

3-3 大気・海洋へ及ぶ力と流れ

3-3-1 コリオリ力

コリオリ力は、自転する惑星上の流体に働く見かけの回転力であり、惑星渦度として定義される。惑星渦度は、惑星の回転を示す角速度に依存し、極域で最大となり、赤道上では0となる。北半球において、低気圧が反時計回りに回るのはコリオリ力によるものと説明されている。しかし、なぜ反時計回りになるか、十分に説明のなされた図書が少ない。ここでは、コリオリ力と低気圧、高気圧の形成について説明し、理解を深める。また、コリオリ力の緯度による差をエクセルにより計算し、図化することにより、コリオリ力の理解を深める。

(1) 地球の角速度

地球は地軸を中心に、24時間(精確には23時間56分)で1回転する。北極の上空から回転する地球を眺めると、反時計回りに回転する。この様子を角速度として表し、次式により角速度(sec⁻¹)が求められる。

$$\Omega = 2\pi / (24 \times 60 \times 60) = 7.29 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1} \quad 3-1$$

この角速度は、惑星上の流体の見かけの回転を示す「惑星渦度(Planetary vorticity)」として定義され、緯度の高いほど大きい。赤道面では0となり、緯度のサイン関数として表わされる。すなわち、緯度φ度における惑星渦度Ω'は、

$$\Omega' = \Omega \sin \phi \quad 3-2$$

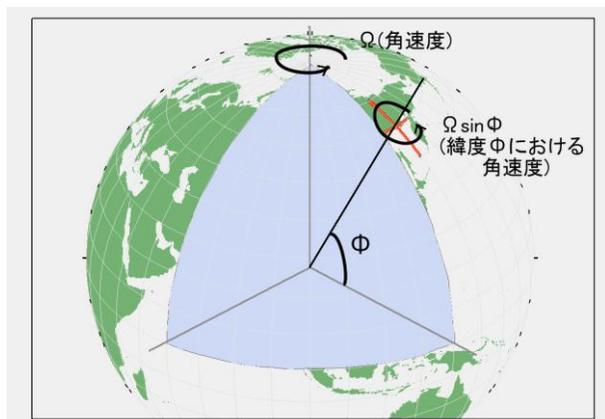


図 3-13 惑星の渦度(角速度)

さらに、「惑星上の流体渦度(Vorticity of parcel of fluid)」は、惑星渦度の2倍である。流体渦度(2Ω sin φ)は、コリオリのパラメータ(Coriolis parameter)と呼ばれ、流体に働くコリオリ力となる。コリオリ力は次の式により与えられる。

$$\text{コリオリ力} = m \times 2\Omega \sin \phi \times u$$

ここで、 m は流体の質量(kg)、 u は流体の速度 ($m \text{ sec}^{-1}$) である。

しかし、緯度 ϕ における角速度を直観的に理解することが困難である。

そこで、地球儀を北極上空から観察しよう。北極点に十字のマークを置くと、地球儀を反時計回りに回転させると、極点上の十字のマークも反時計回りに回転するように見える。実際には、地球儀が回っているのであり、十字のマークそのものは回転しない。北極点に、地球に固定されないもののある摩擦力により移動可能な流体(大気あるいは海洋)を考えよう。流体は地球の自転と一緒に、反時計方向へ移動するが、完全に固定されていないため、時間差をもって反時計方向に回転する。

続いて低緯度側における角速度を考えるため、図 3-14 に示すように、北緯 60 度、東経 150 度に十字のマークを置き、地球の自転の時系列の並べた図を用意した。十字のマークが、北緯 60 度、東経 150 度の地点を中心に、あたかも反時計回りに回転しているように見える。この場合も、見かけの動きである。地球に固定されておらず、ある摩擦力により移動可能な流体は、十字のマークと同じ向きに、時間差をもって反時計回りの動きを示す。

南半球では、逆方向に動き、時計回りとなる。

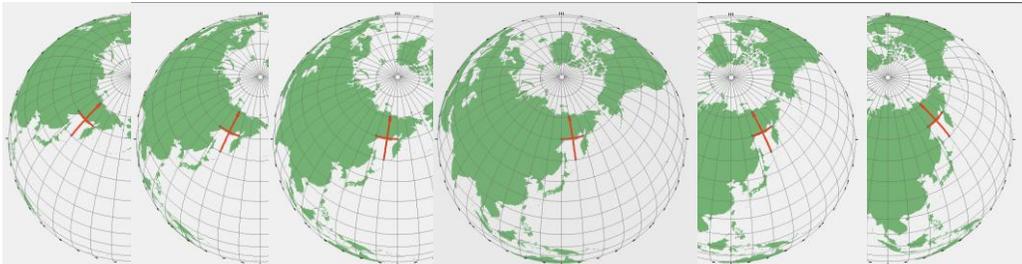


図 3-14 北緯 60 度、東経 50 度の十文字の見かけの回転

(2) 流体等の流れ

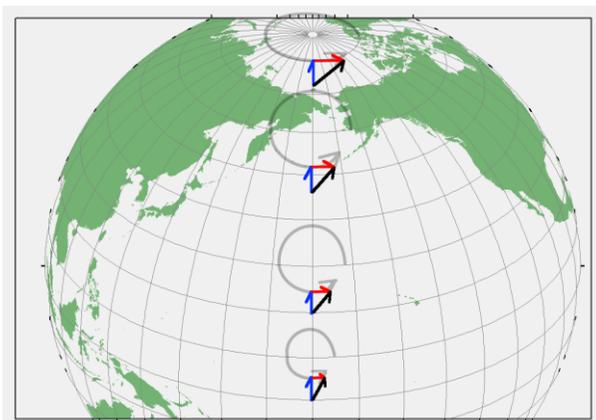


図 3-15 北向きの流れとコリオリ力

コリオリ力が働いたときの流体等の流れは、その緯度におけるコリオリ力に応じたように流れの向きを変える。図 3-15 は、低緯度側から高緯度側へ流れがあると、反時計回りのコリオリ力の影響を受け、進行方向の右側へ進路を変えるため、実際には北東方向へ流れる。緯度の高いほど、コリオリ力の影響を強く受ける。図 3-15 で

は、緯度線に平行な東向きベクトルである。

南半球では、高緯度側へ進行する流れは、時計回りのコリオリ力の影響を受け、進行方向の左側へ進路を変えるため、実際には南東方向へ流れる。

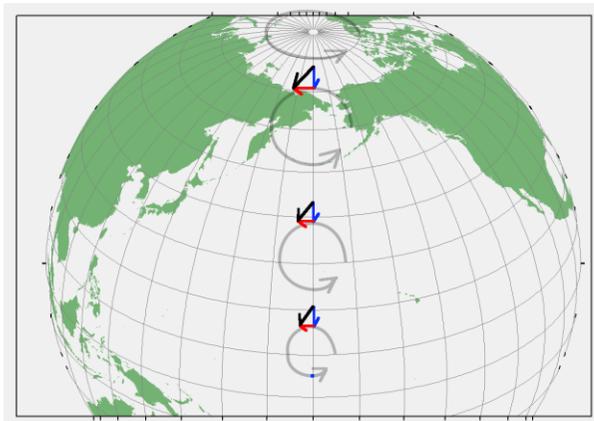


図 3-16 南向きの流れとコリオリ力

一方で、図 3-16 に示すように、北半球において、高緯度側から低緯度側へ向かう流れがある場合は、反時計回りのコリオリ力の影響を受け、南西側へ流れる。図 3-16 では、緯度線に平行な西向きベクトルがコリオリ力である。

このように、北半球における流体は進行方向の右側へ流され、南半球における流体は進行方向の左側へ流される。

3-3-2 エクマン流

海洋上を風(表層風)が吹いたとき、大気と海洋表層との間には風の応力(wind stress)が働く。風の応力により海洋表層は風下方向へ移動する。これは、風と表層との移動する二つの物体間の運動量(momentum=質量×速度)の伝達の規模は、逆向きに働く摩擦力(friction)により説明される。さらに、海洋表層から深層側へ順次運動量が伝達される。

この層間の運動量の伝達は、図 3-17a に示すように表層と次の層との間のある容積をもった水塊の移動による運動量の伝達と、図 3-17b に示すように安定した薄層と次の薄層との間の分子の移動による運動量の伝達がある。水塊の移動による運動量の伝達は、分子の移動による運動量の伝達より大きい。図 3-17a に示すようにある層の厚みをもった表層側の乱流(turbulent flow)がある速度をもち、下側の乱流が異なる速度で同じ方向に移動している場合、二つの層が接する面における速度の差は水塊の移動にともなう摩擦力に比例し、渦粘度(eddy viscosity)と呼ばれる。図 3-17b のように薄層流(laminar flow)の安定した層間における速度の差は分子の移動にともなう摩擦力に比例し、分子粘度(molecular viscosity)と呼ばれる。

鉛直混合をともないある方向へ流れる海流の層は乱流であるのに対して、鉛直混合がなく成層状態の安定して流れる海流の層は薄層流である。鉛直混合は表層風により発達し、成層状態は表層量が非常に弱い状態である。

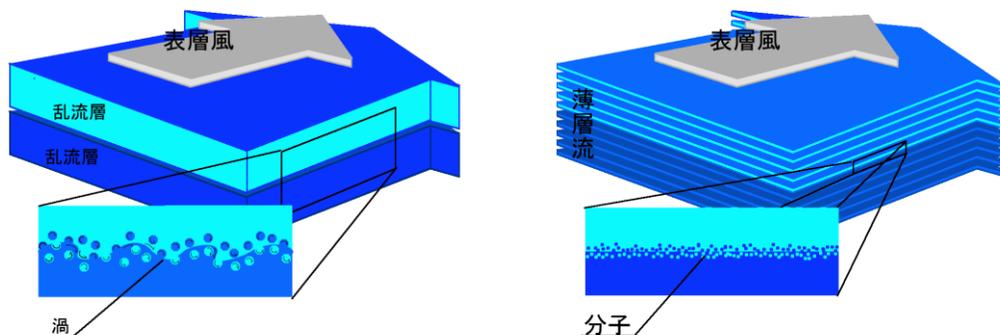


図 3-17a 渦粘度の摩擦力による運動量伝達 図 3-17b 分子粘度の摩擦力による運動量伝達

エクマン(V. W. Ekman, 1905)が、最初の風成海流の理論を発表した。この理論に遡ること 1890 年代に探検家のナンセン(F. Nansen)が極域において流氷を観察していたところ、風の進行方向右側に 20~40 度の方向に流氷が流されることを報告した。エクマンは、ナンセンの発見した現象を説明するために風成海流の理論としてまとめた。

エクマンは、理想的な海洋を仮定した。理想的とは、無限に深く、無限に広く、密度差のない海水が存在し、水平に広がり、どの深さにおいても均質に圧力が分布する海洋である。表層風から表層海水への運動量の伝達は、風の応力により示される摩擦力による運動量の伝達である。表層から下側の層への運動量の伝達は、渦粘度により示される摩擦力による運動量の伝達である。

図 3-18 に示すように、上部側からの摩擦力により風下方向へ移動する流れは、北半球において右方向へ働くコリオリ力が加わり、45 度方向へ流れる。エクマンは、指数関数的に流れが減衰し、渦粘度の摩擦力による流れとコリオリ力が順次加わり、流れの方向を変化させることを理論としてまとめた。この流れの変化はエクマン・スパイラルと呼ばれる。

表層風の力がおよぶ深さ方向の層をエクマン層と呼ぶ。北半球では、エクマン層内の平均的な流れは表層風に対して右側に観察される。さらに、北半球では、平均的なエクマン流に対して右方向にコリオリ力が働く。

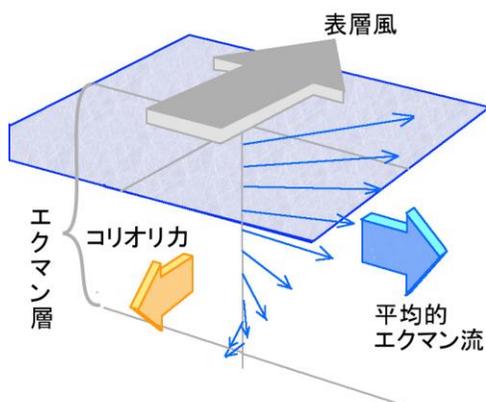


図 3-18 エクマン・スパイラルの概念図

(3) 低気圧と高気圧

低気圧と高気圧は、コリオリ力の影響を受け、北半球と南半球では逆の渦巻きを示す。

図 3-19a は北半球における低気圧の形成を説明する図である。L により示される海域が太陽により熱せられ、蒸発が進み、上昇気流が発生したと考えよう。上昇気流により希薄となったところへ全方位から風が吹き込む。この風の吹き込みは、気圧の異なる点の間の気流であり、圧力勾配(Pressure gradient)による風とよばれる。低気圧の中心に向かう圧力勾配の風は、反時計回りのコリオリ力の影響を受け、進路を右側へ変える。このように、低気圧の中心に対して反時計回りに吹き込み流が形成される。その一方で、低気圧の中心を取り囲むように気圧の一定な反時計回りの周回気流が形成される。この周回気流では、低気圧の中心へ向かう圧力勾配のベクトルと周回気流の進行方向右側へ向かうコリオリ力のベクトルがバランスをとった安定状態となっている。台風の眼の直近を取り囲む雲の渦は、この周回気流である。

図 3-19b は、北半球における高気圧の形成を説明する図である。H により示される海域は、低緯度側のハドレーセルと高緯度側のフェレルセルの境界のように、上空から海面に向けて吹き下ろしの気流が存在する海域を考えよう。高気圧の中心から周辺の気圧の低い方向へ吹き出すように風が流れる圧力勾配による風が存在する。圧力勾配による吹き出しの風は、コリオリ力の影響を受け、進行方向の右側へ進路を向ける。このような吹き出しの風が、高気圧を取り囲むように気圧の一定な時計回りの周回気流が形成される。一定気圧の時計回りの周回気流においては、高気圧の外へ向かう圧力勾配のベクトルと進行右側へのコリオリ力のベクトルがバランスをとった安定状態となっている。

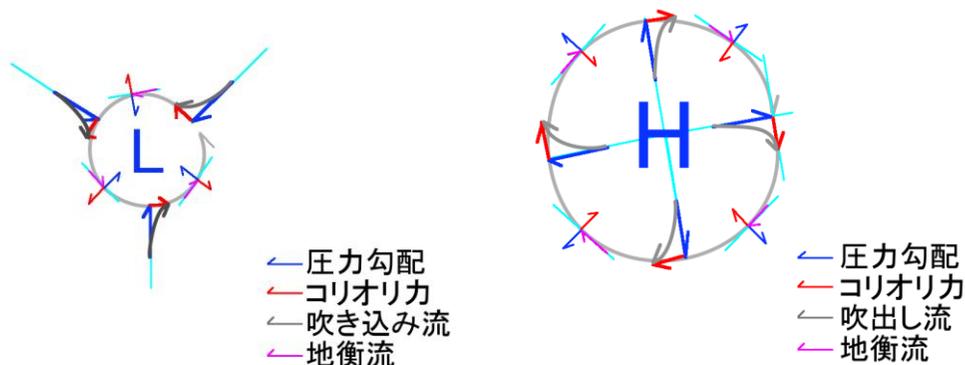


図 3-19a 低気圧の渦巻 図 3-19b 高気圧の渦巻

(4) 低気圧、高気圧にともなう渦

図 3-20a に低気圧が存在する場合の渦のメカニズムを示す。北半球においては、反時計回りの低気圧へ吹き込む風(太い矢印)が存在し、風の進行方向の右側へ流れるエクマン流が発達する。この結果、低気圧の中心から発散(divergence)する形で反時計回りの渦が形成される。海水の反時計回りの渦による発散にともない中心部の温度躍層(thermocline)が引き上げられる形になり湧昇が形成される。

これに対して、図 3-20b に高気圧が存在する場合の渦のメカニズムを示す。北半球においては、時計回りの高気圧から吹き出す風(太い矢印)が存在し、風の進行方向の右側へ流れるエクマン流が発達する。この結果、高気圧の中心へ収束(convergence)する形で時計回りの渦が形成される。海水の時計回りの渦の収束にともない渦の中心部へ下向きの流れ(エクマン流)が形成され、温度躍層が沈降する。

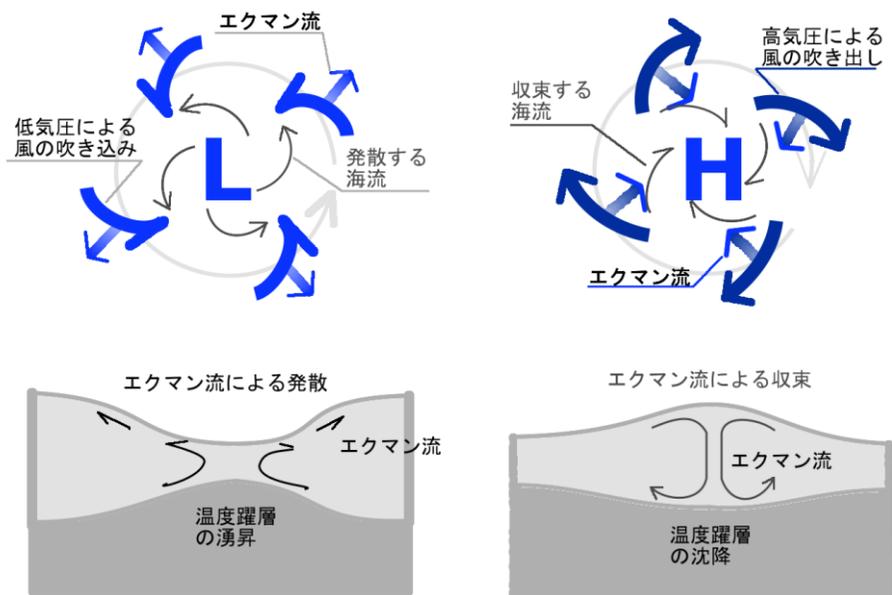


図 3-20a 低気圧にともなう渦

図 3-20b 高気圧にともなう渦

このように大気の流れあるいは海水の流れは、南半球では逆向きの流れとなり、低気圧は時計回り、高気圧は反時計回りとなる。お風呂の栓を抜いたときに、北半球では反時計回り、南半球では時計回りとも言われるが、お風呂の栓口の形状、栓を抜いたときの傾きなどにより回転方向が決まり、コリオリ力を受けるものではない。

課題5 渦を見つけよう

図 3-21 は、2008 年 8 月に、東京情報大学において受信した MODIS の観測データの月間合成画像である。パワーポイントに貼り付け、渦を見つけ、渦の場所に丸いサークルを貼り付け、時計回りと反時計回りの渦を区別しよう。

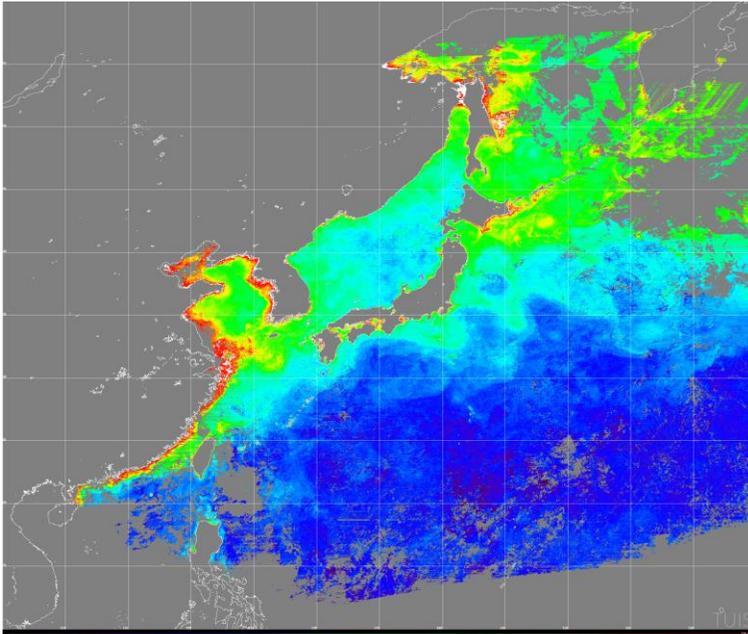


図 3-21 2008 年 8 月の月平均クロロフィル-a 分布図(MODIS 観測)

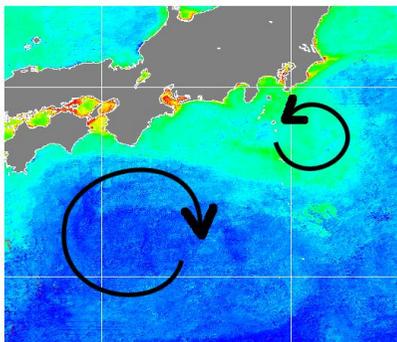


図 3-22 渦の例

図 2-22 は黒潮に沿った渦の形成例である。黒潮の東側には時計回りの暖水渦が形成され、黒潮の陸側には反時計回りの冷水渦が形成される。