

地球自転効果による底層流と瀬戸内海の底質分布

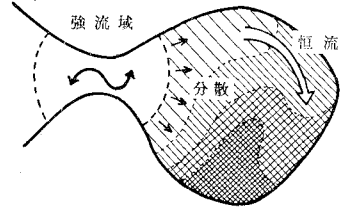
安田秀一*・肥後竹彦**・谷本照巳**

1. はじめに

長さが数百 km にも及ぶ瀬戸内海では、潮汐は内海中央部で2倍以上にも増幅され、そのため潮流もほぼ全域的に卓越している。この強い潮流と地質学的な特性が相俟って、瀬戸内海は、灘や瀬戸が共存する非常に変化に富んだ地形を形成し、潮流も各海域毎に様々な現象を見せている。瀬戸内海の海底は瀬戸部のごく一部を除いてほとんどの海域が砂や泥で覆われているが（井内, 1982）、そのような流動的な海底は複雑な潮流の影響を強く受けているようで、瀬戸内海の平均水深は30数mであるにも拘らず、最大水深は500mに達する所もある。井内（1982）は、地質学的な立場で瀬戸内海の底質図を提示しているが、それによると、海底の形状のみならず、底質の分布もかなり変動的で、一概に潮流の強弱だけでは説明することはできないようである。

瀬戸内海中央部の燧灘東部海域には、東岸沿いを北上する恒流が存在することが多くの海洋従事者に知られているが、Yasuda (1989A) は、地球自転効果を考慮することによってその成因を明らかにし、さらにその解析の中で、上層の東岸沿いの恒流と共に沖合い向きの底層流が生成されうること解析的に明かにした。燧灘東部海域は、「潮流が非常に弱いにも拘らず東岸沖の海底底質の粒度はかなり粗い」という特異な底質分布を形成しているが、そこで示された底層流の存在によって、燧灘東部海域の底質分布はうまく説明することができた。

潮流の振動成分がストークス境界層を形成するように、定常成分である恒流も、地球自転効果によって、 M_2 潮流によるストークス境界層に匹敵するエクマン境界層を形成する。燧灘東部海域の恒流の解析の中で得られた沖合い向きの底層流は、エクマン層の性質を含むもので、瀬戸内海の各灘湾で観られる恒流も、その海域の鉛直渦動粘性係数に見合って、海底上にエクマン層を形成していると考えることができる。エクマン層内では、流速ベクトルのホドグラフは、鉛直方向に螺旋形を描い



図一1 湾内における沈降性粒子の輸送過程

て、上層の流れとは強さも向きも異なる流れを形成するが、本報告は、このエクマン層内での流れを底層流として、Yasuda (1989A) で得られた知見をもとに、瀬戸内海における海底形状や底質分布に及ぼす底層流の役割を、物理的な側面から明らかにしようとするものである。

2. 瀬戸内海の潮流・恒流と底質分布

瀬戸内海でも、潮流の強い海域では一般的に透明度は低い。これは、強い潮流が海底の堆積物を効果的に巻き上げていることによるとされているが、当然のことながら、潮流が強いほど、沈降速度の速い大きい粒子を上層の方まで漂わすことができる。図一1に示すように、強流域で巻き上げられた粒子は、往復流のシア効果による分散過程や湾内を循環する恒流によって、徐々に沈降しながら、湾奥部に輸送されていくと考えることができる。沈降性物質の分散過程は沈降速度に依存してかなり複雑で（Yasuda, 1989B）、それによる湾内での沈降性物質の分布は簡単には言い表せないが、恒流については、細かくて沈降速度の遅い物質ほど遠くまで運ばれるであろうことは容易に推測できる。

図二は、肥後ら（1980）によって整理された、15日間観測による表層における潮流の M_2 潮成分の振幅分布を表したものである。15日間観測による M_2 潮成分は信頼性は高いものの、測点がそれほど多くないために（159点）、その等値線は大雑把にならざるをえないが、全般的には海峡部や瀬戸部では潮流は強く、灘部では弱いことが示されている。海峡部は一般に灘部よりも深くなっ

* 正会員 理博 工業技術院中国工業技術試験所

** 工業技術院中国工業技術試験所

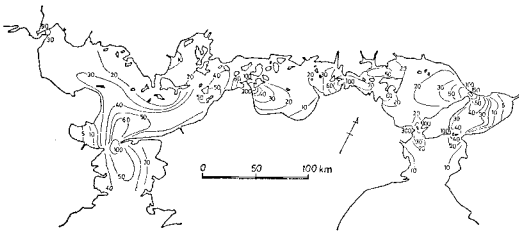
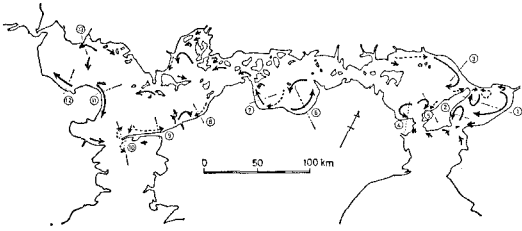
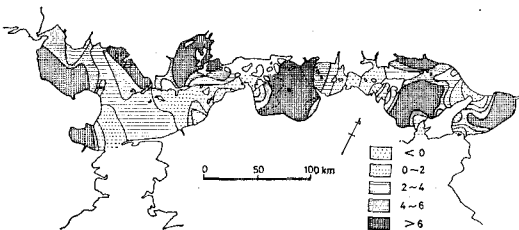
図-2 潮流の M_2 成分の振幅分布 (cm/sec)

図-3 瀬戸内海の表層における恒流

ているが、この図によると、海峡部の断面積は灘部よりは狭い、つまり、海峡部の水深は、灘部の断面積を補うほど深くないということを示している。

恒流は潮流に比べて値が小さいために、観測によって得られる値はバラ付きが大きい、これまでに為された膨大な数の観測データを整理することによって、各海域毎に明瞭な恒流の存在を認めることができる。このようにして得られた瀬戸内海の恒流図は、これまで柳・樋口 (1979) や藤原 (中国工業技術試験所, 1980) によって報告されているが、図-3 の実線の矢印は、両者の報告に基づいて、ほぼ確かと思われる表層の恒流を描いたものである。それぞれの強さは海峡近辺を除いて数 cm/sec のオーダーである。

中国工業技術試験所 (1984) では、瀬戸内海の海底汚染の実態を調べるために、1975年から77年にかけて瀬戸内海全域の海底泥を採取し、種々の分析を行ってその結果を報告している。図-4 は、それによって得られた底質の粒度分布図で、 $Md \phi$ (中央粒径値 (井内, 1982 や

図-4 $Md \phi$ による海底底質の粒度分布

谷本ら, 1984), 底質を構成する粒子の平均的な大きさを表し、値が大きいほど粒子は細かいことを示す。)によって表したものである。図-2 と比較すると、潮流の強い海峡部や瀬戸部では海底泥の粒子は粗く、灘部などでは粒子が細かいことがよくわかる。またそれぞれの湾・灘を注目すると、 $Md \phi$ の値は高いながらもかなり変動的で、その分布は、潮流の強弱や恒流の向きだけでは説明できない複雑な様相を呈している。

3. 恒流による境界流

円筒形の回転水槽を用いると、エクマン層の形成に係わる興味深い実験ができる。例えば、その水槽に反時計回りに角速度 ω の回転を与えた初期の段階においては、回転台を基準にして回転系から見ると、水槽の中心から r の位置にある水粒子は、 $r\omega$ の速さで時計回りの循環を形成して流れていると見なすことができる。また回転が角速度 Ω で安定 (完全にスピニングアップ) した状態で、回転台の角速度を突然 ω に変えてその新しい系から見ると、 r の位置にある水粒子は $r(\Omega - \omega)$ の速さをもつ循環流となる。境界層の厚さは、過マンガン酸カリによる流速分布の可視化から知ることができる。この実験の詳細は安田・肥後 (1990) に譲るが、そこで得られた主要な結果の一つは、底面上の境界層の厚さ δ が次のような式で与えられるということである。

$$\delta \propto \sqrt{\frac{2\nu_z}{|f - \zeta|}} \dots\dots\dots (1)$$

ただし、 ν_z は鉛直粘性係数で、 f はコリオリパラメータ、 ζ は湾曲流のもつ回転角速度 (渦度の 1/2 に相当し、高気圧性を正とする) である。ちなみに、 $f = \zeta$ のときには δ は無限大となり、流速の鉛直分布は放物線形となるはずであるが、実験では流れは強く乱れ、可視化による分布の把握は不可能であった。また、式 (1) は、自転効果がない場合 ($f = 0$) でも流路の曲率によって境界層が形成されることを示している。式 (1) は広義のエクマン層厚を表すものであるといえる。

この実験からも得られたことではあるが、自転効果のある回転系の流れの性質を考慮すると、上層 (境界層外) の恒流に引き起こされる底層流は、図-5 のように分類することができる。まず、図中の①は恒流が陸岸を左にみて流れる場合、②は右にみて流れる場合で、それぞれ、横断面において図中のような境界流が生成される。また、③は高気圧性、④は低気圧性の曲率を持つ恒流で、その場合には、それぞれ、図のような底層流が生成される。式 (1) によると、それぞれの境界層は、高気圧性の場合には厚く、低気圧性の場合には薄くなり、そのため、上層の恒流の強さが等しい場合には、底層流の強さは高気圧性に弱く、低気圧性のときに強くなる

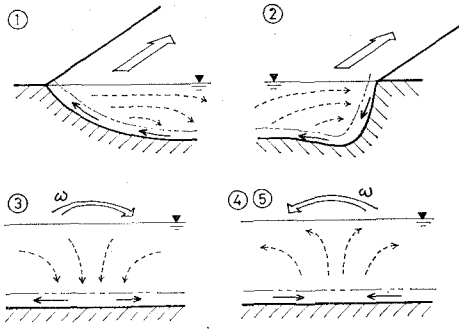


図-5 恒流によって生成される底層流の分類

(安田・肥後, 1990). ⑤は曲率が非常に大きく, $|c| > |f|$ となる場合で, 高気圧性・低気圧性に拘らず, 底層流は中心部に向かう成分をもつ.

ところで, 回転系に形成される境界層は, なぜ上層とは異なる向きをもつ底層流を生成するのであろうか?

密度が一樣な回転系においては, 境界層を除いた内部領域では, テイラー・ブラウドマンの定理として知られているように, 鉛直的に流れは一樣になる. 図-6 の中で, 流れが遠ざかる方向に向いているとすると, 自転効果によるコリオリ力は c のように作用し, そのバランスのために p のように圧力勾配力が働く. この両力は, 内部領域ではお互いにバランスしているが, 式 (1) で表されるエクマン層内部では, 圧力勾配力は内部領域と同じであるにも拘らず, 流れは摩擦によって弱まり, 結果的に左向きの力が余ることになる. これが, エクマン螺旋を形成する力であり, ここで言う底層流の生成力となるものである. 低気圧性の恒流においては, 遠心力が c の方向に加わり, そのために圧力勾配力が大きくなって底層流もより強くなる. 高気圧性の恒流においては, 遠心力は c の反対方向に作用するために, コリオリ力と遠心力の合力 c は小さくなり, それにバランスする p も小さくなる. それらの差が圧力勾配となるた

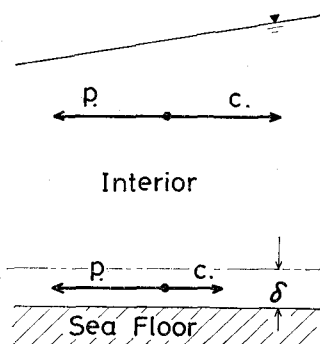


図-6 底層流生成に関する説明図

めに, エクマン層内での余分の力も小さくなって, 底層流も低気圧性の場合よりも弱くなる. 前述の境界層の厚さによるものとは別に, このようなことから高気圧性の恒流に伴う底層流は低気圧性のものよりも弱いといえる. また, コリオリ力と遠心力が釣り合うときは, 式 (1) の δ が無限大となり, その場合には, 圧力勾配力は横断方向には生じない.

恒流の強さの変動などによって, エクマン境界層はエクマンサクシオンを引き起こして, 境界層外においても, 図中の破線で描いたような横断方向成分をもった流れを生むが (Pedlosky, 1979), このようなことから, 恒流は単に物質を輸送するだけではなく, エクマン層に誘発される三次元的な流動構造によって, 物質混合にも大きく寄与するものと考えられる.

4. 瀬戸内海の底層流とその効果

上層の定常流が形成するエクマン境界層内の流速分布は, Pedlosky (1979) にもあるように, 鉛直粘性率が一定値の場合には解析的に簡潔に表すことができ, それを鉛直方向に微分することによって, 底面上での応力を知ることができる. それによると, 上層の恒流は, 反時計廻りに 45° の方向に, 海底面上でストレスを与えることになる. このような海底上のストレスや, ①から⑤までに分類した底層流を考慮すると, 海底面上の堆積物を輸送する方向は, 図-3 の恒流図をもとに, 定性的に図-7 のように描くことができる.

海水中の濁度は SS の濃度に依存するが, SS は一般に沈降性で, 流れの強い海峡・瀬戸部や大きい河川の河口近辺を除いて, 海底近くほど高濃度になっている (谷本ら, 1984). 図-8 は, 中国工業技術試験所で1979年から82年にかけて測定された, 夏季の底層 (海底上 50 cm) における濁度 (スパン 1 m の光束減衰係数) の水平分布を描いたものであるが (谷本ら, 1984), 湾・灘部における濁度分布は, 底層の物質流束 (Flux) の様子を表現しうるものであると考える. この図は, 図-4 の $Md\phi$ の分布と全般的による対応しているが, 底層の濁度分布は, $Md\phi$ の値の高い (粒子が細かい) 領域をさらに細かく識別しているようにも見える. これら 図

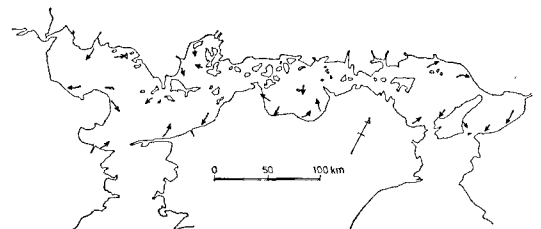


図-7 底層における物質の流れ

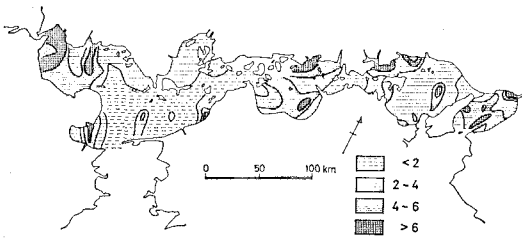


図-8 底層（海底上50 cm）における濁度

—4・図-8 と 図-7 とを対比させると、多くの灘において、エクマン層内の底層流は、底層や底質の物質分布に影響を与える重要な要素であると言える。

次に、具体的に各海域毎の底層流の振舞いを記述する。図-9 は、恒流図（図-3）の中に2点鎖線で示した横断面における海底地形を描いたもので、それぞれの番号は両図で互に対応している。

断面①の高石沖の恒流は、大阪湾の典型的な恒流としてよく知られているが、これは陸岸を左に見て流れていることから、図-5 の①のタイプで、この他には、断面③、⑤、⑦、⑫がこのタイプに相当する。底層流は陸岸に向かうために、陸岸近くが堆積環境にあり、埋め立てのしやすい浅い海域を形成して、図-4 の $Md\phi$ の値も高くなっている。断面③の上流側（小豆島の北部）の破線で示した矢印は、この近辺には潮流の実測による恒流は得られていないものの、断面③の恒流につながるものとして、 $Md\phi$ や底層の濁度（図-8）の分布から推定できる恒流であると考えられる。

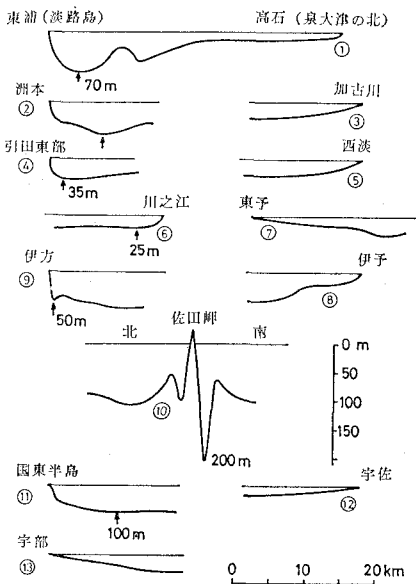


図-9 恒流域における海底地形の横断面図

断面②、④、⑥、⑪の陸岸沖の恒流は、陸岸を右にみて流れる 図-5 のタイプ②に相当するもので、底層流は沖合に陸岸から発散するように流れている。海底上の物質は常に沖合に掃き出される傾向にあるため、陸岸沖は直ちに深くなって、図のように恒流の下に水深のピークをもっている。 $Md\phi$ の値もやや低くなっており、特に⑥と⑪はこのタイプの傾向をよく表している。

周防灘北部の断面⑬の恒流もタイプ②の流れのほうであるが、 $Md\phi$ は低いものの海底地形はタイプ①のようになっている。これは近くの佐田川や樺野川からの土砂の流出によるものであらうと思われる。これに類似するものとして、別府湾口の佐賀関半島北部に流れる恒流が挙げられる。この場合は土砂は大野川と大分川から供給されているのであらう。

典型的なタイプ②を代表する、断面⑤の嵯峨灘東部海域の東岸沿いの恒流は、タイプ④の低気圧性の循環流を形成している（Yasuda, 1989A）。この海域の $Md\phi$ は東岸沖を除いて値の区別はできないが、図-8 の底層の濁度をみると、循環流の中央部付近が高濃度になって、タイプ④の底層流を裏付けているようである。恒流図には存在しないが、播磨灘東部の濁度の極大域もこのタイプの恒流によって形成されているのかもしれない。

佐田岬半島の断面⑩の水 深は非常に変動的で、この半島を挟んで南北両方向に、非常にシャープな水深の極大極小を形成している。従来の恒流の研究（例えば Robinson, 1981等）によると、このような半島の前後には、潮汐流程規模の循環流が形成されるが、そのことから、佐田岬半島の先端付近には、破線のような恒流が推定できる。北部の循環流の中の実線は、そのことを裏付けているのではないかと考える。この南北の渦流はそれぞれ低気圧性と高気圧性になっているはずであるが、推定されるそれらの曲率と、図-2 に示されるこの海域の潮流の振幅から遠心力を見積ると、両恒流は、タイプ⑤の曲率の大きい循環流に相当するようである。式（1）を考慮すると、タイプ⑤の場合においても、右辺の分母は低気圧性で大きく、高気圧性で小さくなる。従って、先にも述べたように、半島南側の低気圧性の循環流ではエクマン層は薄く、中心部向きの底層流は北側の高気圧性の渦流のものよりは強くなると考えられる。断面図における半島の北側よりも深い南側の強い切れ込みは、このようなことによって引き起こされたものであらう。

断面⑧、⑨を横切る流れも観測によって得られたものではないが、底質の分布や海底地形、さらに前後の恒流を考慮すると、図-3 のように推定しうるのではないかと考える。

山口県の閉鎖的な小内湾である 笠戸湾は、樋口・柳（1978, 1979）によって詳細な恒流の観測がなされ、興

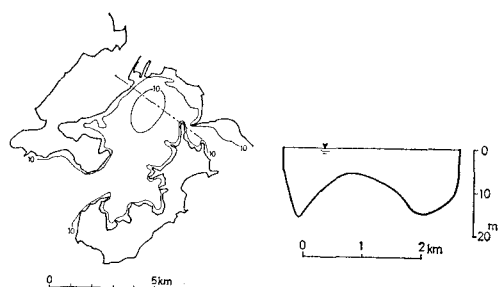


図-10 笠戸湾の海底地形

味深い結果が報告されている。それによると、湾内全域に反時計廻り（低気圧性）に循環する恒流が卓越し、その主流は 10 cm/秒 程度で直径が約 2 km とされている。また後者の報告の中では、恒流の発散量の算定から循環流の中央部には上昇流が生成されていることを指摘し、底質の粒度分析も行つて中央部の粒度が細くなっていることも述べている。この主流の値を考慮すると、その回転角速度 ω は 10^{-4} 秒 $^{-1}$ と見積られ、笠戸湾（北緯 34°）での f の値と同程度になっている。この恒流はまさにタイプ④であり、薄いエクマン層の中を中心部向きに優勢な底層流が生成されていると推測できる。図-10 の左図の一点鎖線は、笠戸湾の循環流の中心部を横切るように引いたもので、右図はその部分の海底地形を描いたものである。中心部付近は極端に浅くなっている。樋口・柳（1979）は、粒度分布も併せて、その海底地形の成因は、潮流と恒流の運動エネルギーの分布にあるのではないかと、ということに留めているが、本報においては、この成因は、「地球自転効果のもとで低気圧性の恒流が生成する優勢な底層流」にあると考える。余談ではあるが、地形が対称的で恒流が高気圧性に形成された場合には、その値から判断して、式（1）による境界層は非常に厚くなって顕著な底層流は生成されず、従つて、図-10 のような海底地形も形成されることはないであろう。

5. おわりに

瀬戸内海はほぼ全域的に潮流が卓越していることから、本報告は、密度成層については考慮しないで解析を行っているが、粘性係数の問題等も含めて、さらに詰めるべき点も残されている。しかしながら、これまで、このような底層流に着目して底質などの分布を説明しようとした例はないようで、瀬戸内海の問題を解析する上で、本報告も、その手法上の一石を投じることができたのではないかと考えている。

地球自転効果のもとにおけるこのような底層流は、陸岸沿いに鉛直流を引き起こしうるもので、海岸の侵食や港湾への土砂の堆積、さらに、人工海浜等における砂の流出や汚泥の集積による海浜汚染にも係わりうるものと考えられる。また、大規模な海洋構造物の構築は、底層流に影響を与えて、海底の堆積環境や海岸形態さえも変えてしまう恐れもある。底層流は、海岸過程の解析や沿岸海域の種々のアセスメントの議論において、新たに考慮すべき重要な要素であると考えられる。

参考文献

- 井内美郎 (1982): 瀬戸内海における表層堆積物分布, 地質学雑誌, 88巻, 8号, pp. 665~681.
- 谷本照巳, 川名吉一郎, 山岡到保 (1984): 瀬戸内海における底質の粒度組成と有機物, 中工試報告, 21号, pp. 1~12.
- 中国工業技術試験所編 (1980): 瀬戸内海全域の汚濁予測に関する研究報告書, 849 p.
- 中国工業技術試験所編 (1984): 瀬戸内海汚と底質からの二次汚染に関する研究報告書, 178 p.
- 樋口明生, 柳 哲雄 (1978): 笠戸湾の潮汐残差流, 第25回海岸工学講演会論文集, pp. 475~479.
- 樋口明生, 柳 哲雄 (1979): 笠戸湾の鉛直循環流, 第26回海岸工学講演会論文集, pp. 519~521.
- 肥後竹彦, 高杉由夫, 田辺弘道 (1980): 瀬戸内海全域の潮流について, 中工試報告, 12号, pp. 81~120.
- 安田秀一, 肥後竹彦 (1990): 回転水槽における水塊形成に関する基礎的研究—形成維持過程とスピンアップ—, 1990年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集
- 柳 哲雄, 樋口明生 (1979): 瀬戸内海の恒流, 沿岸海洋学研究ノート, 16巻, 2号, pp. 123~127.
- Pedlosky, J. (1979): Geophysical Fluid Dynamics, Springer-Verlag, 617 p.
- Robinson, I. S. (1981): Tidally induced residual flows, Oceanogr. of Coastal and Shelf Seas, Elsevier Oceanogr. Series, 35, pp. 321~356.
- Yasuda, H. (1989A): Tide-induced residual current caused by the Coriolis effect, Hydraulics and Environmental Modelling of Coastal, Estuarine and River Waters, Proc. of the Int. Conf. at the Univ. of Bradford, pp. 95~104.
- Yasuda, H. (1989B): Longitudinal dispersion of suspended particles in an oscillatory current, J. Mar. Res., Vol. 47, pp. 153~169.