

## 愛媛県大洲市沿岸部で発生する局地風“肱川あらし”の鉛直構造

重 田 祥 範\*1・大 橋 唯 太\*2・寺 尾 徹\*3・大 澤 輝 夫\*4

## 要 旨

愛媛県大洲市沿岸部で発生する局地風“肱川あらし”の鉛直構造を把握するため、2012年11月3～4日にかけて肱川河口の大洲市長浜地区にて係留気球とパイロットバルーンを併用した鉛直観測を試みた。その結果、肱川あらし吹走時には、19時頃から肱川河口の地面付近で逆転層が出現し、風が強まるにつれて逆転強度が大きくなった(最大で約4°C/200 m)。つまり、肱川河口に出現する逆転層は、一般的な放射冷却によって形成されたのではなく、肱川あらしの冷氣移流によってもたらされた可能性が高いことがわかった。また、肱川あらしの風速が最大となる時刻は5時頃で、その風速は同時刻に地上付近で観測された値よりも大きく約22 m/s (高度150 m)、その強風帯の厚さは200 mにも及んでいた。一方で、風速の最大値を記録する時間帯は各高度で異なっており、8時以降の衰退期には高度の違いによる風速差は徐々に小さくなり、上空よりもむしろ高度50 m以下で大きい特徴が明らかとなった。

## 1. 研究の背景と目的

瀬戸内海西部の伊予灘に面した愛媛県大洲市長浜地区では、秋から冬にかけて“肱川あらし”という強い局地風が発生する。肱川あらしは、好天静穏日の夜間に大洲盆地で発生した冷氣が川に沿って流れ、下流のV字状地形で収束・加速されることで、河口から沖合数 km まで冷氣が発散する強風現象である(中田1982)。井上(1959)は、肱川あらしの吹く範囲が、大洲盆地から瀬戸内海へとつながる肱川沿いの白滝地区から長浜地区、さらには海上4～5 km まで達していると報告している。また、西本(1978)は、河口から1 km 離れた海上でも長浜地区と同程度の風速が維持されていることを確認している。このように谷や峡

谷、海峡などの中もしくは出口で吹く強風は、“Gap wind (地峡風)”と呼ばれる。肱川あらしに類似した強風は、羅臼だし風、寿都だし風、清川ダシ、荒川ダシ、まつぼり風などが挙げられる(荒川2006)。

このような局地風に対しては、ルーチ的な地上気象観測のほか、ウィンドプロファイラーによる上層風観測、航空機を用いた鉛直観測やドップラーレーダーを用いた観測、近年では数値シミュレーションによる解析など、様々な手法で解析的研究がされている(たとえば、Colle and Mass 1998a, b; Liu *et al.* 2000; Sharp and Mass 2002; 佐々木ほか 2004; 稲村ほか 2009)。その結果、強風の発生・発達には、上空における風の鉛直シアや山岳波による効果(Smith 1985; Colle and Mass 1998a, b)、逆転層の発達(佐川 2000)、峡谷と地形の傾斜による効果(Liu *et al.* 2000) などといった様々な要因が指摘されている。

肱川あらしについてはいくつか報告されており、谷治ほか(1992b)は、大洲盆地中央部や肱川峡谷部の谷壁にて気温などのカイツーン観測と移動型観測、肱川河口付近においてはパイロットバルーン観測をおこなっている。その結果、大洲盆地中央部では接地逆転

\*1 (連絡責任著者) 立正大学地球環境科学部、shigeta@ris.ac.jp

\*2 岡山理科大学生物地球学部。

\*3 香川大学大学院教育学部。

\*4 神戸大学大学院海事科学研究科。

—2013年7月22日受領—

—2013年11月25日受理—

層が出現し、その高度は400 mにまで達すると述べている。一方、河口付近における肱川あらしの強風軸は高度50~100 m付近に出現し、その強風帯の厚さは250 m以下であると報告している。

しかしながら、谷治ほか(1992b)がおこなったパイロットバルーン観測は、肱川あらしが最盛期となる明け方以降の比較的短い時間に限られており、観測された風速や強風軸の高度、層厚に関する時空間的な特徴については十分な知見が得られているとは言い難い。また、肱川あらしの発生メカニズムを解明するうえで重要な、肱川河口付近における温湿度の鉛直プロファイル観測はおこなわれていない。このように、発生機構の解明につながる強風や熱的な鉛直構造そのものについては不明な点が多く、未だに解明されていない。

そこで本研究は、肱川河口に位置する大洲市長浜地区において、肱川あらしの発生前から係留気球観測とパイロットバルーン観測を同時に試みた。肱川あらしの鉛直構造の実態を明らかにすることで、将来的な風力発電の可能性を議論するうえで重要な資料となることも期待される。

## 2. 観測方法

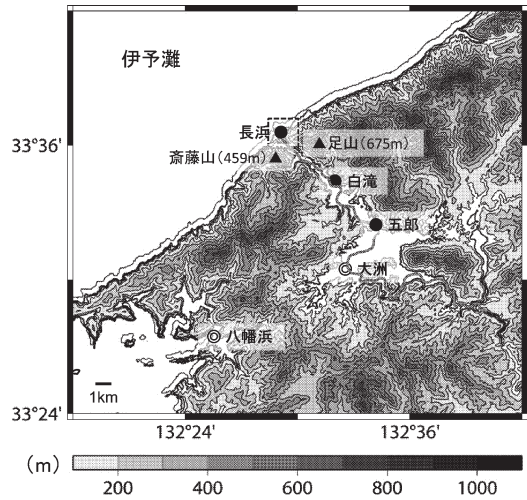
### 2.1 観測対象地域

肱川は愛媛県の南西部に位置し、その源流は愛媛県東宇和郡の鳥坂峠(標高460 m)である。河川の長さは幹川流路延長103 kmに対して、源流から河口までの直線距離がわずか18 kmしかない珍しい形態の河川である(国土交通省 2003)。また、肱川が流れている谷筋は、大洲盆地と伊予灘を隔てている山地の唯一の切れ目となっている。特に、大洲盆地の北端である五郎地区から河口の長浜地区までの間は、標高差がほとんどなく、両岸に標高400~700 mほどの山脚が迫り、下流域ほど狭窄な渓谷地形である。一方で、肱川の河口に位置する長浜地区では極端に川幅が広がっている(第1図)。

### 2.2 地上気象観測

地上付近で観測される肱川あらしの特徴を把握するため、2012年11月3日13時~4日11時にかけて愛媛県大洲市長浜地区において定点による地上気象観測を実施した。測定項目は、気温、相対湿度、大気圧、風向風速である。

独自に開発した自然通風式のラディエーションシールドに温湿度センサー(TR-3110; T&D社)を組み込み、気温と相対湿度を測定した。一方、大気圧の測



第1図 観測対象地域である愛媛県大洲市長浜地区周辺の地形。  
●: 大洲市役所長浜支所, □: 第2図に示した範囲。

定には大気圧センサー (TR-73U; T&D社)、風向風速の測定にはベーン式風向風速計 (Kestrel 4500; Nielsen Kellerman) を用いた。観測機器は三脚を利用して高度約3 mの位置に固定した。また、肱川あらしの強風軸に近いと推測される新長浜大橋中央の欄干部(高度約20 m)にも、前述の風向風速計を設置した。測定項目のサンプリング間隔はいずれも10秒とした。第2図に各観測地点の位置関係を示す。

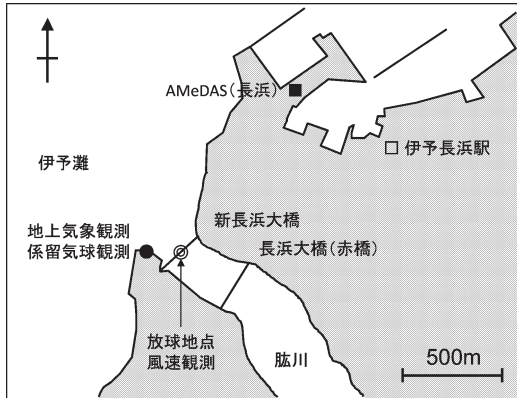
### 2.3 係留気球観測

肱川あらし吹走時における大気鉛直構造を把握するため、2012年11月3日15時~4日1時にかけて、地上気象観測をおこなっている堤防で鉛直プロファイル観測を実施した。測定項目は、気温・相対湿度・大気圧である。係留気球には、直径約165cmのカラーバルーン (COSMOPRENE 300; 気球製作所) を使用した。

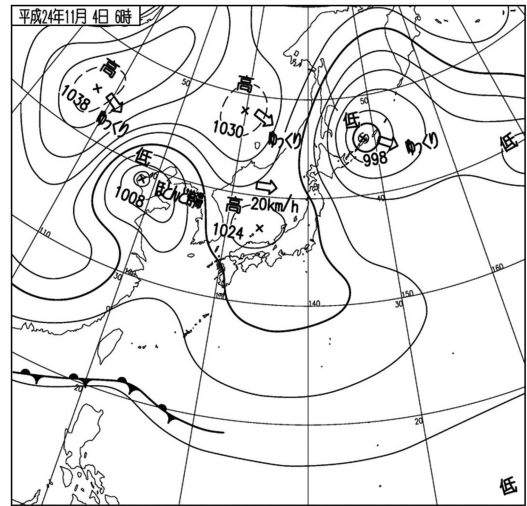
気温と相対湿度の測定では、温湿度センサー (TR-3110; T&D社) を発泡スチロールで作成したラディエーションシールド内に組み込んだ。測定高度は2 mから300 m付近までとし、データのサンプリング間隔は1秒である。

### 2.4 パイロットバルーン観測

肱川あらしの強風軸の位置を把握するため、パイロットバルーンによる上層風観測を2012年11月3日15時~4日11時におこなった。パイロットバルーン観測



第2図 肱川河口における各観測地点の位置関係。●：地上気象観測と係留気球観測，◎：測風気球を放球した地点，■：AMeDAS (長浜) をそれぞれ示す。



第3図 肱川あらし吹走時の地上天気図 (2012年11月4日6時)。

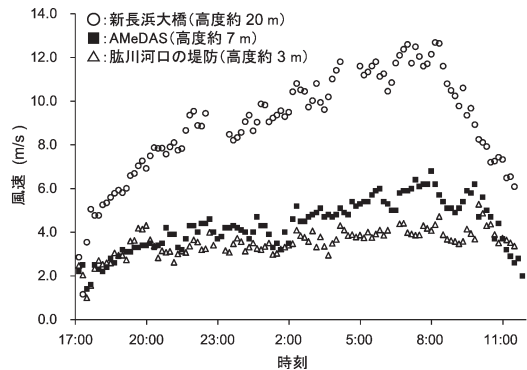
は、デジタル測風経緯儀 (TD-4; TAMAYA) 1台を用いて、浮力を調整した測風気球 (COSMO-PRENE 20; 気球製作所) の方位角と高度角を記録した。測定間隔は1秒とし、解析の際には30秒間の移動平均値を用いた。測風気球は、新長浜大橋 (第2図参照) の中央付近から1時間毎の正時に放球した。なお、本研究では1地点から追尾するシングルトランシット法を採用した。

測風気球の上昇速度は、気球の自重、浮力によって決定され、過去の観測資料から数多くの実験公式が得られている。しかしながら、気球の上昇速度は上空の成層状態によって変動することが指摘されている (Rider and Armendariz 1970)。本研究においては、現地の成層状態は把握できないため、計画上昇速度は一定であると仮定した。そのうえで、観測時には測風気球に55.7gの純浮力を与え、毎分150mの上昇速度に設定した。

### 3. 結果

#### 3.1 地上気象観測

第3図に2012年11月4日6時の地上天気図を示す。11月3～4日は、冬型の気圧配置が緩み移動性高気圧に覆われる気象条件下であった。このため、肱川あらしも出現し、未明から明け方にかけては放射霧も観測することができた。地上付近で観測された風速を第4図に示す。既往研究でこれまで報告されている肱川あらしの風速は、肱川河口付近に位置するAMeDAS (長浜: 風向・風速計の高度約7m) で観測された値



第4図 2012年11月3日17時～4日12時に観測された風速の時間変化。風速は、前10分間の平均風速を示す。

をもとに議論しているのがほとんどである (たとえば、森・鎌田 1994)。しかし、AMeDAS (長浜) は、肱川から少し離れた場所にあるため、必ずしも河口中央部の風を代表しているとは限らない。実際に、森・鎌田 (1994) は、肱川あらしの風速は肱川河口の中央部で最も大きくなると述べている。また、谷治ほか (1992a) は、肱川あらし吹走時のAMeDAS (長浜) の風速は、肱川に架かる長浜大橋 (赤橋) 中央部で観測される風速の53～63%に過ぎないことも指摘している。

そこで、各観測点で得られた風速を比較してみる。



まず、AMeDAS（長浜）によって観測された風速の10分値をみると、4日8時00分に最大風速6.8 m/sを記録している。一方で、肱川直上の新長浜大橋の欄干部（高度約20 m）に設置した風速計は、同8時10分に12.7 m/sの最大風速を記録しており、AMeDASで観測された値の約2倍であった。このことは測定高度の違いはあるものの、地表面よりも摩擦抵抗の小さな水面（肱川の直上）で強風軸が形成されていることを示唆する。また、肱川河口の堤防（高度約3 m）では、同10時00分に5.3 m/sの最大風速を記録しており、やはり上述の数値よりも小さいことがわかる。

3.2 大気の鉛直構造

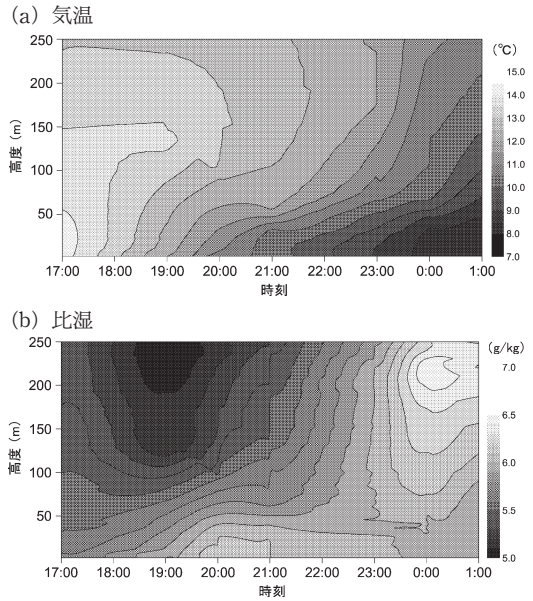
2012年11月3日17時から4日1時の間に肱川河口付近で観測された気温と比湿のアイソプレス（時間-高度断面図）を第5図に示す。気温のアイソプレス（第5図a）では19時頃から地面付近で逆転層の出現が認められ、時間の経過とともに鉛直方向の温度勾配は大きくなる。また、この逆転層の出現に同期して、地上付近では肱川あらしと推測される強風が観測された。このため、1時以降は、係留気球観測を中止している。ここで、逆転強度（地上2 mと逆転層上端の気温差）と逆転層高度（逆転層上端の高度）の時間変化の関係を見ると、逆転強度・高度ともに17時の段階では存在していないが、時間の経過とともにそれが強く、または高くなっている。その後、22時以降では頭打ちの傾向が認められた（第6図）。つまり、肱川河口に出現する逆転層は、一般的な放射冷却によって形成されたのではなく、肱川あらしの冷氣移流によってもたらされた可能性が高い。

一方、上空の比湿は肱川あらし発生前は地上付近よりも低い傾向であったが、風が強まるにつれて地上付近よりも高くなった。夜間のため目視での直接的な確認は困難であったが、これは肱川あらしによって大洲盆地から流出してきた放射霧を捉えたものと推測される（第5図b）。

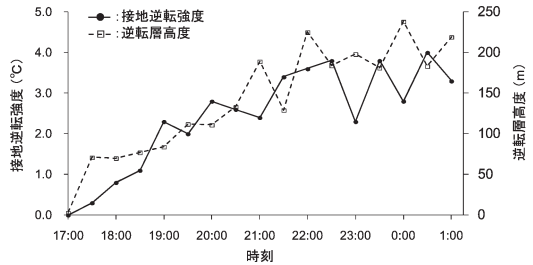
3.3 肱川あらしの強風軸

2012年11月3日15時から4日11時までの間にパイロットバルーン観測によって測定された高度50~500 mの風速のアイソプレスを第7図aに示す。なお、放球から20秒間（高度50 m）は人為的な読み取り誤差が大きいため、ここでは議論しない。

肱川あらしが吹き始めるのは19時頃からであるが、吹き始めの数時間は3 m/s程度であった。しかし1時を過ぎたあたりから地上付近でも次第に風が強くな



第5図 肱川河口付近における気温、比湿、温位のアイソプレス。(a) 気温、(b) 比湿、観測期間は2012年11月3日17時から4日1時。



第6図 接地逆転強度と逆転層高度の時間変化。

り、高度100 m付近では10 m/s以上の風速を記録している。風速が最大となる時刻は5時頃であり、その値は同時刻に肱川河口の堤防で観測された風速（約4 m/s）に比べて5倍以上も大きく、最大で約22 m/s（高度150 m）である。また、この強風帯の厚さは200 mにも及んだ（第7図a）。

ここで、同じ地峡風の一種である“清川ダシ”と比較してみる。佐々木ほか（2004）は、清川ダシの強風軸は高度約200 m付近に出現し、その強風帯の厚さは400 m以上に達すると報告している。本研究によって得られた肱川あらしの強風軸の高度は、清川ダシとほぼ同様の高度であるが、その強風帯の厚さに関して言

えば、半分以下であり、発生地域の地形が大きく影響しているようである。

次に、肱川あらしの吹走方向を把握するため、第7図b, cに水平方向の風速成分を示す。風速の東西成分は5時頃に最小値を記録しており、その値は-10 m/s以下である(第7図b)。また、同時刻における風速の南北成分は10 m/s以上であった(第7図c)。つまり、この結果は強い南東風が吹いていることを意味し、方角は肱川の谷筋と一致する。一方で、風速の最大値を記録する時間帯は各高度で異なっており、特に8時以降の衰退期には高度の違いによる風速差は徐々に小さくなり、上空よりもむしろ高度50 m以下で大きいようである(第7図a)。このことは第4図の結果からも判断できる。

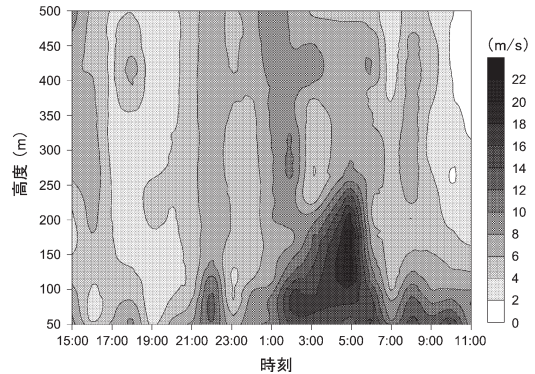
さらに、大変興味深い特徴として、肱川あらしの最盛期には強風軸の上端にあたる高度200~250 m付近で、肱川あらしの風向とは相反する反流構造が認められた。

#### 4. まとめ

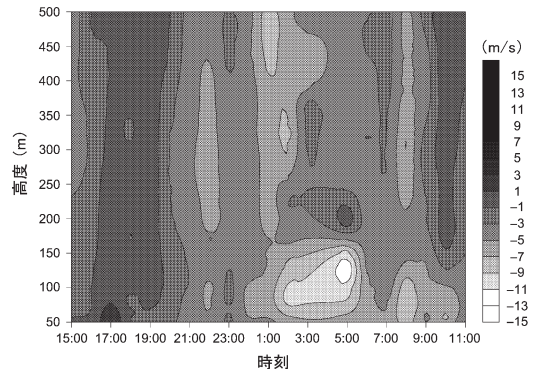
本研究で明らかとなった肱川河口付近における肱川あらしの鉛直構造の特徴は、以下のようにまとめられる。

- ・肱川あらしの定性的な特徴と判断される事象
- (1) 3地点の風速を比較した結果、肱川直上の新長浜大橋の欄干部(高度約20 m)で観測された風速は、AMeDAS(長浜)や肱川河口の堤防で記録された風速の約2倍にも達していた。このことは、地表面よりも摩擦抵抗の小さな水面(肱川の直上)で強風軸が形成されていることを示唆する。
- (2) 19時頃から地面付近で逆転層が出現し、風が強まるにつれて逆転強度が大きくなった(最大で約4°C/200 m)。つまり、肱川河口に出現する逆転層は、一般的な放射冷却によって形成されたのではなく、肱川あらしの冷氣移流によってもたらされた可能性が高い。
- (3) パイロットバルーン観測の結果から、肱川あらしの最盛期は5時頃であった。その値は同時刻に肱川河口の堤防で観測された風速(約4 m/s)に比べて5倍以上も大きく最大で約22 m/s(高度150 m)であり、この強風帯の厚さは200 mにも達した。
- ・さらなる研究の蓄積が必要な事象
- (1) 肱川あらしの最盛期には強風軸の上端にあたる高度200~250 m付近で、肱川あらしの風向とは相反

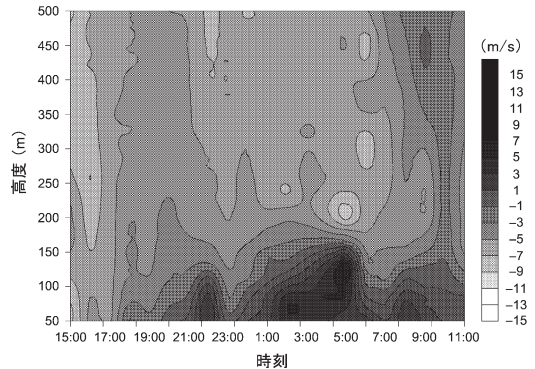
(a) 風速：合成値



(b) 風速：東西成分



(c) 風速：南北成分



第7図 パイロットバルーン観測によって測定された風速のアイソプレース。(a) 風速、(b) 風速の東西成分、(c) 風速の南北成分。観測期間は2012年11月3日15時から4日11時。

する反流構造が認められた。

- (2) 風速の最大値を記録する時間は各高度で異なっており、8時以降の衰退期には高度の違いによる風速差は徐々に小さくなり、上空よりもむしろ高度50

m以下で大きい。

### 謝 辞

観測は岡山理科大学総合情報学部ならびに神戸大学海事科学部に所属する学生に協力して頂いた。ここに記して心より感謝の意を表します。また、本論文をまとめるにあたり査読者の方々ならびに編集委員には有益なご意見、ご指摘を頂きましたことに心より感謝申し上げます。

### 参 考 文 献

- 荒川正一, 2006: gap wind について. 天気, 53, 161-166.
- Colle, B.A. and C.F. Mass, 1998a: Windstorms along the western side of the Washington Cascade Mountains. Part I. A high-resolution observational and modeling study of the 12 February 1995 event. Mon. Wea. Rev., 126, 28-52.
- Colle, B.A. and C.F. Mass, 1998b: Windstorms along the western side of the Washington Cascade Mountains. Part II. Characteristics of past events and three-dimensional idealized simulations. Mon. Wea. Rev., 126, 53-76.
- 稲村友彦, 岩崎一晴, 齋藤 仁, 中山大地, 泉 岳樹, 松山 洋, 2009: 阿蘇山の特徴的な地形が局地風「まつばり風」に及ぼす影響に関する数値実験. 天気, 56, 123-138.
- 井上 基, 1959: 「肱川あらし」について. 昭和34年度四国地区研究会誌, 高松地方気象台.
- 国土交通省四国地方整備局, 2003: 肱川水系河川整備計画書. 1-85.
- Liu, M., D.L. Westphal, T.R. Holt and Q. Xu, 2000: Numerical simulation of a low-level jet over complex terrain in southern Iran. Mon. Wea. Rev., 128, 1309-1327.
- 森 征洋, 鎌田章司, 1994: 肱川河口における風の日変化特性について—強い“陸風”の例—. 天気, 41, 79-88.
- 中田隆一, 1982: 肱川あらしの調査. 研究時報, 34, 135-139.
- 西本洋相, 1978: 肱川あらし. 海の気象, 24 (2), 17-21.
- Rider, L.J. and M. Armendariz, 1970: Vertical wind component estimates up to 1.2 km above ground. J. Appl. Meteor., 9, 64-71.
- 佐川正人, 2000: 北海道知床半島に発生する局地的強風の気候学的研究. 地理学評論, 73, 621-636.
- 佐々木華織, 菅野洋光, 横山克至, 松島 大, 森山真久, 深堀協子, 余 偉明, 2004: “清川ダシ”吹走時に観測された強風域および風の鉛直構造の特徴. 天気, 51, 881-894.
- Sharp, J.M., 2002: Columbia Gorge gap flow. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83, 1757-1762.
- Smith, R. B., 1985: On severe downslope winds. J. Atmos. Sci., 42, 2597-2603.
- 谷治正孝, 蔵田英之, 岡本智順, 1992a: 強い陸風・山風としての肱川あらし (肱川あらしの研究 第1報). 日本地理学会発表要旨集, (41), 98-99.
- 谷治正孝, 岡本智順, 深石一夫, 1992b: 大洲盆地の霧と肱川あらしの垂直構造 (肱川あらしの研究 第2報). 日本地理学会発表要旨集, (41), 100-101.

## Vertical Structure of Local Wind “Hijikawa Arashi” Found at Coastal Area in Ozu City, Ehime Prefecture

Yoshinori SHIGETA\*<sup>1</sup>, Yukitaka OHASHI\*<sup>2</sup>,  
Toru TERAOK\*<sup>3</sup> and Teruo OHSAWA\*<sup>4</sup>

\*<sup>1</sup> (Corresponding author) Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University, 1700 Magechi, Kumagaya, Saitama 360-0194, Japan.

\*<sup>2</sup> Faculty of Biosphere-Geosphere Science, Okayama University of Science.

\*<sup>3</sup> Faculty of Education, Kagawa University.

\*<sup>4</sup> Faculty of Maritime Sciences, Kobe University.

(Received 22 July 2013; Accepted 25 November 2013)