

东海潮汐和潮流特征的研究*

丁 文 兰

(中国科学院海洋研究所)

关于我国近海 (124°E 以西) 潮汐和潮流的基本特征, 在 1958—1960 年全国海洋普查报告中曾进行过分析和研究。近 20 年来, 除积累了更多的资料以外, 在分析、计算方法以及潮汐理论方面, 也都有了很大的进展。本文拟采用一些新的计算方法, 尽可能地搜集了研究海区的所有资料, 使用电子计算机, 对潮汐潮流各要素进行了计算, 并根据计算结果分析研究这些要素的分布特征。

一、资料 and 计算方法

本文研究的海域是东海的全部及相邻的部分黄海海域, 具体范围是: 东经 131°以西, 北纬 25°—36°。在此海域内, 潮流实测站的分布很不均匀, 故我们又在黄海东部和东海东部各增加了一些数值计算点。其中实测站的潮流调和常数是使用“潮汐分析和预报的准调和分析方法”^[1] 计算出来的, 各数值点的调和常数是采用数值计算方法计算出来的。关于海中潮汐调和常数、近最大潮流流速、潮能传播方向和速率, 我们在计算方法上作了如下一些改进。

1. 海上潮汐调和常数的计算

我国海上实测潮位资料既少又不可靠, 过去的同潮图, 基本上只是依靠沿岸观测值, 凭经验绘制的。为了利用大量的海上潮流观测值, 我们运用潮波运动方程, 由潮流计算潮位梯度, 再根据沿岸潮位值推算海中潮位值^[3,4]。

潮波运动方程为

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} - 2\omega v = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{F}{h} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + 2\omega u = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{G}{h} \end{cases} \quad (1)$$

我们取

$$\begin{cases} \zeta = \zeta_1 \cos \sigma t + \zeta_2 \sin \sigma t \\ u = u_1 \cos \sigma t + u_2 \sin \sigma t \\ v = v_1 \cos \sigma t + v_2 \sin \sigma t \\ F = F_1 \cos \sigma t + F_2 \sin \sigma t \\ G = G_1 \cos \sigma t + G_2 \sin \sigma t \end{cases} \quad (2)$$

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 663 号; 本文承方国洪同志指导, 特此致谢。
收稿日期: 1980 年 8 月 21 日。

将(2)代入(1),得到

$$\begin{cases} \sigma u_2 - 2\omega v_1 = -g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} - \frac{F_1}{h} \\ -\sigma u_1 - 2\omega v_2 = -g \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} - \frac{F_2}{h} \\ \sigma v_2 + 2\omega u_1 = -g \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} - \frac{G_1}{h} \\ -\sigma v_1 + 2\omega u_2 = -g \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} - \frac{G_2}{h} \end{cases} \quad (3)$$

其中 σ : 各分潮的角速度

g : 重力加速度, 981 厘米/秒²

h : 用厘米表示的深度

$\omega = Q \sin \lambda$ 。 Q 为地球自转角速度, λ 为纬度。

令: $a = 10^7 \sigma / g$

$b = 10^7 2\omega / g = 1.487 \sin \lambda$

$c = 10^7 / gh = 1.019 \div h / 10000$

则(3)式变成

$$\begin{cases} 10^7 \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} = -au_2 + bv_1 - cF_1 \\ 10^7 \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} = -av_2 - bu_1 - cG_1 \\ 10^7 \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} = au_1 + bv_2 - cF_2 \\ 10^7 \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} = av_1 - bu_2 - cG_2 \end{cases} \quad (4)$$

假设摩擦力的量值与潮流速度的平方成正比 $F \sim Ku(u^2 + v^2)^{1/2}$

$G \sim Kv(u^2 + v^2)^{1/2}$

k 为摩擦系数, 取 0.002。用最小二乘法, 当 t 取不同值, 即可得到海底摩擦力分量的表达式

$$\begin{cases} F_1 = \frac{\sum 0.002u \sqrt{u^2 + v^2} \cos \sigma t}{\sum (\cos \sigma t)^2} \\ F_2 = \frac{\sum 0.002u \sqrt{u^2 + v^2} \sin \sigma t}{\sum (\sin \sigma t)^2} \\ G_1 = \frac{\sum 0.002v \sqrt{u^2 + v^2} \cos \sigma t}{\sum (\cos \sigma t)^2} \\ G_2 = \frac{\sum 0.002v \sqrt{u^2 + v^2} \sin \sigma t}{\sum (\sin \sigma t)^2} \end{cases} \quad (5)$$

根据我国浅海的具体情况, 我们取 u, v 表达式为:

$$\begin{cases} u = U_{O_1} \cos(\sigma_{O_1} t - \xi_{O_1}) + U_{K_1} \cos(\sigma_{K_1} t - \xi_{K_1}) + U_{M_2} \cos(\sigma_{M_2} t - \xi_{M_2}) \\ \quad + U_{S_2} \cos(\sigma_{S_2} t - \xi_{S_2}) + U_{M_4} \cos(\sigma_{M_4} t - \xi_{M_4}) \\ \quad + U_{MS_4} \cos(\sigma_{MS_4} t - \xi_{MS_4}) \\ v = V_{O_1} \cos(\sigma_{O_1} t - \eta_{O_1}) + V_{K_1} \cos(\sigma_{K_1} t - \eta_{K_1}) + V_{M_2} \cos(\sigma_{M_2} t - \eta_{M_2}) \\ \quad + V_{S_2} \cos(\sigma_{S_2} t - \eta_{S_2}) + V_{M_4} \cos(\sigma_{M_4} t - \eta_{M_4}) \\ \quad + V_{MS_4} \cos(\sigma_{MS_4} t - \eta_{MS_4}) \end{cases} \quad (6)$$

用一年的资料进行调和, 求出摩擦力分量 F_1, F_2, G_1, G_2 , 代入(4)式, 即可得出各分潮的高度梯度值。

这样, 对于任一个已知潮流调和常数的地点, 都可以算得该地点潮汐调和常数的梯度。在整个研究海区内, 已经有足够多的地点潮流调和常数已知, 故我们可以算得整个海区的潮位梯度场。

在实际计算海中潮汐时, 可以从一个已知潮汐调和常数的港口或岛屿引伸出一条直线, 如图 1 所示。

首先对点 2 求出 $\frac{\partial \zeta}{\partial x}, \frac{\partial \zeta}{\partial y}$, 设点 3 和 1 的距离为 Δx 和 Δy , 则这两点的潮位差为

$$\Delta \zeta = \frac{\partial \zeta}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \Delta y \quad (7)$$

将它加到点 1 的潮汐调和常数上, 即可得点 3 的潮汐调和常数。类似地由点 3 的潮汐调和常数和点 4 的梯度值得点 5 的潮汐调和常数, 按此类推, 整个断面的全部站的潮汐调和常数即可得出。

这样, 我们也就可获得比以前可靠得多的同潮图。

2. 近最大潮流流速的计算

以前最大潮流流速的计算公式采用苏联的弗拉基米尔斯基方法。这个方法的估计值显著偏高, 其原因在于该公式所要求的天文条件事实上是不可能出现的。例如, 对半日潮港最大潮流流速的计算公式为:

$$W = 1.33W_{M_2} + 1.37W_{S_2} + W_{K_1} + W_{O_1}$$

式中 1.33 是 M_2 节点因子 f 的最大值 1.04, 乘上视差因子的最大值 1.28 得到的; 节点因子 f 的最大值每 19 年才出现一次, 而视差因子的最大值 1.28 是根据最大视差 $62'$ 求得的, 但实际上最大视差仅有 $61'5$, 根据 $62'$ 算出的视差因子显然要偏大, 因此, 乘得的结果 1.33 也就显著偏高。该公式还存在另一缺点, 即全日潮和半日潮组合没有根据, 我们从各个分潮的位相关系中可以看出, 只有当 $\varphi_{K_1} + \varphi_{O_1} - \varphi_{M_2} = 0$ 时 (φ 为分潮的初位相), 也就是说在高潮不等最显著的港口, 该公式才成立; 这样的港口极少, 而此公式却用到一般的港口, 这是很不恰当的。

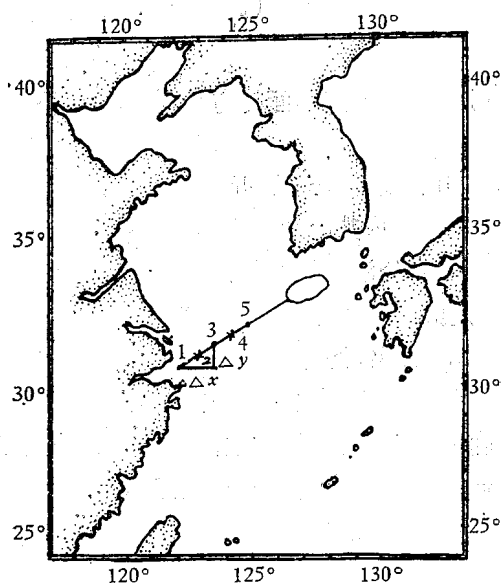


图 1 海中潮汐计算示意图

海图基准面的 BPF 方法¹⁾不但考虑了潮汐的振幅,也考虑了潮汐位相,在用潮汐观测资料检验时,效果比较好。这里进一步需要解决的问题是如何运用于潮流。我们首先是从潮流调和常数求出各分潮的分量

$$\begin{aligned} u'_c &= U_c \cos \xi_c & u''_c &= U_c \sin \xi_c \\ v'_c &= V_c \cos \eta_c & v''_c &= V_c \sin \eta_c \end{aligned} \quad (8)$$

取 $\alpha = 0^\circ, 1^\circ, 2^\circ, \dots, 359^\circ$, 求出各分潮在 α 方向的潮流分量的调和常数

$$\begin{cases} \tilde{u}'_c = u'_c \cos \alpha + v'_c \sin \alpha \\ \tilde{u}''_c = u''_c \cos \alpha + v''_c \sin \alpha \\ \tilde{U}_c = \sqrt{\tilde{u}'_c{}^2 + \tilde{u}''_c{}^2} \\ \tilde{\xi}_c = \begin{cases} \arcsin(\tilde{u}'_c / \tilde{U}_c) & \text{若 } \tilde{u}'_c \geq 0, \tilde{u}''_c \geq 0 \\ 2\pi + \arcsin(\tilde{u}'_c / \tilde{U}_c) & \text{若 } \tilde{u}'_c \geq 0, \tilde{u}''_c < 0 \\ \pi - \arcsin(\tilde{u}'_c / \tilde{U}_c) & \text{若 } \tilde{u}'_c < 0 \end{cases} \end{cases} \quad (9)$$

利用计算近最高潮面的方法,将各分潮的调和常数代入下式

$$W_\alpha = (A - BS + Ck)\delta^{1/2} \quad (10)$$

其中 W_α 为 α 方向的近最大流速, δ 为标准差, S 为偏度, k 为峰度。然后从 360 个方向的 W_α 中, 取其中的最大值, 即为最大潮流的数值和相应的方向。[这样求得近最大潮流, 既考虑了分潮的振幅与位相, 又比较符合实际情况, 大约一个月有一个小时出现这样的强流流速。

3. 潮能传播方向和速率的确定方法

以往关于潮波的传播方向只是根据同潮时线分布情况来判断, 即只根据波形的外观来确定, 我们给出的方法能够得出任一地点能量的传播方向及能通量密度(即平均单位时间通过单位宽度横截面的潮能)。

设某地点

$$\begin{cases} \zeta = H \cos(\sigma t - g) \\ u = U \cos(\sigma t - \xi) \\ v = V \cos(\sigma t - \eta) \end{cases} \quad (11)$$

其中 $H, g; U, \xi; V, \eta$ 分别为潮汐和潮流调和常数。

通过单位宽度截面的能通量为:

$$\Phi = \rho g h [\zeta W] \quad (12)$$

其中 ρ : 单位体积海水的质量;

g : 重力加速度;

h : 水深;

ζ : 平均海面以上, 在任意时刻海水自由表面的高度;

W : 沿截面法向方向的潮流分量。

$$W = u \cos \theta + v \sin \theta = U \cos(\sigma t - \xi) \cos \theta + V \cos(\sigma t - \eta) \sin \theta \quad (13)$$

将 (13) 代入 (12) 得:

1) 中国科学院海洋研究所、国家海洋局科技情报研究所, 1978 年。海图基准面的一个计算方法。

$$\begin{aligned}\Phi &= \rho gh [HU \cos(\sigma t - g) \cos(\sigma t - \xi) \cos \theta \\ &\quad + HV \cos(\sigma t - g) \cos(\sigma t - \xi) \sin \theta] \\ &= \frac{1}{2} \rho gh H [U \cos(\xi - g) \cos \theta + V \cos(\eta - g) \sin \theta]\end{aligned}\quad (14)$$

$$\text{令} \quad W_0 \cos \theta_0 = U \cos(\xi - g) \quad W_0 \sin \theta_0 = V \cos(\eta - g) \quad (15)$$

将(15)式代入(14)式得

$$\Phi = \frac{1}{2} \rho gh H W_0 \cos(\theta - \theta_0) = \Phi_0 \cos \Delta \theta \quad (16)$$

当截面方向为 θ_0 时, Φ 达最大值¹⁾。

$$\Phi_0 = \frac{1}{2} \rho gh H W_0 \quad (17)$$

其中 θ_0 可视为能流方向, Φ_0 为强度。

计算结果可表明海区中能量的传播方向和在各地能量的消耗情况。

我们还计算了各分潮最大流速出现时刻, 最大流速的量值和方向, 最小流速的量值, 椭圆率, 椭圆旋转方向以及潮汐潮流的性质。这里应当指出, 所计算的各要素均为各水层垂直平均值。计算步骤是首先用加权平均的方法求出各分潮平均调和常数分量, 然后再求出各分潮平均调和常数, 以后的计算全用平均调和常数进行, 这样算得结果可以说明整个海区的平均状况。

二、潮汐和潮流的分布

1. 潮波的传播

从东海 M_2 分潮潮能传播方向和速率的分布图(见图3)中, 我们清楚地看到, 太平洋的潮波主要是经日本九州至我国台湾之间的水道进入东海的, 除了东海本身的消耗之外, 其中绝大部分继续向西北方向传播并进入黄海, 还有一小部分分别传向台湾海峡和对马海峡。

东海向黄海输送的能量大部分沿着东部海区北上。山东半岛东南海区, 能量作反时针旋转, 但量值不大, 这种状况明显反映了反射波南下的影响。在朝鲜南部沿海, 能量是从日本海传向朝鲜海峡的, 这说明, 日本海虽然面积广阔, 但由于水较深, 潮能的消耗量是不大的。浙江南部沿海潮能的输送量微弱, 潮波具有驻波的性质。

为了进一步研究进入东海潮能的分布和消耗情况, 我们分别在东海东部、东海与黄海分界处、台湾海峡及对马海峡选取了4个断面(位置见图2), 计算了各个断面上主要半日分潮(M_2 和 S_2 之和)单位时间内输入的总潮能, 计算结果列入表1。由表1看出, 进入东海的总能量约为 1.533×10^{18} 尔格秒⁻¹厘米⁻¹; 进入黄海的约为 0.612×10^{18} 尔格秒⁻¹厘米⁻¹ (这与方国洪^[2] 计算的进入黄海的能量大约为 0.701×10^{18} 尔格秒⁻¹厘米⁻¹ 是大体一致的), 约占进入东海总潮能的40%; 自台湾海峡输出的能量约为 0.201×10^{18} 尔格秒⁻¹厘

1) 在本文完成之后, 作者注意到 I. S. Robinson (1979) 也采用了同样的方法研究爱尔兰海的潮汐动力学过程, 见 *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 56: 159—197。

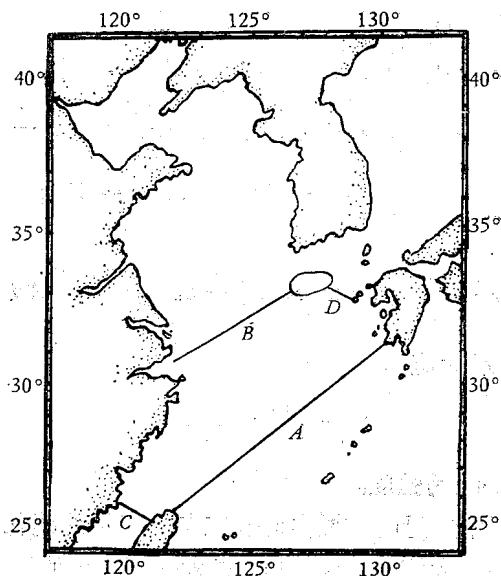


图2 计算东海流量断面位置示意图

表1 各断面潮能的输送量

断面 潮能 分潮	A	B	C	D
M_2	1.365×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$	0.523×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$	0.185×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$	0.148×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$
S_2	0.168×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$	0.089×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$	0.016×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$	0.027×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$
$M_2 + S_2$	1.533×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$	0.612×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$	0.201×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$	0.175×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$

米 $^{-1}$, 约占 13%; 自对马海峡输出的能量为 0.175×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$, 约占 11%; 由此估计, 东海海域在潮流的输送过程中消耗的能量约为 0.545×10^{18} 尔格秒 $^{-1}$ 厘米 $^{-1}$, 即为输入总能量的 36%。

从 M_2 分潮同潮时线和等振幅线分布图(图 4) 中也可以看出, M_2 半日潮波在东海大部分海区保持了前进波的特点; 它的主要部分通过东海北部进入黄海, 进入黄海的潮波受到山东半岛南岸的反射而形成山东半岛南部的驻振动; 部分潮波迁到浙江海岸后立即反射, 致使浙江近海的半日潮波具有驻波性质。另外, 还有一部分潮波则进入台湾海峡, 故在台湾海峡北口附近也有前进波的特点。以上这些特征与潮能传播分布图所得到的是一致的。

从 K_1 分潮同潮时线和等振幅线分布图(图 8) 看出, K_1 全日潮波在东海基本上是驻波的形式, 进入黄海后, 由于受到辽东半岛、山东半岛的反射, 在南黄海中部形成一个无潮点。在台湾海峡及其附近全日潮波则是向南传播的。

2. M_2 半日潮波的分布

M_2 分潮流椭圆长轴的分布(见图 6) 比较规则,其分布特点与地形有密切的关系。靠近岸边,长轴方向与岸线平行,如山东半岛、江苏沿岸一带都很明显。在江河口及海湾附近,如长江口、钱塘江口,长轴朝向江河口及海湾。在浙江中、南部沿岸一带,长轴的方向垂直于岸边,那是由于浙江沿岸 M_2 分潮流波具有驻波的特点而形成的。就整个东海海域来说,潮波是经由日本与我国台湾之间广阔的水道向西北方向传播而进入东海的,所以在 124°E 以东,椭圆长轴是西北—东南向,至江苏外海, 124°E 以西,就逐渐接近南—北向。

M_2 分潮流椭圆率的分布是有规律的,从图 7 可以看出,在东海大部分海区为右旋,这主要是柯氏力作用的结果。仅在山东半岛东南沿海以及浙南、闽北为左旋,这是潮波干涉的结果。其中苏南、浙北外海大约在 $124^\circ30'\text{E}$, 32°N 附近有一强烈的右旋潮流区,半日潮流接近于圆形,而且这一带流速亦不算弱。从图 5 可以看出,在该区域的西北端存在着一个圆流点,它与山东半岛之间的距离大约为 $1/2$ 个半波长,看来与山东半岛南岸的反射有关。

半日潮潮汐和潮流的位相(见图 4, 5) 在海域的大部分地区是自东南向西北逐渐推迟。从琉球群岛到舟山—济州岛连线,潮汐和潮流的位相大约都推迟 4—5 小时,在象山以南的浙江近海潮汐和潮流的位相都不大随地点变化。而在台湾海峡北口,位相自东北向西南推迟。

3. K_1 全日潮波的分布情况

K_1 分潮流由于量值较小,其分布规律就不如 M_2 分潮流明显。但从图 10 可以看出, K_1 分潮流椭圆长轴的方向,基本上还能表现出与地形有密切关系,在山东南部沿岸、江苏沿岸、长江口、杭州湾等地椭圆长轴方向与岸线大体一致。

由于东海全日潮流较小, K_1 全日分潮流的分析结果不大准确,但从图 11 可以看出, K_1 全日分潮流在海域的大部分地区也为右旋,仅在山东东南沿海及浙南、闽北等海区为左旋。在东海中部有一强烈的右旋潮流区。从图 9 可以看出,在冲绳海沟东北端,大约在东经 $127^\circ15'$, 北纬 $31^\circ30'$ 附近有一个顺时针旋转的圆流点,这可能与辽东半岛和山东半岛的反射有些关系。

4. 潮汐潮流性质

整个东海均以半日潮为主,其西部大半个海区是正规半日潮性质,东部小半个海区则是不规则半日潮性质,中间有一条比较明显的分界线。

关于潮流,见图 12, 这条分界线自基隆开始,沿着冲绳海沟西侧指向东北,到达北端后向北延伸至离济州岛约一个纬距处转向西北。整个台湾海峡是半日潮流,而整个对马海峡则为混合半日潮流。

关于潮汐,见图 13, 这条分界线大体与前述相近。另外,在山东半岛南面的半日潮无潮点附近,全日潮相对地比较重要。

因此,东海潮汐潮流变化总的特点主要由半日分潮的分布决定。

5. 近最大潮流的分布

总的来说,潮差的大小和潮流的强弱与水深的分布密切相关,这与长波自深海向浅水区传播时波高和流速变化的一般特性是一致的。在 100 米等深线以东潮差较小,潮流较

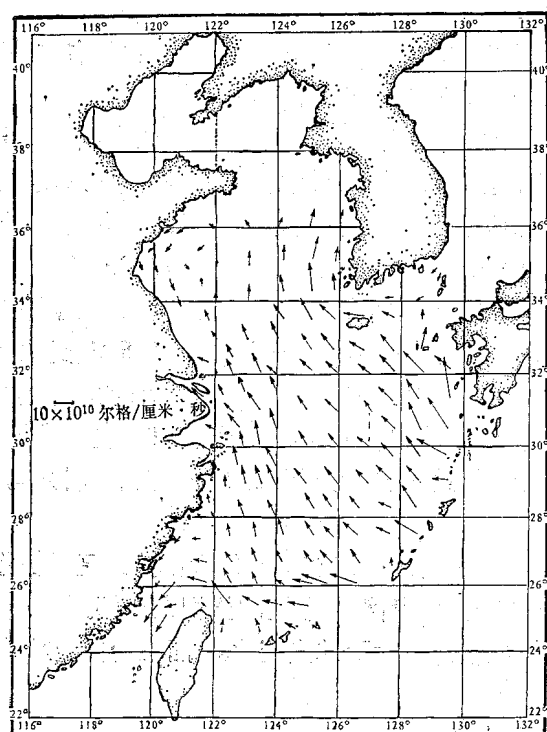


图3 M_2 分潮潮能传播方向和速率(10^{10} 尔格/厘米·秒)

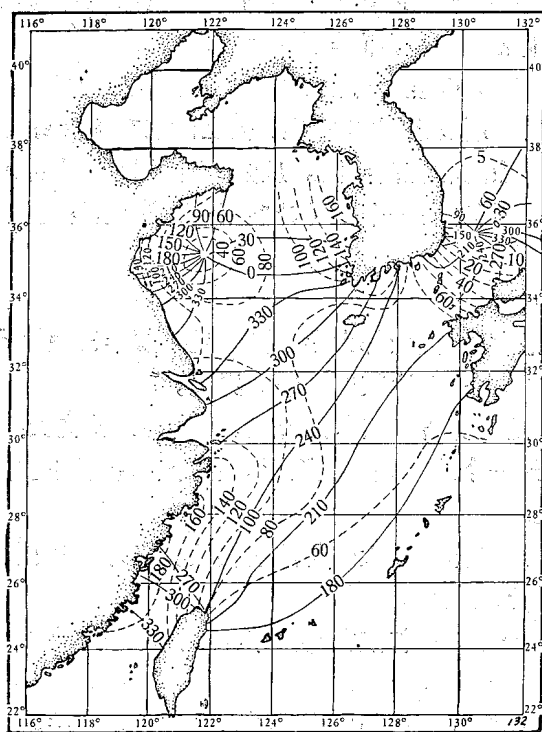


图4 M_2 分潮同潮时线和等振幅线分布图

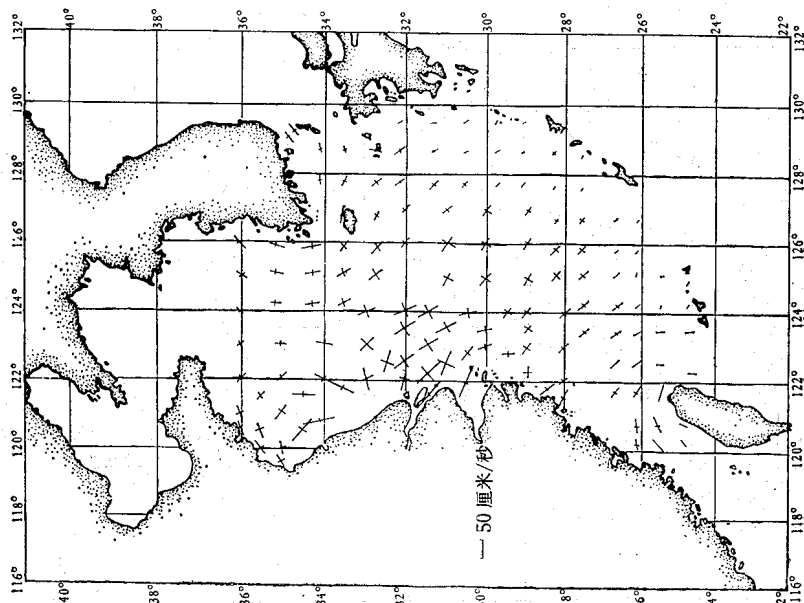


图 6 M_2 分潮流椭圆长短轴分布图

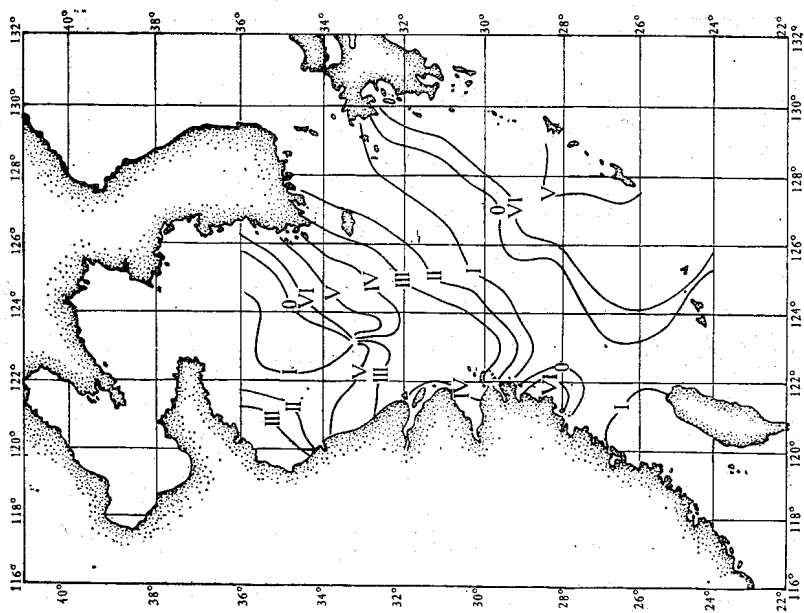
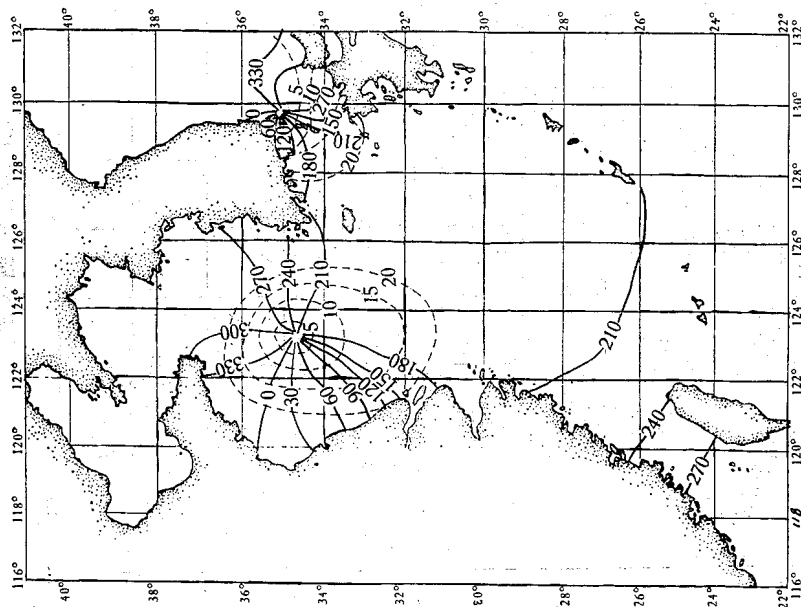
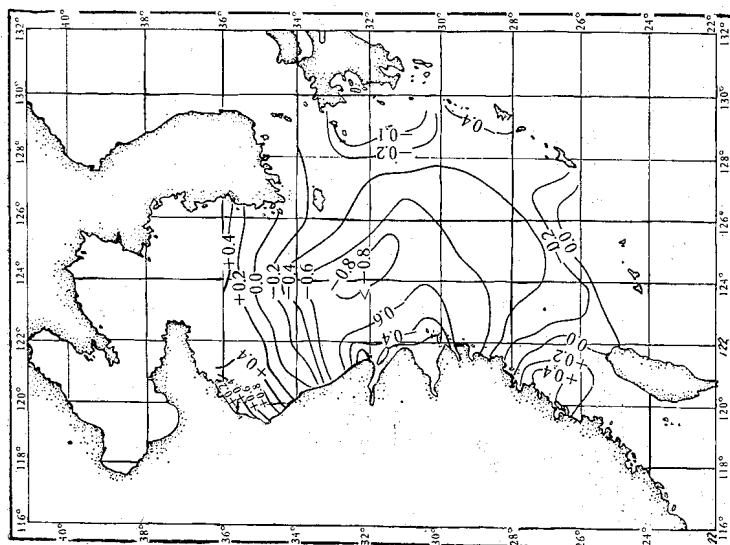


图 5 M_2 分潮流最大潮流同时线图

图 8 K_1 分潮同潮时线和等振幅线图图 7 M_2 分潮椭圆率和流矢旋转方向分布图

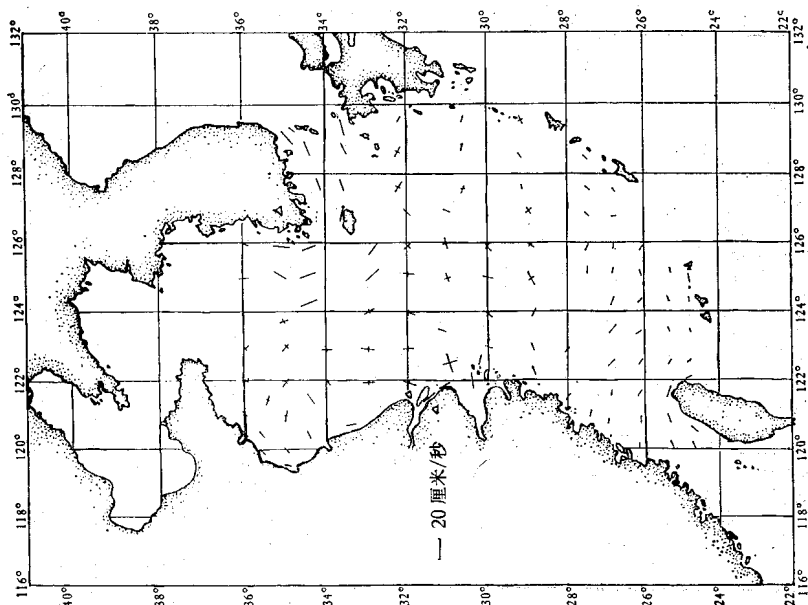


图 10 K₁ 分潮流椭圆长短轴分布图

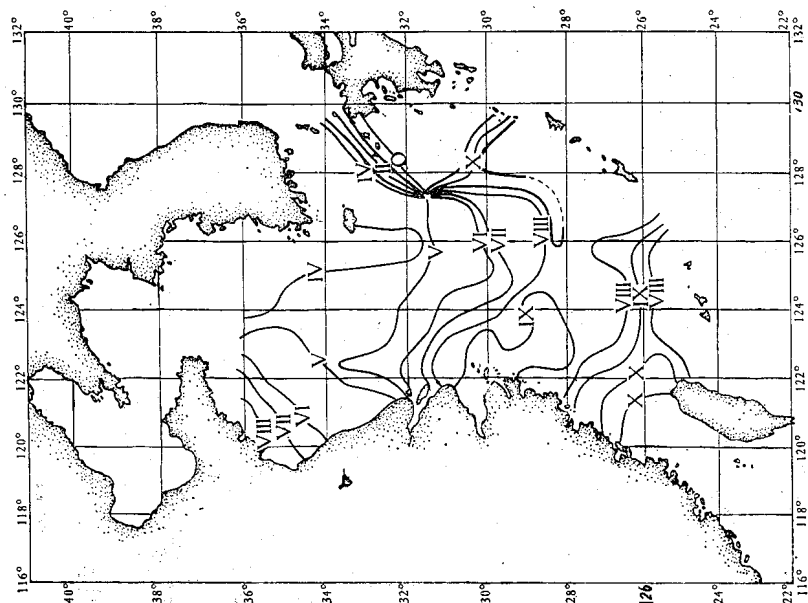
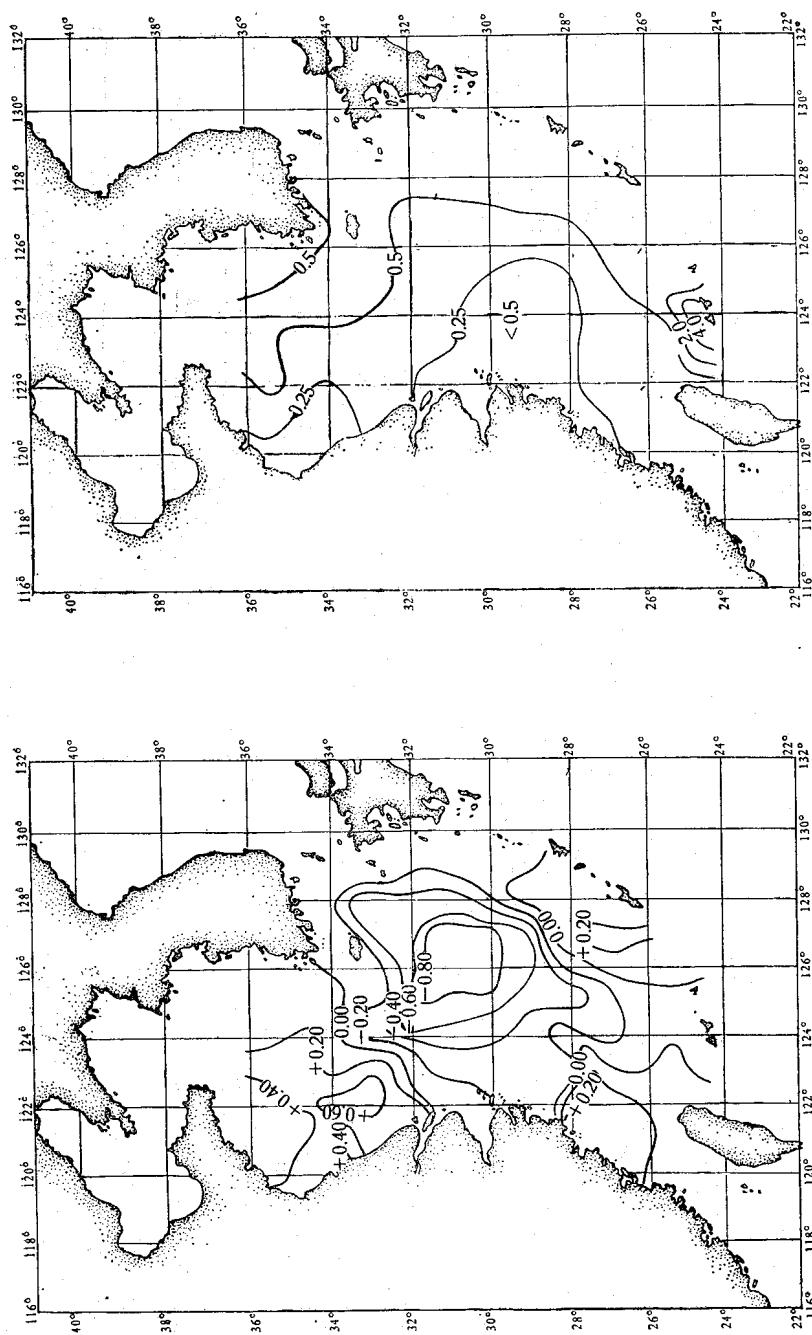


图 9 K₁ 分潮流最大潮流同时线

图 11 K_1 分潮椭圆率和流矢旋转方向分布图图 12 潮流性质 $((w_{K_1} + w_{O_1})/w_{M_2})$ 分布图

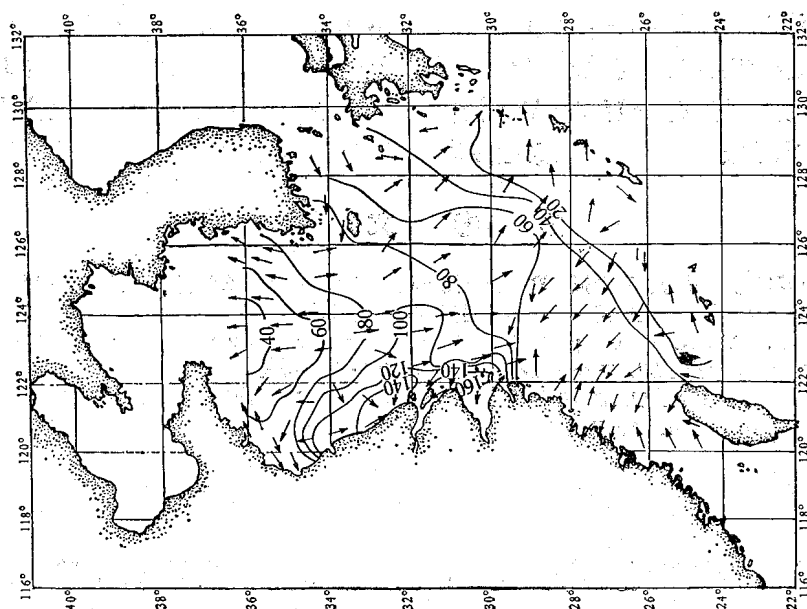


图 14 平均近最大潮流分布图

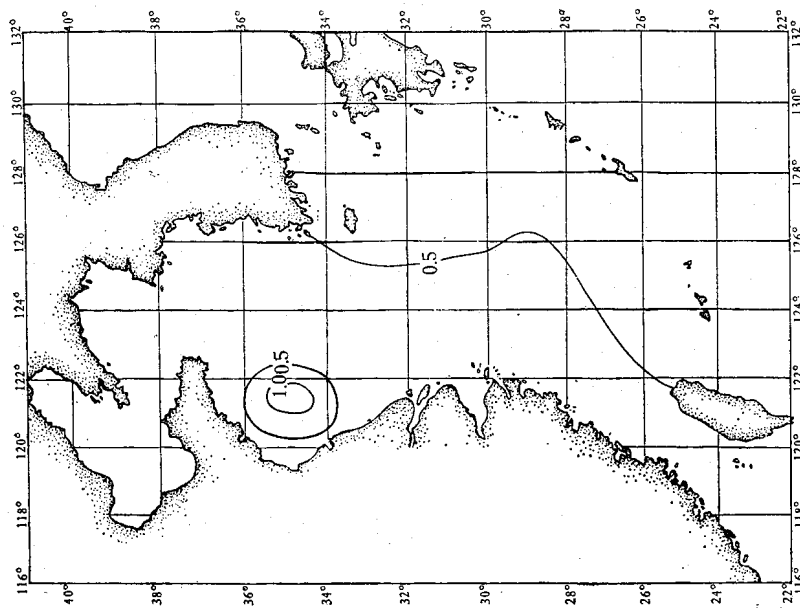


图 13 潮汐性质 $((H_{O_1} + H_{K_1})/H_{M_2})$ 分布图

弱,向西北而渐趋强烈。

从图 14 看出,冲绳海沟东南的深海区为弱流区,海沟西北侧 100—200 米等深线之间潮流明显增强。我们计算了本海区的近最大潮流(这样的流速平均大约每个月有 1 小时的概率)。海沟以东多在 0.1—0.3 节,海沟西侧迅速增加至 1 节,其中以舟山群岛、杭州湾及长江口为最强流区,流速可达 3—4 节,甚至 4 节以上。苏南近海流速也可达 3 节左右。

最大流的方向与 M_2 分潮流的最大流向一致,即在外海大致与潮流传播方向平行,近岸处则一般与岸线走向一致,但在象山以南的浙江沿海则最大潮流方向与岸向近于垂直。

参 考 文 献

- [1] 方国洪, 1974 年。潮汐分析和预报的准调和分潮方法 I. 准调和分潮。海洋科学集刊 9:1—15。
- [2] 方国洪, 1979 年。黄海潮能的消耗。海洋与湖沼 10 (3): 200—213。
- [3] Doodson, A. T. and R. Corkan, 1933. The principal constituent of the tides in the English and Irish Channels. *Phil. Trans. Ser. A. Vol. 231*: 29—53.
- [4] Proudman, J. and A. T. Doodson, 1924. The principal constituent of the tides of the North Sea. *Phil. Trans. Ser. A. Vol. 224*: 185—219.

A STUDY ON THE CHARACTERISTICS OF THE TIDE AND TIDAL CURRENT IN THE EAST CHINA SEA*

Ding Wenlan

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

ABSTRACT

In this article, using tidal differential equation, the gradients of the tidal levels were calculated with the data of tidal current in the sea; and then the tides in the sea have also been predicted by means of the tidal data at the coastal station. Simultaneously, the quasi-maximum velocity of tidal current, the energy imported into the East China sea by the sum of the M_2 and S_2 of the main semidiurnal constituent and its dissipation have been calculated. In addition, the tide and tidal current properties, the propagation of the tide waves, quasi-maximum velocity of tidal current and the transport of the tidal energy have also been discussed.

*Contribution No. 663 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.