冷害気象の局地的発現機構に関する研究（第2報）

著者	小沢 行雄, 岩切 敏, 井上 君夫・八木鶴平
雑誌名	防災科学技術総合研究報告
号	23
ページ	3-29
発行年	1970-03-14
URL	http://id.nii.ac.jp/1625/00002608/

551.524：551.551.8：551.584.2

冷害気象の局地的発現機構に関する研究

（第２報）

小沢行雄・岩切　敏・井上君夫・八木鶴平

国立防災科学技術センター

Studies on the Mechanism of Occurrence of Cool Summer at a Small Area

(Report II)

By

Y. Ozawa, S. Iwakiri, K. Inoue and T. Yagi

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

Abstract

In the neighborhood of the mouth of the river Tokachi, Hokkaido, simultaneous observations at three points were twice carried out in August to September 1967 and August 1968. The observation points were established, one at the water's edge of the seacoast and the other two on grasslands of inland at the distances of about 5 and 15 km from the coast, respectively. At these 3 points, observations were made for micrometeorological elements in general up to the height of 4 m above the ground, and especially for air temperature, wind direction and wind speed up to the 600 m height above the ground by using the kite-balloon method.

Results obtained have made clear the following.

1) The state of heat balance at the ground surface can be estimated to be almost the same for all of the 3 observation points.

2) On fair days the areas within a distance of about 5 km from the seacoast are subject to the influence of cold sea wind.

3) On cloudy or rainy days, the areas within the 15 km distance at the least from the seacoast are under the weather conditions almost the same as the water's edge of the coast.

Next, after obtaining a success in reproduction of the observational results by numerical solution of the equations of non-stationary diffusion, a model simulating the weather conditions of cool summer was constructed, and numerical experiments for evaluation of such conditions were conducted with the model. The following are made clear by the experiments.

4) In the eastern part of Hokkaido, the areas within the distance of 5 km from the coast are constantly under the weather conditions of cool summer.

5) In the years of the so-called cool summer, the areas within the distances of 30 to 40 km at the least from the seacoast are included in the range of cool weather conditions, and the areas more than 5 km distant from the coast are less affected by the coolness in proportion to the increase in the distance from the coast.

1. はしがき

農作物の冷害被害度に局地差をもたらす主要原因は異常低温の局地的差異にあると考えられる．そして低温の局地的差異をもたらす要因としては，内陸山麓地帯にみられる地形の起伏に起因するものと沿海部の冷海風吹送地帯における昼間気温の上昇度の差異に起因するものとの二つが考えられる．

ところで，近年の北日本における冷害の発生様相をみると，この山麓地帯と沿海地帯の二つが取り残された被害激甚地帯として注目を浴びており，これら地帯での被害防止対策が緊急性を帯びている．とくに沿海地帯ではいわゆる冷害年でない年でも農作物の生育に障害があり，冷害年ともなればその被害は決定的になる．

そこで，この研究ではとりあえず対象を沿海地帯に限定し，冷海風の吹送時における陸地の気温変化過程を実測によって明らかにするとともに，得られた結果を利用した数値実験によって気塊の変質過程の機構を明らかにすることを試みた．

低海水温に面した北日本地域の内陸気温分布については，羽生・内島（1966），小沢（1966）らが気候資料による統計的解析の報告をまとめているが，それらには日射量・日照時数などの資料がとり入れられていないので，耕地面の熱状態に地域差があるかどうかが明らかでなく，また現象の定性的記述にとどまっており機構の解明には遠い．

また，われわれの対象としているのと類似の問題として，海陸風に関する実験的ならびに理論的研究がFisher, Edwin L.(1960), Estoque(1961, a,b), (1962), Magata(1965)らによって行なわれているが，それらはいずれも海陸風発達の機構の解明に重点がおかれており，われわれの指向している海風気塊のとくに気温変化に重点をおくものとはかなり視点が異なっている。

われわれは，昭和41年～43年の3夏にわたり北海道十勝平野の沿海部において現地観測を実施した．ただしこのうち初年度は観測器材の調達と観測員の訓練を兼ねた予備的観測にとどまり，所期の規模で観測が実施できたのは第2，3年目の2夏である．しかも2年目は主として気球の破損のため，また3年目は天気の不良が原因となって充分な観測資料は得られないままに観測を終了せざるを得なかった．このうち初年度のものについては第1報（1967）において既に報告ずみであるので，ここでは主として第2年度・3年度の資料を中心として総括的な報告を行なうことにした．

なお，この現地観測に当っては北海道開発局帯広開発建設部，農林省北海道農業試験場，気象庁高層気象台ならびに陸上自衛隊第5師団をはじめ地元の関係諸機関の方々の暖かいご援助を賜わった．ここに記して厚くお礼申しあげたい．

2. 現地観測の概要

2.1 観測地点の概況

現地観測の対象として選定した場所は，北海道十勝郡十勝川河口に開けた平たん地であり，図1に示すように十勝川と大津川の河口の中間点で海岸汀線から約100m隔たったところを第1観測点とし，そこから北西方向に約5km離れた地点を第2観測点，さらに約10km隔たった地点を第3観測点とした．ただし初年度だけは第1報にも記したとおり，海岸から約2kmの地点に第2観測点を選び2点観測を行なった．

低層気象観測のためにけい留気球観測法を使用する場合には，観測地点を中心として半径1kmの範囲にわたり高圧電線のないことが望ましいが使用電源とのかねあいもあってこの条件は必ずしもみたされていない．

第1観測点は海岸の堆積砂地で比較的たけの短い雑草で被覆されていたが，海風の強いかつ乾燥し易い条件下にあるところである．第2観測点および第3観測点はいずれも牧草畑であり周囲はよく開けていた．次に観測地点の模様の一例を写真で示す．

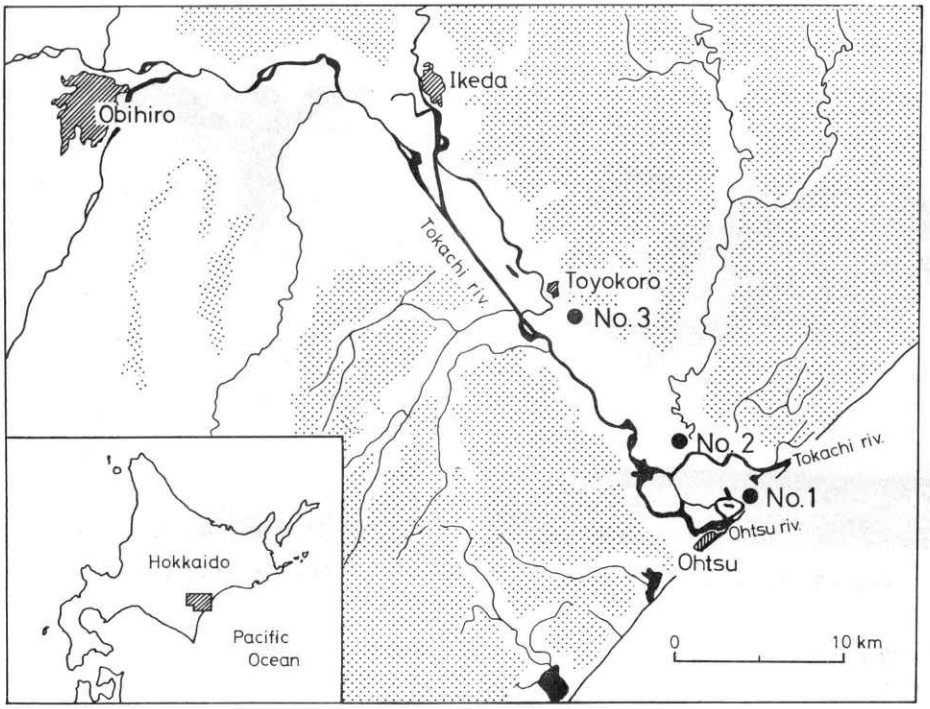


Fig.1. Map of the Tokachi plain showing observation sites(Nos.1, 2 and 3) and the surrounding terrain.
Dotted area shows the hilly regions above100mlevel, but not higher than 300 m.



Photo 1. View of observation point No.3.

2.2 測器と測定法

2.2.1 地上気象観測

測定基準高度を地上0.5，1.0，2.0，4.0 m高の4高度とし，気温 湿度の鉛直分布を通風型ニッケル抵抗温度計により，風速は理工研式小型ロビンソン風速計によって測定した．また，風向は地上4 m高においてネグレッチ式風向計によって，放射にはFunk 型純放射計およびゴルチンスキー型日射計を用いて測定した．

これらはいずれも連続自記記録とし，温湿度，放射ならびに風向について電子管式平衡記録計を，風速にはスクラッチレコーダーを使用した．

2.2.2 低層気象観測

容積30 m^3の気流型気球を使用し，計器としてはサーミスタ温度計およびサーミスタ風速計を用いた．風向は気球の向きによって目視観測を行なった．

気温・風速の測定は，気球の上昇・下降時に所定の高度で1分間ずつ滞留させ，出力を自記記録させるようにした．高度600 mまでの観測（昇降時2回の測定）に約1時間を要した．

けい留気球による観測法は，強風時には使用できないという欠点をもっているうえに，われわれの採用したけい留用ケーブルを発信部と記録計間の導線として兼用する方法は多湿条件下ではリークがおこり易い欠陥があることがわかった．

なお第1観測点では商用電源がなかったので，三相・単相の発電機を用い前者は動力用として後

者は記録計用として使用した．

低層観測に使用したけい留気球ならびに測器を写真2および3に示す．

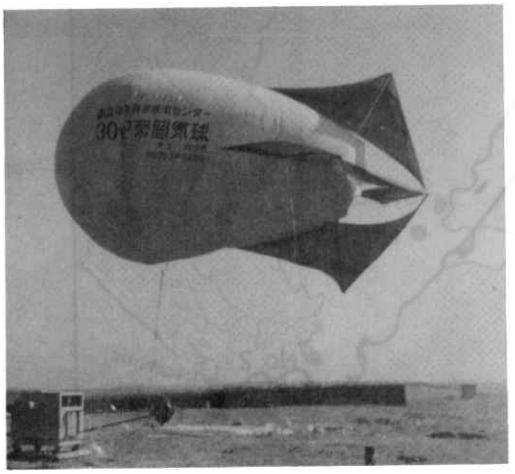


Photo 2. Kite balloon used for observation.

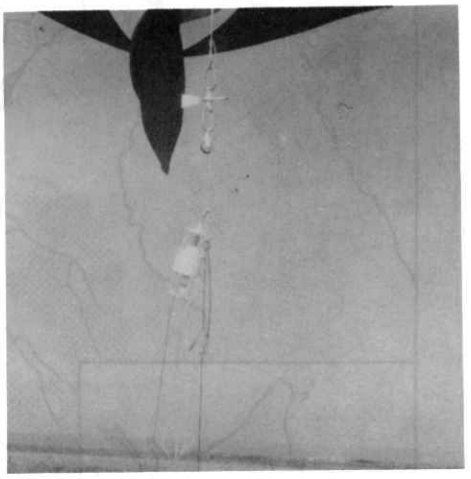


Photo 3. Instruments used for observation

2.3 観測期間中の天気概況

初年度の天気概況については，すでに第1報においてふれてあるので，ここでは2年度・3年度の概況を簡単に述べる．第2年度は8月下旬から9月上旬にかけて約10日間の観測を行なったが比較的晴天に恵まれとくに9月2日～6日の間には海風の発達した日が集中している．第3年度は8月はじめから中旬にかけて正味14日間の観測を行なったが8月6日・15日のわずか2日しか晴天がなく他はすべて曇雨天日であった．そこで以下，観測結果の解析とも関連し，第2年度については9月2～6日，第3年度については8月6・7日および8月14・15日の天気概況について説明することにする．

図2に1967年9月2・3・5・6日の各15時における日本付近の地上天気図を示す．2日には

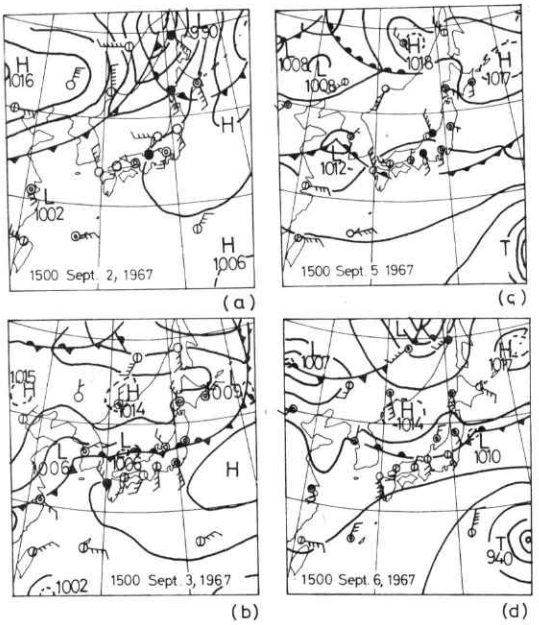


Fig.2. Surface charts for 1500 (JST).

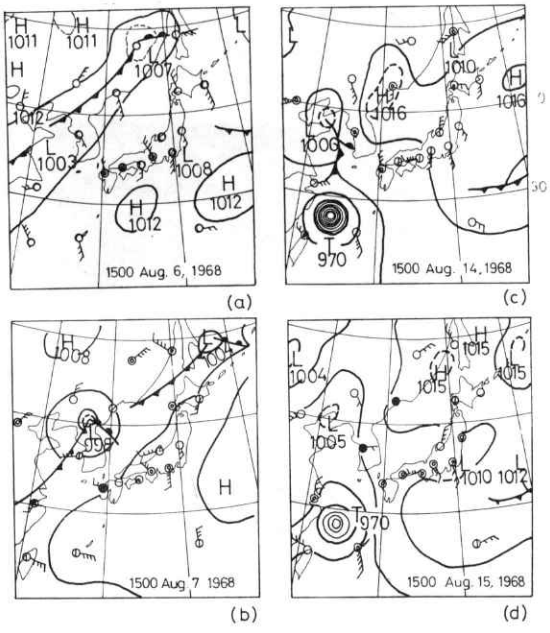


Fig.3. Surface charts for 1500 (JST).

オホーツク海に発達した低気圧があり，その東進に従って日中北海道は温暖前線の影響下に入り雲におおわれることが多かったが，夜間に寒冷前線も通り過ぎ3日には図にみられるように弱い高気圧が沿海州から伸びて天気は完全に回復した．4日になるとオホーツク海に新たな低気圧が発達し寒冷前線がサハリンから沿海州まで伸びていた．北海道は東西にやや高い気圧のとうげに位置し傾度はきわめて弱く，また比較的雲が多かった．5日になると移動性高気圧の中に入ったが依然として全般に曇りがちであった．6日にはこの移動性高気圧は東方海上に去り，新たに日本海に移動性高気圧が現われ北海道は4日と同様そのとうげになった．したがって気圧傾度はきわめて弱く一般風はなかった．

図3は1968年8月6　7日および14・15日の各15時における日本付近の地上天気図である．6日は日本付近は北太平洋高気圧におおわれ，北海道はゆるやかな気圧配置下にあり全般に一般風は弱くかつ晴天であった．7日も日本付近は引続き太平洋高気圧におおわれていたが，サハリン沖ならびに日本海西部に低気圧があって東進していたため，北海道では一般風は北方の低気圧に向かう南寄りの風となりかつ前線の影響で曇りがちになった．14日には北海道は東西にある高気圧にはさまれた気圧の谷にあり全般に天気は悪かったが，15日はサハリンの弱い高気圧の縁に位置し天気が回復した．

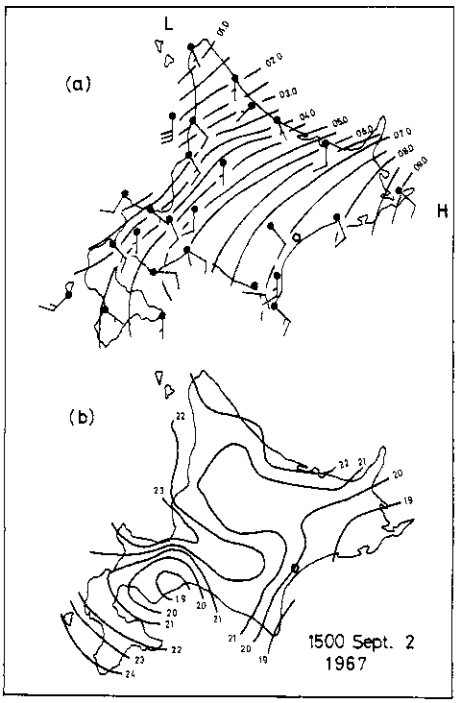


Fig.4. Local charts for 1500JST, Sept. 2,1967. (a) Isobars at 0.5mb intervals,wind velocities and cloud amounts. (b) Isotherms at 1℃ intervals.

3. 観測期間におけるメソ気象について

前章第3節において観測期間中の天気概況を述べたが，この章では同期間における北海道地方のメソ天気図によってメソ気象をやや詳細に説明し，われわれの現地観測はどのような気象場について実施されていたのかを明らかにしようと思う．

3.1　日別のメソ気象場

1967年9月

2日．この日はオホーツク海に発達した低気圧の影響が大きく，特有のメソ気象場の形成はみられなかった．図4(a)(b)に15時における北海道地方天気図を示す．(a)は0.5mbきざみの等圧線分布で，数値はmbの10位，1位および$\frac{1}{10}$位を記入してある．また雲量，風向風速も記入してある．

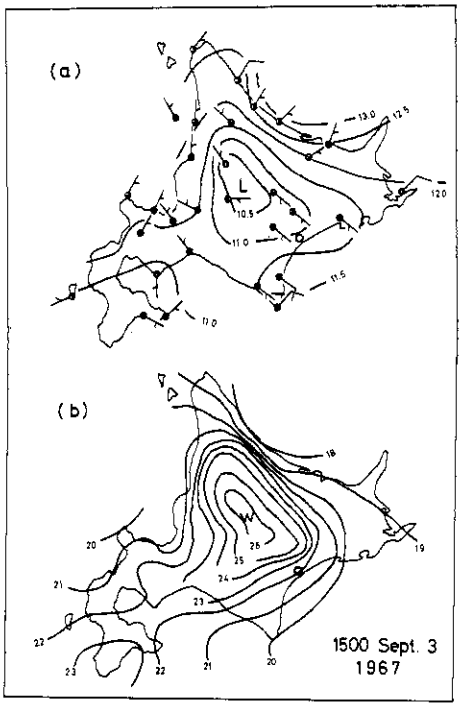


Fig.5. Same as fig.4, but for 1500JST, Sept. 3, 1967.

また(b)は1℃きざみの等温線分布を表わしている．図からかわるように，気圧の傾きは南東から北西方向にかけてほぼ一様に低くなっており風向も全道的に南東寄りの風が卓越している．これに伴い気温も風上側の太平洋沿岸で低く風下側の日本海沿岸でやや高くなっていた．われわれの観測地区では日中は継続して南東風であった．

3日．この日は沿海州から伸びてきた弱い高気圧圏内に入り，気圧傾度は小さく全道的に晴天であった．このため特有のメソ気象が顕著に発達した．図5(a)は0.5 mbごとに等圧線を描いた15時の天気図である．中部山岳地帯にメソ低気圧が出現し，四方の沿岸から内陸深くまで弱い風が吹き込んでいるのがみられる．また図5(b)は同じ時刻の1℃ごとの温度場を表わしている．気圧場におけるメソ低気圧と一致して内陸に高温部ができ，海岸に近くなるほど低温になるという分布型を示している．この日われわれの観測した気塊は日中内陸部の昇温によって生じた熱的低気圧に南東海上から冷たい海面を吹き渡って引き込まれたものと考えてよい．比較的ゆるい総観的気圧配置にあったため日中の加熱効果が顕著に現われた好例である．図中の太丸が観測地区で気温・風向は第2観測点の値で代表させた．この南東寄りの風は10時30分から17時30分まで続いた．すなわち内陸の熱的低気圧の消長に従った風であり，図2の総観的な気圧配置から考えられる風向とは正反対である．

4日．この日北海道は東西に高い気圧のとうげにあり引続き気圧傾度は弱く天気はあまりよくなかったが，日中西部および中部山塊に小さな低圧部が発生し，温度場からみるとこの低圧部に沿って高温帯が形成された．このため風は全般に弱かったが前日と同じようにこの帯に向かって収束していた．われわれの観測区域を含む道東太平洋岸では風は一様に南東寄りで内陸に引き込まれていた．その継続時間は13時30分から19時50分までである．

5日．この日は全般に曇りがちであったが，移動性高気圧の中にあった．15時のメソ天気図をみると，やはり中部山塊のあたりに熱的低気圧が発生し道内の風は沿岸から内陸に向かうという型をとっている．気温分布の型も基本的には3日および4日と同様で内陸低圧部に対応してそこが高温域となっている．われわれの観測区域でも，やはり南東寄りの風で海岸線にほぼ直角に11時30分から19時20分まで海上から進入していた．

6日．この日は4日と同様気圧のとうげにあって傾度は弱かったが，サハリン地方に低気圧があったためその影響をこうむった．すなわち，この日15時のメソ天気図は図6(a)(b)に示すとおり，

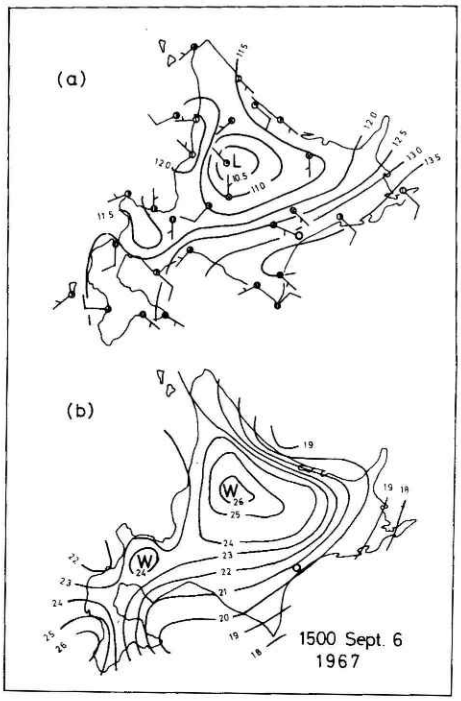


Fig.6. Same as fig.4, but for 1500JST, Sept. 6, 1967.

中部山塊と西部山塊とに弱い熱的低気圧とそれに対応する高温部とがみられるが，風は日本海沿岸中部に北よりの成分があるのを除いては全般に南または南東寄りである．われわれの観測区域では南東寄りの海風で8時から18時まで続いた．

1968年8月

6日．この日，日本付近は北太平洋高気圧におおわれ，北海道も全般に晴天でゆるい気圧配置下にあった．このため前年9月3日の例にみられるように，日中には中部および西部山塊地方に熱的低気圧が形成され，風系はこれらに向かう顕著な収束を示した．温度場もこれに対応して内陸は一様に高温になっているが，ただ日高山脈の南部に低温部がみられ気圧場ではその高圧部から弱い吹き出しがあった．しかし，われわれの観測区域で

はやはり南東の風で８時３０分から１８時まで吹いた．

７日．この日は北太平洋高気圧の縁辺部にあり気圧傾度はゆるかったが，サハリン東沖と日本海北西部とに低気圧があったため北海道では南寄りの風が卓越した．１５時のメソ天気図をみると，中部山塊に弱い熱的低気圧とこれに対応する高温部とがみられ北部日本海側の一部にはこれに吹き込む風系があるが，全般的には南寄りの風に支配されていた．前年９月６日とほとんど同様な型であり，局地的な弱い熱的低気圧が形成されても大きなじょう乱が近づけばその効果は表面に出にくくなる好例である．われわれの観測区域では南東の風で７時から１７時４０分まで吹送した．

１４日．この日は７日と全く同様で北太平洋高気圧の縁辺にあり，天気は曇りがちであったが道央部に弱い低圧部と対応する高温部が形成された．しかしサハリン地方にある低気圧の影響をうけて風系の低圧部への収束はきわめて弱く，道全体としては南寄りの風が卓越していた．われわれの観測区域でも９時５０分から１７時３０分にかけて海岸に直角な南東風が吹送した．

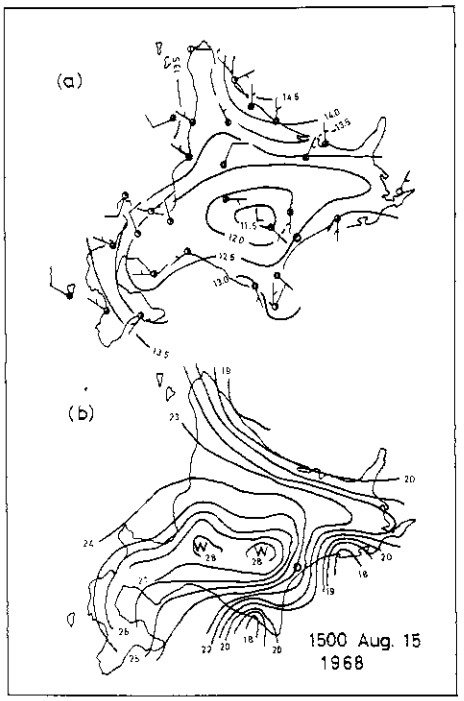


Fig.7. Same as fig.4, but for 1500JST, Aug. 15, 1968.

１５日．この日北海道はサハリン地方に中心をもつ弱い高気圧の南縁に位置し天気は全般に良好であった．９時には内陸部にいくつかの低温部がみられ，またこれに対応する局地的な高圧部が形成されていたが，日中には顕著なメソ低気圧が内陸に発生し，対応する高温部が東西にのびた帯状に形成された．１５時のメソ天気図でその模様を示す（図７(a)(b)参照）．風系は当然のことながら四方の沿岸からこの低圧部に向かって収束する形をとる．われわれの観測区域ではもちろん南東の風で，９時５０分から１７時３０分まで続いた．

3.2　メソ気象場の類別

１９６７年９月２～６日，１９６８年８月６・７・１４・１５日の北海道メソ天気図の型を類別すると次のようになる．

1）北海道が総観的な気圧配置の上からは，気圧のとうげもしくは比較的ゆるやかな気圧傾度の場に位置し，道全域にわたる一般風がない時は，日中の加熱作用によって内陸部とりわけ中部山塊および西部山塊を中心とした高温域が発生する．このとき，1℃ごとに描いた等温線は内陸に疎，海岸近くで密になる．また0.5 mbごとの等圧線を描くと，この高温域に対応するメソ低気圧が形成されていることがめいりょうで，沿岸部の風はすべて内陸に向かい，内陸の各観測点の風もおおむねこれら局地低気圧に収束する．

このような場合，浦幌町に展開したわれわれの観測区域では，およそ８時から１８時にかけて海岸線に直角な南東寄りの風が吹く．したがってわれわれの観測した海からの気塊は，日中内陸に形成された熱的低気圧によって冷たい海面を吹き渡って上陸し引き込まれたものと考えてよい．この典型的な例が１９６７年９月３日ならびに1968年８月１５日の１５時のメソ気象を示す図４および図７に顕著にうかがうことができる．また1967年９月４・５日および１９６８年８月６日もこの型に属する．

2）１９６７年９月６日の場合は，互いに対応する温度場における高温域と気圧場における低圧部とが日中形成されているが，北海道北方に移動性の弱い低気圧があり，熱的低気圧の効果が半減されている例である．

このような場合，風系の収束性はきわめて弱く道全体としては北方低気圧の影響をうけて南寄りの風が卓越する．われわれの観測区域ではもちろ

ん，終日南ないし南東の風が吹く．この型に属する日としてはさらに1968年8月7日・14日をあげることができる．

3) さらに大きなじょう乱の影響下にある場合は，全域が雲におおわれ加熱作用が生じないか，あるいは生じてもそのじょう乱に伴う大きな風系のために完全に無視されるようになる，1967年9月2日はこの型に属し，この日は既に述べたように北方低気圧の影響下にあって全道南東寄りの風に支配された．

しかしながら，われわれの観測区域ではこれらいずれの場合も日中は南東寄りの風であった．このことは，十勝・釧路地方では北海道北部の低気圧に吹き込まれる風も東南寄りであることを意味する．しかしこの両者では，冷たい海面を吹送してくる履歴にはかなりの差があると思われる．だが今次の観測では測定した気塊の経歴は詳しくはわからない．これを知るためには，陸上のみならず海上にも少なくとも2点の測定点を設けて同時観測をする必要があろう．

4. 観測結果とその解析

4.1 地上気象観測結果について

きわめて多量の資料が得られているが，ここでは地上気象観測の目的にそって，地表面の熱収支を中心に接地気層における海岸からの距離に伴う気温・風の変化の模様に焦点をしぼって報告する．

4.1.1 気温の変化について

海風気塊の変質が最もよく現われるのは，日射量が多く風速もあまり大きくない場合であろう．冷海水温に面した内陸部の気温変化については，著者のひとり小沢（1966）が日最高気温の分布に注目して冷害年とそうでない年の間に大きな差異のあることを明らかにしているが，ここではまず実験地周辺の気温分布の特性を明らかにするために，農業気象観測網で得られた日最高気温・風向・日照時数の資料を使って海岸から内陸部に向かっての気温変化の模様を統計的に調べてみた．図8に1967年・68年両年における各月別の海風の発達した日の最高気温の平均値の分布を示した．ただしこの場合，日照時数10時間以上の日をもって典型的な海風発達日と推定している．

この図をみればわかるように，海岸線上にある大津と18km内陸部に入った豊頃（第3観測点に近い）の間の昇温率がもっとも大きく，この間の平均昇温率は2.5℃／10kmに達する．この値は第

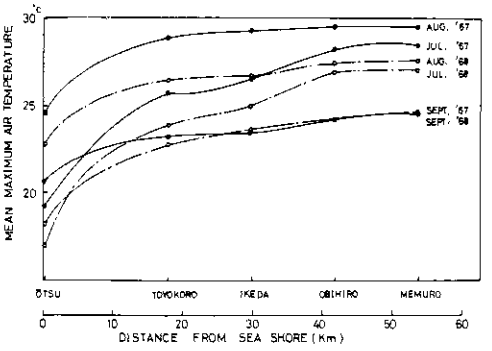


Fig.8. Dependence of maximum air temperature rise on the distance from seashore.

1報における移動観測による平均昇温率2.0℃／10kmを上回り，さらに前記小沢による1959・61年の平均昇温率1.1℃／10km，1.5℃／10kmよりかなり大きい．これは典型的な海風が発達する日には海岸のごく近くでは冷海風の影響が大きいが，内陸部に入るにつれてその影響は急速に消えてゆくことを物語る．そのことは豊頃～池田間の平均昇温率が0.67℃／10kmであり，また池田～帯広間のそれが0.3℃／10kmとさらに小さくなっていることからも明らかである．

しかしながら，このような最高気温による比較は，その出現時刻が場所によって同一でないこと，またこの種の観測所の性格上周辺地物の気温への影響度が異なっていることなどにより充分な定量的評価のできない欠点がある．これに対してわれわれの配置した三つの観測点はいずれも広い牧草畑か類似の条件に位置しており，ごく近接した地物の影響はほとんどない．また区間からいえば上記の最も昇温率の大きいところに選定されているわけである．

そこで現地観測期間中の地上気象観測資料のうち，上と同様に海風の発達した日を選び出して第1～第3観測点の正午の気温を比較してみると図9のようになる．

これによると，1967年の例では上記の農業気象観測資料から得られた日最高気温の場合に比べて昇温度はかなり小さく海岸から約15kmの範囲内で3日間平均1.2℃／10kmである．1968年の場合には前年度より大きく2日間平均で2.4℃／10kmとなり前記の値とほぼ一致する．これらの資料からみて，晴天で海風の典型的に発達する

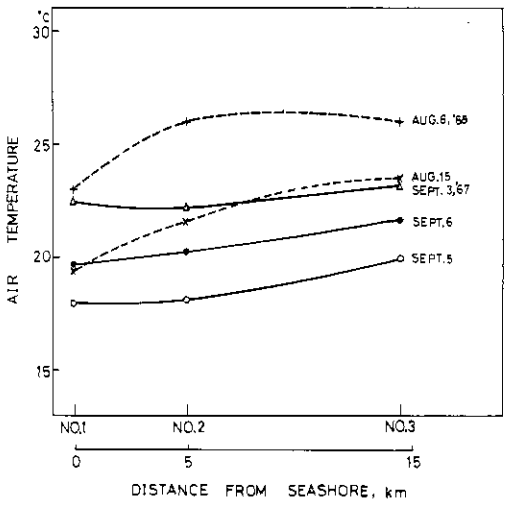


Fig.9. Dependence of air temperaturerise at noom on the distance from seashore.

日でも最も影響の大きい区域での平均昇温率は0.3℃／km 程度であり，この間の水平的変質過程を追跡するにはきわめて精度の高い測定が必要なことを示唆している．

4.1.2 海風吹出し時の気象

典型的な冷害気象は日照が少なく低温な偏東風が卓越するときにみられる訳であるが，そのようなときの沿岸部の気温変化量は非常に小さい．そこでわれわれはまず海陸風が発達するような晴天日の気温の水平分布をたどることによって海風気塊の変質過程を定量的にとらえることから出発した．

１９６７年の観測期間には，比較的好天に恵まれ昼間海風がよく発達した．ここでは，このような海風が発達しはじめる前後において沿岸部の気象がどのように変化するかをみてみよう．１例として１９６７年９月６日における風向・風速・気温 比湿の時間変化を観測地点別に整理して図10に示す．

海風の吹出し時刻は当然のことながら海岸汀線の第１観測点から内陸部に入るにつれて順次おくれ，第３観測点では約９０分のおくれがみられる．風向の変わり方をよくみると第１・第２観測点では不連続的で，ある時刻に急変するが第３観測点では約１時間ぐらいの間にゆっくりと変わっていくという違いがある．このような傾向は海風の発達した他の日についても同様であった．ただし変化時刻のおくれは海風の風速とも関係し５０～90分ぐらいの幅が認められた．風速の変化も日により場所によって多少異なるが，風向変化の前後か

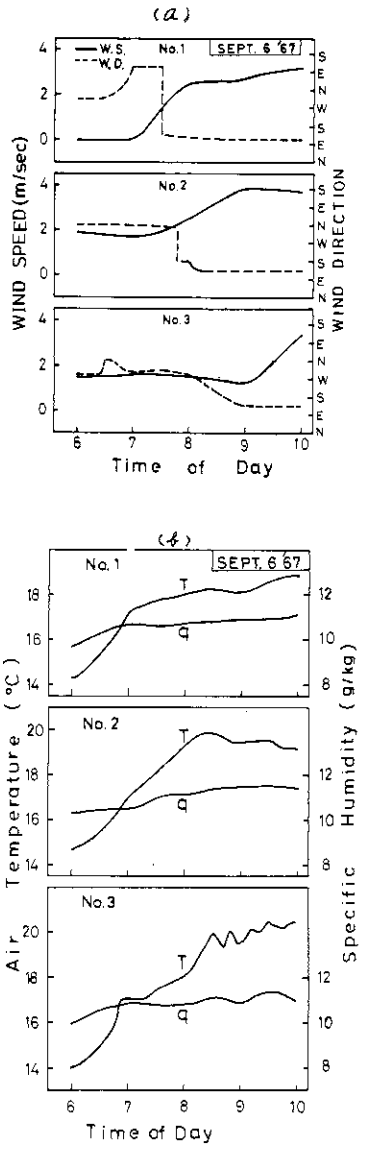


Fig.10. Hourly changes of wind speed and direction (a) and of air temperature and specific humidity (b) at three observation points.

ら漸次大きさを増し，変わり終わってから少なくとも1時間以内にほぼ一定の風速値に落ちつくという推移をたどっている．

図10(b)に示されている気温・比湿の時間変化をみよう．まず気温であるが，この例では第1観測点から第3観測点までのすべての地点で海風に転換するとその直後から気温上昇が抑えられ時間軸に対して横ばいの状態となっている．しかしながらこれは特異な例であって，たまたまその時刻に第2・第3観測点の上空が薄雲におおわれたからであり，普通は横ばいになるのは第1観測点だけで第2観測点では上昇率が若干小さくなり，第3観測点では風向変化に伴う気温上昇率の変化は認められないことの方が多い．6時から10時までの気温上昇度を観測地点別に計算してみると，9月1日には第1－5.5℃，第2－7.1℃，第3－8.1℃となり，9月2日には第1－2.0℃，第2－3.0℃，第3－5.2℃であって上記の事実を裏付けている．このように気温について海風の吹出しに伴い特に第1観測地点において大きな影響が認められるが比湿についてはあまり影響があるとは認められない．

4.1.3 地表面の熱収支

第1報では海岸から2km隔った地点における草地上の熱収支解析を行ない，とくに地中熱交換量が小さいことを特徴として指摘しておいたが，これは観測時期がおそく，秋型の気象条件下にあったことが主要な原因と考えられる．第2・3年度は観測時期が早まっているので初年度とは異なった地表面の熱配分になるであろうと予想される．

一般に地表面上の熱収支式は次のようにあらわされる．

$$S = lE + L + B. \qquad (4\cdot1)$$

ここに，S：純放射量，lE：潜熱交換量，L：顕熱交換量，B：地中熱交換量である．

（4・1）式の各熱収支項のうち，Sは純放射計で測定され，Bは地温分布測定からつぎのようにして評価される．

$$B = \int_0^H C_g \rho_g \frac{dT_g}{dt} dZ$$

$$\simeq \frac{\overline{c}\cdot\overline{\rho} H (T_{g\cdot 2} - T_{g\cdot 1})}{t_2 - t_1} \qquad (4.2)$$

ただし，C_g，ρ_g：土壌の比熱，密度，H：地温日変化の不変層の深さ，$T_{g\cdot 2}$，$T_{g\cdot 1}$：時刻t_2，t_1における深さH間の平均地温である．

顕熱ならびに潜熱交換量はボーエン比βを導入することにより，SおよびBから次のように求め

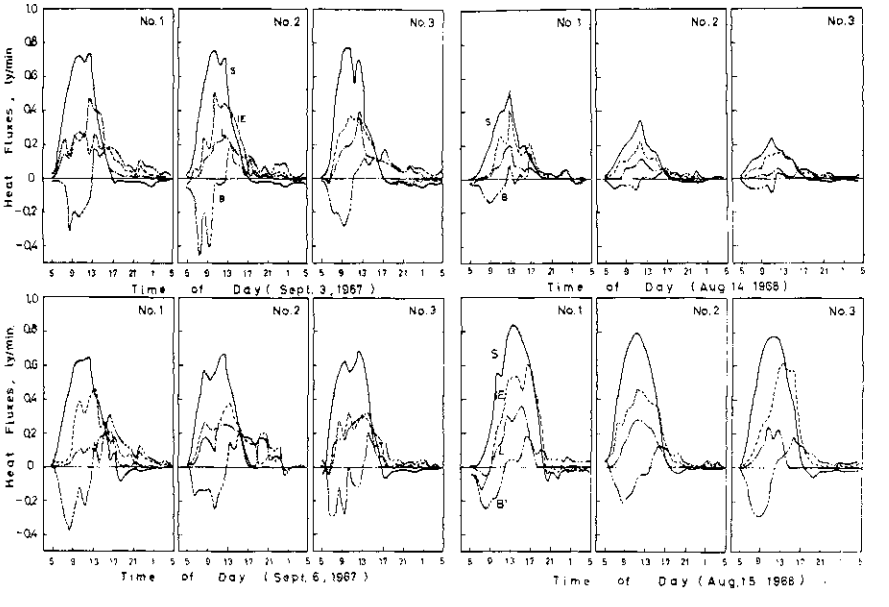


Fig.11. Heat balance at three observation points on September 3 and 6, 1967, and on August 14 and 15, 1968.

られる．

$$L=\frac{(S-B)\beta}{1+\beta},\qquad \ell E=\frac{S-B}{1+\beta}\quad . \tag{4.3}$$

図11に第1～第3観測点における熱収支各項の日変化4例を示す．

この図によれば，土壌特性のもっとも異なる第1観測点（砂地）と第3観測点（やや粘質な壌土）の地中熱交換量を比較してみても両者間にあまり大きな差のないことがわかる．また気温，湿度の変化に直接的な影響を与える顕・潜熱交換量においても各地点間で大きな差があるとは認められない．1968年8月14－の例のように地表面に与えられる純放射量の総量にかなりの地点間の差がある場合もみられるが，総じてこの程度の距離範囲では1地点の熱収支観測データで他の地点の熱収支についての類推が可能であり，下表面の熱的特性についてはほぼ均一な条件を備えているものと考えて大過ない．この知見はあとの数値実験の際に使用されることになる．

4.2 低層気象観測結果について

すでに述べたとおり，低層気象観測にはけい留気球による方法を使用したのであるが，この方法は全天候型の観測体系でないこと，ならびに第2年度には気球そのものの故障が続発したことなどのため，海岸から内陸部に向かっての3点同時観測資料が得られた回数はきわめて少なかった．しかしこの限られた資料だけでも従来にない若干の知見が得られたので次に報告する．

4.2.1 海風の消長とその鉛直構造

よく知られているように，海陸風は総観的な気圧場の傾度が小さく晴天の日射の多い日に典型的に発達する．ここでは実際の観測結果にもとづきその消長の模様を述べよう．図12は1966年9月15日第2観測点（海岸から約2kmの地点）における低層観測資料から地上6m，200mおよび600mの風向風速の変化を示したものである．なおこの図には終日厚い雲におおわれていた同年9月12日の模様を対照として併記してある．

9月15日は第1報にもあるように，オホーツク海北部に弱い低気圧があり一般風は終日NW～WNWの吹送した比較的晴天に恵まれた日である．図をみればわかるように，8時までは地上6mから600mまでいずれもNWの風向であったものが，9時には地上6mの風向はEに変わっている．この図にはないが観測記録によれば，9時には高度200mを境としてその下層ではS～Eの風向に変化している．これはこの時刻までに小規模な循環系が形成されたことを物語っている．それが10時になると200mの高さの風向もSに変わり海風の勢力が除々に増している．さらに時間が経過して12時になると高度600mまで海風領域が及んでいることがわかる．また各高度における風速の変化をみると，風向の変化する直前に風速を減少させることは共通的であるが，その後は海風の勢力の増大とともに下層では風速を増し一定値に近づく．しかるに600m高における記録をみると海風吹送時の風速が最低であり，海風の終息とともに再び風速を増している．これは高度600mが海風の上限に近いからにほかならない．事実，高度700mの記録をみると一日中風向はNWで海風が及んでいないことがわかる．

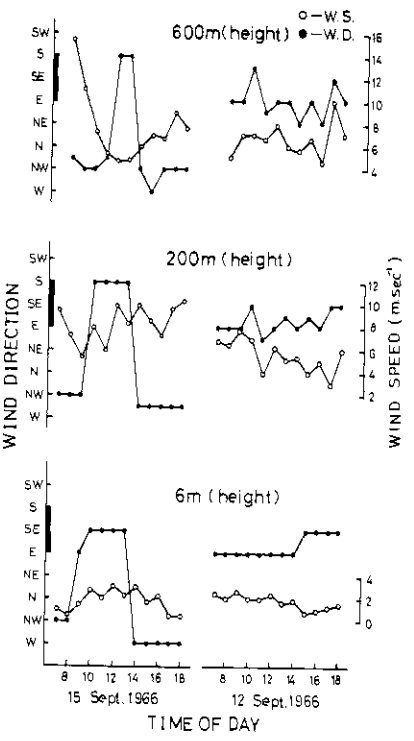


Fig.12. Hourly variations of wind speed and direction at the heights of 6, 200 and 600 m.

１４時になると，風向は上から下までＮＷ～Ｗへ一斉に変化している．これは典型的な海風と陸風との交代模様と著しく異なる．普通海風の終息は日没後１～３時間後であり，その開始が下層から上層に漸次及んでゆくのと対照的に上層から下層にかけて比較的短時間に風向が変化する．この模様は図１７の８月６日　１５日の例によくみられる．この日１４時に海風が終息しているのは，１１時ごろから１４時近くまで雲量５～８程度の雲の被覆があり日射強度が急激に小さくなり海風の発達をさまたげたためと思われる．８月１５日の海風の消長はその終息時刻が典型とは異なるが風速の変化状況，海風の発達過程，その終息過程はきわめて近いといいうる．図１２の右側に示された９月１２日の風向風速の変化をみればそれがよくわかる．すなわちこの日は終日風向にはほとんど変化がなく，風速においても１５日にみられるような系統的な変化はみられていない．

次に，この地におけるこのような海風がどんな鉛直構造をもっているかを述べよう．

図１３に海風吹送時に測定された気温の鉛直分布数例を示す．この図によれば，１９６７年の観測結果では接地低層における低温域はみられないが，１９６８年には高度２００～３００m以下にかなりはっきりした低温域がみられる．これは冷海表面上で形成された温度境界層の海岸での高さを表わすものと考えてよい．

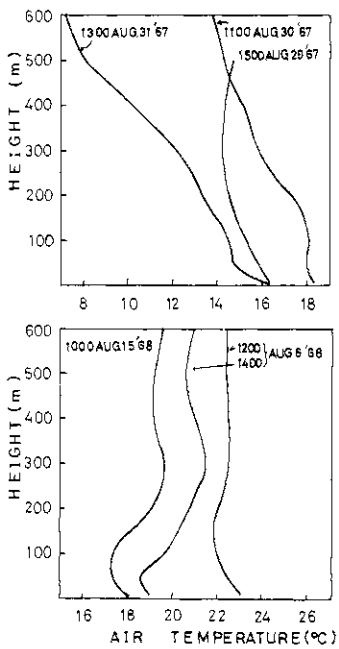


Fig.13. Vertical profile of air temperatures when sea breeze is blowing.

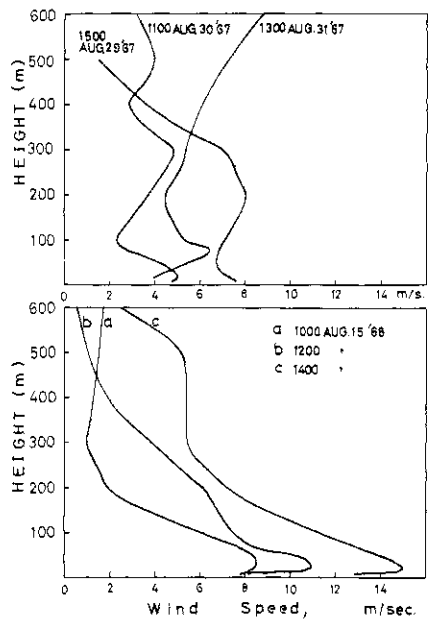


Fig.14. Vertical profile of wind speeds at the same time as fig.13.

上と同時刻の風速の鉛直分布を示したものが図１４である．１９６８年の例では上記の温度分布に対応して２００～３００m以下に非常に風の強い層があって特異な風速分布を示している．これに対し１９６７年の例では強風域は２００～３００mの間にみられる方が多い．このような１９６７年と１９６８年における海風の温度・風速の鉛直分布の様相の差異は既往の低層風の理論的モデル（例えば，Yudin and Shvets(1940)）からは説明ができないものであり，より大きな気象場の差異に帰せられるべきものであろう．

この時期における北海道東方の沿海水温は普通１８℃内外（冷害年には１４～５℃になることが多い）である．１９６７年の観測例をみると地上

５００mでいずれも１５℃以下であるのに，1968年のそれは１９～２３℃になっている．すなわち**たまたま海風を観測したとき支配していた気団が近海の表層水温より高かったか低かったかという違いが気温の鉛直分布の型の著しい相違となって現われたものであろう．ただし風速の鉛直分布の型の相違が何に起因するかはよくわからない．**

4.2.2　気温の日変化

第１～第３観測点で晴天日と曇天日に測定された気温の時間断面図の代表例を図１５に示してある．

絶対値の高低は別として，気温の高度分布にはこれら両日の間にきわめて顕著な差異が認められる．すなわち，海岸部（第１観測点）においては，晴天日には９時から１１時にかけて高度２００mにおよぶ低温域が形成されているが，曇天日には朝方の気温上昇がやや抑えられるのがわかる程度で全体の温度場も海水温に近いものになり気温の

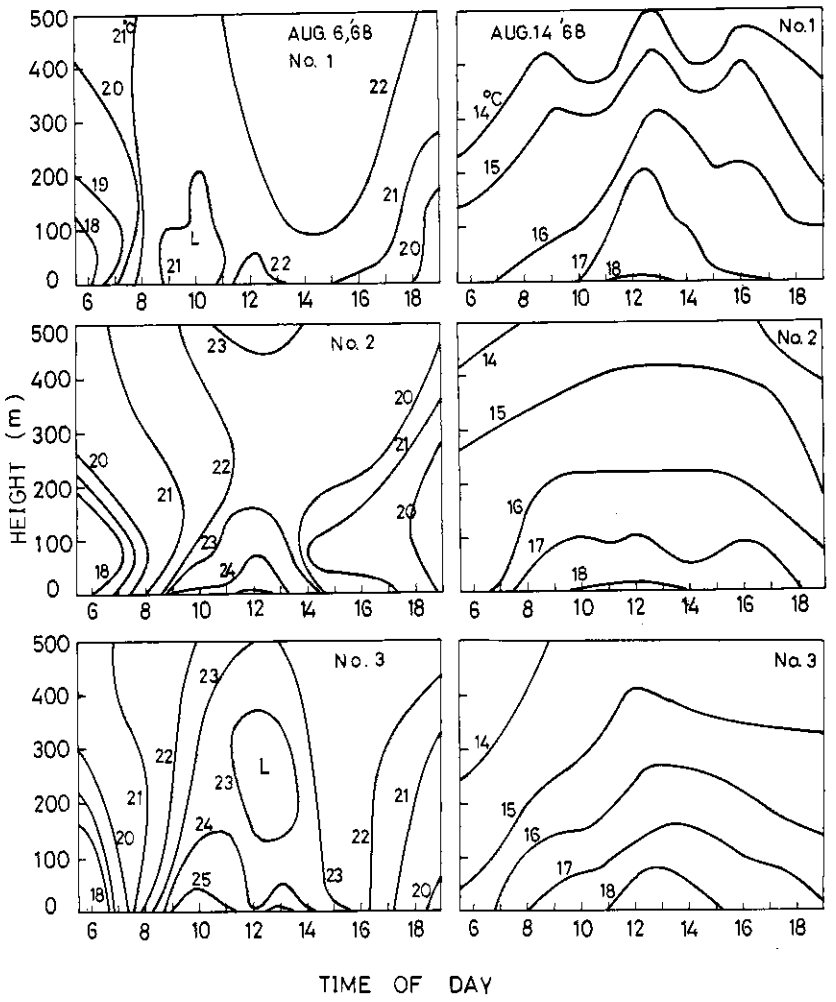


Fig.15. Vertical time cross section of air temperatures at three observation points on Aug.6 (fine day) and Aug.14(cloudy day),1968.

日変化は地表付近においてもきわめて小さい．この低温域はさきに述べた海岸部における２００～３００m以下の低温層に対応するものであり，気塊の温度が比較的高い時発達する海風時に海岸線でみられる特異の分布型である．しかしながらこの冷気塊も第２観測点では２００～３００m層の温度上昇がやや抑えられる程度でほとんど観測されず，また第３観測点では別の原因によると思われる低温域が１２～１３時の間に観測されているにとどまる．すなわち，海岸線までに形成された冷気塊は内陸部へ進行するにつれ急速に消失するものと考えてよい．

海岸部と内陸部との気温日変化の差異は晴天日にはっきりみられる．海岸部では地表面近くでも温度の上昇度が小さく温度成層が発達しないのに対し，第２・３観測点では日の出時刻の温度にくらべ日中は７℃以上の昇温があり，温度成層の発達がみられる．

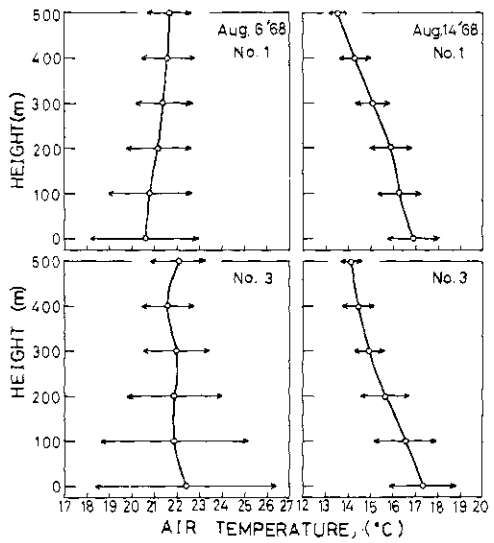


Fig.16. Amplitudes of air temperatures related with the weather and the distance from seashore on Aug.6(fine day) and Aug.14 (cloudy day).

図１６は第１観測点および第３観測点における地上２～５００m間の気温の昼間平均値（6～18時）と振幅の高度分布を示したものである．昼間平均気温の両地点間差異は当然晴天日の方が大きく，両者の特徴がはっきりわかる．すなわち，晴天日には海岸部での気温は平均的にみても下層の方が低く，ほぼ終日安定成層状態にあるのに対し，内陸部では朝の安定成層から昼間の不安定成層まで広範囲に変化し，図上矢印で示されているように気温日変化の振幅が大きい．これに対し完全曇天下では海岸部と内陸部との間にほとんど温度差がなくまた振幅にも差異があまり認められない．

冷害対策上はこの後者の場合がきわめて重要な意義をもつ．すなわち北日本太平洋沿岸部では，いわゆる冷害気象の際には一般風が海寄りの風となる場合が多いのであるが，曇天少照のため海岸部における温度がそのまま内陸部まで持ちこされることをこの観測結果は示している．晴天であれば海岸からわずか５km程度内陸部へ入れば海岸部とは全く異なった高度分布になるにかかわらず冷害気象下においては少なくとも海岸から１５kmあたりまでは完全に海岸部と同じ気象下におかれることが明らかになったわけである．

4.2.3 風向・風速の日変化

第２観測点および第３観測点では風速計がしばしば故障したため，第１観測点から第３観測点まで揃った風速分布資料を得ることができなかった．このためここでは１９６８年に第１観測点で得られた資料によって海岸部での風向風速の変化特性を説明する．図１７に風速時間断面図を示す．

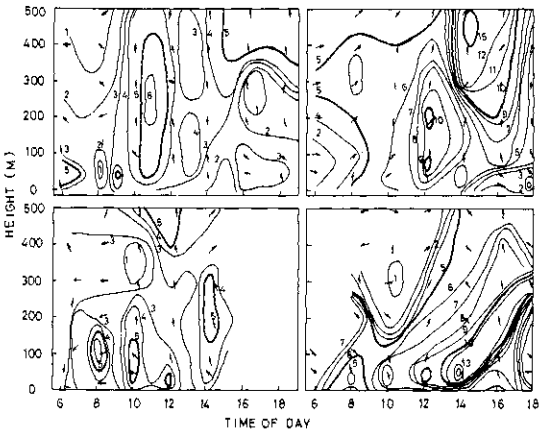


Fig.17. Vertical time cross section of wind speeds on the seaside (observation point No.1).
Left{upper:Aug.6(fine), below:Aug.7(cloudy).
Right{upper:Aug.14(cloudy), below:Aug.15(fine).

図をみると，ごく低い層に強風域があって上層が比較的弱い風である場合と２００m内外の高さを中心にして強風域がある場合に区分できる．風向の変化をみると，早朝には西または北の風であったものが８～１０時の間に海よりの風になっている．そして当然のことながらこの風向交代期には風速は１時的に低下している．

この４日間のなかでいわゆる海風の発達がみられたのは６日と１５日とであるが，この両日の風速の鉛直分布や日変化の間には著しい差がみられる．これは１５日後半には高気圧が東方海上に去りかけて一般風が南ないし東方向に変わったのに対し，６日から７日にかけては気圧傾度はきわめて弱かったが一般風は北もしくは北西方向という違いがあったためと思われる．すなわち，典型的な海陸風の交代のみられたのは６日だけであり，この日は風速の分布や変化が海風の型を示していると考えられる．そしてその特徴としては日中海風の吹送する間はあまり大きな変化がないことが認められる．

いずれにせよ，あまりにも資料が少ないためこれらから多くを語ることができないのは残念である．

4.3 現地観測に関する要約と今後に残された問題点

３カ年にわたって行なわれた現地観測結果はつぎのように要約される．

(1) 気象統計資料から海風発達日の海岸から約１８km内陸部までの最高気温の平均昇温率は約0.3℃／kmであることが知られているが，観測期間中の同時刻温度データによる比較では１９６８年の場合がそれに近く，１９６７年の値はそれより小さかった．これはこのような水平的な気塊変質過程の観測にはかなり高い精度が要求されることを意味している．

(2) 海風吹出し時の気象要素（風向，風速，気温，比湿）の変化が海岸から内陸部にかけての３地点においてえられたが，比湿について充分はっきりした差異がみられなかった．

(3) 接地気層における太陽放射エネルギーの配分を明らかにするため地表面における熱収支解析を３地点で行なったが，土壌条件に若干の差異があるにもかかわらず３地点間の熱配分には本質的差異は認められず，このような２０km以内程度の距離範囲では同一熱収支特性をもっていると考えてよいことがわかった．

(4) 地上から数百mまでの気層の風向，風速，気温のけい留気球による観測から海風気塊の鉛直構造に関する知見がえられた．気温日変化については海岸部と内陸部で顕著な差異があり，また気象条件とくに放射条件によってその日変化振幅に地点間差異があることがわかったが，風速分布については観測例が少ないこともあって典型的なプロファイルを得ることができなかった．なお海風の吹き込む高さは６００m程度の日がもっとも多いと認められた．

上述のように現地観測とくに低層気象観測は計測器の故障や悪天候に災いされて充分に所期の目的を達成したとはいえない．そこで測器，観測体系その他について今後に残された問題点を列挙するとつぎのようになる．

(1) 観測機器について

地上気象測器には，従来から接地気象の観測計器として用いられている通風型抵抗温度計，３杯式小型ロビンソン風速計，Funk 型放射計などを主要項目の測器としたが，理想的にいえば気温風速の測定には超音波風速温度計の利用がのぞましかった．これは地上付近での熱流束の直接測定や拡散係数の高い精度での決定が可能であるなどすぐれた点をもっているので，今後ますます野外観測に多用されるようになろう．

またFunk 型放射計はわれわれの実験地のように霧の多い地帯での放射測定には不適であった．ポリエチレンカバーに付着する水分の除去に絶えず気を配らなければならなかった．この点ではBeckman社型の通風式放射計の方が安定した測定が可能であったかと思われる．

低層観測に用いたけい留気球の昇降による逐次的観測方法は同一時刻の鉛直分布が高い精度で得られないといううらみがある．これを解決するためには軽量な受感部を開発して所定の高度に多数とりつける以外に方法がないが，平均値の測定が主目的である場合には現在の昇降法でも充分に間に合う．今回の観測で問題点として残ったものはさきにもふれたように受感部と記録計との間を導線で結ぶという方式である．今次観測のように高湿度条件下で行なわれることの多い場合には漏電による故障が多発してこの方式の致命的な欠陥を露呈した．これをまぬがれるには無線送受方式を

採用しなければならないが，このためには発信部の精度・重量等の面で今後の改良を要する点が多い．また今回は測定項目として風速および気温の二つがとりあげられているが，けい留気球用の簡単な湿度計の開発がのぞまれる．

さらに，今回の観測では平均値のはあくを主目的としてきたが，結果の解析の段階ではやはり変動値の実測がきわめて重要であることを痛感した．けい留気球用の風速・温度・湿度の変動値を安定して測定できる計器の開発も緊急を要する．

(2) 観測体系について

海風気塊の内陸部進入に伴う変質を取り扱うに当っては，海風そのものの構造特性を十分にはあくしていなければならない．このためには海上において少なくとも2個所は観測点を設置して陸上と同様な観測を実施することがのぞましかった．今回は計画のみに終わりついに海上観測は行なうことができなかったがこれは海風の構造形成を知る上で大きな支障となった．

低層気象については，ヘリコプターなどによる高度別観測を海上から内陸部にわたって行なう方式が気象条件の制約が少ないすぐれた方法であるように思われるので，今後考慮の必要があろう．

(3) 作物の冷害をひき起す気象条件に関する研究であるから，実際の作物の生育収量の地点間差を実証的に明らかにする調査研究を研究計画の中に組入れるべきであったが，残念ながら人員その他の制約によりできなかった．

5. 海風の温度変化に関する数値実験

前章においては現地観測資料についての簡単な解析結果を報告した．この章ではまず第一に，観測資料の1部について数値計算による理論的な検討を加え，次いで内陸部の気温低下をもたらすであろう気象条件を想定して二，三のモデルを設定し，それらについての数値実験を試みる．以下その概要を報告する．

5.1 基本方程式と境界条件

海風が陸地を吹送する過程でうける温度変化は移流項を含む非定常拡散方程式で表現することができよう．いま気塊の進行方向を x 軸，鉛直方向を z 軸とし，横方向の熱の受授を無視できるとするならば，内陸部任意地点の気温変化は次式で表わすことができる．

$$\frac{\partial T}{\partial t}+u\frac{\partial T}{\partial x}=\frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial T}{\partial z}\right),\quad z>0,\ (5\cdot1)$$

$$\frac{\partial T_g}{\partial t}=K_g\frac{\partial^2 T_g}{\partial z^2},\quad z<0,\ (5\cdot2)$$

ここに，T，T_g：気温，地温，u：風速，K，K_g：大気中および地中の熱拡散係数である．

境界条件としては，

$$T=f(t,z)_{x=0},\qquad (5\cdot3)$$

$$T_g=g(t,x)_{z=-h},\qquad (5\cdot4)$$

$$\left(S+C_g\rho_g K_g\frac{\partial T_g}{\partial z}+C_p\rho K\frac{\partial T}{\partial z}+\ell E\right)_{z=0}=0,\qquad (5\ 5)$$

$$(T_g)_{z=0}=(T)_{z=0},\qquad (5\ 6)$$

(5·3)は気塊が海上から海浜に到着したときの気温分布，(5·4)は不易層の深さにおける地温の分布であり，(5·5)は大気と土壌の境界面における熱条件を示し，(5 6)は同じく境界面における温度連続の条件である．

このような境界条件のもとで，(5·1)，(5·2)を解けば内陸部の気温変化が得られるわけであるが，解析的に解を求めることは不可能に近い．そこでわれわれはこれを数値的に解くことを試みた．次にその方法を概説しよう．

5.2 計算方法と境界条件等の決定

5.2.1 計算方法

まず最初に基本方程式(5·1)，(5·2)を次のような差分方程式の形に書き直し，これによる近似計算を行なう．

$$\frac{T(t+\triangle t,x,z)-T(t-\triangle t,x,z)}{2\triangle t}+u(z)\frac{T(t,x+\triangle x,z)-T(t,x-\triangle x,z)}{2\triangle x}=\frac{K(z+\triangle z)-K(z-\triangle z)}{2\triangle z}\times\frac{T(t,x,z+\triangle z)-T(t,x,z-\triangle z)}{2\triangle z}+\frac{K(z+\triangle z)+K(z-\triangle z)}{2}\times\frac{T(t,x,z+\triangle z)+T(t,x,z-\triangle z)-2T(t,x,z)}{(\triangle z)^2},\quad(5\cdot1)'$$

$$\frac{Tg(t+\triangle t,x,z)-Tg(t-\triangle t,x,z)}{2\triangle t}=Kg\frac{Tg(t,x,z+\triangle z)+Tg(t,x,z-\triangle z)-2Tg(t,x,z)}{(\triangle z)^2}.\quad(5\cdot2)'$$

実際に計算を進めるに当っては，海岸汀線上の1地点に原点をおく座標軸を設け（ここでは第1観測点をもって原点に代用），既述のように鉛直方向に z 軸，気塊の進行方向に x 軸をとり，zx 平面を図18のように格子分割する．すなわち，$(5\cdot1)'$ および $(5\cdot2)'$ において $\triangle x=500$m と

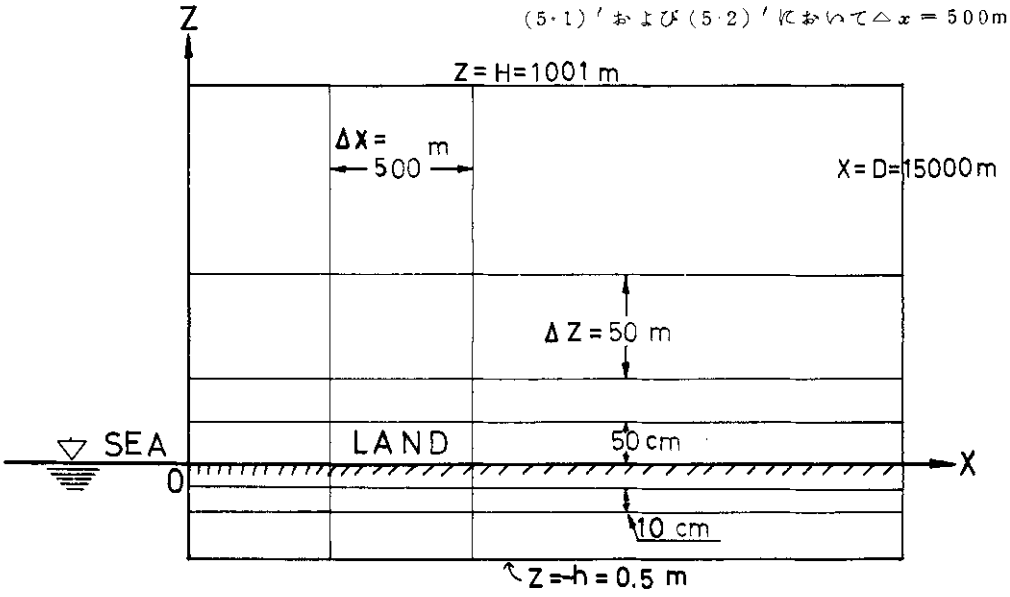


Fig.18. The system of coordinates and the geometry of the model used for numerical experiments.

とり，$\triangle z$ についてはその負方向（地中）には，$\triangle z=10$cm，正方向（大気中）にははじめ50cmを2層とり，それ以上は $\triangle z=50$ mとした．また $\triangle t$ としては最終的には，地表ならびに地上1mまでの値の算出には $\triangle t=1$ sec，その他はすべて $\triangle t=15$secを選んだが，後述のとおり誤差の評価のため $\triangle t=60$secとした計算も行なっている．

なお，鉛直方向の境界は上方が $z=H=1{,}001$m 下方が $z=-h=-0.5$ m であり，風向方向は $x=D=15$kmまでで計算を打切った．

5.2.2 境界条件等の決定

境界条件（5.3）は原点における気温鉛直分布であるが，その経時変化を一つの式にまとめることは困難なのでここでは，実測値およびそれによる補間値を使用することにした．

境界条件（5.4）は地中温度を与えるものであるが，3カ年間の実測経験によれば，$z=-h=0.5$ m においては地温の日変化はほとんどなくまた海岸から15kmの範囲内では場所による差もほとんど認められなかった．したがって，

$$\{Tg(t,x)\}_{z=-h}=\mathrm{const}\quad(5\cdot4)'$$

とおくことができる．

次に境界条件(5·5)についてであるが，純放射量 S については実測値をもとにしてその経時変化を近似する実験式（フーリエ級数で表わす）をつ

くり，これを代入することにした．潜熱伝達量lEについては，

$$lE = l\frac{\rho K(q_1 - q_2)}{z_1 - z_2}\ (\mathrm{cal\cdot cm^{-2}\cdot sec^{-1}}) \qquad (5\cdot7)$$

ただし$q = 0.622\frac{e}{p}$，（e：水蒸気圧（mm Hg），p：大気圧（mm Hg）），$\rho = 76\times10^{-4}\ (\mathrm{g\cdot cm^{-3}})$ K＝拡散係数．

（5・7）式により，e_1，e_2の実測値から近似計算を行ない，Sと同様にしてその経時変化を近似する実験式をつくってこれを代入した．

また$C_g\rho_g$およびKgは土壌組成，水分含有量によって異なるが次式によって計算される．

$$C_g\rho_g = C_1\rho_1 x + C_2\rho_2 y + C_3\rho_3 z, \qquad (5\cdot8)$$

$$Kg = \frac{K_1 x + K_2 y + K_3 z}{(C_1x+C_2y+C_3z)(\rho_1x+\rho_2y+\rho_3z)}. \qquad (5\cdot9)$$

ただし，x，y，zは土壌，水，空気の土層中における容積比であり，C_1，C_2，C_3，ρ_1，ρ_2，ρ_3およびK_1，K_2，K_3はそれぞれの比熱，比重，熱伝導率である．また当然$x+y+z=1$なる関係がある．(5・8)，(5・9) 両式によって熱容量，熱拡散係数を算出するには，試料の三相分析を行ないx，y，zの値を決定しなければならない．

次に$C_p\rho$であるが，これには若干の変化はあるがほぼ一定と考えてよく，ここでは$C_p\rho = 3\times10^{-4}$（$\mathrm{cal\cdot cm^{-3}}$）として計算を進めることとした．

これだけの用意をした上で，（5・5）を次のように差分形に書き直し，(5・1)，(5・2)′と共に同時計算を行なう．

$$\left(S + C_g\rho_g K_g\frac{T_g(z) - T_g(z-\triangle z)}{\triangle z} + C_p\rho\frac{K(z)+K(Z+\triangle z)}{2}\times\frac{T(z+\triangle z)-T(z)}{\triangle z} + lE\right)_{z=0} = 0 \qquad (5\cdot5)'$$

なお，（5・1）′および（5・5）′における$u(z)$，$K(z)$については次のように考えた．一般に風速も拡散係数も場所により高さによりまた時刻によって変化する．しかし図12にみられるように海風吹送時の風速の時間変化はあまり大きくない．そこでここでは風速については計算の対象となる時間中の高度別平均風速を実測値から算出しそれをもって$u(z)$に置きかえた．つまり場所による変化と時間による変化を無視したわけである．拡散係数は主として風速に従属するので，これに対しても同様の処理をした．すなわち，$K = \kappa^2 u(z_1)/\ln(z_1/z_0)$によってまず地上50cmにおける上記の平均風速に対応するKの値を求め，それ以上の高さについては，

$$\left.\begin{aligned} K &= a\exp(bz), & z \leqq 200\mathrm{m} \\ K &= \mathrm{const} = K_{z=200}, & z > 200\mathrm{m} \end{aligned}\right\} \qquad (5\cdot10)$$

なる関係が成立するものとして算出した．

5.2.3 計算値の誤差の評価

微分方程式（5・1）を差分方程式（5・1）′で近似した場合の打切り誤差の評価式は，考えている変域でのt，z_1，xに対するp，q，r階偏微分が可能であるとしかつ$|T^{(n)}|$の最大値をM_nで表わすとすれば次のようになる．

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u(z)\frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z}\left(K(z)\frac{\partial T}{\partial z}\right) = \triangle K\frac{\triangle z}{2}\varepsilon M_{2\cdot t} + K\frac{(\triangle z)^2}{12}\varepsilon M_{4\cdot z} - \frac{\triangle t}{2}\varepsilon M_{2\cdot t} - u\frac{\triangle x}{2}\varepsilon M_{2\cdot x} \quad . \qquad (5\cdot11)$$

ただし，$|\varepsilon| \leqq 1$，$\triangle K = \frac{K(z+\triangle z)+K(z-\triangle z)}{2}$

である．

しかしながら，われわれの場合M_nの評価ができないので，この一般式による誤差の見積りは不可能である．したがって他のなんらかの方法で近似解が求まったのかどうかを判定しなければならない．そこで，ここでは格子間隔を変えても解があまり変化しなければ一応近似解が求まったとしてもよいという考え方を採り，実際には$\triangle t$を変化させることにした．すなわち，既述のとおり最初に$\triangle t = 60$ secとし，次に$\triangle t = 15$ secとして計算を行ないそれらの結果を比較してみた．これらは大勢においてほとんど同じ値を与えているので，われわれの計算方式で近似解は得られるものと考える．

5.3. 計算結果とその検討

計算は第1観測点から第3観測点までの3地点における低層観測資料が整っている日を対象に進

めることにした．このような日としては１９６８年８月６日・７日・１４日・１５日の４日間しかないが，このうち６日・１５日は晴，７・１４日は曇であった．それで晴の日の代表として１５日，曇の日の代表として７日を選ぶことにした．

5.3.1 各種パラメータの値

境界条件（5・3）の毎正時における値はそれぞれ図１９（７日）および図２０（１５日）のごと

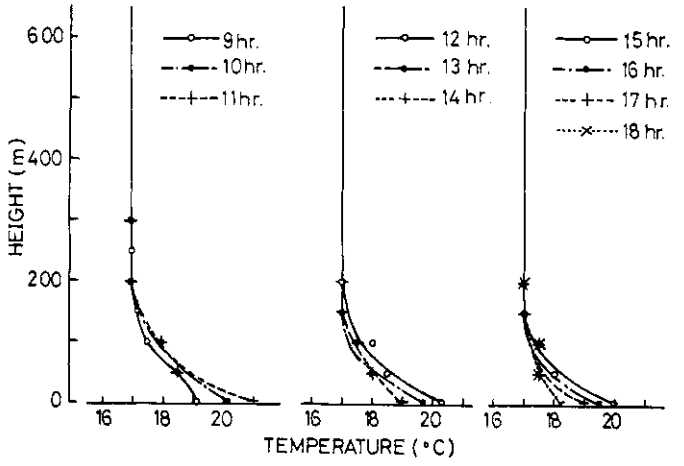


Fig.19. Vertical distribution of air temperatures at $x=0$ as boundary conditions of Eq. (1) for Aug.7, 1968 (cloudy day).

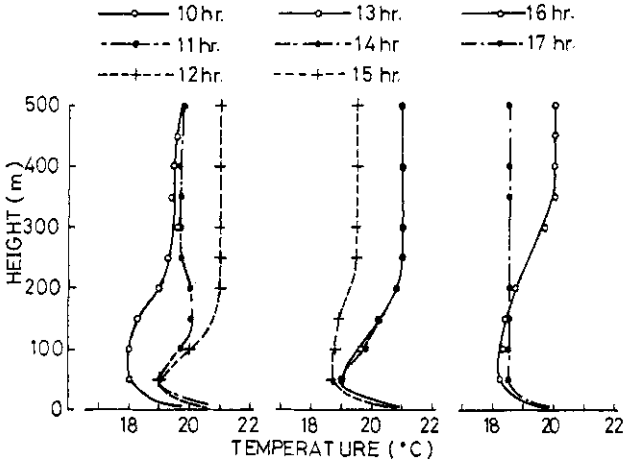


Fig.20. Same as fig.19, but for Aug.15, 1968(fine day).

くである．

境界条件（5・4）については実測結果から

T_g ＝ ２０℃ ，　（８月 ７日）

＝ １８℃　（８月１５日）

と与えた．

$C_g\rho_g$およびK_gの値は三相分析の結果から，３地点平均値として，$C_g\rho_g$＝0.4 cal cm^{-3} ℃$^{-1}$を得た．厳密にはこの値は１５日採集分についてのものであるが両日の土壌含水量がいずれもw＝４０～５０%の範囲にあったので７日，１５日とも上記の値を使うことにした．

次に，SおよびℓEはそれぞれ次のように与えた．

$$S = 0.376 - 0.337\cos\left(\frac{\pi}{360}t - \frac{5}{6}\pi\right),$$

（５時から１７時まで）……７日

$$= 0.455 - 0.352\cos\left(\frac{\pi}{360}t - \frac{5}{6}\pi\right) - 0.11\cos 2\left(\frac{\pi}{360}t - \frac{5}{6}\pi\right) - 0.028\cos 3\left(\frac{\pi}{360}t - \frac{5}{6}\pi\right),$$

（５時～１７時）　……15日

$$\ell E = 0.29 - 0.2\cos\left(\frac{\pi}{240}t - \frac{8}{3}\pi\right) - 0.05\cos 2\left(\frac{\pi}{240}t - \frac{8}{3}\pi\right) - 0.03\cos 3\left(\frac{\pi}{240}t - \frac{8}{3}\pi\right),$$

（8時～１６時）

……７日

$$= 0.146 - 0.158\cos\left(\frac{\pi}{360}t - \pi\right) + 0.031\cos 2\left(\frac{\pi}{360}t - \pi\right) - 0.019\cos 3\left(\frac{\pi}{360}t - \pi\right).$$

（６時～１８時）

……１５日

ただし上式でtの単位は分である．

また，$(5\cdot1)'$式における風速は実測値の平均をとって，図２１のように想定した．大気中の拡

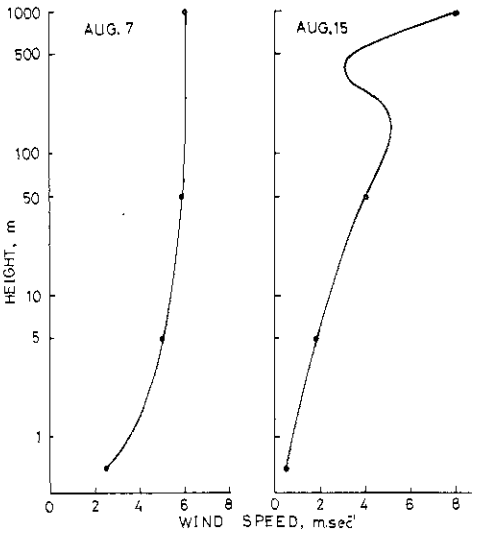


Fig.21. Vertical profile of wind speeds used for calculation.

散係数については次のとおりである．

８月 ７日：K＝27,000exp(0.0078z)，

$z \leqq 200$m

＝130,000，　$z > 200$m

８月１５日：K＝19150 exp(0.009z)，

$z \leqq 200$m

＝120,000．　$z > 200$m

以上の条件のもとに，当センター内のTOSBAC－３４００を用いて数値計算を行なった．

なお，t＝０としては８月７日については9時００分を，８月１５日については１０時００分をとってあるが，これらはいずれも風向が完全に海風に変わった時刻である．

5.3.2 時間断面図について

計算結果のうち，まず全体の展望をする意味でx＝５km，１５kmの２地点（それぞれほぼ第２観測点，第３観測点に該当する）における気温変化に関する時間断面図を示そう．図２２および図23がこれであるが，これらには第２観測点および第３観測点における実測による気温変化が点線によって併記されている．

これらをみると，計算値は概して実測値に比べてやや高温の傾向があるが，大勢としてはかなり良く実況を再現しているということができよう．８月７日の５km地点および８月１５日の１５km地

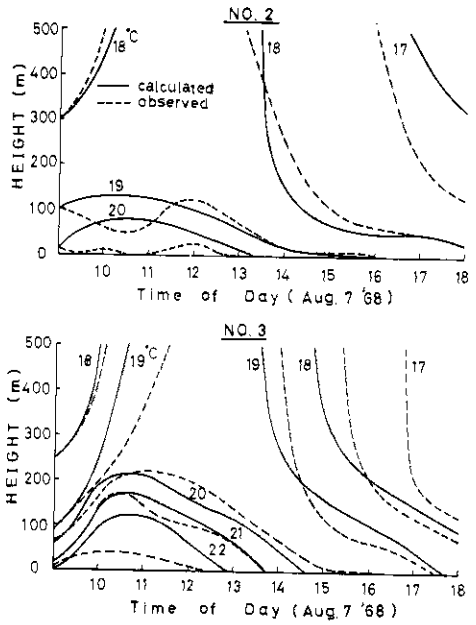


Fig.22. Comparison of the observed vertical time cross sections of air temperatures at observation points of No.2 and No.3 with the sections of values estimated by eq.(1) (cloudy day, Aug.7, 1968).

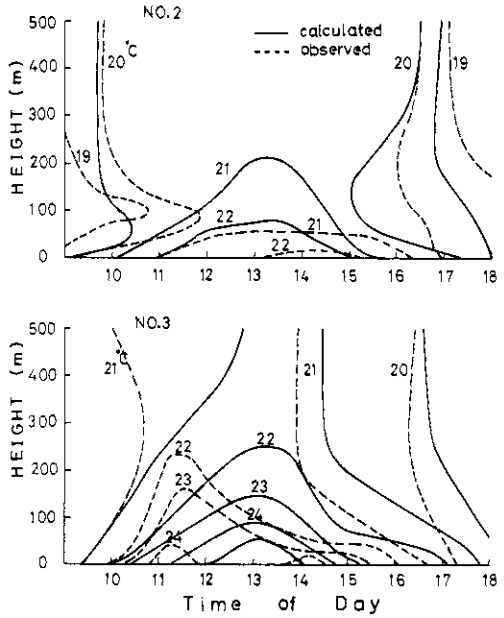


Fig.23. Same as fig.22, but for fine day(Aug.15,1968).

点での温度変化の位相には計算と実測の間にかなりの隔たりがある．これは計算に使った地表面の境界条件は場所にかかわらず同一として取扱ったが，実際には多少の違いがあり，とくに放射の日変化が第2観測点と第3観測点とでこの両日かなりの差があったことに基づくものと考えられる．すなわち，8月7日の分は第3観測点の日変化に近く，また8月15日の分は第2観測点のそれに近い形で境界条件を設定したので，7日には第2観測点で15日では第3観測点で位相のずれが大きくなっているが，7日の第3観測点および15日の第2観測点ではこのようなずれはほとんどみられない．

この位相のずれを除いても，計算値と実測値との間にはなお若干の食い違いがみられるが，これらは境界条件の設定に際し随所で大幅な単純化をやっているためであり，この程度の計算精度ではこれ以上の一致性をのぞむことはまず困難であろう．

いま計算値と実測値の差を見やすくするために，最も違いの大きい15日13時とやや小さくなった15時における気温高度分布を示そう．図24

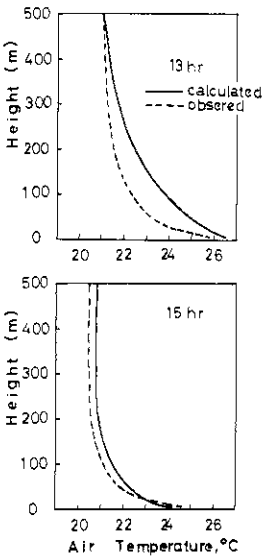


Fig.24. Comparisons of the observed vertical profile of air temperatures with the profile of values calculated by eq. (1) (Aug.15, 1968).

がこれであるが，この図によれば接地気層における最大誤差が２℃程度であること，ならびに１５時の例にあるように普通は１℃以内の誤差にとどまることがわかる．気温１℃の高低がかなり問題となる冷害気象においてはこの誤差はやや大きすぎるきらいがあり，計算方式をさらに改良すべきことを示唆している．

しかしながら一面，冷害気象においては短時間の温度分布ではなく，やや長時間の，少なくとも日中平均程度の時間スケールが問題となるわけであるから，このような観点にたてばわれわれの計算結果も充分に使用可能である．

5.3.3 晴天日と曇天日との比較

次に，われわれの目標としている海よりの風が陸上を吹送する過程でどのような温度変化をおこすか，それは晴天日と曇天日とでどのように違うかの比較を試みよう．

まず，８月７日と１５日両日における日最高気温の起時に近い１４時の温度分布図を示す．図25

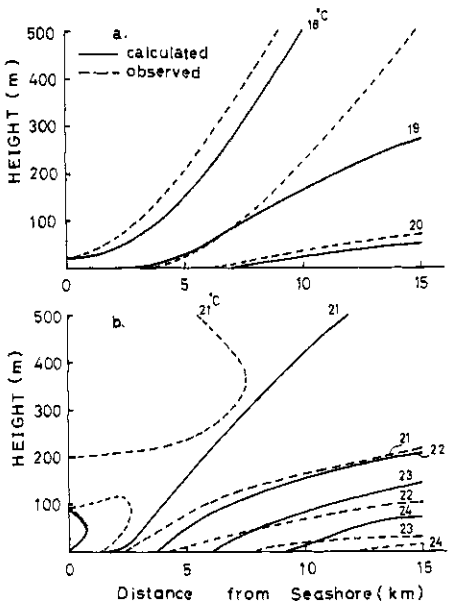


Fig.25. Comparison of the observed two-dimensional distribution of air temperatures with the distribution of values calculated by eq (1).
Upper: Aug.7, 1968, below: Aug. 15, 1968.

がこれであり，この図は縦軸に高度・横軸に海岸からの距離をとった二次元分布になっており，実線が計算値を破線が実測値を示している．

これらの図をみると冷たい海面で冷やされた気塊が陸地を吹送する過程で温度を徐々にあげてゆく模様がよくわかる．とくに晴天の日にはその速度が大きく海岸から１０kmぐらいのところまで急上昇し，１５kmの地点になると飽和に近くなる．これに反し，曇天の日には温度上昇の速度が小さく，また１５km地点ではまだ少ないながら上昇の気配をみせている．すなわち逆の言い方をすれば曇天日には冷たい海の影響が１５km以上の距離まで及ぶということになる．

ここで注目しておきたいことは，第１に晴天日の１５日には計算値と実測値との間に約１℃の差があるが，曇天日の７日はこの両者がほとんど一致していることである．その第２は，実測値は３地点の温度プロファイルから描いた分布であるため，中間地点の値には若干の不安があるが，計算値は海岸地点が５００mおきにとられた合計３１個の格子点の温度プロファイルから描いたものであるのでその種の心配はほとんどない．しかも結果としては分布の形が全く同様であるので実測値に基づく分布図も真実に近いものと考えられるわけである．

陸地吹送中に温度上昇する様子をさらにめいりょうに示すため，$\triangle T_z = T_{z\cdot x} - T_{z\cdot 0}$ を算出しその分布図を作成した．図26 (a).(b)に示す．こ

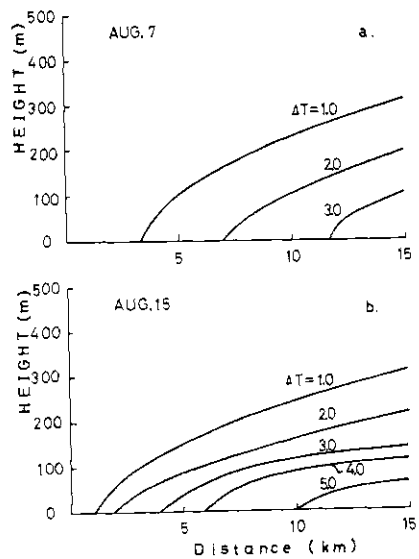


Fig.26. Isolines of $\triangle T = T_{z,x} - T_{z,0}$.

れらによると，晴天日には接地気層では海岸から5kmの地点ですでに3℃以上の温度上昇があるのに曇天日にはようやく1℃の上昇しかないことをはじめ各距離における天気の違いによる接地気層の温度上昇度の差が一目めいりょうである．またそれにもかかわらず15km地点における1℃上昇の高度が両日ともに約300mと一致していることも注目される．

5.4 モデルによる数値実験

前節において，われわれの方式による数値計算が実際の温度変化をかなり良く再現することを確認した．これは海風の陸上を吹送する過程で受ける温度変化を表現するための基本式や境界条件の設定のしかたがそれほど不合理なものでなかったことを物語るものである．

そこでわれわれは，いわゆる冷害気象のときにとられるであろう境界条件の値を二，三想定していくつかのモデルをつくり，上と全く同一の計算方式によって海風気温の変化についての数値実験を試みた．以下その概要を記す．

5.4.1 モデルの設定

ここで，モデルの設定とは要するに境界条件としてどのような数値を与えるかということにつきる．

まず第1に境界条件（5・3）について吟味しよう．根室における冷害年次の高層気象観測資料によると，地上1km付近までの平均気温減率はきわめて小さくかつ低層に弱い逆転が形成されていることが多い．われわれの係留気球観測でも冷海風の影響により海岸では逆転層が形成されている例が多くみられたがその上限は200～300mであり，それ以上の層での減率はかなり大きく平均して0.8℃／100m程度であった．また図19，図20をみてもよくわかるように海岸部での気温鉛直分布の特徴は晴れた日においても日変化が極端に小さいことである．

海岸部の接地気温は海水温にきわめて近いことは当然考えられるところであり，われわれも観測期間中しばしば確認している．一方冷害年次には北海道東方近海の表層海水温は14～16℃程度になる．

これらの事実を総合して，境界条件（5・3）は次のように仮定された．

$$T = f(t, z)_{x=0} = 16.0 - 0.008z, \quad 0 \leq z \leq 1000\text{m}, \qquad (5\cdot12)$$

低層逆転のある場合を考慮すれば，

$$T = f(t, z)_{x=0} = 14.4, \quad 0 \leq z \leq 200\text{m},$$
$$= 16.0 - 0.008z, \quad 200 \leq z \leq 1000\text{m}. \qquad (5\cdot13)$$

いずれの場合も海岸部の気温日変化は0と仮定していることになる．

次に境界条件（5・4）であるが，冷害年次であることを想定して，

$$T_g = g(t, x)_{z=h} = 18℃ \qquad (5\cdot14)$$

とした．

また気温上昇に最も大きな役割を演ずる純放射量については次のように決定した．一般に豊年と凶年とでは日射量に著しい違いが生ずるのが特徴的であり，たとえば帯広における昭和29年（凶年）と30年（豊年）の7・8月平均日射量をみると前者は362.5，266.2であるに対し後者は505.7，399.0（単位はいずれもcal／cm²・day）と約140 cal／cm²・dayの差がある．そこで1日総日射量115cal／periodを基本とし冷害年でも晴天日のあることを考慮し380 cal／periodの二つの場合を考えることにした．純放射量／日射量の値はわれわれの観測結果から67％と仮定して二つの場合について昼間純放射量を算出し，これらを図27(a)(b)のように配分した．

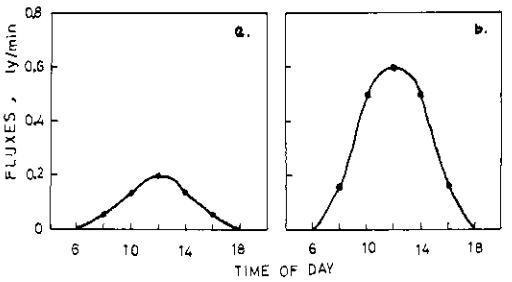


Fig.27. Hourly changes of net radiation (S) used for numerical model.
a: S for cool summer,
b: S for usual summer.

潜熱伝達量は純放射量の70％と仮定した．

また，$C_p\rho = 3\times10^{-4}$ cal·cm^{-3}·℃$^{-1}$，$C_g\rho_g = 0.4$ cal·cm^{-3}·℃$^{-1}$，$K_g = 0.005$ cm^2·sec^{-1}とした．

さらに，風速分布はいずれの場合も地上５０ｍまでは対数分布，５０ｍ高以上では５ｍ／ｓｅｃの等風速とし，拡散係数については次表のように仮定した．

Height / K	0.5 m	5 0 m	100 m	200～1000 m
$cm^2 \cdot sec^{-1}$	3.0×10^2	3.5×10^4	4.5×10^4	6.0×10^4

かくして，われわれは次の四つのモデルについて他の条件は同一として計算を進めることにした．

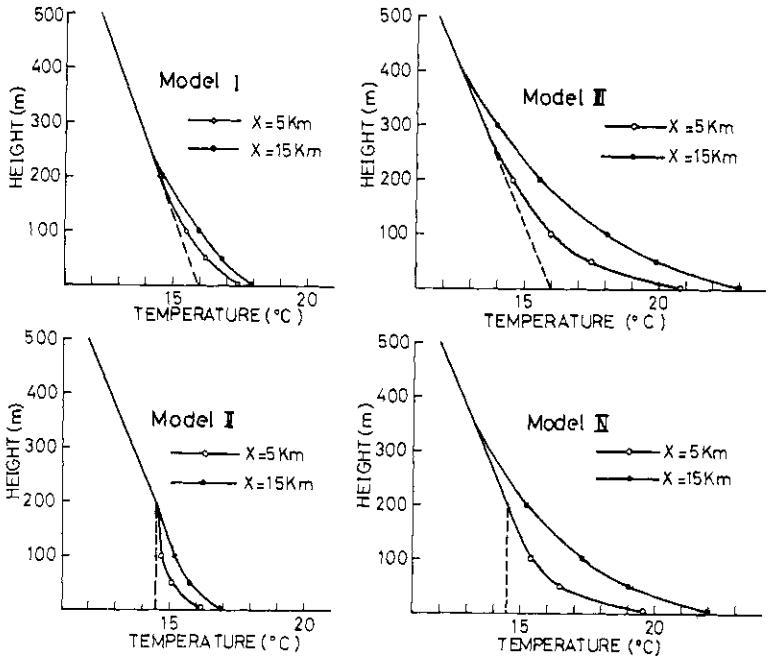
モデルⅠ……日射少なく気温鉛直分布は(5･12)，
モデルⅡ……日射少なく気温鉛直分布は(5･13)，
モデルⅢ……日射多く気温鉛直分布は（5･12），
モデルⅣ……日射多く気温鉛直分布は（5･13）．

なお，この計算を進めるに当っては，風向は１日中海寄りと仮定，６時スタートとし１８時まで演算した．

5.4.2 計算結果とその考察

1） 気温の鉛直分布

図２８は日最高温度の起時に近い１２時における原点から５kmおよび１５km隔った地点の気温鉛



Fi Fig.28. Vertical profile of air temperatures. White circle and black circle show temperature profiles at $x=0$ km, at $x=5$km, and at $x=15$km, respectively. Broken lines are temperature profile used for boundary conditions.

直分布を示したものである．この図から次の諸点が指摘できる．

ⅰ） 内陸部の気温上昇に最も決定的な役割を果たすものは日射の多少であり，日射条件の異なるモデルⅠ，ⅡとモデルⅢ，Ⅳとの間には顕著な差がみられる．

ⅱ） 日射条件が等しくとも$x=0$における境界条件が異なるときはその影響があらわれる．すなわちモデルⅢとモデルⅣとを比較してみると100ｍ以下の層ではモデルⅢの方がおおむね１℃高温である．しかもこの差は５km地点でも１５km地点でもほぼ同一であり，境界条件における平均的温度差が少なくとも１５km地点までは続いていると考えられる．この関係はモデルⅠとモデルⅡとの間にもあてはまる．

ⅲ） $x=0$における境界条件の差は気温上昇の

みられる高度上限にもあらわれる．いま１５km地点についてみると，モデルⅠでは２８０m高，モデルⅡでは２１０m高となっており，その差は70m，モデルⅢでは３９０m，モデルⅣでは310mでありその差は８０mである．つまりどのような日射条件のもとにあってもx＝0における気温高度分布が単純な低減型のときと（５・１３）のようなときには気温上昇の上限高度に数１０mの差が生ずるわけである．もし２００～３００m以下の層に，よくみられるように逆転が形成されている場合にはこの上限高度はさらに低下するであろう．冷害気象の時海岸近くの気温上昇を抑える一つの大きな要因として，この逆転現象を見逃すことはできない．

2）内陸部における昇温過程

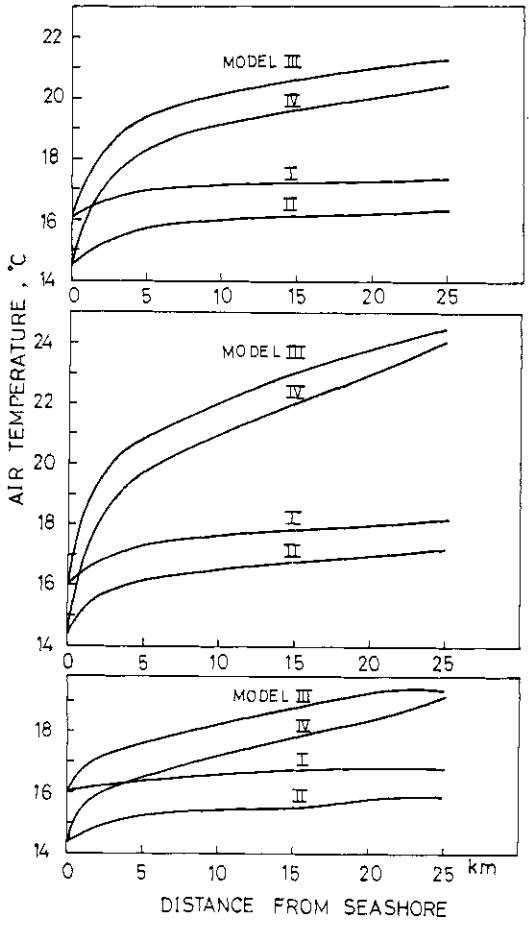


Fig.29. Two-dimensional distribution of air temperatures for four numerical models.

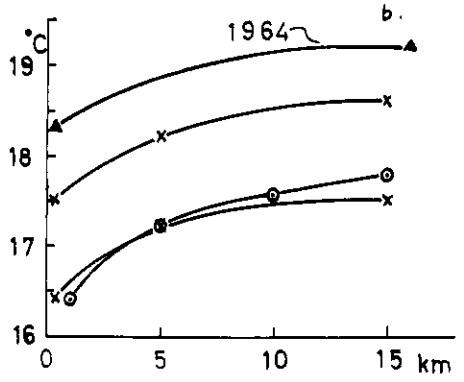
海岸からの距離に従って地上１m高の気温がどのように変化するかをおもな時刻別にみてみよう．図２９は１０時，１３時，１６時の模様を示したものである．

各モデルごとの違いが最も大きくあらわれているのは，最高気温の起時に近い１３時のものである．これによれば日射の強い時には最初の１０kmとくに０～５km間における温度上昇がきわめて大きく，０～１０km間の平均昇温率はモデルⅢの場合0.6℃／km，モデルⅣの場合0.65℃／kmとなっている．これに対し，日射量の少ないモデルⅠ，Ⅱの場合は昇温率がきわめて小さく０～１０km平均値でそれぞれ0.16℃／km，0.21℃／kmである．x＝0における境界条件の違いに基因する影響はすでに述べたようにx＝１５kmまでは1℃を越している．さらに距離が大きくなると日射の強い場合はこの影響が漸次消えてゆくが，日射の弱い場合には２５kmになっても１５kmと同程度の影響が残る．

１０時のものは午前中の受熱過程での，また16時のものは放熱過程での気温変化を示したものであり，海岸からの距離に伴う温度変化率こそ異なるが本質的には１３時のものとほとんど変わっていない．

それでは，以上述べた計算による気温変化は実測によるものとどの程度の違いがあるかを検討してみよう．

図３０(a)はモデルⅢの１３時の気温変化を晴天日の実測値とを比較したものであり，同じく(b)はモデルⅠの１３時の気温変化と曇天日の実測値とを比較したものである．実測値はいずれも海寄りの風の吹送日における地上１m高における最高気温を選んである．なお，(a)図には参考のために１９６１年（豊年）の(b)図には１９６４年（凶年）の７・８月における海寄りの風吹送日の日最高気温の平均値の変化を記入してある．これをみると，われわれの実測値のうち晴天日の海岸からの距離による気温変化の模様は豊年のそれにきわめてよく似ており，また曇天日のものは凶年のそれと近似していることがわかる．しかし計算値の方はモデルⅠは曇天日の変化に近いが，モデルⅢは距離による温度傾度がやや大きい．とくに最初の5kmの昇温率が大きすぎることを認めなければならない．これはx＝0における気温高度分布の条件として１日中日変化がないとしたが，実際に



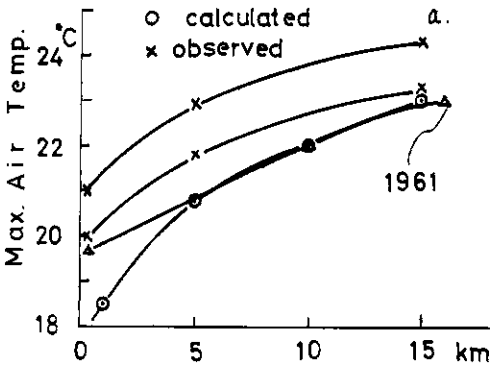


Fig.30. Comparisons of the maximum air temperatures estimated by numerical model Ⅲ With observed values.

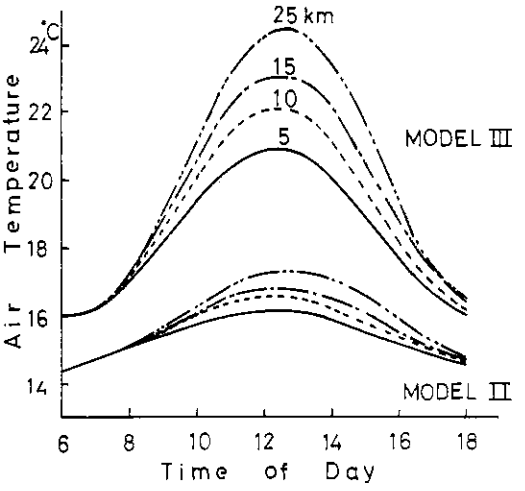


Fig.31. Diurnal changes of air temperatures calculated by numerical model Ⅱ(fig.29(a)) and by model Ⅲ(fig.29(b)).

は$x=0$においても日中は多少の温度上昇があるので，計算値はその分だけ最初の5kmの気温変化を過大に見積もったものと考えられる．5～15km間の変化は実測によるものとほとんど変わらないので，このような計算がかなり有用であることが認められよう．

3） 地点別の気温日変化

次に計算によって出された地点別の気温日変化を示そう．図31がこれであり，原点から5・10・15・25km隔った地点におけるモデルⅡとモデルⅢにおける日変化が描かれている．

これをみると，日最高気温の起時が5km地点では12時であるが原点からの距離と共に遅れ25km地点では13時になっていることが二つのモデルに共通している．

モデルⅡは典型的な冷害気象型のものであるが，この場合には冷海風の影響が内陸部奥深くまで残りきわめて低温のまま抑えられること，またかなり寒冷な気塊が海から運ばれてきても日射さえ強ければ海岸から5kmの地点では作物に障害を与える著しい低温は起こらないことがモデル3の日変化図から読みとることができる．

5.5 数値実験結果のまとめ

観測結果を充分に参しゃくした上で妥当と思われる境界条件を設定して，非定常拡散方程式を数値的に解くことによって，海風の上陸後の気温変化実測値をほぼ再現することができた

しかしながら，さきにもふれたように計算値と実測値との一致性は必ずしも満足できるものではなく，計算方式や境界条件のとり方になお改良の余地は多く残されている．

次に，冷害気象条件を想定して4種類の境界条件をモデル的に設定し，同一方式による数値計算を行なった．この結果次の事項が判明した．

(1) 十勝川河口部においては，年々の一般気象条件のいかんにかかわらず海岸から5kmまでの範囲内は冷涼気象に支配されている．そしてこの結論はおそらく北海道東部地方にあてはまるであろう．

(2) 海岸から5km以上隔たった区域では，多照

条件下では低海水温の影響はほとんどなく海岸からの距離に比例して日中の気温上昇度は漸増する．

(3) ただし，少照条件下にあっては海岸から少なくとも30kmまでの区域は海岸部とほとんど同様な低温条件に支配される．いわゆる冷害年次にはこのケースが発生する度数が高いので，冷害区域が広く内陸まで及ぶことになるわけである．

6. むすび

1966年初秋の予備観測を出発点として，1967，1968両年の夏期それぞれ約2週間にわたる3点同時観測を実施したが，計器の故障天候不適などの理由によって所期の資料が得られないままに現地観測を終了せざるを得なかった．しかしながら得られたかぎりの資料の解析と数値実験とから，従来なかった知見を若干加えることができたのは幸いであった．

終わりに当って，この研究の結果から冷害対策について一言，言及しておくことにする．

第1には数値実験から明らかなように，北海道東部においては海岸から5kmの区域は一般気象条件いかんにかかわらず常に冷涼気象に支配されるので，これを一つの特別区域として取扱う必要がある．具体的にいえば，この区域においては実取り作物の栽培はさけるべきであり作目選定に対策の最重点がおかれるべきではないかと思われる．

第2に海岸から5km以上隔った区域においては，少照条件下と多照条件下とでは日中の気温に著しい差が生ずるが，少照条件の発生度数の高い冷害年次には海岸部に近い冷涼気象となる．しかしながら，この区域は栽培法や農法による微気象改良の効果が最も顕著にあらわれるところであり，この区域に対する改善施策が今後の冷害対策の重心の一つになるであろう．

この報告の作成に当たり，第3章は八木，第2・4章は岩切，第5章は井上が主として担当して執筆にあたり，全体の企画・取まとめは小沢が担当した．

参考文献

1) Estoque, M.A.(1961 a):The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. Hawaii Inst. Geophys. Rep., 17.

2) Estoque, M.A.(1961 b):A theoretical investigation of the sea breeze. J.Met., 18, 216-233.

3) Estoque, M.A.(1962):The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. J. Atmos. Sci., 19, 244-250.

4) Fisher, Edwin L., (1960):An observational study of the sea breeze. J.Met., 17, 645-660.

5) 羽生寿郎・内島立郎(1966)：北日本太平洋沿岸における夏期偏東風の統計解析．防災科学技術総合研究報告，第6号，47-58.

6) 近藤次郎(1965)：応用数学（下），東京，丸善，p 317-346.

7) Magata, M.(1965):A study of the breeze by the numerical experiment, Meteorology and Geophysics, 16, 24-37.

8) 農林省振興局研究部監修(1961)：農業気象ハンドブック．養賢堂．

9) 小沢行雄(1966)：低海水温の内陸気温に及ぼす影響について．防災科学技術総合研究報告，第6号，59-64.

10) 小沢行雄・岩切敏　井上君夫(1967)：冷害気象の局地的発現機構に関する研究（第1報）．防災科学技術総合研究速報，第7号，3-28.

11) Yudin, M.I. and M.E.Shvets(1940):Trudy GGO, No.31.