

## 2-3 海と陸をまたがって吹く風の特徴

高知大学大学院黒潮圏海洋科学研究科

千葉 修

### 1. 黒潮海域の風

黒潮は地球規模の風が起こしている海洋の大循環流で風成循環とよばれる。その流れは次のような仕組みでおこる。地球の中緯度では西よりの偏西風が、そして熱帯では東よりの貿易風が吹き、コリオリ力が北半球では空気塊の動きに対して右方向に働くために海面が盛り上がる（図 1a）。このように偏西風と貿易風によって北米大陸西岸とアジア大陸東岸の間に時計回りの円形の海流ができる（図 1b）。コリオリ力が緯度の高さに比例することから、海流は太平洋の西岸で強まり、それは西岸境界流といわれる。

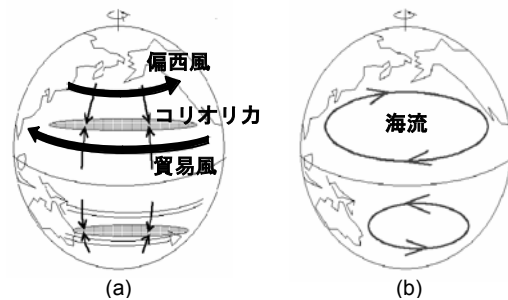


図 1. 風成循環（風による海洋循環）

地球の表層海流を眺めると黒潮は世界でも代表的な西岸境界流として大西洋のメキシコ湾流に匹敵する。その黒潮は台湾付近から南西諸島、そして九州沖や土佐沖を経て房総半島沖まで流れる幅約 100km, 平均流速 2m/秒にも達する水温の高い大海流である（図 2）。

このように日本列島周辺の海には南か

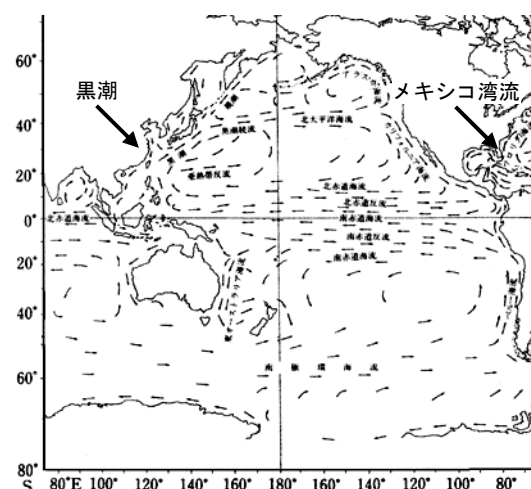


図 2. 主な表層海流

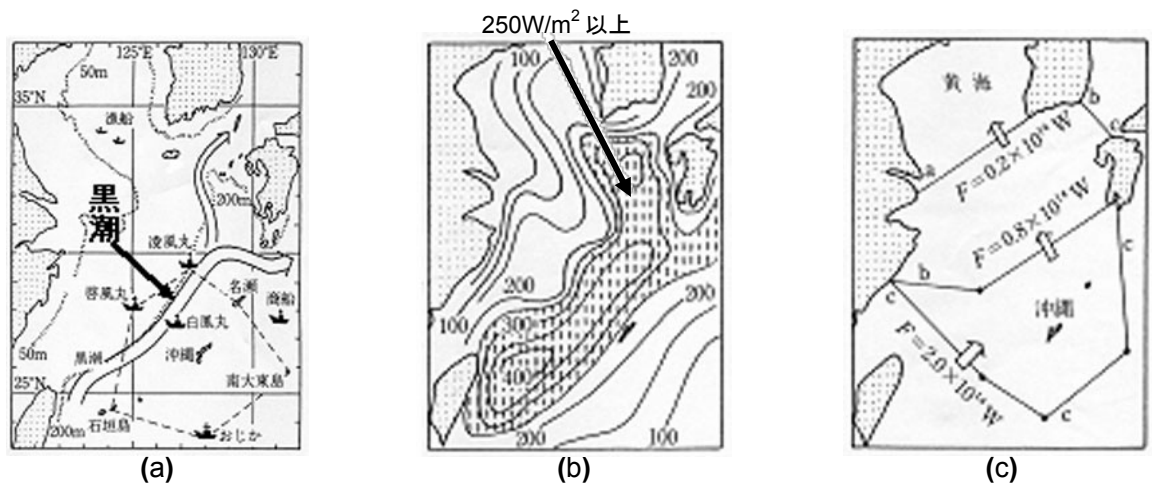


図 3. 東シナ海での熱収支

ら北に暖流の黒潮が流れており、太平洋高気圧の西側で吹く南風や南西風（縁辺流とも言う）が、この暖流の上を吹くことで海面から水蒸気と熱を多量に受けとり、暖湿な気流となって日本列島に吹きこむ。そのために、およそ北緯 25 度から 45 度の間にある日本列島は気候学的には「亜熱帯湿潤気候」になる。

1974 年－75 年にかけて東シナ海周辺で国際的な気団変質実験（AMTEX）が行われた（図 3a）。東シナ海の黒潮域での海面の熱収支解析結果によると、黒潮に沿う狭い海域から冬場に  $250 \text{ W/m}^2$  以上も熱が放出され（図 3b）、しかも不思議なことにこれだけ熱を放出しても水温は下がらない。これは、たえずこの海域に熱が供給されるためである（近藤，1987）。それに伴い海面から大気に大量の熱が供給され（図 3c）、その黒潮海域に中国大陆から乾燥した冷たい気団が流れ込むと激しい気団変質が起こって、大気層が大きな影響を受ける。また東シナ海で低気圧が発生し、その低気圧の東側で亜熱帯域から暖湿な気塊が黒潮域に流入すると海面から熱が供給され大気が不安定になり、それがますます低気圧を発達させる。

## 2. 土佐湾沿岸域の海陸風

大気中には種々の時間・空間スケールの現象があり、海陸風や山谷風のような

局地風は約 10～100km の水平スケールと 1～数十日程度の時間スケールを持つメソ（中規模）スケールの気象である。

地球のはるか上空でとられた人工衛星の画像から黒潮海域の様子を眺めると、黒潮流路の淀む所、それが土佐湾の大きな容器の内部にあたる。広く大きく開いた円弧状の湾は南からの風を容易に迎え入れる。

土佐湾からの海風を調べるために、海岸線から約 2km 内陸にある高知大学大気境界層観測所を利用し、1989 年から観測を継続してきた。そこには主な観測機器として、音波探査装置（ソーダ）と高さ 21m の観測塔に設置した 3 次元型超音波風速温度計がある。

地球からはるかに離れた人工衛星の画像から黒潮海域の様子を眺めると、黒潮流路の淀む所、それが土佐湾の大きな容器の内部にあたる。広く大きく開いた円弧状の湾は南からの風を容易に迎え入れる。

海陸風の性質と特徴は以下の 3 つの「顔」で説明できる。つまり、①線形理論で説明可能な顔、②重力流的な顔、③海風と陸風で性質を異にする顔である（木村、1988）。

①海風循環の構成は次のようになっている（図 4）。日中、海上で安定している成層大気から陸上の混合層中に海風（図中の A）が流れこみ、陸側にある大気にぶつかってフロント B が形成され、そこでは上昇流が起こる。そして上空では海側に向かう海風の反流 C があり、最終的に海上で沈降流 D によって閉じる。このように海風循環セルが形成される。一方、夕方から夜間にかけては海風循環とは逆向きの陸風循環がみら

れる。図中にある T で示す線は海と陸地での気温分布である。一般に、日中の海風循環と夜間の陸風循環は一日

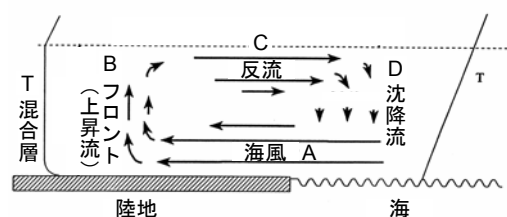


図 4. 海風循環図

周期で交互に出現し、その循環の様相は周期関数で表せるので線形理論で説明できる。

②海風は一種の重力流である。図 5 で示すように、密度の違う塩水と真水を区切る仕切りを上げると重い塩水がそれより軽い真水の中に流れこむ。つまり床面での圧力は重い液体の部分が軽い液体部分より大きいから、圧力傾度により密度の高い流体(冷氣)が密度の低い流体(周囲の暖気)を押し上

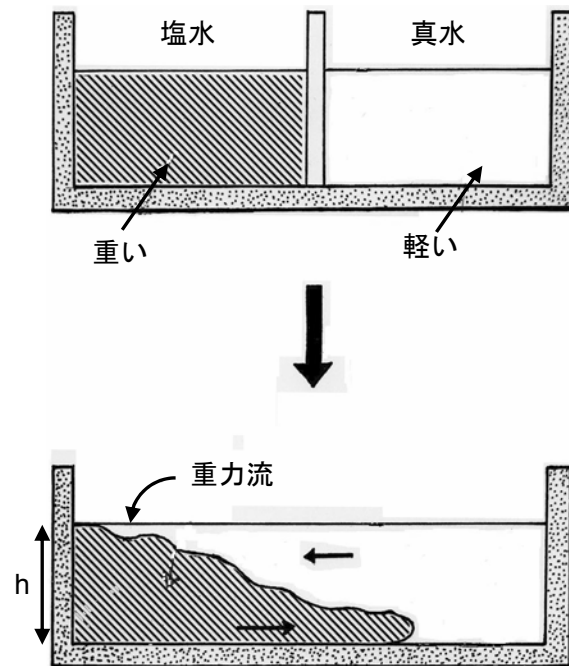


図 5. 重力流の概念

げるように進む。この流れを密度流という。その流速  $U$  は、 $U=(2 \times (\Delta\rho/\rho_0) \times gh)^{1/2}$  または  $U=k((\Delta T/T) \times gh)^{1/2}$ ,  $k=0.72$  と表せる。 $\rho$  は密度、 $g$  は重力加速度、 $h$  は重力流の厚さ、 $T$  は温度である。例えば、 $T=15^\circ\text{C}(=288\text{K})$ ,  $h=500\text{m}$ , 温度降下  $\Delta T=2^\circ\text{C}$  なら、 $U=4.2\text{m/s}$  となる。

③海風の先端部は海風と、その対抗流の両方の流れが交互にみられる境界領域で海風前線（フロント）といわれる。そこでは非定常・非線形現象がみられ、フロントの形には顕著な膨らみと裂け目が現れる。

## 2.1 高知県の海風

高知県を海側から眺めると東に室戸岬、西に足摺岬があり、この両岬の間に約 241km の円弧状の海岸線を持つ土佐湾がある（図 6）。そこは黒潮の影響を受け、沿岸では海風が卓越する。海風の動きや形態は、その他の風と密接に関係する（図 7）。

一般に空気塊に働く力を考えると、  
 先ず  $P$  で示される気圧傾度力，コリオリ力  $C$ ，そして摩擦力  $F$  があり，これらのつり合いによって上層では広域を代表する地衡風  $V_g$  が吹く。地表近くでは地表風  $V$ ，そして局所的に発生した海風  $SB$  が考えられる。この例では低気圧側  $L$  が北，高気圧側  $H$  が南にあり，気圧傾度力  $P$  と海風  $SB$  の向きが同じ方向なので，海風が内陸の奥深くまで侵入する可能性が高い。このような大規模な気圧傾度は海風の風向変化にも関係している。つまり，ある地域を吹く風は孤立したものでなく種々の力が作用している。

ところで陸上の観測点での海風の侵入は，先ず内陸からの北寄りの風から海側からの南寄りの風への風向の変化によって判断でき，さらに海風は冷たく湿っているので気温の急激な低下，湿度の上昇などでわかる（図 8）。この例では 11 時 55 分－12 時に海風が侵入している。さらに海風侵入前の風と入れ替わると風速が強くなる傾向

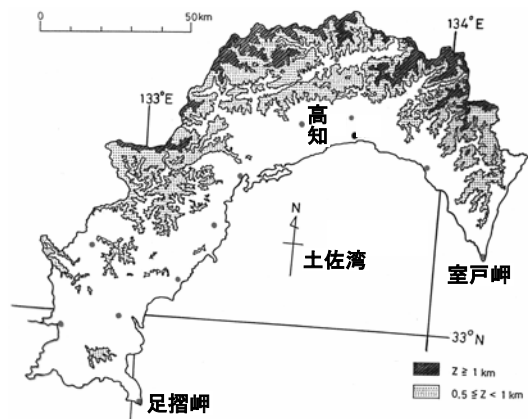


図 6. 土佐湾に面する高知県の地勢

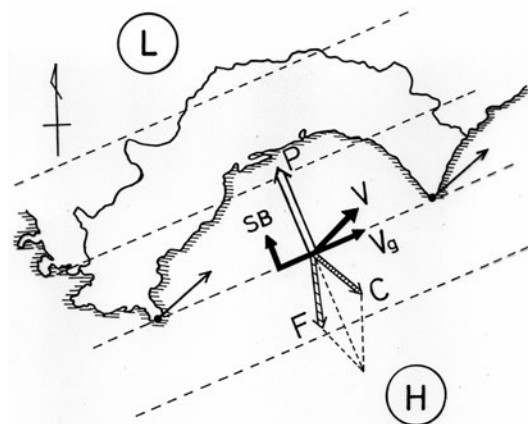


図 7. 空気塊に働く種々の空気

$V$  (地表風),  $SB$  (海風),  $V_g$  (地衡風),  $P$  気候傾度力,  $C$  (コリオリ力),  $F$  (摩擦力)

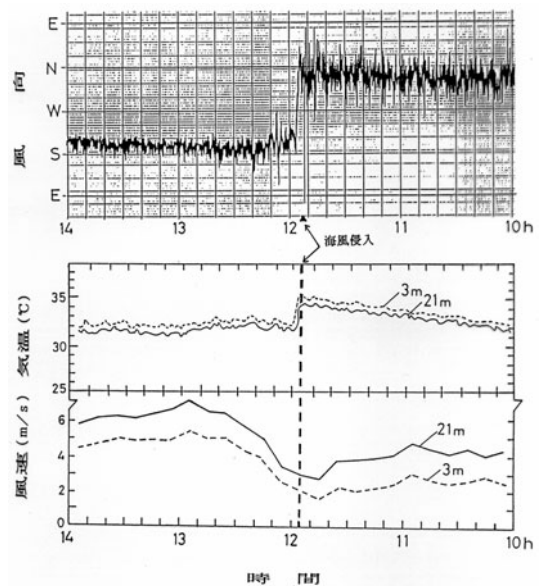


図 8. 海風侵入時の特徴

がある。

高知大学大気境界層観測所でのソーダによる海風観測が 1989 年 4/29～翌年 90 年の 12/12 まで行われ、欠測日、台風などの天気擾乱の影響のある日を除いて海風侵入日は 151 日あった。図 9 は観測所の高度 60m での海風侵入時刻の季節変化を示す。●印は個々のデータ、実線の曲線は一年周期を考慮して得た最小自乗法（シンプレックス法）で求めた実験曲線である。なお破線は年平均の標準偏差、縦棒は月毎の標準偏差を示す。夏季に早く、冬季に遅いという明らかな年変化がみられる。平均して土佐湾からの海風の侵入速度は時速約 7km である。

図 10 は海風の侵入状況についてまとめたもので、6、7、8 月の夏季の 10～13 時までの 1 時間毎の侵入線で示した。侵入線の特徴としては窪川（▲印）を境にして 2 つのコブ形の形状がみられる。この理由として、窪川の背後の標高 500m 程度の高地が、この付近に侵入する海風を迂回させ（山岳による

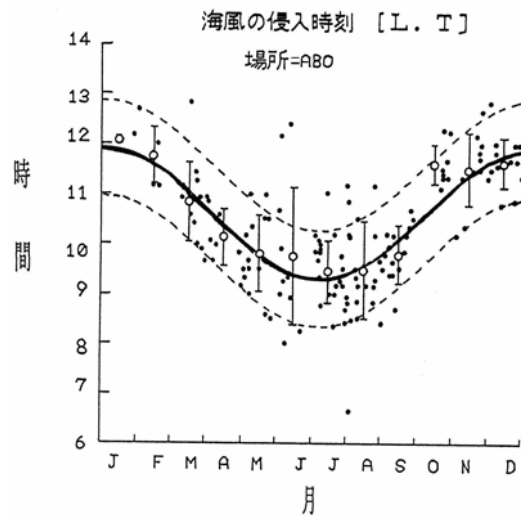


図 9. 海風進入時刻の季節変化

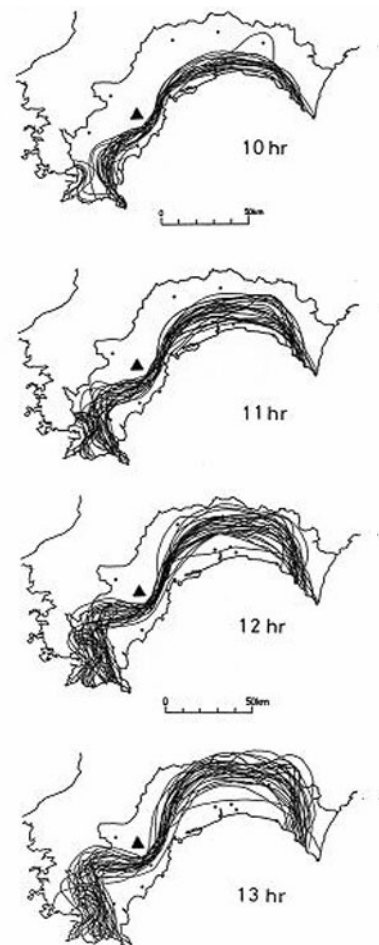


図 10. 海風進入図

障壁効果という), 東と西に分かれさせたものと考えられる。

## 2.2 陸風・夜間冷氣流

海風と並んで, 陸風も海陸風という局地風の一翼を担っている。土佐湾を臨む高知平野には夕方から夜間にかけて北東から陸風, そしてそのあとに陸風を後援する夜間冷氣流が沿岸部に流出する。1994 年—1998 年まで, その流出過程と乱流構造を調べる目的で, 夜間に乱流観測を続けた。観測の基点は高知大学大気境界層観測所, そこから北側の舟入(内陸 7.2km)と佐岡(内陸 11.4km)に各々観測点を設け, 同時観測を行った(図 11)。

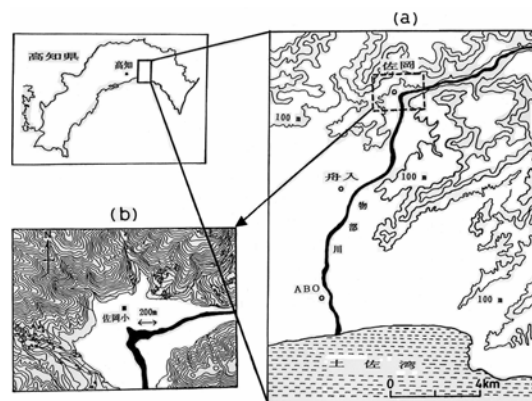


図 11. (a) 観測場所と周辺地域。(b)佐岡の拡大図

日中, 佐岡で海風の侵入が確認され, 夕方冷氣の流出が観測された事例を示す(図 12)。山間部の佐岡では陸風は観測されず, 冷氣の流出時刻は風向が北東(冷氣の卓越風向)に変わった 19 時 20 分(白抜きの矢印)である。なお, 17 時 28 分の太い矢印は気温低下開始時刻を示す。気温低下量/(冷氣流出時刻—気温低下開始時刻)を放射による大気冷却率とみなすと, 4 月 19 日の場合,  $-8.3 \times 10^{-4} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{秒}$  となる。この日を含めて 1997 年 4 月—1998 年 7 月までの 79 日

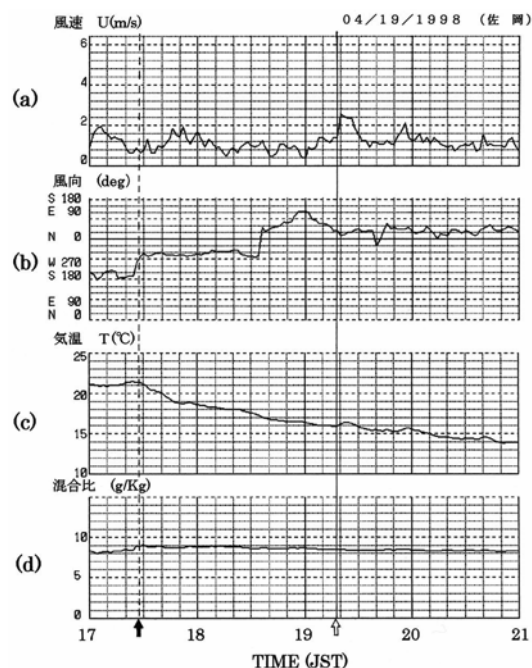


図 12. 佐岡での各気象要素の時系列

分の大気の加熱率（負のとき冷却率）を月毎に示したのが冷却率の年変化である（図 13）。

冬季に比べ夏季の方が小さい冷却率で冷気が流出する傾向にある。なお●は月平均値を示す。

陸風や冷気流の様子を直接観測する測定器として音波レーダ（ソーダ）があるが、そのファクシミリ画像は役に立つ（図 14、図 15）。画像の濃淡は密度勾配（温度勾配）の大きさに比例するエコー強度に対応している。従って、乱流域と静穏域の境界は濃く、密度流である陸風や冷気流は濃くなる。

図 14 の事例は 1997 年 4 月 26 日の晴天静穏時のソーダのファクシミリ画像である。19 時 30 分に陸風，そして 20 時に冷気流が流入した。ソーダで陸風と冷

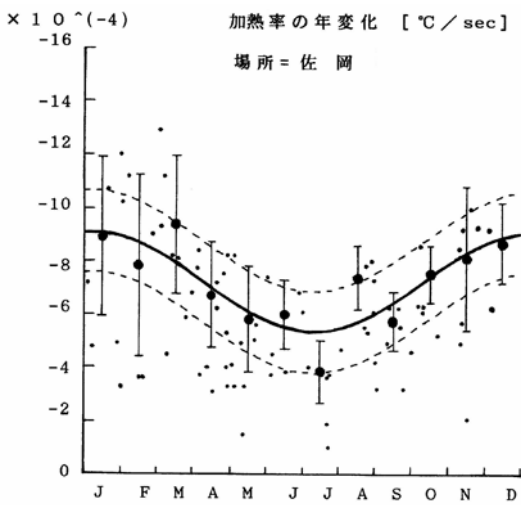


図 13. 佐岡での大気加熱率（負のときの冷却率）の季節変化。  
縦棒は月毎の標準偏差を示す。

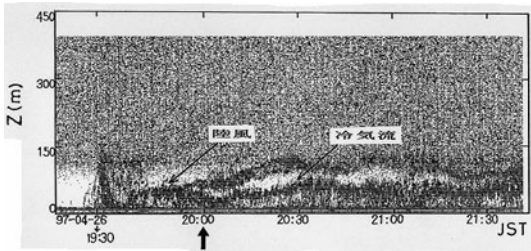


図 14. 1997 年 4 月 26 日に観測された陸風と冷気流のファクシミリ

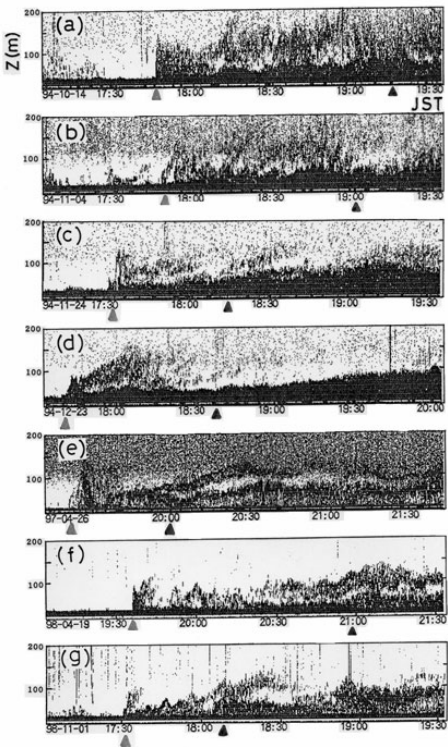


図 15. ファクシミリに可視化された流れの様子  
早い時間の▲は陸風，後続は冷気の流入時刻を示す。



気流の二つの流れが同時に観測された珍しい例である。陸風の先端は重力流ヘッドの特徴を示し、冷気流は陸風の下にもぐり込み下層を不安定にしている。陸風フロントの厚さは 150m、速さ 1.9m/秒、そして冷気流の厚さは 120m、速さ 3m/秒である。

図 15 の(a)－(g)は、1994－1998 年までの異なった日に、夕方から夜間にかけて観測された陸風と冷気流の様相を示すファクシミリ画像である。まず、時間的に平野部から陸風が早く流れ、そしてそのあとを追走するように冷気が流れ込んでいる。その特徴として、上層に陸風、下層に冷気流の二重構造や上部の形が波状を示すものがある（図 14 の e, f, g）。なお、図 15e は図 14 と同じである。

海陸風が観測される地域では日没後に先ず陸風が吹き始める。そのあと山斜面が冷却するとその上の空気も冷やされて重くなるので重力の作用により、山斜面を下降する流れが発生する。これが斜面下降流といわれ冷気流の一つである。陸風や斜面下降流が吹くと、無風時に比べ大気が対流・混合し、夜間冷たくなった地表面に熱が供給されて冷却が弱まり地表面温度は上がる。図 16 は高知大学大気境界層観測所で夜間観測によって得られた事例で、日没後に冷気流の流入とともに地表面温度の上昇が見られる。

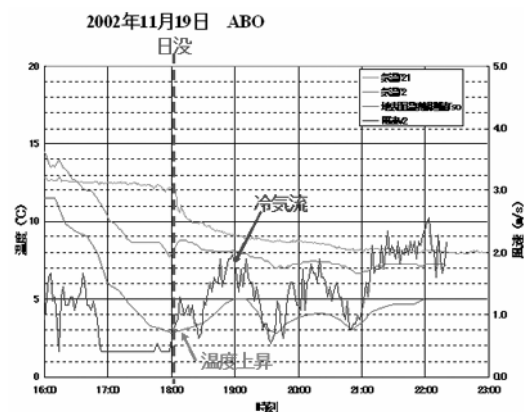


図 16. 冷気流入による温度変化

### 2.3 地表面改変に伴う局地気象の変化

土地利用の一端として各種の樹木で覆われ緑豊かな草地や山麓域が、宅地や別荘などの造成地に変わることはよくみられる。やがてビルなどが乱立し、ア

スファルトで舗装された市街地などにさま変わりしたとき、そこでの気象はどのような影響を受けるだろうか。

例えば市街地と郊外との気温差を考えた場合、日中は日射加熱による空気塊の混合が盛んで市街地と郊外間の温度が一様になる。一方、日射の影響がなくなる夜間には、郊外は放射冷却により冷却が進むが各種の排熱による都市の高温化はヒートアイランド(熱の島)現象としてよく知られている。また日中のヒートアイランドも都市の天気を変えてしまう。一例として図 17 は 1999 年 7 月 22 日に東京都練馬区上空で急速に発達した積乱雲で、わずか 10 分程度で圏界面まで達した(小林, 2004)。そして 1 時間に 130 ミリを超える「都市型豪雨」をもたらした。いわば都市の乾燥化に伴う巨大積乱雲の発生である。

都市内に存在する緑地は周辺市街地より数℃低く、いわゆる緑地のクールアイランド現象といわれる。クールアイランド強度(=市街地気温-緑地気温)の季節変化を図 18 に示す(菅原広史ほか, 2006)。クールアイランド強度は日中の夏に大きく、冬に小さい傾向を示す。夏に緑地が低温になることは、暑さをしのぐ暑熱環境の緩和とエアコンなどの経費節減など考えると緑地を残すことがいかに重要であるかがわかる。

このような地表面形態の違いによる地表面温度の変化は仙台市周辺上空でのヘリコプター観測による結果からもわかる(近藤, 2000)。つまり、丘陵緑地(約 30℃)では森林が日射をさえぎり、地温上昇を抑えるために市街地(約 45℃)より 15℃も低い(図 19)。

山や湾、平野などの改変は気流分布も変える可能性が高い。四国でも山間部を通過する高速道路や幹線道路の計画をするときに、高架の橋状にするか、または盛り土にするかはよく検討される問題である。盛り土の場合、山からの冷気がせき止められ、お茶・みかんなどに霜害を引き起こす可能性が危惧される。

冷気のせき止めが真に地表面温度を下げるか否かはまだ未解明な問題である。

### 3. 山岳域での気象

#### 3.1 四国上空の雲

雲の生成とその形は、一般風はもちろん、海陸風や山谷風など土地固有の地形の影響を受ける局地風とも密接に関係している。まず、雲ができるには水蒸気を含む空気が上昇する必要がある。その上昇気流が発生するには、

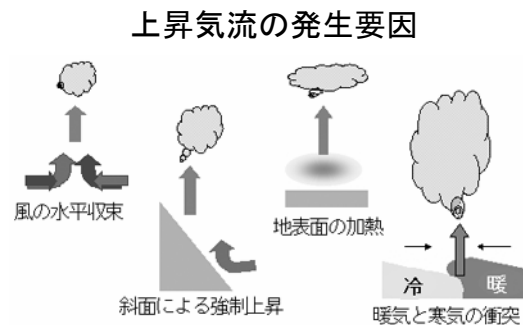


図 20. 4つの要因

図 20 に示すように主に 4 つの要因、すなわち①風の水平収束、②斜面による強制上昇、③地表面の加熱、そして④暖気と寒気の衝突がある。

実際の事例が図 21 である。西日本が広く高気圧におおわれた 1998 年 4 月 28 日の気象衛星可視画像で四国上空に生成した白く見える雲の動態から次のようなことがわかる。

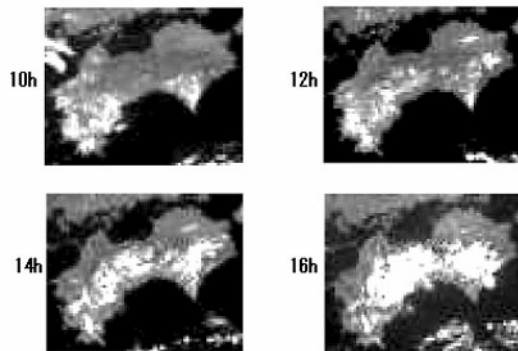


図 21. 四国上空の GMS 可視画像

朝方（10 時）には、高知県西部の台地上と室戸岬付近に積雲がみられ

る。これらの地域は海岸に隣接する海拔 500m 以上の高地で周囲より高温のため、そこで加熱された空気層（混合層という）が山斜面を上る谷風や海からの海風と衝突して上昇気流を生み出し、その上空に積雲ができたのである。

12 時から 16 時になると四国山岳域の気温が上昇し、谷風と海風の連結した流れがさらに山奥の雲の生成を促す。雲がおおう面積は四国の面積の約 4 割を占

め、雲頂高度は2000m以上である。これから四国上空の雲の動態と局地風との関係は図22にまとめられる。つまり、

(1)朝方は岬や高地上の上昇流で積雲ができる(図22a)。

(2)谷風と海風が奥深く進入し、山岳周縁に雲域をつくる(図22b)。

(3)午後遅く、谷風と海風の連結した風が高峰付近に積雲群をつくる(図22c)

日本の地勢を眺めると、風の収束し

やすい、あるいは発散しやすい場所がある。土佐湾は十勝平野、関東平野とともに南に大きく口を開けた「日本の三大箕(み)」であるといわれる(山本晃, 2002)。そのために南からの暖湿な大気が流れやすく、背後の四国山地(脊梁山脈)の存在で空気塊が滞留しやすい。四国に地形性強雨・豪雨がよく起こるのはこのためである。

もう一つの四国の特徴は夏に剣山南東部上空に生じる雄大積雲(アンビル)である。図23は、高知大学の屋上(標高24.4m)から2004年7月15日の17時7分にデジタルカメラを北東方向に向けて撮影したアンビルである。この日は上層に弱い西風があったが山斜面

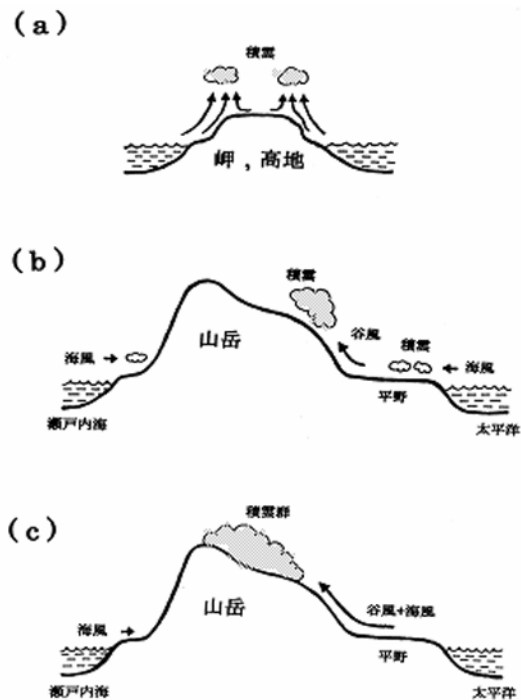


図22. 四国上空の雲と局地風の関係を示す概念図



図23. デジカメで撮影したアンビル

で加熱された積雲が四国山地上で発達し、上方に伸びた円柱状の雲が高度約 1.3km の対流圏界面に達し、放射状に拡大したアンビルとなっている。

### 3.2 山岳域と大気擾乱

交通網がはりめぐらされ、人間活動が活発な平坦な平野部に比べ、山岳域では地形の影響を受けやすく、気象災害をもたらす豪雨や突風が発生しやすい。高知県の山岳域も例外でなく西よりの大気擾乱（例えば、低気圧、梅雨前線、台風など）が通過する際に、その災害頻度が高くなる。高知県はまたダウンバースト（突発性下降噴流）や竜巻の発生率が全国的に高い地域である。

2006 年 7 月は梅雨前線が本州付近に停滞し、その活動が活発であったことから各地で大雨災害が発生し、「平成 18 年 7 月豪雨」（気象庁）といわれる。

7 月 5 日の午前 4 時～4 時半頃にかけて高知県で突風災害が発生した。この原因をレーダー降水図から解析・検討したのが図 24 である。

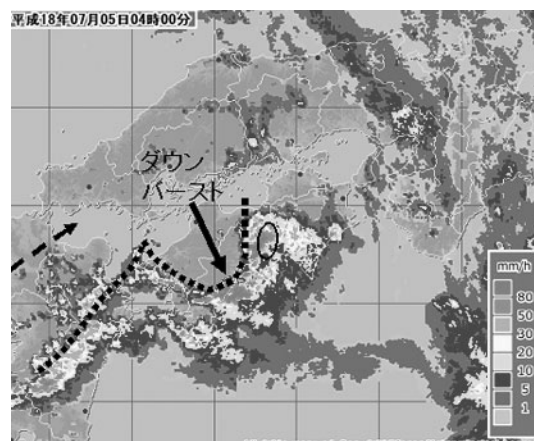


図 24. レーダー降水エコーにみられたダウンバーストのノッチ

破線で示す西よりの乾いた下層（梅雨）ジェットが降雨帯（南からの暖湿な気塊と北よりの寒冷な気塊との収束で発生）に進入して南東方向に向かう強い下降気流（ダウンバースト）をもたらした。ダウンバーストの先端部は V 字形の楔をなしノッチといわれる。そしてそのダウンバーストの側面で発生した低気圧性の渦（竜巻など）が平野部から北東の山沿いの低地帯に被害を及ぼしたものと推測される。

図 25 はダウンバーストによって地表面付近で渦が発生するまでのプロセスの

模式図である。

高知県は黒潮の影響で南や南西方向からの暖湿気流が入りやすく、降水量の多い所でもあり、特に北東部（大栃、繁藤、魚梁瀬（ヤナセ）、佐喜浜）でその傾向が顕著である。

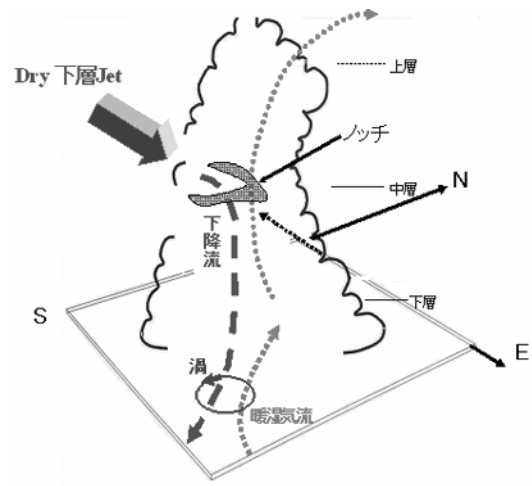


図 25. ダウンバーストによる渦生成

#### 4. おわりに

土佐湾の海岸線から沖合いの広い海、内陸へ向って沿岸部から平野部・山岳部に至る陸域で吹く風について紹介した。

そこでは局地風としての海風と陸風が穏やかに交互に吹き渡ることもあれば、夜間には冷気流が下降し、山にこもった清浄な空気と生気を平野部から海にもたたらす。一方、低気圧、梅雨・秋雨前線、台風などの大気擾乱によって雷雲が作られ、それが四国山地にとどまって強雨や豪雨を起こしたり、ときには突風被害が発生しやすい。このように高知県は黒潮と地形的な影響をうけて独特の気象環境になっている。

それではこのように多様にめまぐるしく変化する気象を人々はどのように受けとめているのであろうか。気候と風土は、そこに住む人々の生活や気風に影響を与える。「高知は大きな県で、太平洋と四国山脈とでは、人々の気風にかなりの違いがある」とは大原富枝氏（故人、高知県出身の女流文学者）の言葉である（随筆「柊の花」）。このような海側と山側の違い（溝）を埋めるように局地風としての海陸風は今日も吹き渡っている。

高知県は約 7 割が山岳域であるから、樹木のような多くの植生があり、そこに降る大量の降水は動植物の成長を育む良い面もあれば洪水を引き起こす悪い

面もある。また少雨は渇水・旱魃などの原因となり乾燥季にはその影響は大きい。

自然との共生を考えるキーワードとして「風と雨」の仕組み（例えば，武田，2005）を理解し，どのように有効利用していくかが重要である。幸いにも高知県は日照時間の多い温暖な気候に恵まれている。山間部での気候・気象の特性を農業・林業の発展に利用しない手はない。あるいは多量に降る降雨の利用の仕方も考える必要がある。例えば雨が多いときに，渇水に備えて蓄えるとか，少雨の時は蓄えた水の利用などもあるのではないか。

それから人々の日常生活を考える上で気象災害予測は重要な問題である。予報技術の未完成，また災害予知に限界があるとしても過去の災害事例を教訓として十分な備えが肝心である。さらに都市化に伴う緑地の減少，森林の荒廃や減少はマイナスであり，自然破壊にかかわる便利だけを追求しないで自然環境保全のための経済的な生活を考慮していくことが大切となる(鈴木，1983)。

## 参考文献

木村竜治.1988.局地循環の力学. 気象研究ノート 163, 447－461.

小林文明.2004. ヒートアイランドが降水におよぼす影響－東京周辺における積乱雲の発達－，天気，51(2)，115－117.

近藤純正.1987.身近な気象の科学，東京大学出版会，189 頁.

近藤純正.2000.地表面に近い大気の科学，東京大学出版会，324 頁.

鈴木秀夫.1983.森林の思考・砂漠の思考，NHK ブックス，222 頁.

菅原広史・成田健一・三上岳彦・本條毅・石井康一郎.2006. 都市内緑地におけるクールアイランド強度の季節変化と気象条件への依存性，天気，53(5)，393－404.

武田喬男.2005.雨の科学―雲をつかむ話, 成山堂, 185 頁.

山本晃.2002.箕―窪地の滞留寒気の働き―, 天気, 49(11), 928―935.

#### 参考書

浅井富雄.2001.異常気象はこう進む, 小学館文庫, 219 頁.

大野久雄.2001.雷雨とメソ気象, 東京堂, 299 頁.

小倉義光.1994.お天気の科学―気象災害から身を守るため―, 森北出版, 226 頁.

小倉義光.1999.一般気象学(第2版), 東京大学出版会, 308 頁.

鈴木秀夫.2004.気候変化と人間―1 万年の歴史, 原書房, 474 頁.