

1998年8月4日新潟豪雨におけるメソ低気圧の通過について

その他（別言語等）のタイトル	1998年8月4日新潟地方豪雨災害調査報告
著者	三隅 良平
雑誌名	主要災害調査
巻	36
ページ	19-34
発行年	1999-09
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00001467

1. 1998年8月4日新潟豪雨におけるメソ低気圧の通過について

三隅良平*

On the Passage of a Mesoscale Cyclone during the Niigata Heavy Rainfall on August 4, 1998

By

Ryohei MISUMI

Atmospheric and Hydrospheric Science Division

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan

Abstract

The synoptic-scale situation and the mesoscale characteristics of the Niigata heavy rainfall on August 4, 1998 are analyzed via the use of AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) data, hourly records of meteorological observatories, upper-air sounding data and radar echoes. The results indicate that the heavy rainfall was caused by a mesoscale cyclone which was not detected in weather charts. The horizontal scale of the cyclone is estimated at about 150 km. It is also shown that the 97 mm of hourly rainfall, the strongest precipitation in the history of Niigata local meteorological observatory, was produced by a band-shaped radar echo which formed through the “back-building” process.

Key words: Rainfall, Flood, Mesoscale cyclone, Baiu

キーワード：降雨，洪水，メソ低気圧，梅雨

1.1 はじめに

梅雨前線に伴って発生する豪雨は、しばしば空間スケール 100 km 程度のごく狭い範囲に集中する。そのような場合、天気図上では梅雨前線そのものによって豪雨が起こったように見えても、実際には梅雨前線の上にある空間スケールのより小さな気象擾乱が豪雨の原因となっていることが多い。そのような例として、例えば 49 人の死者を出した 1993 年 8 月 6 日の鹿児島豪雨のケースでは、事後のアメダス解析によって、空間スケール約 100 km の小型低気圧（メソ低気圧）が通過していたことが指摘されている（泉，1994）。このような小スケールの擾乱は、空間スケールが小さすぎて高層観測網で捕

* 防災科学技術研究所 気圏・水圏地球科学技術研究部

らえられないことが多く、事前の予測やリアルタイムでの実況は非常に困難である。

他方、梅雨前線豪雨において、地形による降雨の増幅作用もまたしばしば指摘される。1982年長崎豪雨の場合には、上陸したレインバンドが地形の効果によって長崎市周辺に停滞したと考えられている (Ogura et al., 1985)。また1983年7月23日島根豪雨では地形性上昇流が局所的に降雨を強めたと言われている (Watanabe and Ogura, 1987)。さらに1993年8月1日鹿児島豪雨の場合には、異なる擾乱の通過に対して同じような場所で強い雨が観測され、地形による降雨増幅が指摘されている (森脇ら, 1995)。

以上のように、梅雨前線に伴う集中豪雨は、梅雨前線上に形成される空間スケールの小さな気象擾乱の通過、さらには地形効果による局所的な降雨増幅によって降雨の集中が起こるものと考えられている。従って、前線上のどのような擾乱が豪雨発生をもたらしたのかを明らかにすることが梅雨前線豪雨を解析する第一歩である。本節ではまず平成10年新潟豪雨の様相を総観スケールから概観し、次にアメダスデータを詳細に解析して梅雨前線上のより小さいスケールの擾乱の抽出を試みる。更に今回の豪雨で記録された、新潟地方気象台観測史上最高の時間雨量97mmの発生について、その時のレーダエコーの挙動を記述する。

1.2 豪雨が発生した状況

まず豪雨が発生した状況を概観する。1998年の夏の天候は、平年とはかなり様相が異なっており、8月に入っても梅雨前線が消滅することなく東日本から北日本に停滞していた。図1は1998年6月15日から8月30日までに地上天気図に現れた前線の位置を、15日間隔で示したものである。前線は6月15日から7月15日にかけていったん南下するが、7月30日には北上して8月15日まで北関東～北陸地方の上にかかっている。さらに8月30日になっても前線は北日本の上に残っている。このような状況下で8月4日に新潟地方で豪雨災害が発生した。図2は新潟で降雨が観測される約3時間前の、1998年8月3日21時の地上天気図である。日本の南海上には太平洋高気圧があり、一方北海道の東側にはオホーツク高気圧が存在する。これは梅雨時の典型的な気圧のパターンであるが、8月としては異例の状況である。停滞前線(梅雨前線)が中国大陸から朝鮮半島、さらには新潟地方から北関東にのびている。また図には示されていないが、台湾の南東海上には熱帯低気圧があつて、暖かく湿った空気が梅雨前線に供給されていた。図3は同じ時刻の500 hPa面(高度約5000 m)および850 hPa面(高度約1500 m)における等温線および風の分布を示している。新潟地方に着目すると、500 hPa面では風のベクトル(矢印)が北西から南東へ、等温線を冷たい方から暖かい方へ横切る方向を向いている。これは新潟上空で寒気の移流があり、500 hPa層が冷却されつつあることを示している。一方850 hPaでは風のベクトルは西から東を向いており、等温線を暖かい方から冷たい方へ横切っている。これは新潟上空の850 hPa層が暖められつつあることを示している。つまり、新潟上空では下層が暖められ、上層が冷却される状況にあり、大気が不安定化していたことがわかる。また、図4は同じ時刻の輪島の高層観測データから作成した温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の鉛直分布を示している。相当温位 θ_e の傾きは地上から850 hPaまでが負である。このことは、この層が潜在不安定、すなわち何かきっかけがあれば対流雲が生成する状況にあったことを示している。一方 θ_e^* は地上から500 hPa高度までの傾きが負であり、この層が条件付不安定であることを示している。このことは、500 hPaより下では、空気が飽和していれば対流が起こる状況にあったことを示している。

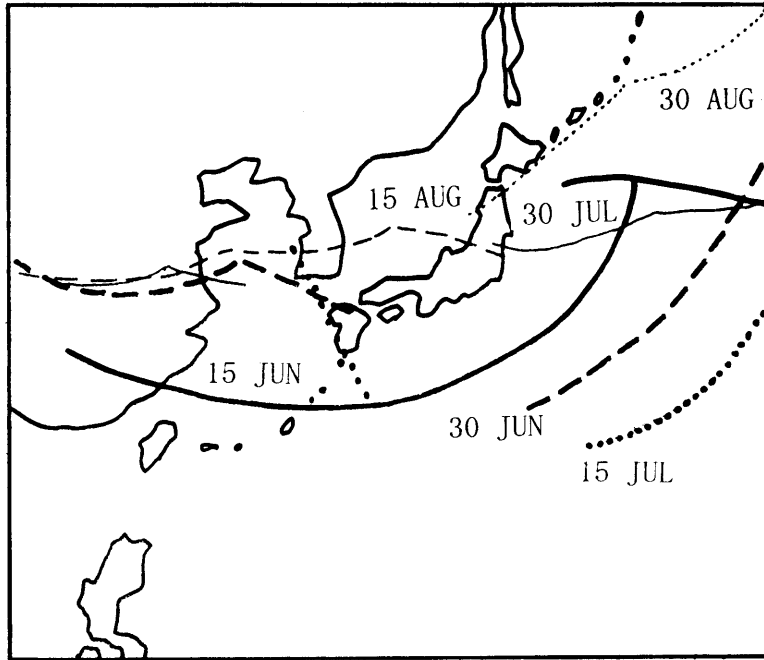


図1 平成10年6月15日から8月30日まで、15日間隔の地上天気図に現れた前線の位置。
 Fig. 1 Fronts in the surface weather charts every 15 days from 15 June to August 30, 1998.

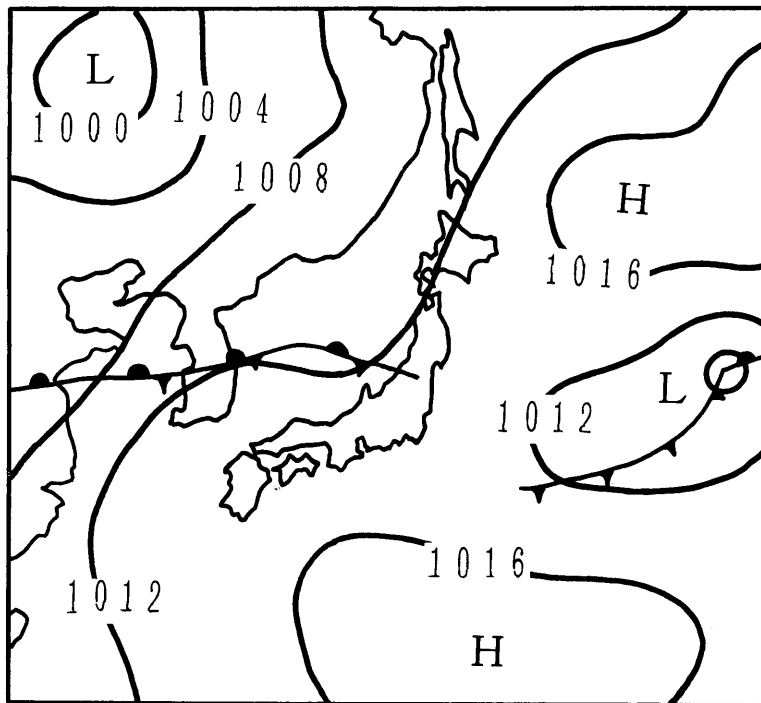


図2 平成10年8月3日21時の地上天気図。
 Fig. 2 The surface weather chart at 2100 JST on August 3, 1998.

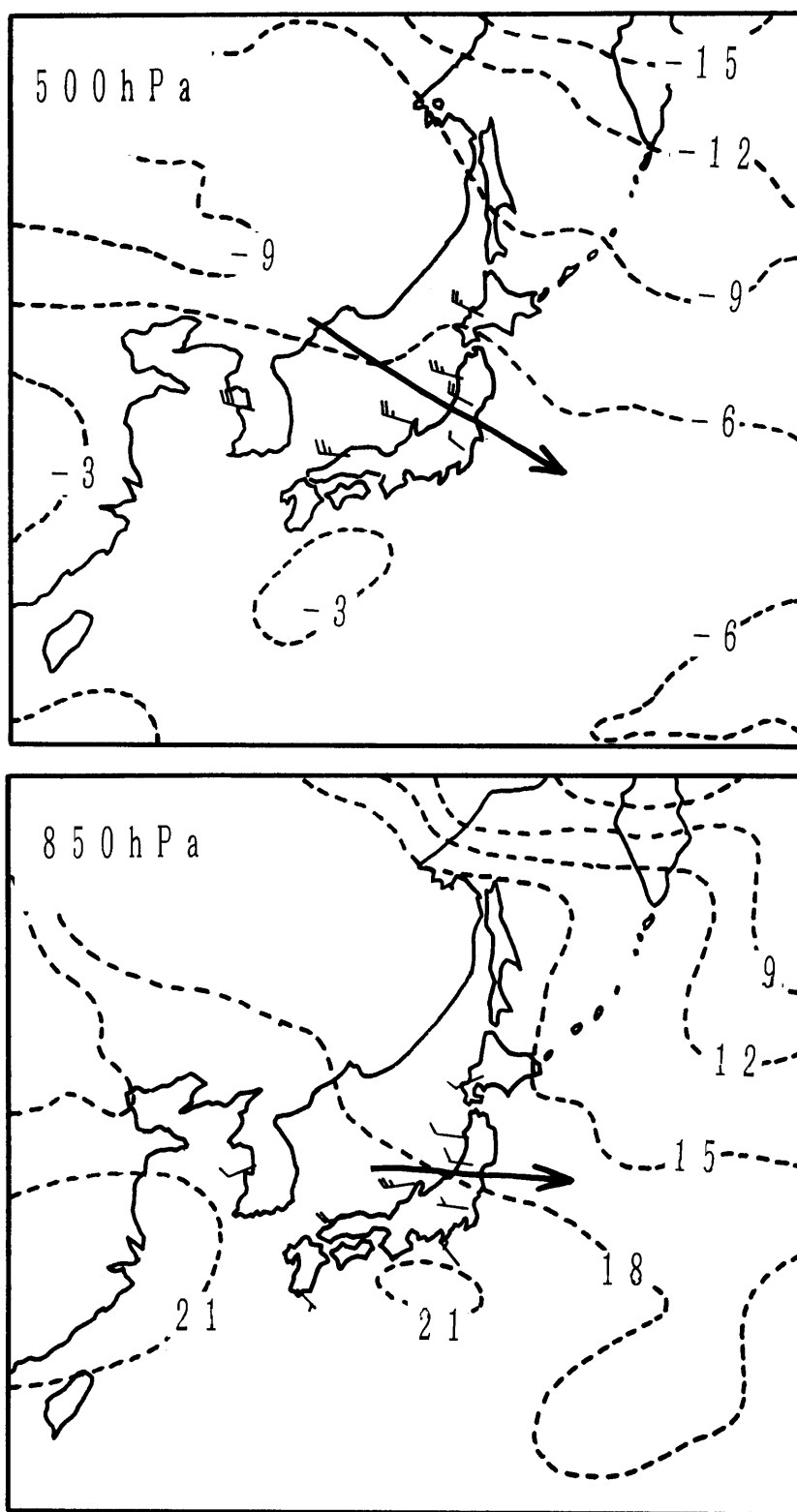


図3 平成10年8月3日21時における、500 hPa、850 hPa面での等温線と新潟周辺の風向・風速。長い矢羽根は10ノット、短い矢羽根は5ノットを示す。

Fig. 3 Contours of temperature and wind at the 500 hPa level and the 850 hPa level at 2100 JST on August 3, 1998. Short barbs represent 5 knots and long barbs represent 10 knots.

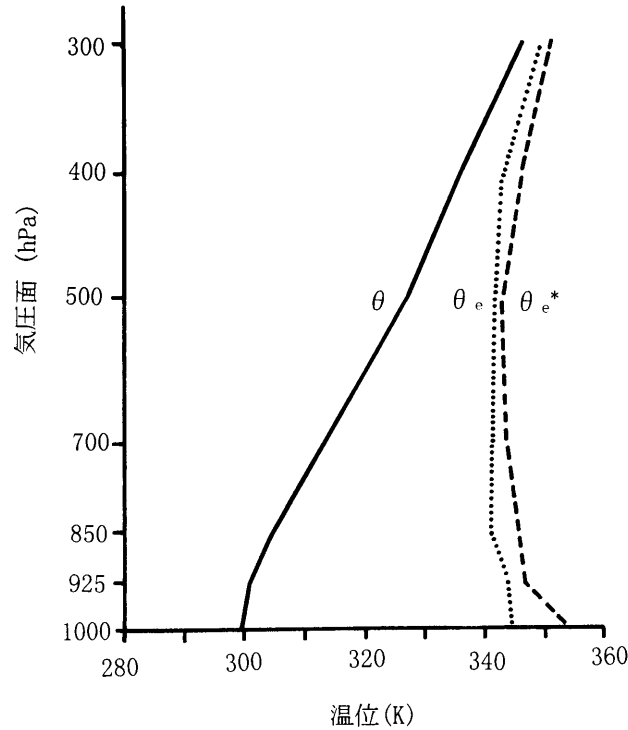


図4 輪島における，8月3日21時の温位 (θ)，相当温位 (θ_e)，飽和相当温位 (θ_e^*) の鉛直分布。
 Fig. 4 Vertical profiles of the potential temperature (θ), the equivalent potential temperature (θ_e), and the saturated equivalent potential temperature (θ_e^*) at the Wajima meteorological observatory at 2100 JST on August 3, 1998.

図5にレーダアメダス合成図に基づく8月4日の1時間雨量の分布図を示す。午前0時の段階では20 mm以上の強い雨域は新潟県北部に限られていたが，午前3時には佐渡から新潟市周辺に強い雨域が広がっている。また雨域全体が北西から南東に伸びるバンド状を呈している。このバンド状の雨域はその後ほとんど移動することなく，佐渡から新潟市の上で長時間にわたって維持される。午前6時には20 mm以上の強い雨域が佐渡から新潟市を通して笹神村の上のびている。さらに9時になってもバンド状の雨域は存在し続け，狭い範囲に持続的な強い雨をもたらしている。その後12時になってもバンド状の雨域がやや南に移動するとともに弱まり始め，午後3時には20 mm以上の雨域はほぼ消滅する。このように，バンド状の雨域が長時間にわたって停滞することによって豪雨をもたらされたことがわかる。図6に8月3日16時から4日16時の24時間雨量の分布，および主な被害の分布を示す。150 mm以上の強い雨域は，佐渡中央部から新潟市に向かって伸びる細長いバンド状の領域と，その南側の見附市周辺の狭い領域に限られている。同じ新潟県でも県の南部では50 mm程度の弱い雨しか記録されておらず，集中豪雨の特徴をよく示している。佐渡から新潟市にのびるバンド状の大きな雨量は，図5で説明したバンド状の雨域の停滞を反映するものである。一方見附市周辺の大雨はそのバンド状降雨域の南下によってもたらされたものである。

表1は今回の豪雨によって更新された新潟地方気象台の記録を示している。8月4日の日雨量は，新潟地方気象台が1886年に統計を取り始めて以来最高の値265 mmを記録した。これは第2位の羽越豪雨時の日雨量165 mmを大きく上回る。また1時間雨量も羽越豪雨時の記録53.8 mmを大きく上回

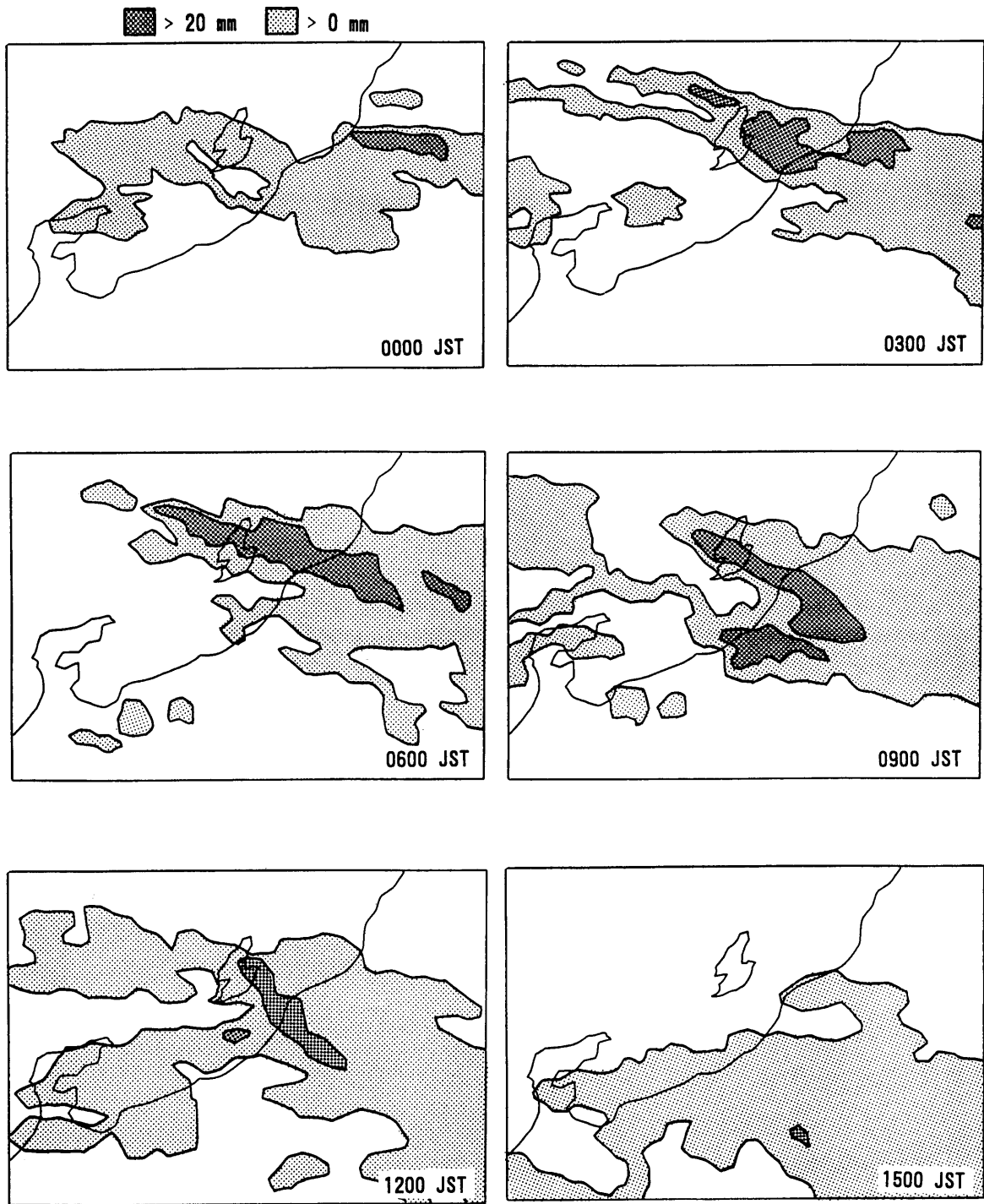


図5 レーダ・アメダス合成図に基づく平成10年8月4日の1時間雨量の分布.

Fig. 5 Spatial distribution of hourly rainfall on 4 August 1998 based on the Radar-AMeDAS composite map.

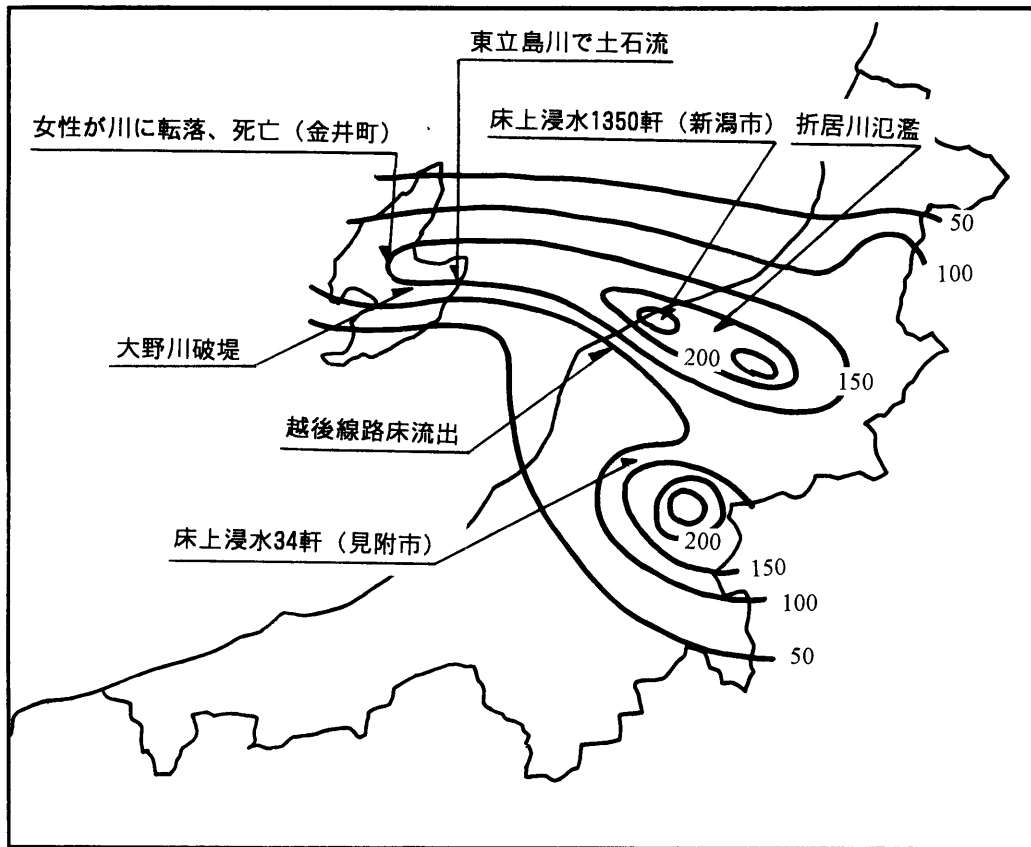


図6 平成10年8月3日16時から4日16時までの24時間雨量の分布と主な被害の分布。
 Fig. 6 Spatial distribution of 24-hour rainfall starting from 1600 JST on August 3, 1998 and the hazards caused by the rainfall.

表1 新潟地方気象台の最高雨量記録。

Table 1 The highest amounts of daily and hourly rainfall in the history of the Niigata local meteorological observatory.

	第 1 位	第 2 位	第 3 位	統計期間
日雨量	265.0 mm 1998.8.4	165.0 mm 1967.8.28 (羽越豪雨)	145.5 mm 1978.6.27	1886年1月～
1時間雨量	97.0 mm 1998.8.4	53.8 mm 1967.8.29 (羽越豪雨)	52.0 mm 1984.7.16	1914年1月～

り、1914年の統計開始以降最大の97mmを記録した。すなわち今回の豪雨は、新潟市においては観測史上最大のものである。

1.3 豪雨をもたらした擾乱

1時間間隔のアメダスの気温、降水量、風向・風速データ、および気象官署の日原簿を利用して、梅雨前線上のどのような擾乱が豪雨を発生させたのかを解析する。アメダスおよび気象官署の配置は図7に示されている。

図8は、新潟県の海岸線に沿った9つの観測地点について、気温（等値線）、降水量（陰影）、水平風（矢印）の時間変化を示したものである。縦軸は地点間の距離、横軸は時間で、時間軸は右から左の向きをとっている。この日の気象擾乱はほぼ海岸線に直交して移動したと考えられるので、定常性を仮定すれば縦軸が南東―北西、横軸が南西―北東の空間軸であるとみなすこともできる。まず気温の変化に注目すると、8月4日0時から9時にかけて、雨の降っていない柏崎周辺で顕著な気温上昇が見られる。この昇温域は午前7時頃までいったん北に広がり、その後南に下がって縮小している。雨域は常にこの昇温域の北側にあり、やはり一度北に上がった後南に下がっている。一方昇温域の北にある巻から中条にかけての範囲では、9時頃に著しい気温低下が起こる。例えば巻では6時の気温は26°Cを超えていたが、午前9時までの3時間に気温が約3°C低下して約23°Cになっている。この気温低下は風向の変化（巻では南西風が北東風に変化）、および強い降水を伴っている。

上記のような気象要素の時間変化は、図9に示すような形態の気象擾乱が新潟県を通過したと解釈すれば説明できる。擾乱は暖気の後ろ側に寒気を持ち、暖気の進行方向前側には温暖前線、後ろ側には寒冷前線がある。この擾乱が東（右）に移動したとすると、まず暖域が新潟の海岸に上陸する。こ

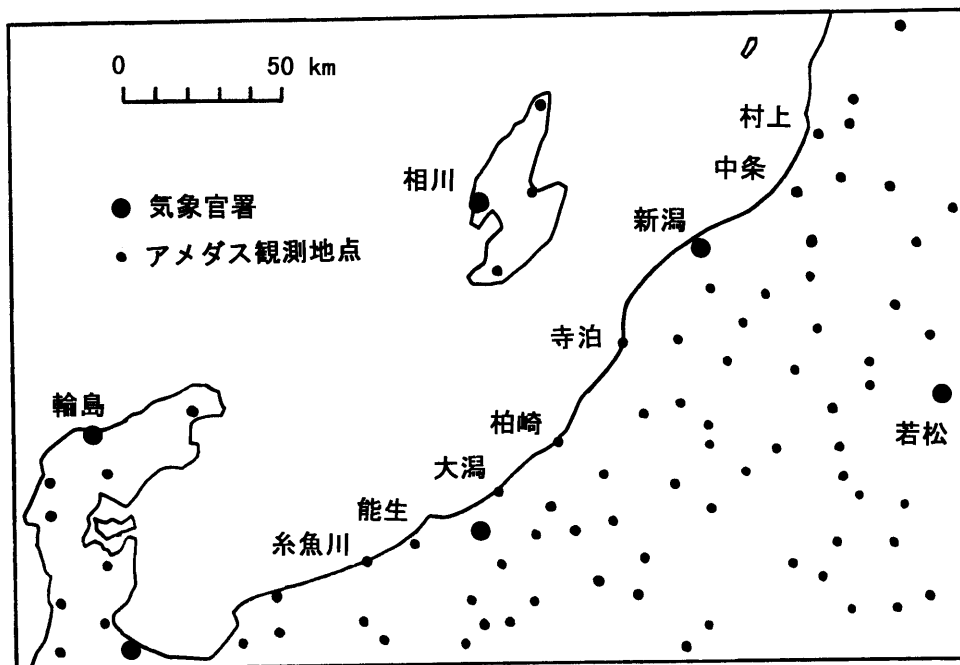


図7 新潟県周辺の気象官署およびアメダス観測地点の配置。

Fig. 7 Distribution of meteorological observatories and AMeDAS around Niigata prefecture.

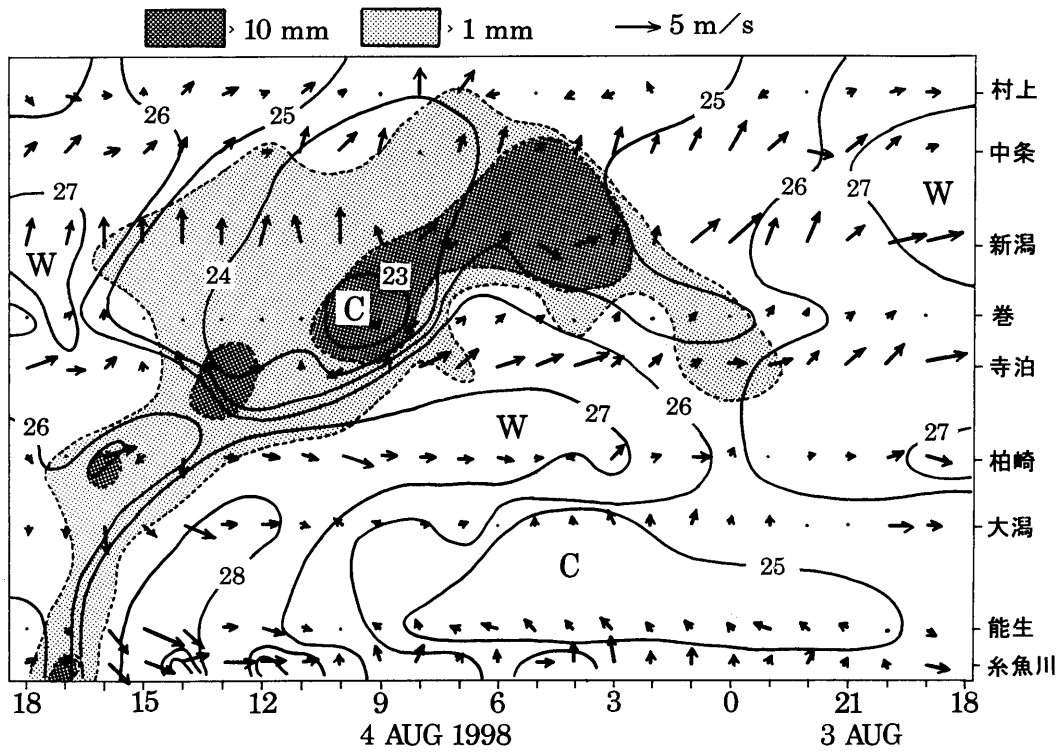


図8 海岸線に沿う9つのアメダス観測地点における気温（等値線）、風（矢印）、降水量（陰影）の時間変化。時間軸は右から左にとっていることに注意。

Fig. 8 Time variation of temperature (contours), wind (arrows) and rainfall amounts (shade) at nine AMeDAS points along the coast line in Niigata prefecture. Note that the time increases from right to left.

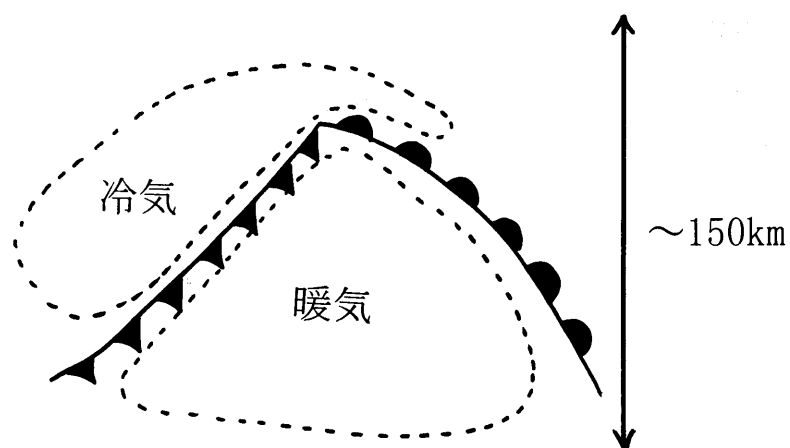


図9 新潟県に上陸した擾乱の模式図。

Fig. 9 A schematic illustration of the disturbance which struck Niigata prefecture.

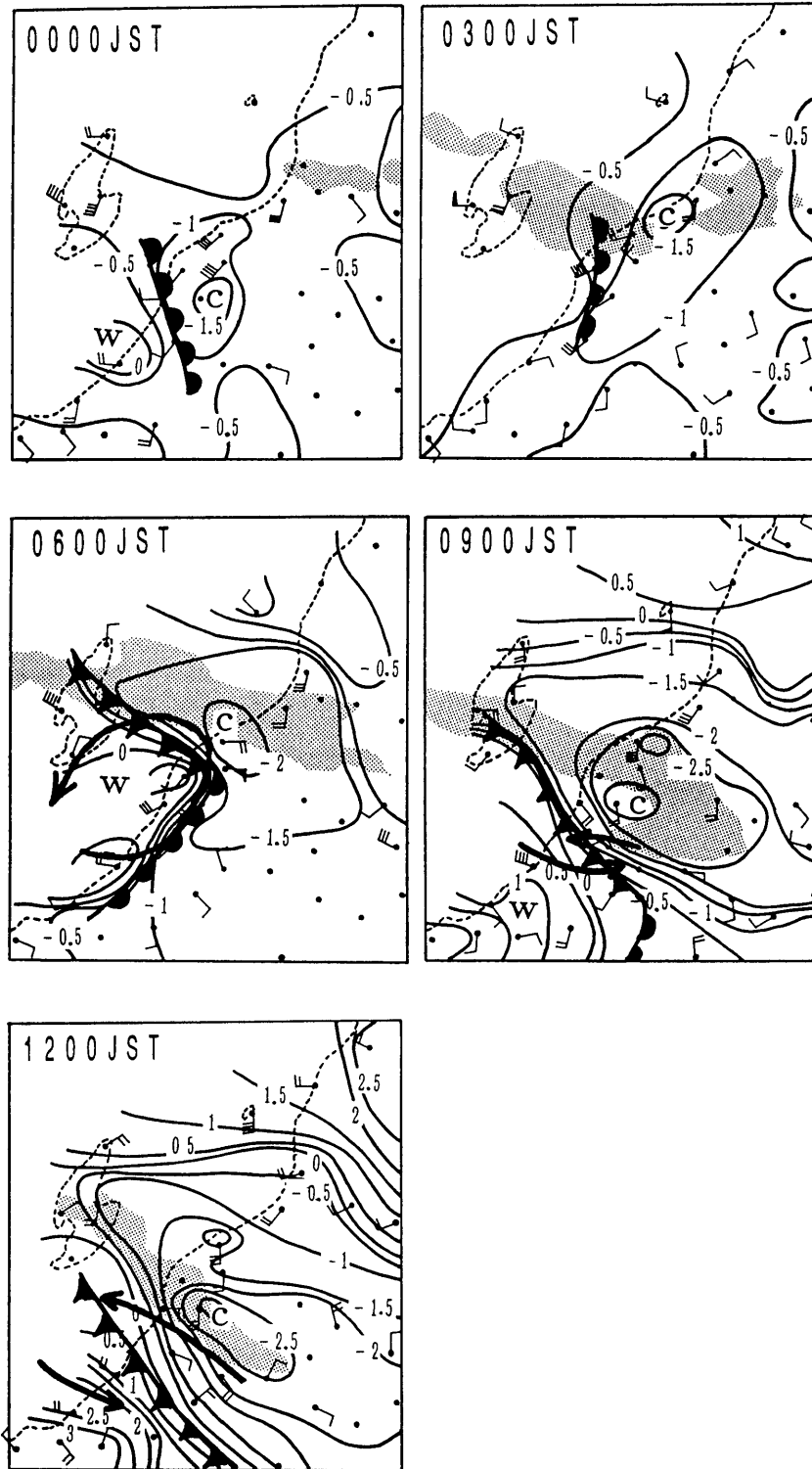


図 10 アメダスデータに基づく、8月4日0時から12時の気温(等値線)、風(矢羽根一本が1 m/s)、およびレーダアメダス合成図に基づく雨量(10 mm 以上を陰影で示す)。気温は観測地点の高度の影響を除くため、8月3日21時からの偏差で示している。

Fig. 10 Distribution of temperature (contours) and wind (barbs; every 1 m/s) based on AMeDAS data, and the areas of rainfall greater than 10 mm/h estimated in the Radar- AMeDAS composite map (shades) on August 4. The temperature is shown by the deviation from that at 2100 JST on August in 3 in order to avoid the effect of elevation.

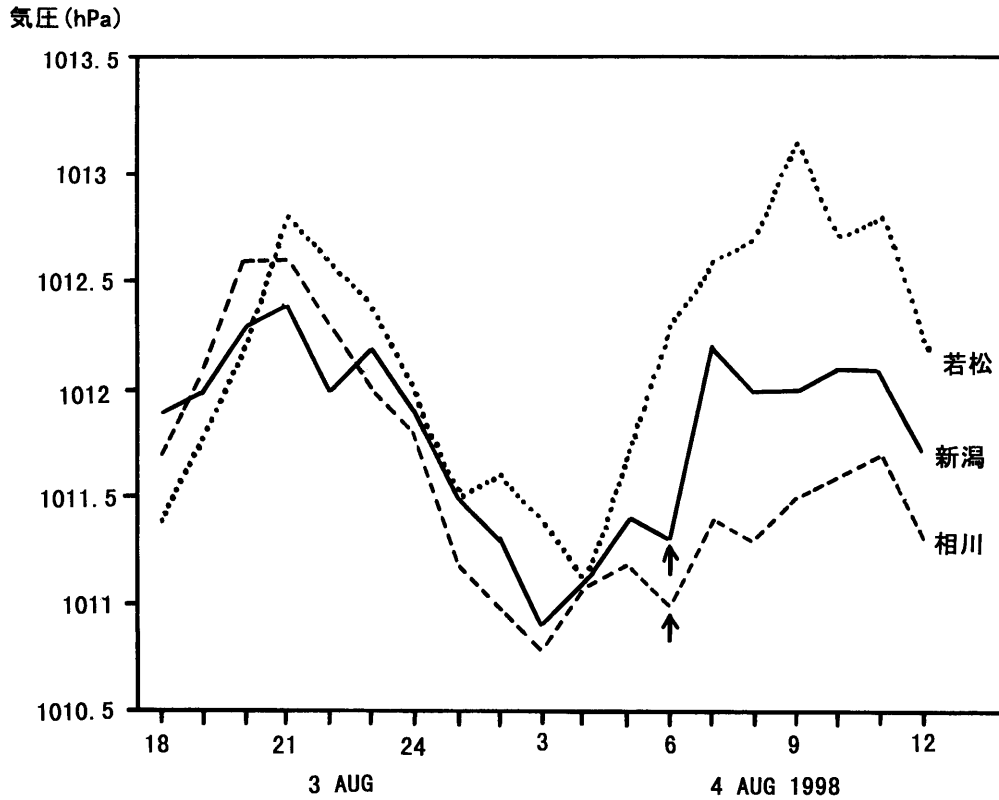


図 11 若松測候所，新潟地方気象台，相川測候所における海面較正された気圧の変化。
 Fig. 11 Time variation of sea-level pressure at Wakamatsu, Niigata and Aikawa meteorological observatories.

の暖域の上陸が午前 0 時頃から始まる柏崎周辺の気温上昇に対応する。また 9 時頃の巻周辺の風向変化を伴う気温低下は暖域後方の寒冷前線の通過で説明できる。図 9 に示すような擾乱の構造は、通常の天気図に見られる温帯低気圧の典型的なものであるが、一般に温帯低気圧の空間スケールは 1000 km 以上であるのに対し、この擾乱の空間スケールはたかだか 150 km しかない。これは温帯低気圧のほぼ 10 分の 1 の大きさである。このように空間スケールの小さな低気圧は通常メソ低気圧と呼ばれている。メソ低気圧は気象観測網に比べて空間スケールが小さすぎるので、地上天気図 (図 2) にはその存在が示されていない。

次に図 9 に示したメソ低気圧の挙動をより詳しく見るため、図 10 にアメダスデータに基づく 3 時間おきの気温、風、雨の水平分布を示す。気温は観測点の標高の影響を除くため、擾乱が通過する前の時刻である 8 月 3 日 21 時からの偏差で示している。午前 0 時に暖気の流入が始まり、3 時には寒気が暖気を押す形で寒気が北上する。6 時には寒気が南下し始めるとともに、前線がくさび型となる。ここで注目すべきことは、くさび型の前線の先端付近に、低気圧性 (反時計回り) の風の循環が見られることである (6 時の図の矢印)。この低気圧性の循環の存在は、上陸した擾乱がメソ低気圧であったことを裏付ける。午前 9 時には、寒冷前線が南下するとともに低気圧性の循環は不明瞭になる。ただし前線を境とした風の水平シアーは依然として見られる。12 時には寒冷前線はさらに南下し、雨域もこれに沿って南下する。

図 11 は日原簿に基づく若松測候所，新潟地方気象台，相川測候所の海面較正された地上気圧の時間

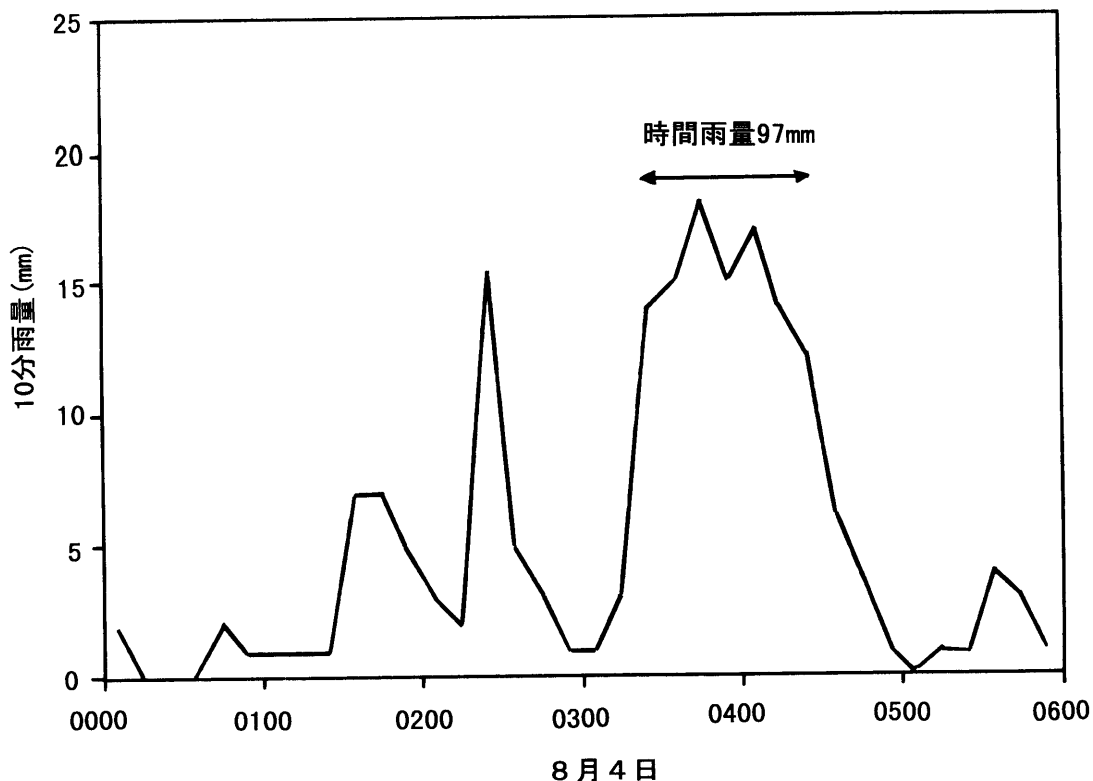


図12 新潟地方気象台における10分雨量の変化。

Fig. 12 Time variation of 10-minute rainfall at Niigata local meteorological observatory.

変化である。3地点とも8月3日21時頃から気圧が低下しているが、これは北日本の広い範囲で同時に起っていた現象で(図省略)、豪雨発生とは直接関係してないと思われる。図10で顕著な低気圧性の循環が見られた8月4日午前6時前後に注目すると、新潟、相川の2地点で0.2 hPa程度の気圧低下が見られる(図の矢印)。この気圧低下は若松測候所では記録されておらず、メソ低気圧の通過による気圧低下であると考えられる。

1.4 時間雨量 97 mm について

今回の豪雨で、8月4日3時20分から4時20分の1時間に97mmの雨量が記録された。これは新潟地方気象台が1914年に統計を取り始めて以来、最大の記録である。ここでは、レーダエコーを用いてこの時の状況を記述する。

図12は新潟地方気象台の10分雨量の時間変化である。最大1時間雨量が記録された3時20分から4時20分には、10mmを超える強い雨が途切れることなく継続している。すなわち時間雨量97mmは、15mm~20mmの10分雨量が連続することによってつくられたことがわかる。図13はその時のレーダエコーの時間変化で、破線は海岸線である。3時から3時20分にかけてAで示すレベル3の強いエコーが新潟市に上陸する。午前3時から始まる強い雨は、まずエコーAによってもたらされた。3時50分にはAが新潟市を通り過ぎつつあるが、そのすぐ後方にエコーBが形成され、4時にはAと併合して1つの細長いエコーを形成する。更に4時10分にはBの後方にエコーCが形成され、既存のエコーと併合して1つのバンド状エコーを形成する。こうして途切れることなく新潟市付近に強いエ

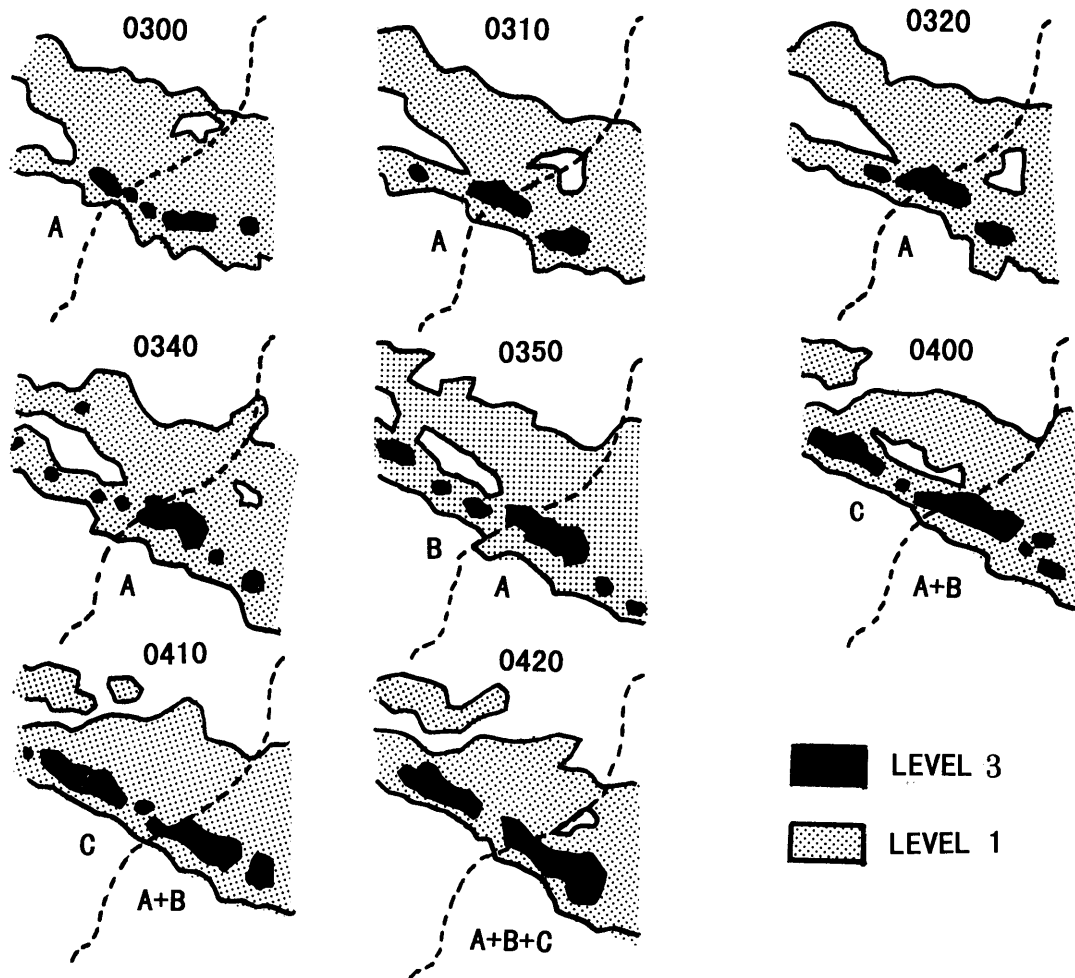


図 13 8月4日午前3時から4時20分のレーダエコーの分布。破線は海岸線を示す。

Fig. 13 Distribution of radar echoes from 0300 JST to 0420 JST on 4 August 1998. Broken lines indicate the coast line.

コーが通過し、記録的な1時間雨量が生じた。

図 13 のように、既存のエコーの後方に次々と新しいエコーが現われてバンド状エコーが形成される過程は、バックビルディングと呼ばれている。元来バックビルディングとは、米国オクラホマの春季に現われるスコールラインの形成パターンの一つを指すものであるが (Bluestein and Jain, 1985)、近年日本においてもそれと類似した挙動をする対流エコーの存在が指摘されており (Kato, 1998; 瀬古ら, 1999)、このような対流エコーの挙動は日本における豪雨の発生に深くかかわっていると考えられる。

図 14 は 8月3日 21時の輪島の高層観測に基づく、高度別の風の分布である。地上付近(1000 hPa)とそれより上層では、顕著な風速の差(鉛直シア)が見られる。図 13 に示したバンド状エコーの走向は、矢印で示した 1000 hPa 高度と 500 hPa 高度の鉛直シアベクトルの向きにほぼ一致している。新潟周辺を通過した雨雲が、この層の鉛直シアによって変形されてバンド状を呈したことを示唆している。

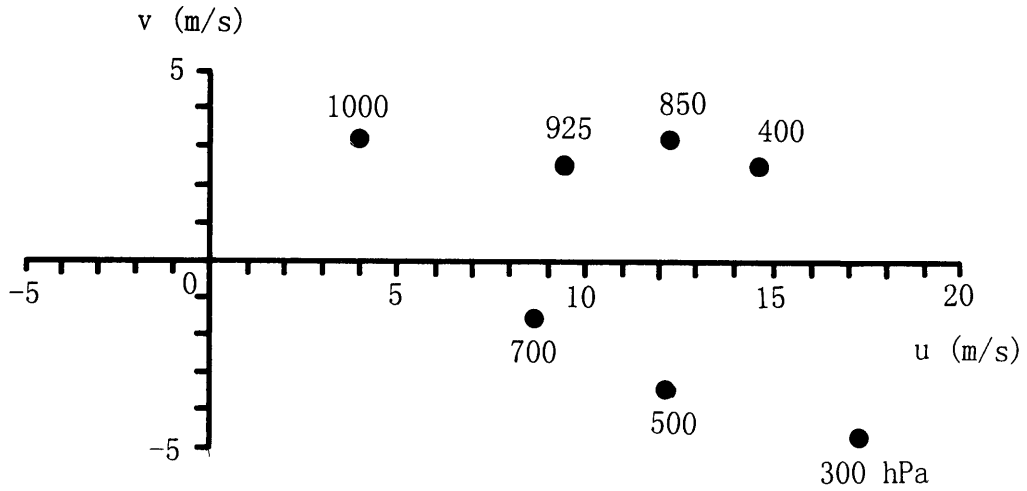


図 14 8月3日21時の輪島の高層データに基づく、各気圧高度面での風の西風 (u) 及び南風 (v) 成分。矢印は 1000 hPa 面と 500 hPa 面の鉛直シアベクトルを示す。

Fig. 14 Westerly (u) and southerly (v) wind components at each pressure level based on the upper-air sounding at Wajima at 2100 JST on August 3, 1998. The arrow indicates the vertical shear vector from the 1000 hPa level to the 500 hPa level.

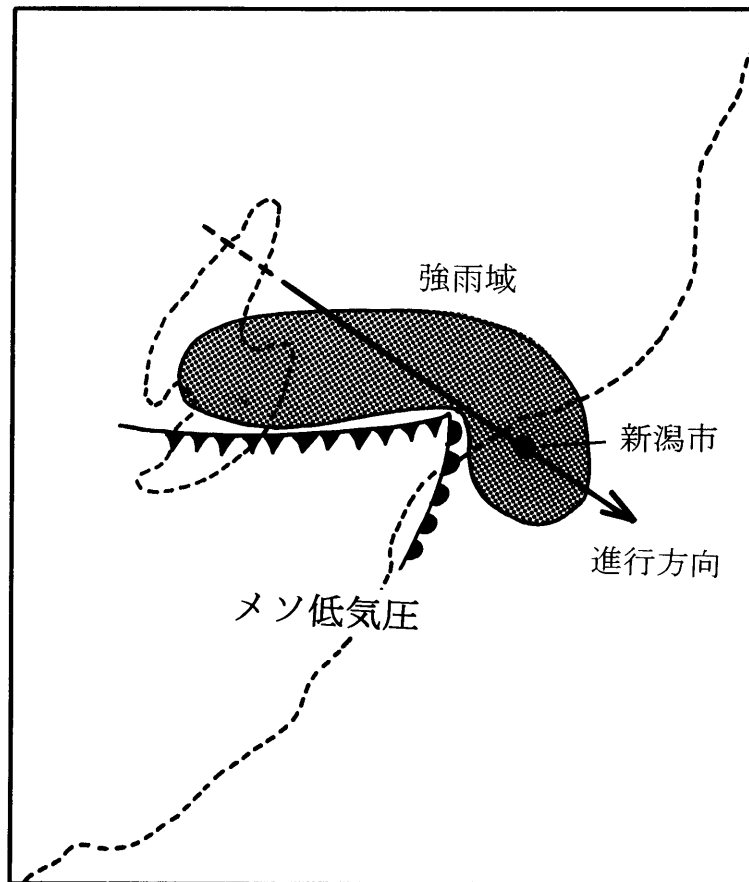


図 15 豪雨を引き起こしたメソ低気圧の模式図。

Fig. 15 A schematic illustration of the mesoscale cyclone which caused the Niigata heavy rainfall on August 4, 1998.

1.5 まとめ

1998年新潟豪雨は季節はずれの梅雨前線によりもたらされた。高層天気図によると、新潟市上空では降雨が観測される3時間前から大気不安定化されつつあり、新潟市の約200 km南西にある輪島では、この時刻において既に500 hPaより下の層が条件付不安定であった。新潟県の降雨は8月4日午前0時頃から観測され始め、バンド状に組織化された雨域が佐渡から新潟市、笹神村を結ぶ線上に停滞して強い雨が長時間続いた。

アメダスデータの解析により、この豪雨は空間スケールが約150 kmのメソ低気圧の通過によってもたらされたものであることが示された。解析されたメソ低気圧の模式図を図15に示す。メソ低気圧は前方に温暖前線、後方に寒冷前線を伴い、水平スケールは約150 kmである。またくさび状の前線の先端付近には、低気圧性の循環が見られた。メソ低気圧の通過による地上気圧の低下は0.2 hPaであった。また新潟市周辺で特に大きな雨量が観測されたことは、次のように説明できる。メソ低気圧に伴う強い雨域は、図のように温暖前線の前方および寒冷前線の後方に分布していた。メソ低気圧の進行方向は南東であり、低気圧の中心付近が通過した新潟市では、図に矢印で示すように長時間強雨域の中にあっただけでなく、強い雨が継続したと考えられる。

新潟地方気象台の観測史上最大の記録である時間雨量97 mmの雨量は、バックビルディングと呼ばれるエコーの挙動によってもたらされていた。すなわち、既存のエコーの後方に次々と新しいセル状エコーが形成されることによって、エコー全体がバンド状になるとともに、新潟市で強い雨が途切れることなく持続して大きな時間雨量がつくられていた。またバンド状エコーの走向は、1000 hPa高度と500 hPa高度の鉛直シアベクトルの向きにほぼ一致していた。

本節では平成10年新潟豪雨の発生が、メソ低気圧の通過によって説明されることを示した。メソ低気圧は、例えば49人の死者を出した1993年8月6日鹿児島豪雨でもその原因となっており(泉, 1994)、死者を伴う豪雨を引き起こす非常に危険な気象擾乱である。にもかかわらず、台風や竜巻ほどその存在が広く一般に認識されていない。メソ低気圧は水平スケールが小さいために、高層観測網をくぐりぬけてしまい、現在のところ事前の予知やリアルタイムの実況が困難である。わが国は海に囲まれているので、気象観測網を細かくするには限界があり、その対策は非常に難しい。今後、メソ低気圧の挙動を理解し、予測につなげていくための研究と同時に、被害を防ぐための体制づくりを検討していくことが必要である。

謝辞

本調査で用いたデータの大半は新潟地方気象台からご提供いただいたものです。データの提供にご配慮下さった新潟地方気象台気象情報官の後藤幸次郎氏、および上村喬予報課長を初めとする気象台の皆様へ深く感謝いたします。またアメダスデータおよびレーダエコーの一部は防災科学技術研究所の気象データ集録システムMeDRSによって取得されたものを用いました。MeDRSの使用について便宜を図って下さった先端解析技術研究部の中井専人主任研究官、および元重点支援協力研究員の金田昌樹氏に感謝いたします。

参考文献

Bluestein, H. B. and M. H. Jain (1985): Formation of mesoscale line of precipitation: Severe

- squall line in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, Vol.42, 1711-1732.
- 泉 幸治 (1994) : 1993 年 8 月 6 日九州南部地方の豪雨解析 (アメダスとレーダーによるメソ解析), 日本気象学会 1994 年秋季大会講演予稿集, C 358.
- Kato, T. (1998) : Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1998. *J. Meteorol. Soc. Japan*, Vol. 76, 97-128.
- 森脇 寛, 中根和郎, 三隅良平, 実渕哲也 (1995) : 平成 5 年 8 月豪雨による鹿児島災害調査報告, 主要災害調査第 32 号, 防災科学技術研究所, 195 pp.
- Ogura, Y., T. Asai and K. Dohi (1985) : A case study of a heavy precipitation event along the Baiu front in northern Kyushu, 23 July 1982 : Nagasaki heavy rainfall, *J. Meteorol. Soc. Japan*, Vol. 63, 883-900.
- 瀬古 弘, 加藤輝之, 斎藤和雄, 吉崎正憲, 楠 研一, 真木雅之 (1999) : 台風 9426 号 (Ochid) 接近時に関東平野で観測された準定常な降雨帯, 気象研究ノート第 193 号, 149-154.
- Watanabe, H. and Y. Ogura (1987) : Effects of orographically forced upstream lifting on mesoscale heavy precipitation : A case study. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 44, 661-675.