

# 带状降水域の生成機構\*

杉 山 清 春\*\*

## 要 旨

極前線上に発生する温帯低気圧の暖域に生じる縞模様をした带状降水域群および寒冷前線の近傍に生じるスコールラインを解析することにより地上に近い前線面上にはある種の波動が存在することが認められた。この波動は不安定理論から導き出されるヘルムホルツ型の不安定波動に良く似た性質を持っている。

つぎに地面付近でヘルムホルツ型の不安定波動の存在を許す簡単な前線モデルを導入し、このモデルにより上述の現象が統一的に説明できることを示した。またこのモデルから停滞前線上に生じうる別の現象——停滞前線の降水域の二重性——を導き出し、これが実際に観測される現象に良く似ていることを示した。

## 1. ま え が き

九州南方海上を通過する温帯低気圧や英国南部を通過する波動状低気圧などの中にはその暖域に縞模様をした带状降水域群をともなっているものがある(第1図, 野角(1966)), (第2図, Browning and Harrold(1969)). 同様な带状降水域は温帯低気圧の中心からやや離れた寒冷前線あるいは温暖前線にともなっても観測されスコールラインあるいは不安定線として良く知られている(第3図, 立平, 深津(1963)).

このような带状降水域の生成機構を解明しようという試みは個々の現象については行われているが、これらを統一的に解明しようという試みはまだ成功していないようである。

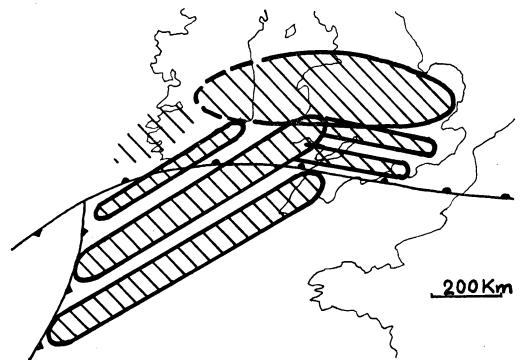
筆者は2節で、これらの带状降水域の生成機構を考察し、定性的な議論により、带状降水域の発生源がある種の波動であると考えたとその生成機構がうまく説明できることを述べ、3節で、この波動は導き出された条件から考えて、Stone(1966, 1970)やOrlanski(1968)が非地衡風静力学近似を用いたモデルから導き出したヘルムホルツ型の不安定波に良く似た性質を持っていることを述べる。

つぎに4節でこれらの現象を表現しうる簡単な前線モデルを考え、このモデルにより前述の現象の生成機構を統一的に説明する。

また5節に停滞前線の場合、すなわちこのヘルムホル



第1図 1963年7月5日に九州南方洋上を通過した温帯低気圧にともなるレーダーエコーモデル(野角吉憲, 1966)。



第2図 1967年10月16日に英国南部を通過した波動状低気圧にともなる降水域モデル。(Browning and Harrold, 1969)。

\* A Mechanism of Rain-bands

\*\* K. Sugiyama 下関地方気象台

—1972年2月24日受理, 1972年5月25日改稿受理—



第3図 1961年10月6日に近畿地方を通過した寒冷前線にともなう带状レーダーエコー（スコールライン）、斜線は地上観測から推定したもの、上図は08Z下図は14Z（立平，深津，1963）。

ツ型の不安定波と共に前線面上に存在する他の不安定波（バロクニック不安定波など）の発散が極く弱い場合には、このモデルには東西に長い降水域が二本出現することを示す。この現象は停滞前線上に実際に観測される現象に良く似ており、従来から天気図解析上、特に地上前線の正しい位置のきめ方が問題にされていた現象である。

2. 带状降水域の生成機構

带状降水域はメソ解析やレーダー解析の進歩と共に多くの研究者により研究されてきた。野角(1966) (第1図)、Browning and Harrold (1969) (第2図)などは温低の暖域に生じる縞模様をした带状降水域群として、また、Tepper (1950), Newton (1950), Fujita (1955), Ushijima (1955), 立平, 深津 (1963) (第3図)などは寒冷前線にともなうスコールラインとして紹介しているが、彼らによる带状降水域の特徴は、

a. 一本ないし数本の幅10~50km の対流性带状レーダーエコーをともなう带状降水域であり、それが複数本の場合は各带状降水域は互に平行でその間隔は約 100 km で互に等しい (第1図, 第2図, 第3図)。

b. 条件付不安定気層をしている領域に出現する。すなわち気層を条件付不安定にしうる温帯低気圧あるいは寒冷前線のようなじょう乱にともなって出現する。

c. 带状降水域の通過にともなう地上気象要素の変化は、気圧急昇、気温下降、湿度上昇、風速ならびに風向の急変動、時には発雷などほぼ共通している。

などのようにまとめることができる。

また带状降水域の生成機構は Tepper (1950), Newton (1950), 立平, 深津 (1963), Faller (1965) などにより研究されているが、いずれもなぜ一本しかできなかったり、数本の带状降水域からなる縞模様になったりするかについての議論、あるいは不安定理論との結びつきなどの議論は十分にされていない。これらの点を検討するため、まず立平, 深津の説を取り上げその要点を紹介すると、

「带状エコー（降水域）は寒冷前線のすぐ後側（寒気側）に存在するエコーセル発生源から（条件付不安定気層中に）次々に発生するセルが風下に流されながら発達することにより形成される（第4図）。したがって带状降水域の走行は発生源の移動速度ベクトルとセルの移動速度ベクトル



第4図 带状エコー（降水域）の生成機構（立平，深津（1963）の説による）。

の差ベクトルの方向をとる。ただしこのエコーセル発生源の機構については良くわからない」。

と説明されている。藤原、岡部、西原(1958)は発生源が地形の効果によると思われる带状レーダーエコーの発生源近傍のエコーセルの推移を5分間々隔の写真により示しているが、これは第4図(下)のようになっており立平、深津の説を支持している。

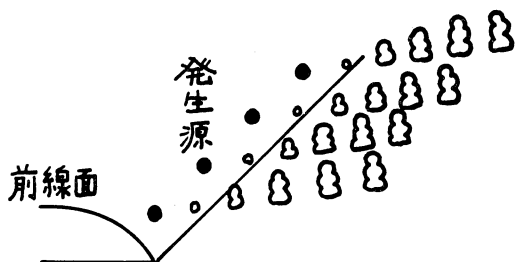
つぎにこの立平、深津の説とさきに述べた带状降水域の特徴とから带状降水域の生成機構と発生源の関係について考察してみたい。まず特徴のb, c項からわかるように前述の带状降水域は同一の性質を持っており、この点から带状降水域が立平、深津の説にしたがって生成されると考える。そうすると立平、深津の説によりその発生源は地上前線に近い寒気側に前線に沿って存在していると考えられる。そして特徴のa項(第1図, 第2図, 第3図)に示されているように、この発生源から風下に延びる带状降水域が等しい間隔をおいて並んでいるのは、発生源が前線に沿って等間隔に存在していることに帰着させることができる(第5図)。また带状降水域が一本しか出現しないのは生成されたセルが、発生源が並

んでいる方向、すなわち前線の走行と同一方向に平行に流されてゆく場合であると考えられる(第6図)。これは地上前線に直接対応する形の带状降水域が現われる場合である。もちろん流されるセルの移動方向と前線の走行とが平行でない場合でも、条件付不安定をしている気層の領域が带状降水域の複数個の発生には狭すぎる場合とか、一つの発生源を除く他の発生源が弱くて対流セルをトリガーしえない場合にも一本の带状降水域しか出現しないであろう。

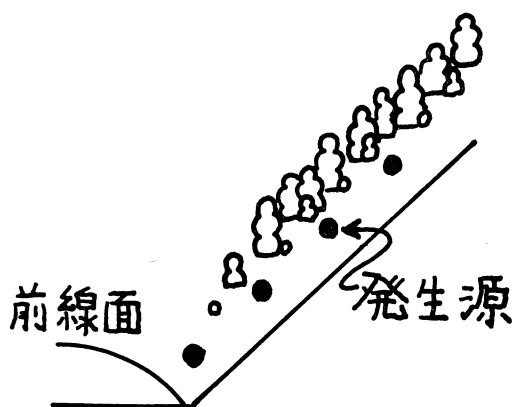
### 3. 発生源の機構について

発生源の特徴を考えてみると、まず条件付不安定をしている気層を狭い範囲で持ち上げ気層を垂直不安定にしようものであることから、狭い範囲で鉛直運動(上昇流)が卓越するものでなければならない。そしてこの上昇流域が前述のように約100kmの等間隔をおいて並んでいることからこれは波長約100kmの波動状のものであり、また前線面の近傍に存在していることなどからみて前線性の不安定波の一種であると考えられる。

不安定理論によると以上の条件を満たす性質を持つ不安定波としてはまず、南北に非常に狭い範囲で卓越している点すなわち南北方向の波長が短い点から Stone(1966, 1970), Tokioka(1970)などがEadyモデルから非地衡風近似のもとでリチャードソン数( $R_i$ )が小さい領域で導き出した対称不安定波が考えられる。しかしこの対称不安定波は、南北方向の波長が短いときには、東西方向の波長がいま問題としている波動の波長に比べて一桁多い波長領域で卓越する傾向を持つ(Stone(1970), Tokioka(1970, 1971))。つぎに発生源が地上に近いところに存在していることから、Faller(1965)がエクマン層中で導き出した不安定波「large eddy」が考えられるが、卓越波長が数kmないし数10kmで一桁少ないし、また常に前線面に沿って生じなければならない理由が薄弱である。その他に、Stone(1966, 1970)がEadyモデルで、Orlansky(1968)がKotschinの前線モデルで静力学近似を用いて $R_i$ が小さい領域(Stoneによると $0 < R_i < 1/4$ )で導き出した東西方向に短い波長領域で卓越するヘルムホルツ型の不安定波が考えられる。Stoneによるとこの不安定波は南北方向の波長が長い領域で卓越する。すなわち南北方向に広い範囲で上昇流を生じさせる不安定波である。しかし前線面と地上との交線近傍では、前線面の他の大部分の領域に比べて水蒸気量や摩擦による風の鉛直ジャーなどが大きくなっており、この近傍でのみ $R_i$ が $1/4$ 以下になっている可能性



第5図 縞模様をした带状降水域の生成機構。



第6図 带状降水域(一本の場合)の生成機構。

が多分にある。そうすると前線面と地上との交線付近には南北方向に狭いヘルムホルツ型の不安定波が存在する可能性があると考えても良いであろう。

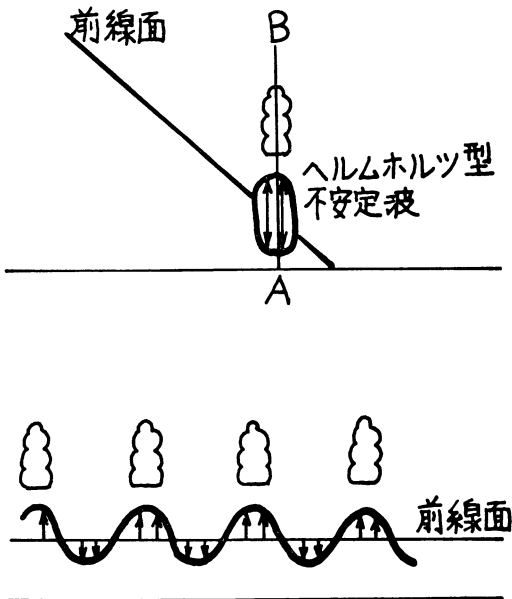
以上の議論から前線面の南端の地上付近に波長100km位の南北に狭いヘルムホルツ型の不安定波が生じうるならばこれがいま問題としている波動の性質に最も良く似ているといえる。

#### 4. モデルによる带状降水域の生成機構の統一的な説明

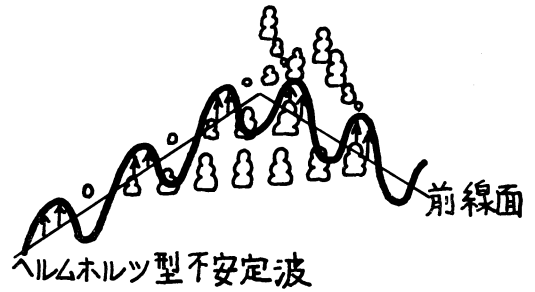
前述の带状降水域を統一的に表現しうるモデルとして簡単な前線モデルを導入する。このモデルはまず前線面の南端付近すなわち地面との交線近傍でヘルムホルツ型の不安定波の存在を許すものである。そしてこのヘルムホルツ型の不安定波と共に前線面上の他の大部分の領域にバロクリニック不安定波などの存在を許すのである。このためには前線面の南端付近では常に  $R_i$  が非常に小さく、他の大部分の前線領域では  $R_i$  の値が任意に変化しうるようなモデルでなければならない。

第7図に示すようにこのモデルの南端付近の前線面上にはヘルムホルツ型の不安定波が発生しておりその上空の条件付不安定気層中にはこれをトリガーにして積雲対

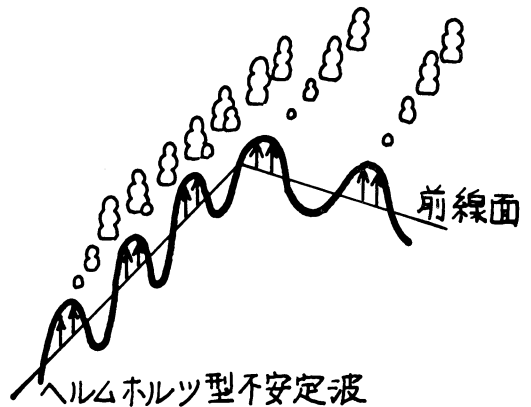
流が生成されている。この気層に風が吹くとヘルムホルツ型の不安定波のトリガーにより次々に生成される積雲対流は流されながら発達し、縞模様をした带状降水域が形成される(第5図)。このとき前線面と風とが平行であれば带状降水域は一本しか形成されない(第6図)。もしこの前線面上の他の大部分の領域にバロクリニック不安定波などが発生すると前線面の形および風場が変えられ、ヘルムホルツ型の不安定波により生成される積雲対流群は第8図および第9図のように並ぶ。第8図のようになるか第9図のようになるかの違いはバロクリニック不安定波などにともなう下層の発散の強弱によるものと考えられる。すなわち下層の発散が強いと下層の前線の走行と積雲対流を流す中層の風向とのなす角度が大きくなり、ヘルムホルツ型の不安定波により生成される積雲対流群は第8図のように並ぶ。これは寒冷前線に直接対応する带状降水域が現われない場合であり、第2図



第7図 前線モデルによる带状降水域の生成機構の説明図、下図はA B断面図で矢印は鉛直流(無風状態)。



第8図 バロクリニック不安定波にともなう带状降水域の生成機構の説明図(寒冷前線に対応する带状降水域がない場合)、矢印は上昇流。



第9図 バロクリニック不安定波にともなう带状降水域の生成機構の説明図(寒冷前線に対応する带状降水域がある場合)、矢印は上昇流。

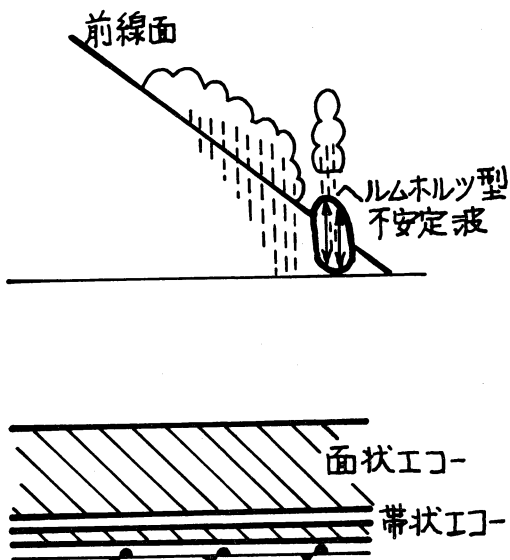
に対応すると思われる。逆に下層の発散が小さいと下層の前線面の走行と積雲対流を流す中層の風向とはほぼ平行になる。この場合には带状降水域は第9図のように寒冷前線に直接対応する带状降水域が現われる。これは第1図の場合に対応すると思われる。なお第1図、第2図の面状降水域はバロクリニック不安定波などに直接対応する上昇流によるものであると考えられる。また第1図では地上の温暖前線の位置がこのモデルから考えられる位置とは異なっている。この理由は第9図からわかるように温暖前線に直接対応する負の地上発散場はヘルムホルツ型の不安定波にともなって生じるものであるので規模が小さくて、シノプティックスケールの天気図解析からは検出できないであろうし、また降水をともなっていない。一方第10図からわかるように温暖前線の北方にはバロクリニック不安定波による広範囲の負の地上発散場と降水域があるのでこれを地上温暖前線としてまちがって画いたからであろうと推測することもでき、このように考えると他の例と矛盾することなく統一的な説明が可能になる。

寒冷前線の一部で地上摩擦などの影響で周囲に比べて

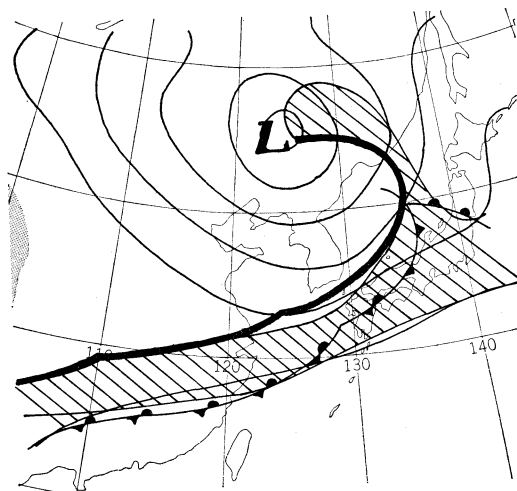
発散が弱くなった場合には第11図のようになり、第3図のスコールラインの場合に対応する。

5. 停滞前線の場合

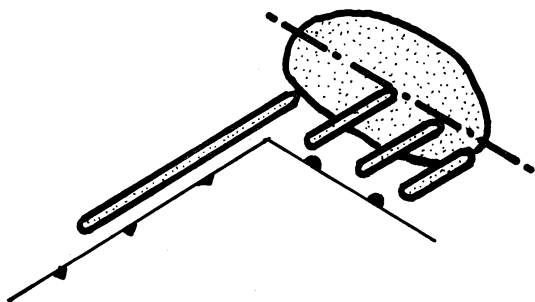
停滞前線上の南端附近を除く他の大部分の領域に存在する不安定波（バロクリニック不安定波など）の発散場



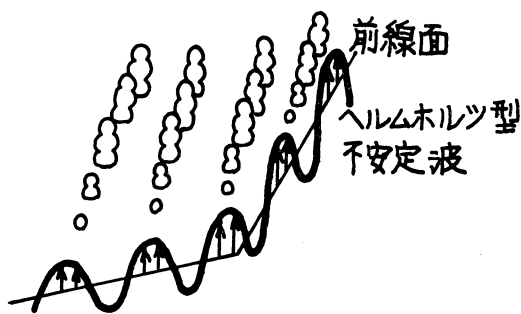
第12図 停滞前線にともなって出現する二つの降水域の説明図、下図はこれから予想される降水域。



第13図 1971年5月28日09時の700 mb 面天気図、太実線は谷の位置、斜線域は  $T - T_D \leq 2^\circ\text{C}$  の領域を示す。なお前線の位置は気象庁発行天気図（印天）による。



第10図 まちがって画かれやすい地上温暖前線の位置



第11図 寒冷前線にともなう带状降水域の生成機構の説明図。

が弱い場合、この不安定波にともなう東西に長い面状降水域が出現する。そしてその南端付近には、前線の走行と風向とが平行であるから、第6図のようにヘルムホルツ型の不安定波にトリガーされて生成された一本の東西に長い帯状降水域が出現する(第12図)。これは日本付近に前線が停滞している時に往々して見られる現象

(第13図、第14図、第15図)に良く似ており、これについては別の機会に詳しく述べるが、従来このような場合の天気図解析の際には、各々の降水域にともなう前線を二本画いたり、どちらか一本画いたりして混乱が起っていた(現に、第13図に気象庁印刷天気図に画かれた地上前線の位置が示してあるが、これは130°E付近では断面図(第14図)から解析される位置とは異なっており、面状降水域に対応して画かれているようである。しかしこの時の地上前線の正しい位置は第15図の帯状降水域に対応しているようである)がこれに解答を与えるものではないかと思われる。

6. 結論

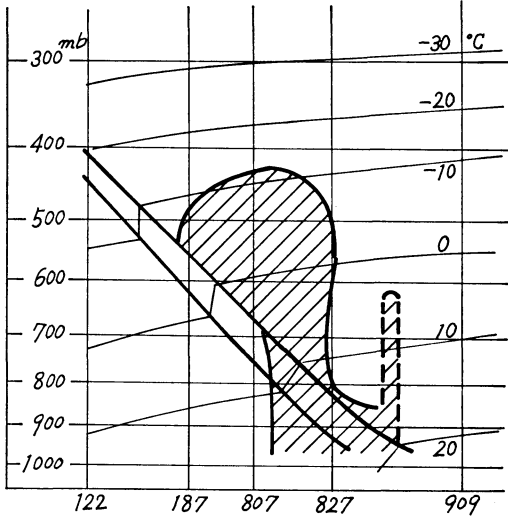
前線上にはバロクリニック不安定波などのようにその存在が一般に認められているものの他に、ここで述べた不安定波が存在しており、条件付不安定気層領域で顕在化した帯状降水域を生成する。この不安定波の性質はヘルムホルツ型の不安定波の性質に良く似ていることが簡単な考察から示されるが、そう断定するには実測値に基づいた定量的な議論が必要であろう。

つぎにこの不安定波の存在を許す簡単なモデルにより帯状降水域の生成機構の統一的な説明が可能になることを示した。

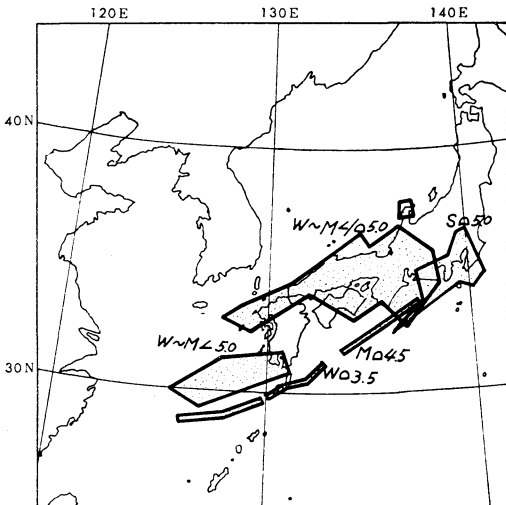
終りに、適切な助言を載きました内容を検討して戴いた福岡管区気象台松本誠一博士、同真島恒裕氏、同平野博氏、同中西昭氏、同野口晋孝氏に厚く御礼申し上げる。

文 献

- 1) Browning, K.A. and T.W. Harrold, 1969: Air motion and precipitation growth in a wave depression, *Quat. J.R. Met. Soc.*, 95, 288-309.
- 2) Faller, A.J., 1965: Large eddies in the atmospheric boundary layer and their possible role in the formation of cloud rows, *J. Atmos. Sci.*, 22, 176-184.
- 3) Fujita, T., 1955: Results of a detailed synoptic studies of squall lines, *Tellus*, 7, 405-436.
- 4) 藤原美幸, 岡部正勝, 西原正, 1958: 北九州における梅雨(1957年7月3日~5日)のレーダー観測とエコー模様, *福岡管区気象台要報*, 第14号, 3-52.
- 5) Newton, C.W., 1950: Structure and mechanism of the prefrontal squall line, *J. Met.*, 7, 210-222.
- 6) 野角吉憲, 1966: 種子島レーダーで観測した低気圧の特性について, *福岡管区気象台要報*, 第21号, 74-82.



第14図 1971年5月28日09時の断面図(130°E), 斜線域は  $T - T_D \leq 2^\circ\text{C}$  の領域で破線で囲った領域はレーダーエコー(第15図)から推定して画いたもの。



第15図 1971年5月28日09時のレーダーエコー(レーダー通報式による)。

- 7) Orlandi, I., 1968: Instability of frontal waves, *J. Atmos. Sci.*, 25, 178-200.
- 8) Tatehira, R., H. Fukatsu., 1963: Radar and mesoscale analysis of a cold front, *J. Met. Soc. Japan*, 41, 145-157.
- 9) Tepper, M., 1950: A proposed mechanism of squall lines: The pressure jump line, *J. Met.*, 7, 21-29.
- 10) Tokioka, T., 1970: Non-geostrophic and non-hydrostatic stability of a baroclinic fluid, *J. Met. Soc. Japan*, 48, 503-520.
- 11) Tokioka, T., 1971: Supplement to non-geostrophic and non-hydrostatic stability of a baroclinic fluid and medium-scale disturbances on the fronts, *J. Met. Soc. Japan*, 49, 129-132.
- 12) Stone, P.H. 1966: On non-geostrophic baroclinic stability. *J. Atmos. Sci.*, 23, 390-400.
- 13) Stone, P. H. 1970: On non-geostrophic baroclinic stability: Part II, *J. Atmos. Sci.*, 27, 721-726.
- 14) Ushijama, T., 1960: Radar and meso-analysis of a squall line, *J. Met. Soc. Japan.*, 38, 1-21.

## 日本学術会議第61回総会報告

日本学術会議広報委員会

### 1. はじめに

日本学術会議の第61回総会は1972年4月25日から27日までの3日間開催され、前総会以後の諸報告があった後、8つの提案を審議、決定した。出席者は第1日198名、第2日197名、第3日146名(定員210名)、また沖縄県在住科学者を代表して、琉球大学の長浜克重、金城秀三の両教授がオブザーバーとして出席した。総会では、発言者も多く、討議も活発であった。第9期会員の60%は新会員であるが、過去2回の総会における高い出席率、熱心な討議にみられる清新な雰囲気は今後も持続することを期待したい。

第61回総会は、実質的には第9期最初の総会であるが、第8期に検討された1970年代以降の科学・技術の諸問題に関する考え方、日本学術会議のあり方の改革構想などを継承、発展させ、前総会での「第9期の発足にあたって」の申合せに従い、自己改革の一步をふみ出したことは重要な成果である。

「人間のための科学」への指向の重視、これに即した重点審議課題の設定、国内の研究連絡にも重点をおいた研究連絡委員会(研連)の改革案の提案、広報委員会を新設して広報活動を格段に強化することなど、第9期における日本学術会議の活動の基本的方向づけと組織づくりが、ほとんど全部の会員によって支持された。このことは、日本学術会議の新しい出発で、第61回総会の重要な意義はこの点にある。

### 2. 重点的審議課題の策定と機構改革

第61回総会は委員会検討臨時委員会(委員長 伏見康治副会長)起草の3提案(「第9期における日本学術会議の委員会活動の要綱」、「各種委員会整備についての考え方について」および「各種委員会整備等に関する措置について」)を審議決定した。これらは、前記臨時委員会が、各部、各委員会等の意向をききながらまとめた原案を総会前日の連合部会・各部会で説明し、会員の意見を入れて修正、提案したものである。

これらの提案は、第8期の「1970年代以降の科学・技術について」、「日本学術会議のあり方に関する報告」を基礎にしたもので、いかにいえば、本総会に提出するに先立って3か年の準備と3か月の検討を経た結果作成されたものといえる。

前記3提案のうち「要綱」は、第9期の基本的活動方針を①本会議の目的、任務、姿勢(「独立してその任務を行なう」)の堅持・全会員の積極的活動 ②科学者、学協会との連携交流、広報活動の格段の強化 ③内部諸機関の整備等を定め、また(2)第9期の審議の重点として、①科学技術に関する基本的諸問題(人間の生命、能力、科学者と平和等) ②産業・国民生活に科学を反映、浸透させるうえの基本的諸問題(エネルギー、資源、原子力開発、物価) ③都市・地域・国土問題 ④環境問題 ⑤大学改革問題 ⑥沖縄問題などの12課題をとりあげている。(以下358ページに続く)