$ は必ずしも等しくない。基準点と観測点の潮流の上げ潮流、下げ潮流のそれぞれが正弦関数で近似できるとし、上げ潮流どうしあるいは下げ潮流どうしの振幅の比と位相差 (時間差) はそれぞれ等しいとすると、観測値 $v(t)$ は、

$$v(t) = v_0 + \alpha V_F \sin \left\{ \frac{\pi}{t_1} (t - t^*) \right\} \quad (1)$$

あるいは

$$v(t) = v_0 + \alpha V_E \sin \left\{ \frac{\pi}{(t_2 - t_1)} (t - t_1 - t^*) \right\} \quad (2)$$

で近似される。 v_0 は観測点の残差流、 α は観測点の

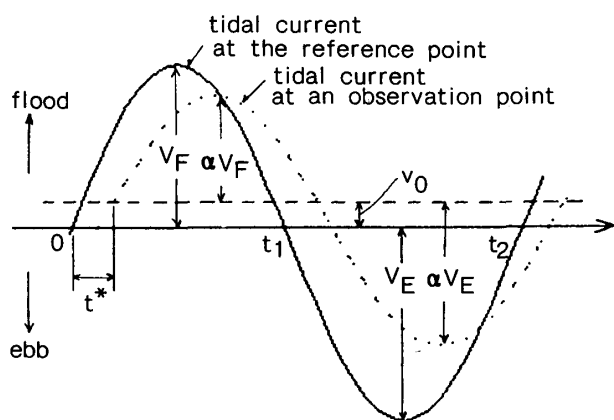


Fig. 1 Schematic draw of the relation between the tidal currents at an observation point and at the reference point.

潮流と基準点の潮流の振幅比、 t^* はそれらの時間差である。いま t^* が大体わかっているとし、観測時刻 t が $t^* \leq t \leq t_1 + t^*$ であれば(1)を、 $t_1 + t^* \leq t \leq t_2 + t^*$ であれば(2)を適用する。このようにして、一回の観測につき、 v_0, α, t^* を未知数とする式が一つでき、繰り返し行われた観測結果について、(1)、(2)の右辺と左辺の差を最小にするような v_0, α, t^* を最小自乗法によって決定する。また、 t^* が全く未知の場合は、とりあえず(1)または(2)のいずれかを適用しておき、得られた t^* を用いて再度同じ解析を行う。

3. 解析例と考察

愛媛県水産試験場では、1985年5月以来、浅海定線観測で ADCP による流速観測を行っている。この観測結果のうち、豊後水道の定点 (Fig. 2) の1990年11月までのデータを上記の方法で解析してみる。各定点、各層 (5, 10, 20, 50, 75, 100 m) ごとに、この期間に約60個のデータが得られている。基準点の潮流としては速吸瀬戸の潮流予報点 (Fig. 2, ▲印) の予報値を用いる。海上保安庁水路部発行の潮汐表⁴⁾ には、速吸瀬戸を基準とした潮候改正数が測点25付近の点まで示されており、Fig. 2 の測点にこの解析を適用することは問題ないと思われる。

生データの例として1990年11月における5 m 層の流れのベクトルを Fig. 3 に、測点19の各水深での1986年の毎月の流れのベクトルを Fig. 4 に示す。Fig. 3 では、同じ日に観測された測点を点線で区切ってある。図のように、同じ日に観測された測点でも、近傍の測点とは流向・流速ともかなり異なっている場合がある。これは、観測時刻の違いや残差流あるいは潮流の乱れなどによるものであろう。また、Fig. 4 では、鉛直的には同時刻に測られたにもかかわらず、ほぼ同じ流れとなっているのは12月のものだけであり、内部波や他の様々な要因が混在していることを伺わせる。

Fig. 5 は解析によって得られた α, t^* によって決まる潮流に対して実際の観測結果がどの程度ばらついているかを、測点19の20 m 層のデータにつ

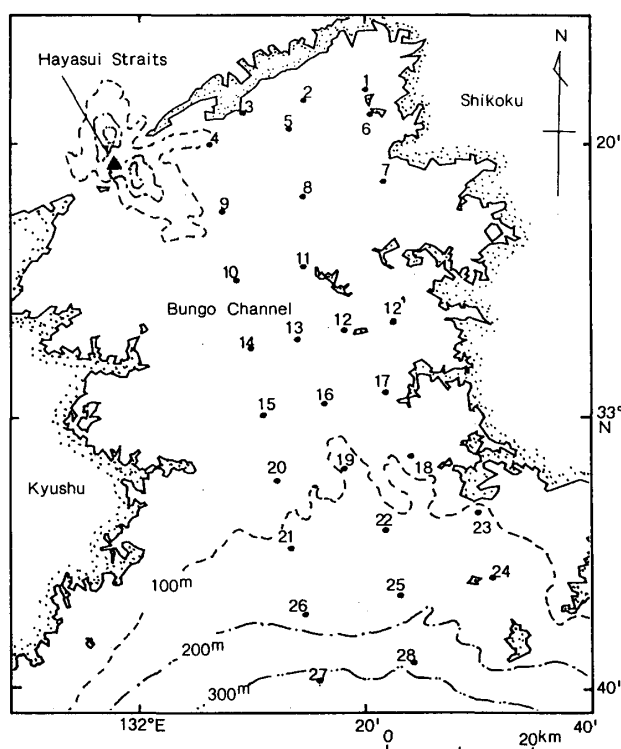


Fig. 2 Map of the Bungo Channel showing the observation points by Ehime Prefectural Fisheries Laboratory. Closed triangle (▲) denotes the point where the tidal current is predicted by the Maritime Safety Agency.

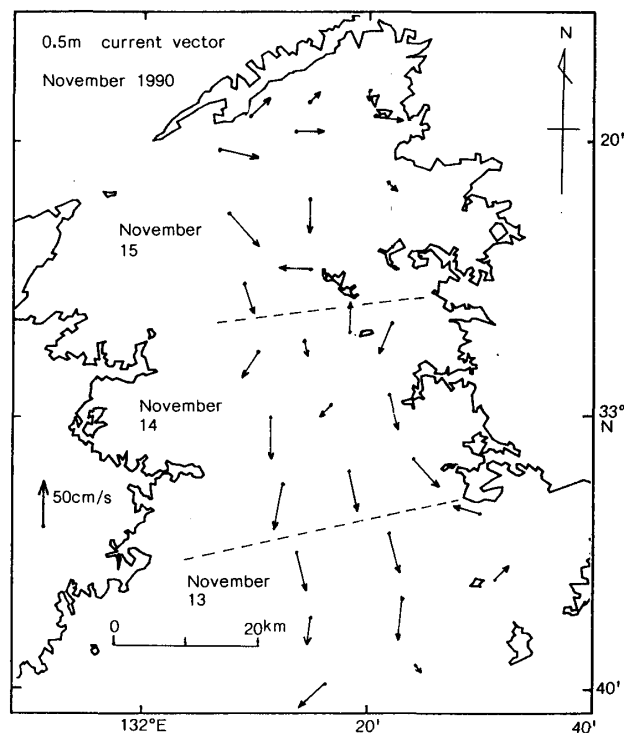


Fig. 3 Distribution of current vectors at 5m below the surface observed in November 1990.

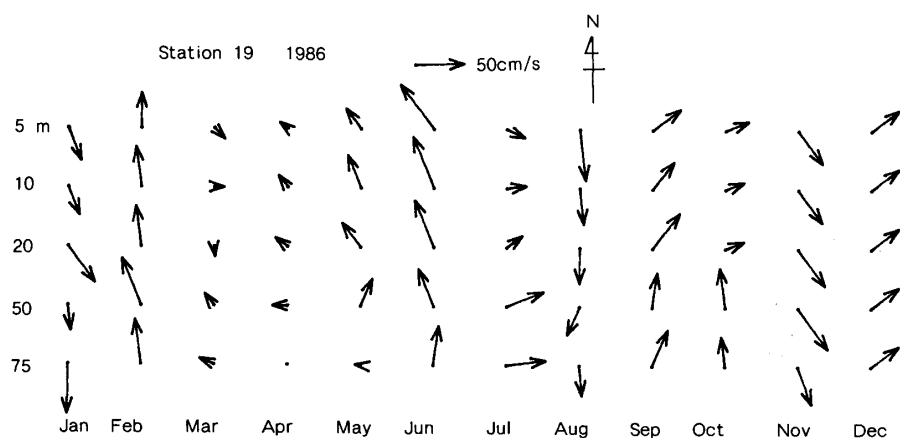


Fig. 4 Vertical distributions of current vectors at Stn. 19 in each month during 1986.

いて示した例であり、(a)が北方成分、(b)が東方成分についてのものである。図の点は、 $(v(t) - v_0)/V_F$ あるいは $(v(t) - v_0)/V_E$ をプロットしたもので、実線は $\alpha \sin \{(2\pi/T)(t - t^*)\}$ を表している (T は卓越している M_2 分潮流の周期)。観測値は実線からかなりばらつきはあるが、平均的には

潮流の変動を示しているようである。

次に全測点の5m層のデータの解析結果を、潮流楕円によって示す。豊後水道では M_2 分潮流が卓越しているの、解析によって得られる α と t^* が、 M_2 分潮流については適用できると仮定すると、速吸瀬戸の潮流の M_2 分潮流の振幅に解析結

ADCP による測流データからの潮流の推定法

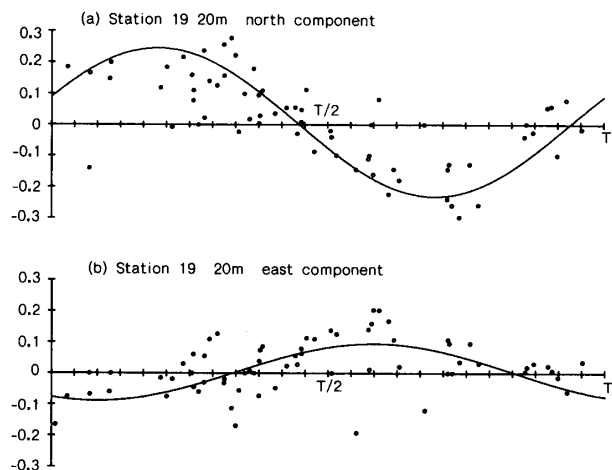


Fig. 5 An example of the scattering of the observed data from the calculated tidal current (Stn. 19, 20 m). Residual current v_0 is removed from the data, and the data are normalized by the amplitude at the reference point.

果の東方, 北方成分の α をかけることにより, 観測点での近似的な M_2 分潮流の振幅が得られる。これらと東方, 北方成分の t^* から潮流楕円を描くことができる。Fig. 6 は, このようにして得られた, 5 m 層の M_2 分潮流の潮流楕円の分布である。楕円の矢印は, 速吸瀬戸の上げ潮流開始時刻における潮流ベクトルの先端の位置を表している。またこの図の点線は, 水産庁による赤潮対策技術試験(潮流解析) 報告書⁵⁾ に示されている潮流の流向であり, 約230点での一昼夜連続観測結果の解析をもとに描かれたものである。

Fig. 6 の潮流楕円を見ると, 全般に近傍の測点とは特徴がよく似ている。例えば, 水道中央部では楕円がふくらんでおり回転は時計回りであることや, 岸近くでは楕円が扁平で直線に近くなっていること, 南部の測点では長軸が短くなっていることなどがそうである。このように近傍の測点と近い特徴が出ることは, 解析がかなり良好であることを伺わせる。また, 点線で示された流向と楕円の長軸の方向もよく一致している。

Fig. 7 は潮流の振幅について, また Fig. 8 は位相について, 解析結果と上記の報告書を比較するためそれらの分布を示したものである。それぞれ,

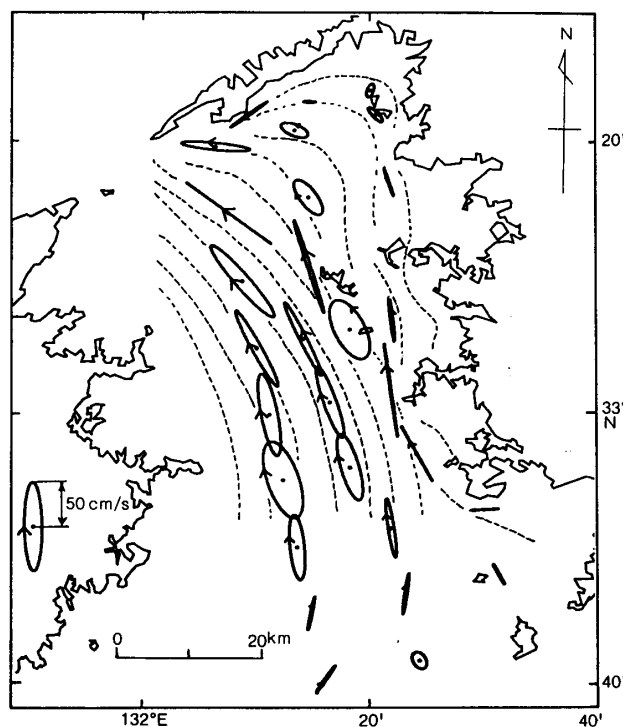


Fig. 6 Calculated current ellipses of the M_2 Component. Broken lines show directions of the tidal currents (after Fisheries Agency (1980)⁵⁾).

(a)がここでの解析結果, (b)が同報告書のものである。振幅については同報告書の図が大潮時の振幅を示しているため, 解析結果も大潮時の振幅(長軸半径)として示した。また, 位相については速吸瀬戸を基準にした時間で示している(正の値は位相が進んでいることを表している)。振幅の分布を見ると, 定性的な傾向はよく一致しているが, 水道中央部ではここでの解析結果のほうがやや振幅が小さくなっているようである。また, 位相については大体よくあっており, 岸近くで位相が進んでいることが明瞭に表れている。

なお南部の測点については, 同報告書に示されていないので比較はできないが, Fig. 6 で振幅が小さくなっている点は現実的な特徴を表しているものと思われる。この付近は豊後水道中央部に比べ水深が深く, 東西の幅も広がっているため, 連続の関係から潮流は弱くなると考えられるからである。しかし, 楕円の長軸の向きが豊後水道の軸に対して傾いており, この点は現実的でないかもしれない。

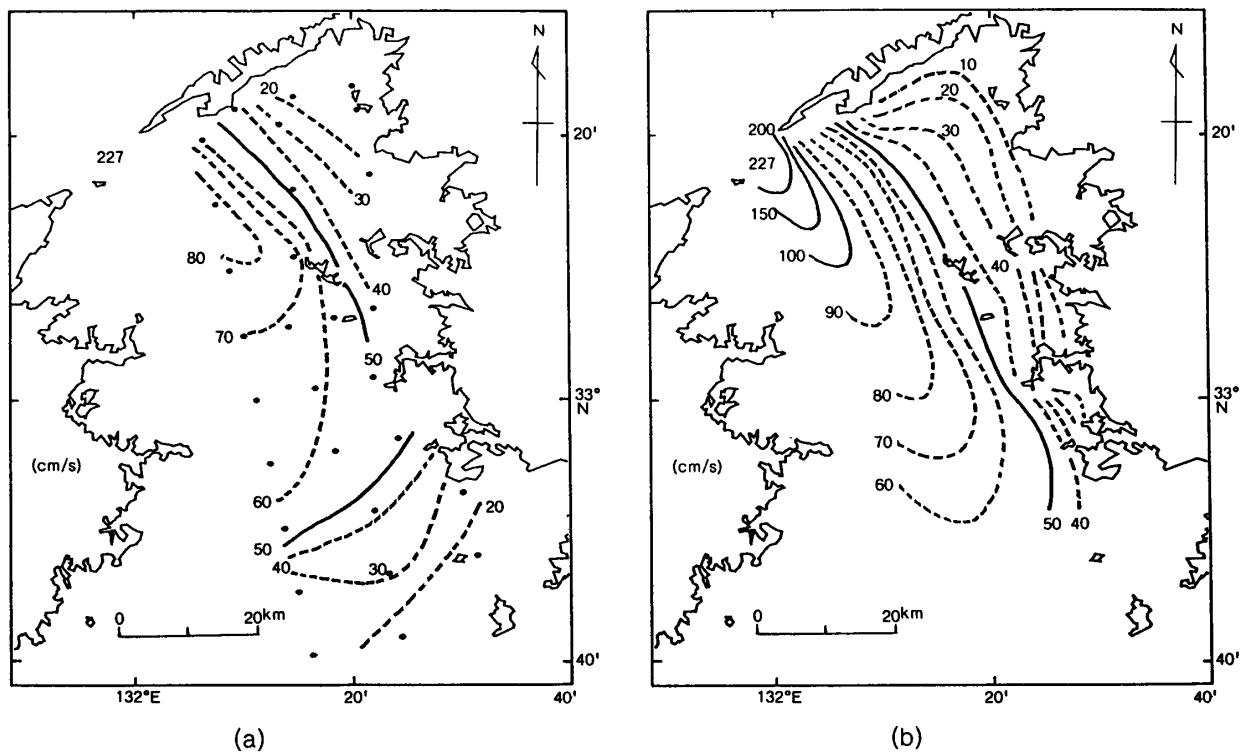


Fig. 7 Distribution of the amplitude of the tidal current in spring tide obtained by (a) present study and (b) Fisheries Agency (1980)⁵⁾.

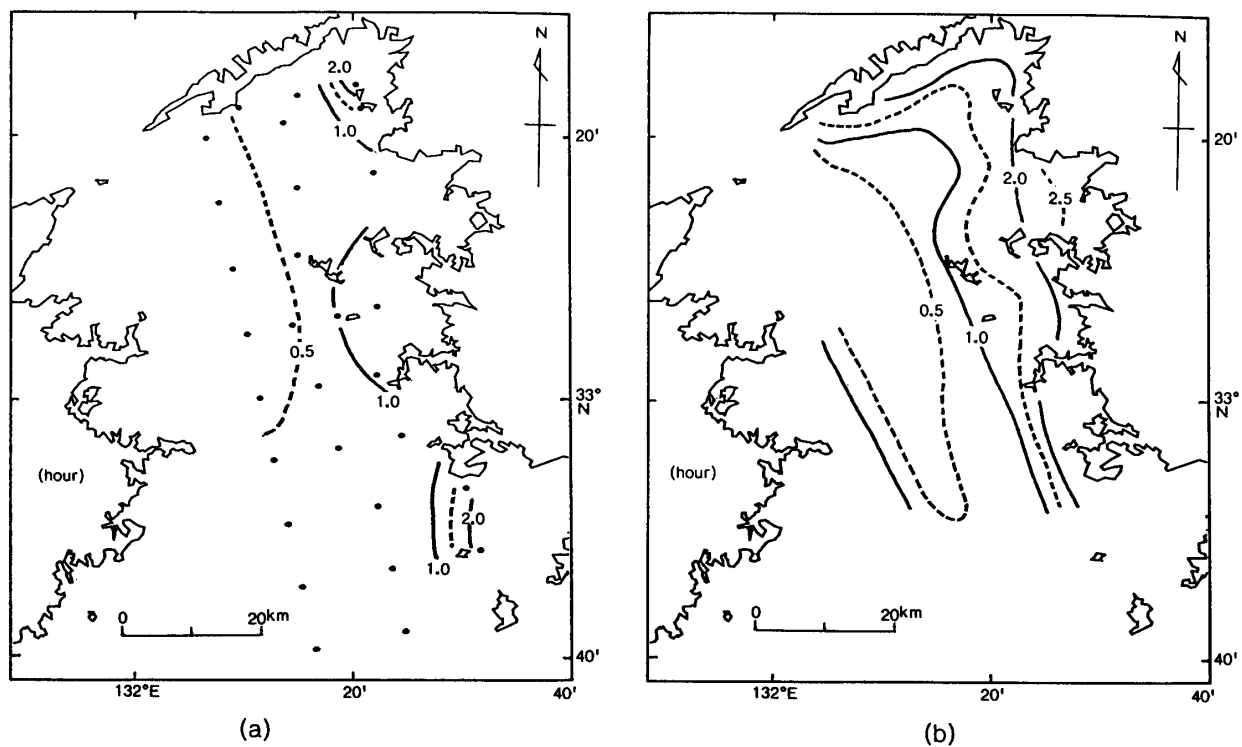


Fig. 8 Distribution of the phase lag of the tidal current obtained by (a) present study and (b) Fisheries Agency (1980)⁵⁾. The phase lag is relative to the reference point, and is shown in time (hour).

次に測点19の各水深のデータを解析して得られた潮流楕円の鉛直分布を Fig. 9 に示す。図のように長軸方向の振幅や位相には深さによるばらつきはほとんど見られない。このことは Fig. 4 に見られるような観測値のばらつきがうまく除去できたことを示しており、解析が有効であることを伺わせる。測点19は潮流楕円が鉛直的によくそろっている例の一つであるが、そのほかの測点でも、楕円の偏平度にはばらつきは見られるものの、振幅や長軸の向きなどは比較的良好にそろっている。

Fig. 9 において、表層の楕円の回転方向は時計回りで、深くなるにつれて楕円は偏平となり、75 m 層ではほぼ直線に近くなっている。柳ほか (1983)⁶⁾ は、地球自転と摩擦の影響により、表層で時計回りであった楕円の回転方向は底層では反時計回りになることを観測と理論によって示している。Fig. 9 では反時計回りの楕円は見られないが、この定点の水深は約100 m であり、ほぼ直線的な振動となっている75 m より下層では、楕円が反時計回りとなっている可能性が考えられる。従って、Fig. 9 の潮流楕円の鉛直的構造は定性的には柳ほか (1983)⁶⁾ に示されている傾向とよくあっているといえる。このことから、この解析の結果は潮流の特性などの議論にも耐え得るものと思われる。

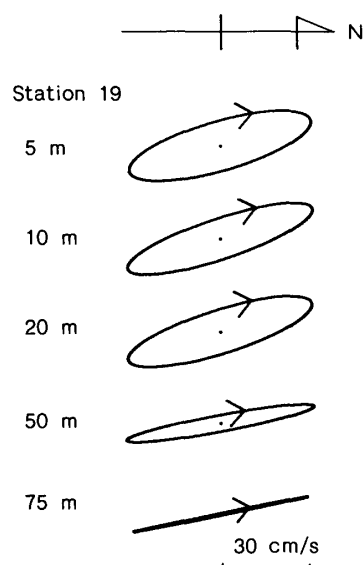


Fig. 9 Vertical distribution of the calculated current ellipses of the M_2 component at Stn. 19.

4. あとがき

以上、浅海定線などのルーチン観測における流速の瞬間値を集積したデータから潮流を解析する方法と解析例を示した。解析結果は既存の資料とかなりよく一致し、この解析方法が有効であることが伺われた。データをさらに集積するとともに、風の特に強い日のデータは除くなどのデータの質の向上をはかれば、結果の精度はより改善されよう。このようにして、各観測点の東方、北方成分の v_0 , a , t^* が得られれば、観測時の潮流が推定でき、観測結果から潮流を除去した残差流の分布を示すことができる。従って、浅海定線観測結果にこの方法を適用すれば毎月の残差流の分布が得られるようになり、これらを漁海況等と比較して議論することもできるようになろう。ただし、このようにして得られる残差流は潮流より短周期の乱れ成分や瞬時の観測値の持つ誤差を含んでいる可能性があり、この残差流の信頼性については今後検討する必要がある。

最後に本研究を進めるにあたり、貴重な討論をして頂いた愛媛大学工学部柳哲雄教授、データ整理にご協力頂いた愛媛大学工学部学生菅原康成氏（現愛媛県庁）に厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 佐藤 敏 (1988) : 超音波流速計による海潮流データ処理方式に関する研究, 水路部技法, **6**, 38-41.
- 2) Rikiishi, T. (1984) : Tidal fluctuation of the Tsugaru Warm Current as determined from the historical GEK observations. p. 287 - 300. In, Ocean Dynamics of the Japan and East China Seas, ed. T. Ichiye, Elsevier, Amsterdam.
- 3) Rikiishi, T. and T. Ichiye (1986) : Tidal fluctuation of the surface currents of the Kuroshio in the East China Sea. Prog. Oceanogr., **17**, 193-213.
- 4) 海上保安庁水路部 (1991) : 潮汐表, 第1巻, 448 pp.
- 5) 水産庁 (1980) : 赤潮対策技術開発試験 (潮流解析) 報告書(2), 豊後水道, 流況図, 流程図. 26 pp.
- 6) 柳哲雄・西井正樹・樋口明生 (1983) : 潮流楕円の鉛直構造. 第30回海岸工学講演会論文集, 33-37.