

# 日本列島の気候変動と大気・海洋の影響

田上 善夫

## Climate Variation of Japanese Islands and Effect of Atmosphere and Ocean

Yoshio TAGAMI

E-mail: tagami@edu.u-toyama.ac.jp

### Abstract

The climate variation involves phenomena which occur spatially and temporally from macro to micro scale. Especially, the one on the local scale is clear around the land surface. Therefore climate variation was analyzed mainly around the land surface, widely, synoptically, and locally. The climate variation in the Japanese Islands is affected by land and sea, and varies seasonally. Thus, seasonal variation around the land and sea surface was analyzed. The main results are as follows: 1) On the wide scale, the thermal state of the Eurasian Continent and the North Pacific changes to the contrary from winter to summer, and vice versa. Furthermore, the thermal state difference between the continent and the ocean is large in winter, but is small in summer. In addition, the phase of annual variation delays on the ocean. The climate variation is basically brought about by these, and it is influenced largely by the inter-annual shift of seasonal change. 2) On the meso-scale, the difference of the thermal state between the marginal sea, Yellow Sea, Sea of Japan, and Sea of Okhotsk, and the chains of islands and the peninsulas around the seas, becomes clear in spring and fall. Especially, from spring to early summer, the sea surface temperature of the marginal seas is remarkably cooler than the land surface temperature of surrounding areas. Therefore, meso-scale anticyclones are more likely to develop. In the warm current areas of the marginal seas, the difference of temperature between land and sea becomes remarkable in severe winter. And meso-scale cyclones develop. 3) On the local scale, the thermal states of the land and sea surfaces interchange between the night and the day. The difference of temperature between land and sea surfaces is small in hot summer, but it is large in severe winter. Therefore the reverse of thermal state between the night and the day is clear in hot summer, and the sea surface has a great influence on climate variation. On the other hand, the reverse is not clear in severe winter and the influence of the sea surface on climate variation is small.

キーワード：気候変動，季節，大気，海洋

keywords：Climate variation, Season, Ocean, Atmosphere

## I はじめに

本年(2012)，また一昨年(2010)年は，夏季に全国各地で猛暑日の出現がとくに多かった。全国17地点の平均による夏季(6-8月)気温は，2010年は1898年以降で第1位であった(田中昌太郎・牛田信吾・萱場互起，2012)。熊谷や多治見のほか，全国各地で同様に高温が出現する。その地球規模から局地的な要因の解析によれば，さまざまなスケールの要因が複合して影響している。

たとえば，富山平野南部の昇温には山越え気流の影響が考えられる(田上善夫，2010a)。また，富山をはじめ，広域に昇温が現れるとき，暖気が涵養され，移流となる場合がみられる(田上善夫，2010b)。さらに，異常高温は，日本海側やオホーツク

海沿岸などに現れる傾向があり，かつ日中に現れることが多いが，高温の出現には地域的な類似性がある(田上善夫，2011)。さらに，日によって全国最高気温の出現地点が変わるように，特定の地点のみがとくに高温となるわけではない。このことに示されるように，広域的な出現要因が基本にあるが，こうしたスケールでの大気の内部分動，総観規模での気団の出現が深く影響している。

またこうした高温は，その出現前後の期間に比べた昇温としてみれば，暑夏のみならずどの季節にも出現する。むしろ夏季以外の季節では，顕著な昇温は地域的な差異が大きく，その出現過程は複雑である。従来の研究の場合，対象範囲が陸上に偏するか，あるいは広域の大気状態を対象にしているために，高層の状態が中心に解析されることが多かった。

こうした気温にみられるような季節的に異なる大気状態の変動には、陸上のみならず、海上、また上層の状態が重要であるため、それらを含めての解析が必要となる。影響する現象のスケールとして、東アジアのようなおよそ2000kmのスケール、中部地方のようなおよそ200kmのスケール、富山平野のようなおよそ20kmのスケールに分けて考えることができ、それぞれについて解析を行う。

### 近年の富山の気温変動

試みに、富山市の気温を例として、近年の気候変動を確認する。およそ2001年以降を対象とするが、現在の2012年9月までの12年間、すなわち2000年10月以降について求める。いずれも、年平均値を1981年から2010年までの30年間として、各月の平均気温の年平均偏差を求める(表1)。

その結果、年平均偏差が1℃以上の月は144ヶ月中で49ヶ月あり、この中で2℃以上に達した月は10ヶ月であった。一方-1℃未満の月は13ヶ月であり、

この中で-2℃未満の月は3ヶ月に過ぎない。2005/2006年の冬季には、12月から低温で平年を3.5℃も下回り、1月にも1.2℃低かったが、これは平成18年豪雪の年にあたる。

年平均値にくらべて正偏差の月が多く、年平均は2004年の+1.1℃を最高にして、いずれの年も平年を上まわっている。ただし、月により差異があり、暖候期には正偏差は大きくなるが、寒候期には必ずしも大きくない(図1)。最も高いのは9月の0.9℃で、6月、2月がこれに続く。それに対して1月には0.0℃で最も低く、次いで12月、4月である。

この暖候期における顕著な高温は、富山市における夏季3ヶ月、すなわち7、8、9月の気温の、より長期間の変化にもみることができる。気象庁のデータより、1939年の観測開始から本年(2012年)までの変化を示す(図2)。低かったのは1941年、1980年、また平成の大冷夏であった1993年の3年で、22.3℃が示される。5年移動平均値からは1981年に

表1 月平均気温偏差の変化

月	富山(単位は℃)												年
	1	2	3	34	5	6	7	8	9	10	11	12	
2000										0.4	0.5	0.3	0.5
2001	-1.2	0.4	0.2	0.5	1.9	0.2	2.1	-0.2	-0.7	0.5	-0.2	-0.7	0.2
2002	0.5	1.5	2.3	2.3	-0.1	0.2	1.5	0.6	0.2	0.3	-2.8	-0.7	0.4
2003	-0.3	0.4	-0.3	0.5	1.0	0.7	-2.4	-1.0	0.6	-0.7	1.9	0.6	0.0
2004	0.1	1.7	1.1	1.1	1.1	1.1	1.9	0.1	1.3	0.2	2.3	1.7	1.1
2005	0.1	-0.8	-0.4	1.1	-0.8	1.9	0.0	0.3	1.6	1.6	0.2	-3.5	0.1
2006	-1.2	0.2	-0.3	-1.1	0.1	0.5	-0.9	1.3	-0.3	1.5	1.3	0.6	0.1
2007	2.0	2.7	0.4	-0.3	0.5	0.5	-1.6	1.5	2.4	0.6	-0.4	1.2	0.8
2008	0.3	-1.0	1.6	0.6	0.7	-0.5	1.9	-0.4	0.4	1.2	0.0	1.3	0.5
2009	1.0	2.4	1.0	0.6	0.9	1.0	-0.4	-1.4	-0.5	0.6	1.0	-0.1	0.5
2010	0.6	1.0	0.5	-1.5	-0.4	1.1	1.8	2.7	1.9	1.4	0.1	0.7	0.8
2011	-1.7	0.8	-1.1	-0.8	0.0	1.4	1.7	0.2	0.9	0.3	1.9	-1.2	0.2
2012	-0.7	-1.7	-0.2	-0.1	-0.4	0.1	1.5	1.8	2.8				

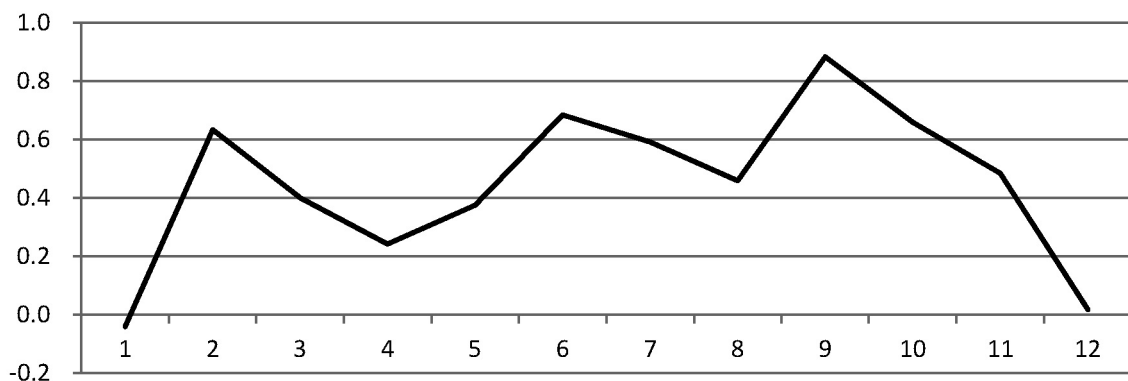


図1 月別の気温年平均偏差  
富山2000.10~2012.09の12年平均と平年値との差(単位は℃)

23.4℃まで下がったが、2010年には25.6℃で、30年間で2.2℃上昇しており、1980年代以降はおおよそ上昇が続いている。これまでの最高は2010年の26.7℃であり、2012年はそれに次ぐ26.6℃を記録している。富山での猛暑日は2010年に19日あり、史上最高を記録した。2012年にも、12日を記録した。

このように、夏季において著しい気温上昇が認められる一方、冬季にはそれほどでもない。これは一般にいわれる、都市化によるヒートアイランドの効果とは異なっている。それには広域的、また局地的なさまざまな要因がかかわるが、その一つとして海洋とのかかわりが考えられる。すなわち海水温が上昇した場合、夏季には海洋から直接暖気がもたらされ、また海陸の温度差が減少することから海風が発達せず、海風が侵入したとしても、昇温を抑制する効果は小さいと考えられる。一方冬季に海水温が高いことは低気圧の発達を促すため、冬季季節風が強化されて大陸から寒気が送り込まれ、その結果として低温となることが考えられる。

こうした出現過程が考えられるため、気温に示されるような気候変動の季節的な差異を解析するためには、海上と陸上における大気の季節的な変動に注目することが重要である。本論では日本列島周辺の海陸上での大気状態の季節的な変動について、まず最近5年間の月別の平均状態を明らかにする。次にこの5年間の各月について、平年値すなわち5年間平均値との差について明らかにする。さらにこれらの月の中で特徴的な月を事例として、変動の出現過程を解析する。またこれら事例について、上層大

気の状態について明らかにする。富山のような局地における状態についての検討も試みる。

## II 海洋・大気の季節変動

### 1. 平年の月平均状態

広域のスケールでは、月、すなわち30日程度の期間について変動を概観する。日本列島周辺の気象資料として、気象庁のMSM：Meso Scale Modelを用いる。全体の期間は最近5年間、2007年10月から2012年9月とする。MSMは、2006年3月より、毎日00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21時(協定世界時UTC)の8回運用される。範囲は東経120°から150°、北緯22.4°から47.6°で、格子点間隔は地上では経度方向に0.0625°、緯度方向に0.05°でおよそ5km間隔である。なおMSMデータは、京大生存圏研により、ネットワーク共通データ形式NetCDF化されたものを用いた。

これより月平均気圧、月平均気温、月平均風、月間の風向日変化、月降水量について示す。まず日平均値を求め、それから月平均値、さらに平年値を求めた。なお時刻は基本的にUTCを用いており、日本標準時JSTとは9時間の差があるが、平年値の算出にはJSTを用いた場合と大差はないものとした。

気候要素のうち、地上気圧と気温は平均で示した。風は東西成分uと南北成分vを、それぞれ平均してから合成して、風向と風力に変換した。また合成風は風向が日変化して反転した場合には相殺されてしまうため、日中と夜間を代表する15JSTと03JSTの風の、ベクトル内積値が負となる場合を風向反転

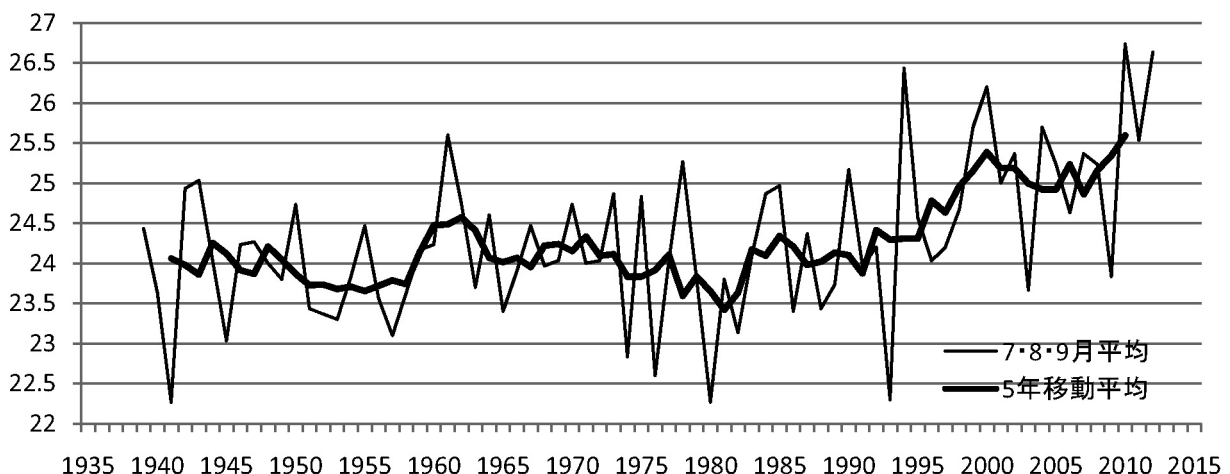


図2 富山市の夏季気温の経年変化(単位は℃)

として抽出し、その月合計値を示した。降水量は月合計値とした。

## 2. 各要素の分布とその年変化

### 気圧

寒候期には、およそ大陸上で高く海洋上で気圧が低い。一方、暖候期にはその反対となる。これはユーラシア大陸と太平洋間の地域における、最も基本的な季節変化であり、季節風の原因ともなる。平均気圧から見た場合、前線帯の季節的な南北振動は明瞭ではなく、むしろ大陸－海洋間での熱的状态の差異が明瞭である(図3)。

大陸－海洋間のコントラストが最も明瞭になるのは、寒候期には1月である。一方暖候期には7月が最も明瞭であるが、寒候期に比べると差は小さい。このように暖候期に気圧傾度が小さいことが、冬季季節風と夏季季節風の強弱に結びつくと、考えることができる。

寒候期に気圧が最も高いのは、シベリアのような高緯度地方ではなく、中国のような中緯度である。一方気圧が低いのは、千島列島の北東方で、等圧線は日本列島付近では南北に走る。一方暖候期に気圧が低いのは、大陸でもやや高緯度側に偏る。一方気圧が高いのは、海洋でもやや低緯度側に偏る。そのため等圧線の走向は南北ではなく、北東から南西方向に傾く。この気圧傾度によりもたらされる風は南偏する。そのため冬季と夏季とで、風向は反転するわけではなく、いわゆる南東季節風とは異なることになる。

大陸と海洋で気圧差が小さくなるのは、春と秋である。春では4月と5月にとくに小さく、日本列島付近で弱い高压帯が東西方向にのび、東西方向ではほぼ気圧差がなくなる。また、秋には9月と10月に、東西方向に高压帯がのびている。この弱い高压帯の走行は、日本列島付近で見ればやや北東方向に傾斜しているが、これは日本列島と大陸間の縁海、

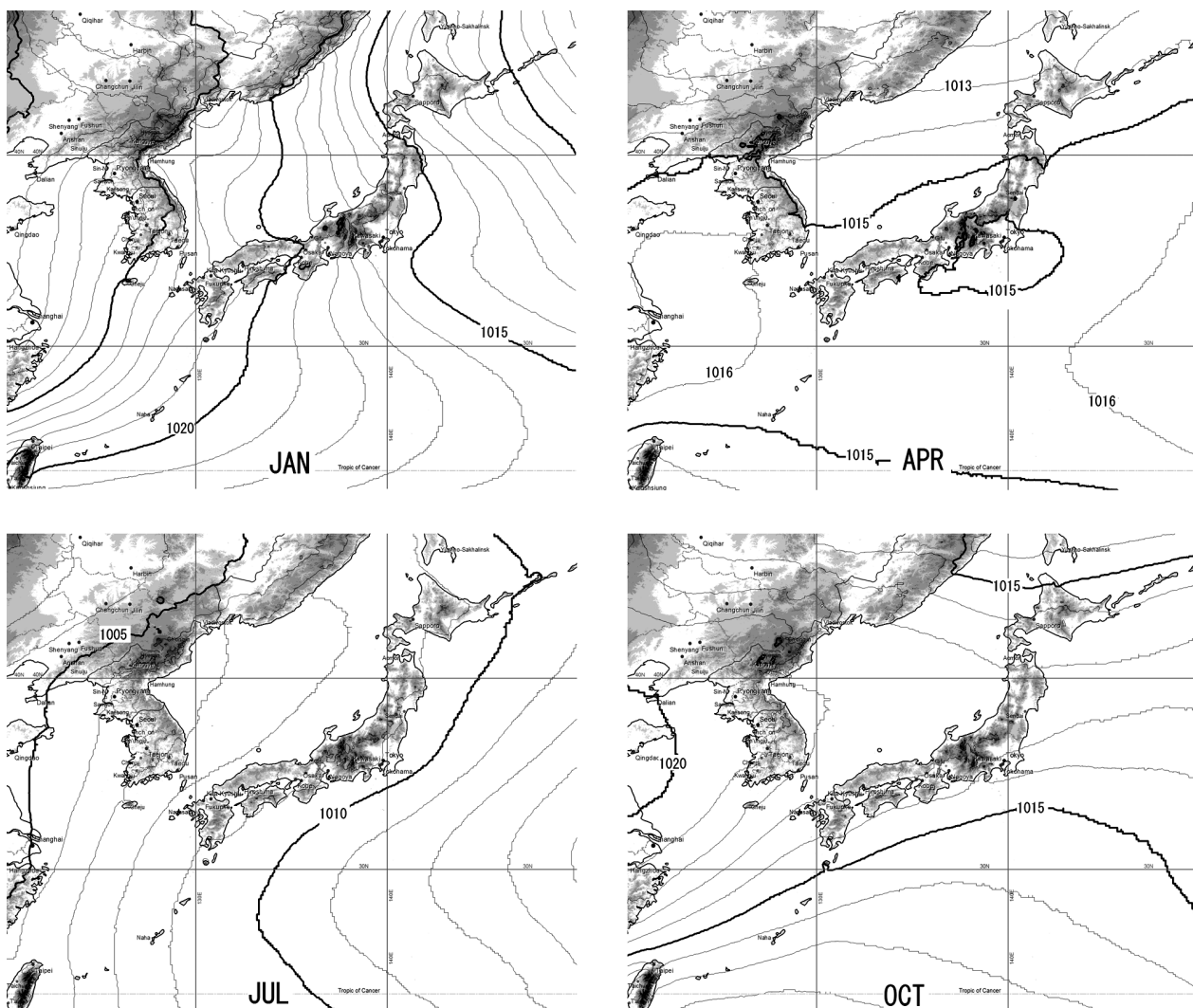


図3 平年気圧(単位はhPa)

あるいは縁辺海である，オホーツク海，日本海，黄海との位置関係が関係していることが考えられる。すなわち大陸－海洋よりも規模の小さな，島嶼と縁海との熱的状态との差異が，春・秋には明瞭になることが考えられる。

### 気温

気温は，大陸と海洋間での差異が，上述の気圧以上に明瞭である。気圧同様に，寒候期と暖候期では逆転するが，寒候期で差異が明瞭であるのに対して，暖候期での差異は小さい。

陸上で最も気温が低下するのは1月であるが，海上では遅れて2月に最低となる。暖候期では大陸上では7月が最も高温となるのに対し，海洋上では遅れて8月が最高となる。もともと陸上で年較差が大きく，海上では年較差が小さいことに加えて，季節変化に1ヶ月ほどのタイムラグがあるため，海陸の気温差は，やや複雑となる(図4)。

気温差が最大となるのは，およそ寒候期には1

月であるのに対して，暖候期には7月である。ただし上述のように陸上と海上とでの気温差は暖候期には小さく，およそ4月から8月には海上と陸上とで大差がなくなる。これは平均気温であるために，日変化は示されていないが，海陸風のような海陸の熱的状态の日変化にもとづいて出現する風に影響することが考えられる。一方日本列島付近でも10月から3月には陸上が低温であり，これは陸風の強化につながる事が考えられる。

ただしこの暖候期において，オホーツク海，日本海，黄海の各縁海では，それぞれ特有の気温状態となることがみられる。黄海・東シナ海では等温線が南西諸島に沿って，南西から北東にのびるが，黒潮の影響を示している。暖流の北側にあたる，黄海，日本海北部，オホーツク海では，3月から5月の低温が明瞭である。また9月には，日本列島沿いの高温が明瞭で，東北地方とより低緯度側の中国長江付近とで，ほぼ等温となる。

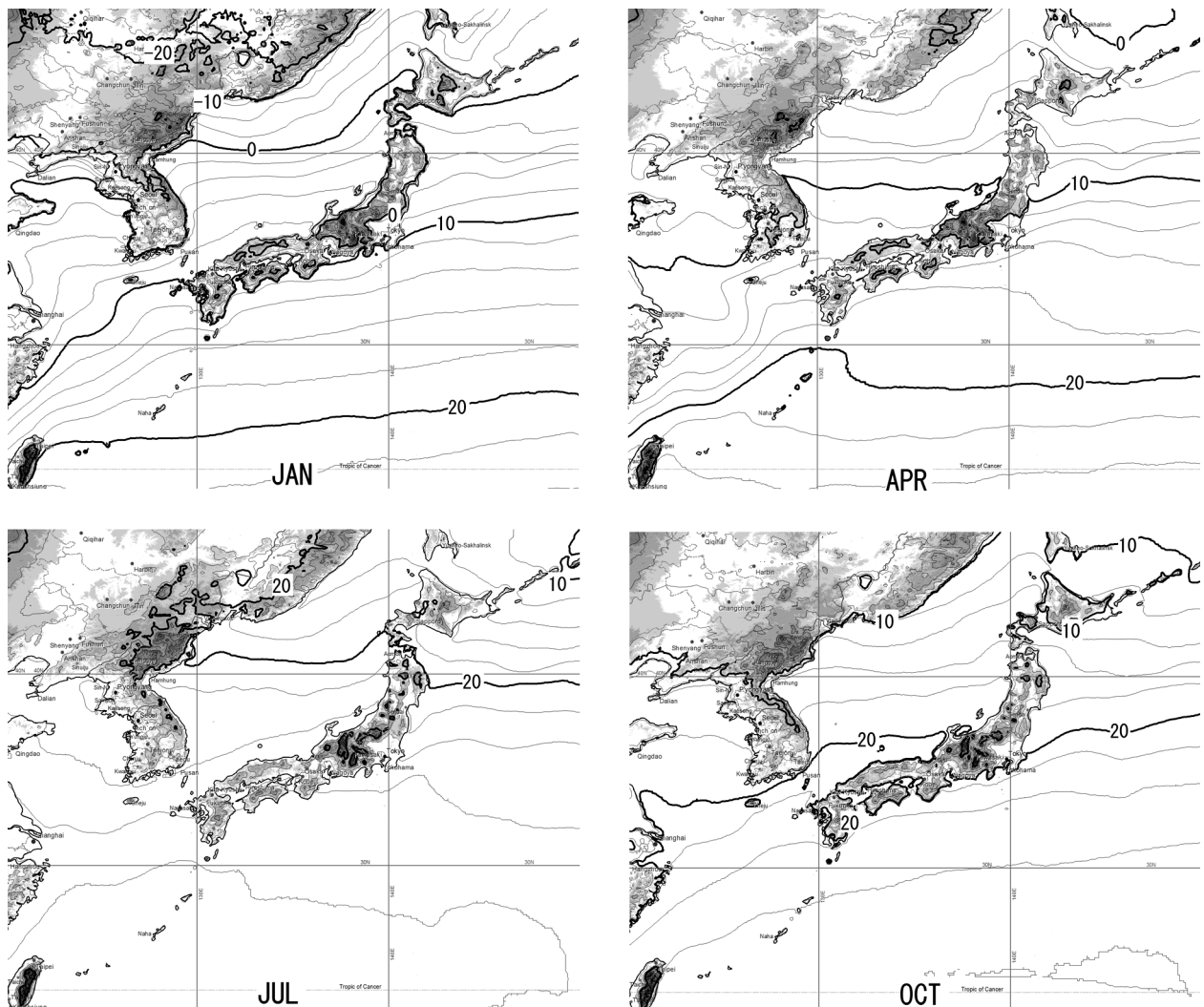


図4 平年気温(単位は℃)

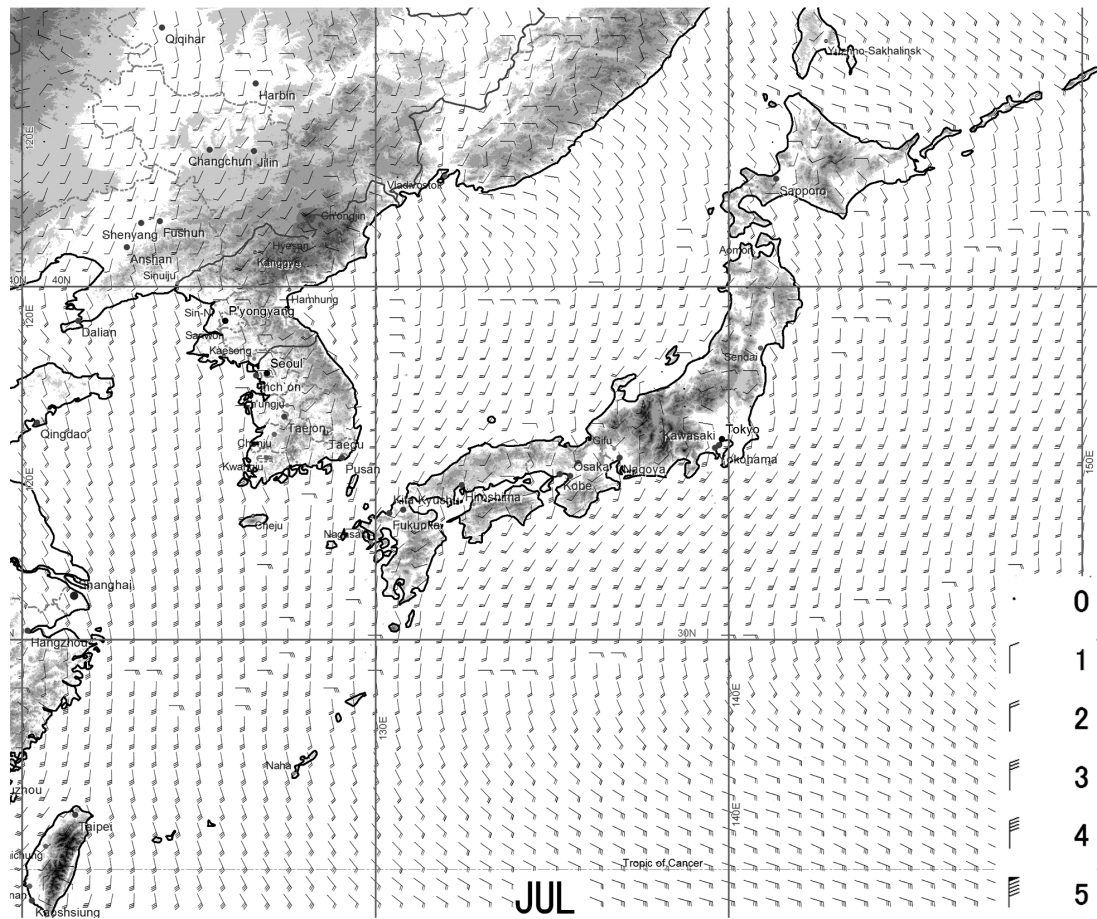
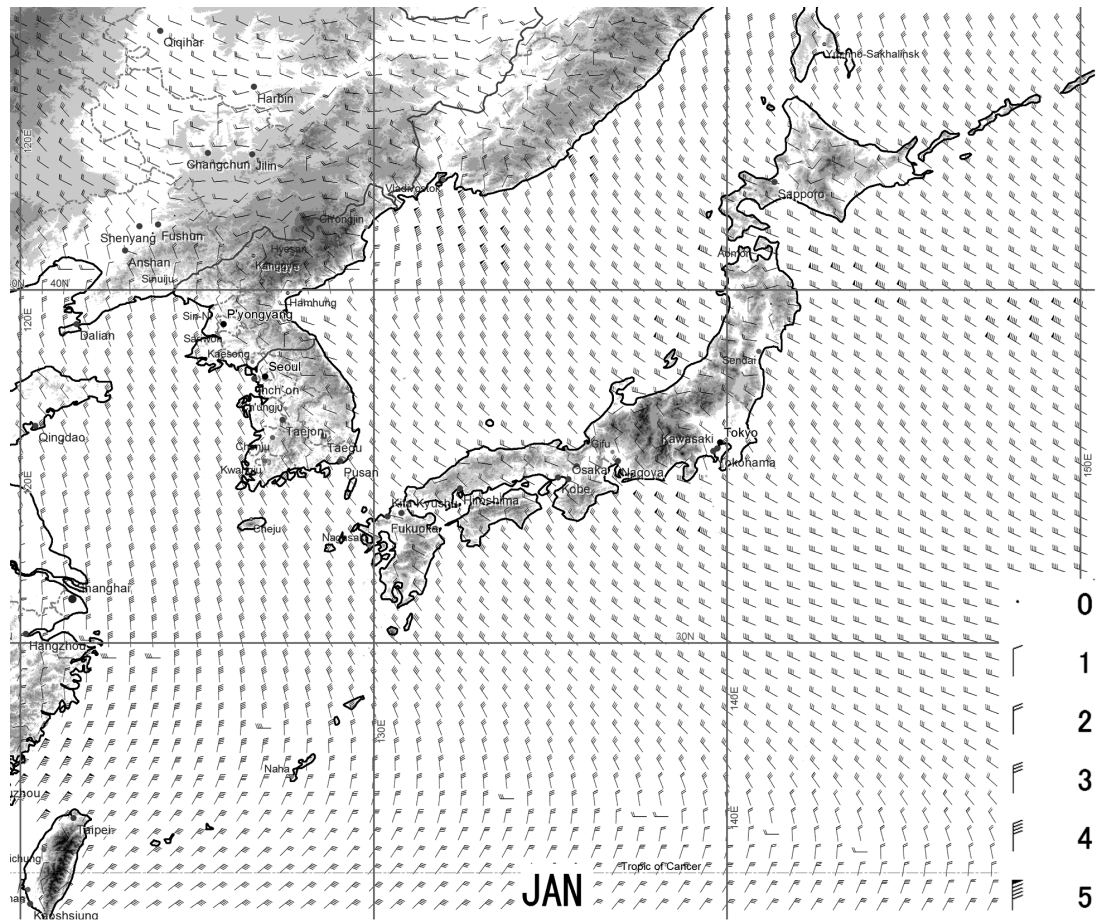


图5 平年風向・風力 上:1月, 下:7月

**平均風**

冬季には、いわゆる北西季節風が、大陸から海洋に向かって吹き出す。1月には、日本列島付近はほぼ北西風で、最も明瞭なのは佐渡から津軽海峡にかけての日本海側である。また津軽海峡の南東方、また遠州灘から伊豆七島付近にかけても強風、あるいは恒常的な風が出現する。なおウラジオストック南東方でも強風が明瞭なほか、台湾海峡には強い北東風が吹走する(図5)。また大陸からの季節風の吹き出し口は、ウラジオストック付近よりも、朝鮮半島北部の付け根付近でより明瞭である。

暖候期の6月から10月にかけて、日本海側の北陸以西を中心にして東寄りの風が出現する。とくに8、9、10月には、日本海に中心がある時計回りの方向の風が吹走する。秋口の日本海では東成分の恒常風が出現するが、富山でのあゆの風の風向であり、藩政期の舟運への影響も考えられる。また4月および5月には、黄海に時計回りの風の流れがみられる。ただしオホーツク海では、こうした地上付近

には、オホーツク海高気圧周辺の風はみられない。また4月から9月には海陸上に、きわめて風の弱い地域が現れる。

**風の日変化**

日夜で風向の反転は、暖候期に出現が多く、寒候期には限られる。この反転する地点は、日本列島上では寒候期には内陸側、暖候期には沿岸部で多くなる。4月から11月に多く出現するが、とくに8月が明瞭である。このとき、中部地方の北陸を中心とした日本海側で顕著である(図6)。

また台湾では内陸で通年、反転が明瞭である。朝鮮半島北部の日本海岸でも通年出現するが、とくに8月から10月にかけて明瞭である。

**降水**

寒候期の大陸ではきわめて降水が少なく、海洋側では多い。11月から3月には、その境界は、西南諸島を含む日本列島に沿う。この頃にはすでに日本海中部で降水は増加しているが、これは黒潮や日本海流の暖流にかかわることが考えられる。2、3月

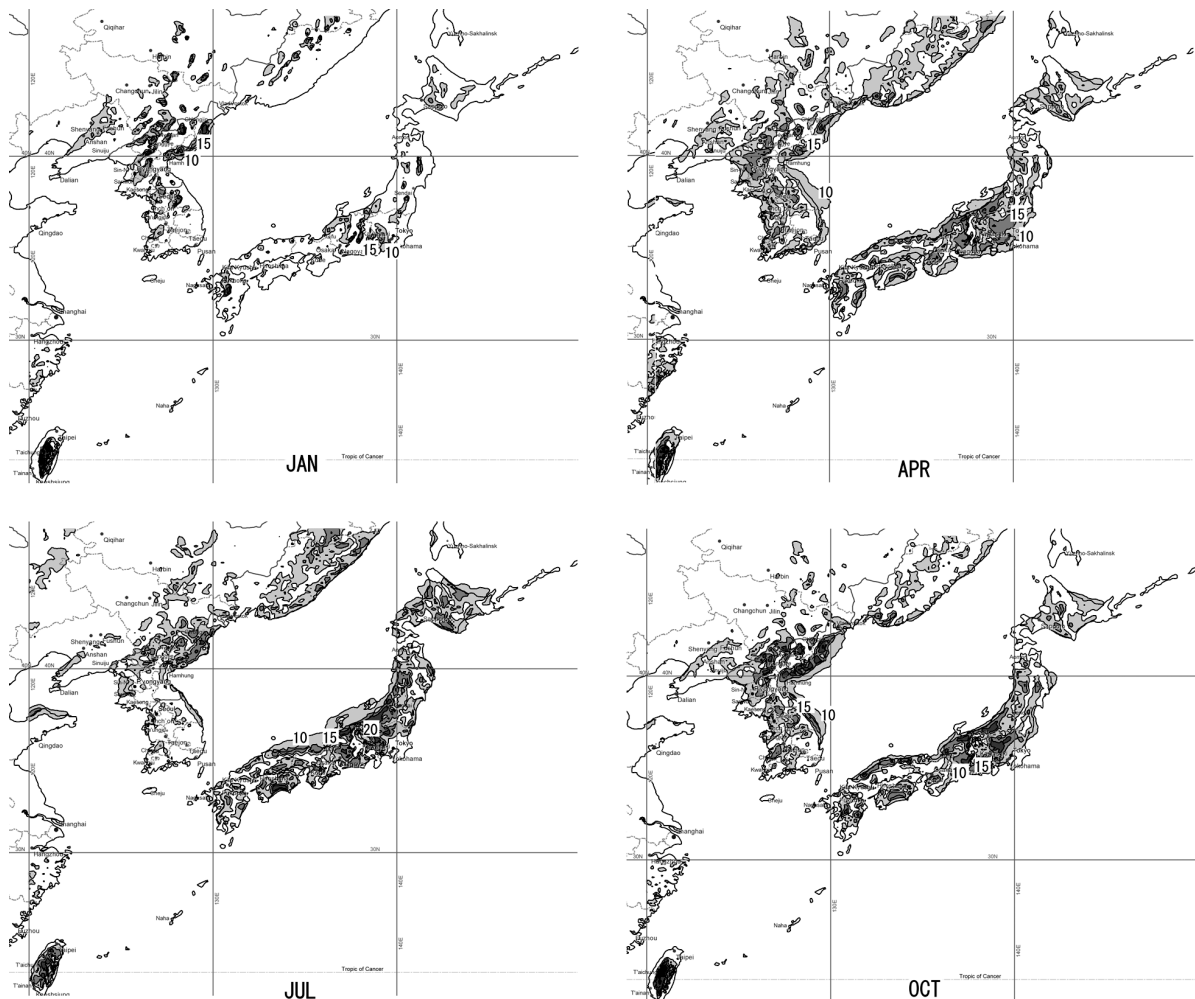


図6 平年風向反転日数

および9, 10月には, 太平洋側の黒潮流域付近で増加する(図7)。

日本列島上では, さらに脊梁山脈の影響を受けて, 東北地方から山陰東部に, 多降水地帯が出現する。また10月から5月にかけては, 黄海上で顕著に降水が少ない。

### 3. 平年の特色と変動への影響

前節のように, 平年値としての気候の地域的差異には, 大陸-海洋の熱的性質の差異が大きな要因となっている。また黄海, 日本海, オホーツク海には, 安定な高気圧の形成がみられ, こうした島嶼-縁海間の差異も, 大きな影響を与えている。

個々の特定日時の場合にも, 海陸の影響が現れるが, より長期間の広域的な状態では海陸の影響は明瞭なものとなる。月単位の平均状態は, 猛暑日のような高温出現時の状態を示さないが, 季節的な差異を明瞭に示している。

大陸と海洋の影響の差異が明瞭なのは, 冬季と夏季である。陸の降温が先行して海がまだ温かい12月, また陸の昇温が先行して海がまだ冷たい6月の対照が明瞭である。それに対して島嶼と縁海の差異が明瞭なのは春季と秋季である。

## III 海陸の大気状態の変動の季節的差異

### 1. 月平均値の平年偏差

前出の2007年10月から2012年9月の5年間の平均値を平年値とし, それより各月の偏差を求める。この偏差の大きな月には, 日本列島付近での大気状態の特色が顕著に現れるか, あるいは, 反対に不明瞭になることが考えられる。

#### 気圧

寒候期の場合, 2011年12月には大陸側で気圧偏差が高く, 太平洋側北部では気圧偏差が低く, 対照的であった。これは冬側気圧配置の強化を表わして

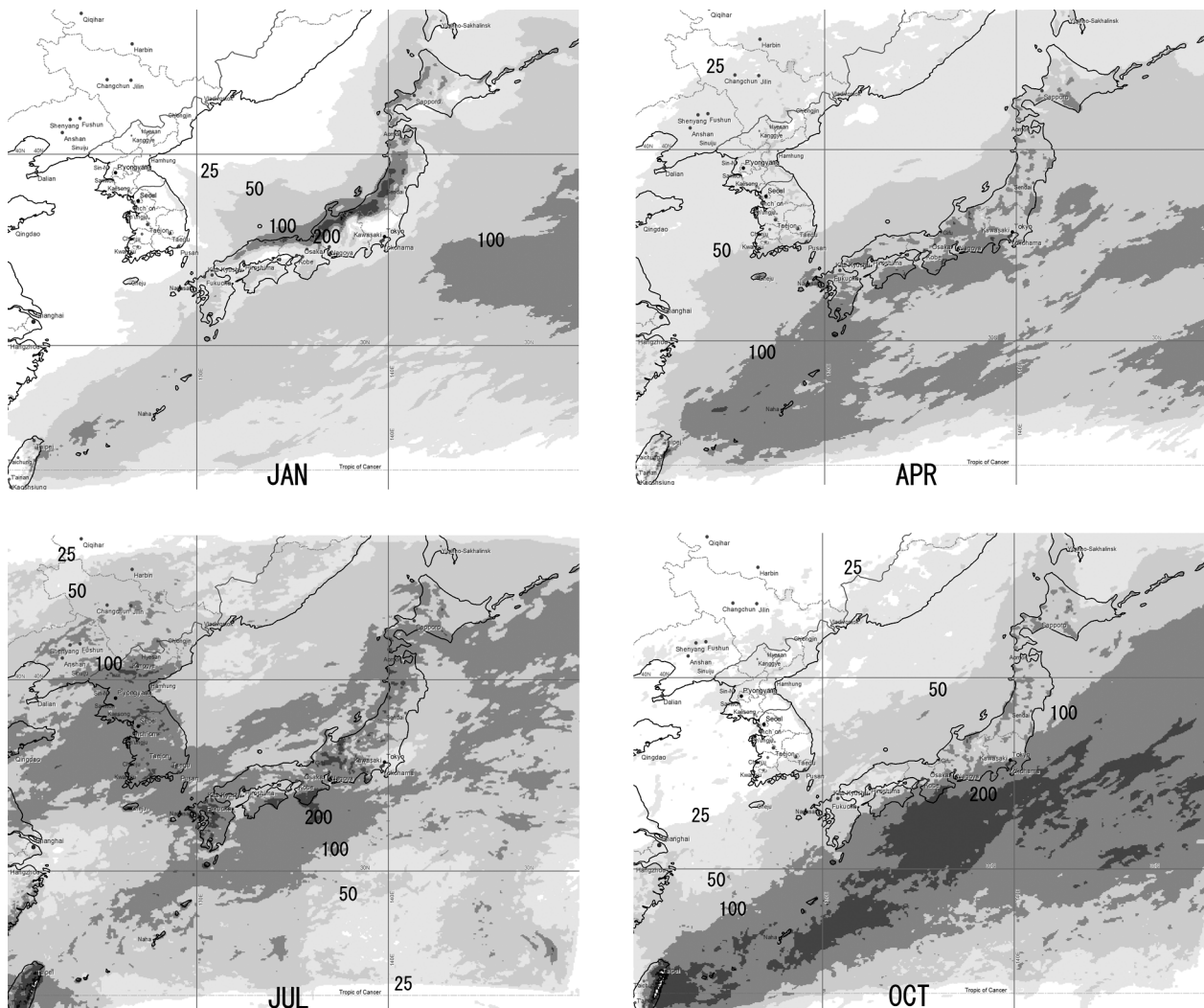


図7 平年降水量(単位はmm)



いる。2010年2月などは反対であり、冬型気圧配置が弱まることを示している（図8）。

暖候期の場合、2010年7、8、9月および2012年8、9月には太平洋上で気温偏差が非常に大きく、夏型気圧配置の強化を示している。一方2011年には、7、8、9月に日本列島の南方太平洋上で気圧偏差は負となり、夏型気圧配置の弱まりを示している。

2010年4月、2011年11月には日本海上での気圧偏差の上昇を示している。

**気温**

2010年6月に、大陸上に著しい高温域が出現した。高温域は7月には海上に移り、8月には黄海からオホーツク海に至る広域が、高温域となった。日本海でも、とくに北部地域で著しい。高温域は、南下しながら10月まで継続した（図9）。

一方著しい低温は、2011年1月に、中国東北方南部から朝鮮半島にかけて出現した。日本列島付近も低温であったが、2月には解消し、3月に再び

低温となった。同年秋には11月に朝鮮半島を中心として高温であったが、12月には沿海州方面を中心として低下した。

2012年には1月に、沿海州方面を中心とした低温域が出現し、さらに2月には朝鮮半島を中心として著しい低温域が出現した。なお樺太に近いオホーツク海南部でも低温となり、3月まで継続した。一方朝鮮半島では4月には高温となりはじめ、8月まで続いた。8月には日本海南部で高温となったが、9月には東北地方を中心に、北日本で著しい高温となった。

**降水量**

2012年の1月には日本列島では降水量はやや少なめであった。しかし2月に朝鮮半島が厳寒・乾燥状態となると、日本列島の日本海側で降水量はやや増加した。5月にはとくに西日本で降水が少なく、8月には北日本で少なくなった。ただし8月には朝鮮半島では多く、9月には南西諸島付近を中心に増

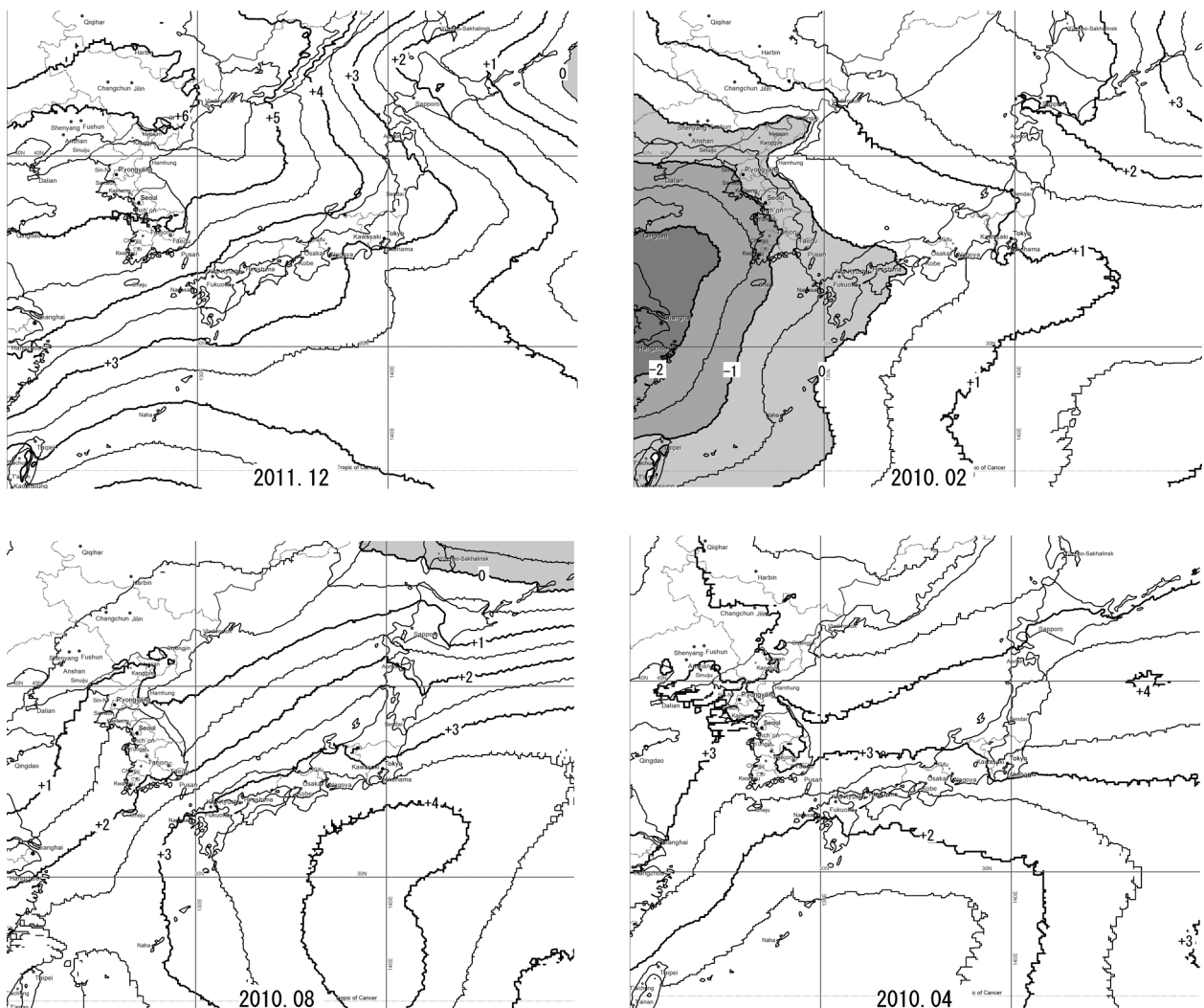


図8 気圧偏差 (単位は hPa)

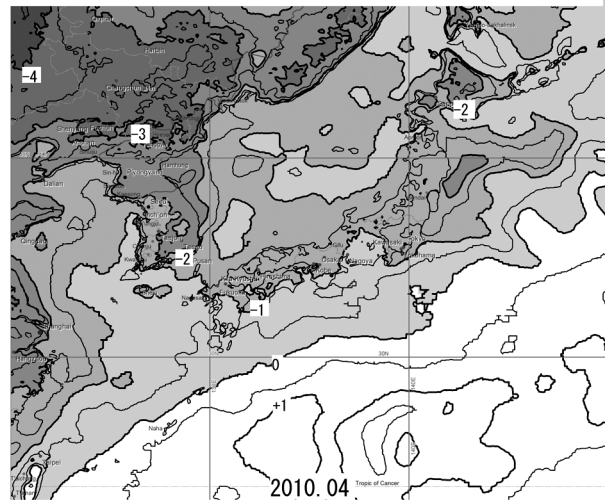
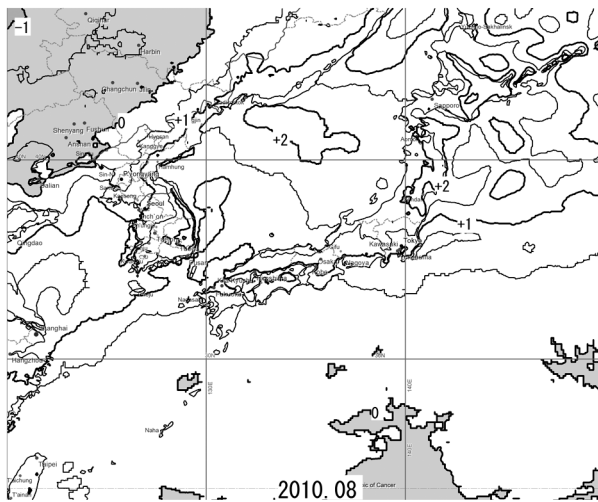
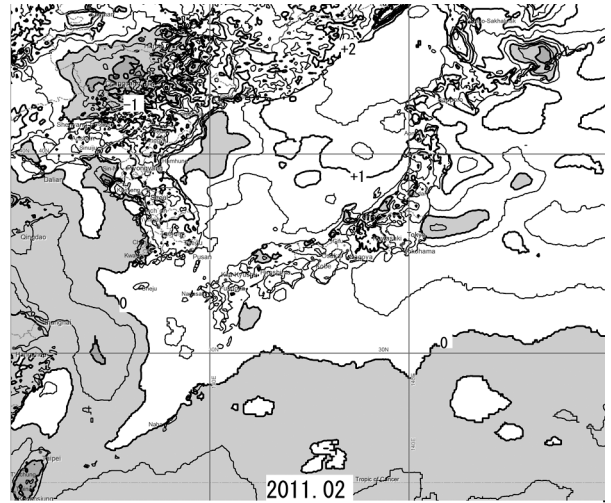
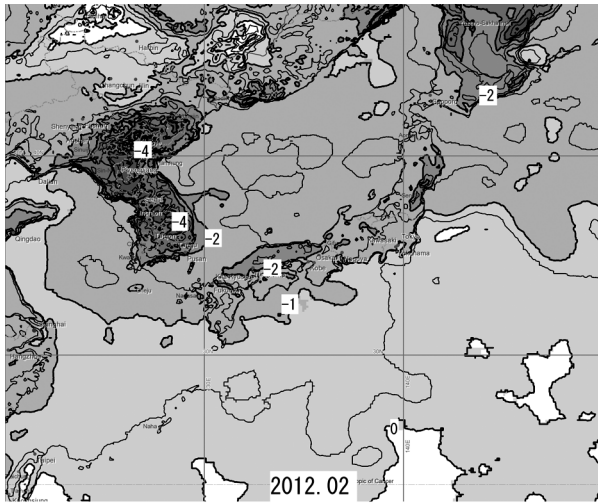


図9 気温偏差 (単位は℃)

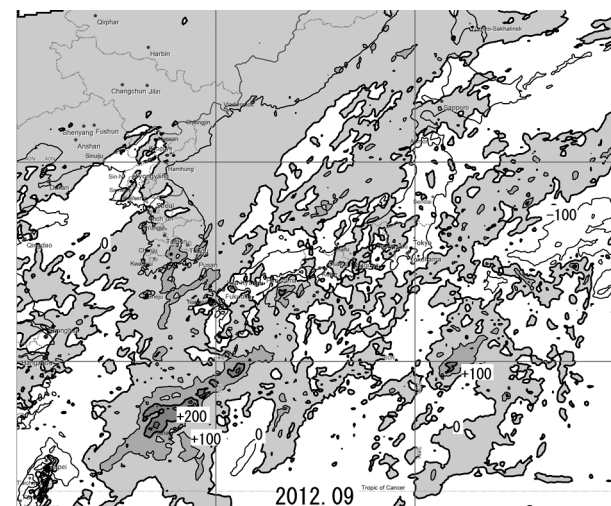
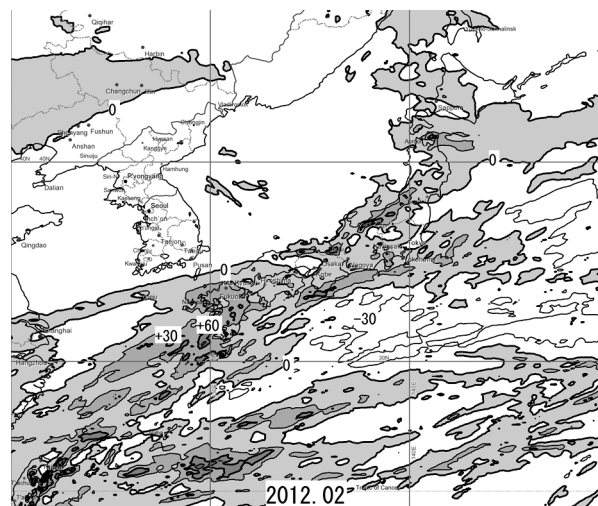


図10 降水量偏差 (単位は mm)

加した(図10)。

## 2. 個別年でみた気圧・気温の季節変動の特色

2011年を例として、気圧と気温を中心にして、季節ごとの状態を解析し、それより年変化について検討する。これには前節での偏差図のほか、毎日の

地上天気図による総観的気候状態の変化を基本としている。

冬季の2月では、寒気が大陸付近に継続し、さらに太平洋側にも広がって、大陸の高気圧が日本付近に張り出す状態である。

春季の4月では、高気圧は南方で明瞭であるが、

黄海、日本海、オホーツク海では著しく低温である。高気圧が日本列島付近を東西にのびており、これは低温の安定状態によりもたらされたと考えられる。

夏季の9月では、太平洋側のみならず、黄海、日本海も同様に高温である。これは熱帯低気圧の発達に伴うものであり、さらに暖気移流の影響が考えられる。

秋季の11月では、日本海北部やオホーツク海が低温であるのに対して、黄海ではまだ温かく、移動性高気圧にもこの暖気の影響があるものと考えられる。

各月の例からは、とくに日本列島から朝鮮半島南部、さらに長江付近の地域にかけて、変動の類似と相異がみられた。その類似は、この地域がユーラシア大陸と太平洋との縁辺の位置にあることによる。

またそこにはオホーツク海、日本海、黄海の縁海が存在している。これらは、春には大気の安定状態をもたらす一方、秋には暖気を供給し、顕著な高温の出現をもたらすと考えられる。

## IV 海洋・大気の影響

### 1. 縁海の影響の解析について

日本海の11・12月の海水温は、対馬海峡を通過する対馬暖流の流量と相関が高い。この流量は冬季降水量とも山陰以北で正相関となる。日本海側の降水要因として、北西季節風が60%に対し対馬暖流が40%となる(広瀬直毅・山本勝・西村和也・福留研一, 2007)。II章, III章のように、気圧や気温に、大陸や海洋の大きな影響がみられた。実際に海洋の温度変化は、大気に影響している。

北陸の伏木、福井、金沢、富山では、太平洋側の大都市なみに気温上昇が大きいといわれる。北陸では、温室効果のある水蒸気圧が大きいことが、一因であり、水温と気温の差が大きく、湿度と熱供給に寄与して、水蒸気の正のフィードバックを起こすと考えられている(川平浩二, 2007)。地球温暖化のような気候変動は、局面での出現は一様ではないが、そうした地域的差異にも、海陸の差異が大きな影響を及ぼす可能性がある。

日本列島周辺では、とくに海洋-大陸間で対照的な状態となると、すなわち冬季や夏季には、大規模な循環がみられた。さらに、その偏差が大きいときには、顕著な高温あるいは低温状態が出現した。

一方、海洋-大陸間での状態の差が小さいとき、すなわち春や秋には、やや異なる。これには先述のように、縁海であるオホーツク海、日本海、黄海などの縁海が大きな役割を果たしている。これらについて、解析を加える。まず、出現時の状態について、格子点間隔が5kmであるMSMデータを用いて、地上での変化を解析する。すなわち、ユーラシア大陸-太平洋よりも小規模での、変動要因に焦点をあてて解析する。

こうした要因は、とくに地域差のある、顕著な気候状態時に明瞭に示されると考えられる。中でも高温時の場合には、海風の出現を伴い、沿岸は昇温が抑制される一方、内陸で著しく昇温するため、地域差が増大する。これらの事例を通して、日本列島周辺の環境変動の基本となる気候状態について、広域的・局地的な相異および出現の要因について、解明を試みる。とくに高温出現前後の1週間程度の状態の変化や、平均流などから解析する。

### 2. 縁海の下層大気の状態

地上から下層の大気の立体構造は、MSMをデータとし、気象情報可視化ツールWvis(新井直樹・瀬之口敦, 2011)を用いて、表す(図11)。なおMSMデータは、気象庁によるオリジナルの格子点値GPVデータを用いた。

たとえば春の高温が出現した場合の事例、すなわち2011年4月16日によれば、15時には日本海をはじめ、黄海およびオホーツク海上に、冷湿な気塊が存在することが示される。縁海上では低温、高圧の状態がみられたが、下層に熱的な高気圧が形成されているものとみられる。

気象研究所の海洋データ同化システムMOVE/MRI.COMによる、空間的・時間的に均質な0.1度格子の月平均水温データがある。これによれば、極前線の指標水温の50m深15°Cと100m深10°Cは、東経135°では、50mで北緯40°付近、100mで北緯39°付近にある(重岡裕海・永井直樹, 2009)。

さらに、1985-2007年の11月の貯熱量の変動をクラスター分析すると、日本海は南東部、北部、南西部、最北部、に分かれる。南東部、北部の水温が高いと、冬季降水量が多くなる(日比野祥・谷口雅洋, 2009)。

極前線の南北で海面水温の変動が異なり、日本列島の南北の気温変動と、それぞれで同傾向となる。

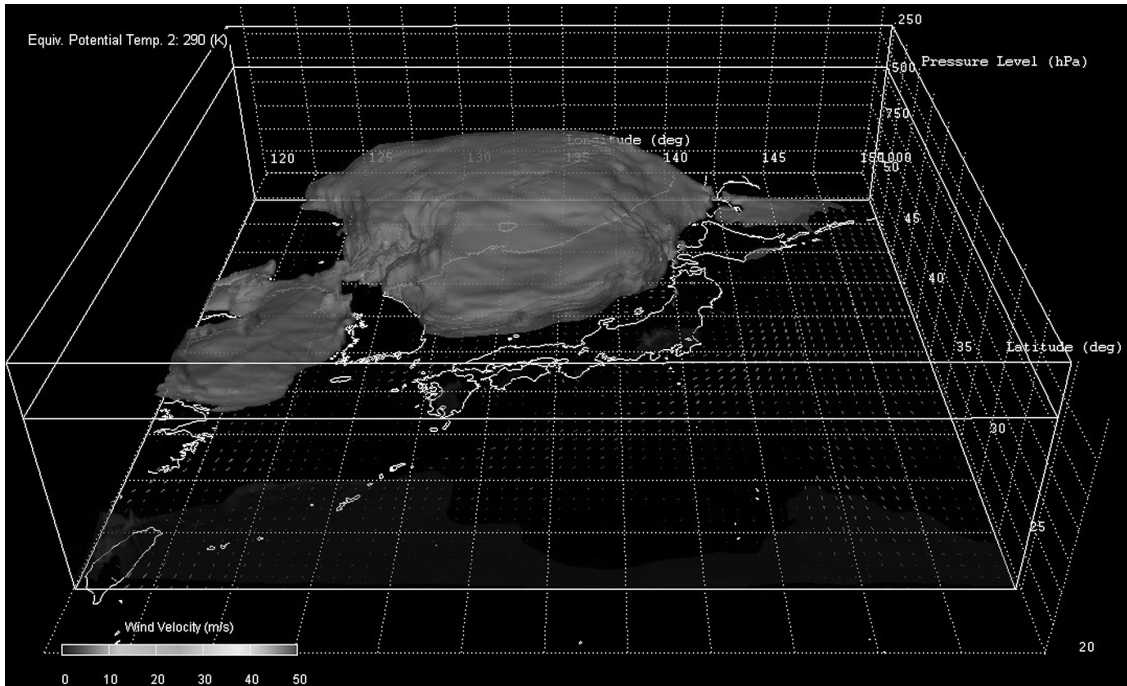


図11 下層大気の状態 2011.04.16 15JST 相当温位290kを示す

降水量は、東北日本は北部海面水温と正相関、北陸は南部海面水温と負相関となる。日本海南部では季節風が強いと海面水温が低下して、降水量が増加する。季節風の変動が、海面水温の変動をもたらしている(池原美智子, 2005)。

これらのように、日本海では極前線の南北で、海水の状態が大きく異なっており、日本列島の気候変動にも影響をおよぼしている。このことは、事例のような特定時刻の大気状態にもみることができる。そのため、縁海内での海域的な差異についても、解析が必要である。

### 3. 縁海の気候への影響

季節的に継続するものとして、大陸上のシベリア高気圧や、海洋上の太平洋高気圧などがある。やや継続時間の短いものとして、日本海低気圧や移動性高気圧などがある。これらは地上天気図にも認められる総観規模のものであるが、これらに次ぐ規模のものとして、「黄海高気圧」、「日本海高気圧」の存在が考えられる。平年図にも認められるため、移動性高気圧が、縁海に位置するだけでなく、そこで形成されることが考えられる。

ただし、太平洋の縁海である黄海、日本海、オホーツク海は、それぞれ熱的性質が異なり、影響も差異がある。日本海にのみ暖流が流入するため、日本列島では地上、海上付近の大気は暖められて、極端に

降温することはない。一方黄海やオホーツク海では暖流が流入せず、流入した冷気は低温状態のまま、周辺では冬季に著しく降温するほか、春から初夏にかけて冷湿な大気により、中規模な高気圧の形成に、結びつく。

こうした海面水温や高気圧は、下層大気霧や雲にも影響している。北太平洋海洋気候統計データ(気象庁, 1996)は、1961-1990年の緯度1度×経度1度の値である。視程は50m以下の1から50km以上の10までの、10階級に分けられ、それぞれの出現数が記録されている。このうち視程1km未満にあたる、1-4の階級の出現率を求める。

視程が1km以下、すなわち霧などの出現する状態は、オホーツク海、日本海、黄海、の縁海と千島列島の南方で多い。これらは、黒潮や日本海流などの暖流が流れていない海域にあたる。ただし、季節的变化は、それぞれの海域で差異がある。霧などの出現は4月から南の黄海方面から増え始め、7月には千島列島南方で最大となる(図12)。9月まで出現するが、寒候期の10-3月には少ない。

この視程は海面付近の状態を示すが、上空の雲量の出現は視程とは大きく異なる。月別の雲量の出現頻度(長崎海洋気象台, 2004)は、東シナ海南西部の台湾海峡付近で出現率が高い。視程とは反対に寒候期である10月から5月まで高く、1月から4月にはとくに高い。これには寒候期に北東から吹く季

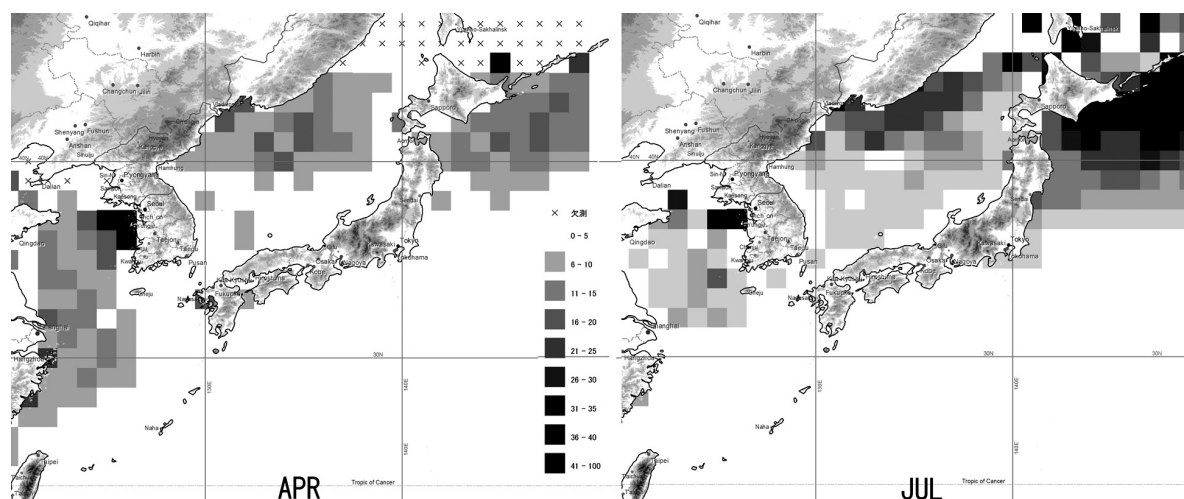


図12 視程 1 km 以下の出現率  
左：4月，右：7月

節風の影響が考えられている。

北方の千島列島周辺では、流速 2m/s 以上の潮流で海水が鉛直混合し、 $5^{\circ}\text{C}$ 以下に降温する。大気は海面により冷却し、さらに霧の頂で放射冷却する。6月下旬を中心に2ヶ月間、オホーツク海から北方大陸方向で、温度勾配が逆転する。高気圧、下層雲、霧、950hPa 付近の逆転、が出現する（立花義裕、2012）。また領域気候モデルでは、下層雲はオホーツク海の中央から東に現れ、西では少ない。陸からオホーツク海に吹き込む高温の気塊は、10時間で $2^{\circ}\text{C}$ 降温して雲ができて始め、放射冷却で降温して、15時間後には下層雲ができて安定する（中村知裕・古関俊也・三寺史夫、2012）。

オホーツク海では西方、北方の陸域が相対的に高温であるから、周辺に向かって冷海風が吹き出すはずであるが、偏西風や気圧配置の位置関係で、周辺から気流が吹きこむようなときには、雲が発生する。さらに霧は大気が海面で冷やされるより、霧の頂面からの放射冷却効果が大きいといわれ、発生すれば安定状態となる。これはオホーツク海のみならず、日本海の北部、また黄海でも同様と考えられる。こうした悪視程の海域で形成された霧が、日変化による海風で陸上に吹き込めば、気候的な影響が大きい。

黄海の南方、東シナ海の黒潮域では低気圧が発達するが、黄海や東シナ海の浅い陸棚域は大気擾乱の空白域である。冬季に黄海や東シナ海では海上風が弱まるときには、下層大気の傾圧性、相当温位の水平勾配が高まり、低気圧が発達する（磯部篤彦・加古真一郎、2012）。

すなわちオホーツク海、日本海北部、黄海では、

とくに暖候期に高気圧が形成されて、気候に大きく影響する。一方、寒候期においては日本海南部や東シナ海南東部などで、風が弱いときに低気圧が発達しやすいことにより、気候に大きく影響する。

## V 局地的な影響

### 1. 局地域での分析方法

先述の MSM は格子点間隔が 5 km であり、アメダスの 30km ほどの観測網よりも空間密度は高いが、地形などの影響の大きい地上の詳細な状態は把握できない。それ以下での局地的な状態を検討するには、モデルを利用した再現を援用する必要がある。

領域気候モデル RCM の、RAMS, NHM, WRF について、沿岸の風波の再現の可能性を、20km 格子で比較検討する。混合海風を $0.1^{\circ}\times 0.1^{\circ}$ 格子にして、波高を実測値と比較すると、RCM は JRA-25 よりも良いという（Sasaki, W., Iizuka, S. and Dairaku, K., 2012）。

上記の領域気候モデルの一つである WRF: Weather Research and Forecasting は、MM5 の後継である。米国大気研究センター NCAR などの共同開発による、研究用の WRF-ARW が多く使われている。完全圧縮の非静力学モデルで、運動方程式、連続の式、状態方程式、熱の保存式、水蒸気などの混合比の保存式などから成る。本体、入力データ処理、データ同化、化学反応などの部分から構成され、フォルダーごとに、メイン、力学コア、物理モデル、領域設定、物理定数、計算設定などの関係ファイルが格納される。物理モデルとして、力学、

地表面、放射、積雪、都市キャノピー、海洋混合層、雲物理、などが利用できる。また格子間隔や計算領域を任意に設定でき、メソだけでなく全球のモデルでもある。NetCDF形式のデータ、および計算設定ファイルを入力すると、地形・土地利用データなどを切り出して格子点に内挿し、大気・地面・海面水温データをバイナリーファイルに変換し、両者を統合すると、静力学平行が成立つように鉛直方向に内挿して、初期値・境界値を作成する(日下博幸, 2009)。

## 2. 局地循環の事例解析

WRFの修正は、自由に行える。都市キャノピーモデルに、熱慣性、人工排熱・廃水蒸気フラックス、流体力学的粗度を考慮して修正される。東京湾では南風が強まると、鉛直混合が促進してSSTが低下し、水平圧力勾配が強まって海陸風がより内陸まで侵入することが明らかになる(神田学, 2009)。

WRFのような気象モデルの対象は、気象擾乱に

よる低周波変動で、流体力学CFDモデルでの地表面粗度による高周波変動とは、スケールに差異があった。しかし気象モデルの高解像度化と、流体力学モデルの広域化で、両者は接続するようになった。WRFの格子点間隔を9km, 3km, 600m, 120mとネスティングして、竜巻が再現される(竹見哲也・中山浩成, 2009)。

これらのように、MSMでは把握の困難な局地的な大気状態の再現に、自由に利用できるコミュニティモデルであるWRFを用いる。格子点間隔は100m, 6時間以内での変化を検討する。富山市を中心地点として、再現実験を行う。

上述の2011年4月16日について、JSTで09時から15時まで計算し、1時間おきに出力した。15時における風の状態を示す(図13)。

このときには富山付近は、日本海上の冷湿な気塊の周辺にあたる。富山付近では、内陸に向かって海から気流が吹き込む。ただし侵入は深くなく、内陸では風が弱まることが示される。

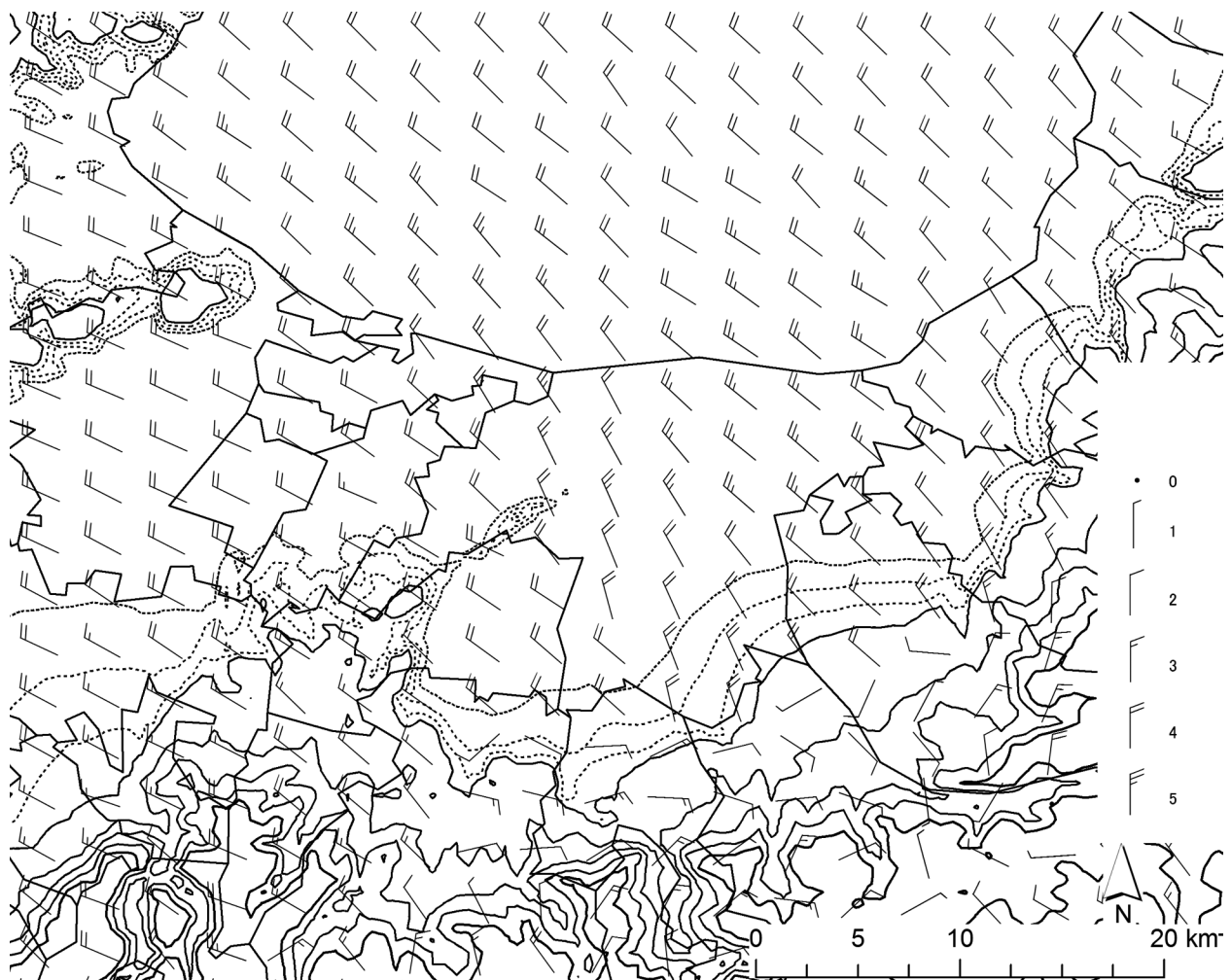


図13 富山湾周辺の風 2011.04.16 15JST

### 3. 局地的な大気構造

日本列島に広域に高温が現れても、対象日の場合には、とくに太平洋側で高温となった。この高温は暖気移流によりもたらされたと考えられる。一方、山麓部のフェーンの出現は、このときの風向などからは考えにくい。中規模の循環の上に、この局地的な循環が加わることにより、局地的な大気状態に大きな差異が生じたことが考えられる。

またこうした地域差は、沿岸で顕著となる。4~6月に最高気温が、富山が伏木より10℃以上高くなることがあるが、このとき日本海に低気圧、本州東方に高気圧がある。富山での南風に対し伏木では北風で、富山での南風が11m/s以下、富山湾の海面水温が低いと、気温差が大きくなる。気象庁の気象モデル JMANHM による再現では、このときには佐渡から北陸にかけての高圧域から北風が吹きこむ(東直矢, 2012)。

すなわち、内陸からの風と外海からの風が交錯するようになると、地域差が明瞭となる。また春季に出現が多く、下層に安定な冷気が形成されていることにより、さらに明瞭になる。

利尻島西岸の杓形で局地的な昇温が、春を中心に年に10回程度発生する。オホーツク海に高気圧があり、稚内下層で逆転しているとき、杓形と利尻空港では気温差が最大14.8℃に達した。杓形では北風が継続していたが、気温上昇時には東風であった。再現実験では、逆転層の上の高温位気塊が沈降している(梅澤研太・大嶋彬・加藤美和, 2012)。同様に、十勝地方の強風するとき、低気圧が宗谷海峡東の樺太沖にあり、安定層が時間とともに下降し、上空の強風が下降する(西村隆・青木健太・山中智・山本麦, 2011)。

これらにみられるように、山越えした気流の効果によるだけでなく、下層と上層での異なる性質の大気が交錯するときにも、大きな地域差が現れることになる。

これは内陸山地域にも現れる。長野県では、AMeDAS 観測点の松本今井と諏訪で、日最大風速10m/s以上の強風の出現がとくに多い。その風向は松本今井で南南東、諏訪では西北西で、塩嶺(塩尻峠周辺)から吹く風である。風速が強まると昇温し、露点温度が低下する。JMANHM では下降流が発生している(阪田正明・森陽樹・水野康隆・松澤直也, 2012)。また、山梨県西部で冬から春に、

寒冷乾燥の北風が出現し、ハヶ岳おろしといわれる。600-700hPaに逆転層があり、寒冷前線が通過すると、気温が上昇し、はね水が起き、風が強まる(植村敦・溝端英之・田中聖司・中村健二, 2012)。

内陸山地域には、縁海に形成される高気圧の影響は小さい。そのため地域差が大きく現れるにしても沿岸部とは異なることが考えられる。

## VI おわりに

本研究では、日本列島周辺の大気と海洋の状態をとりあげ、その気候変動への影響について解析した。MSM データは、日本列島周辺の詳細な大気状態の情報を提供し、海と陸と空の状態について把握できるようになった。主要な成果は、以下のとおりである。

- 1) 広域では、ユーラシア大陸と太平洋の間において、寒候期と暖候期では熱の状態が逆転することが影響する。ただし寒候期には差が大きい一方、暖候期には小さく、また季節変化の位相が海洋では遅れることが影響を複雑にする。
- 2) 地方的には、黄海、日本海、オホーツク海の縁海が影響する。黄海の高気圧とオホーツク海高気圧は、陸上に比べて著しく低温である春から初夏に影響がある。日本海南部は冬季には相対的に高温であり、日本海低気圧の発達に結びつくかもしれない。
- 3) 局地的には、沿岸付近での日変化に海が影響する。年間最高気温の出現前後では、陸-海の差は減少するが、山地規模の大きいところでは、海陸風また山谷風循環が発達する。年間最低気温の出現前後では、海-陸の差が大きいいため、規模の小さな局地的循環は不明瞭になることが考えられる。

気象観測は、AMeDAS や、高層気象観測、衛星観測などさまざまに行われ、解析はそれぞれ行われることが多かった。本論ではMSMに基づくことにより、海-陸-空を一体化して解析することが可能となった。それにより季節変化にしても、冬と夏を反対のものとして捉えるのは適切ではなく、また春と秋とは同じものとして捉えることは適切ではないことが明らかになった。このことにより、季節現象の理解が進むものと考えられる。

たとえば、平均風速は春季に強く、秋季には弱い

ことは、両季での内陸低気圧あるいは高気圧の発生しやすさの相異から説明されるかもしれない。梅雨前線と秋雨前線の相異も、縁海の熱的状态の差異とかかわると考えられる。春から初夏に出現する下層逆転、また朝雨についても同様であり、秋季の日本海の東風にも、季節的影響が考えられる。海陸風や都市のヒートアイランドも同様である。これらに関する解析は今後の課題である。

## 文 献

新井直樹・瀬之口敦 (2011) : 気象情報の見える化の試み—気象情報可視化ツール Wvis の開発と可視化事例. 天気, 58 (9), 835-839.

東直矢 (2012) : 2011年4月27日に生じた富山と伏木の最高気温差11.5℃の調査. 平成23年度東京管区調査研究会誌, 44, 4p.

日比野祥・谷口雅洋 (2009) : 日本海の貯熱量変動と冬季降水量. 平成21年度大阪管区気象研究会誌, 4p.

広瀬直毅・山本勝・西村和也・福留研一 (2007) : 日本海側冬季降水量に対する対馬暖流の影響. 海と空, 83 (2), 59-65.

池原美智子 (2005) : 冬季における日本海海面水温から捉えた日本の気候変動の地域性. 島根地理学会誌, 39, 13-27.

磯部篤彦・加古真一郎 (2012) : 東アジア縁辺海における大気海洋相互作用の可能性. 沿岸海洋研究, 50 (1), 3-9.

神田学 (2009) : WRF の都市気候研究への応用. ながれ, 28, 21-28.

川平浩二 (2007) : 北陸沿岸都市の温暖化の特徴—水蒸気が加速する温暖化—. 海と空, 83 (2), 67-74.

日下博幸 (2009) : 領域気象モデル WRF について. ながれ, 28, 3-12.

中村知裕・古関俊也・三寺史夫 (2012) : オホーツク海における大気海洋相互作用: 夏季の下層雲—海面水温フィードバック. 沿岸海洋研究, 50 (1), 71-77.

西村隆・青木健太・山中智・山本麦 (2011) : 十勝地方の局地風について. 平成22年度札幌管区気象研究会誌, 8p.

阪田正明・森陽樹・水野康隆・松澤直也 (2012) : JMANHM を利用した強風分布の調査. 平成23

年度東京管区調査研究会誌, 44, 4p.

Sasaki, W., Iizuka, S. and Dairaku, K. (2012) : Capability of regional climate models in simulating coastal winds and waves around Japan. J. Met. Soc. Japan, 90(5), 603-615.

重岡裕海・永井直樹 (2009) : 日本海の極前線の指標水温. 平成21年度大阪管区気象研究会誌, 5p.

立花義裕 (2012) : オホーツク海のラジオゾンデ観測—大気境界層の霧と小高気圧. 沿岸海洋研究, 50 (1), 11-21.

田上善夫 (2010a) : 富山平野における局地的な風と気温の分布. 富山大学人間発達科学部紀要, 4 (2), 125-139.

田上善夫 (2010b) : 日本列島における大規模昇温とその発生要因. 富山大学人間発達科学部紀要, 5 (1), 83-99.

田上善夫 (2011) : 全国および富山とその周辺における異常な高温と低温. 富山大学人間発達科学部紀要, 5(2), 75-87.

竹見哲也・中山浩成 (2009) : 微細規模大気流れの気象モデルと CFD モデルの融合解析. ながれ, 28, 13-20.

田中昌太郎・牛田信吾・萱場互起 (2012) : 2010年夏の日本の天候と大気循環場の特徴. 気象研究ノート, 225, 1-16.

植村敦・溝端英之・田中聖司・中村健二 (2012) : JMANHM を利用した山梨県の強風調査 (その2) 八ヶ岳おろしについて. 平成23年度東京管区調査研究会誌, 44, 4p.

梅澤研太・大嶋彬・加藤美和 (2012) : 地形的影響による杓形の気温変動について. 平成23年度札幌管区気象研究会誌, 7p.

## (資料)

気象庁 (1996) : 北太平洋海洋気候統計データ (30年報). (CD-ROM)

長崎海洋气象台 (2004) : 『東シナ海海洋気候図30年報 (1971-2000)』 CD-ROM.

(2012年10月22日受付)

(2012年12月19日受理)