

〔技術賞受賞記念解説〕

大規模な大気海洋現象の実験室モデル

*東大・海洋研 木村 龍 治†

Laboratory models of large-scale phenomena
in the atmosphere and oceans

Ryuji KIMURA

Ocean Research Institute, University of Tokyo

(Received 16 April, 2001)

(KEY WORDS): geophysical fluid dynamics, laboratory model, atmosphere, ocean, rotating fluid, density stratification

1 はじめに——メカニズム模型の発想

この度は第1回の技術賞をいただき、身に余る光栄です。自然環境の流体力学は、流体力学全体から見たらマイナーな分野です。そのような分野にも光を当てていただけることは、流体力学の枠組みの中で自然環境を研究する姿勢を認めていただいたともいえるわけで、(第1回の受賞がロートルで申し訳ないのですが、)自然界の流れに関する流体力学に取り組む若い研究者の大きな励みになると思います。

さて、技術賞の対象になりました「大規模流体現象の実験室モデル」とは、一体どのようなものなのでしょうか。流体力学の実験といえば、まず、風洞を思い浮かべます。また、機械工学科や土木工学科の実験室には、大きな水槽や精密な実験装置があります。これらの実験装置は、一般に大掛かりで、熱線風速計などの精密な流れの測定装置が備わっています。PIVの進歩により、最近は速度場の立体構造も精度よく測定できるようになりました。このような工学部的実験装置に比べますと、同じ流体実験とはいいいながら、私の興味を

もってきた実験は、やや異質です。

まず、実験装置が全くない状態から研究がスタートします。それぞれの研究テーマによって、実験装置の形が異なります。どのような実験装置をデザインするか、ということが、研究の成否を決めるのです。実験装置は手作りです。そのため、大きさにしても、精密さにしても、工学部的実験装置に比べると玩具のようなものです。ところが、面白いことに、実験装置をうまく組み立てると、自然環境の大規模な流体現象のメカニズムを見事に再現してくれることがあるのです。実験装置の流れを観察することにより、自然界の流れの本質をのぞき見た気分になります。実験装置を構成するアルミ板やアクリル板や小さな直流モータなど、ばらばらに存在するだけでは、素材の意味しかありませんが、それらが適当に組み合わせると、自然の仕組みを語ってくれる偉大な教師になるというわけです。

このような実験の原型は、寺田寅彦のエッセイ「茶碗の湯」(1922)にみることが出来ます¹⁾。寺田寅彦は、物理学者の立場からマクロな自然現象に興味をもち、地球物理学の論文をかなり沢山書いています。それと平行して多くの随筆も書いていたわけですが、子供向けのエッセイ「茶碗の湯」

* 〒164-8639 中野区南台 1-15-1

† E-mail: kimura@ori.u-tokyo.ac.jp

には、茶碗の湯がいかに大気の姿と関連が深いか述べられています。湯気は水蒸気の凝結したものです。雲は、まさに同じ現象です。茶碗の中の湯は側壁や水面から熱を奪われて冷却されます。その過程で対流が生じます。大気も不均一な加熱冷却によって、たえず対流が生じています。大きさは極端に異なっても、メカニズムに類似性があるのです。大気中で生じる現象は規模が大きく、現象が完結するまでの時間が長く、一般に観察が容易ではありません。そのため、身近な現象とのアナロジーが、自然界のイメージを描くのに役立つのです。

自然現象の実験室モデルとして、「水理模型」というものがあります。湾内の潮流の再現であるとか、津波の再現など、水理模型を使って、定量的に再現することができます。その多くは「フルード模型」といわれるもので、無次元数（フルード数） $F = U/(gH)^{1/2}$ を原型（自然現象）と模型で同じにしておくと、流れの構造が相似形になる、というものです（ U は代表的流速、 g は重力加速度、 H は水深）。もちろん、境界条件は同じでないと具合が悪いので、模型の地形を原型と相似形にする必要があります。その一例は、呉市にある産総研中国センターの瀬戸内海の水理模型です。瀬戸内海の地形を 1/2000 に縮小したのですが、それでも、230m×117m という巨大な大きさになります²⁾。瀬戸内海は地球全体からみればローカルな海域です。その模型でも、この程度の大きさが必要であるとすると、グローバルな海洋循環の水理模型は、絶望的な大きさになります。さらに悪いことに、瀬戸内海程度の大きさでは、慣性に比べてコリオリの力の影響が小さいのですが、流れの規模が大きくなると、地球自転の効果が支配的になります。それを再現するためには、大きな模型を回転させることが必要です。という訳で、大規模な自然の流動現象の水理模型実験はほとんど不可能です。

最近では、コンピューターシミュレーションの技術が進歩し、グローバルな大気循環や海水の循環を計算機の中に再現できるようになりました。天

気予報も、大気循環のコンピューターシミュレーションのデータを基礎に行われています。当然、大気や海洋の力学を調べる研究においても、コンピューターシミュレーションが主要な道具として使われています。風洞実験に対して「数値風洞」という言葉がありますが、同じように、「数値水理模型」と呼びたくなるような実験が研究の主流になっています。こちらは、水理模型と異なり、（空間分解能の悪さを気にしなければ）グローバルな大気（海洋）循環をシミュレーションすることができます。

しかし、寺田寅彦の「茶碗の湯」のような実験（？）を数値実験で置き換えることができるか、といえば、何か意味の違う話ではないかという気がします。風洞実験にしる、水理模型実験にしる、数値実験にしる、実験結果として定量的なデータを得ることが目的です。それに対して、「茶碗の湯」はデータをとってもあまり意味がありません。茶碗の湯が内在する物理現象がいかに大気と対応しているか、というアナロジーに意味があるのです。茶碗の湯は身近なもので、その性質に対するイメージを得やすいものです。それを手がかりにして、日常生活では馴染みのない自然界の大規模な現象のイメージをもつことに意味があります。一度、自然のメカニズムを認識してしまえば、もう茶碗の湯は用済みになる、というような性質のものなのです。その意味で、定量的な実験に比べ、より個人的な目的で行う実験といえます。このような実験を、ここでは「メカニズム模型」と呼ぶことにします³⁾。

理論家は数式を通じて自然の認識を行います。数式は、個人が自然を理解するための道具です。または、他の人に自然を説明する道具です。自分が理解したり、他人に説明する道具という点で、数式は「茶碗の湯」に似ているとはいえないでしょうか。茶碗のほうが数式より日常的なものですから、数式で説明するよりは分かりやすいという利点があります。しかし、アナロジーで理解した内容は定性的なものですから、それを、より精密な理論や数値実験で後付ける作業が必要になり

ます。

寺田寅彦は大気のマカニズムに対しても深い理解があり、茶碗の湯とのアナロジーがよく見えたのではないかと思います。そのアナロジーをさらに発展させ、大気や海洋など、大規模な流体现象のマカニズムを体系的に論じるというのが、次のステップです。寺田寅彦はそれができた方であると思いますが、体系的にマカニズムを論じるということはしませんでした。また、多くの優れた弟子が輩出しましたが、流体力学の側面で「茶碗の湯」にみられた発想を発展させようという人々はいませんでした。それに対して、欧米の応用数学者の間では、大気や海洋など、自然界の大規模な流体现象のマカニズムを流体力学的な視点で統一的に認識しようという人々が現れ、寺田の発想から20年ほど遅れましたが、「地球流体力学 (geophysical fluid dynamics)」という研究分野が生まれました^{4,5)}。

私が大学院の修士課程を修了した1960年代後半は、まだ、geophysical fluid dynamicsの訳語が定着せず、「地球物理流体力学」がよいか「地球流体力学」がよいか、というような議論をした記憶があります。現在は、「地球流体力学」という訳語に定着しました。

2 流体力学的な視点から見た大気・海洋現象

「マカニズム模型」は、地球流体力学的な理解と表裏一体をなすものです。そこで、まず、流体力学的な視点から見た大気・海洋の流れの特徴について述べたいと思います。

流体力学の基本方程式はあまりに一般的なもので、基本方程式から流れに対する具体的なイメージをもつことは不可能です。状況に応じて、さまざまな形態の流れが可能です。自然界の流れは、流れ全体を含む集合（そのような概念を考えることに意味があるかどうか分かりませんが）に対して、ごくごく小さな部分集合を形成しています。その特徴を挙げてみますと、

1) 大気も海洋も地球に捕捉され、限られた領域の内部を循環しています。その意味で、容器に入っ

た流体であり、その中の流れは、内部流 (internal flow) に分類されます。

2) 大気も海洋も重力を感じています。容器の中に隙間なく密閉された密度一様な流体の運動は重力を感じません。ということは、大気も海洋も、密度が一様でない、ということです。重力場の下では、重い流体は下に、軽い流体は上に行く性質がありますから、大気も海洋も鉛直方向に密度が変化しています。丁度、沸かし立ての風呂のような状態になっているわけです。また、局部的に加熱や冷却が行われ、流体の循環が生じています。夏空に塔のように発達していく積乱雲のように、激しい上昇気流が発生することもあります。

3) 地球は約 10^{-4} rad/sec の角速度で自転しています。その上にある大気も海洋も、基本的に地球と同じ角速度で自転しています。地球上にいる私たちからみると、地球と同じ自転をしている流体は静止しています。それからのずれだけが流れとして感じられるのです。そのずれは、大気の場合、自転速度の10%、海洋の場合は1%以下です。このような流れを almost rigid rotation といいます。理論的に扱う場合は、地面の回転と同じ回転を行う回転座標系から考察します。このとき、発生する2つのみかけの力のうち、遠心力は万有引力と合わせて、重力として扱います。コリオリの力は水平成分も鉛直成分もありますが、鉛直成分は大きな重力の作用（浮力）に比べて無視できます。流体は水平成分（地球の表面に沿った成分）だけを感じるということです。

図1は、重力場の中で回転する密度成層流体という点のみに着目して、大気や海洋の実験室モデルを設定したものです。茶碗の湯より少し複雑

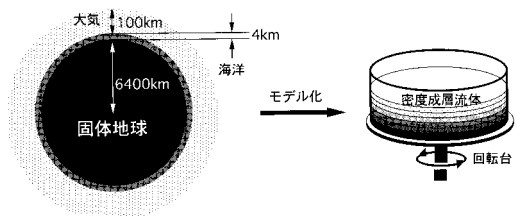


図1 大気海洋の流体力学的なモデル化

ですが、それでも、似たような流体系になっていることがわかんと思います。茶碗の湯よりは身近かなものではありませんが、自然界の流れと比較すれば、全体が実験室内に収まるという点だけでも、はるかに身近かな流体系といえます。このような束縛条件を与えられた流体層の内部には、どのような流れが生じるのでしょうか。1)対流、2)波動、3)渦巻、4)乱流です。それぞれの流れが、自然界でどのような形で発現するのか概観してみましよう。

対流とは、浮力によって駆動される循環流です。流体層の上下の静力学的不安定によって生じる対流を鉛直対流 (vertical convection)、流体層の内部に水平の温度不均一が与えられた場合に発生する対流を水平対流 (horizontal convection) といいます。自然界では、どちらの対流も存在します。グローバルな大気循環は南北方向の温度差によって駆動されます。一方、グローバルな海水循環を引き起こすメカニズムは2種類あります。ひとつは水面を吹く風の応力で、深さ1 kmより浅い海水の水平的な循環 (環流) が生まれます。このような循環を風成循環 (wind-driven circulation) といいます。もう一つは、高緯度地方で (重いので) 海底まで沈み込んだ海水が世界中の外洋に拡散していく現象で、熱塩循環 (thermohaline circulation) といいます。グローバルな大気循環も海洋の熱塩循環も水平対流です。季節風や海陸風に伴う循環流も水平対流です。それに対して、地表面が日射で加熱されたときに大気境界層内部で発達する対流混合層は鉛直対流です。

海面はいつも波立っています。海中も空気中も、目には見ませんが、同じように波立っています。それを内部重力波 (internal gravity wave または内部波: internal wave) といいます。特に、山の風下で励起される内部重力波を山岳波 (mountain wave)、または風下波 (lee wave) といいます。海面の波は海面に沿って伝播しますが、内部重力波は上空にも伝播します。成層圏の大気現象には、対流圏から成層圏に伝わってきた波動が主役になっているものがあります (赤道成層圏の準二年

振動、突然昇温現象など)。

海面波も内部重力波も重力が復元力になっていますが、回転系では、コリオリ力が復元力で生じる慣性波 (inertial wave) やコリオリ力の緯度変化が原因で生じるロスビー波 (Rossby wave) が存在します。海面に浮かぶブイが時計まわりの円を描きながら漂流することがよく観測されます。これは強風などによって励起された慣性波の軌道運動によるものです。

境界層の中の流れを除いて、大気や海洋の流れに作用するコリオリ力は、圧力勾配とほとんど釣り合っています。このような流れを地衡流 (geostrophic wind) といいます。コリオリ力を遠心力と読み替えると、このような流れは渦巻の力学的なバランスに他なりません。もともと剛体回転の状態は自転軸のまわりの大きな渦巻です。既に述べたように、地球上からみた大規模な大気や海洋の循環は、もともと剛体回転の状態が少し歪んだようなもので、私たちは地球の上において、その歪みだけを見ているわけです。

厳密な地衡風は時間変化しませんが、現実の大気や海洋の流れはゆっくり時間変化しています。それは、地衡風の釣合が厳密でないからです。地衡風が変化するのは、大気や海洋内部にある弱い鉛直方向の流れのためです。広い範囲にわたって鉛直流が生じると、剛体回転の状態にある渦管が延ばされたり収縮するために渦巻のずれが変化するので、大気の場合、そのために気圧配置が変化し、天気の不規則な変化が生じます。

地表面近くに発生する3次元的な乱流は、風洞の中の境界層内の乱流と似ています。「風の息」は、このような乱流によって風向風速が不規則にゆらぐ現象です。上空の地衡風もスケールの大きな乱流です。高低気圧の渦は熱を南北に輸送するのみならず、いろいろな物質をよく攪拌します。上空の大気はカオス的な性質をもっています。この性質によって、日本の地表面から大気中に放出した気体は、6カ月もたつと北半球全体に拡散し、2年もたてばグローバルに拡散します。

上に述べたさまざまな現象は、大気または海洋

という大きな流体層の中で共存しています。一般に、大きな流れの中に小さな流れが埋め込まれているわけです。そのため、小さな流れに対して、大きな流れは背景流として作用します。一方、小さな流れは、物質や熱の輸送を行うので、大きな流れの置かれている流体層の密度構造をゆっくり変化させていきます。その結果、大きな流れも変化します。大気大循環モデルでは、このようなさまざまな流体现象が共存するシステムを丸ごと再現しようとしています。理想をいえば、自然界で起こっていることをすべて計算機の中に再現しようという発想です。それに対して、地球流体力学的な興味は、埋め込まれている個々の現象のメカニズムを理解することです。その目的では、多くの現象が共存している流体系は扱いにくいわけで、研究対象とする現象を切り取ったモデルが必要です。地球流体力学の理論でも、メカニズム実験においても、やはり、自然を切り取ったような理想化したモデルを扱います。その意味では、直接、大気や海洋を研究するわけではなく、一步、退いて、そのメカニズムを考察するという姿勢を取ります。現象の総合化は頭の中で行う、という姿勢です。

このような発想の下に、いろいろな実験室モデルを作ってきましたが、この解説では、その特徴を示すという目的で2つの例を紹介したいと思います。総合的な解説は、笠木他(1997)⁶⁾を参照してください。

3 ヒートアイランドの実験

かなり昔に行った実験の話で恐縮ですが、単純な実験にもかかわらず、その結果が意外にも観測された実際のヒートアイランドの構造をよく表していたので、思い出深いモデルになっています⁷⁻¹⁰⁾。

図2は、東京と館野(つくば市の近く)の気温の差を高度ごとに比べた図です。地表面近くは東京のほうが4°C程度高いのですが、上空に行くに従って差は小さくなり、高度700mから1000m付近では、符号が逆転します。東京の地表面温度

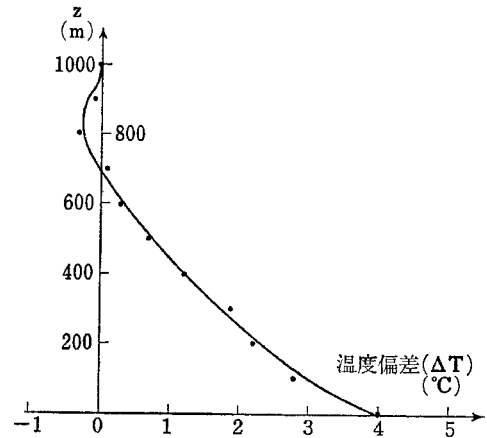


図2 東京と館野の気温差(東京-館野)を高度ごとに比較したもの

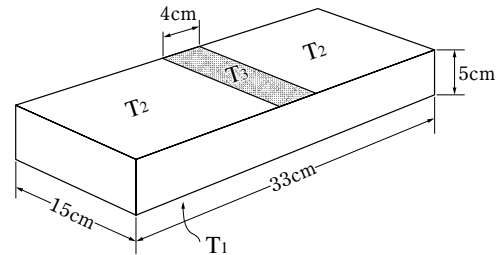


図3 実験容器の概念図

が郊外より高く、その影響が上空まで及んでいる現象で、都市のヒートアイランド現象と呼ばれています。しかし、この図を見ると、ある高度以上には影響が及ばないことがわかります。その高度はどのようなメカニズムで決まっているのでしょうか。その原因を調べるために簡単な実験を行って見ました。

図3はアクリル板で作った直方体の水槽です。完全に密閉されており、下面の温度 T_1 を恒温槽に浸して一定の温度に保ちます。同様な方法で上面の温度 T_2 、 T_3 も、それぞれ一定の温度に保ち、 $\Delta T = T_2 - T_3$ の温度差をパラメータとします。 T_3 が都市、 T_2 が郊外の地面温度に対応しています。ただし、実際と比べて上下は逆さまです。

大気は安定な密度成層の状態を維持していますので、実験では、 $T_2 > T_1$ とします。このとき、 $\varepsilon = \Delta TH / (T_2 - T_1)L$ で定義される無次元数が現象を支配します。ただし、 H は水槽の深さ

(5 cm), L は都市域のスケール (4 cm) です。 ε がゼロであれば、流体は静止したままですが、無限小の大きさであっても ε の値があれば、対流が生じます。実験では、 ε の大きさをいろいろ変えて、対流の様子を調べました。

図4は、実験容器を側面から見たときの対流の様子です。中央部の4 cmの部分が写真上部の太い線の部分です。冷却域（上下逆さまに見れば、加熱域）の中央部に下降する流れがありますが、ある深さまで達すると水平流になります。この深さがヒートアイランドの厚さに対応するわけです。一見、この深さは冷却域の温度差 (ΔT) に関係するように思われますが、実際は、 ΔT にほとんど無関係に決まります。

図5は、いろいろな ε の値（正はヒートアイランド、負はクールアイランド）に対して、対流層

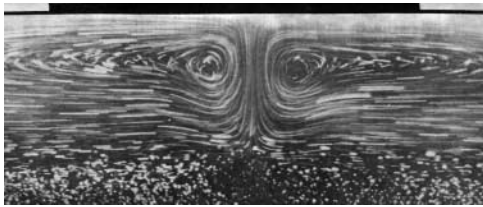


図4 水に混入したスチレン粒子の筋で可視化された対流運動 ($\varepsilon = 0.94$ の場合)

の厚さ（温度偏差がゼロになる深さ）をプロットしたものです。 ε に対する依存性が小さいことがわかるといえます。 $\varepsilon = 0$ の場合は、線形論が可能です。線形論によると、対流層の厚さは $R^{-1/6}L$ になります。ただし、 R は、

$$R = \alpha g \Gamma L^4 / \kappa \nu$$

で定義される無次元数です。ここで、 α は流体の体膨張係数、 κ は温度伝導率、 ν は動粘性係数です。図5の結果は、非線形領域でも、線形論の予想が比較的良好に適用できることを示しています。

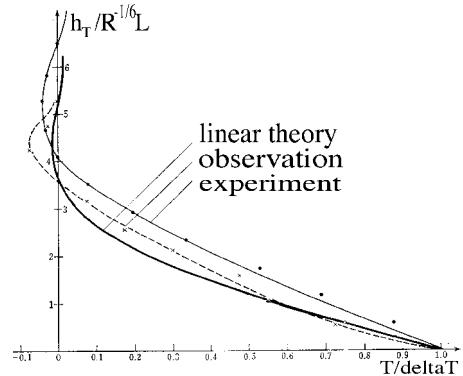


図6 ヒートアイランド中央部における鉛直方向の温度分布の比較（温度は地表面の値でスケールされている）

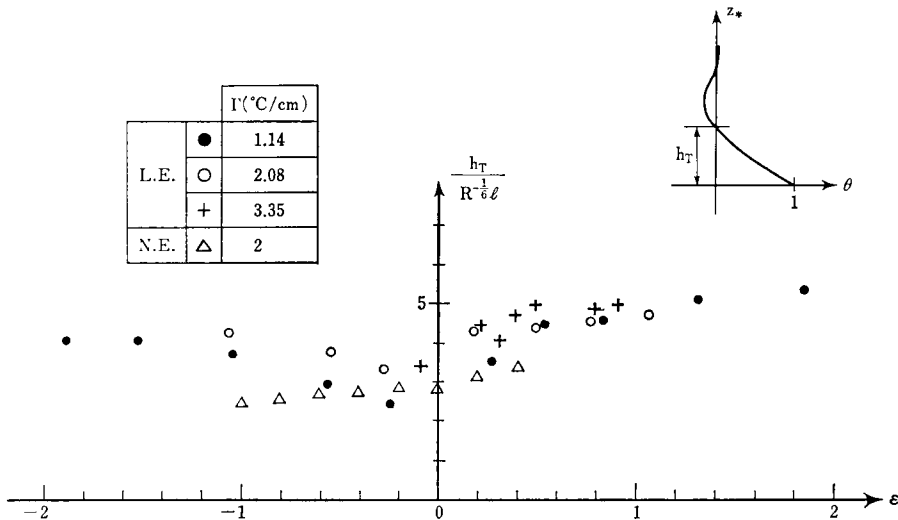


図5 対流層の厚さ h_T と ε の関係。L.E. は室内実験、N.E. は数値実験、 R の定義は本文参照。 $\Gamma = (T_2 - T_1)/H$ 。 h_T の定義は右上の図を参照。

ということは、実際の気象現象も同じ枠組みで考えてよいことを示唆します。図6は、実験室モデルの結果を観測された温度分布(図2)と比較したのですが、対流層の厚さのみならず、温度の鉛直プロファイルの形もよく似ていることがわかります。

4 大規模な気象循環の不規則性を示す実験

もうひとつ簡単な実験をご紹介しますと思います。ヒートアイランドはごくローカルな現象ですが、こちらは、大規模な気象循環の不規則性に関係した実験です。

天気の変化が不規則なのは、グローバルな気象の循環が不規則だからです。グローバルな気象循環は南北方向の気温の差によって駆動されています。南北方向の気温差は比較的安定しています。それにもかかわらず、気象循環が不規則なのはなぜでしょうか。それを調べるために、大気大循環の実験室モデルを作りました¹¹⁾。

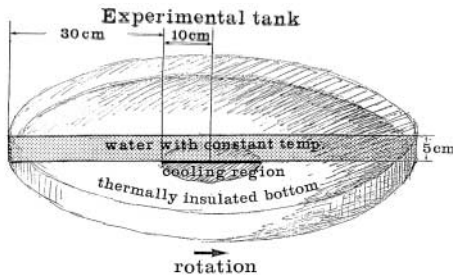


図7 大気循環の不規則性を調べる実験

図7は、大気循環の実験室モデルです。直径80 cmの底の浅い円筒容器です。この容器を回転台の上に載せて、一定の回転数で回転させます。内部には、深さ5 cmほど、水温がほぼ一定の水道水を入れます。底面は断熱材でできていますが、中央部だけ金属でできており、その下側に恒温水を循環させることにより、底面の中央部だけ冷却します。円板全体が北半球であるとすれば、北極圏の空気が地表面から冷却されていることに対応します。この冷却によって、容器内に励起される水の循環を観察します。流れのパターンは、底面の温度分布を感温液晶を使って可視化します。図8は、円筒容器の回転が1分間に1回転、4回転、8回転の場合を比較したものです。温度の境界条件は全く同じです。基本的には、中央部で冷却され重くなった水が周辺部に広がる現象を見ているわけですが、回転が小さいときは軸対称的な循環が形成されるのに対して、回転が大きくなると、流れがカオス的になる様子がわかります。この実験から、地球の自転こそ、天気を不規則にする原因であることがわかるのです。

謝辞

これらの研究は、東大海洋研究所の海洋気象部門(現海洋物理学部門海洋大気力学分野)で行われたものです。気象部門を運営された小倉義光先生、浅井富雄先生には、長年に渡り、研究のあら

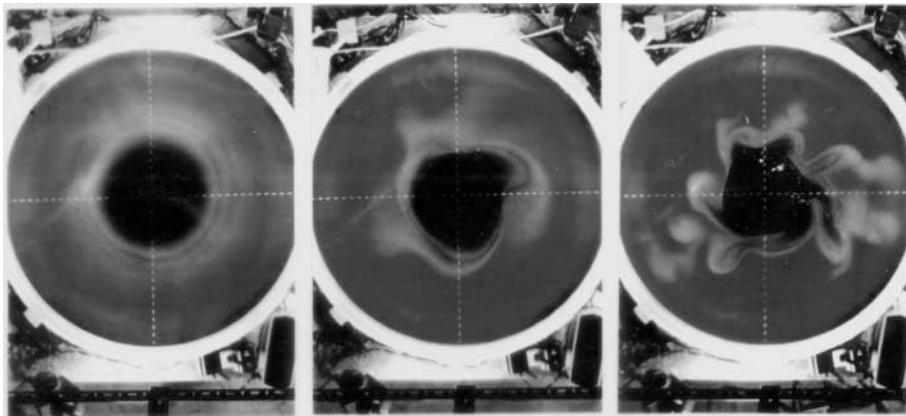


図8 回転容器(図7)の中に生じた対流のパターン(底面の温度分布)

ゆる局面でご指導をいただきました。気象部門のスタッフや大学院生の方々にもいろいろな面で助けていただきました。特に、技官の三沢信彦さんと石川浩治さんには、実験や測定技術の開発を助けていただきました。海洋物理学の吉田耕造先生のお陰で、1973年に米国ウズホール海洋研究所に滞在する機会を得、そこで多くの欧米の研究者と知り合いになりました。特に、ウズホール海洋研究所のJ. Whitehead博士には、それ以来今日までお世話になり、共著の論文まで出版させていただきました。ケンブリッジ大学のP. Linden博士は、DAMTPの彼のグループへの仲間入りを快く許していただいただけでなく、一年間に渡って実験室を自由に使わせていただきました。同室だったJ. Simpson博士は、毎日、話相手になっていただき、また、重力流に関するさまざまな知見を教えてくださいました。今日まで研究を続けて来られたのは、これらの方々のご指導と暖かい励ましがあったからです。記して、感謝の意を表します。

引用文献

- 1) 寺田寅彦全随筆2 (岩波書店, 1992) 231-238.
- 2) http://www.aist.go.jp/CNIRI/kaiyo_seig

yo_j/html に模型の詳しい紹介がある。

- 3) 木村龍治：気象力学における実験方法試論, 気象研究ノート **109** (1972) 544-561.
- 4) 木村龍治：地球流体力学, 日本物理学会誌 **7** (1975) 506-515.
- 5) 木村龍治：地球流体力学入門 (東京堂出版, 1983) pp240.
- 6) 笠木伸英他編集：流体実験ハンドブック 13, 3 地球流体 (朝倉書店, 1997) 572-599.
- 7) R. Kimura : Dynamics of Steady Convection Over Heat and Cool Island, J. Meteor. Soc. Japan **53** (1975) 440-457.
- 8) 木村龍治, 三沢信彦, 坂上治郎, 国井利泰：都市のヒートアイランド効果に伴う対流の特性について, 天気 **22** (1975) 186-196.
- 9) R. Kimura : Effects of General Flows on a Heat Island Convection, Part 1 **54** (1976) 308-320.
- 10) R. Kimura, N. Misawa, J. Sakagami & T. L. Kunii : Effects of General Flows on a Heat Island Convection, Part 2 **55** (1977) 32-51.
- 11) R. Kimura, N. Misawa, C. H. Cheong & A. Mori : Visualization by Liquid Crystal of Circulation Driven by Local Cooling in a Rotating Fluid Layer, Atlas of Visualization **1** (1992) 45-66.