

富山湾における上位蜃気楼の発生理由

— 気温の鉛直分布が示す新たな事実 —

木下正博*・市瀬和義**

要 旨

富山湾の東部沿岸地域では毎年、4～6月にかけて10数回程度、上位蜃気楼が観測される。その発生理由は、これまで海に流出した冷たい雪解け水が海面上の空気を冷やし上暖下冷の気層を形成するためと言われてきた。しかし、富山湾の5月の海面水温は、周辺海域に比べて特に冷たいわけではなく、とりわけ富山湾が上位蜃気楼の発生に有利な地域ではないと思われた。

そこで、この疑問を明らかにするため1999～2000年の5、6月に気温の鉛直分布を観測した。その結果、1999年5月22日の上位蜃気楼の発生日における気温の鉛直分布には、海面上11～15 m付近に境界層を持つ上暖下冷の気層が見られた。この観測結果と気温の鉛直分布を仮定した光路計算による蜃気楼画像のシミュレーションからは、海岸だけでなく海上においても上暖下冷の気層を形成していることが推定された。

1. はじめに

蜃気楼は空気の密度変化によって局部的に発生する光学現象である。日本では第1図に示すように、富山県魚津市が「蜃気楼の見える街」として有名であり、古くは永禄7年(1564年)、肯搆泉達禄(こうこうせんだつろく)に長尾影虎(後の上杉謙信)が魚津市で蜃気楼を見たという記録が残っている。一般には「富山湾の蜃気楼」という表現が用いられるが、正確には富山県の東部沿岸地域で多く観察できる現象である。特に魚津市は地形的に多くの対岸を見渡せる位置にあることから、蜃気楼の見える街として有名である(沢泉, 1955; 北日本新聞社, 1981; 石須, 1995)。

蜃気楼は大きく分類すると、遠方の景色が上方に伸びたり反転して見える上位蜃気楼 (superior mirage) と、下方に反転して見える下位蜃気楼 (inferior mirage) がある。富山湾での上位蜃気楼は、毎年4～6月にかけて10数回観察されることから春型の蜃気楼と呼ばれ、下位蜃気楼は、冬に多く観察されることから

冬型の蜃気楼と呼ばれている。砂漠の蜃気楼やアスファルトの逃げ水現象は下位蜃気楼の一種である。

蜃気楼についてはこれまで、発生条件を中心として現象を統計的に考察する研究が行われてきた。しかし、特殊な局地気象として、特に発生理由についての研究はほとんど行われていない。

そこで、本研究では上位蜃気楼 (以下、蜃気楼と記す) の発生理由に注目し、これまで言われてきた発生理由の疑問点を整理、検討した。そして、観測データから導き出した蜃気楼の新たな発生理由について考察した。

2. これまでの蜃気楼の発生理由と疑問点

これまで蜃気楼の発生理由として、春になると立山連峰の冷たい雪解け水が一気に河川や地下浸透によって富山湾に流れ込み海水を冷やし、海面付近の空気が冷やされ上暖下冷の気層が形成されて蜃気楼が発生するという説が知られている(藤原, 1931; 池崎, 1989; 中野, 1954)。以下にこれらの疑問点について述べる。

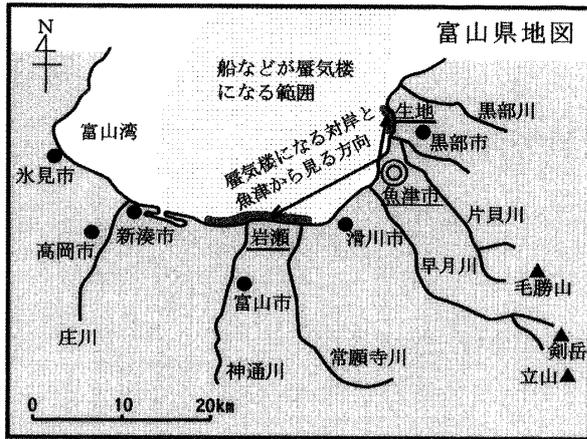
2.1 これまでの研究方法

これまでの研究(池崎, 1989; 中野, 1954; 野島, 1949; 安田, 1998)は、河川の勾配比較や月毎の平均海面水温、平均気温等のデータから、春の富山湾の海

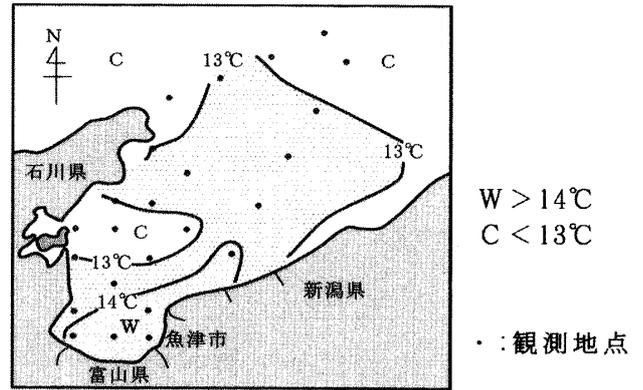
* 富山大学大学院教育学研究科(現: 富山県立滑川高等学校)。 ** 富山大学教育学部。

—2000年6月29日受領—

—2001年10月18日受理—



第1図 富山県魚津市の位置と主な蟹気楼発生域 (■: 魚津から蟹気楼が多く見られる範囲).



第2図 1996.5月上旬の約10日間にかけて観測した平均海面水温分布図 (提供: 富山県水産試験場).

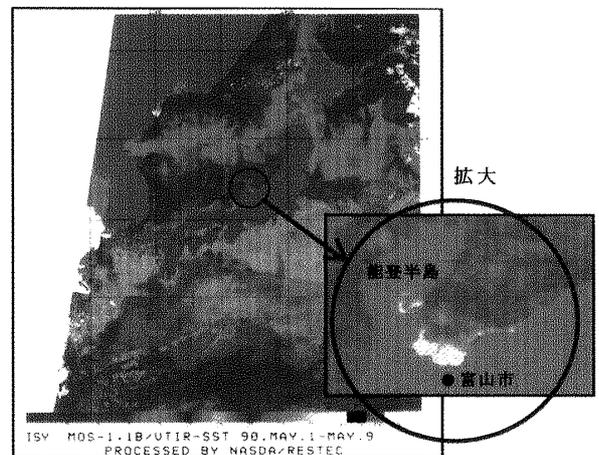
面水温は低いとされ、空気への影響が推測されてきた。しかし、これらの研究は他の海域との比較がされておらず、また、実際に海面上の気温の鉛直分布を観測した例はわずか2例(大森ほか, 1919; 上田ほか, 1952)しかない。しかも、観測高度が海面上から3mとあまりにも低いことや、温度差が生じることの詳細な議論がされていないため、海面水温による空気への直接的な影響については傾向を見るにすぎなかった。

2.2 琵琶湖でも見られる蟹気楼

近年の調査・研究により、琵琶湖でも4~6月に蟹気楼が多く確認されている。調査の結果(伴 禎ほか, 1996, 2000)からは毎年、滋賀県大津市からN方向に平均12回前後の蟹気楼の発生が確認されている。その規模、回数は魚津での観測と同等、もしくはそれを超えている。また、蟹気楼が発生する気象条件は移動性高気圧の圏内で、N~NEの風速5m/s以下の弱い湖風が吹き、午前中から気温の上昇が認められる日の午後が多いこと等、富山湾の場合とほぼ同じ傾向である。ところが、琵琶湖では5月下旬から6月にかけて水温と気温の差があまり見られない日にも蟹気楼の発生が多く確認されている。さらに、水温が気温より高く、上位・下位蟹気楼が混在して発生する現象も見られる。これらの理由から、伴ほか(2000)は水温の冷却を発生原因とする説に大きな疑問を投げかけている。

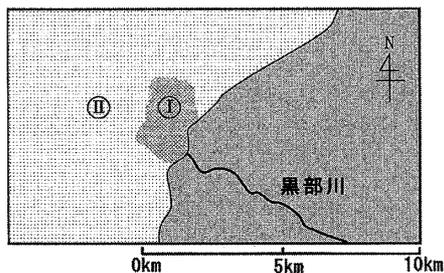
2.3 春期における富山湾の海面水温

蟹気楼が最も多く発生する5月の富山湾の海面水温は、河川の雪解け水の影響によって果たして冷たいのであろうか。この疑問を解決するために我々は、富山

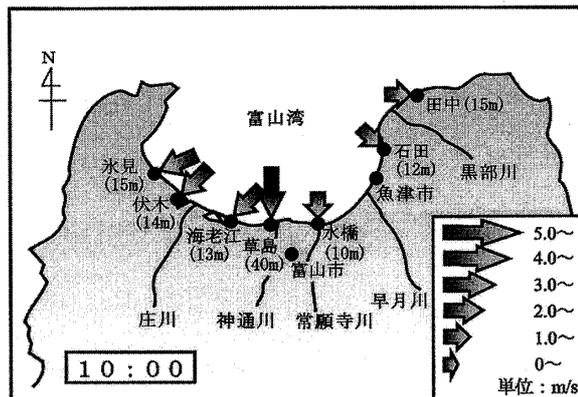


第3図 1990.5.1~5.9の日本周辺における平均海面水温分布図 (提供: 宇宙開発事業団).

県水産試験場が行っている海面水温分布調査及び、人工衛星から撮影した海面水温分布図から1994~1998年にかけての富山湾と周辺海域の海面水温の比較を行った。そのうち典型的な例として1996年の海面水温分布図を第2図に示す。この図からわかるように、富山湾の海面水温は湾外と比較すると1~2°C程度高温になっている。さらに、5月の日本周辺海域における海面水温について、衛星写真をもとに調べた。1990年5月1~9日の複数のMOS-1/VTRによる観測データを処理し、雲を除去して作成した日本周辺の海面水温分布図を第3図に示す。この図は海面水温の高い海域から低い海域にかけて、赤から、黄、緑、青の順に変化するように表示されている。撮影日のうち1990年5月7日は蟹気楼の発生日である。この衛星写真からも、蟹気楼が発生する春先の富山湾の海面水温は沖と比較し



第4図 1996.4.25の衛星写真から見た黒部川河口付近の海面水温分布図 (LANDSAT-5による) (温度: ②>①, 最大温度差: 4°C).



第5図a 1999.5.22の蜃気楼発生前の風向, 風速 図中の数字は観測点の海拔を示す.

て, 比較的暖かい傾向にあることがわかった.

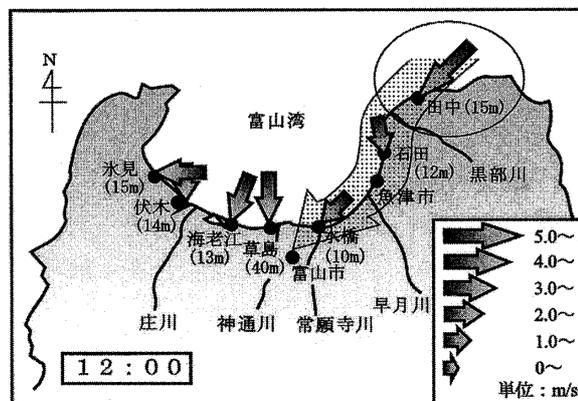
次に, 蜃気楼は主に海岸線に沿って遠方の景色を見るため, 沿岸域における河川水の影響を調べた. ランドサット衛星から熱赤外線を用いて撮影した黒部川河口付近の海面水温分布図を第4図に示す. 撮影日時は1996年4月25日09:37:41 (日本時間) であり, 図中の河口付近①はその他の海域②と比べ, 温度の低い部分である. ①と②の最大温度差は4°Cである. この日は蜃気楼の発生日であり, 魚津市からは生地, 富山方向に, 13:40~15:30の110分間, 蜃気楼が確認されている. 写真からは, 他の河川も含め河川水の海面水温への影響は河口付近わずか2~3kmの範囲のみに限られていた.

以上2.1と2.3の事実から, 河川の低水温の影響は時として河口付近に見られるが, 全体として沿岸付近の海面水温は河川の低水温の影響で沖より低くはないことがわかった. また, 2.2の事実から, 富山湾は蜃気楼の発生に特別有利な場所ではないと考えられ, これまでの発生理由には疑問が生じた. なお, 沿岸海域における海面水温の空気への影響については, 第3節3.5で考察する.

3. 問題点の解明

3.1 蜃気楼の発生日における風向, 風速

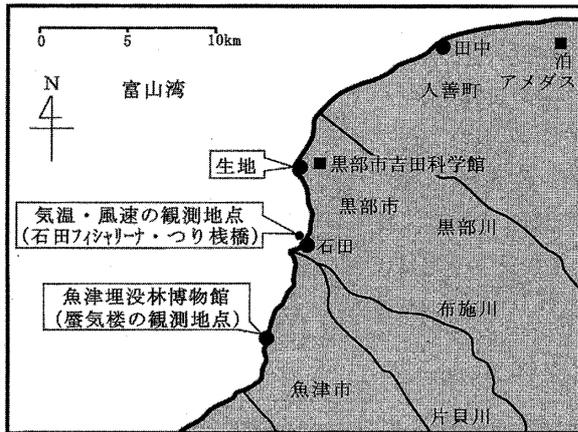
これまでの研究 (池崎, 1989; 中野, 1954; 野島, 1949; 安田, 1998; 吉村, 1996) により, 蜃気楼の発生時の一般的な気圧配置は移動性高気圧の圏内で, 気圧傾度は緩やかな傾向になることがわかっている. また, このとき沿岸海域では海風が卓越した状態となり, 蜃気楼の発生日では, 魚津で3m/s程度のNNW~NEに偏った海風となることが報告されている. ただし, 風向, 風速についてはこれまで, 沿岸での観測



第5図b 1999.5.22の蜃気楼発生中の風向, 風速 田中での風向・風速が大きく変化し, 東部沿岸では海岸に沿った風になる.

データで議論がされておらず, 主に魚津アメダス (海岸から約3km内陸に位置) のデータ等を使用しているため傾向を見るにとどまる.

そこで, 1999~2000年の蜃気楼の発生日における沿岸地域の風の特徴を詳しく調べた. 一例として第5図a, bに1999年5月22日に富山湾沿岸で観測された風向, 風速を示す. 各地点での観測データは, 国土交通省や富山県, 富山市等が行ったものを用いた. 風は地物の影響を大きく受けるため, 海岸付近に設置されている観測装置のデータのみを取り上げた. 図中の数字は各観測地点の海拔を示す. 同日は, 10:50~16:00に蜃気楼が確認されており, 第5図aは蜃気楼の発生前, 第5図bは蜃気楼の発生中の風向, 風速である. 第5図aからは, 発生前の沿岸での風は, ほぼ海岸に直角に吹いていることがわかる. また, 第5図bからは, 発生中は東部沿岸で風向が変化し, ほぼ海岸に沿って吹いていることがわかる. 特に田中ではNEの5m/s



第6図 石田フィッシャリーナの位置。

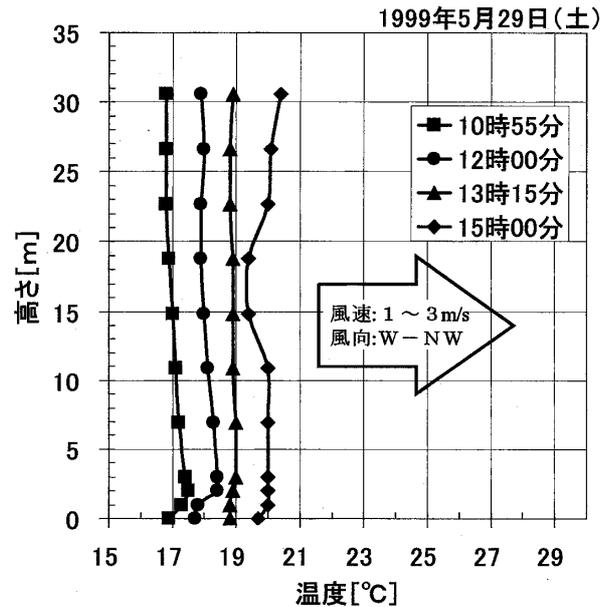
前後で一定の風を記録している。この田中における風は、蜃気楼の発生中は継続して吹いていた。また、このような風の特徴は他の蜃気楼の発生日においても同様な傾向を示すことがわかった。

3.2 気温の鉛直分布

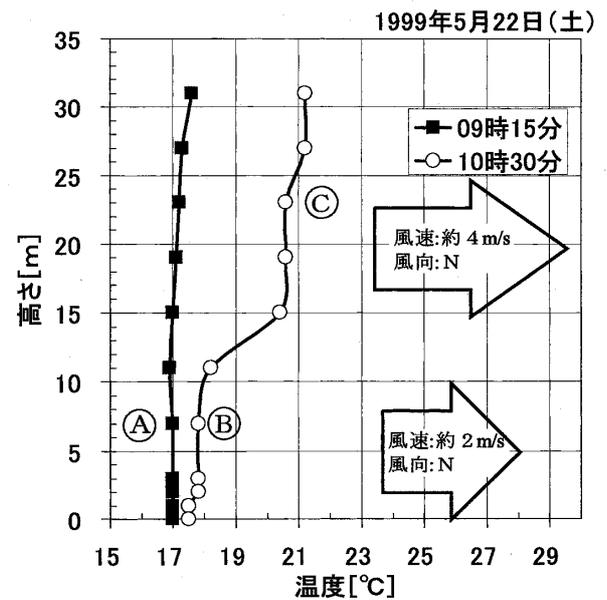
蜃気楼の発生時における気温の鉛直分布を調べることは、発生理由を解明する上において極めて重要である。そこで、我々はこれまで誰も行っていなかった海面上30 mまでの気象観測を行った。第6図に観測を行った石田フィッシャリーナ・つり棧橋の位置を示す。観測地点は魚津市と生地のほぼ中間に位置し、観測は海岸から約150 m沖の棧橋上で行った。観測は1999年の5日間（発生日：5/22, 5/23, 6/31の3日，発生しない日：5/29, 6/8の2日）行った。ここでは、蜃気楼の発生日として1999年5月22日，発生しない日として1999年5月29日のデータを示す。観測は温度計（PD-600A，島津理化学器械）と，風速計（Wind・Messe，中村理工工業）を用い，ゴム製のバルーン（中村理工工業）にヘリウムガスを詰め温度計，風速計を吊して行った。観測方法はバルーンに取り付けたロープを上下動させながら，その時刻における高さ気温，風速を記録した。風向はバルーンとロープが風に流される方向から記録した。第7図，第8図に観測結果を示す。第7図は蜃気楼の発生しない日であり，第8図は蜃気楼の発生日である。高さ0 mでの温度は海面水温を示す。

観測の結果，蜃気楼の発生しない日の気温は，鉛直方向には海面上30 mまでほぼ等温で変化した。この日の風向，風速はW～NW，1～3 m/sであった。

次に，蜃気楼の発生日の気温は，発生前は鉛直方向にほぼ等温であったが，発生時付近で海面上15 m以上



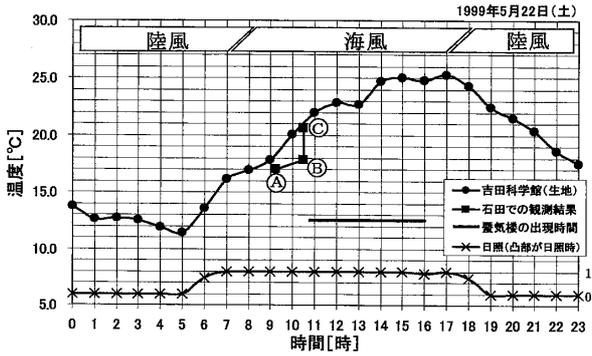
第7図 蜃気楼の発生しない日の石田フィッシャリーナにおける気温の鉛直分布。



第8図 蜃気楼の発生日の石田フィッシャリーナにおける気温の鉛直分布 ①～③は第9図と対応する。

に急激な温度上昇が認められ，海面上11～15 m付近に温度の境界層を持つ上暖下冷の空気層が形成された。発生時の風速は，暖気層と冷気層で異なり，暖気層では冷気層に比べ約2 m/s速かった。また，このときの風向はNで，生地方向からの風であった。

これらの観測結果から，蜃気楼の発生には海岸付近に移流してくる暖気が大きく関与していると考えた。



第9図 吉田科学館と石田の気温比較。Ⓐ：海拔0～30 mの気温(9:15)，Ⓑ：海拔0～10 mの気温(10:30)，Ⓒ：海拔15～30 mの気温(10:30)，観測—石田フィッシャリーナ・つり棧橋。

3.3 暖気はどこから供給されるのか

暖気の原因を探るため、風上に位置する黒部市吉田科学館の自動気象観測(エム・シー・エス, FreeSlot-68KD/F80) データと石田フィッシャリーナにおける気温の観測データを比較した。その結果を第9図に示す。

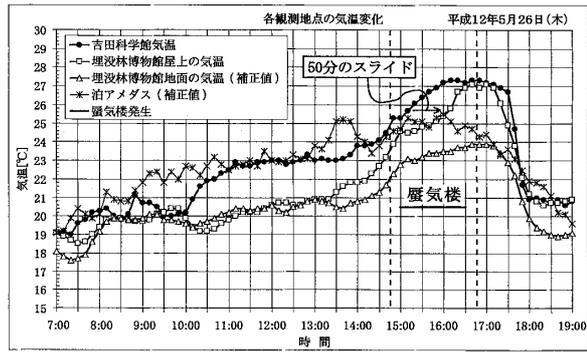
第9図から、蜃気楼の発生時の高い層(第8図Ⓒ)の気温は、黒部市生地沿岸から約1 km 陸方向に位置する吉田科学館の直前の気温データとよく一致した。また、1999年に観測した他の発生日においても同様な結果を得た。

このことから暖気層を形成する空気は、黒部市生地周辺における陸上の空気が、海上へ移流したものと考えられた。

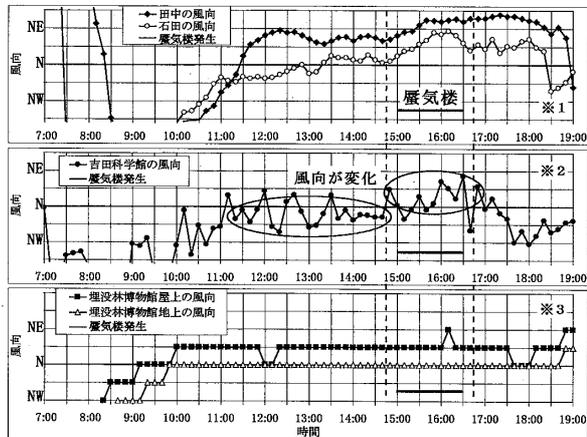
3.4 吉田科学館と埋没林博物館の気温比較

蜃気楼の発生時における暖気移流が、魚津においても確認できるかを調べるため、2000年4月から魚津埋没林博物館に自動気象観測装置(米 DAVIS 社, Weather Monitor II)を設置した。そして、同年の蜃気楼の発生日(5/6, 5/26, 5/30, 6/15)における気象データを吉田科学館、田中(入善町)、石田(黒部市)と比較した。各観測地点の位置を第6図に示す。埋没林博物館はほぼ海岸に位置し、気象観測は敷地内の地上1.5 m(海拔5 m)と施設屋上(海拔25 m)の2か所で行い、吉田科学館は気温が地上5 m(海拔10 m)、風向、風速は地上10 m(海拔15 m)で行っている。また、田中、石田の風向、風速計はほぼ海岸縁に設置され、田中は海拔15 m、石田は海拔12 mで観測を行っている(データ提供：国土交通省黒部工事事務所)。

蜃気楼の発生日(5/26)の気温を第10図に、風向を



第10図 2000.5.26の各観測地点の気温変化。埋没林博物館屋上の気温変化は、約50分前の吉田科学館の気温変化とよく一致する。



第11図 2000.5.26の各観測点の風向変化。*1：10分毎の平均値(1°分割表記) *2：10分毎の瞬間値(1°分割表記) *3：10分毎の瞬間値(16分割表記) 蜃気楼の発生前と発生中では、吉田科学館の風向がほぼNNWからNNEへ変化している。

第11図に示す。なお、埋没林博物館の地上の気温は、観測装置が海岸から約30 m 陸方向に位置しているため、風向がN～NNEの場合、観測装置と海岸線との位置関係から空気は陸上を約80 m 通過することになり、この間の陸地の熱の影響を受ける。そのため、埋没林博物館の地上の気温には、同様な気象条件下において埋没林博物館横の海面上で気温観測を行い、その気温差から補正值(-2°C)を用いた。

この結果、第10図の気温変化からは、蜃気楼の発生前の埋没林博物館の屋上と地上の気温は、ほぼ同値で変化したが、発生時付近からは屋上の気温が地上に比べ急激に上昇することがわかった。また、屋上の気温変化は、約50分前の吉田科学館の気温変化とよく一致した。

これらの原因を探るため、各観測地点における風向に注目した。第11図からは、まず、田中では12:00頃よりほぼNEで5~7 m/sのやや強い風が安定して吹いていた。また、石田では蜃気楼の発生時に風向がNからNEに変化し、吉田科学館では風向がほぼNNWからNNEに変化した。この風向の変化は、吉田科学館の気温が上昇を始める時間帯とよく一致した。蜃気楼の発生時における埋没林博物館の風向は、N~NNEの空気を観測した。これら風向からも明らかなように、蜃気楼の発生中における空気は田中から埋没林博物館へ吹いていると考えられる。また、このとき吉田科学館、石田、埋没林博物館の平均風速は約3 m/sであり、吉田科学館から埋没林博物館まで空気が移動する時間は約50分間となる。この時間は、各観測地点における温度変化のズレとよく一致する。

なお、同日の7:00~19:00における地上の気圧は、吉田科学館(海拔10 m)が1011~1014 hPa、埋没林博物館の屋上(海拔25 m)が1010~1013 hPaであることから、各観測地点の気温変化を比較する上において、気圧の変化による影響は考えなくてよい。

次に、田中における気温の変化について、泊アメダスのデータと比較する。第6図に泊アメダスの位置を、第10図に気温の変化を示す。なお、泊アメダスの気温は地物の影響を考慮し、補正值(-1.5°C)を用いた。その結果、泊の気温は12:00~16:00にかけて約2°Cの緩やかな昇温、その後18:00にかけて約3°Cの降温を観測した。また、この時間帯の風向の変化は田中とほぼ同じであった。このことから、田中でも泊と同様な緩やかな気温の変化を伴う海風が吹くと推測された。

以上の結果は、2000年に観測した他の蜃気楼の発生日においても同様な傾向を示した。これらのことから一つの可能性として、蜃気楼の発生時は緩やかに昇温した海風が田中から生地にかけて陸上を通過し、再び海上に出て魚津方向へと吹く。また、陸地を通過することで空気は日射による地面の加熱によって暖められ、その空気が埋没林博物館へ移流すると考えた。

3.5 海面水温による空気への影響

これまでの結果から、1999年に石田で観測した暖気は、海風が田中から生地にかけての約10 kmを通過する際、日射による地面の加熱の影響を受けた空気と考えられる。

一方、生地から石田までの海上の距離は約3 kmである。仮に、暖められた空気が海面上の高さ0~30 mに

移流したと考えた場合、この間(風速2 m/sから計算すると約25分間)で海面水温は、暖められた空気を再び冷却し、高さ10 mまでの空気を一様に約3°C下げたことになる。しかし、式(1)に示すアルドシナの公式により試算すると、海面水温の冷却効果は最大でも1°C程度であり、これほどの降温は期待できないと考えられる(当舎, 1973; 藤井, 1985)。

$$P = C_z' \cdot U_z \cdot (t_w - t_z) \quad (1)$$

P : 熱交換量

C_z' : 気温、風速を測定する高さ z と海面の粗さ

U_z : 高さ z での風速

t_w : 海面温度 t_z : 高さ z での気温

このことから、蜃気楼の発生時における上暖下冷の空気層は、既に海風が石田に到達する以前に形成されていたと考えられ、冷氣層の成因は富山湾東部沿岸における海面水温の影響だけによるものではないと推測された。

4. 画像解析から見た蜃気楼

4.1 シミュレーションの目的

蜃気楼は、富山県東部沿岸地域において約20 kmにおよぶ水平スケールで発生する現象である。そのため、全域に渡る気象観測には限界がある。そこで、富山湾上の気温の鉛直分布を推定するために、観測した蜃気楼と気温の鉛直分布をもとにシミュレーションを試みた。光路はW. H. Lehn (1983, 1985, 1975)の考えをもとに計算した。

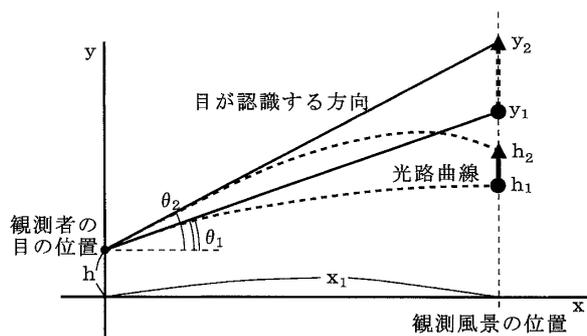
4.2 気温の鉛直分布から見た蜃気楼

空気中の屈折率 n は接地層付近での大気圧 p を一定と見なせば、温度 T に依存する式(2)で与えられる(β :定数)。

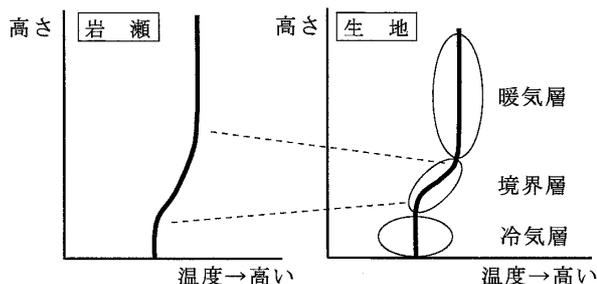
$$n = 1 + (226 \times 10^{-6}) \cdot (\beta \cdot p / T) \quad (2)$$

簡単のため、観測者から蜃気楼になる対岸までの海面上に、気温の鉛直分布が同じで一様な空気が存在すると仮定し、様々な気温の鉛直分布の場合についてコンピュータで屈折率と光路を計算した。また、どのような蜃気楼像になるかを視覚的にわかるように画像処理を行った。

画像処理の方法は、光路曲線と目に入る光の角度から観測する像(実景写真)に変形を加える手法を用いた。第12図に画像処理の一例を示す。第12図では観測者の目に角度 θ_1 , θ_2 で光が進入した場合を考える。こ



第12図 上方に伸びる場合の画像処理. 観測者は h_1-h_2 にある物体を y_1-y_2 の位置に認識する.



第14図 シミュレーションによる生地から岩瀬方向の気温の鉛直分布. 暖気層と冷気層の温度差は同程度であるが, 境界層の厚みと温度勾配に違いが見られる.

のとき観測者には h_1, h_2 の間にある風景が θ_1, θ_2 方向に見える. すなわち, h_1, h_2 にある風景は y_1, y_2 の場所にあるように見える. 第12図の場合では実際の風景より伸びて見える. シミュレーションでは, θ_1, θ_2 と光路曲線が x_1 に到達したときの h_1, h_2 のデータから蜃気楼画像を作成する.

画像の作成は, 式 (3), (4) から実景画像の $h_1 \rightarrow h_2$ に相当する画像部分を, 観測者が見る位置 $y_1 \rightarrow y_2$ にあてはまるように画像を引き延ばし(縮め), 画面上に画像展開する(反転像の場合も同様に処理する).

$$y_1 = h + x_1 \cdot \tan \theta_1 \quad (3)$$

$$y_2 = h + x_1 \cdot \tan \theta_2 \quad (4)$$

実際の光路計算は, 観測する像の画像データを水平に細分割し, それぞれについて画像処理を加えている. 例として, 1999年5月22日のデータを参考にして第13図aに示すような気温の鉛直分布を考えてみる. 光路計算結果は第13図bのようになり, 光が温度の境界層で冷気層へと屈折し観測者に到達している様子がわかる. 高さと共に光路が凹状になるのは, 地球の曲率によるものである. この結果をもとに魚津から見た黒部市生地方向の実景について画像処理を行うと第13図cのようになる. 第13図cに見る蜃気楼の画像は, 計算を始める低い角度から順に角度の高い方へと, 画像の引き延ばしや縮め, 反転計算を繰り返しながら順番に画像を積み上げた結果である.

このプログラムを用いて1999年の蜃気楼の発生日に観測した気温の鉛直分布をシミュレーションしたところ, 光路計算によって得られた蜃気楼の画像は, 気温の観測時付近で確認された実際の蜃気楼とよく一致していた.

4.3 海上での温度境界層の特徴

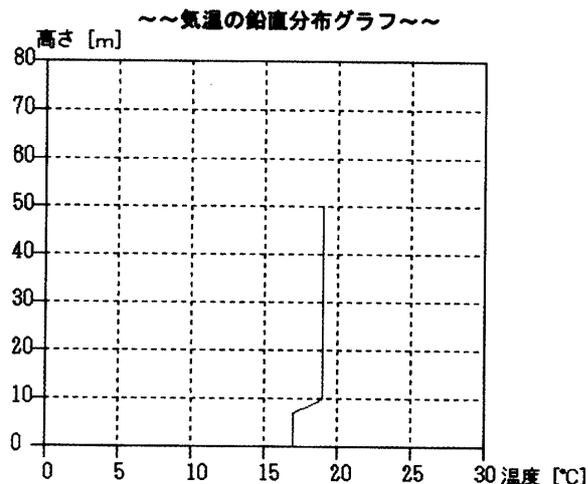
魚津から観察できる主な蜃気楼は, 第1図で示したように生地と岩瀬方向がある. そこで, これまで撮影された蜃気楼の写真をもとに, 生地から岩瀬方向の気温の鉛直分布を推定してみた. なお, シミュレーションは各方向の海面上に同じ気温の鉛直分布を持つ空気が一様に存在しているものとして計算した. 第14図はシミュレーションによって推定された, 生地から岩瀬方向にかけての気温の鉛直分布である. 岩瀬方向は生地に比べて境界層(逆転層)の温度傾度が小さく, 境界層も厚くなっている. この状況を魚津から見た場合, 岩瀬方向と生地方向では同様に境界層に相違があることがわかる. 境界層の温度は, 蜃気楼の見えるどの方向でも $1 \sim 4^\circ\text{C}$ 程度の際に蜃気楼が発生している.

これらの結果と蜃気楼の発生時における風向の特徴から, 既に生地周辺の海面上で形成されている上暖下冷の空気層は, 岩瀬方向へ移動するに従って徐々に混合され, 境界層も曖昧になっていくと考えられた.

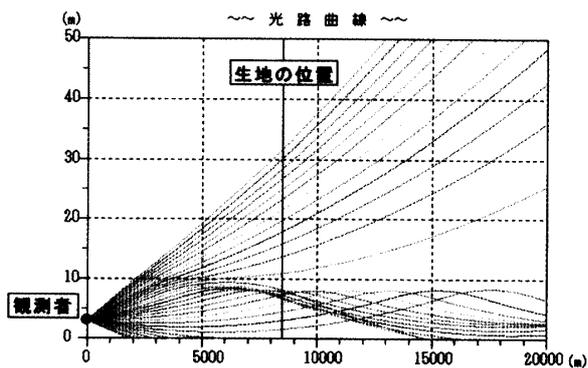
5. 上暖下冷の形成過程の考察

1999~2000年の観測結果から, 蜃気楼の発生は第15図に示すように, 富山湾東部沿岸の地形的な特徴によって生じる暖気移流が主な原因であると考えられた. そして, 観測およびシミュレーション結果から, 我々は上暖下冷の空気層の形成過程における特徴を以下のように予想した.

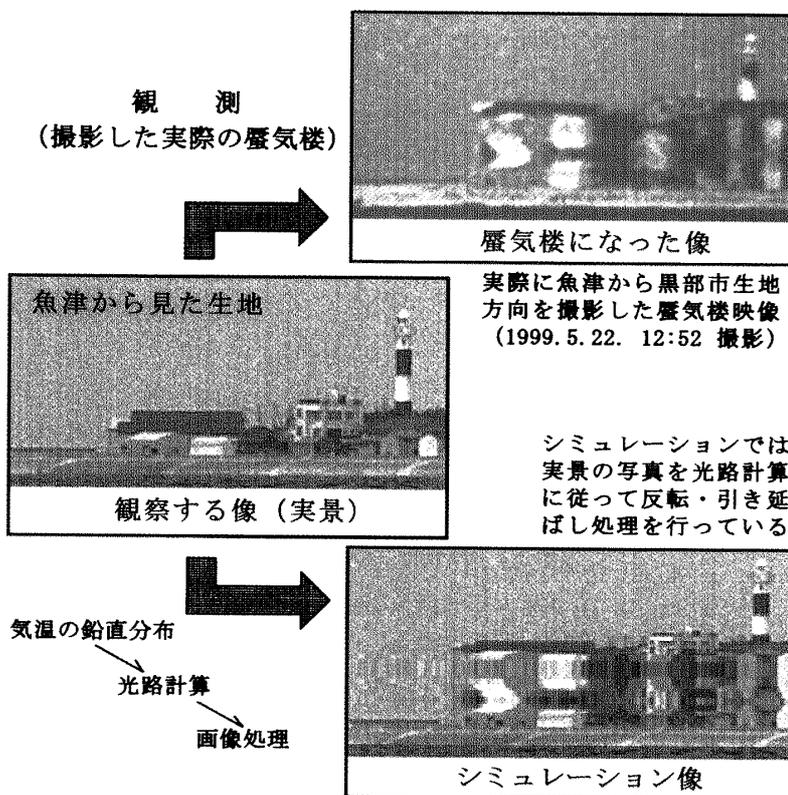
- (1) 蜃気楼の発生日は, 気圧傾度が緩やかで風が弱く海風が卓越している. また, 蜃気楼の発生前は, 海面上の空気は陸海風の局地循環の影響により緩やかに昇温し, 鉛直方向にほぼ等温状態となっている.
- (2) 生地周辺では, 蜃気楼の発生前は海上からの風



第13図 a 気温の鉛直分布グラフ. 冷氣層：17°C, 暖気層：19°C, 境界層：高さ7~10 m



第13図 b 光路計算結果. 観測者には温度の境界層で屈折した光が到達する.



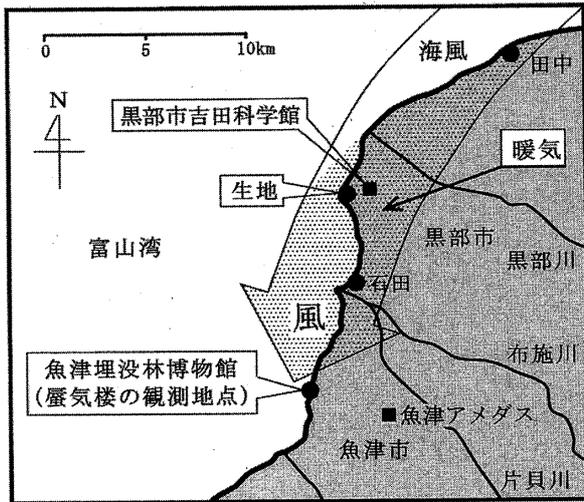
第13図 c シミュレーション結果.

が吹くため、内陸に比べ気温の上昇が抑制される。その後、風向が変化し海風は田中から生地方向にかけて陸上を通過するため、生地周辺の気温が急激に上昇する。

- (3) 陸上を通過した空気が再び海上へ移流した場合 生地から石田の海上では既に上暖下冷の空気層が形成されている。

(4) 生地から海岸に沿って岩瀬方向へ吹く海風が、富山湾東部沿岸地域の海上に上暖下冷の空気層を形成し、その境界層の密度変化により光が屈折し、蜃気楼が発生する。

- (5) 生地から岩瀬方向の気温の鉛直分布は、暖気層と冷氣層の温度差は同程度であるが、生地方向は岩瀬方向に比べ温度の境界層が薄く、温度傾



第15図 海風の進入と暖気の移流。富山湾東部沿岸の地形的な特徴によって、蜃気楼の発生時には、陸上を通過する海風が吹くと考えられる。

度が大きい傾向にある。

次に、このような特徴を持つ空気層が海面上に形成されるには、冷氣層の形成過程を特定する必要がある。考えられる成因としては、①暖気が生地から海上へ移流した際、平野部と海面との標高差、空気密度の相異によって海上の空気上部に暖気が移流し上暖下冷の空気層となる。②陸海風の局地循環によって昇温した海風が大きなスケールとして日本海から田中へと吹く間に海面水温の影響を受け、既に上暖下冷の構造を形成しており、その構造が富山湾へと移流してくる。等がある。しかし、現在までの観測データからは、冷氣層の形成過程を特定することは困難である。

6. まとめ

- (1) 5月の富山湾沿岸付近の海面水温は、河口付近に一部低温な河川水の影響が見られるが、そのほかは沖に比べて低くない状態である。したがって、これまでの雪解け水による蜃気楼の発生理由には疑問が生じる。
- (2) 観測およびシミュレーション結果から、蜃気楼の発生は暖気移流が主な原因と考えられた。また、観測事実を東部沿岸地域での気象観測データや、気温の鉛直分布を仮定した光路計算によるシミュレーションと比較した結果、蜃気楼の発生時における海上の上暖下冷の空気層と、その境界層の特徴が推定された。

7. 今後の課題

蜃気楼の発生理由を明確にするには、今後さらに気象観測データを収集し暖気層、冷氣層の成因を特定する必要がある。そのためにも富山湾の観測体制の整備が求められる。特に気象観測機器は同位置の高さの異なる箇所に複数設置する必要があり、現在、埋没林博物館で行っている観測体制をさらに富山市や田中方面にも拡充したい。また、琵琶湖の蜃気楼についても、相互の観測データをリンクさせ、蜃気楼の全容を解明したい。

富山湾沿岸付近の海面水温については、その傾向を見るにとどまったが、今後、海面水温の空気への影響をさらに議論する上においても、より総合的で詳細な河川の冷水域の調査が必要であると考えている。

謝 辞

本研究を進めるにあたって、関係各機関からは気象観測データ、滋賀県立瀬田高校の伴 禎教諭には琵琶湖の蜃気楼研究の資料を提供していただきました。富山市科学文化センターの吉村博儀学芸員には、光路計算についてご指導を頂きました。宇宙開発事業団、富山県水産試験場からは、画像データの使用を許可していただきました。また、富山大学教育学部の田上善夫教授には専門的な立場でご意見を頂きました。

その他、魚津市教育委員会、魚津蜃気楼研究会には多くの助言を頂き、ここに厚く謝意を表します。

参 考 文 献

- 伴 禎, 玉置秀貞, 久保耕治, 井口憲一, 大洞典生, 1996: 琵琶湖(南湖)上における光学的異常屈折に関する観測及び研究, 平成7年度滋賀県教育委員会教育研究奨励事業研究報告書, 83-104.
- 伴 禎, 1996: 琵琶湖(南湖)に発生する蜃気楼, 滋賀科学, (39), 1-17.
- 伴 禎, 木下正博, 市瀬和義, 2000: 琵琶湖南湖で発生する蜃気楼の発生傾向, 日本気象学会2000年秋季大会講演予稿集, P153.
- 上田弘之, 河野哲夫, 1952: 電波伝播, オーム社, 177-194.
- 藤井昭二, 1985: 日本全国沿岸海洋誌, 東海大学出版会, 990-1000.
- 藤原咲平, 1931: 気象光学, 岩波書店, 127-130.
- 池崎賢三, 1989: 富山湾のしんきろう, 東管技術ニュース, (97), 6-13.
- 石須秀知, 1995: 蜃気楼のはなし, 魚津市教育委員会・

- 魚津市埋没林博物館, 75pp.
 北日本新聞社, 1981: 蜃気楼有情, 北日本新聞出版部, 176pp.
 中野東吾, 1954: 富山湾の蜃気楼について, 気象庁研究時報, 6, 67-70.
 野島福三郎, 1949: 魚津の蜃気楼について, 昭和24年全国理科教員大会会誌, 53-56.
 大森虎之助, 藤原咲平, 田口克敏, 1919: 富山湾の蜃気楼, 富山県伏木測候所, 153pp.
 沢泉重夫, 1955: 富山湾の蜃気楼について, 富山大学教育学部紀要, (4), 46-54.
 当舍万寿夫, 1973: 日本海における熱収支, 気象研究ノート, (115), 117-192.
 Lehn, W. H. and H. L. Sawatzky, 1975: Image transmission under arctic mirage conditions, *Polarforschung*, 45, 120-128.
 Lehn, W. H., 1983: Inversion of superior mirage data to compute Temperature profiles, *J. Opt. Soc. Amer.*, 73, 1622-1625.
 Lehn, W. H., 1985: A simple parabolic model for the optics of the atmospheric surface layer, *Appl. Math. Modeling*, 9, 447-453.
 安田留美, 1998: 蜃気楼発生条件に関する気象学的研究, 広島大学総合科学部総合科学科, 73pp.
 吉村博儀, 1996: 魚津市海岸における蜃気楼出現時の気象データの特徴, 富山市科学文化センター研究報告, (19), 53-54.

**Reason of Occurrence of Superior Mirage in Toyama Bay
 —New Facts from the Observed Vertical Temperature Distribution of Air—**

Masahiro KINOSITA* and Kazuyoshi ICHINOSE**

* (*Corresponding author*) Graduate School of Education, Toyama University, Toyama 930-8555, Japan. (*Additional Affiliation* : Namerikawa High School)

** *Department of Physics, Faculty of Education, Toyama University.*

(Received 29 June 2000 ; Accepted 18 October 2001)

Abstract

The superior mirage is observed during the months from April to June at ten and several times per every year in east coast of Toyama Bay. Until now, as the reason of occurrence of this mirage, it is well known the air cooled by cold thaw water from Mt. Tateyama forms into the warm upper layer and cool lower one. However, we find the surface temperature of sea water during the month of May show a tendency to be warm different from near sea. From the observed perpendicular temperature distribution of air in the day of occurrence of mirage, we consider the former well-known theory is not sufficient because the superior mirage is a phenomenon caused by which the warm air insert into upper layer in the sea. By comparing these results with the calculation of the temperature distribution of air and the weather data, we think the superior mirage depends on the topographical character in Toyama Bay, and the sea wind brings warm air to the sea by warming up in land when it passes through a projecting land, then the mirage occurs.