

岡山大学 理学部 地球科学科  
2011 年度

卒業論文

地表湿潤度と降水分布の関係：  
大気大循環モデル計算結果の解析

2011 年 8 月 17 日 提出

岡山大学 理学部 地球科学科

05415510 作田知之

## 要旨

地球の環境は様々な要因によって変化している。その要因の一つである海陸配置が、地球の気候変動にどのような影響を及ぼしているのか。特に海陸配置が変化した場合に降水分布にはどのような影響があるのかを、仮想的な惑星を考え考察した。

本研究では、地球流体電脳倶楽部 **Swamp project** の大気大循環モデル **AGCM5** を用い計算された結果を、地球流体電脳倶楽部 **gtool project** の **gtool3** を用いて解析した。同様の大気大循環モデルで計算された結果を用いた先行研究に、平成 21 年度小川修平の卒業論文がある。小川の研究では、海面温度をモデル内で計算していなかったために、降水分布が赤道に対して非対称になってしまった。本研究では海面温度もモデル内で計算した結果を用い解析を行った。

結果は、降水分布が赤道に対して非対称となり、赤道付近の陸側に降水量のピークが存在した。これは陸側と海側で湿潤度が異なるために、冷却の過程に違いが存在し、大気最下層の温度が赤道対称にならなかったため、と考えられる。

## 目次

1. 序論.....	- 4 -
1.1 研究目的 .....	- 4 -
1.2 大気大循環モデル AGCM5 を用いた研究.....	- 4 -
2. データ .....	- 6 -
2.1 基本的な設定 .....	- 6 -
2.2 小川(2010)の研究との相違点 .....	- 6 -
3. 考察.....	- 7 -
3.1 降水分布 .....	- 7 -
3.2 降水と上昇気流の関係 .....	- 8 -
3.2.1 連続の式と水平発散.....	- 8 -
3.2.2 大気最下層の水平発散.....	- 10 -
3.2.3 大気最下層における南北風.....	- 11 -
3.3 上昇気流と軽い空気の関係.....	- 12 -
3.4 大気最下層の温度 .....	- 13 -
3.4.1 地表面の熱収支.....	- 13 -
3.4.2 大気の加熱.....	- 15 -
4. 結論.....	- 17 -
5. 謝辞.....	- 18 -
6. 参考文献.....	- 19 -

## 1. 序論

### 1.1 研究目的

地球は現在誕生してからおよそ 46 億年と言われている。地球はその長い歴史の中で様々な気候変動を経験している。気候変動を引き起こす要因としては、太陽活動の変化、生物活動による大気組成の変化、プレートテクトニクスによる海陸配置の変化などがある。では、様々な要因がある中、地球の気候はどのように決まっているのであろうか。

本研究では、気候変動を引き起こす要因の一つである海陸配置の変化に注目した。北半球が陸、南半球が海という仮想的な惑星を想定し、その仮想的惑星における降水分布がどのようになるのかを解析。そしてなぜそのような降水分布になるのか考察した。

### 1.2 大気大循環モデル AGCM5 を用いた研究

大気大循環モデル AGCM5 を用い計算された、北半球に陸、南半球に海という海陸配置における降水分布を解析した先行研究に 2010 年度小川修平の卒業論文がある。その結果の経度平均した降水量の緯度分布が図 1.1 である。降水分布は赤道に対して非対称になっており、降水のピークが海側に存在する。小川の研究ではその原因を、海側の地表温度が陸側に比べて高く、海側の赤道付近に上昇気流があったために降水量が周囲より多くなったとしていた。

図 1.2 は地表温度の緯度分布である。この図より海側の表面温度が陸側より高いことがわかる。このモデルでは陸側の温度は計算しているが、海側の温度は計算していない。海側の温度には地球に似せた海面温度を与え、それが変化しないものとしている。しかし、海面温度も計算しなければ、陸側と海側のどちらの地表温度が高くなるかはわからない。そのため、この研究では陸と海の違いが降水分布に対して影響を及ぼすことを示すことはできたが、実際にどこでどれくらい雨が降るのかを明らかにすることは出来なかった。

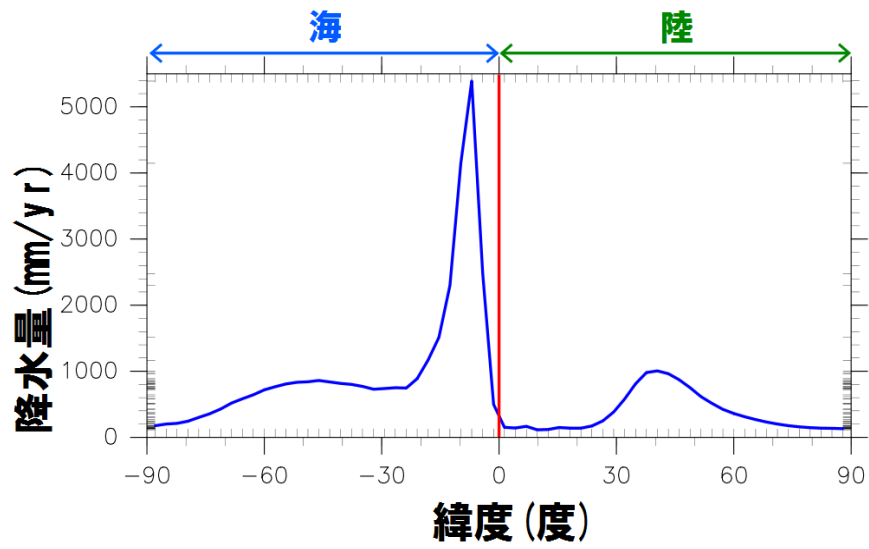


図 1.1 経度平均した降水量の緯度分布  
 (図は小川の卒業論文からの引用)

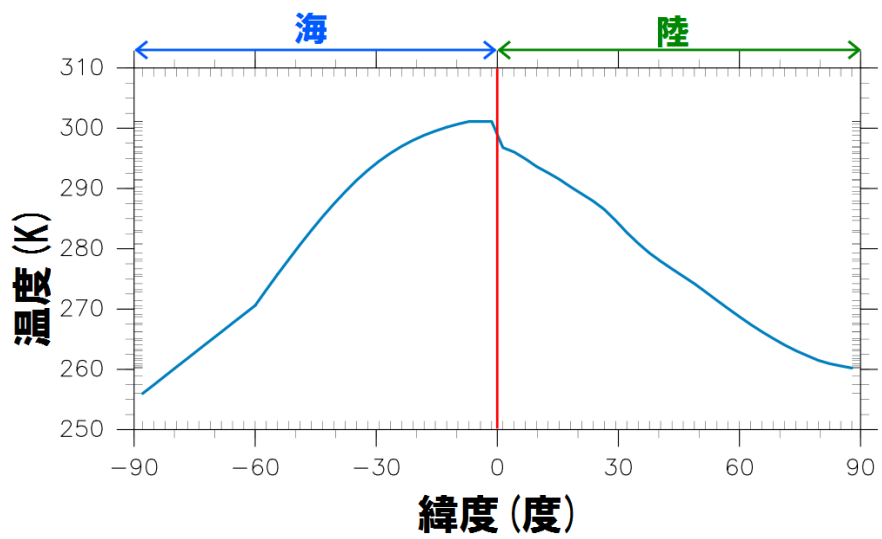


図 1.2 地表温度の緯度分布  
 (図は小川の卒業論文より引用)

## 2. データ

### 2.1 基本的な設定

今回の研究では地球流体電脳倶楽部 Swamp project の大気大循環モデル AGCM5 を用い計算された結果を解析した。基本的な設定は小川の研究とほぼ同じである。計算の解像度は、水平解像度 T42, 鉛直層数 16 層としていた。境界条件は、北半球に陸, 南半球に海としていた。大気成分, 太陽定数, 自転速度, 公転周期には地球と同じような条件を与えていた。太陽からの日射は日平均, 年平均したものを赤道に対称に与え, 日射の日変化, 季節変化は共に無いものとしていた。初期条件は静止大気とし 10 年間分積分された結果を用いた。

### 2.2 小川(2010)の研究との相違点

今回の研究で解析した計算結果と小川の解析した計算結果では, 熱容量と湿潤度に異なる値が設定されていた。小川の研究では陸側の熱容量を 0, 湿潤度を 1 とし, 海側の熱容量を無限大, 湿潤度を 1 としていた。そして北半球と南半球で熱容量が異なる場合に大気大循環にどのような影響が出るのか, について解析を行った。それに対し, 今回の研究では陸側の熱容量を 0, 湿潤度を 0 とし, 海側の熱容量を 0, 湿潤度を 1 として計算された結果の解析を行った。湿潤度が異なる場合には大気大循環にどのような影響を及ぼすのかを解析する。

また小川の研究では海面温度は地球に似せた値を与え, モデル内で計算していなかったことで降水分布が北半球, 南半球で非対称になってしまった。それを踏まえ, 今回の研究では海面温度もモデル内で計算されるものとした結果を用いた。

### 3. 考察

本研究では大気大循環モデル AGCM5 で計算された結果のうち，初期条件の影響を取り除くため最後の 5 年分を時間平均したものを地球流体電脳倶楽部の gtool3 で解析した。

#### 3.1 降水分布

図 3.1 は経度平均した降水分布である。この図から，赤道から北緯 10 度までの間に降水量のピークが存在しており，降水分布は赤道に対して非対称になっていることがわかる。本研究で用いた計算結果では，日射は赤道に対して対称に与えていた。それにも関わらず，なぜこのような非対称な降水分布になったのかを考察する。

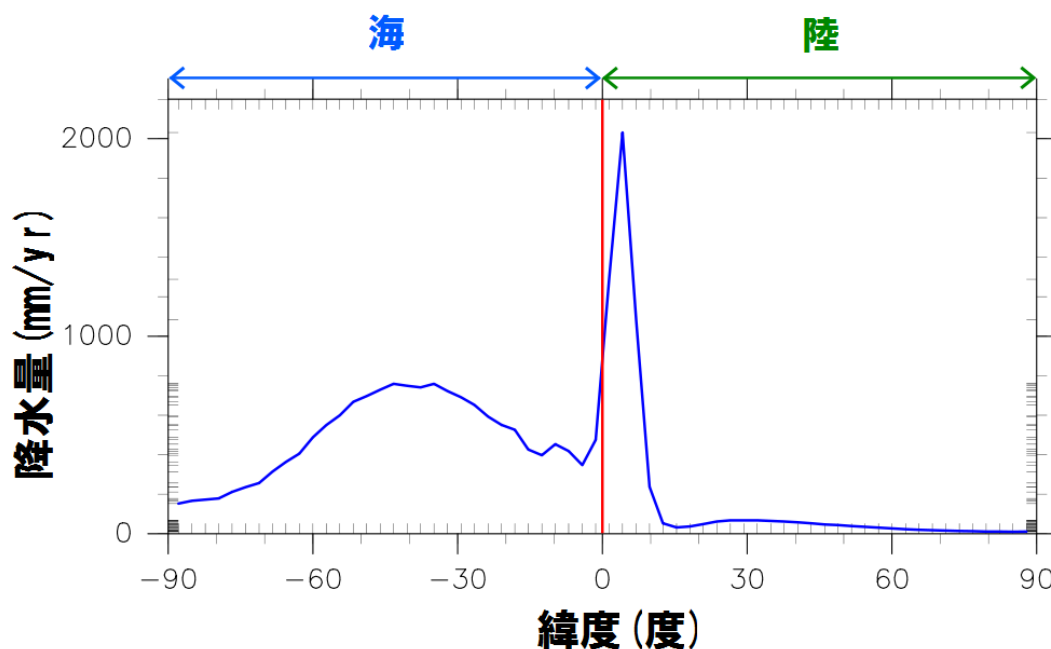


図 3.1 経度平均した降水量の緯度分布

陸側の北半球においては，北緯 10 度より北ではほとんど降水がない。これは陸側の湿潤度が 0 であったことによるもので，地表面からの水蒸気の供給がなく，大気に水蒸気が含まれていなかったために雨が降らなかったと考えられる。しかし湿潤度が 0 であるにも関わらず，赤道から北緯 10 度までの間には降水量のピークが存在している。これは海側から流れ込んできた大気が水蒸気を含んでいたために雨が降ったものと考えられる。では，なぜこのような降水量のピークができたのかについて解析する。

### 3.2 降水と上昇気流の関係

大気は、上昇気流によって上層に持ち上げられることで、膨張し温度が下がる。温度が下がると、大気中に含まれていた水蒸気が凝結し雨が降る。そこで次に赤道から北緯10度までの間に上昇気流があったのかどうかについて解析する。

#### 3.2.1 連続の式と水平発散

大気最下層における水平発散を解析することで、どこに上昇気流が存在しているかがわかる。なぜなら大気最下層においては、地表面があるため大気は下向きに移動することができない。そのため、もしその場所で大気が水平方向に収束している場合、大気は上向きに発散するしかなく、上昇気流を発生させる。逆にその場所で大気が水平方向に発散している場合、大気は上層から下向きに流れ込んでくるため、下降気流を発生させる。

図 3.2 に示す空間( $\Delta x \Delta y \Delta z$ )に流入および流出する質量と空間内部の質量の時間変化量を考える。

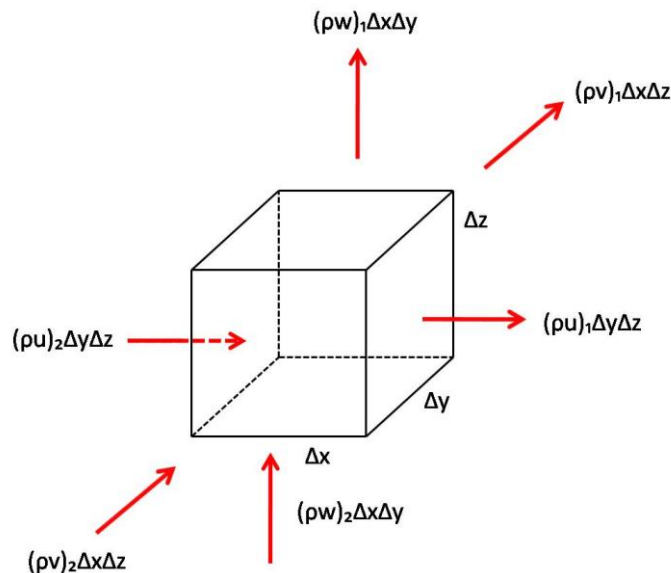


図 3.2 流体内の質量フラックスの流入及び流出(二宮洗三, 2000)

$\rho$ :流体の密度,  $u, v, w$  はそれぞれ  $x$  成分,  $y$  成分,  $z$  成分の流体速度

単位時間あたりに単位面積を横切って流れる質量は流速( $\text{ms}^{-1}$ )と密度( $\text{kgm}^{-3}$ )の積で表わされ、これを質量フラックス( $\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ )呼んでいる。ある時間間隔  $\Delta t$  における単位時間あたりにこの空間に流入する正味(流入, 流出の差)の質量は

$$[(\rho u)_1 - (\rho u)_2] \Delta y \Delta z + [(\rho v)_1 - (\rho v)_2] \Delta x \Delta z + [(\rho w)_1 - (\rho w)_2] \Delta x \Delta y \quad (1)$$



である。また、ある時間間隔  $\Delta t$  の間における空間内の質量の単位時間当たりの変化は

$$\left(\frac{\Delta\rho}{\Delta t}\right)\Delta x\Delta y\Delta z \quad (2)$$

である。質量が保存する場合、式(1)+式(2)=0 であるから、2式をたし、 $\Delta x\Delta y\Delta z$  で割ると

$$\frac{[(\rho u)_1 - (\rho u)_2]}{\Delta x} + \frac{[(\rho v)_1 - (\rho v)_2]}{\Delta y} + \frac{[(\rho w)_1 - (\rho w)_2]}{\Delta z} + \frac{\Delta\rho}{\Delta t} = 0$$

$$\frac{\Delta(\rho u)}{\Delta x} + \frac{\Delta(\rho v)}{\Delta y} + \frac{\Delta(\rho w)}{\Delta z} + \frac{\Delta\rho}{\Delta t} = 0$$

ここで  $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta z$ ,  $\Delta t$  を無限小にすれば

$$\frac{\partial\rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0$$

である。この式に微分の公式を用いると

$$\frac{\partial\rho}{\partial t} + u\frac{\partial\rho}{\partial x} + v\frac{\partial\rho}{\partial y} + w\frac{\partial\rho}{\partial z} + \rho\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}\right) = 0$$

$$\frac{\partial\rho}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla\rho + \rho\nabla \cdot \mathbf{v} = 0$$

定常状態においては  $\frac{\partial\rho}{\partial t} = 0$  であるから、

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

を得る。この式を変形すると

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)$$

になる。この式の  $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$  は水平発散と呼ばれる。水平発散が正の場合は

$$\frac{\partial w}{\partial z} < 0$$

であるから、鉛直方向において収束している。よって大気最下層において大気は下から流れ込めないで、下降気流があることがわかる。水平発散が負の場合は

$$\frac{\partial w}{\partial z} > 0$$

であるから、鉛直方向において発散している。よって大気最下層においては下向きに空気は流れ出ないので、上昇気流があることがわかる。

### 3.2.2 大気最下層の水平発散

図 3.3 は経度平均した大気最下層における水平発散の緯度分布である。この図より、降水量のピークがあった赤道から北緯 10 度までの間に、上昇気流のピークが存在していることがわかる。このことから、周囲よりも強い上昇気流が存在している場所で降水量が多くなっている。

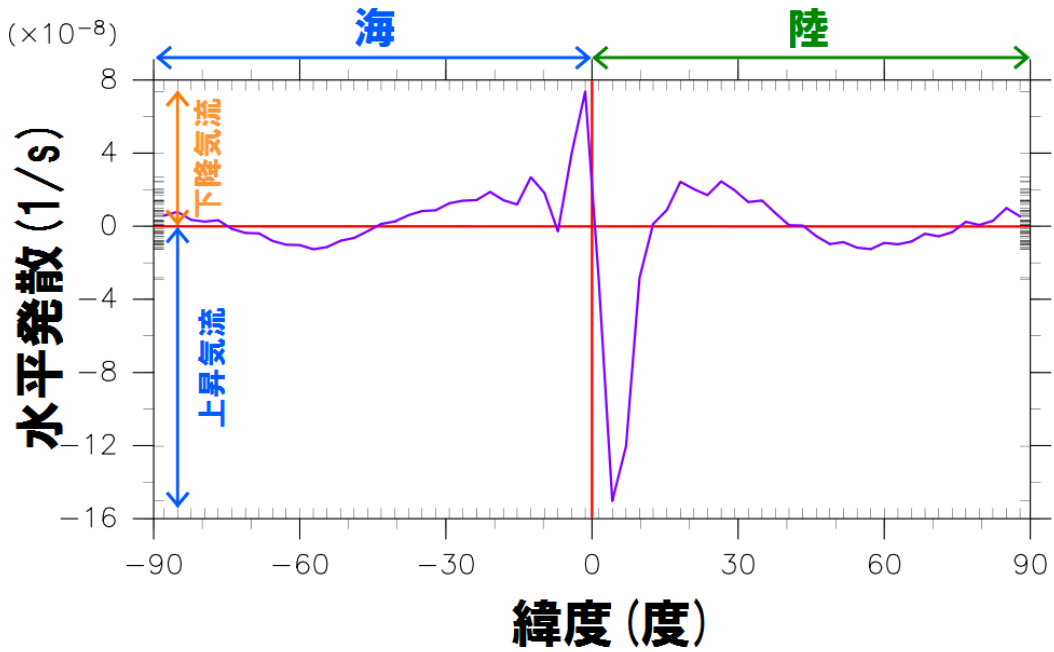


図 3.3 経度平均した大気最下層における水平発散の緯度分布

### 3.2.3 大気最下層における南北風

次に大気最下層においてどのように風が吹いていたかを解析する。図 3.4 左図は大気最下層における南北風の等値線図に大気最下層の風の向きを重ねたものである。矢印の大きさは風の強さを表している。グレーの部分は南風，白い部分は北風を表している。右図は経度平均した大気最下層の南北風の緯度分布である。風速が正のときが南風，負のときが北風である。北緯 10 度から南緯 30 度においては南風が吹いている。つまり陸と海の境界である赤道上では海風が吹いていることがわかる。また北緯 30 度から北緯 10 度までの間においては北風が吹いている。つまり北緯 10 度付近では風は南北の両側から収束していることがわかる。

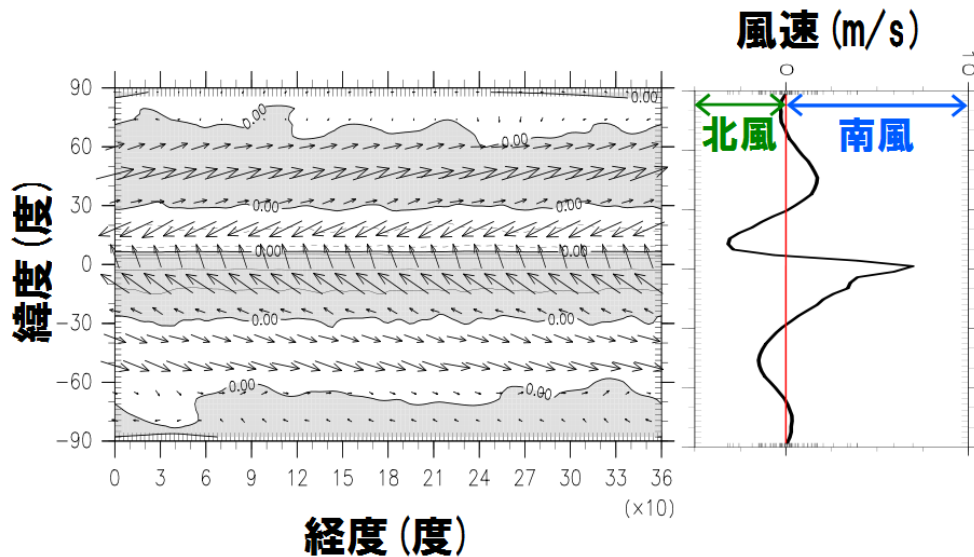


図 3.4 左：大気最下層の南北風の等値線図，風の向き  
右：経度平均した大気最下層の南北風の緯度分布

### 3.3 上昇気流と軽い空気の関係

次に、なぜ赤道から北緯 10 度までの間に上昇気流が存在していたのかについて解析する。

赤道から北緯 10 度までの間に上昇気流が存在していた理由はいくつか考えられる。その一つが軽い空気である。周囲よりも空気が軽いところでは、空気が持ちあげられ上昇気流ができる。軽い空気とは温度が高い空気、もしくは水蒸気を多く含んだ空気のことである。

温度が高ければ高いほど、空気は膨張し密度が小さくなるため軽くなる。また、水蒸気を多く含んでいれば含んでいるほど空気は軽くなる。これは空気と水の平均分子量の違いによるものである。水の平均分子量は空気の平均分子量よりも小さい。そのため含まれる水蒸気が多い空気ほど軽くなる。空気中に含むことのできる水蒸気の上限は飽和水蒸気量によって決められている。飽和水蒸気量は温度の関数であり、一般に温度が高ければ飽和水蒸気量も増える。そのため本研究では温度の高い空気を軽い空気として考えた。そこでどこに温度の高い空気があるのかを考察した。

図 3.5 は経度平均した大気最下層の温度の緯度分布である。この図より赤道から北緯 10 度までの温度が最も高くなっており、そこに軽い空気が存在していることがわかる。そのため、この場所に上昇気流が存在していたと考えることができる。

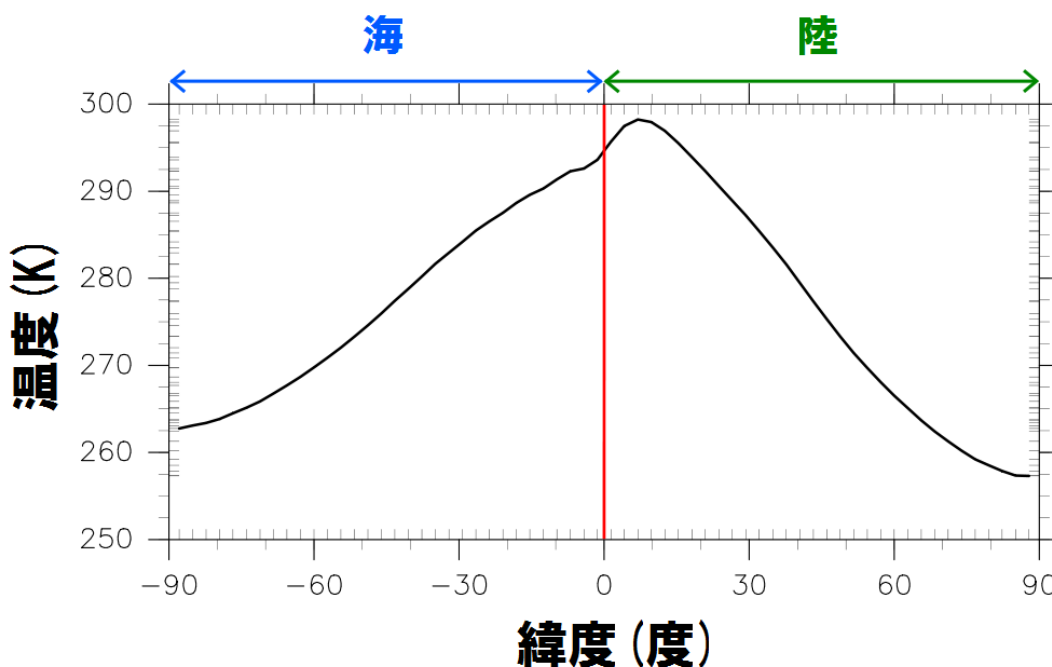


図 3.5 経度平均した大気最下層の温度の緯度分布

### 3.4 大気最下層の温度

では、なぜこの場所で大気最下層の温度が高くなったのかについて考察する。

大気最下層の温度は、地表面がどれだけ大気を暖めているか、に依存している。地表面が大気を暖める、とは地表面からどれだけ大気に熱が伝わっているか、ということである。地表面が大気を多く暖めていれば大気は高くなり、逆にあまり暖めていなければ大気は低くなる。

#### 3.4.1 地表面の熱収支

地表面が大気をどれだけ暖めているかを知るため、地表面における熱収支のバランスを解析する。図 3.6 は地表面に出入りする熱を模式的に表したものである。地表面を出入りする熱フラックスには、短波放射による熱フラックス、長波放射による熱フラックス、潜熱フラックス、顕熱フラックスがある。短波放射による熱フラックスとは、太陽からの日射によって地表面が暖められている熱の量と地表面が太陽からの日射を反射している熱の量の差である。太陽からの日射によって地表面が暖められている量の方が大きいため、全体として地表面は加熱される。長波放射による熱フラックスとは、地表面が上向きに放出する熱の量と大気から下向きに放出する熱の量の差である。大気から放出される長波放射は地表面から放出される長波放射よりも少ないため、全体として地表面は冷却される。潜熱フラックスとは、水蒸気が気化する際に地表面から奪う熱の量である。水蒸気が地表面の熱を潜熱として取り去るため、地表面は冷却される。顕熱フラックスとは、熱伝導によって伝わる熱の量である。普通、地表面の方が大気より温度が高いため、熱は地表面から大気に伝わる。つまり地表面は冷却される。

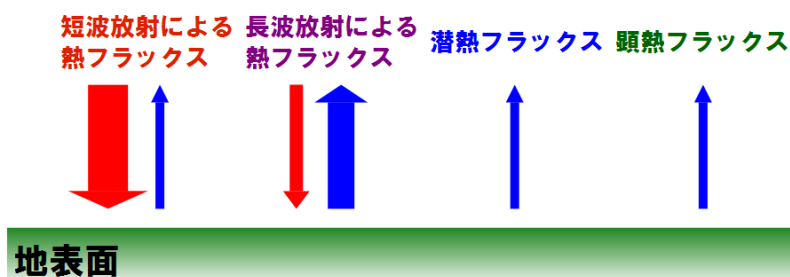


図 3.6 地表面の熱収支

平衡状態においては、地表面の加熱と冷却はバランスしていなければならない。そのためこれらの熱フラックスの合計は 0 となる。地表面は短波放射による熱フラックスによって加熱され、長波放射による熱フラックス、潜熱フラックス、顕熱フラックスによって冷却される。加熱の過程は太陽からの日射が主なので赤道に対してほぼ対称である。しかし冷却の過程は地表面の状態によって変化する。

図 3.7 は経度平均した地表面における熱フラックス収支の緯度分布である。短波放射による熱フラックスのみが地表面の加熱を表しており、他の 3 つのフラックスは地表面の冷却を表している。簡単化のため、短波放射による熱フラックスについてのみ符号を逆にしている。

太陽からの日射を赤道に対して対称に与えているため、短波放射による熱フラックスはほぼ赤道対称になっている。つまり、陸側と海側はほぼ等しく加熱されている。潜熱フラックスは赤道に対して非対称である。これは陸側の湿潤度を 0 としたためで、水の気化が起きない陸側では 0 となった。長波放射による熱フラックス、顕熱フラックスも赤道に対して非対称であるが、潜熱フラックスとは逆に陸側で値が大きくなっている。これは平衡状態においては加熱と冷却がバランスしていなければならないので、潜熱フラックスで冷却されない陸側は、代わりに長波放射による熱フラックスと顕熱フラックスで冷却されなければならない。そのため、海側より陸側の方が長波放射による熱フラックスと顕熱フラックスの値が大きくなった、と考えることができる。

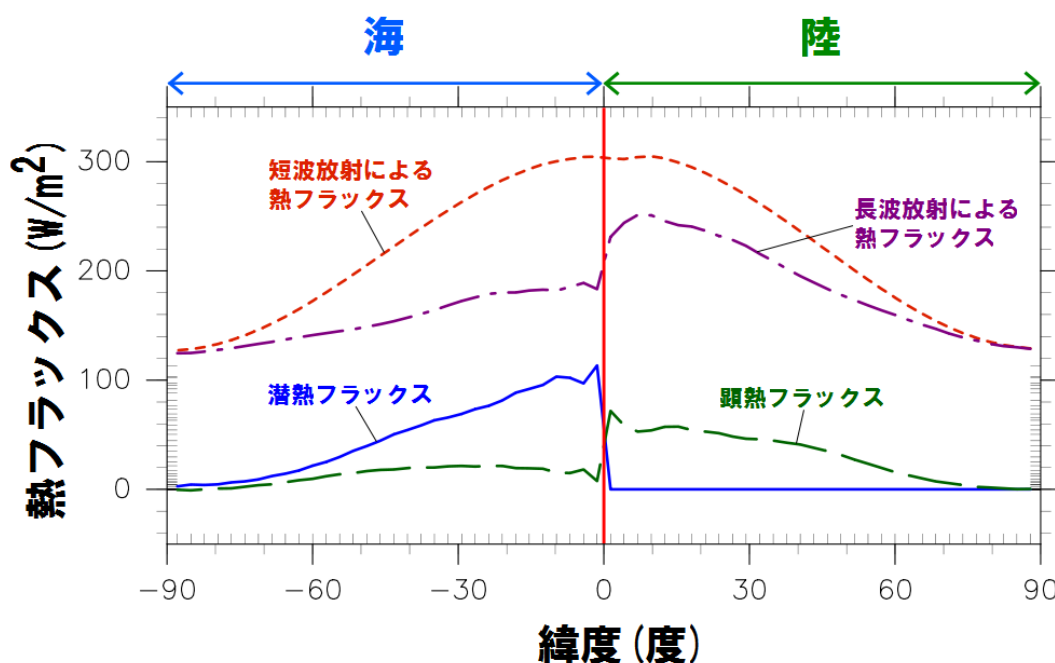


図 3.7 地表面における熱フラックス収支

### 3.4.2 大気加熱

次に、なぜ大気最下層において海側より陸側の温度が高くなったのかについて考える。図3.8は地面を冷却する3つの熱フラックスがどれくらい大気を加熱しているかの割合を模式的に示した図である。長波放射による熱フラックスと顕熱フラックスによって地表面が冷却されるとき、冷却された分の熱のほとんどが直上の大気を暖めるのに対し、潜熱フラックスで地表面が冷却されるとき、直接直上の大気は暖められない。そのため、地表面が潜熱フラックスによって冷却される海側では、大気は陸側に比べて暖められない。

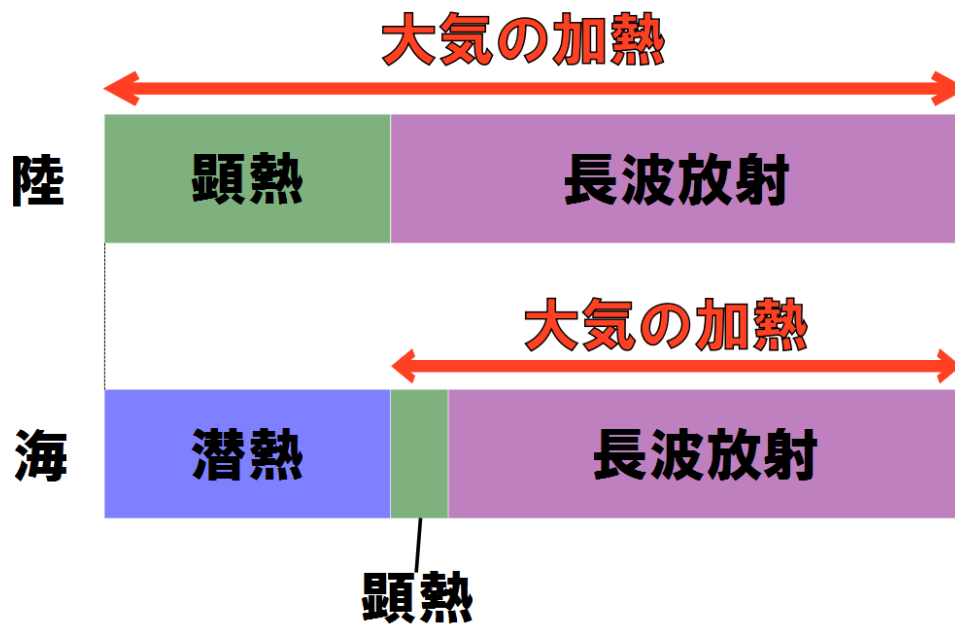


図 3.8 大気を加熱している熱フラックス

さらに、潜熱フラックスによって地表面から放出された熱は、水蒸気が凝結した際に初めて大気中に放出され、大気を暖める。つまり、降水のある場所で熱を出し、大気を暖めている。海側を潜熱フラックスによって冷却した分の熱は、降水量の多い場所、つまり陸側の赤道から北緯 10 度までの間で熱を放出し、大気を暖めていると考えることができる。

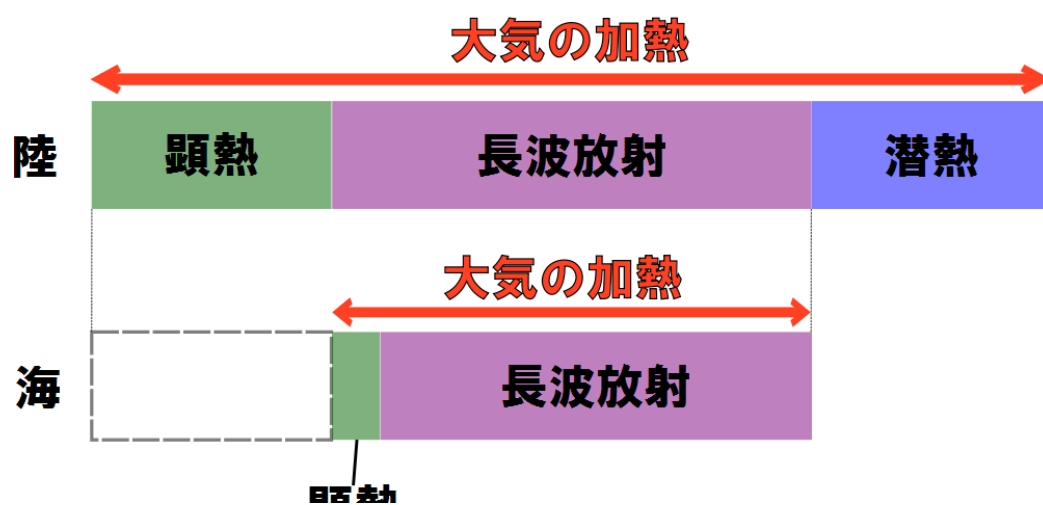


図 3.9 大気を加熱している熱フラックス



#### 4. 結論

北半球が陸，南半球が海という海陸配置において大気大循環モデル AGCM5 を用い，計算された結果を解析した．

海側と陸側の湿潤度を変えていたため，地表面の冷却の過程で海側のみに潜熱フラックスによる熱の輸送が存在していた．地表面の冷却の過程が異なるため，大気最下層の温度が赤道非対称になった．赤道から北緯 10 度までの間で大気最下層の温度が最も高くなったため，その場所で上昇気流により大気が持ちあげられていた．そのため赤道から北緯 10 度までの間に降水量のピークが存在し，降水分布が赤道に対して非対称になった．

## 5. 謝辞

本研究を行うにあたり，ご指導いただきました指導教員であるはしもとじょーじ准教授に心より感謝いたします。

また，同研究室の弓場勇矢さん，石岡翔さん，村島美春さんには様々な協力をしていただき，大変お世話になりました。ありがとうございました。

## 6. 参考文献

- [1] 地球流体電脳倶楽部版 AGCM5, <http://www.gfd-dennou.org/library/agcm5/>
- [2] 地球流体電脳倶楽部 gtool プロジェクト, <http://www.gfd-dennou.org/library/gtool/>
- [3] GTOOL3 コマンド利用の手引,  
<http://www.riam.kyushu-u.ac.jp/taikai/lab/others/Gtool/Guide.html>
- [4] 一般気象学【第2版】 小倉義光 著 (東京大学出版会)
- [5] 気象がわかる数と式 二宮洸三 著 (オーム社)
- [6] 小川修平：“北半球が陸・南半球が海の場合の降水分布：大気大循環モデルの計算結果の解析”岡山大学 理学部 地球科学科 卒業論文 (2010)