〔特集〕In-situ 流体実験-やってみなくちゃわからない-

微細構造プロファイラを用いた日本近海での乱流計測

*九州大学	応用力学研究所	松	野	健卞
九州大学	応用力学研究所	堤	英	輔
九州大学	応用力学研究所	李	根	淙

Turbulence Measurements using Micro-structure Profiler in the Marginal and Coastal Seas around Japan

Takeshi MATSUNO, Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University Eisuke TSUTSUMI, Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University KeunJong LEE, Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University

1 はじめに

庭先の樹々の葉を揺らす風や、遠くから寒気を運 んでくる木枯らしなど、私たちの生活圏の中で感じ られる大気の動きと同じように、海の中にも様々な 原因によって生じている水の動きがある。大気の動 きのエネルギー源を考えると、そのほとんどが太陽 からの熱によって駆動されているのに対し、海の場 合は、太陽からの熱のほかに、月・太陽と地球の天 体の動きがエネルギー源となっている潮汐も重要な 役割を果たしている点で、よりバリエーションに富 んでいると言える。しかし、海の中の水の動き、す なわち潮流(潮汐流をさすこともあり、より広く海 の流れをさすこともある)あるいは海流は、陸上の 風に比べて人々の生活の場からは遠いところにある ためか、一般にはなじみが薄い。学生に講義をする と、波と流れをほとんど区別していない人も多いこ とに気づかされる。

海の流れの理解は、20世紀に入って地球自転の影響下における吹送流の理論が提出されたのを皮切り に、世紀半ばの西岸強化流など理論面からの先導に より、流れの観測も広く行われるようになって、現 在では、様々な手法によって、海の中の流れも幅広 く捉えられるようになっている。

ところが、上述の理論でも、海の中の流れがどの

ように作られているかを考えるとき、供給されるエ ネルギーとそのエネルギーの消散とがつりあってい ると仮定することが必要であるが、何がその流れを 作っているかという議論に比較して、そのエネルギ ーがどのように消えて行っているかという議論は相 対的に遅れている。どのように死ぬかを考えること がどのように生きるかを浮き彫りにするという人生 論と同じように、エネルギーがどう消えていくかを きちんと把握することが、そこで何が起こっている かを正しく知ることにつながる。

潮汐力や風、あるいは密度差によって駆動された 海水の運動が持つエネルギーは、次第に小さいスケ ールにエネルギーを遷移させ、乱流過程を経て最終 的には分子粘性によって熱として消えていく。その 熱として消えていくひとつ手前の乱流の強さから、 そのエネルギーの散逸を評価する。すなわち、運動 のエネルギーバランスの一方を担う乱流エネルギー の散逸の海洋での直接計測が本稿の主題である。

2 乱流エネルギー散逸率の計測

分子粘性がエネルギーの消散に効果的に効いてく るコルモゴロフスケールから、慣性小領域と呼ばれ るエネルギーが波数の-5/3 乗に比例するスケールを 経て、それより少し大きいスケールまでの流速シア のスペクトルを積分することで、乱流エネルギー散 逸率 εを見積もることができる。このとき乱流の等

^{*〒816-8580} 春日市春日公園 6-1

[†] E-mail: matsuno@riam.kyushu-u.ac.jp

方性を仮定しているが、成層に比較して乱流が弱い ところではその仮定は必ずしも適切ではないことも 知られている。乱流過程は成層流体では一層複雑な ものになるが、海洋での乱流混合を考える際、後述 するように、成層構造を避けて通ることはできない。 しかし、非等方性を考えると、計測が非常に困難に なるので、通常は考慮しない。

乱流強度の計測のため、流速の微細構造を、airfoil と呼ばれる微小なプローブの変形を歪み計によって 高周波数で計測し¹⁾、その結果に基づいて、コルモ ゴロフスケールから 1~2m くらいまでのスケール に含まれているエネルギーを積分してεを求める。

乱流が混合に大きな役割を果たしている海洋で、 運動量や熱、物質などの拡散を評価しようとすると き、一般的には平均場の分布と特定の係数を用いる。 その係数は、運動量の場合は渦動粘性係数、熱など の場合は渦拡散係数であり、上述の ε から見積もる ことができるのは、鉛直混合に関わる係数である。

乱流が準平衡状態にあることを仮定し、平均流の シアとレイノルズ応力から見積もられる乱流エネル ギーの生成率 *P* が、成層流体を混合することによる ポテンシャルエネルギーの増加(浮力フラックス *B*) および散逸項 ε とバランスしていると考える。

$$P = -B + \varepsilon \tag{1}$$

一方、レイノルズ応力が鉛直渦動粘性係数 K_m と 平均流の鉛直勾配 ($\partial u/\partial z$)の積で表されるとおくと、

$$K_m = \frac{\varepsilon}{(1 - R_f)(\partial \bar{u}/\partial z)^2}$$
(2)

で表される。ここで R_f は乱流エネルギー生成率に 対する浮力フラックスの割合で、フラックスリチャ ードソン数と呼ばれる。また浮力フラックスが鉛直 渦拡散係数 K_ρ と平均的な密度勾配 ($\partial \rho / \partial z$)の積で 表されるとおくと、

$$K_{\rho} = \frac{R_f}{1 - R_f} \frac{\varepsilon}{N^2}$$
(3)

で表される。ここで、 N^2 は $-(g/\rho)(\partial \rho/\partial z)$ で成層 の強さを表す。(2)、(3)で R_f は直接計測するのは困 難であるが、一般に1に比べて1オーダー小さいと されている。したがって、(2)は

$$K_m = \frac{\varepsilon}{\left(\partial \bar{u} / \partial z\right)^2}$$

としても大きな誤差は生まない。しかし、(3)では R_f を省くことはできず、 $R_f/(1-R_f)$ を 0.2 より小 さいと仮定して K_a の最大値を見積もることが多い。

上述の微細構造を計測するセンサーはシアプロー ブと呼ばれる。以下で紹介する観測では、微細構造 プロファイラ (TurboMAP; JFE アドバンテック製) を、船上から速度 0.5m/s 程度で自由落下させ、サン プリングレート 512Hz、すなわち鉛直方向に 1mm 程 度の解像度でデータを取得した。通常、深海計測用 の無索の測器を除いて、Online でのデータ取得と回 収用のケーブルを用いるが、自由落下すべき測器に テンションがかかった場合には、適切なデータが得 られないため、ケーブルは緩んだ状態を保ったまま 計測を行う。データ取得後、得られたスペクトルか ら乱流が正しく計測されているかどうかを確認する。 その際、理論と経験則から導かれた Nasmyth スペク トル²⁾が基準として用いられる。海洋中の乱流は変 動も大きいので、通常1つの観測データを得るため に、2~5回程度投下を繰り返し、大きなノイズが含 まれていないデータを平均して、その測点での観測 結果とする。繰り返し回数は、観測に要する時間に 影響するので、水深とシップタイムに依存する。

3. 縁辺海、沿岸域での様々な観測

3.1 東シナ海大陸棚縁辺部での観測

東シナ海は広い大陸棚が広がる縁辺海のひとつで あるが、大陸棚と琉球列島の間には、沖縄トラフと 呼ばれる水深1000m以上の深いところがあり、大陸 棚から沖縄トラフにつながる斜面域には世界でも最 も顕著な海流のひとつである黒潮が流れている。斜 面域はまた、外洋から伝わってくる潮汐が海底地形 の影響を受けて変形し、内部潮汐が発達する海域と して知られている。内部潮汐のエネルギーはさらに 高周波数、高波数の内部波に移り、最終的には乱流 になって消散されると考えられ、この海域は海洋内 部で乱流が発達することが期待される海域でもある。

そのような内部波と乱流の挙動を捉えるため、陸 棚縁辺部から斜面域にかけて、潮汐流の詳細な構造 と乱流に関わる微細構造の観測を行って得られた結 果を紹介する。

水深およそ 200m の陸棚縁辺域に係留した、水温 計および流速計のデータから、半日周期の内部潮汐 によって水温躍層が顕著に上下変動し、この内部潮 汐に伴って、より短い 10 分程度の時間スケールの内 部波が躍層周辺で発達している様子が観測されてい る³⁾。そのような短い時間スケールの内部波は砕波 したり、流れの鉛直シアが大きく不安定が生じたり しやすい。そのため、そこでは乱流が発達すること が期待されるので、実際に陸棚縁辺部で乱流の強さ



図 1 東シナ海での観測海域(▲:2002 年 5 月、●:2011 年 7 月)。





の分布がどのようになっているかを調べた。

観測線は大陸棚縁辺部の等深線に直交する方向の 比較的短い距離の区間(図1の▲付近)で、その中 の水深 210m 地点で計測された乱流エネルギー散逸 率 ε、成層の強さを示す浮力周波数の2乗N²、それ らから計算される渦拡散係数 K_oの鉛直分布を図2 に示す。乱流の強さを示す ε は、190m 以深の海底 直上と 145m から 160m にかけての中層で大きい値 が観測されている。海底直上の大きな ε は、後述す るように海底摩擦によって励起される乱流によるも のであり、そこでは成層強度を示す N²が小さくなっ ていることからもわかるように海底混合層が形成さ れている。大きな ε と弱い成層のため、(3)から計算 される渦拡散係数は大きくなっている。一方、N²の 分布は水深 155m から 175m 付近にかけて強い成層 (躍層)があることを示しており、上述の 145m か ら 160m の大きな ε はその躍層の上部付近に対応し ている。この強い乱流は海底起源ではなく、上でも 述べたような内部波に対応したものと考えられる。

海洋中の乱流は変動が大きく、計測データの再現 性を確認しておく必要がある。図2に示した例では、 繰り返し実施した2回の計測結果を太線と細線で示 しているが、成層構造が両者の間で概ね一致(海底直 上では成層が弱いので不安定)しているのに対し、& はところによっては値が1桁も異なっている(171m 付近のピークなど)場合も見られる。しかし、上で 述べたような全体的な εの構造は2回の計測で概ね 一致しており、比較的再現性が高いことがわかる。2 回の観測にはおよそ11分の時間差があり、成層構造 に対応した中層での強い乱流は、それ以上の時間ス ケールを持って維持されていることがわかる。また、 流れがあること、船も流されている(0.5m/s くらい) ことを考慮すると、10分後の計測が前と同じ乱流を 計測しているわけではなく、少なくとも水平スケー ル数100m程度の代表性はあると考えてよい。

一般に拡散の強さの指標として使われる渦拡散係 数は、成層強度に依存するので、躍層直上の 145m 付近の K_{ρ} の値は躍層内の値に比べて 1 桁以上大き い 10^{-4} (m²/s)程度になっている。また 170m 付近では K_{ρ} の値は 10^{-7} (m²/s)程度と分子拡散係数と同程度に なっており、層によって 3 桁もの相違がある。数値 モデルによっては現在でも使われている拡散係数一 定という設定が、成層構造を再現するには適切でな いことを示す例である。

3.2 東シナ海大陸棚上での観測

陸棚縁辺部が黒潮に深く関係する成層構造を示し ているのに対し、東シナ海の大陸棚上の成層構造は、 大陸からの淡水の影響を大きく受けている。特に夏 季には長江起源水の影響が大陸棚の広い範囲に広が っていることが知られている。長江起源水は多くの 栄養塩を含んでおり、陸棚上の生物生産に大きな役 割を果たしていることから、その挙動が注目される。 中国の沿岸に近い海域では豊富な栄養塩を含んでい た長江希釈水(長江起源水が海水によって希釈され た塩分の低い水)も、外部陸棚域まで広がってくる あたりでは、生物生産によって栄養塩は消費され、 表層ではほとんど枯渇している。一方、光が十分で ない亜表層以深では基礎生産が行われないので、十 分な栄養塩が存在している。その栄養塩のある層と、 表層の光のある層とが微妙に重なる付近に生物生産 が行われる層があり、亜表層クロロフィル極大層 (SCM) が形成される。東シナ海の陸棚上で乱流計

測をする目的のひとつは、この SCM に栄養塩がど のように供給されているかを定量的に評価すること である。

韓国済州島南方の韓国 EEZ に観測海域(図1の● 付近)を設定し、2008年以来主として夏季に観測を 繰り返している中から、いくつかの観測結果を紹介 する。陸棚上では水深が浅いことから、縁辺域以上 に潮汐流が顕著である。潮汐流による変動が大きい ことが考えられるので、海域での乱流構造の特徴を 把握するには、時間変化をおさえておく必要がある。 図3は2011年7月に済州島南方海域で、漂流ブイを 追跡しながら1時間間隔で繰り返し観測によって得 られた、 密度 、 濁度、 蛍光光度 (クロロフィル) 濃度の指標とすることができ、通常は採水分析によ るキャリブレーションからクロロフィルに換算す る)、N²、ε、K_α、栄養塩(硝酸+亜硝酸)の鉛直 分布である。栄養塩は鉛直的に解像度の高い採水に よる、1日1回の観測で、共同研究者の長崎大の武 田教授からデータ提供を受けたものである。

密度構造の全体的な形状は変わっていないが、時間ごとに構造が上下しており、その成層構造の変動 に対応して、SCM の位置も変動していることがわか る。30m 付近に見られる SCM は栄養塩の躍層に対 応している。鉛直的に細かく採水したこのケースで は、非常に顕著な栄養塩躍層が観測されている。表 層の30m 弱まででは栄養塩がほとんどなく、30m 以 深に十分な栄養塩がある。 ϵ は各層でおよそ 12 時間 の間に1桁以上変動しているが、密度成層直下の30 ~40m では比較的安定していて、10⁻⁸ (W/kg) 程度 であった。拡散係数は成層強度 N² との組み合わせな ので、 ϵ の分布に比較して、成層の弱い下層で上層 に比べて大きくなっている。顕著な栄養塩躍層が見 られた 30m 付近では K_{ρ} は $10^{-6} \sim 10^{-5}$ (m²/s) で比較 的安定していた。栄養塩の鉛直勾配と拡散係数から、 鉛直拡散による栄養塩の鉛直輸送を計算することが できる。

顕著な栄養塩躍層付近での拡散による鉛直輸送は、 拡散係数が10⁵以下と、あまり大きくない場合でも、 ここに示されたような SCM を形成するに十分なだ けの栄養塩を供給することができる。図3に示すよ うな非常にシャープな栄養塩躍層がいつも形成され ているわけではないが、SCM は栄養塩の躍層付近に 形成されることが多く、鉛直拡散が栄養塩の供給に 重要な働きをしていることが多い。その場合、SCM での基礎生産に用いられる栄養塩は、直接長江など の河川から運ばれたものではなく、一旦下層に沈ん だ有機物が分解されたり、外洋から運ばれたりした ものであることを示している。

図3の例でも、半日の間でも鉛直混合の強さは1 桁以上変動しているが、実際には、躍層付近の拡散 係数の変動幅はさらに大きい。栄養塩躍層の強さと も関連するが、下層の栄養塩が上層、生物生産に関 わるという意味では光のある層、にどの程度供給さ れるかは、そのときの拡散係数の強さに大きく依存 している。乱流という物理現象、そのプロセスがま だ十分に理解されていない現象を海洋の現場で計測 し、それと非常に多様な生物現象とを結びつけて、 海洋生態系を理解することは簡単ではない。

素過程の計測から生態系を理解する上で、最も大きな困難のひとつは、様々な時間スケールが組み合わさった現象であるということである。3.1節で示したように時間的にもある程度の再現性はあるとはいえ、乱流強さの計測で得られるのは瞬間値である。 それに対して、生物の成長には時間を要し、最も低



図3 2011年7月21日に済州島南方海域で観測された、左から密度、濁度、蛍光光度、浮力周波数 N²、ε、Kp、 硝酸+亜硝酸態窒素の鉛直分布。栄養塩は12:00の観測によるもの、それ以外は3:00 から16:00 の間1時 間毎の分布を重ねたもの。

次の基礎生産でも1日以上の時間スケールの現象で ある。光のない夜間に SCM が消えてしまうわけで はないということがわかりやすい例である。乱流計 測とプランクトンの分布を結び付けるには、個々の 乱流計測から推定される栄養塩の供給とその時々の 光の強さに基いた基礎生産を時間積分する必要があ る。

陸棚上で乱流を計測するもうひとつの目的は、海 底境界層内での鉛直混合の強さと堆積物の再懸濁の 関係を明らかすることである。堆積した有機物が再 懸濁することによって、分解が進み、栄養塩への回 帰や分解時の酸素の消費による低酸素水の形成が、 生態系に重要な影響を与えると考えられるためであ る。

図3でも海底直上では濁度が大きくなって、海底 起源の懸濁物が海底上 30m 以上にわたって分布し ていることがわかる。2011年7月の観測期間では海 底混合層が厚く、高濁度層も厚くなっている。同じ 観測航海の別の期間に得られた濁度と ε の分布を図 4に示す。これは、図3で示した分布の数日前の半 日間に、ほぼ同じ場所で得られた1時間毎の分布で ある。図3の場合に比べて海底混合層内で大きな ε が観測されている。これは図4の観測期間が大潮に 近く潮汐流が強かったことによる。またここで示し た半日の間の ε の変動も大きく、大きいときは海底 上 10m でも 10⁻⁶のオーダーになっている。(海底直 上の数 m はさらに大きくなっているが、これは計測 上のノイズを含んでいる可能性がある。)この ε が大 きかった計測時には濁度も大きくなっていたことが わかる。さらに詳しく見ると、εが大きかった観測 期間の初期では、海面下 45m 付近(海底上 20m く らい) で ε が急激に小さくなっており、これは 45~ 50m 付近で N² が大きくなっていることに対応して いると考えられる。さらに、それに対応して濁度も 小さくなっていることがわかる。

この海底境界層内の ε の分布を壁法則と比較する ため、log スケールで図 5 に示す。海底から 15m 程 度のところまで、摩擦速度一定としたときの壁法則 の分布に概ね一致していることがわかる。実線で示 した時間帯では log(z)~1.25 (約 18m)付近で ε が急 激に減少し、成層によって抑えられていることがわ かる。再懸濁した粒子は必ずしも乱流の弱まりとと もにすぐに沈降するとは限らないが、図4の分布か らは、 ε と濁度とはあまりタイムラグがないように 見受けられる。

このような海底境界層内における乱流の強さと再 懸濁については、底質の性情によっても異なり、再



図4 2011年7月17日夕方から18日朝までの約 12時間に観測された1時間毎の(左)濁度、 (中)N²と(右)εの分布。太線は最初の2時間の 3つの分布。



図5 2011 年7月17日18時から2時間ごとに観測さ れたεの分布。実線は18:00、20:00、22:00のもの。 破線の直線は、応力一定(摩擦速度を10⁻²m/s)とし たときの理論的なεの分布。

懸濁した有機物が栄養塩や溶存酸素にどのような影響を与えるか、その定量的な評価は今後の大きな研 究テーマである。

3.3 有明海での観測

沿岸域の海洋環境は成層構造によって大きく支配 されている。環境の悪化が社会問題化している有明 海でも、潮流の弱化が成層構造を強め、貧酸素水塊 を形成しやすくしている、という議論がなされてい る。その議論は定性的には間違っていないが、成層 構造の変化を支配している鉛直混合の強さを正しく 評価して定量的な議論が行われているわけではない。

わが国の沿岸域での乱流計測の例はあまり多くないが、有明海の成層構造と流れの関係を調べるため、 2002年から乱流計測を繰り返してきた。10年以上に わたる観測で、浅海用のTurboMAPを4000回以上 投下してきた中から、観測結果の一部を紹介する。

有明海中央部の諌早湾口付近において観測を行っ たが、水深が浅いため、例えば測器を繰り返し4回 投下してデータを得るのに10分程度であった。これ を30分毎に24時間あるいは48時間繰り返すような 観測を行った。

図6に示す例は5月の大潮の時期の結果であるが、 強い成層が見られ、海底摩擦起源の強い乱流が成層 によって抑えられていることがわかる。海底付近の εおよび K。は 1/4 日周期の変動を示しており、上げ 潮・下げ潮の強い流れに対応して乱れが発達してい ることがわかるが、海底から離れるにしたがって、 成層の影響が現れ、1/4 日周期の変動は明瞭ではな くなっている。 εの変動と 1/4 日周期との相関係数 の鉛直分布を図7の左に示す。海底直上で大きく、 海底上 10m 程度で急激に小さくなっている。相関係 数(R²)が 0.3 より小さくなる高さが、オズミドフ スケールが壁法則によるスケールより小さくなる高 さにほぼ一致していることがわかる(図7中、破線 で表示)。これは海底境界層の厚さが成層によって抑 えられていることを、現場での乱流計測から示すも のである 4)。

有明海の環境変化を理解するためには、物理過程 だけでなく、生物・化学過程の解明が必要であるが、 鉛直混合過程の定量的評価はそのベースとなるもの として、より広範囲の整理を急がなければならない。

まとめ

現場での流体実験という視点からは、乱流をはじ めとした素過程をひとつずつ量的に把握し、その積 み重ねによって全体の流体現象を理解することが期 待される。実験という視点から最もネックとなるの は、実験条件をきちんと設定できないということで ある。これは、室内実験からは考えられないことで あるが、現場の海洋では、制御できない様々な実験 条件が混在している中でデータを取得することが、 むしろ本質的である。実験時の条件をできる限り収 集することが理想であるが、それは実験規模を際限 なく大きくすることにもつながる。実験例を増やす ことで、統計的な信頼性を高めること、理論(ある いはモデル)に裏付けられた解釈を進めていくこと が重要であると考えられる。

引用文献

 Wolk, F., Yamazaki, H., Seurout, L. & Lueck, R.G..: A new free-fall profiler for measuring biophysical



図 6 2010 年 5 月 13 日から 15 日までの約 48 時間に観 測された(上) N²、(中) ε と海底境界層の上端の位置、 (下)Kρの時間変化。縦軸は海底からの距離、shade は log スケールで示している。



 図7 有明海の4回の観測航海で得られた(左)1/4日周期の変動との相関係数と(右)オズミドフスケールと 壁法則による乱流スケール(直線)の鉛直分布。マーク は各航海の2日間の平均。Tsutsumi and Matsuno(2012)⁴⁾より抜粋・改変

microstructure, J. Atmos Oceanic Technol 19(2002) 780–793.

- Nasmyth, P.: Oceanic turbulence. Ph. D. thesis, Institute of Oceanography, University of British Columbia, Vancouver, Canada, (1970) 69.
- Han, I.-S., Kamio, K., Matsuno, T., Manda, A. & Isobe, A.: High frequency current fluctuations and cross shelf flows around the pycnocline near the shelf break in the East China Sea, J. Oceanogr., 57 (2001) 235–249.
- Tsutsumi, E. & Matsuno, T.: Observations of turbulent mixing under weakly and highly stratified conditions in the Ariake Sea, J. Oceanogr., 68 (2012) 369-386.