$$\left. \begin{aligned} B_0 &= -(ka)^3 iA, & B_1 &= -\frac{1}{4}(ka)^5 A, \\ C_1 &= \frac{7}{12}\left(\frac{k}{a}\right)^4 (ka)^5 A, & (C_0 \text{ は元来 } 0) \end{aligned} \right\} \quad (8')$$

となり 従つて(2)は

$$\left. \begin{aligned} \Delta_1 &= \mathcal{E} \left[-iA(ka)^3 \frac{H_{3/2}^{(1)}(kr)}{\sqrt{kr}} e^{-ipt} - \frac{1}{4} A(ka)^5 \frac{H_{3/2}^{(1)}(kr)}{\sqrt{kr}} \cos \theta e^{-ipt} \right] \\ U_1 &= \mathcal{E} \left[iA(ka)^3 \frac{1}{k^{3/2}} \frac{d}{dr} \frac{H_{3/2}^{(1)}(kr)}{\sqrt{r}} e^{-ipt} + \frac{1}{4} A(ka)^5 \frac{1}{k^{3/2}} \frac{d}{dr} \frac{H_{3/2}^{(1)}(kr)}{\sqrt{r}} \cos \theta e^{-ipt} \right] \\ U_1 &= \mathcal{E} \left[\frac{1}{4} A(ka)^5 \frac{1}{k^{3/2} r^{3/2}} H_{3/2}^{(1)}(kr) \frac{d}{d\theta} (\cos \theta) e^{-ipt} \right] \\ 2\omega_1 &= \mathcal{E} \frac{7}{12} \left(\frac{k}{a}\right)^4 (ka)^5 A \frac{H_{3/2}^{(1)}(kr)}{\sqrt{kr}} \frac{d(\cos \theta)}{d\theta} e^{-ipt} \\ U_2 &= -\mathcal{E} \frac{7}{12} \left(\frac{k}{a}\right)^4 (ka)^5 A \frac{1}{k^{3/2} r^{3/2}} H_{3/2}^{(1)}(kr) \cos \theta e^{-ipt} \\ U_2 &= -\mathcal{E} \frac{7}{12} \left(\frac{k}{a}\right)^4 (ka)^5 A \frac{1}{k^{3/2} r} \frac{d}{dr} \left\{ \sqrt{r} H_{3/2}^{(1)}(kr) \right\} \frac{d(\cos \theta)}{d\theta} e^{-ipt} \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

となる 即ち(1)の縦波が小球の存在する媒質内を傳播するとき球に出会うために散乱されて或る方向に傳わる波動は $(ka)^3$ のオ-ダ-以上のものであつて ka が非常に小さい時には殆んど negligible である. 特に偏りを示すものは $(ka)^5$ のオ-ダ-以上である

§ 3 結 言

以上の結果から弾性縦波が弾性常数の少し異なる半径 a の小球体の存在する媒質内を傳播する時は散乱波は振幅に於ては $(ka)^3$ に比例し従つてその強さは $(ka)^6$ に比例する程度以上のものであつて 實際問題に於ては取るに足らぬものである 即ち入射波はこの様な仮定の下に於ては、微小体の存在のために消散されることもなく 傳播し得るといふことが出来る これは最初の仮定が球の弾性常数と媒質のそれとの差が小さいためで若し球が空虚のものであるか或は rigid であれば散乱されるのであろう. 横波が入射した場合にはどうなるかといふことは、未だわからないが、やはり結果に於ては余り異つたものは出て来ないように思われる. 光学的現象の場合と著しく違ふ事は等方的に散乱されるものに較べて偏りを示す散乱成分が尚一層高次のもので、地殻表面附近に少し弾性率の違つた部分が散在していても空の青色のような特殊な現象の起る可能性が全くない事である.

冬季宇都宮附近にあらわれる局地前線と栃木縣の氣候について *

篠 原 武 次 **

§ 1 緒 言

冬季の宇都宮の風の日変化をしらべると 顯著な特徴として夜間から朝にかけてのよわい北風、

* T. Sinohara: On the Local Front that appears in the Neighbourhood of Utunomiya in Winter and on the Climate of Totigi Prefecture.

** 宇都宮觀候所

日中の南よりの風、午後から夜にかけての北風を認めることができる。風速は日中大きいことは勿論だが南よりの風が北よりの風に変わってからかなりの突風があることがある。

このような日変化はどうして生ずるか？固定した地形であるからこれは地表との熱の出入に起因するものだろうと思われる。

この地方は北・北西部には2000米内外の山岳が連なり、西方には1000米内外の山地、東方には数百米の丘陵が起伏して雨に開いた半盆地になつている。

代表的な特定の日における半盆地内の局地的な気象をしらべるために1946年2月3日栃木県内の約30の観測所で毎時観測が行われた。これは主に宇都宮測候所員によるもので、かなりの信頼度をもつた観測値が得られた。この観測値を解析して風の日変化の機構を説明する手がかりを得たので更に統計的資料を援用して突風の予想法を考え、この地方の冬の気候の一般的問題にまで及ぶ。

§ 2, 2月3日の地上解析

すくなくともこの日の日中は典型的なモンスーンによる天候と見ることができ（天気図・筑波山800米・甲体山2400米・高層気象台ゾンデ観測による）。この日の観測時毎の盆地内の気流の特徴と雲の分布から季節風は次の三つの局地気塊に分けることができる（第1図参照、このような図は各観測時について作られた）。

第 1 図 実線は気温 点線は水蒸

A北部気塊、B中部気塊、C南部気塊

この分類は又熱的な要素によつても特徴づけられるものであつて一括して各気塊の特徴を述べる。

1 A気塊

北部山岳から那須扇状地に吹き出して縣北の斜面を南下する。早朝は風速は小

さいが日中増加し風の息はかなり大きい。その前線は南下して14時ごろ宇都宮を通過して18時ごろの突風をもたらした。

時々大きい雲雲の塊をもたらすので雪量が多い。日没と共に風速は小さくなり南下した前線も消失する。気温は雲の多い山麓では日変化が小さいが那須高原を吹送するにしたがつて次第に変化は大きくなり前線の近くでは割合振巾の大きい山型の日変化になる。水蒸気量は比較的多い。

2 B気塊

早朝は宇都宮南方に無風域として認められるだけであるが日出後しだいにはつきりして日中宇都宮附近を東西にとる発散軸をもつ気流でA、C気塊との間に夫々前線を形成する。A気塊に対する前線は7時ごろ宇都宮をとつて9時30分ごろまで北上を続け宇都宮北方20軒に達し反轉しA気塊の前線として南下する。この気塊の雲量は割合少く積雲型で日中増加する。日出と共に急速

に昇温してその昇温域は前線の移動に伴つて北上するか前線が南下するところにはA気塊と気温の差はほとんどなくなる。気温日変化はこの気塊中にあつた西部山麓では平頂の山型であり前線の近くになると尖頂山型になる。水蒸気量は比較的少く舌状乾燥域として認められる

8 O気塊

日中縣南にあらわれる西乃至南西の氣流であつてB氣塊との間に風向の不連続をつくるが熱的にはB氣塊と本質的な差異はないようである。雲量もつとも少い

§3 2月3日の上層氣流解析

この日中行われた宇都宮における上層氣流観測(8回)の結果からA-B氣塊とその前線について次のような結論を得る

B氣塊中にある間は下層に風速の変動の大きいWSW風がありその上に風速が高さと共に増加するWNW風があつて更にその上にほぼ一樣なW-NW風がある。この下層の雨よりの風をB氣塊上層の一樣な風を季節風と見ればその間にあるのは漸移層と見ることが出来る

各高度における風速の時間的变化をしらべると

1 B氣塊でははじめ風速が増加するか前線が南下しはじめるところからは風速の変動はほとんどない

2 漸移層はB氣塊の上では常に風速が増加する傾向があるが前線が南下しはじめるとその増加度は小さくなる

3 漸移層以上ではB氣塊が下にあるときは常に風速は減少する傾向があり前線が北上中は特に減少度は大きい

4 前線のすぐ北側では、漸移層では風速が大きくなるが漸移層以上では風速が減少する

5 北部氣塊にはいつてしまうと下層では風速は減少し上層では増加する

この結果をみると大たい上層の風が漸移層に降り漸移層の風は前線の北側ではついに地上に降りるらしいことがわかる。そうして地上解析の結果も総合し三つの氣塊とそれらの前線について次のように述べる事ができる。又これらの結果に矛盾しないようなA-B前線の南北断面を求めると第2図のようになる。

第 2 図

1 A B氣塊の差異は上越山地を越えて西部山地に到達した氣流と、北部山岳を越えた直後の氣流に生じている雲の量が異なるための気温日変化の差異に基くものであつて山谷風とか海陸風の規模のものである

2 B氣塊の気温日変化による下層安定度の変化が風の降る現象にあずかつているがB氣塊そのものは流出流の要素に支配されるものと思われる

4 統計的考察

2月3日の解析結果が冬の代表的なものであるとすれば当然冬のこの地方の氣候現象を説明する

ものでなければならない。

こゝではまず上層気流観測の統計を用いて2月3日のチェックを行つてみた。1935年12月—1938年2月の期間で典型的な北西季節風の吹いた日の約30例(8時30分—9時放球)についてしらべたところ、そのすべてについて2月3日の特徴に大たい一致することがわかつた。又その各について地上気象要素の変化をしらべたところA気塊の前線についてほぼ2月3日のものと似ていることがわかつた。

第3図

第3図は上述の上層気流観測約30例について横軸に放球時から北風になるまでの時刻差、縦軸に観測時におけるB気塊の高度と漸移層の高度(上層風の変化の特徴から判定した)をとつたもので2月3日の観測が代表的な場合のものであることを裏書きする。又この図を逆に用いればある時刻におけるB気塊の高さを知れば北風の吹き出す時刻を推定することもできる。

北風に伴う最大風は必ずしもA気塊の前線に伴うものではないがこの北風が前述のように漸移層の風が降りたものとすれば両者の間にはかなりはつきりした相関があるはずである。第4図はこの

第4図

関係を上述の30例から求めたものである。

次に1941年—1945年の区内観測所の観測による気温、降水量等についてその冬期間の分布をしらべたところやはり2月3日の解析によつて説明されることがわかつた。即ち

1. 北部、北西部山岳地方が多降水で気温日較差が小さいこと——山岳におけるA気塊の特徴
2. 縣北高原では平均降水量と気温日較差の場所的傾度が大きいこと——A気塊の変形過程。
3. 西部山岳の降水が少なく気温日較差が割合大きいこと——B気塊の特徴。
4. 宇都宮北東方(茂木地方)の高温域——B気塊の末端の流入
5. 宇都宮附近を北東—南西にのびる大較差域——A、B気塊の前線帯(これは実は積乱雲の発生に重要な役割をしている)

§5 結 言

このようにして宇都宮の日中の雨風は局地前線によつて説明され、又栃木縣の冬の氣候が局地的な気塊によつて説明されることがわかつた。しかしこのような気塊と前線の運動が果して溢出流と風の降りることによつて説明され盡したことは断じ得ない。これは更に詳しい観測と妥当な仮定による數理的吟味を必要とする。

この調査のために観測に協力された宇都宮測候所員ならびに種々の便宜を與えられた川瀬同所長、御関照と御批評をいたした昌山先生、齋藤(録)博士、大道寺先輩に深謝する次第である。