氣象集誌

第二輯 第二十卷 第六號

論 文

日本の動氣候學

高橋 浩一郎*

§1. 緒言 我々は今迄に二月づきに分け、各季節に特有な日本の天候を調べて來た。今度はそれらの結論と云ふ様な意味を含め、一年を通じて動氣候學的に觀察して見よう。さて氣候と云ふのには元來二つの意味があり、地域的の別け方と時間的の別け方とがある⁽¹⁾。然し日本に於いては四季の變化が顯著にあらはれ、その推移は我々の日常生活と重要な關係がある。この意味で日本の動氣候學の出發點はまづ季節の分類にある様に思ふ。まづこの問題から考へて行かう。

§2. 季節 季節は昔から日常生活と密接な關係があり、四季とか七十二候⁽²⁾と云ふ様に整然と分けられてゐた。然しこの分け方は總べて天文學的結果に氣候學的結果を加味して分けたものであつた。例へば立春、立夏と云つても太陽の位置で定まるのであつて、決して氣象學的に春になるとか夏になるのではない。又在來の靜氣候學では單に月平均とか旬平均の値などを論じてゐるから冬から春になるにしても連續的に變るのであつて不連續的な變りと云ふものは出て來なかつた。然し季節の變りは我々の經驗に依るとはつきりとしてゐる。例へば9月の中旬頃急に秋になる日を感じ、又6月の上旬には明かに梅雨の入りを知る。そしてこれは必ずしも曆の上の秋とか梅雨の入りとは一致しないのである。この様な點に在來の氣候學の足りない點があつた様に思はれる。

勿論此の様な氣候の變り、梅雨の入りとか明けと云ふ様なものは農業上重要な問題であり、いろいろ調べたものもないではない。例へば佐々木氏⁽³⁾は梅雨の入りや明けを季節豫想の爲に調べられた如きその一例である。然し、この重要性の割合には調査が不充分であるので、昭和6年から昭和11年迄6年間のいろいろの氣象要素、天氣圖等を參考として調べて見た。その結果に依ると、大抵の氣象要素に大なり小なりに季節の變りが現れてゐる。そして前に夏から秋への變りに見た如く毎日の最低氣溫に良く現れ、又天氣圖の上でもよく見られる。次にその模様を述べよう。

* K. Takahasi: Dynamical Climatology in Japan. 中央氣象臺彙報.

(1) 福井著、氣候學、1頁。

(2) 同前、446頁。

(3) 佐々木：東京地方の梅雨豫想。測候時報、8, 195頁、昭和12年。

第 1 圖

第 1 圖は一例として東京の昭和 11 年の毎日の最低気温と降水を示したものであるが、更に天氣圖を参照しながら見て行くと次の様な特徴が見られる。まづ冬の間は気温が低く、氣壓配置は所謂西高東低で表日本は晴、裏日本は連日の様に雪で之れから崩れる事はあまりない。然し 1 月下旬頃一、二度低氣壓が内地に沿ひ東進しアリウシヤンで發達し、この際あとは季節風が強くなつて内地一帯は著るしく冷える。圖の 1 月 31 日頃がこれに當る。これが所謂“寒”に當り、年に依つて異なるが大凡そ 1 月 26 日頃起るか年に依り 12 日位前後する。

寒がすぎ、しばらくすると気温はやや昇り氣味になり、氣壓配置は大體西高東低であるが次第に崩れ初める。そして時折り臺灣坊主が發生し内地に沿ひ東進し表日本に雨を齎す様になる。この初めが曆の上の立春に相當させる事が出來、圖では 2 月 5 日頃に當る。平年は 2 月 3 日頃で年に依り 13 日位前後する。

さらに 3 月に入ると大陸の高氣壓がちぎれて移動性高氣壓となつて東進し、その後颱風が日本海に入る様になる。こうなると急に気温が昇り初めて春めいてくる。圖の 3 月 13 日がこれに當る。これ以後は移動性高氣壓と颱風が 4 日位の週期で交互に現れ、雨も週期的になり、所謂春雨となる。この 3 月頃の初めての気温の上昇が春の入りで 2 日位前の移動性高氣壓の通過がその前兆となる。この時期は平年 3 月 1 日頃で年に依り 16 日位前後する。

春が段々にすぎ 5 月に入ると五月晴で暫らく天氣が続く様になる。圖では 4 月 15 日頃がこれで、春の間は気温が週期的に変化するが、この頃になると天氣がつづく様になる。この時期は天氣圖上で見ると小笠原方面に高氣壓が出來、然も帶狀に東西にのびる時期であり、初夏の入りと見られよう。平年は 4 月 30 日頃年に依り 8 日位の前後がある。この時期に入る前にしばしば移動性高氣壓の通過に際し晩霜を見る事がある。従つて晩霜は初夏に入る前兆でもある。

さらに季節がすすみ 6 月に入ると再び雨期に入る。この時は気温は一般に下り氣壓配置は梅雨型となる。圖の 5 月 24 日頃がこの時期に當り、この 1 週間位前から高氣壓が北の方に現れ氣壓

配置は東高西低となり雨が多くなる傾向が見られる。これが梅雨の入りで例年 6 月 5 日頃、年に依り 10 日位前後する。この入りは暦の上の梅雨の入りと大體同じである。この様な天候は約 1 ヶ月位續くが、途中一時氣溫が昇つて天氣が良くなる。圖の 6 月 18 日前後がこれで、梅雨の中休みと呼ばれてゐる。普通 1 週間位つづく。

7 月の中旬になると氣壓配置は次第に南高北低の夏型に移り、不明瞭な溫前線で大雨を起す事がある。そしてこれがすぎると急に氣溫が昇り今迄の陰鬱な雨は晴れて夏に入る。これが梅雨明けであり、夏の入りである。この時期は圖では 7 月 16 日で、平年は 7 月 18 日前後、年に依つて 7 日位の前後がある。夏に入ると氣壓配置は南高北低の氣壓配置となり、時折り驟雨はあるが天氣良く、稀に颱風が本邦を襲ふのが普通である。そして 7 月の下旬頃、日本海に低氣壓が入つた時など殊にあつくなる。これが“暑”で圖では 7 月 27 日頃、平年は 8 月 4 日頃で年に依り 12 日位の前後がある。この時期は大體は暦の暑と一致するが實際の暑の方が遅れる氣味がある。

暑がすぎ、10 日もすると氣溫は次第に下り氣味となり時に颱風が内地を襲ふ様になり、大陸の方に高氣壓が見える様になる。これが立秋と云へよう。圖では 8 月 14 日頃、平年では 8 月 19 日前後で年に依り 5 日位の前後がある。

更に 9 月中旬になると急に氣溫が降り、再び秋の雨期に入る。この雨期は梅雨にも比すべきもので秋の霖雨とも云へよう。この現象は天氣圖上では大陸の高氣壓が發達し、小笠原の高氣壓との間に出來た不連續線が次第に南下し、その通過に依り南西氣流から北東氣流に入る時に見られる。圖では 9 月 16 日がこの時期に當り、例年は 9 月 11 日頃で年に依り 6 日位前後する。そしてこの現象が起る時は大抵相當に強い颱風がこの不連續線にそひ北東に進行するのが普通である。

大陸の高氣壓が次第次第に發達し、本邦附近一帯がその勢力下に入ると秋の霖雨はやみ、秋晴れの候に入る。この時期は圖では 10 月 3 日頃、例年は 10 月 10 日前後で、年に依り 9 日位違ふ。そしてこの頃からまた移動性高氣壓や颱風が 4 日位の週期で交互に現れ、雨や氣溫が週期的に變化する様になる。

しかしこの週期的變化も 11 月下旬になると次第に週期が長く振幅が小さくなり、氣壓配置は略々西高東低の冬型となり冬に入つて行く。そして内地の太平洋側は連日の様に晴がつづき、日本海側は陰鬱な天氣に變る。この時期は圖では 11 月 29 日頃、例年は 11 月 20 日頃で年に依り 10 日位の前後がある。暦の上の立冬に略々相當する。然しなほ時に移動性高氣壓や日本海に低氣壓が入る事の爲に小春日和と云ふ様な暖かい日があるが 12 月中旬になると最早西高東低の氣壓配置は崩れる事なく、ただ内地の南東の沖を低氣壓が通過する位にとどまる。この時期は圖では 12 月 20 日頃、例年は 12 月 18 日頃で年に依り 5 日位の前後がある。

以上が 1 年間の天候の變遷の模様で大體毎年現れる。然しこの季節は本州を中心として見てお

るから地方に依つて違ふ。例へば滿洲邊りでは梅雨期の現象は現れないし、秋は早く来る。又年に依つて季節の變りの日はかなり違ひ、1 週間乃至 2 週間位前後する。従つて年に依るとある季節は現れない事もある。例へば梅雨は稀に現れない事があり潤梅雨と呼ばれてゐる事はここに新ためて述べる必要もなからう。又上述の日付は僅か 6 年間の値であるからかなりの誤差が期待され、4,5 日位前後するかもしれない。又上述中の年々の日付の變動は平均値からのずれの絶対値の平均をとつてあるから、年に依るとこの 2 倍位の進み、遅れがあると思はなければならない。従つて寒は普通 1 月下旬に起るが、年に依つては 1 月上旬、又は 2 月の中旬頃になつて起る事もある。

次に以上を一括し、それを基にして本州附近の季節をわけて見ると第 1 表の様になる。

第 1 表 日本 の 季 節

季 節	季節の變り	日 付	暦の上の日付	兆 候	天 氣 圖 上 の 特 徴
初 冬	立冬	11 月 20 日±10 日	11 月 8 日頃	天氣略々安定す。	氣壓配置略々西高東低となるもなほ不完全、時に崩れる。
	冬の入り	12 月 8 日±5 日	(冬至 12 月 22 日頃)	氣溫急降す。	颶風通過後季節風強くなつて安全な西高東低となる。
眞 冬	寒	1 月 26 日±12 日	1 月 20 日頃	氣溫著しく低し。	低氣壓アリウシヤンで發達し、季節風強くなつて非常に冷える。
初 春	立春	2 月 3 日±13 日	2 月 3 日頃	氣溫昇り始む。	なほ西高東低なるもやや崩れ初め、小笠原方面に高氣壓出初める。
	春の入り	3 月 1 日±16 日	(彼岸 3 月 18 日頃)	氣溫急昇し、天氣週期的に變り始む。	移動性高氣壓數日前本州を通過し、その後颶風がつづき、高低氣壓週期的に通過す。
眞 春	立夏	4 月 30 日±8 日	5 月 6 日頃	天氣略々安定す。	週期的な高低氣壓の通過略々終り、帶狀に高氣壓小笠原方面に出来る。
初 夏	梅雨の入り	6 月 5 日±10 日	6 月 11 日頃	氣溫降り、雨期に入る。	10 日位前氣壓配置は東高西低となり、後オホツク海に高氣壓出來、梅雨型となる。
	梅雨の明け	7 月 18 日±7 日	(土用 7 月 20 日頃)	氣溫昇り、雨期終る。大雨を伴ふ事多し。	低氣壓日本海に入り、オホツク海高氣壓崩れ、南高北低の氣壓配置となる。
眞 夏	暑	8 月 4 日±12 日	7 月 23 日頃	氣溫著るしく昇る。	小笠原高氣壓發達し、日本海に低氣壓が入つて非常に暑くなる。
初 秋	立秋	8 月 19 日±5 日	8 月 8 日頃	氣溫次第に降り初む。	南高北低の氣壓配置崩れ始め、大陸に高氣壓形成し始める。
	霖雨の入り	9 月 11 日±6 日	(彼岸 9 月 20 日頃)	氣溫急降し、雨期に入る。	大陸高氣壓と小笠原高氣壓との間の不連續線南下す。颶風を伴ふ事多し。
霖 雨	霖雨の明け	10 月 10 日±9 日	—	雨期終り、天氣週期的に變り始む。	大陸高氣壓發達し、高低氣壓次々と通過し始める。
眞 秋	立冬	11 月 20 日±10 日	11 月 8 日頃	天氣略々安定す。	氣壓配置略々西高東低となるもなほ不完全時に崩れる。

§ 3. 各季節の天氣の週期性、持續性 前節で季節の區別が定まつた故、次には各季節の天候のいろいろの性質を調べて見よう。まづ第一に問題になる事は天候の變化の性質、例へば秋の雨は何

日位づくだらうか、又一雨來たら次には何日目位にくるだらうかと云ふ様な問題である。この値は單に學問上ばかりでなく、實際の天氣豫報を行ふ際にも甚だ重要であり、既に多くの研究がある⁽¹⁾。例へば週期性⁽²⁾に関しては岡田博士の三寒四溫の研究、天氣の持續性⁽³⁾に関しては藤原博士、畠山博士の研究などその一例である。週期性から調べて行かう。

まづ我々は天氣の週期性の意義から調べて行かなければならない。天氣の週期性と云つても日變化や年變化は別としてこの外に云はれてゐる 5 日週期とか 1 週間週期と云つてもそれははつきりとした週期をもつものでない。この事は昔から多くの人が調和分析に依り正確な週期を求めようとしてあまり成功してゐない事からも判る。しかしながら天氣が大體ある時間で週期的に變つてゐるのは確かである。例へば毎日の東京の氣壓及び 1 耗以上の降水量について、極大から極大までの間隔の頻度を調べて見ると次の表の如くなり、季節に依つて多少の違ひはあるが、3.5 日頃が最も多くなつてゐる⁽⁴⁾。

第 2 表. 天 氣 の 週 期 性

東京の氣壓

間 隔 (日)	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
冬 (11, 12, 1, 2)	11	35	32	16	11	6	1	2	2	
春 (3, 4, 5)	15	24	21	15	15	8	2			
梅雨 (6, 7)	1	8	12	7	5	8	3	2	1	1
夏 (8)	1	5	5	4	1	6	1	1		
秋 (9, 10)	4	16	15	14	9	4	1	1		
年	37	88	85	56	41	32	8	6	4	1

東京の雨

間隔(日)	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	其 の 他
冬	9	11	9	9	6	3	6	2	4	3	2	—	1	4	17, 20, 23, 25, 26
春	10	12	14	14	4	6	4	1	—	3	1				16, 20
梅雨	7	5	12	7	2	4	1	1	1	1	—	1			18
夏	4	5	3	5	1	1	—	1	1	1					16, 23, 30
秋	6	8	10	4	9	1	2	2	3	2	2	—	1		
年	36	51	48	39	22	15	14	7	9	10	5	1	2	4	

この事は確かにある意味で天氣に週期性がある事を示すもので、偶然性に依る變動ではない。然らば天氣の週期性はどの様に考へたらば良いだらうか。これに大別して二つの考へ方がある様に思はれる。一つは灣の副振動の様に外から力を受けながら振動をしてゐる種類の週期性、今一つは藤

(1) 岡田著：氣象學下卷，183-192 頁。

(2) T. Okada: On the Seven Day Period in the Winter Temperature of Korea and Manchuria, Proc. Im. Ac.l. Tokyo, 8, 1932.

(3) 藤原, 中田: On the per-istence of weather, Geophys. Mag., 3, 27, 1930.

畠山: 天氣の持續性に就いて. 本誌, 11, 昭和 8 年.

(4) 宮本, 三石: 天氣の週期. 本誌, 8, 140 頁, 昭和 5 年. にも同じ結果が得られてゐる.

原博士が云はれる様な間歇温泉の様な種類の週期性⁽¹⁾である。もし前者の様な週期性ならば、且つて筆者が提出した方法で分析出来る筈である。それで最も週期性が顯著に現れてゐる春の東京の毎日の氣壓について調べて見ると第 2 圖の如くなる。これを見ると自己振動の減衰比は相當に大きなもので、自己振動はあまり現かには出ない筈である。然し實際にはかなりはつきりしてゐる所を見ると間歇的週期で、週期が崩れると見た方が適當の様である。

第 2 圖

尙、筆者の提出した週期分析法は間歇的な週期性の場合にも用ひられ、週期の變動が大きい時にはあたかも減衰が甚だしいかの様になる。そして數學的には勝手な函數をフーリエの級數で展開出来る様に、間歇的な現象の週期性も振動體の週期性で置き代へて調べる事も出来る。

天氣の週期性の意義は大體以上で明かになつたと思はれるから、次にはこの様な週期性がいかにして起るのか考へて見よう。春や秋のこの週期性は明かに大陸から低氣壓と移動性高氣壓が交互に出てくる爲に起るのであつて 1 年中で一番明瞭に感じられる。これは良く知られた事であまり議論の餘地はないであらう。冬や夏は我々の感じから云ふと週期はもつと長く、普通 1 週間と云はれてゐる。然し毎日の天氣をよく眺めて行くと、上に得られた 3.5 日週期は低氣壓が次々に東進する爲に起るもので、春や秋のものと本質的には大差ない。

然らば何故冬や夏この週期を問題にしないかと云ふと、冬や夏になると氣壓の配置が略々定まり、シベリヤ高氣壓や小笠原高氣壓が壓倒的に有勢で、弱い低氣壓の通過は氣壓の大勢に大きな影響を及ぼさず、従つて屢々顯著な天氣變化は起さない。我々が感じる冬や夏の週期性はもつと大規模な冬のシベリヤ高氣壓や夏の小笠原高氣壓の動靜に大きな影響されるものである。これは多く北極の方から出てくると思はれる冷氣塊の吹出しである。冬支那で云はれる三寒四溫は岡田博士の云はれる如くシベリヤ高氣壓の吹き出しに依る事はあきらかである。夏の天氣はオホツク海方面の狀況が重要な影響を及ぼし、この狀況もやはり極から出てくる冷氣塊の影響に依る。この様な冷氣塊がほぼ 1 週間毎に吹き出てくる爲冬や夏には 1 週間週期が感じられるのであらう。

尙ここで注意すべきは 1 週間週期は前の 3.5 日週期の倍となつてゐる事である。これは偶然の一致ではない様に思はれる。高氣壓の吹出しは大體間歇的の現象であり、大陸が冷えて出来た冷氣塊が吹き出す現象と見なし得る。そして一度吹き出すとすつかりエネルギーがなくなる故少し位の刺激では吹き出さない。然るに櫻庭氏に依れば大陸高氣壓が充分發達するには數日を要する。そし

(1) S. Fujiwhara: On the Periodicity of Intermittent Phenomena such as a Geyser, Proc. Imp. Acad. Tokyo, 16, 294, 1940.

て暫らくは水平安定度に依りささへられてゐる。ここに 3.5 日週期の低氣壓がくると一つめではまだ充分エネルギーがないから吹き出さないが、二つめがくるとこんどは充分エネルギーが蓄へられている故、高氣壓の吹き出しとなる。かくして 1 週間位の週期では天氣が變化する事になるのであらう。

以上の様に季節に依つて我々の感ずる天氣の週期はちがふのであつて、次に我々の感ずる天氣の平均の週期を求めて見よう。

第 3 表 各 氣 節 の 平 均 週 期 (日)

季 節	眞 冬	初 春	眞 春	初 夏	梅 雨	眞 夏	初 秋	霖 雨	眞 秋	初 冬
天氣圖より	8.1	5.2	4.4	5.5	5.5	8.3	6.0	5.1	4.3	5.1
東京降水より	8.5	5.8	4.3	5.5	4.1	6.3	5.9	4.4	5.7	5.9
筑波氣溫より	5.8	4.7	4.4	5.4	5.2	7.1	5.9	4.6	4.3	5.1
平 均	7.8	5.3	4.4	5.5	4.9	7.3	6.0	4.7	4.6	5.3

上表に見られる様に確かに經驗的に感ずる如く春秋の頃は夏冬にくらべ天氣の週期は小さいので半分位である。即ち春秋の頃は天氣が變り易く、夏冬は割合つづくのである。又梅雨の候とか霖雨の時の週期性は上表の様に一應求めたが甚だあいまいなものである。

尙上表に見られる如く、5 日とか 6 日位の週期も見られ、前に得た 3.5 日週期とか 7 日週期とは必ずしも一致しない。しかし、これはこの 2 つの週期が互ひに干渉し合つてこの様になるものと思はれる。そして天氣の豫報と云ふ様な立場からはこの 2 つの週期が多少崩れるとし、組合せて考へた方が上表の値そのものを使用するより良いと思へる。又實際の天氣にはもつと長い週期の變化も確かに存在してゐるが、これは又次の機會に譲り、一應週期の事は一段落させよう。

さて、次に問題になる事は天氣の持續性である。これは昔から多くの研究がありこれも大體の天氣の豫想をつける場合の参考材料として重要である。しかしこの値は天氣の週期性が割合廣い範圍

第 4 表 各氣節の天氣の平均持續回数及降雨率

持 続 日 数	眞 冬	初 春	眞 春	初 夏	梅 雨	眞 夏	初 秋	霖 雨	眞 秋	初 冬
新 京 { 晴	9.7	10.2	7.2	4.4	2.4	3.4	3.5	3.6	5.0	6.0
新 京 { 雨	1.3	1.7	1.7	2.3	3.0	2.9	1.9	2.0	1.4	1.4
新 湯 { 晴	1.2	1.6	1.8	2.7	1.8	5.7	2.7	2.2	2.4	1.6
新 湯 { 雨	19.6	5.9	2.4	2.4	2.8	2.1	1.3	4.5	2.8	5.7
東 京 { 晴	6.1	2.8	2.5	3.9	2.2	4.6	3.4	1.7	4.2	4.9
東 京 { 雨	2.0	2.4	2.3	2.1	2.9	1.3	3.0	3.3	1.9	1.6
父 島 { 晴	1.6	1.9	2.4	3.1	3.6	3.8	2.6	1.9	2.0	1.9
父 島 { 雨	3.4	2.5	2.5	3.8	2.1	2.8	2.3	2.7	3.3	3.4

降 雨 率	眞 冬	初 春	眞 春	初 夏	梅 雨	眞 夏	初 秋	霖 雨	眞 秋	初 冬
新 京	0.12	0.14	0.24	0.34	0.56	0.46	0.35	0.36	0.22	0.19
新 湯	0.94	0.61	0.57	0.47	0.61	0.27	0.33	0.67	0.54	0.78
東 京	0.25	0.46	0.48	0.35	0.57	0.22	0.47	0.66	0.31	0.25
父 島	0.68	0.57	0.51	0.55	0.87	0.42	0.47	0.59	0.62	0.64

で成立するに對し地方に依りひどく違ふ。又季節に依つても著るしく違ふ。もつとも天氣とせず等壓線型式に對して考へるならば、比較的ひろい範圍について云へる。

第4表は2,3の地點の平均の晴の持續日數、雨の持續日數及び降雨率を求めたもので、雨とは1日0.1耗以上の降雨を見た日、晴とはそれ以外の日を意味する。

上表で判る様に天氣の持續日數は季節に依り著るしく異なり、例へば東京の晴は冬では平均6日位つづくのに、梅雨時や霖雨の期節には2日位しかつづかない。又東京と新潟とでは著るしく異なる時がある。唯これを見て氣が付く事は持續日數と降雨率とが密接な關係があるらしい事である。

この關係は次の様に考へると説明出来る。即ち先人の研究によると天氣の持續の統計的性質として晴の次の日が雨になる確率を q 、雨の次の日が晴になる確率を p とすると p, q は前の歴史に關係のない一定の値を有してゐる。勿論 p, q は季節に依つては異ふ。従つて一般に n 日晴の續く確率は $q(1-p)^{n-1}$ であるし、 n 日雨の續く確率は $p(1-p)^{n-1}$ である。これから晴の平均持續日數 l は

$$l = (1-q)q + 2(1-q)^2q + 3(1-q)^3q + \cdots = \frac{1}{q} \quad (3.1)$$

で、雨の平均持續日數 l' は

$$l' = (1-p)p + 2(1-p)^2p + 3(1-p)^3p + \cdots = \frac{1}{p} \quad (3.2)$$

である。次にある任意の日が雨になる確率、即ち降雨率 Q は明かに

$$Q = \frac{l'}{l+l'} = \frac{q}{p+q} \quad (3.3)$$

となる。一般に q と Q は違ふ値で、 q の方が小さい。それで $q = fQ$ とおくと (3.2), (3.3) より降雨率 Q と雨の持續日數 l' の關係として

$$l' = \frac{1}{p} = \frac{1}{f(1-Q)} \quad (3.4)$$

を得。又晴の持續日數 l との關係として

$$l = \frac{1}{q} = \frac{1}{fQ} \quad (3.5)$$

を得る。 f の値は嚴密に云ふと季節や地方に依つて異なる筈である。所が $f=0.80$ において (3.4) の式から降雨率 Q と、雨の平均持續日數との關係をかいて見ると、第4表と良く一致する。この事は f を定數と見る事が出来る事を意味し、従つて降雨率が判ると晴や雨の平均持續日數が (3.4), (3.5) から簡単に計算出来る。これは甚だ具合のよい關係で、降雨率は降雨日數として既に多くの統計がとられてゐるからそれがそのまま用ひる事が出来る。次に一月を30日として (3.4) 及び (3.5) から降雨日數と平均持續日數との關係を計算して見ると次表の如くなる。

第 5 表 降雨日数と平均持続日数

降雨日数	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30
晴	∞	18.8	9.4	6.3	4.7	3.8	3.1	2.6	2.3	2.0	1.8	1.7	1.5	1.4	1.3	1.2
雨	1.2	1.3	1.4	1.5	1.7	1.8	2.0	2.3	2.6	3.1	3.8	4.7	6.3	9.4	18.8	∞

尙目的に依つては單に平均持続日数ばかりでなく、その分布曲線も必要であるが、これも上の結果を用ひると次の式で與へられる。

$$P(n) = (1-q)q^{n-1} = (1-fQ)^n fQ \quad (3.6)$$

$$Q(n) = (1-p)p^{n-1}(1-f+fQ)^n f(1-Q) \quad (3.7)$$

但し $P(n)$, $Q(n)$ は晴や雨が n 日つづく確率である。又、時には同じ天氣が最も持続する場合の日数がほしい事もあるが、これは實用的には平均持続日数の四倍をとれば良い。實際持続日数が平均持続日数の四倍以上になる確率を求めて見ると平均持続日数が少しく大きくなると e^{-4} 即ち凡そ $1/53$ となる。そして持続日数が少さく例へば 2 日の時は $1/256$ となる故、相當に小さく、これ以上になる事はあまりないと考へてよい。これは實例についても云へる。

§ 4. 天氣の移動速度 天氣現象に於ける一つの重要な性質は天氣が次第に動いて行くと云ふ性質で、天氣豫報の一つの指導原理である。在來の氣候學では天氣の移動と云ふ事はあまり研究の對照とはならなかつた。天氣豫報と云ふ立場から見ると一つの甚だ重要な問題である。高氣壓や低氣壓の各季節の平均速度は既にふるくから求められてゐるが⁽¹⁾、天氣とか、不連續線、黃沙の様なものの速度も合せて今一度調べておくのも無駄ではあるまい。

まづ昭和 10 年の 7 月から 13 年の 6 月迄の印刷天氣圖に依り、1 日の間の移動速度を求めた平均を示すと次表の如くである。

第 6 表 日本附近に於ける氣象狀況の移動の早さ (軒/時)

	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
高 氣 壓	42	40	35	43	40	34	13	14	22	38	38	41
低 氣 壓	52	44	48	45	41	31	22	28	33	34	41	54
不 連 續 線	35	19	23	21	15	10	9	9	19	23	30	23
雨 域	33	35	38	35	34	25	14	21	27	29	38	35

低 氣 壓 の 速 度 (氣象要覽より)

1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
39	41	41	39	34	30	26	27	29	34	39	38

尙上表の平均速度を求めるに際し、定常性高氣壓、季節風に依る降雨などはとつてない。又低氣壓もはつきりしたものを取りあいまいなものは除いた。又黃沙は 3 月と 4 月に現れ、それ以外に

(1) 例へば氣象要覽。

は殆んど出ない。その速度は大體 27 籽毎時である。なほ参考までに氣象要覽にのつてゐる低氣壓の速度を示すと上の如くである。これと上表を比較して見ると大體は一致するが 2 割位の差がある。これはおそらくとつた區域及び低氣壓の種類の相違に依ると思はれる。

上表の結果を見ると年變化がはつきりと現れ、どれも夏遅く、冬早い。又低氣壓が一番早く次が高氣壓、雨域、不連續線の順となつてゐる。そして高氣壓と低氣壓の早さの差はあまり大きくないが、不連續線は著るしく小さく凡そ高、低氣壓の半分しかない。この事は既に春の動氣候學を論じた時に言及したが、高、低氣壓の動く理由と、不連續線の動く理由とが全く別である事に依る。これは進行方向を見ても判る事である。又雨域は低氣壓や不連續線に伴ふから、その速度が高、低氣壓と不連續線の間にあるのも當然の事である。

以上は平均の値であるが、然らば速度分布はどうなつてゐるだらうか。これは今迄あまり論じられてなかつたが重要な問題と思ふ。氣象要覽の原簿を拜借して、昭和 9, 10 年及び昭和 13, 14, 15 年の材料について調べた結果は第 7 表の如くである。

第 7 表 低 氣 壓 の 速 度

				最 多 値	算 術 平 均	偏 差	最 大 値
8 月	日 本	海 上		20 (0.77)	26	16 (0.61)	78 (3.0)
9 月	南 方	本 洋		17 (0.74)	23	13 (0.55)	72 (3.1)
1, 2 月	日 本	海 上		24 (0.76)	32	17 (0.55)	87 (2.8)
4 月	支 那	東 海		22 (0.71)	31	18 (0.58)	107 (3.4)
4 月	南 方	洋 上		32 (0.80)	40	19 (0.49)	112 (2.8)
4 月	東 方	洋 上		40 (0.81)	49	20 (0.41)	143 (2.9)
1 月	日 本	近 海		35 (0.82)	43	20 (0.48)	117 (2.7)
平 均				0.77	1.00	(0.52)	(3.0)

速 度 分 布

速 度 (籽/時)	4 月高氣壓	10 月高氣壓	1 月, 2 月東 方洋上低氣壓	10 月東 方 洋 上 低 氣 壓	9 月 南 方 洋 上 低 氣 壓	8 月 南 洋 低 氣 壓
0	0	0	0	1	0	0
5	1	4	4	1	11	21
10	4	5	20	6	27	67
15	14	12	22	25	35	109
20	13	34	37	31	21	45
25	16	34	63	38	12	34
30	21	42	70	38	7	17
35	21	36	62	38	8	9
40	17	32	62	34	3	10
45	20	34	58	31	6	1
50	15	38	70	24	1	3
55	11	40	49	19	2	3
60	18	37	37	19	1	2
65	9	19	30	23	0	0
70	7	12	14	15	1	3
75	5	7	8	15		0
80	6	9	11	2		0
85	7	3	4	4		0
90	2	3	4	8		1
95	6	3	4	0		
100 以上	8	3	4	5		

これを見るといろいろの事が知れる。第一に速度の頻度には極大があり、従つて平均速度を用ひる事に意義がある。唯、注意すべきは普通平均速度と云ふと算術平均を意味し、最も頻度の多いものを統計してあるわけではない。分布曲線がガウスの分布曲線の様な場合にはこの二つは一致するが、現在の速度分布の様な場合には決して一致しない。表中括弧内はこの速度分布の最大値、平均値、偏差、最大値を、算術平均値を 1 とした場合の割合を示した。

上表から速度の最大値は算術平均の凡そ 8 割である事が知れる。従つて第 7 表を實際に使用する場合、8 割を乗じた値の方が實際に使用するのにはよいので、例へば 1 月の低氣壓の速度は平均として 40 籽/毎時とつた方がよい事がわかる。又上表から低氣壓の速度の最大は算術平均の凡そ 3 倍である事がわかる。従つて 1 月の低氣壓の速度として 156 籽/毎時をこえる事なく、もしそれをこすように出たら大抵誤りと考へてよい。

次に重要な事は速度の極大が良く見ると 2 つあるらしい事である。例へば 10 月の高氣壓の速度分布を調べて見ると 30 籽の所と 55 籽の所とに極大が認められる。この様な事は統計の誤差として起り得ない事もないが、この場合にはあまりにもはつきりと現れてゐる。又低氣壓の方についても同じ様な事が見られる。そしてこの大きい方の速度は小さい方の速度の凡そ倍となつてゐる。これが事實とすれば面白い事である。二つの極大が出る事は低氣壓の移動すると云ふ現象に二つの形式がある事を物語る。この二つの形式は次の様なものではなからうか。即ち一つは夏季の颱風の如く渦が大きな流れにのつて移動して行く事、今一つは低氣壓の波動論で知られる如く波動して移動して行く事である。前の場合には一般流と低氣壓の速度とは一致するが、後の場合にはこの外に波としての速度が加はる。この波としての速度は温度の傾度に略々比例し、見方に依れば上層氣流と一致する事は前に示した。さすれば波動として見ると上層氣流の速度の凡そ倍となるべきである。實際、筆者の経験に依るとこの様に低氣壓が上層氣流の早さの凡そ倍になる事が屢々ある。さすればこの様に二つの極大が出来る事は當然の事となる。そして低氣壓の性質を見極め早い方か遅い方を決定すれば、單に全體の平均速度を用ひるよりもつと實際に近い値がえらび得るわけであり、重要な事と思ふ。然しこの理論などに関してはなほ今後の研究が必要である。