

日本の降水環境 — モンスーンアジアの中の日本 —

加藤内蔵進¹⁾

1. はじめに

日本列島は、全球的に見ると熱帯収束帯の補償下降域として形成される亜熱帯高圧帯に属し、相対的に降水量の少ないはずの緯度帯である。それに関わらず、北海道方面を除けば年降水量がおおむね千数百ミリから2000ミリと、熱帯収束帯並の多雨地帯となっている（同じ緯度帯を地球全体で平均した約900ミリに比べると、相当多い。例

えば、二宮（1981）等を参照）。つまり、集中豪雨や大雨、あるいは豪雪による災害にしばしば見舞われる一方、豊かな水資源を当り前のように享受できる環境にあるのである。では、一体どのような仕掛けによって、そのような環境が造り出されているのであろうか。

日本付近の降水環境の維持にとって、アジアモンスーンシステムの役割は大きい。これは、チベッ

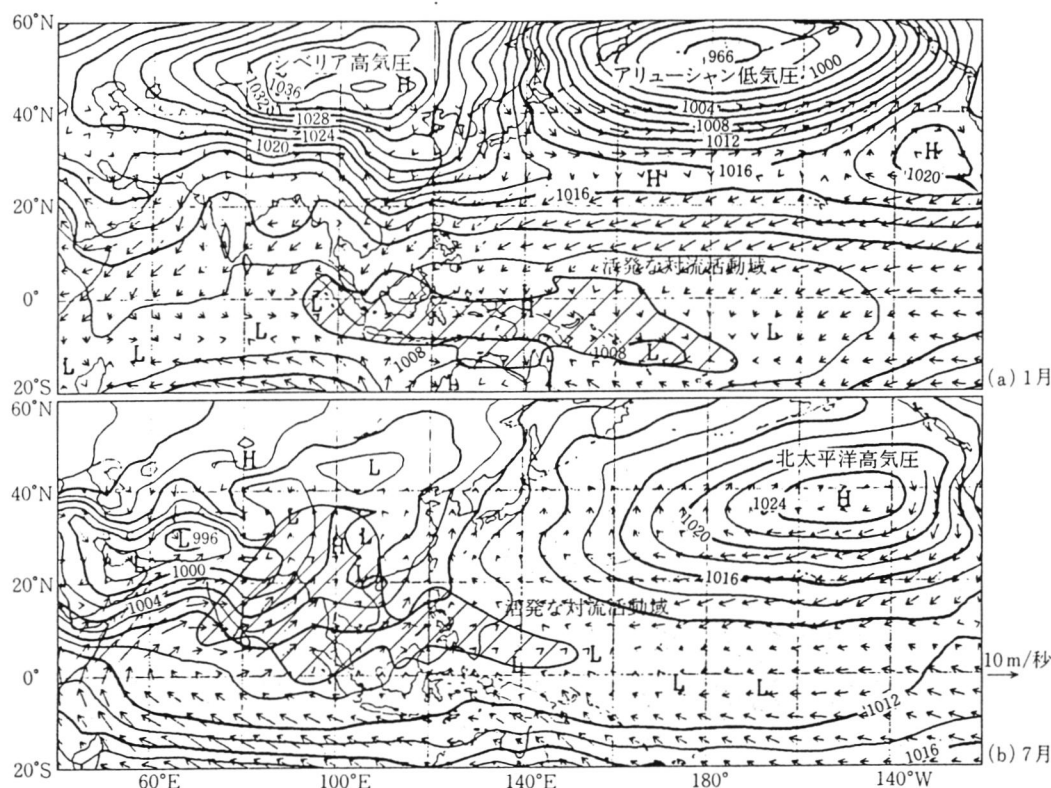


図1 1月（上）と7月（下）における1979年～1990年で平均した月平均海面気圧（hPa）と風系。矢印の長さは、右端の凡例のように、風速に比例するように描いてある。また、斜線は、1974年6月～1987年3月の期間の6, 7, 8月（上）、12, 1, 3月（下）で平均したOLR（Outgoing Longwave Radiation）が220 W/m²以下の範囲で、活発な降水域にはほぼ対応する。気象庁(1991)に加筆した加藤・中村(1996)より引用

¹⁾ 岡山大学教育学部理科室

ト高原の聳えるユーラシア大陸と、その周辺の海域との間の熱的コントラストによって駆動され、夏と冬の循環が交代するグローバルなシステムである（図1）。日本列島は、それを駆動する大規模な海陸コントラストの接点に位置する。そして、北半球の冬には、シベリア高気圧と、東のアリュシャン低気圧、あるいは南半球熱帯海域の「オーストラリアモンスーン」に関連した活発な降水域（上段の図の斜線を引いた領域）との間で吹く北よりの季節風の通り道となる。夏には、インドを中心とした南アジア～西太平洋熱帯海域に見られる活発な降水域と北太平洋高気圧とに挟まれて、南よりの季節風が侵入しやすい。つまり、北太平洋中高緯度の偏西風と低緯度の偏東風という海面付近の大規模な風系によって引き起こされた黒潮（専門用語では、「西岸強化流」の1つ）が日本海に分岐して流入する対馬海流のために、冬のシベリアからの寒気が日本海を渡る間に多量の熱や水蒸気をもらい、日本海側の豪雪地帯が維持されている。一方、暖候期の日本列島には、南の暖かい海上で涵養された多量の水蒸気が流入しやすい環境を与える。

ところで、日本の降水量は年々の変動も大きく、1993年の冷夏・大雨、1994年の猛暑・渇水と、社会的に大きな問題となった年も少なくない。特に水資源確保の問題に関連しては、年々の変動に伴うアノマリーが各季節でどのくらいの大きさをとりうるのか、また、そのアノマリーが季節とともにどう受け継がれるのか等も興味深い問題である。現在のところ、アノマリーの季節持続性についてはまだよく分かっていないが、その理解のためにも、各季節の平均的特徴とその変動について、把握する必要がある。

そこで本 Review Paper では、日本海側と太平洋側に共通して多雨をもたらす暖候期のシステムの特徴と、それに対するアジアモンスーンシステ

ムの役割について既存の知見を整理し直して、我々の住む日本の置かれた降水環境のグローバルな位置づけを明確にする事を目的とする。まだ現段階では手を着け始めたばかりの問題ではあるが、第4章には、暖候期全体での多雨・渇水傾向を決める要因の理解に不可欠な、降水アノマリーの季節持続性に関して、名古屋を例にコメントする。なお、本論文は、第3回日本気象学会中部支部公開気象講座における本著者（加藤，1996a）による講演の一部を踏み台として、その後の著者自身による解析結果も加えてまとめたものである。

2. 降水特性の季節変化

2. 1 気圧配置型

吉野・福岡（1967）の分類基準により大和田（1992，1994）が1979～1990年について統計した、地上天気図でみた各気圧配置型出現頻度の季節変化によると（図は略）、次のような特徴がある。

- 1）冬型の気圧配置の出現頻度の3月の急激な減少と、気圧の谷型と移動性高気圧型の出現頻度の3月後半以降の増大。
- 2）6月中旬頃の（停滞）前線型気圧配置の出現頻度急増（気象庁の予報による本州の「入梅」こそ、平均的に6月上旬の後半ごろであるが、降水量のピークの現れる時期とは、こちらがよく対応している（図は略））。
- 3）7月下旬以降に南高北低の夏型の気圧配置出現頻度急増。いわゆる、梅雨明けに対応。なお、台風が日本列島付近あるいは南海上にある「台風型」の頻度も、梅雨明け後に多くなる。
- 4）8月下旬～9月上旬頃を境とする夏型の出現頻度の減少と、前線型の出現頻度の増加（この頃より、気圧の谷型や移動性高気圧もしばしば出現）。いわゆる秋雨（秋霖）に対応。台風型も、10月前半までそれなりの出現

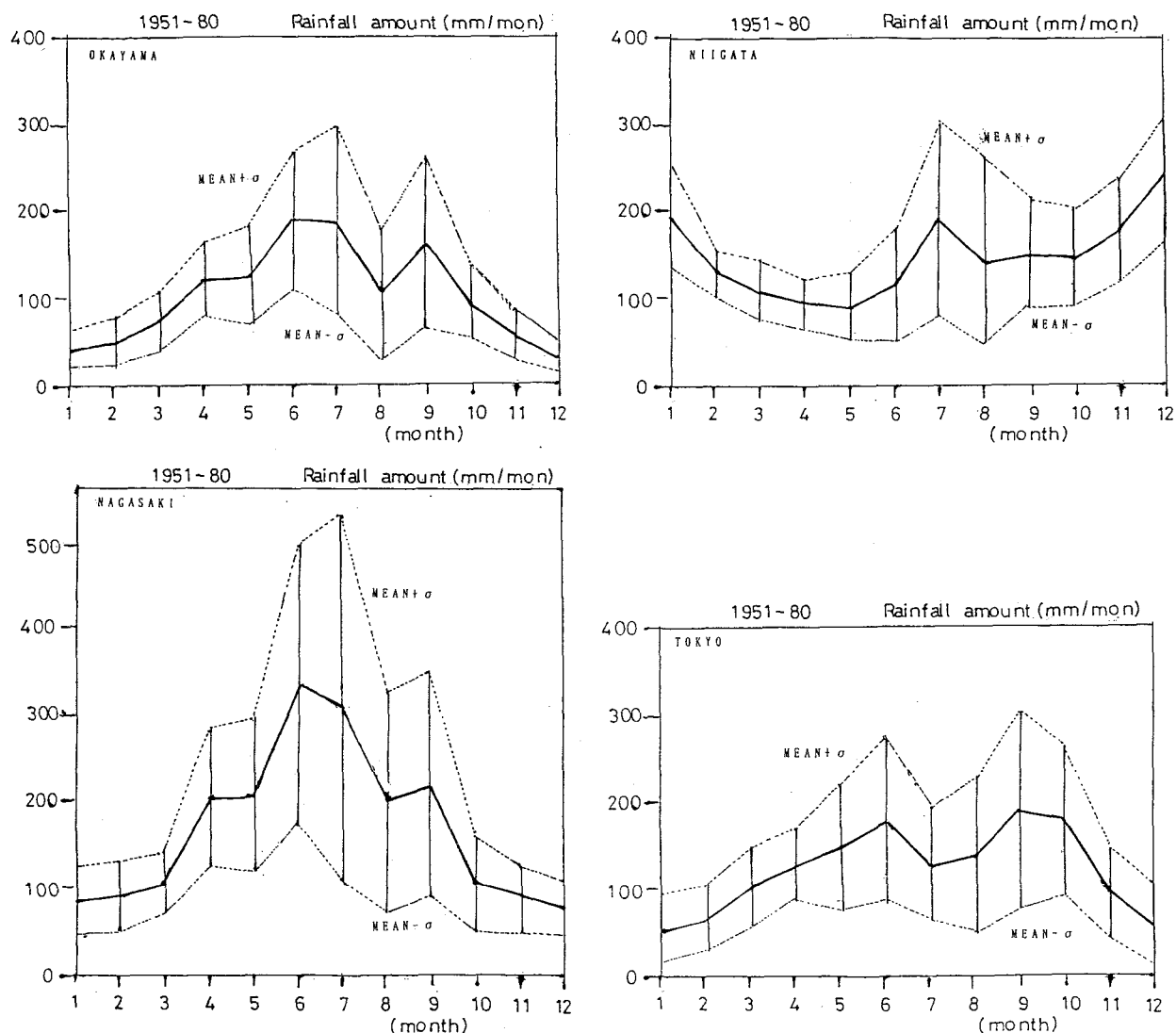


図2 長崎(左下)、岡山(左上)、東京(右下)、新潟(右上)における1951年～1980年で平均した月降水量(太い実線)。その変動幅として、平均値±30年間の標準偏差を点線で示した。(気象庁(1982)に基づく)。単位はミリ/月。

頻度あり。

- 5) 10月以降、移動性高気圧型と気圧の谷型の頻度が共に大(いわゆる周期的天気変化)。冬型も10月頃から現れ始め、11月頃からその出現頻度が増大し、12月には卓越気圧配置型となる。

2. 2 月降水量

図2は、九州の長崎、瀬戸内の岡山、関東の東京、北陸の新潟における1951年～1980年で平均した月降水量とその変動幅(平均値±30年間の標準偏差)を示したものである(気象庁(1982)に基づく。)上に述べた気圧配置の季節変化に対応し

て、九州から本州にかけて4月ごろより降水量が大きくなり(本州や北海道の日本海側では、西高東低の冬型気圧配置の多く出現する冬季の降水量も多いが)、梅雨期に当たる6月から7月の降水量は、1つのピークを示す。夏型の出現頻度の高まる7月下旬から8月上旬に降水量は一旦減少するが、8月の下旬から10月上旬にかけて、上述の台風型、前線型の出現頻度の増大に対応して、降水量が再び多くなる(旬単位の平均降水量は省略)。

ここで注目すべきことは、大陸に近い西日本(特に九州)では、1年のうちで梅雨期の降水量

がひととき大きいのに対し、東日本では、秋雨前線や台風の影響を受けやすい9～10月に最も降水量が多い点である。特に東日本では、9月と同じ位の降水量が10月にも前線・台風によってもたらされると考えられる点で、興味深い。また、九州では、梅雨期に比べるとかなり小さいものの、絶対量としては、4月～5月にも月200ミリを越える多量の降水があることも注目される。これは、西日本の南海上の大気は、既にかんがりの水蒸気を含んでおり、移動性高気圧前面の北風吹送時こそ、

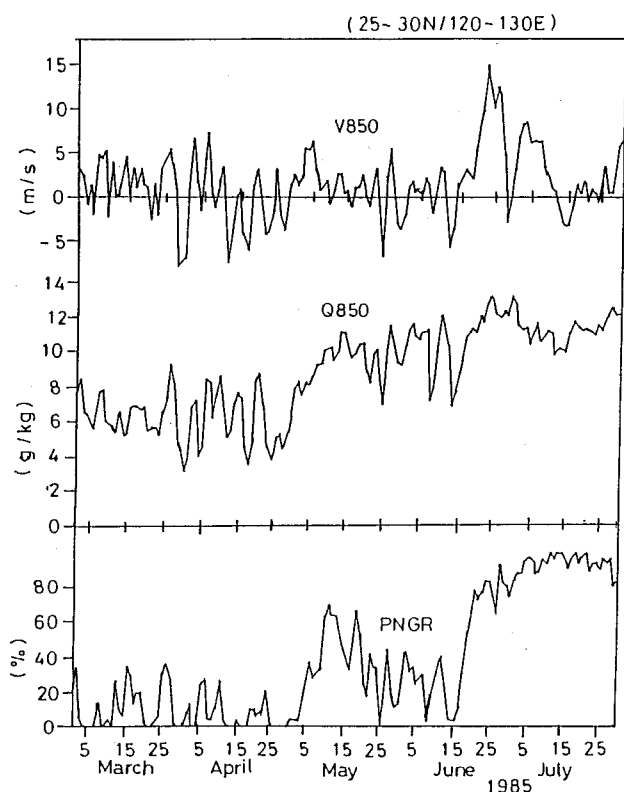


図3 1985年3月～7月について25～30N/120～130Eで平均した850hPa面における南風成分（V850，上段）（m/sec），比湿（Q850，中段）（g/kg），及び、この領域内の深い湿潤対流に対する不安定な格子点数の割合（PNGR，下段）（%）。2. 5°緯度経度メッシュでの気象庁数値予報課提供の全球客観解析データに基づく。下段に示す該当格子点の判定には、相当温位の300hPaにおける値から海上における値を引いた差（ $\theta_{e300} - \theta_{e_{surf}}$ ）（K）が負の場合を不安定とした。興味深いことに、3月～4月でも、この領域の水蒸気量（中段）は、南風成分の大きい時（上段参照）には、5月以降の平均的な値に比べて、さほど小さくない。しかも、そのような時には対流圏全層で湿潤対流に対して不安定な領域も多くなる（下段）。

水蒸気絶対量の少ない乾いた空気が覆うものの、低気圧接近時にはその南風によって、かなり水蒸気量の大きな空気が日本付近まで侵入しやすいという事情が関係しているものと考えられる（特に大陸に近い地域）（図3参照）。

2. 3 梅雨期や秋雨期における降水特性の東西の違い

降雨環境を考える場合、全体としてどれだけの降水量になるかと並び、個々の降水イベントでどのような降り方をするのか、言い換えれば降水特性も、1つの重要な因子である。さて、梅雨期の雨といってまず頭に浮かぶことは、西日本ではバケツをひっくり返したような激しい雨足の集中豪雨の頻発、東日本では肌寒くしとしとと雨の降り続く毎日であろう。そこで、そのような生活実感が数字としてどのように表されるのか、興味深い図を引用しよう。図4は、1951年から1980年で平

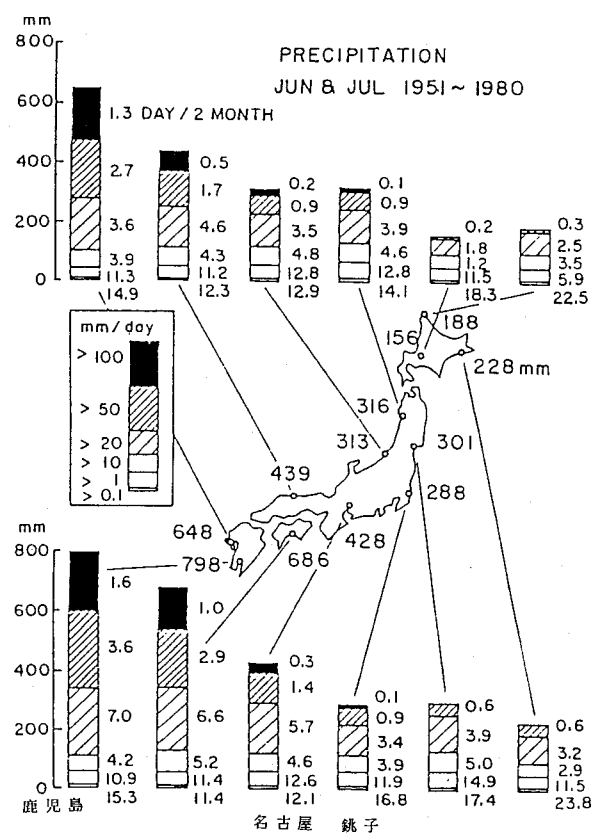


図4 1951～1980年で平均した6，7月の総降水量と降水量階級別の出現日数，及びその総降水量への寄与（Ninomiya and Mizuno, 1987）。詳細は本文参照のこと。

均した、6、7月における階級別日降水量の出現日数とそれによる降水量の寄与を、各地点について示したものである(Ninomiya and Mizuno, 1987)。

例えば九州の長崎では、日降水量50ミリ以上100ミリ未満(棒グラフの密な斜線)に該当する日が6、7月の間に平均2.7日出現し(棒グラフの横の数字“2.7”),その時の総降水量が30年平均で約200ミリに達する(密な斜線の棒の長さに対応する降水量のスケールを参照)。日降水量が100ミリを超える日も平均1.3日出現しており、ひと梅雨の中で1回強は日降水量100ミリを超える雨があり、それによって6、7月の間に合計約180ミリの降水量を稼いでいる。従って、日雨量50ミリ以上の「大雨」は、ひと梅雨の間に $2.7 + 1.3 = 4.0$ 日、それによる総降水量は約380ミリに達し、6、7月の総降水量648ミリの半分以上を賄っていることになる。鹿児島では、このような

「大雨」日数や総降水量への寄与の絶対値が、更に大きい。

一方関東の銚子では、日降水量50ミリを越える「大雨」は、 $0.1 + 0.9 = 1.0$ 日、それによる総降水量70ミリ足らずと大変小さい。そのため、降水日数こそ多いが(日照時間は短く、曇りや雨の日が多い)、6、7月の総降水量は288ミリと、西日本に比べてかなり少なくなる(東京も同様な傾向と考えられる)。

日降水量50ミリを超える雨は、梅雨前線上の活発な積乱雲群(直径数100km程度)に伴う集中豪雨に関係することが少なくないものと考えられる。つまり、前線帯上のあちこちで集中豪雨が頻繁に起きることによって、西日本の梅雨期間の降水量が特に大きくなるものと考えられよう。そのようなシステムも東日本へ東進すれば、層状性の雲に関連した降水系へと構造変化するなど(Ninomiya et al. (1981) 等も参照)、東日本側では層状性

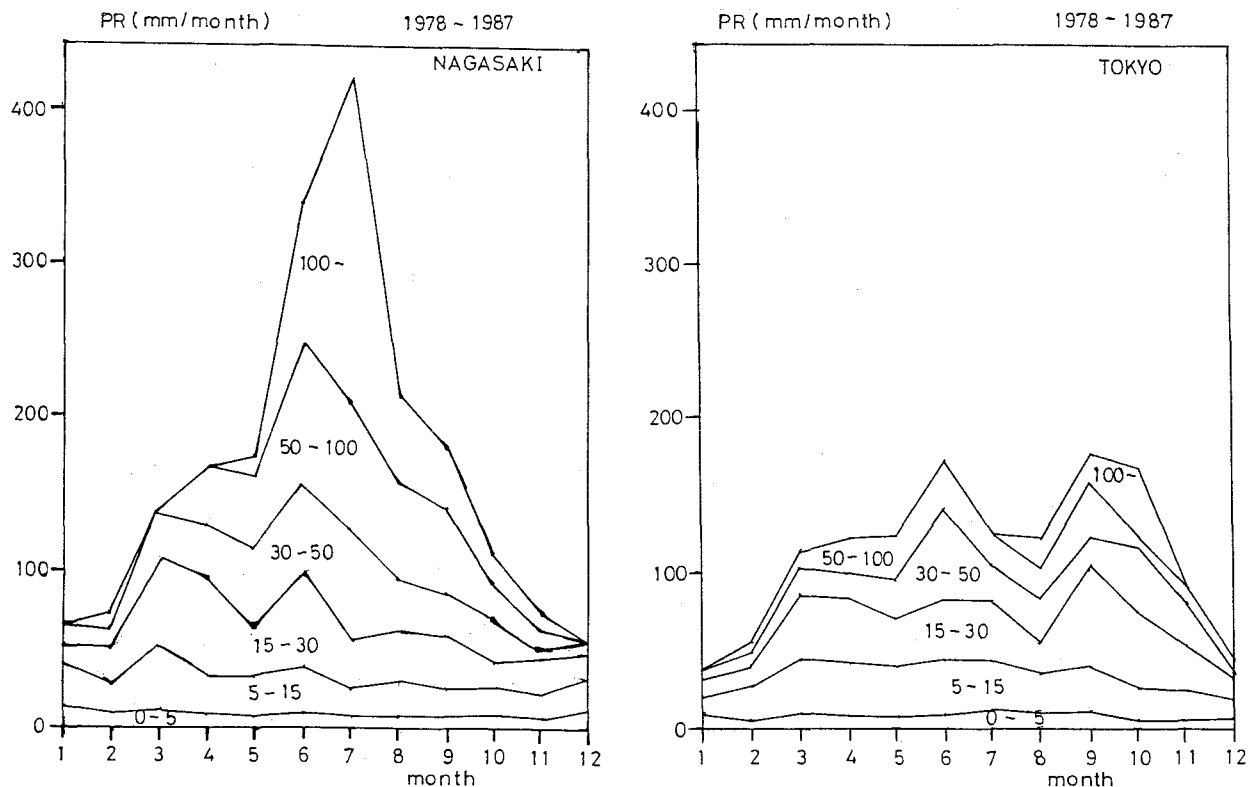


図5 1978～1987年の統計に基づく、長崎(左)と東京(右)における各階級の日降水量によってもたらされる月降水量への寄与(ミリ/月)。図中の数字(0～5, 5～15, 15～30, …, 100～)はそれぞれ日降水量の階級値(ミリ/日)を示す(例えば15～30は、15ミリ以上30ミリ未満)。

の雲に伴う降水が多くなるようである。

一方、図5に示されるように（ここでは簡単のため、気象庁月報に基づき筆者が行った1978年～1987年の統計を示す）、日降水量50ミリ以上の降雨による月降水量への寄与は、東京では9～10月の方が梅雨期よりも相対的に高まるなど、東日本での降水量の確保に対する秋雨・台風の時期の相対的重要性が指摘される（降水量の絶対値こそ、9月でも長崎の方が東京よりも大きいが）。

2. 4 月降水量の年々変動幅

月降水量の年々変動の幅は、4、5月は平均降水量の割に大きくないのに対し、梅雨期から真夏、及び、台風・秋雨期の6～9月には大変大きい（図2）。西の方では、特に梅雨期の降水量の年々変動が大きく、長崎の例では月平均値が320ミリ程度に対して、年々の標準偏差は200ミリ近くもある。つまり、多雨年では月降水量500ミリを超えるのに、少雨年では月100ミリ近くしかないことも珍しくない。一方、関東では（東京の例）、むしろ秋雨前線・台風の影響を受けやすい9月を中心に梅雨から夏よりも変動幅が大きい。このように、平均降水量やその日々の降り方、及び、年々の変動の大きさの違いが暖候期の中でも見られる。このことは、日本列島の僅か1000km程度の東西の違いで、アジアモンスーンシステムの影響の仕方が異なってくることを示唆しており、興味深い。そこで以下の章では、梅雨期、真夏、及び、秋雨の時期の違いに注目して、大規模な大気環境の特徴を整理しよう。

3. 東アジア大循環場の特徴

3. 1 梅雨最盛期

梅雨前線帯は、高温多湿な海洋性熱帯気団の北縁に位置する前線帯、つまり気団間での水蒸気量の大きな差を持つ境界として特徴づけられ、停滞前線に対応する準定常的な雲帯を伴う。梅雨前線

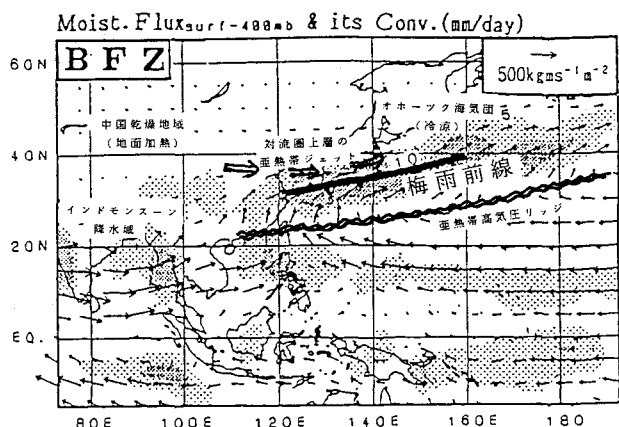


図6 九州を中心とした梅雨前線活動の活発だった半旬（1981～1985年より、全部で12個の半旬を抽出）で合成した、400～1000hPa積算の水蒸気フラックス（Kodama, 1992）。日本列島付近の太い線が、合成された雲量極大軸で定義された梅雨前線の中心軸。また、薄い影域は、水蒸気フラックスの収束が5mm/日以上、日本付近などにみられる濃い影は10mm/日以上の領域。その他、梅雨最盛期の梅雨前線付近の大規模場の特徴について、筆者が若干の説明をつけ加えた。

帯の南側の亜熱帯高気圧域では、東太平洋の亜熱帯高気圧などに比べ水蒸気量が多く、前線帯へ向かう下層の強い南風による多量の水蒸気フラックス（輸送）がある（Ninomiya, 1984等）。図6は、九州を中心として梅雨前線活動が活発だった半旬を抽出して合成した1000～400hPa（地上～約7kmまでの層）で積算した水蒸気フラックス（輸送）の分布である（Kodama, 1992）。25°N付近に、東西に伸びる亜熱帯高気圧の軸（リッジ）があるが、その北側のみならずリッジの南側の領域でも、110～150°Eでは、水蒸気が熱帯収束帯でなく梅雨前線へ向かって多量に輸送されている様子がわかる。

このような水蒸気輸送は、その収束により多量の雨をもたらすのみでなく、下層ほど水蒸気量の大きな不安定な空気の流れにより、積乱雲群などの対流システムの頻出をも梅雨前線帯付近で引き起こすことになる。なお、亜熱帯高気圧域での大きな水蒸気輸送量場は、大陸に近いほど顕著である。つまり梅雨期には、熱帯海洋域から中緯度へ

水蒸気が迅速に運ばれうるような強い下層南風場が（いわば、しっかりとした水蒸気のベルトコンベアーが）、ユーラシア大陸と太平洋亜熱帯海域との境界である日本のすぐ南に形成されることが、世界的にもたいへん特殊な降水帯の維持にとって第1義的に重要であるものと考えられる。なお、このような特徴を持つ降水帯は、梅雨前線帯の他には、南半球夏に見られるSPCZ（South Pacific Convergence Zone）、SACZ（South Atlantic Convergence Zone）のみである（Kodama, 1992）。

さて、高等学校の地学の教科書や天気予報などでは、現在でも、「梅雨前線は太平洋高気圧（小笠原高気圧）とオホーツク海高気圧の境目に形成される」と説明されている事が多い。確かに、東日本側の梅雨前線の北側には、下層に冷たい空気を持つオホーツク海高気圧が存在すること多い（このため、大気は背に高い対流に対してどちらかといえば安定で、2章で述べたような、しとしと雨が多いことと対応する）。しかし大陸側の前線帯では、北西方の中国乾燥地域付近での強い地面加熱のため、梅雨前線帯付近の南北温度傾度は、6月初め以降は平均的にかなり小さい（Kato, 1985, 1987）。つまり、オホーツク海高気圧は梅雨の必ずしも全てではなく、特に東日本側を中心とする前線帯での降水や気温等に大きな影響を与えるシステムという理解も可能であろう。但し、上層の寒冷トラフ等、北側の寒気に関連したシステムは、様々な形で九州も含めた日本の梅雨前線活動に影響を与えていることは確かである。また、日本の冷夏をもたらすオホーツク海高気圧自体に関しては、暖候期の暖かいユーラシア大陸中高緯度と、東側の冷たい北太平洋との間の大規模な海陸コントラストの存在も重要な季節的バックグラウンドの1つとして考慮する必要があることが指摘されるなど（加藤, 1995 a, b）、決してオホー

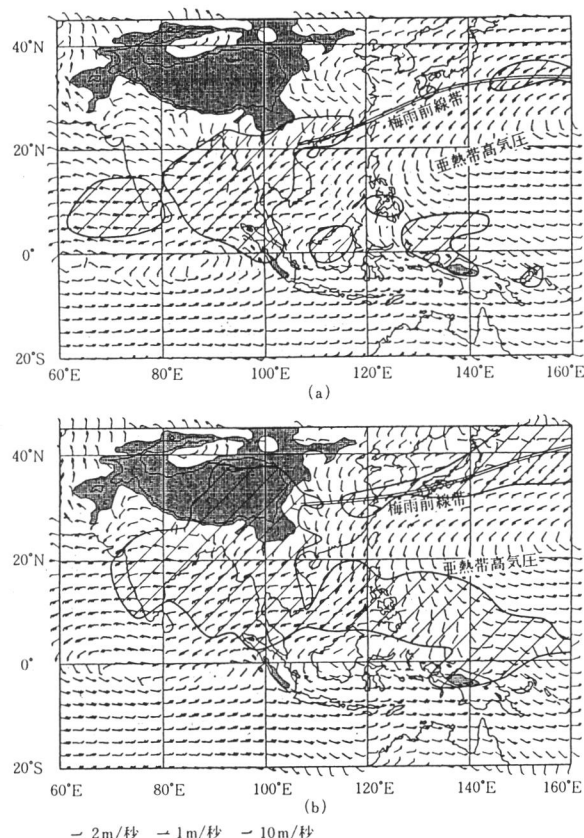


図7 インドモンスーン開始前、開始後にそれぞれ対応する5月31日～6月4日、6月25日～29日で平均した850hPaにおける風ベクトルと平均OLR $\leq 220 \text{ W/m}^2$ の領域（地表面温度の低い、明らかに降水域でないと考えられる領域は、OLR $\leq 220 \text{ W/m}^2$ であっても除外した）。東京大学地理学教室の松本淳氏のご好意でご提供頂いた半旬平均の風（1980—88年平均）及びOLR（1975—77、及び79—87年平均）の分布図を加藤が改変したもの（加藤・中村, 1996）。

ツク海高気圧がローカルなシステムにはとどまらない点にも注意したい（オホーツク海高気圧に関しては、これ以上ここでは議論しない）。

3. 2 インドモンスーン開始と梅雨前線帯への水蒸気輸送場の形成

北半球夏の本格的なモンスーン循環の確立は、6月半ば過ぎである（図1の下段参照）。3. 1で述べた日本列島の梅雨最盛期に見られる、前線帯への顕著な「水蒸気のベルトコンベアー」は、まさにこの時に完成する（Kato, 1989）（慣習的に九州～本州の梅雨入りと呼ばれている時期は6月前半であるが）。図7はインドモンスーン開始

前、開始後にそれぞれ対応する5月31日～6月4日、6月25日～29日で平均した850hPaにおける風ベクトルと平均OLR $\leq 220\text{W/m}^2$ の領域を重ねたものである(加藤・中村, 1996)。OLRは、大気上端から出て行く全長波放射量で、小さな値は背の高い雲からの放射に対応し、 220W/m^2 以下の領域は経験的に熱帯の活発な降水域に対応する。

インドモンスーンが始まると(オンセット)、上記の活発な降水域がインドやチベット高原東部まで拡大・北上する。そこでは多量の凝結熱で大気を加熱し、地上付近に広大な低圧部が形成される。このため華南～西太平洋の亜熱帯域では、西低東高の気圧配置(華南の西方で低気圧、東方で高気圧)が強化され、華南から南西諸島方面で地衡風のな下層南風が強化されることになる。この時、西太平洋域での熱帯収束帯も北上・強化されるので、それに対応して亜熱帯高気圧や梅雨前線帯の位置自体も北上し、日本列島における梅雨最盛期をもたらすことになる。

もちろん、現実の現象はこのような季節変化に様々な種類の年々変動、季節内変動が合わさって起きるので、毎年必ず同じような変化をするわけではないが、グローバルスケールでのインドモンスーンが開始する頃には(西太平洋域の熱帯収束帯の活動域が平均的な位置から大きくずれて無ければ)、上記のような事が起きると理解して頂きたい。

なお、梅雨前線帯の特徴は、上記のドラスティックな変化の前にも、次のような段階的で急激な季節遷移を行うことも明らかになってきた(加藤・1993: Kato, 1985, 1987: Kato and Kodama, 1992; Hirasawa et al., 1995: Ninomiya and Muraki, 1986; Ninomiya, 1989)。前線帯の構造やまわりの場の遷移に伴い、初夏の日本付近での降水環境も色々と季節遷移することになる(ここでは、深く立ち入らないが)。なお1), 3)は、

おもに、中国乾燥地域やユーラシア中高緯度の状況の変化、2)は、熱帯での変化の影響を受けている。

- 1) 5月初め頃: 移動性高低気圧の通り道から準定常的雲帯への変化
- 2) 5月半ば頃: インドシナ半島での雨季の開始(東南アジアモンスーンの開始)に伴う、華南～南西諸島での梅雨前線帯での積乱雲群出現頻度の急増
- 3) 5月終わり頃: 中国乾燥地域とその周辺部の地面加熱による、華南の前線帯の熱力学構造急変(南北温度傾度の急激な弱まり)

3. 3 日本の夏の亜熱帯高気圧

地球全体で平均してみれば、亜熱帯高気圧は熱帯収束帯での上昇域に対する補償下降流域として形成され、地上高気圧の上空でも対流圏上層までいくと高気圧ではない。しかし、日本に盛夏をもたらすいわゆる小笠原高気圧は、地上高気圧の上層(対流圏上部)でも明瞭な高気圧であることが分かってきた(専門用語では、前者をバロクリニクな高気圧というのに対し、日本の真夏のそれはバロトロピックな高気圧)(総合報告として、気象研究ノート第168号参照)。

この高気圧は、フィリピン付近からその東方の海域での広域の対流活動(降水活動)が活発になると、そこでグローバルスケールの大気波動の一種である定常ロスビー波が励起されて伝播し、その波列の中にある日本列島では亜熱帯高気圧に覆われて、暑夏・晴天が続く(図8下段)。逆に、フィリピン付近の対流活動が不活発である年は、8月になっても日本付近に上層のジェット気流がかかり、梅雨前線の影響を受けやすい(図8上段)。

記録的な大雨と低温に見舞われた1993年の夏は後者の例であり、逆に日本列島で大変な猛暑・渇水となった1994年夏は前者の例である。但し、1995年夏の猛暑・少雨傾向は、関東以西に限られ、

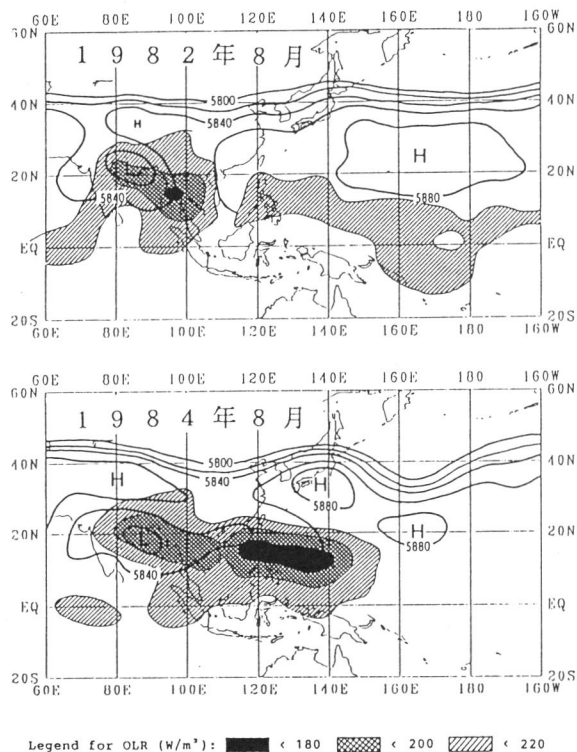


図8 冷夏年(1982年)と猛暑年(1984年)の8月における500hPa高度(m)と対流活動(栗原, 1990)。熱帯の対流活動の指標として、OLRの小さい領域を影の濃さを変えて示す。

いわば、北冷西暑型であったなど、夏の亜熱帯高気圧の挙動も、上記のシナリオでどこまでうまく説明できるのか、まだよく分からない点も多い。

ここで、注意しておきたい点は、グローバルスケールでのインドモンスーン開始後は、8月も引き続いてインド～インドシナ半島付近での活発な降水域は持続されるのに、3.2で述べた日本列島への「水蒸気のベルトコンベアー」は九州～本州の梅雨明けと共に、不明瞭になる年も多い点である(1994年等)。これは、図8に見られるように、西太平洋熱帯域の降水活動域は7月後半以降には変化してしまい、梅雨期の亜熱帯高気圧と盛夏期の亜熱帯高気圧の構造が異なってしまうためであることも、最近の研究で分かってきた(川村他, 1994; Murakami and Matsumoto, 1994; Ueda et al., 1995)。実は「北海道には梅雨はない」と書いてある教科書も少なからずあるなど、

九州～本州の梅雨明け後は必ずしも梅雨前線がそのまま北上するわけではないようにも思えるが、盛夏期の梅雨前線がどうなるのか、現在でも正しい捉え方が確立したわけではない。従って、「水蒸気のベルトコンベアー」の状態を鍵に、詳しく検討すべき興味ある問題として今後に残されている。

3.4 秋雨前線と台風

第2章で述べたように、9月中旬ごろより秋雨前線が日本付近に停滞しやすくなる(Matsumoto, 1988)。西太平洋の熱帯収束帯は真夏よりも南下したものの、梅雨最盛期と同じ様な緯度にとどまっているため西太平洋域の亜熱帯高気圧は南下できず、北からの冷たい空気とぶつかって、日本列島付近に明瞭な停滞前線が形成されやすくなるためである(図9)。しかし、大陸側は日本～華中の梅雨最盛期に比べて気温が下がっており、平均場では南風でなく、北風成分を持つ風の領域が20°N付近まで達している。従って、梅雨最盛期のように110～130°Eを中心とした西太平洋熱帯海域から連なる「水蒸気のベルトコンベアー」は、期間平均場からは期待できない(なお、このパラグラフに述べた考え方の一部は、筆者らが投稿準備を進めている別の論文からの引用である)。九州での秋雨期の降水量が梅雨期よりかなり小さいのは、

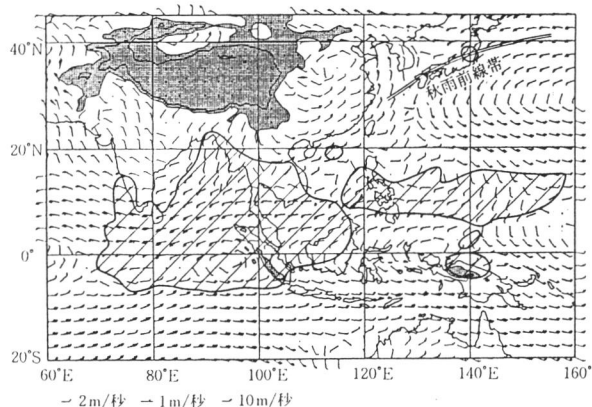


図9 図7と同じ。但し、9月23日～27日(加藤・中村, 1996)。

このような事情によるのであろう。

ところで、1つの台風によって日本に降る雨の量（総降水量）は、その前後の前線による雨も含めておおよそ200億トン位といわれている。ちなみに、1959年の伊勢湾台風では430億トン（9月23～27日）であった。これまでの恐らく1位だと言われているのが1976年の台風17号で830億トン（9月8～14日）である。1990年9月に名古屋を襲った台風19号も、上陸前の長い期間にわたり秋雨前線も活発で、総降水量は740億トンにのぼった（以上、饒村（1990）の字句を一部変えて引用）。

台風は、熱帯・亜熱帯海域の豊富な水蒸気が凝結するときに出す熱をエネルギー源として発達する。従って台風の中心に近い領域での降水量自体、大変大きい。例えば1990年台風19号が奄美大島の名瀬を通過した前後の（特に強い風の吹いていた）9月18日10時～15時の名瀬における総雨量は241ミリに達した（図は略、名瀬測候所提供の記録の筆者らによる解析に基づく。未発表）。また、台風を中心から数100～1000km程度離れた場所でも、台風を取り巻いてスパイラル状に伸びる何本かの降雨帯（outer band, 外域帯）が通過する際にかなりまとまった量の雨にわか雨が断続する。更に、日本列島の南東斜面では、台風の外側の比較的強い南東風が持続すれば、地形による増幅効果によってとりわけ大きな降水量となることも珍しくない。

しかし、そのような台風に伴う直接的な降水の他に、マスコミが「台風による秋雨前線の刺激」と呼ぶような状況での降水量も多い。その状況の気象学的な意味は、次のようなものであろう。すなわち、秋雨前線の南西方に（例えば南西諸島域）閉じた等圧線で囲まれる範囲の広い（つまり比較的大型の）台風が停滞するときには、台風にとりまなう南西諸島域の低圧部とその東側の太平洋高気圧との間で（まだ、高気圧帯は、梅雨期と同様な緯度にある）、東西の気圧傾度が大きい状態が持

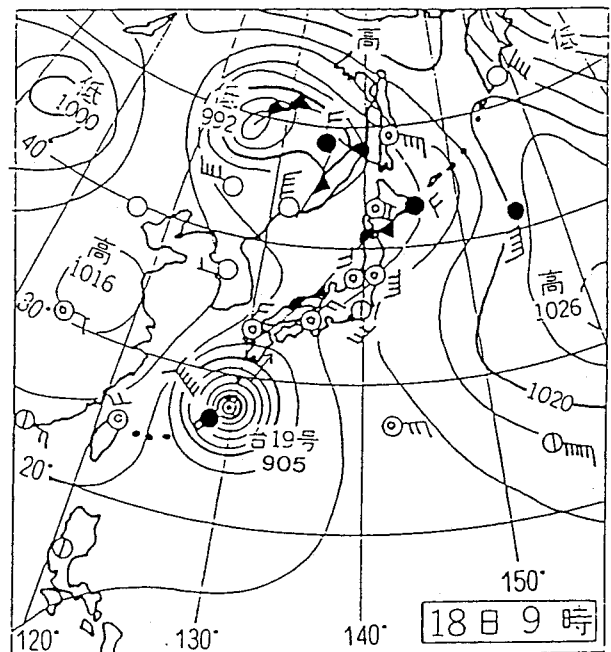


図10 台風9019号が南西諸島海域のあるときの地上天気図（1990年9月18日00UTC）（気象庁予報部，1990）。

続しやすい（一般に転向点がこの付近であり、動きも遅い）（図10）。このため、台風のつくる大きな低圧部の縁に沿う地衡風的な下層南風の強化に伴う、秋雨前線帯への「水蒸気のベルトコンベアー」が形成維持されやすいものと考えられる。

梅雨前線帯への南からの「水蒸気のベルトコンベアー」は華南から東シナ海にあり、インドモンスーン降水域が「コンベアー」形成に深く関わるので、その北方の華中～九州で特に降水量は大きい。台風が関わる秋雨前線帯への「水蒸気のベルトコンベアー」は、本州の南海上で最も顕著なため、東日本へも多量の水蒸気が供給されうる。詳しくは今後、定量的に確かめる必要があるが、東日本で9、10月ごろの月降水量が相対的に高いのは、「水蒸気のベルトコンベアー」の形成されやすい経度帯の違いも一部反映されているのではないかと、推察される。

4. 夏の降水アノマリーの季節持続性に関する一考察と今後の研究の展望

4. 1 はじめに

その年の暖候期が全体として多雨になるか渇水になるかに対して、梅雨期や真夏の時期の年々変動の寄与も大きい点は言うまでもない。特に西日本では、第2章で述べたように、梅雨期の総降水量の年々変動が、真夏や秋に比べてかなり大きい。しかし、9月頃の年々の変動幅の絶対値も九州でも馬鹿にならないし、特に東日本では暖候期の中では9月に最も大きい(図2)。つまり、夏までの少雨傾向に伴う渇水が特に深刻になるか否かを決める鍵は、「本来の梅雨期の降水量の多少や梅雨明けの早遅」に加えて、「真夏の少雨渇水傾向の秋への持続の有無」という点にもある。言い換えれば、夏から秋への大気水循環アノマリーの季節経過の実態とそれを引き起こす地球規模でみた要因は、特に興味深い問題である。

そこで本研究でも、中部地方太平洋側の例として、名古屋における降水アノマリーの季節持続性に関連した予備調査を行って、上記の新しい研究課題への発展の糸口を探った。

4. 2 名古屋の降水量年々変動傾向の季節間の関係(春から夏)

1994年夏の東海地方の渇水は、幸いにも9月に秋雨前線や台風による降水が十分にあり、解消された(西日本では秋以降も深刻な渇水が続いたが)。

一方、1995年9月には、高温傾向は終わったものの、一部の地方を除いては降水量も少なく、渇水は回復しなかった(図は略)。

図11は、名古屋における年々の4月～5月、6月～8月、9月～10月の総降水量間の各関係を示す散布図である。8月の降水量は、梅雨前線や台風の影響の年々の違いが混在するが、梅雨のずれ込みの有無を反映した要素も大きいのではないかと考えて、とりあえず6月～8月を一括して扱った。

大まかにみれば、春の4～5月に降水量が多い年は梅雨～夏の降水量も多く、春に少ないときは夏も少ない傾向がある(図11a)。25年間のうち16年分はこの関係が当てはまる。例えば1994、1978年等が特に典型的で、これらの年には、春から梅雨～夏にかけて少雨傾向が継続したことになる。

ところが、春は少雨ながら、梅雨から夏には逆に多雨になる年も少なからず見られた(1982、1983、1991、1993年等のグループ)。興味深いことに、これらの年の春から夏はエルニーニョ期間に該当する(表1)。エルニーニョ発生年は、東太平洋赤道海域の対流活動の活発化にともない、西太平洋熱帯海域での降水活動が抑制される。この

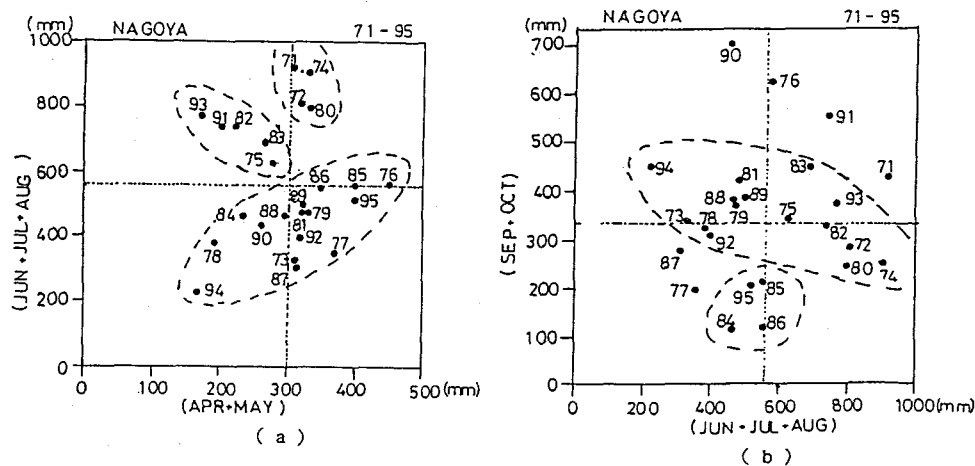


図11 (a)名古屋の「4月+5月」と「6月+7月+8月」の降水量間の関係。1971年から1995年のデータに基づく。主観的に判断できるいくつかのグループを太い破線で示す。またそれぞれ1971年～1995年の平均値を細い点線で示す。(b)「6月+7月+8月」と「9月+10月」についての同様な図。名古屋地方気象台提供の月降水量データに基づく。

表1 1970年代以降のエルニーニョ期間（気象庁，1994）。但し，1993年については，気象庁気候系監視報告掲載の東太平洋赤道域の海面水温偏差より筆者が判断。

1972年春～1973年春
1976年夏～1976／77年冬
1982年春～1983年夏
1986年秋～1987／88年冬
1991年春～1992年夏
1993年春～1993年秋

ため夏に亜熱帯高気圧がなかなか北上出来ず，日本列島での梅雨明けが遅れる。一方冬には，南海上の高気圧が強く，寒気が南下しにくいいため暖冬傾向となりやすいと言われている（気象庁，1994）。このような冬は，南西諸島～本州南方にかけて，低気圧や前線の活動に伴い雲量が大きくなる傾向がある（Nitta, 1986）。もしそのような傾向が初夏まで続くと，前線の北上が遅れ，4～5月の降水量が少なくなることはありえよう。しかし，実際に春や秋にエルニーニョの影響がどの様に現れるのか，エルニーニョ年の春の降雨傾向がどのような過程で夏には多雨傾向に反転するのかについて，今後よく調べる必要がある。

4. 3 名古屋の降水量年々変動傾向の季節間の関係（夏から秋）

夏から秋にかけては，3分の2以上の年は，梅雨～夏の少雨・多雨に無関係に（むしろ若干の逆相関をもって）秋にそれなりの降水があるようである（図11b）。つまり，少なくとも名古屋付近については，1994年，1973年，1978年などは夏の少雨を秋の降水でカバーしたことになる。

ところで1994年のような猛暑年の夏には，熱帯の対流活動域がフィリピンの東から日本列島南東方にかけての海域へ北偏し，亜熱帯高気圧が日本列島方面へ北偏する（Nitta, 1987；Kurihara

and Tsuyuki, 1987）。これらの年には，亜熱帯高気圧の北偏傾向が秋になっても持続したようである。従って，大陸上での気温の低下に伴って寒気が南下しても，南の高気圧が北偏したままのため秋雨前線での収束が強まり，降水量が増加した可能性もあろう。しかも，このような年に比較的大型の台風（閉じた等圧線で囲まれる領域の広い台風）が秋雨前線帯の南西方に停滞すれば（例えば南西諸島域に），3. 4で述べたように，日本の南東海上にまだしっかりと高気圧が残っているが故に，「水蒸気のベルトコンベアー」が顕著に現れやすいのかも知れない。

一方，秋にも渇水の持続した1995年や1986年には寒気の南下が早い時期に起こり，太平洋高気圧緯度の南下も急速であった（気候系監視報告）。従って，1995年の台風はかなり南の緯度で転向し日本に近づいたとしても足早に上空の偏西風に乗って通過し，秋雨前線帯での降水量強化への影響は大きくなった可能性がある。大気大循環場のアノマリーの季節的変化過程を調べる際，単に天候や気温と関連した場のみでなく，台風の発生・発達位置，台風と秋雨前線の相互関係，等も含めた水循環過程アノマリー場が，どのような経過を経て現れるのか，その季節持続性はどうか，という視点での研究も必要である。

5. まとめ

亜熱帯高圧帯の緯度に位置するにも関わらず熱帯収束帯並の降水量のある，暖候期の日本列島の降雨環境を特徴づけるグローバルな要因について従来の研究結果を整理し直すことにより考察した（筆者自身による原著論文として発表済み，あるいは，発表予定の研究結果を含む）。

暖候期の九州～関東では，梅雨期から秋雨期に月降水量やその年々の変動も大きい。但し，九州では，梅雨期に平均降水量もその年々変動も他の

時期に比べてかなり大きいのに対し、関東では秋雨期の総降水量や年々変動が、梅雨期よりも相対的に大きい。日本列島での梅雨最盛期には、グローバルスケールのインドモンスーン開始に伴う南アジア亜熱帯域に広大な低圧域が形成される。その低圧域と東方の北太平洋高気圧との間の西向き気圧傾度力の強化に伴い、地衡風的に下層南風が強風され、その南風による「水蒸気のベルトコンベアー」によって（110～130Eを中心）、特に西日本での多量の降水がまかなわれる。一方、秋雨期には、大陸側では北よりの平均風に変わっているが、西太平洋域の熱帯収束帯やその北側の亜熱帯高気圧も、梅雨最盛期と同様な緯度にある（この秋雨期の大気場については、加藤の投稿準備中の結果も踏まえる）。このような状況のもとで南西諸島付近の台風に伴う低圧域が停滞すれば、その低圧域とその東方の亜熱帯高気圧との間での東西の気圧傾度力が強化され、まさに主に、九州～関東へ水蒸気を運び込む「水蒸気のベルトコンベアー」が形成される事になる。東日本では秋雨期における降水量やその年々変動が他の時期に比べ相対的に大きいのは、梅雨期と秋雨期の「ベルトコンベアー」の形成要因の違いを反映しているからかも知れない。

なお、多雨・渇水傾向の季節間の関係について、名古屋を例に調べ始めた所だが、分からないことも多い。従って、特に冬と夏をつなぐ季節である春や秋を含めた一貫した見方での検討が今後必要である。

引用文献

- Hirasawa, N., K. Kato and T. Takeda, 1995: Abrupt change in the characteristics of the cloud zone in the subtropical East Asia around the middle of May. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 221–239.
- Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China Continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 20–36.
- Kato, K., 1987: Airmass transformation over the semiarid region around North China and abrupt change in the structure of the Baiu front in early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 737–750.
- Kato, K., 1989: Seasonal transition of the lower-level circulation systems around the Baiu front in China in 1979 and its relation to the Northern Summer Monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 249–265.
- Kato, K. and Y. Kodama, 1992: Formation of the quasi-stationary Baiu front to the south of the Japan Islands in early May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 631–647.
- 加藤内蔵進, 1993: 東アジアにおける梅雨前線帯の特徴の季節変化過程（インドモンスーンや中国乾燥地域の影響）。月刊海洋号外, No. 5（海洋と気象—浅井富雄教授退官記念号—）, 96–101。
- 加藤内蔵進, 1995 a: ヤマセに関連するオホーツク海高気圧の総観的特徴。気象研究ノート第183号「ヤマセ」（日本気象学会）, 67–90。
- 加藤内蔵進, 1995 b: 大規模及び中規模現象。気象研究ノート第184号「乾燥地の自然環境」

- (日本気象学会), 13-46。
- 加藤内蔵進, 1996 a : 東海地方の渇水と降雨傾向。
第3回日本気象学会中部支部公開気象講座
「気象環境と東海地方-地球温暖化・酸性雨
と雨・オゾン層破壊-」。第3回日本気象学
会中部支部公開気象講座テキスト, 10-25。
- 加藤内蔵進, 1996 b : 気団の入れかわるとき-南
の島々の気象の季節変化。日本の自然-地域
編8「南の島々」(中村和郎, 他編), 岩波書
店, 184-195。
- 加藤内蔵進・中村和郎, 1996 : 第1章「熱帯の海
に浮かぶ南の島々-伊豆・小笠原・薩南・沖
縄の自然」より 気象関係部分。日本の自然
-地域編8「南の島々」(中村和郎, 他編),
岩波書店, 2-22。
- 川村隆一・安成哲三・植田宏昭, 1994 : 西太平洋
の大規模対流活動とTropical Cycloneの季節
変化に見られる特異性。防災科学技術研究所
研究報告第53号, 1-18。
- 気象庁, 1982 : 日本気候表その2, 「地点別月平
均值」(1951-1980), 全302頁。
- 気象庁予報部, 1990 : 災害時気象速報-平成2年
9月11日から9月20日にかけての台風19号と
前線による暴雨風と大雨-。気象庁予報部自
然現象報告書1990年第2号, 全62ページ。
- 気象庁, 1991 : 熱帯域 (60° N~60° S) の循環
場の新平年値。長期予報テクニカルノートN
o.35, 気候系監視報告 (A Separated Volu
me), 42-93。
- 気象庁, 1994 : 異常気象レポート'94, 近年にお
ける世界の異常気象と気候変動-その実態と
見通し (V), 気象庁, 全444頁。
- 気象庁, 1996 : 長期予報テクニカルノートNo.41,
気候系監視報告 (A Separated Volume), 全
151頁。
- Kodama, Y., 1992 : Large-scale common
features of subtropical precipitation
zones(the Baiu Frontal Zone, the SPCZ,
and the SACZ). Part I : Characteristics
of subtropical frontal zones. J. Meteor.
Soc. Japan, 70, 813-836.
- 栗原弘一, 1990 : 熱帯太平洋の海面水温の変動と
北半球循環場および日本の天候。気象研究ノ
ート第168号「熱帯の対流活動と日本の天候」,
99-104。
- Kurihara, K. and T. Tsuyuki, 1987 :
Development of the barotropic high
around Japan and its association with
Rossby Wave-like propergations over
the North Pacific: Analysis of August
1984. J. Meteor. Soc. Japan, 65,
237-246.
- Matsumoto, J., 1988 : Large-scale features
associated with the frontal zone over East
Asia from late summer to autumn. J.
Meteor. Soc. Japan, 66, 565-579.
- Murakami, T. and J. Matsumoto, 1994 :
Summer monsoon over the Asian
continent and the western North Pacific.
J. Meteor. Soc. Japan, 72, 719-745.
- 二宮洗三, 1981 : 雨とメソシステム-集中豪雨の
メカニズムを探る-。気象学のプロムナード
2, 東京堂出版, 全242頁。
- Ninomiya, K., 1984 : Characteristics of the
Baiu front as a predominant subtropical
front in summer northern hemisphere. J.
Meteor. Soc. Japan, 62, 880-894.
- Ninomiya, K., 1989 : Cloud distribution over
East Asia during Baiu Period of 1979. J.
Meteor. Soc. Japan, 67, 639-658.
- Ninomiya, K., M. Ikawa and T. Akiyama,
1981 : Long-lived medium-scale

- cumulonimbus cluster in Asian subtropical humid region. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 564–577.
- Ninomiya, K. and H. Muraki, 1986: Large-scale circulations over the East Asia during the Baiu period of 1979. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 409–429.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1987: Variations of Baiu precipitation over Japan in 1951–1980 and large-scale characteristics of wet and dry Baiu. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 115–127.
- Nitta, Ts., 1986: Long-term variations of cloud amount in the western Pacific regions. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 373–390.
- Nitta, Ts., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 373–390.
- 新田勲 編, 1990: 熱帯の対流活動と日本の天候。気象研究ノート第168号, 日本気象学会, 全122頁。
- 饒村曜, 1990: 記録的な大雨をもたらした台風19号。気象, 34・11, 14–17。
- 大和田道雄, 1992: 東アジアにおける最近12年間(1979–1990)の気圧配置型の季節と気候変化。愛知教育大学地理学報告, 74, 1–9。
- 大和田道雄, 1994: 伊勢湾岸の大気環境。名古屋大学出版会, 全219頁。
- Ueda, H., T. Yasunari and R. Kawamura, 1995: Abrupt seasonal change of large-scale convective activity over the western Pacific in the Northern Summer. J. Meteor. Soc. Japan, 73, 795–809.

A role of the Asian Monsoon system on the rainfall climatology during warm season in Japan

Kuranoshin Kato

Faculty of Education, Okayama University

(ABSTRACT)

A role of the global-scale Asian Monsoon on the rainfall climatology around the Japan Islands (excluding that in Hokkaido) during warm season were discussed by reviewing the previous studies including the original results by the present author.

Not only the mean monthly rainfall amount but also its year-to-year variation is large from June to September (or October) there. While the rainfall amount and its variation are especially large in the Baiu season in Kyushu, they relatively large in autumn rainfall season (so-called the "Akisame" or "Shurin" in Japan).

It is noted that the huge northward moisture transport from the moisture-rich subtropical high area to the Baiu frontal zone is largely affected by the low pressure area in the subtropical region around South Asia. On the other hand, the low pressure area associated with the stagnation of typhoons around the Southwest Islands area (to the southwest of the Japan Islands) seems to play an important role in the huge moisture transport toward the Japan Islands in the autumn rainfall season.

A comment on seasonal persistency of the rainfall anomaly from spring to summer and summer to autumn is also presented by examining the monthly rainfall data in Nagoya, the central part of the Japan Islands.