

近畿圏沿岸の高潮災害の要因としての黒潮について

中 村 重 久

ON KUROSHIO AS ONE OF FACTORS FOR STORM SURGE HAZARDS IN THE KINKI COASTAL ZONE

By *Shigehisa* NAKAMURA

Synopsis

One of the major research projects at the Shirahama Oceanographic Observatory is observation of storm surges in relation to coastal hazards. Recent needs are to measure offshore properties of waters affected by storms and to find a pertinent way of storm surge prediction in order to help coastal disaster prevention. This report is for a problem on Kuroshio as one of factors related to storm surge hazards in the Kinki coastal zone. At first, the author remarks about a shift of the Kuroshio meandering after passage of the Typhoon 8506. Kuroshio meandering is studied in relation to the observed results at the Shirahama Oceanographic Tower as an offshore fixed station during stormy and calm days. Lastly, it is notified that the Typhoon 8719 shifted the Kuroshio flow to the north during the passage and that thermal energy transfer from the sea water to the air through the sea surface caused possibly the sea surface temperature decrease off the south of the Kinki coastal zone. This thermal effect must be effective to maintain the Typhoon which had brought an additional heavy rain around its track.

1. 緒 言

白浜海象観測所における主要な研究課題のひとつとして、沿岸域の災害に関連した、高潮という現象の観測研究がある。この観測の実施には、周知の通り、多大の人智・労力・資金・技術の投入が必要である。しかるに、わが国の内外の諸般の状況は、このような観測研究の推進に重大な影響を及ぼしている。この状況がいかなるものであるにせよ、高潮による災害の防止軽減に関する基礎研究は推進しなくてはならない。

かえりみれば、高潮災害は、従来、沿岸域の災害でもとくに代表的なもののひとつであったが、過去においてもその被害が顕著であったのは、たとえば、東京湾・伊勢湾・大阪湾・有明海など、わが国の沿岸でも太平洋に面した海湾の奥であることはすでによく知られている。このような地域は、地理的立地条件などからみて古くから人間活動の場の中心となり、近年では、この沿岸域の高度利用も顕著である。たとえば、大阪湾内を例にとったとしても、関西新空港建設計画という国家的事業にも関連して、高潮災害の防止軽減の目的を達成するためにも、外洋から来襲する台風とそれにとまなう高潮の力学的機構の究明は焦眉の急である。

加うるに、わが国の現状をみるに、気象庁関連の面からみると、人工衛星利用により、台風の挙動の予報に格段の進歩発展がみられ、数値シミュレーションの適確化とあいまって、沿岸を利用する者にとって

高潮に適切に対処することが可能になった。また、建設省をはじめ、運輸省・農林水産省・その他関連官庁ならびに関連機関の努力により、わが国の沿岸のハード面における防災対策も、海岸構造物の構築等によって功を奏し、この面からみても、台風起因する高潮災害の防止軽減の目的はあらかじめ達成されたという表現もなされる例が多くなってきた。

このような時点に、沿岸域の利用度はさらに高度化する傾向にあり、それだけに、高潮の予測が、より適切な時期に、より適切な正確さでもとめられる。ところが、ここで考えようとしている問題は、単に個人の努力のみで解決できないことであり、また、単に土木工学の知識や技術のみでは十分対処できない面もあることは否定できない。また、ここで対象とする高潮の現象を地球物理学的にみてもすでに解明されたものとみること危険であり、そのような考え方そのものが許されるべきではないであろう。現時点において、我々はどのように問題に対処すべきか、深い洞察力と将来を見据えた英断によって、検討をすすめるべきである。

この観点に立脚して、本文では、とくに近畿圏沿岸を対象として選び、高潮災害の要因として考えられるもののうちのひとつ、黒潮について、若干の検討をした。この黒潮の問題そのものが多年にわたり研究されているにもかかわらず、黒潮の予測の目的を達成するに至っていないとみられる現状をふまえて、なお、あえて、この問題をとりあげることにした。

これによって、台風通過は、高潮をもたらすとともに、豪雨・洪水の原因である強雨をもたらすが、それはわが国の南方洋上で、太平洋から海面を通して台風がエネルギーの供給をうけているからにはほかならない点を指摘したい。

2. 研究の背景と対象

台風による高潮は、とくに、わが国の沿岸域では、海岸災害の問題と関連して重要視されてきた。基本的には昭和20年代の災害に加えて、昭和34年9月のいわゆる伊勢湾台風が、高潮の研究のわが国における方向づけの基となっていると考えられる。既径最大の例としては、昭和9年9月の室戸台風をあげなくてはならない。

このような例のほか高潮をともなった台風の例は枚挙にいとまがない。基本的には、高潮の観測によって、(1)高潮の力学的機構を究明することが必要であり、さらに、(2)沿岸域の高潮災害の予測と対策の適正化をはかることが必要である。このような趣旨からみて、黒潮がどのような位置づけになるかについて、従来明らかではなかった。ここで、近畿圏沿岸の高潮の要因としての黒潮について、白浜海象観測所の白浜海洋観測塔およびその他の資料にもとづき検討することとした。

大阪湾の高潮については、すでに、1930年代に簡単な理論による解析的研究がなされているが、気圧低下とその移動速度を考慮にいれたものが主で、この種の研究はこの時期に多数にのぼり枚挙のいとまがない。その後、1950年代から数値計算による研究成果がみられるようになり、かなり複雑な地形条件でも、相応の数値シミュレーションによる検討が可能となってきている。1970年代までの高潮の研究については、Nakamura (1981)¹⁾が簡単な要約を試みている。その後、現在までの研究のすべてを網羅することはできないが、ひとつの立場から、Nakamura (1988)²⁾が述べているように、英国を中心としたハリケーンやサイクロンによる高潮の数値シミュレーションの方向のほかに、米国東岸(大西洋沿岸)陸棚上における流速・水温などのハリケーン通過にとまなう変動の直接観測や人工衛星を利用した観測といった方向がみられるようになってきている。ただ、いずれの観測例でも、ハリケーンの接近時と通過後との比較検討にとどまっているのが多い。我々は、この点も考えに入れて北太平洋西部の台風による高潮の問題を考えなくてはならないと思う。ちなみに、わが国でも、数値シミュレーションや信頼性確認などのほか沿岸域の高潮対策の最適化を目的として、技術的な問題点の検討がすすめられる一方、沖合の固定点で

の流速を含む海象観測の必要性が指摘され、ようやくその観測計画も緒につこうとしている。ここに、この計画の早期実現が切に要望され、とくに、白浜海象観測所など関係拠点における研究活動上の支障をあらゆる努力をはらっても除去しなくてはならない。

ところで、高潮の予測や対策に必要なことは、高潮という現象の力学的機構を正しく把握することである。そのためにも、直接観測は重要な位置を占めることになるが、その直接観測の実現には、それにさきだっているいろいろの問題を解決しておかなくてはならない。

本文では、まず、(1) 台風 8506 号を例にとって、台風北上にともなう紀伊水道沖の黒潮流軸のパターンの変化をとらえる試みについて述べる。つぎに、(2) 台風期以外の比較的静穏な時期の黒潮と海象との関係について、1986 年の観測資料にもとづく検討をし、この時期にも黒潮流軸の変動がみられることを示す。さらに、(3) 台風 8719 号の例について、黒潮流軸のパターンが、台風接近時に比べて、台風通過後、紀伊水道沖で接岸の傾向を示していることを明らかにする。また、(4) 台風 8719 号を例にとって、海面を通して台風へのエネルギー供給の可能性についても考察を加える。これによって、台風と黒潮との相互関係を力学的に究明する手がかりをもとめたいと考えている。

3. 台風 8506 号北上前後の黒潮

さきに、白浜海洋観測塔周辺沿岸海域に対する台風 8506 号の影響について検討した (中村ら, 1987)³⁾。この台風の経路を例にとって図示すると、太平洋熱帯域に発生して北上してわが国に來襲あるいは接近する台風の経路のパターンは Fig. 1 のようになる。一般に、ひとつひとつの台風の経路はそれぞれ異なるが、そのすべてを示して複雑さを強調することはここではしない。

この台風 8506 号と日本列島南岸沿いにみられる黒潮との相互関係はどのようにとらえられるであろうか。これが、ここでの焦点である。

台風 8506 号の経路は気象学的に予報され、その後の経過は、大体において過去の多くの台風と同様に温帯低気圧となり類似したものである。ただ、この台風の北上時における海象の観測に関連して、台風の接近時と通過後とで、黒潮がどのようなパターンを示すであろうか。台風 8506 号は 1985 年 6 月 30 日夜半に白浜海洋観測塔に最も近い紀伊半島沖を通過北東進している。

ところで、海上保安庁水路部の海洋速報によれば、1985 年 6 月 13 日から 7 月 3 日までの資料にもとづけば、日本列島周辺の黒潮の流軸は Fig. 2 A のようであった。これは、台風 8506 号接近時に相当する。さらに、Fig. 2 B は台風 8506 号通過後の黒潮の流軸のパターンを示す。この Fig. 2 B のみから断定的な判断を下すわけにはいかないが、総観的にみて、四国・紀伊半島付近の黒潮の流軸は、台風 8506 号接近時には 100 Km 以上海岸線から沖合にあった。それが、台風通過後、黒潮の流軸は海岸線から数 10 Km 沖合に接近しているという特徴は、

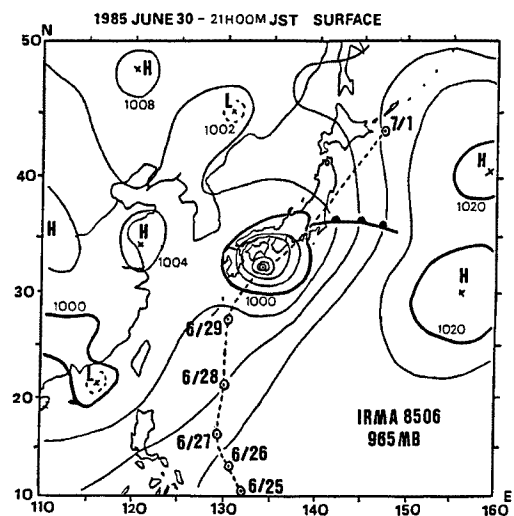
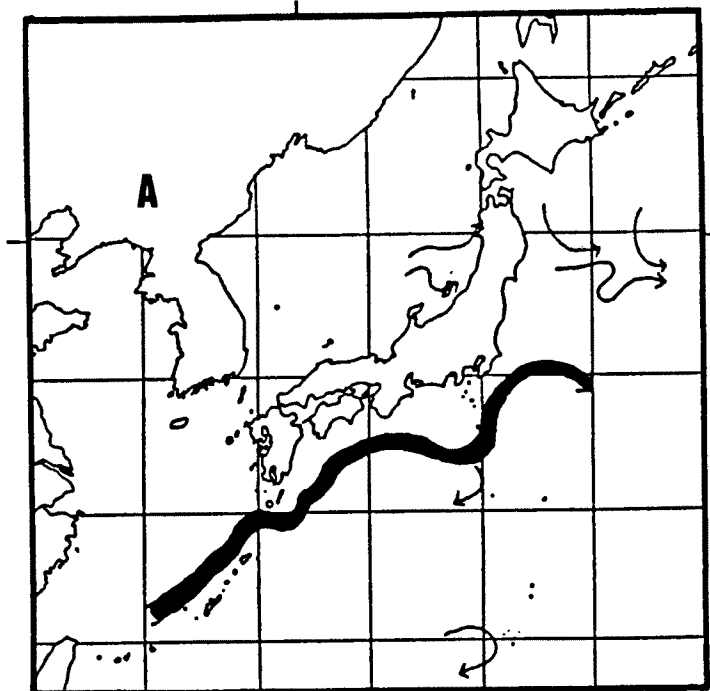


Fig. 1. Weather map (surface) at 21 h00m JST on 1985 June 30. Each encircled dot shows the location of the center of the Typhoon 8506 at each 21 h00m of the days from June 25 to July 1 (with the courtesy of the Japan Meteorological Agency).

1985 JUNE 18—JULY 3



1985 JULY 3—17

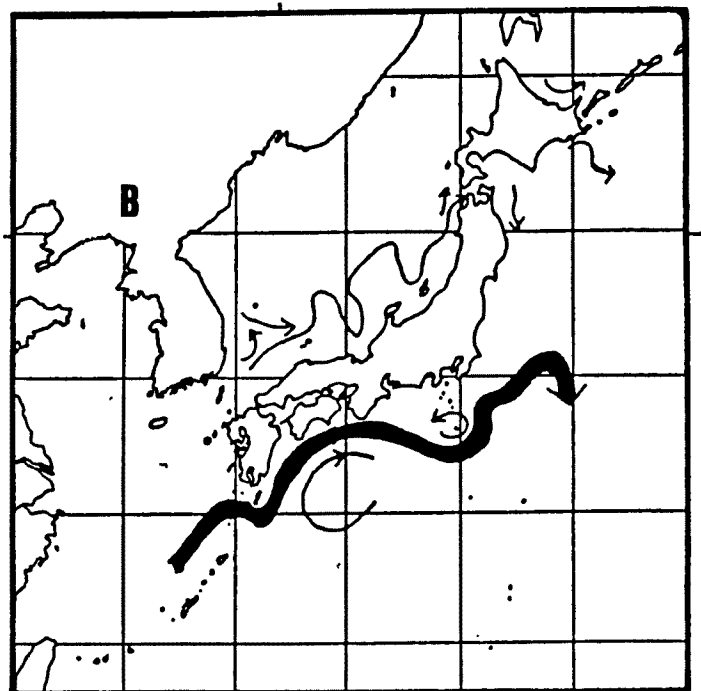


Fig. 2. Patterns of the Kuroshio flow south of Japan before (A) and after (B) passage of the Typhoon 8506 (with the courtesy of the Hydrographic Office, the Maritime Safety Agency).

Fig. 2のAおよびBとを見ればとらえることができる。

ここでは、ひとつの台風の通過前後における黒潮のパターンの相異に焦点をおいた。黒潮が台風や高潮にどの程度の影響を及ぼしたかは、別の面からの検討が必要である。それでも、台風が通過した場合、台風の影響によって黒潮の流軸が北へ100 Km程度偏ったとみることもできる。これは、バロクリニックなものであれば、沿岸では潮位の異常な変化としてあらわれるはずである。しかし、中村ら(1987)³⁾の検討によれば、この台風通過後に潮位は台風接近時と同様に大気圧の変動に応答する記録が得られていた。この詳細については、さらに、別の要因も考慮に入れて検討しなくてはならない。

4. 台風期でない場合の黒潮と海象

台風時の高潮の問題との関連で黒潮を検討する場合、これにつながりのある因子についても対応関係を明らかにする必要がある。この目的を達するひとつの必要な事項は、平常時と台風時とで、着目する海域の海象がどの程度の差異があるかを明らかにすることである。そのひとつの拠りどころを得るために、以下のような検討をした。

4.1 黒潮の変動

台風時の黒潮の特徴について、さきにみた台風8506号以外についても検討する必要がある。ところで、台風期でない場合の黒潮と海象については、多くの問題がありそうである。すでに、海洋学の分野では、たとえば、黒潮についての観測結果を

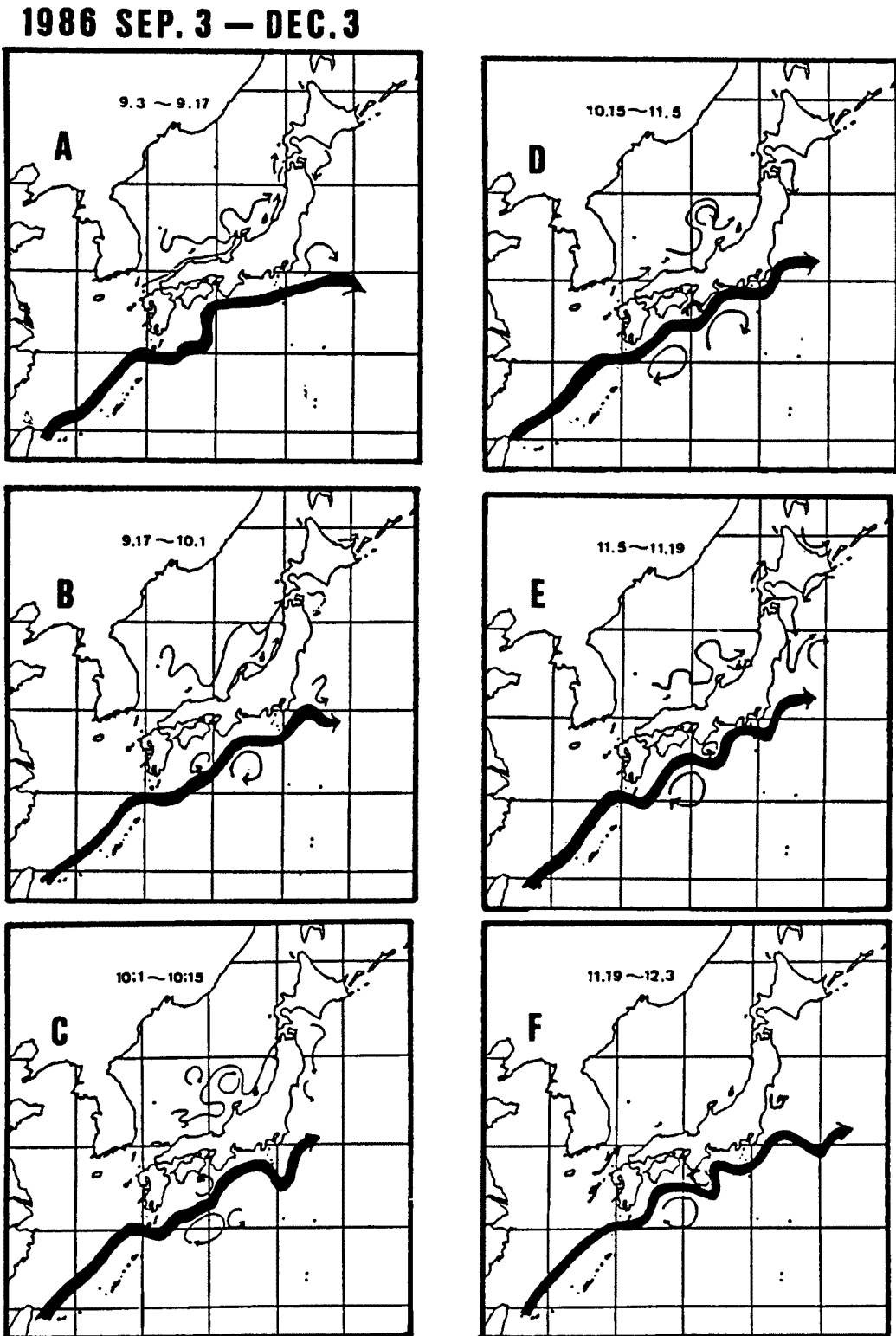


Fig. 3. Patterns of the Kuroshio meandering during a calm period from 1986 September 3 to December 3.

A) Sep. 3-Sep. 17; B) Sep. 17-Oct. 1; C) Oct. 1-Oct. 15;

D) Oct. 15-Nov. 5; E) Nov. 5-Nov. 19; F) Nov. 19-Dec. 3.

とりまとめている（たとえば、Stommel, Yoshida, 1972）⁹⁾。ただ、その後の観測や研究も多く、そのすべてをここに示すわけにはいかない。ここでは、説明を簡単にするために、台風に関係のないある期間の黒潮の流軸のパターンを例にとって検討する。

たとえば、1986年9月3日から1986年12月3日までについて、海上保安庁水路部の海洋速報にもとづいてみると、黒潮の流軸は、台風の通過がなくても変動していることがFig. 3をみるとわかる。このFig. 3では、半月ごとの黒潮の流軸のパターンをつぎのように示した。すなわち、黒潮流軸は、(A) 9月3日-17日、(B) 9月17日-10月1日、(C) 10月1日-15日、(D) 10月15日-11月5日、(E) 11月5日-19日、(F) 11月19日-12月3日と複雑な変化を示している。

台風期の高潮と黒潮との関連をみるまえに、このFig. 3の期間に対応した時期の白浜海洋観測塔周辺の海象について調べ、さらに、紀伊水道と北太平洋との接点に近い測点AおよびB (Fig. 4) における流速の時間的変動の特性も検討することとする。

4.2 白浜海洋観測塔周辺の海象

白浜海洋観測塔周辺海域の海岸および海底の地形は、概略Fig. 4のようになっている。このFig. 4には、白浜海洋観測塔をT (黒丸) で示し、また、海上保安庁水路部第5管区海上保安本部によって実施された流速観測点をAおよびB (小円内黒点) によって示した。観測点Aでは水深100mで海面下10mの流速データが得られている。観測点Bでは水深165mで海面下10mの流速データが得られている。

白浜海洋観測塔周辺海域の流れの時間的変動を、1986年10月25日から11月30日までについて、測点AおよびBで記録された例をFig. 5に示した。測点AおよびBにおける流速を u_A および u_B とした。

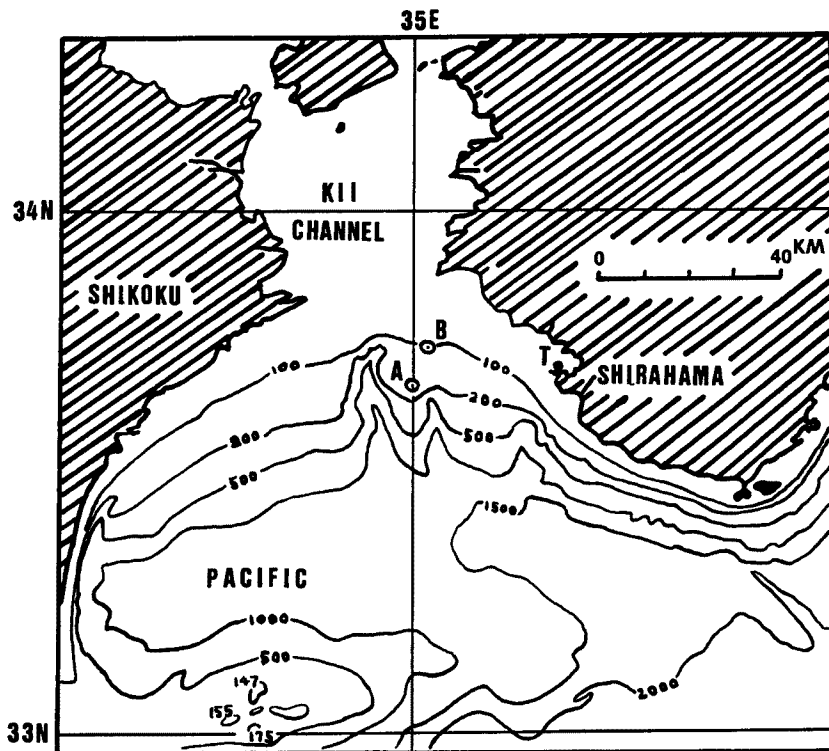


Fig. 4. Topography of the interested area.

- 1) The dot (T) shows the location of the Shirahama Oceanographic Tower.
- 2) The encircled dots (A and B) show the locations of the stations where currents and sea water temperatures were measured.

この Fig. 5 の上部には u_A の流向と流速の時間的変化を示し、また、Fig. 5 の下部には u_B の流向と流速の時間的変化を示した。

さらに、白浜海洋観測塔（水深 5 m）における 1986 年 10 月 25 日から 11 月 29 日までについての風向・風速・気温・海底上 3 m の水温の時間的変化を Fig. 6 に示した。あわせて、Fig. 6 の下部には、測点 A および B における海面下 10 m の水温の時間的変化もあわせて図示した。なお、11 月 7 日 10 時 40 分以後の塔における平均波高 \bar{H} と潮位との記録は欠測となっている。参考までに、記録からわかる範囲で、特記すべき平均波高は、次の例と考えられる。すなわち、

- ① $\bar{H} = 0.3 \text{ m}$: 1986 年 10 月 30 日 16 時 20 分
 - ② $\bar{H} = 0.25 \text{ m}$: 1986 年 11 月 4 日 12 時 40 分
- である。

4.3 白浜海洋観測塔周辺の流れ

観測塔周辺の測点 A および B における流速 u_A および u_B の時間的変化については、すでに Fig. 5 に示した。これでは、さきに検討した台風 8506 号通過時の流速（中村ら, 1987)⁹⁾ との比較がうまくできない。流れのパターンが似ているのか、そうでないのかさえも判別しにくい。ここで、毎時の流速ベクトルを利用して、各測点での流速ベクトル・トラジェクトリをもとめることにした。得られた結果は Fig. 7

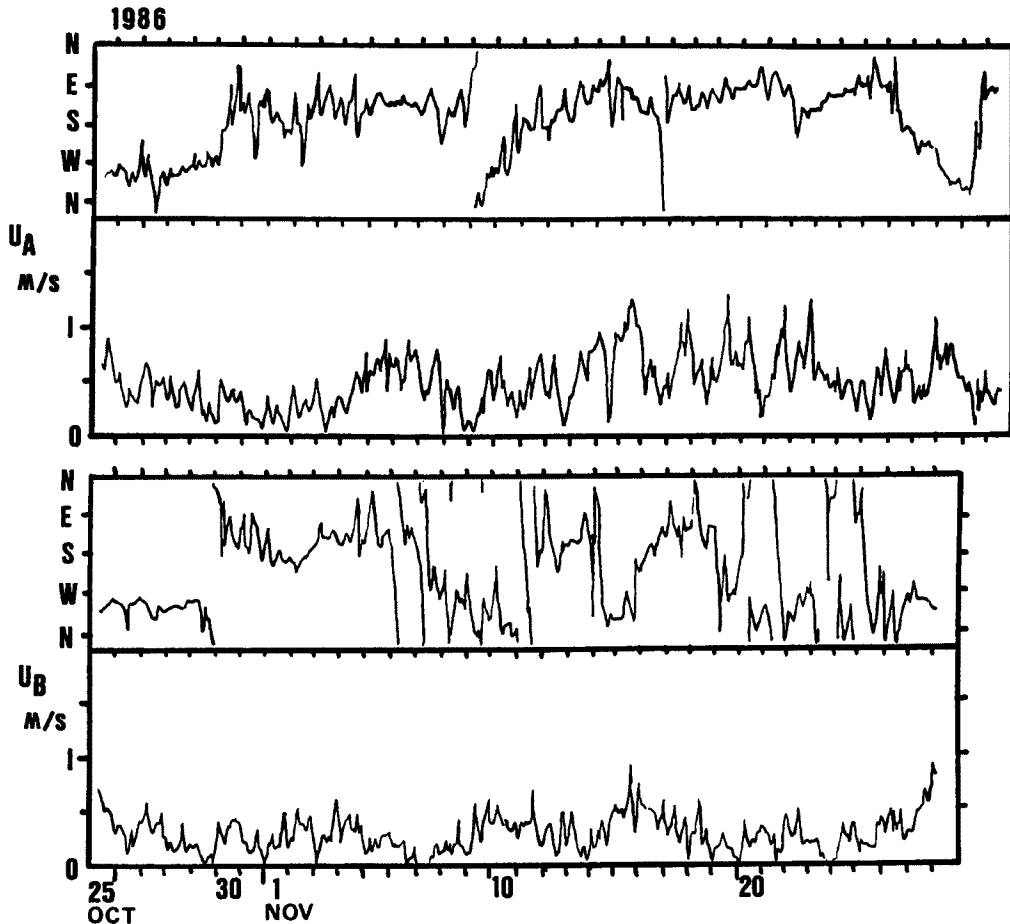


Fig. 5. Measured current velocities at the station A and B by the Hydrographic Office, Maritime Safety Agency.

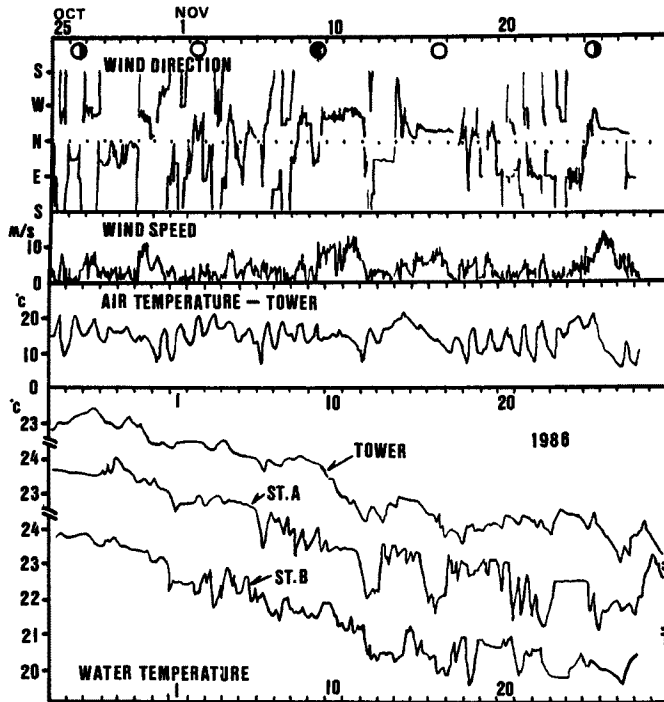


Fig. 6. Observed results of winds, air temperature and water temperature at the Tower with water temperatures measured at the stations A and B.

に示すとうりである。すなわち、Fig. 7 A には 1986 年 10 月 25 日から 11 月 30 日までの測点 A のトラジェクトリを示し、Fig. 7 B には同じ期間について測点 B のトラジェクトリを示す。

ここで、Fig. 7 A をみると、測点 A では、10 月 25 日から 30 日までの間は WNW 方向への流れが顕著であるが、その後は ESE 方向への流れの傾向が強い。これは、紀伊半島南海岸の市江沖の陸棚上で水深 100 m での流速ベクトル・トラジェクトリのパターンからみて NNW 方向であったことと全く対照的な傾向を示している。ちなみに、この期間にとくに NW の海と風が 10 m/s 以上となることが 2 ないし 3 日位つづくことがあったことは Fig. 6 の風向・風速をみればわかる。Fig. 7 A でトラジェクトリの変化を示すのに、各日の 0 時を白丸で示した（とくに 11 月 1 日を黒丸とした）。この Fig. 7 A と Fig. 6 に示された観

測例で風向・風速と対比すると、つぎのようなことがわかる。すなわち、

- ① 10 月 30 日風速 10 m/s のとき、流速ベクトルの向きが WNW から SE へと変っている。
- ② 11 月 9 日風速 10 m/s が吹きはじめたとき、流速ベクトルの向きが SE から W へと変っている。

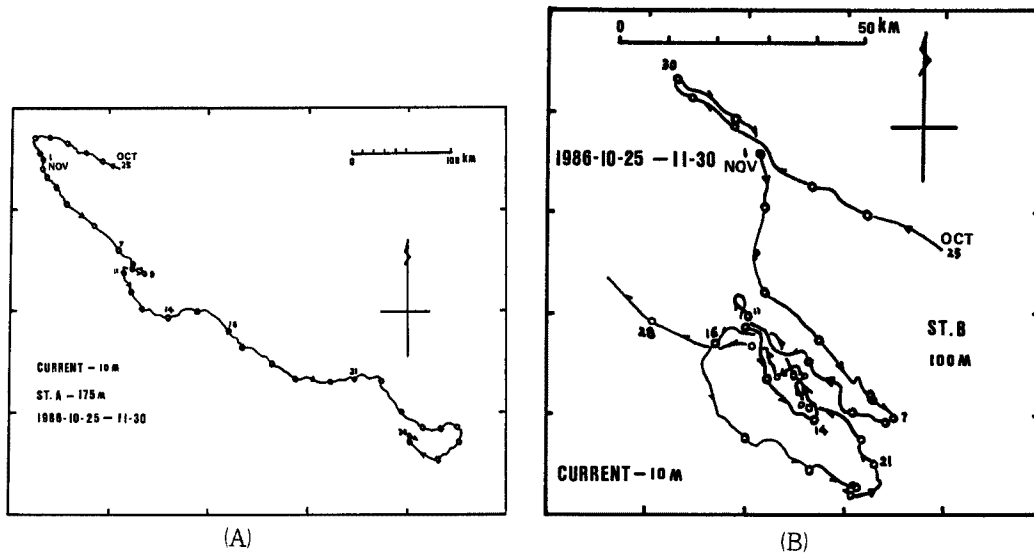


Fig. 7. Current vector trajectories at the stations A and B. A) station A; B) station B.

③ 11月26-27日風速10 m/sのとき、流速ベクトルの向きがEからSWへと変っている。

とくに顕著な変動のみをとらえてみても、このように10 m/s以上の強い海上風と測点Aの流速ベクトルとの変化にはよい対応がある。

これに対してFig. 7Bでは、測点Bの水深が浅く海岸線に近いことが原因と考えられるが、測点Aの場合ほど簡単ではない。測点Aと測点BとがFig. 7で対応する例は、つぎのようになる。

すなわち、10月30日風速10 m/sのとき、流速ベクトルの向きがWNWからESEへ転じているという事実である。Fig. 7Bに示した流速ベクトルの時間的変化をみると、11月に入って、流向がSEからNEへ転向する日が、11月7日、11月14日、11月21日であり、ほぼ7日あるいは14日を周期とする変動がうかがわれる。

このようなFig. 7のような流れの変動が海上風とどのように対応するかをあらためて検討するために、Fig. 8に、観測塔のデータにもとづき、風速ベクトル・トラジェクトリをもとめた。一見してわかるように、Fig. 7とFig. 8とを対比してみると、海上風と流速との対応は2次的にみると簡単ではない。

ここで、現象をとらえやすくするために、便宜的に、Fig. 7AおよびBのSW-NE線を基準線とし、この基準線から流速ベクトル・トラジェクトリまでの距離をLとする。この距離Lの時間的変化をFig. 9に示した。このFig. 9AおよびBによって、測点AおよびBにおける時間的流速変動の特徴を、Fig. 7AおよびBよりも、さらに容易にとらえることができる。しかも、Fig. 7では、はっきりしなかったパターンがFig. 9では明瞭になっている。すなわち、

① 測点Aについて

L_{MAX} は10月30日、11月11日、11月29日にみられる。

L_{MIN} は11月9日、11月27日にみられる。

② 測点Bについて

L_{MAX} は10月30日、11月11日、11月16日にみられる。

L_{MIN} は11月7日、11月14日、11月20日にみられる。

したがって、測点Aで11月には L_{MAX} からみても L_{MIN} からみても18日の間隔の周期性を予想させる。一方、測点Bでは、 L_{MAX} からみて13-15日の間隔の周期性が予想されるが、他方、 L_{MIN} をみると、とくに11月には6-7日を周期とする特徴があらわれている。

このような長周期変動は、さきに台風8506号通過時の観測データから推察されたこととは全く異っていて、この点是对照的である。ここで、Fig. 8とFig. 9とを対比してみても、このような変動のひきがねは海上風にあるとは簡単に断言することはできない。さらに詳細な検討の余地は残されているが、すでにFig. 3にみたように、黒潮流軸は台風の影響以外の要因によっても変動していることは十分考えられる。ただし、黒潮流軸の変動が紀伊水道から大阪湾までの沿岸域の流れのパターンを左右していると推

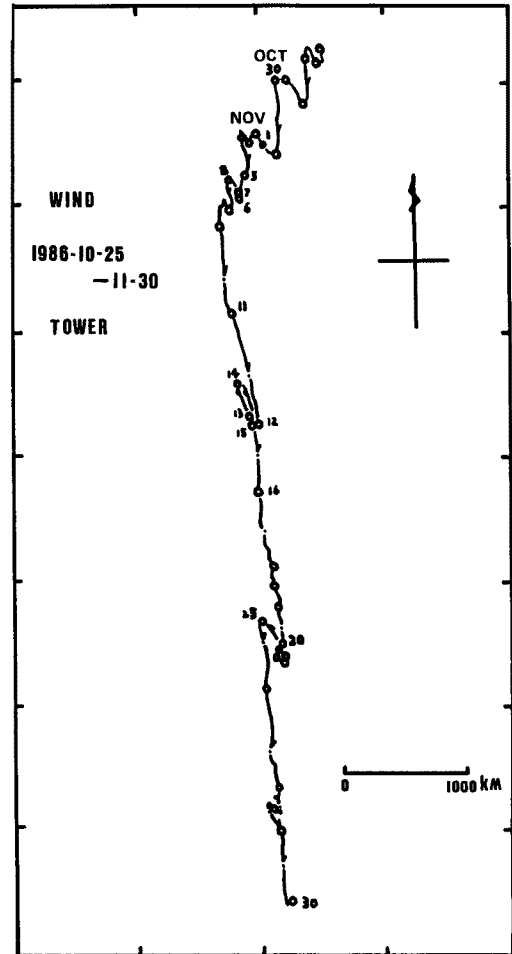


Fig. 8. Wind vector trajectory at the Tower.

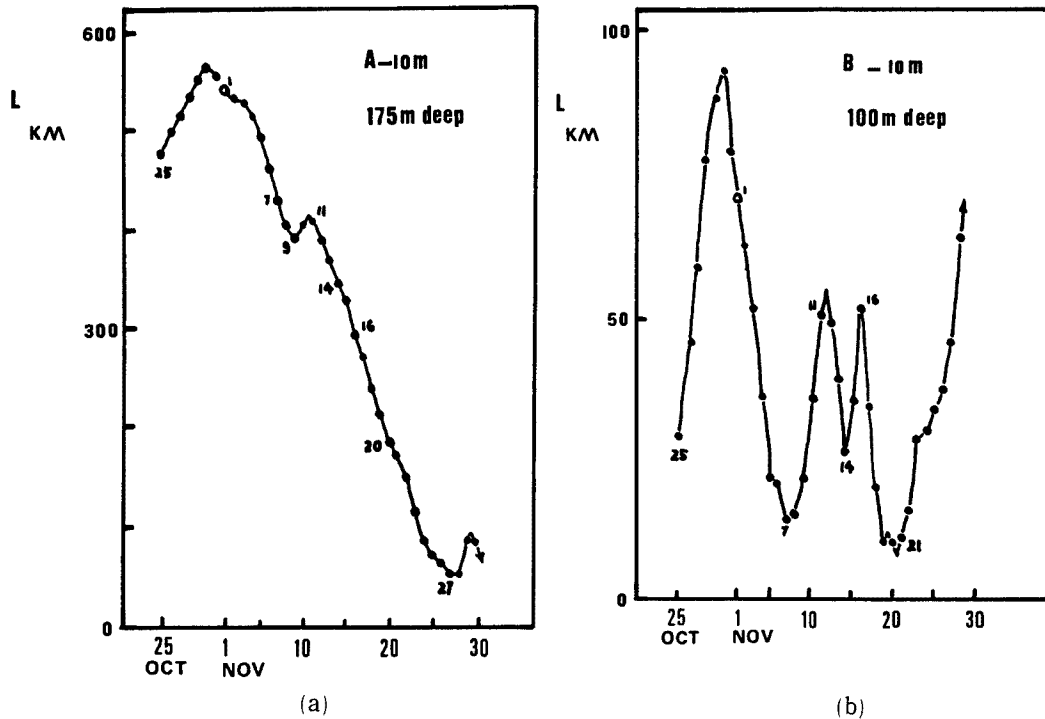


Fig. 9. Distance between current velocity trajectory and a reference line at each station of A and B.

測されるかぎり、その流れのパターンは何らかの型で沿岸の潮位変動の特徴にもあらわれているはずである。しかし、この問題について、これまでに十分な検討が行なわれた例はないと言ってもよいであろう。たとえ、何がしかの検討が過去においてみられても、それが系統的に力学的解釈を与えるまでには至っていないとみられる。いわゆる、異常高潮位がある時期に出現し、沿岸域の社会問題となったこともあったが、新聞やテレビなどマスコミュニケーションを賑わすことがあっても、その発生機構は力学的に明らかになっているとは言えないのが現状と考えられる。考えられる物理量の組み合わせによる数値シミュレーションによって、力学的機構を究明できるほど現象は単純ではなさそうである。

5. 台風 8719 号北上時の海象と気象

ここで、わが国で最近の例として、台風 8719 号の例をとりあげ、上述の台風 8506 号通過時や台風のない時の例との対比の意味で、若干の検討を加えることとしたい。

5.1 気象条件

台風 8719 号は、Fig. 10 の地上天気図（1987 年 10 月 13 日-18 日）に示すような移動経路をとった。この経路を一枚の図上にまとめて示すと、Fig. 11 に示すように、1987 年 10 月 16 日 18 時の地上天気図上の破線のような経路となる。この台風 8719 号は、1987 年 10 月 17 日未明、兵庫県加古川付近から日本海へ駆け抜けたが、串本町潮岬で 10 月 16 日午後 8 時 50 分に最大風速 32.3 m/s を記録した。暴風圏内に入った 16 日夜から 17 日未明にかけて、和歌山県内でもアパートの屋根がとんだり、落雷や倒木の影響で約 3 万 5 千戸が停電するなど被害が相次いだ。犠牲者は出なかった（毎日新聞 1987 年 10 月 18 日付記事より）。和歌山県の調べによれば、漁港施設・農作物・山林に被害があったため、その災害復旧がす

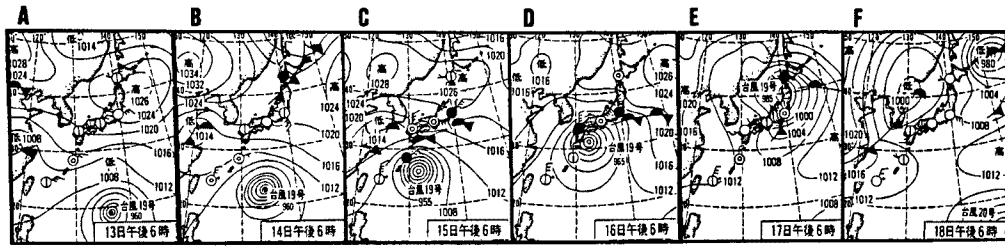


Fig. 10. Weather maps (surface) at each 18 h 00 m of the days from 1987 October 13 to 18.

A) Oct. 13; B) Oct. 14; C) Oct. 15; D) Oct. 16; E) Oct. 17; F) Oct. 18.

められている。

台風 8719 号の進路は、昭和 9 年 9 月の室戸台風や昭和 36 年 9 月の第 2 室戸台風にそっくりであった。一般に、10 月の台風は、太平洋高気圧が東へ後退したところを、日本列島南方の洋上を通過北上する例が多い。1987 年は 10 月になっても太平洋高気圧の勢力が予想外に強く、台風 8719 号は太平洋高気圧の西側の気圧の谷を北進する形になった。

台風 8719 号の進路の西側にあたる四国が大雨であったのに対し、東側の京阪神の雨量は 10 mm 台と異例の小雨であったのも、第 2 室戸台風と同様の現象であった。

中国山地北側の兵庫県北部、鳥取県付近では、反時計まわり（左まわり）に吹き込んだ湿った気塊と、日本海の沿岸に北方より吹き込んだ冷たい気塊がぶつかりあい、新たな雨雲が発生したうえ、台風の北側の雨雲も中国山地にぶつかって豪雨をもたらした。

被害状況の一端を例示すると、つぎの通りである。

5.1.1 和歌山県白浜町：低地帯では一時通行止めになり、江津良・瀬戸間の県道で駐車していたワゴン車など 2 台が高波をうけて横転した。また、町内の漁港施設等にも被害があった。

5.1.2 新宮市：三輪崎漁港では、係留中の漁船など 2 隻が高波で水没した。

5.1.3 徳島県海部郡由岐町：由岐港沖約 600 m の筥野（ぬの）島北岸の浅瀬に、キプロス船籍の貨物船“エレフセリヤ II”（12, 376 トン；24 人乗組み）が座礁した。

5.1.4 高松市東山崎町：市営水田の南、北団地では、住民ら約 2000 人は近くの小学校に泳いで避難した。

5.1.5 鳥取県東伯郡東郷町：方地地区では、豪雨の中、10 月 17 日未明、ドカーンという大音響を伴う土砂崩れがあった。

5.2 海象

台風 8719 号北上時の海象を、白浜海洋観測塔における観測記録のうち、1987 年 10 月 13-18 日の期間についてみると、Fig. 12 に示すような時間的変化があったことがわかる。この Fig. 12 には、上段より風向 WD、風速 U (m/s)、気温 AIRT.・水温 WATERT. (°C)、平均波高 \bar{H} (m) とそれに対する周期 \bar{T} (sec)、潮位 Z (m) および相対的電気伝導度 C_R の順で図示した。

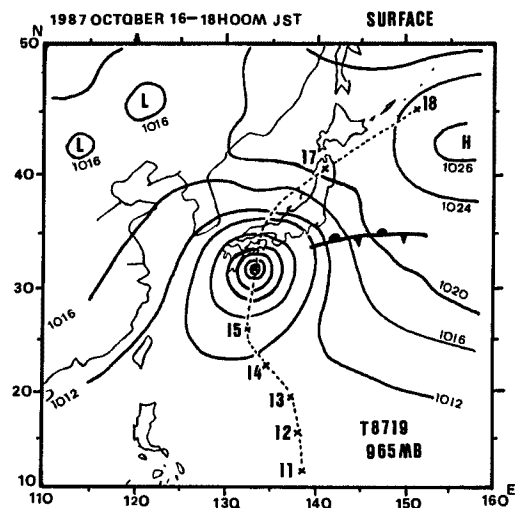


Fig. 11. Weather map (surface) at 18 h 00m JST on 1987 October 16. Each cross shows the location of the center of the Typhoon 8719 at each 18 h 00m of the days from October 11 to 18.

5.2.1 風向・風速

16日から17日にかけて、台風8719号の影響をうけて風向はNEからSEを経て、Sとなり、さらに台風北上後、SWからWを経てNWとなっている。風向には13日午後から16日までの間NEであるが、これも総観的にみれば (cf. Figs. 10 および 11), 台風8719号の影響といえるであろう。

風速は、観測塔が暴風圏に入ったとみられる16日10時からとくに強くなり、台風北上にともない、17日未明、最大風速を記録している。

5.2.2 気温・水温

気温は10月13日午後から台風北上まで全体的に上昇しており、台風が上陸した後、17日2時から18日2時に急速に(24時間で6°Cの割で)低下している。この間に、太陽放射による日周変化がみとめられる。この図によれば、観測塔では、13日午後から17日まで台風8719号の影響を受けているものとみることができよう。この詳細にわたる解析は別の機会にまたねばならない。

5.2.3 平均波高とその周期

観測塔における平均波高 \bar{H} とその周期 \bar{T} とをみると、台風8719号により生じたうねりは10月13日15

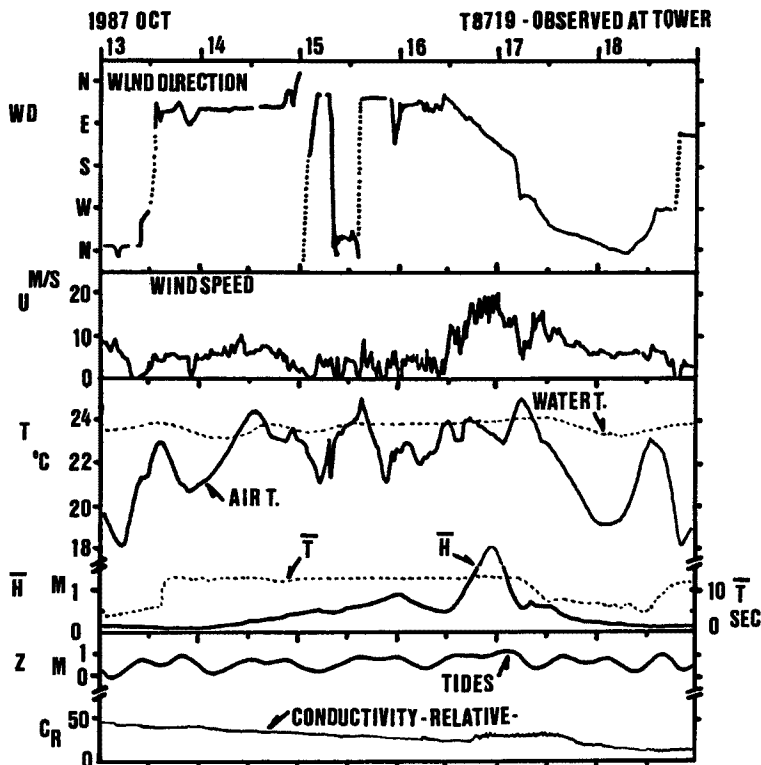


Fig. 12. Observed results at the Tower during passage of the Typhoon 8719. The notations are as follow; WD for wind direction, U for wind speed, T for water temperature (chain line) and for air temperature (full line), \bar{H} for mean wave height with wave period \bar{T} , Z for tides and C_R for relative conductivity as an indicator of salinity.

時頃から顕著となり、その周期は以後台風上陸時まで12 sec 前後である。台風の接近とともにうねりの波高は次第に大きくなるが、10月16日0時に最大となり、それ以後うねりの波高は減少に向かう。10月16日正午から再び波高 \bar{H} が大きくなり、台風通過後小さくなっているが、これはうねりよりも風浪が次第に顕著になったことを示しているものとみるべきであろう。なお、16日20時から17日2時までは、記録の一部はスケールアウトしているため、内挿数値を示した。

台風上陸後、17日10時から18日12時までの間、平均波高は小さくなっているが、その周期は短くなり8 sec から5 sec へと変化している。これは、風向の変化に伴い、紀伊水道の東西方向の幅とフェッチとするWからNの風に対応している。

5.2.4 潮位

観測塔における潮位変動は、Fig. 12ではZ (m)として図示されている。詳細につい

では、周辺の観測記録や資料と対比して検討しなくてはならない。概略の特徴についてのみ記すことにすれば、予報された天文潮に比較して、台風の影響による海水位上昇としての高潮は、台風による大気圧の低下に相当し、気圧低下量1ミリバールを水位上昇量1cmとよみかえた推定値とほぼ一致しているようである。これは、観測塔における高潮は、いわゆる外洋性高潮の典型的特徴である。なお、さらに詳細については、別に、あらためて、周辺沿岸域の関連資料収集の成果を考慮にいれて、適確な検討をすることが必要である。

5.2.5 流速

紀伊水道の陸棚とにおいて、1987年9-10月、海底にアンカーをおき、係留ブイ方式で、潮位・潮流の観測を実施したが、観測機器は台風8719号通過後回収できなかった。この観測機器の記録が、たとえ長い時日の経過後であっても原型を保ったままで回収復元されることがあれば、この記録は有効で貴重なものとなるであろう。

5.3 黒潮

台風8719号北上時の沿岸の記録は、上に示したとおりであるが、同時に、沖合ではどのような変化があったか明らかにしておく必要がある。これは、台風通過にともなう高潮が沖合から沿岸までの間でどのように変化するかを知る上で必要なことであり、沿岸における高潮対策の最適化への基礎資料としても重要である。しかるに、現状では、陸棚とにおける海中固定点における海象・気象の観測記録はほとんどない。もちろん、係留ブイによる観測は関係省庁で実施されているが、これらの資料がすべて適時に十分利用することができない状況にある。また、関係省庁・各府県等関係機関における観測船は、台風時に避難をするために、事実上、台風時の沖合の海象・気象の記録は得られていない。一方、人工衛星が全地球表面をくまなく調査し各種情報を提供するようになったが、それでも、台風中心部では、厚い雲のため、その下の海象・気象をとらえることができない。このような現状を十分認識した上で検討解析をすすめる必要がある。

5.3.1 黒潮流軸

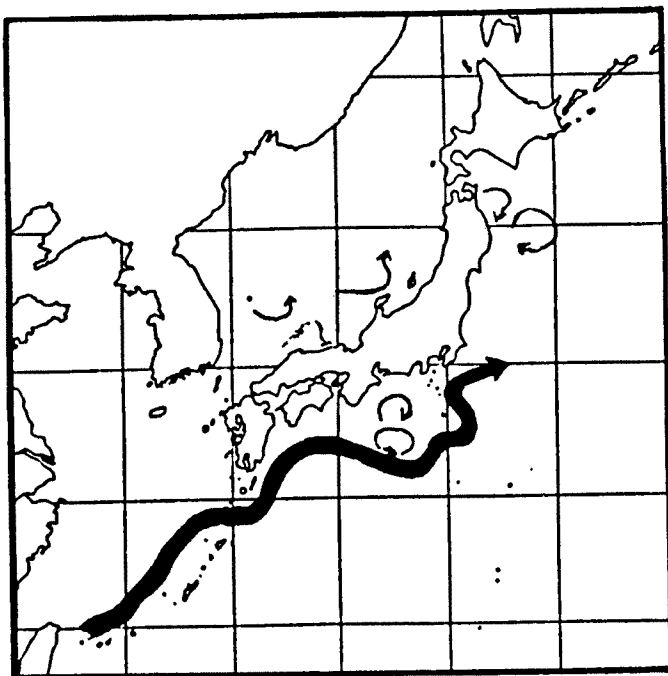
さきに、台風8506号北上時に、台風通過前後の沖合における黒潮流軸（強流域）のパターンを検討した。これと同様にして、台風8719号と沖合の海象との相互関係についての検討をしよう。このために、海上保安庁水路部発行の海洋速報（毎月2回発行）を利用する。

台風8719号接近時に相当する1987年9月30日-10月14日の黒潮流軸のパターンおよびこの台風通過後に相当する1987年10月14日-11月5日の黒潮流軸のパターンをFig. 13に示した。これをみると、台風接近時（Fig. 13 A）に紀伊水道沖約200 Kmにあった黒潮流軸は、台風通過後（Fig. 13 B）には紀伊水道沖約100 Kmになっている。すなわち、このFig. 13のみによるかぎり、台風8719号が四国横断後、黒潮流軸は約100 Kmも紀伊水道沖で北上し接岸の傾向を示している。

台風通過にともなう黒潮流軸の接岸は、台風8506号においても認められるが、また、台風に関係のない時期にも認められることがある。このため、ここで検討例としてとりあげたような少数例では、台風通過にともなう黒潮流軸の接岸を論ずるためには資料が十分ではない。さらに、時間的にも空間的にもきめのこまかいデータを抛りどころとする必要がある。

なお、1987年の黒潮について、海上保安庁第5管区海上保安本部では、五管海洋速報第63-02号に黒潮の挙動の要約をしている。これを参考にすると、1987年の黒潮蛇行の規模は比較的大きなものであって、蛇行現象にも様々な変化がみられ、5月下旬には一時的、10月上旬には約1ヶ月間、黒潮蛇行の北上部が伊豆海嶺の西側から東側に移り、八丈島の南を迂回する状態となった。また、この10月上旬（台風接近時）の流軸変動には、遠州灘の冷水渦と陸岸との間に暖水渦が発生し、陸岸に沿ってゆっくりと西へ移り、台風通過後の11月上旬に潮岬沖で黒潮にとりこまれるという現象がみられた。このような例は、従来、明確にとらえられたことのなかったものである。この点についても、別の面から、台風通過と黒潮

A 1987 SEP 30 - OCT 14



B 1987 OCT 14 - NOV 05

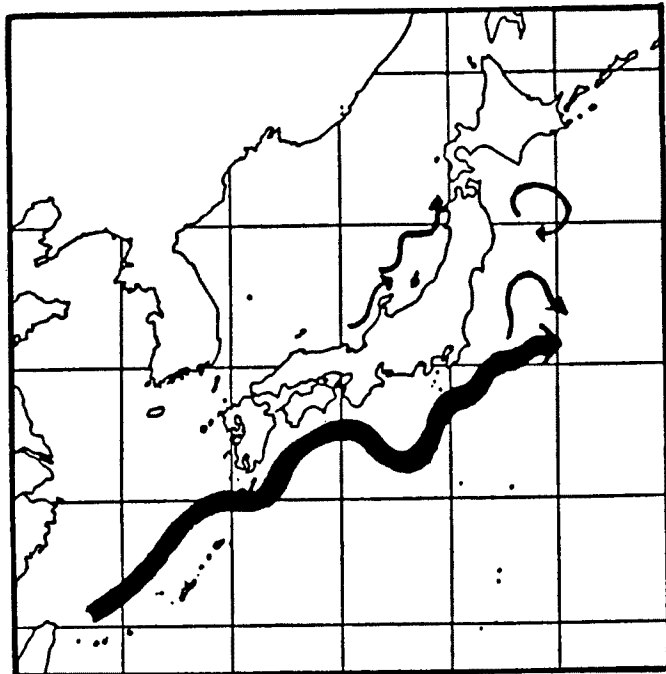


Fig. 13. Kuroshio flow patterns before (A) and after (B) passage of the Typhoon 8719 in the northwestern Pacific.

流軸変動との関連の問題としての検討が必要となってくるものと考えられる。

5.3.2 黒潮域の表面流速

上述のように、台風8719号通過時の前後の流軸パターンの変化は、それほど簡単に台風の効果のみと判断してしまうわけにはいかない。ただ、ここで、Fig. 13は、関係省庁ならびに沿岸関係地方自治体の観測結果を半月毎にまとめて表示したものであることにも留意する必要がある。

ここで、とくに紀伊水道周辺について、海上保安庁水路部第5管区海上保安本部発行の海洋速報を参考すれば、台風8719号の接近時と通過後とについての表面流速観測結果はFig. 14のようになっている。この図のAは台風接近時であり、この図のBは台風通過後である。これによって、Fig. 13よりさらに詳細に、紀伊水道周辺の黒潮流域について表面流速のパターンがわかる。ただし、この図をみてもわかるように、紀伊水道周辺の流速最大域を黒潮流軸とみなすとき、その北側の水域の流れのパターンは複雑である。

このようなことから、Figs. 13および14のように、紀伊水道沖の黒潮流軸が台風8719号通過によって接岸の傾向を示したとしても、それが直ちに紀伊水道沿岸および大阪湾沿岸の潮位変動に関与しているとは言えない。現象がバロトロピックであるかバロクリニックであるかによって、判断は全く異なったものとなりうる。表面流速の資料のみでは十分な検討はできない。ここで、Fig. 14と同じ海域によって、海面下100mあるいは200mのいわゆる海洋表層の水温および塩分の分布が利用できれば、さらに適確に台風通過の前後で黒潮流域の海象の変動がどのようなものであったかを推測する手がかりになるであろう。いずれに

しても、台風の通過にともなってみられる海洋と大気との間のエネルギー交換と、それともなう沿岸海象の変動を正しくとらえるためにも、沖合における気象・海象の直接観測がよりどころとなる。

5.3.3 黒潮域の表面水温

台風 8719 号通過の前後における海面水温分布を Fig. 14 に対応した海域についてもとめたものが Fig. 15 である。これは、Fig. 14 と同様、関係省庁および関係地方諸機関等による調査の結果をとりまとめたものである (cf. 海上保安庁第 5 管区海上保安本部発行の海洋速報)。

この Fig. 15 で上段 A は台風 8719 号接近時の海面水温分布であり、下段 B は台風 8719 号通過後の海面水温分布である。この図をみると、台風通過後の対象海域で海面水温が全般に約 1°C 低下していることがわかる。その理由のひとつには季節が夏から冬へ向かう時季にあたり、季節的変動が考えられる。しかし、台風が無関係であるとは考えられない。

いま、便宜的に対象海域を、 $30-34^{\circ}\text{N} \cdot 132-138^{\circ}\text{E}$ (東西約 440 Km・南北約 440 Km) と対応するとして考える。このとき、対象海域の水面積はおおよそ $2 \times 10^5 \text{ Km}^2$ ($2 \times 10^{11} \text{ m}^2 = 2 \times 10^{15} \text{ cm}^2$) を考えることになる。対象海域全域で平均として表面水温が 1°C 低下した場合、海水は海面を通して大気へそれに必要なだけの熱を供給したことになる。すなわち、海水は大気に対して“仕事をした”ことになり、それだけの“エネルギーを海水は失ったこと”になる。

いま、もし、海面表層の厚さ 1 cm について、海水 1 グラムを温度 1°C だけ低下させるために消費する熱量は

$$Q(1\text{cm}) = 4.2 \times 2 \times 10^{15} \text{ erg} = 8.4 \times 10^{15} \text{ erg}$$

程度となる。ちなみに、台風通過により大阪湾内の海面水温が表層 1 cm について 1°C 低下したとしても、その時に失う熱量は $4.2 \times 10^9 \text{ erg}$ 程度であって、外洋の 10^{-6} 倍程度でしかないという点に注意する必要がある。

海の極表層の熱量が失われた場合、その分だけのエネルギーは大部分を台風が受けとることになる。また、極表層のエネルギー損失は、海面からの水分の蒸発という形をとるであろう。このようなことで、極表層の水温の低下と塩分の濃縮がうながされ、場合によってはその下層に対して逆転層を形成することになる。海面表層がたとえ当初安定成層であったとしても、海面での蒸発は極表層が不安定成層となるひきがねとなりうる。さらには、不安定成層は逆転層として鉛直海水混合の発生・発達をうながすことになる。かくして、鉛直混合がすすみ、表面混合層の厚さ (D) が増大がみられるが、この増大は海面からの熱エネルギー損失と平衡を保つ状態に達するとともにみられなくなるであろう。

このようにして形成された表面混合層内では、水温も塩分もほぼ一緒になっているものと総観的にみることができよう。ある時間だけ経過した時の混合層の厚さに対する水温低下が、この場合には、海面を通してのエネルギー損失と考えられる。すなわち、

$$D=1\text{mのとき}Q(1\text{m})=8.4 \times 10^{17} \text{ erg,}$$

$$D=10\text{mのとき}Q(10\text{m})=8.4 \times 10^{18} \text{ erg,}$$

$$D=100\text{mのとき}Q(100\text{m})=8.4 \times 10^{19} \text{ erg,}$$

ということになる。観測時の表面水温と塩分とを対象と考えるに留めることで十分ならば、 $D=1\text{m}$ を考えればよい。実際に、紀伊半島南沖の主サーモクラインはおおよそ 200 m 以下ではじまり、季節的サーモクラインは 50-70 m という例もある (和歌山県水産試験場の観測資料・神戸海洋気象台の海洋速報による)。しかし、Niiler (1975)⁵⁾ や Jing ら (1984)⁶⁾ の研究によれば、台風のように過渡的な現象で D を考える場合、 $D=1\text{m}$ とって検討する程度でさしあたっての目的には十分かもしれない。

いま、上のようにしてとらえられた海面水温低下にともなう海面表層の熱エネルギーの変化が主として台風へのエネルギー供給に費されたものと考えることとしよう。この場合、海から大気中の台風へ供給されたエネルギーは、つぎのようなものに形をかえると考えられる。すなわち、

- ① 運動学的エネルギー (風速の変化)、

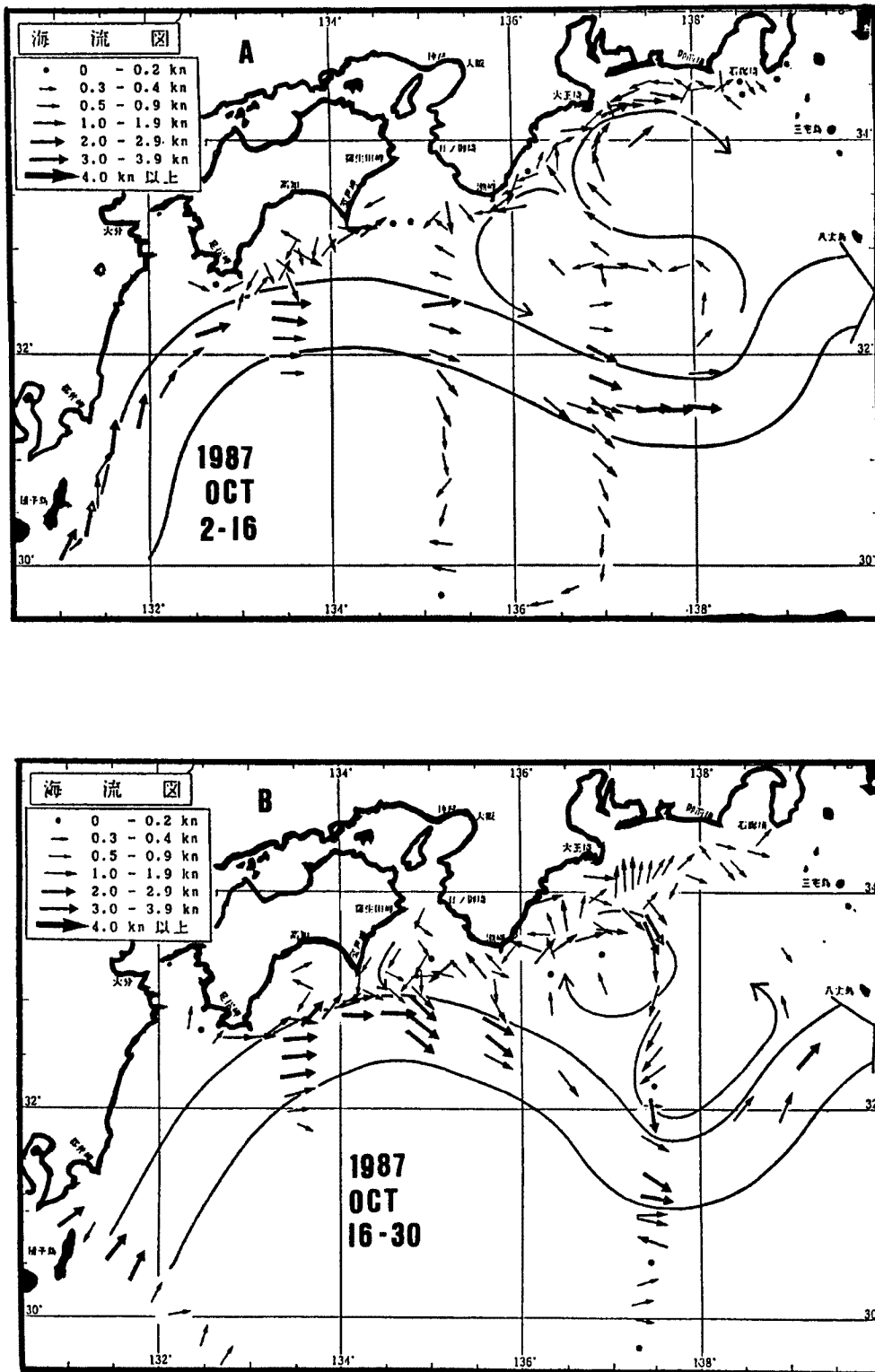


Fig. 14. Kuroshio flow patterns before (A) and after (B) passage of the Typhoon 8719 off the south of the Kinki coastal zone.

② ポテンシャル・エネルギー（気圧の変化）、

③ 熱力学的エネルギー（顕熱・潜熱の変化：気温・雲量・降水量の変化など）。

ところで、台風および台風域内の気圧低下や海上風の作用は、海面に波をつくり、表層に風成流をつくり、粘性とまさつとによって失なわれるエネルギーもある。海面を通して供給されるエネルギーと台風の消費するエネルギーとの収支が一致していれば、台風はその勢力を維持できる状態にある。

ここで、簡単のために、海面蒸発をひきがねにして、台風は海面を通して表層水からエネルギーの供給を受けるものとする。たとえば、 $D=1\text{ m}$ を考えると、海面から大気中への海水の蒸発量は、概略

$$E=(8.4\times 10^{17}\text{erg})/[(540\text{cal/g})\times 4.2]=3.7\times 10^{14}\text{ g}$$

ということになる。

この海面からの蒸発量 E が、台風の中心から半径 100 Km 以内での降雨にかかわったとし、平均的な降雨量を考えることにする時、降雨域の面積は

$$S=\pi r^2=3.14\times (100\text{Km})^2=3.14\times 10^{14}\text{cm}^2$$

ここで、さきにもとめた蒸発量 E と上の S とから、単位面積あたりの降雨量 R をもとめることにすれば、

$$R_{100}=E/S_{100}=11.8\text{mm}$$

ということになる。ただし、蒸発した海水については、1 g の体積は 1 cm^3 とみなした。

ここで、台風の降雨域を台風の中心から半径 50 Km 以内とみなすと、平均降雨量は

$$R_{50}=E/S_{50}=47.2\text{mm}$$

ということになり、いわゆる雨台風で豪雨を伴った例の特徴によく対応する。

一方、気象学においてよく知られているように、台風に伴う雲や降雨域の分布は一様ではない。このことは、台風による局地的集中豪雨や地域的強風の可能性を示唆している。北太平洋西部の海況の重要性は、この点において、日本海と格段の差があり、わが国の気候・風土のみにとどまらず、太平洋沿岸域の高度利用の方向に対する適切な対処をあらかじめ考えておくべきことの必要性をも示唆している。

このような考え方の基本的妥当性に加えて、さらに細部にわたる問題については、気象学・気候学における知見を十分考慮にいれ、別の面からの検討も必要であろう。

いづれにしても、台風接近時に比較して台風通過後の海面水温がかなり広範囲の海域で低下することが、台風 8719 号の例 (Fig. 15) によって明らかになった。

ところで、台風通過にともなう黒潮周辺の海況の変化について、わが国以外でも、たとえば、Wright (1969)⁷⁾ の研究がある。とくに、北アメリカ東岸沖のメキシコ湾流に関連して、ハリケーンの通過にともなう海況の変動の研究例は多数にのぼり、ここにそのすべてを列挙するわけにはいかない。ただ、その一部の例として、たとえば、Leipper (1967)⁸⁾、Price (1981)⁹⁾、Greatbatch (1985)¹⁰⁾、Cornillon ら (1987)¹¹⁾ などがある。わが国では、台風と海面水温との関係について、神戸海洋気象台・気象研究所・沖縄地方気象台などによる検討例をあげることができる（気象研究所の檜尾守昭博士による個人的情報）。関連の研究例を概観するに、米国における研究例では沿岸湧昇との関連に焦点がおかれている。いま、もし、米国における研究例のように、日本列島南岸沖の黒潮流域を北上する台風によって、湧昇が生ずるひきがねとなるものと考えらるならば、台風 8719 号の北上によって日本列島南岸沖のかなり広い範囲が湧昇域とみななくてはならないことになる。ここで注意すべきことは、流軸の位置と陸棚の幅である。紀伊半島沖での陸棚の幅は 10 Km 程度かそれ以下である。しかも、台風 8719 号の例で水温低下の検討の対象となった海域は黒潮の南側にまで及んでいる。一方、米国東岸で水深 200 m となるのは沖合約 200 Km である。しかも、メキシコ湾流と米国東岸との間には、陸棚水といわれるものが存在している。このように、黒潮とメキシコ湾流との比較にあたっては、関連する海域の海底地形における相違点を見落してはならない。

5.3.4 北太平洋西部の気候

以上に示したように、最近の観測資料をみても、台風が沿岸域の高潮に影響することは、今さら述べる

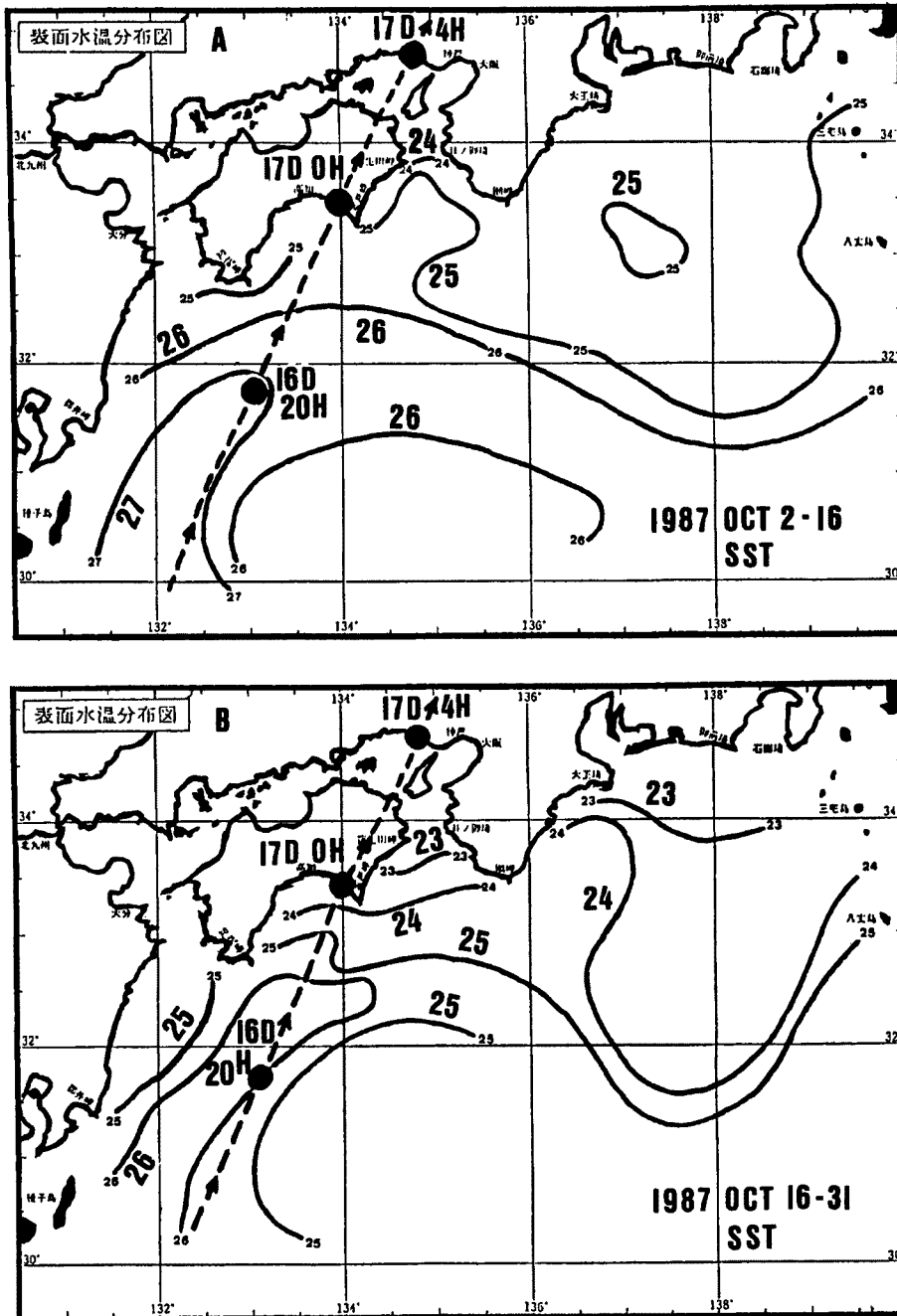


Fig. 15. Sea surface temperature patterns before and after passage of the Typhoon 8719 off the south of the Kinki coastal zone.

- 1) The period before (A) and after (B) passage of the Typhoon.
- 2) Contours of full line show isotherms in the range of 24 to 27°C for the top (A) and in the range of 23 to 26°C for the bottom (B), respectively.
- 3) Chain line in A or B is the track of the Typhoon 8719.
- 4) The dots on the chain line show the locations of the Typhoon 8719 at 20 h on 16 th at 00 h on 17 th and at 04 h on October 17.

までもないが、海岸災害防止軽減の問題との関連は、速水ら（1962）¹²⁾ の“防災研究所における海岸工学の研究”の趣旨からも見過すことはできない。今後一層の検討が重ねられることが必要であると考えられる。

ところで、北太平洋西部に位置する日本の太平洋沿岸における台風およびそれにともなう高潮は、長期的な目で見れば、気候学的要因としても重要である。速水（1966）¹³⁾ は、太陽活動などの要因を考慮して、東南アジアの南西モンスーンについて論じ、その例として、インドでは、大気大循環と関連づけてモンスーンの予報をやっていることに論及している。また、速水（1967）¹⁴⁾ は、気候の長期変動の観点から、太陽黒点の11年の変動周期と関連づけて、太陽の電磁流体振動が大気圏にどのような経路で影響するかは大きな問題ではあるとしながらも、太陽変動の影響はチベット高原に加えて北太平洋の亜熱帯高気圧の挙動に波及していることを示唆している。ここで、スケールをもうすこし小さくとして考えることとして、この北太平洋の亜熱帯高気圧の消長は、赤道域の台風発生とこれにともなうわが国に襲撃する台風とそれによる沿岸域の高潮の問題とも関連があることは十分予測される（檜尾博士による個人的情報）ことであり、緯度の変化を考慮にいれても、台風の中心気圧と海面水温とに高い相関があることはすでに気象学的な検討によってとらえられている（たとえば、野本、1982）¹⁵⁾。

6. 考察：諸外国の最近の研究との関連

日本における台風と同様、北アメリカ東岸のハリケーンについて近年多くの観測研究が行なわれるようになってきた。これは、米国において1970年代から1980年代にかけてハリケーンによる高潮の数値シミュレーションに関する研究が多かったことと対照的である。洋の東西を問はず高潮の研究には沖合での直接観測の必要性が認識されてきたことを示しているものとみてよい。

たとえば、ハリケーン通過後、海洋表層の水温変動に慣性周期をもった変化があらわれることをPrice（1981）⁹⁾ は報告している。さらにPrice（1983）¹⁶⁾ は、モデル・ストームを考え、エネルギー授受の実測例との比較検討をしている。また、Fandryら（1984）¹⁷⁾ はオーストラリアの東岸および西岸の典型的熱帯性サイクロンがケルビン波型高潮をともなうことを理論的モデルによって明らかにしようとした。そして、Sanfordら（1987）¹⁸⁾ は米国東岸沖および西岸沖のハリケーンについて、その中心から半径約100 Km以内について放射状測線を設定し、多数の航空機投下式流速計（AXCP）によってハリケーンの暴風圏内の海中流速鉛直分布を観測した。この例にかぎらず、台風の暴風圏内の海象の直接観測は、従来の方法に加えて、今後の台風高潮研究に貴重な情報を提供するものと期待される。

このような現状の研究の動向をみるに、わが国でも、とくに近畿圏に襲撃する台風とそれによる高潮の問題に関連して、当面の課題は、つぎのように考えられる。すなわち、

- ① 台風域内、とくにその暴風域内の海象の直接観測（実態の把握と理論の検証・応用のため）。
- ② 上のようにして得た観測事実を十分に説明できるモデルの構成（数値モデルによるシミュレーションと理論解析による力学的機構の究明のため）。
- ③ 台風域内の海象を適確に予知・予測できるようなシステムの構成（現在の気象庁における予報システムを一步すすめて改良したものとするため）。
- ④ わが国の沿岸域の高度利用状況と社会構造との歴史的背景を十分考慮にいれた高潮災害対策最適化の基礎をつくること（海洋災害防止軽減の目的達成のため）。

7. 結 言

近畿圏沿岸の高潮災害の要因としての黒潮について、白浜海洋観測塔およびその周辺海域でこれまでに

得られている資料にもとづき検討した。その結果を要約するとつぎのとおりである。すなわち、

- (1) はじめに、台風8506号北上例について、黒潮流軸のパターンの変化をとらえた。
- (2) つぎに、台風期以外の時期の黒潮と海象との関係について、1986年の観測資料にもとづく検討をし、黒潮流軸の変動がやはりみとめられることも示した。
- (3) さらに、台風8719号の例について、黒潮流軸のパターンが、台風接近時に比較して、台風通過後には、紀伊水道沖で接岸の傾向を示すことを明らかにした。これは台風8506号の例とも共通している。
- (4) ただし、台風直下の海象に関する情報は、現存の係留ブイ式観測のみでは十分ではなく、人工衛星赤外画像を利用した検討も十分満足のいくものではないのが現状である。

このようなことから、陸棚上での海象・気象の直接観測は、近畿圏沿岸の高潮災害の要因としての黒潮の評価に必要不可欠である。さらに、海岸災害に関連した問題のなかでも、とくに高潮災害対策の最適化をはかるためにも上述の事項を十分考慮しなくてはならない。

謝 辞

白浜海象観測所における沿岸域・陸棚域の高潮観測研究計画は、重要課題のひとつである。この計画の具体的方策を現実のものとするためには、いろいろの問題を解決し、各種の困難をのりこえなくてはならない。これは海上の研究課題でとくに留意すべきであり、陸上作業のみによる研究の分野では考え及ぶことのない点である。

なお、白浜海洋観測塔の観測・記録は芹沢重厚・片山富晴両氏の努力によるものである。また、沿岸域・陸棚域の観測並に資料の利用にあたって、運輸省、気象庁、海上保安庁、水産庁、和歌山県など関係官庁をはじめとして、和歌山県水産試験場のほか多数の和歌山県沿岸域関係各位の御配慮と御協力を得た。

参 考 文 献

- 1) Nakamura, S.: On factors magnifying a storm surge, Proc. XIX Congress IAHR New Delhi, Subject B (a), paper No. 5, 1981, pp. 47-54.
- 2) Nakamura, S.: An observation of factors related to typhoon, Proc. VI Congress IAHR-APD Kyoto, Vol. 4, 1988, pp. 273-280.
- 3) 中村重久・芹沢重厚: 白浜海洋観測塔周辺海域に対する台風8506号の影響, 京都大学防災研究所年報, No. 30 B-2, 1987, pp. 695-710.
- 4) Stommel, H. and K. Yoshida: Kuroshio (its physical aspects), Univ. Tokyo Press, Tokyo, 517 p.
- 5) Niiler, P.P.: Deepening of the wind-mixed layer, Jour. Marine Res., Vol. 33, No. 3, 1975, pp. 405-422.
- 6) Jing, Z.H., P. Zhao and G.J. Shen: Study on deepening of the surface mixed layer, Lamer, Tome 22, Nos. 3-4, 1984, pp. 131-136.
- 7) Wright, R.: Temperature structure across the Kuroshio before and after typhoon Shirley, Tellus, Vol. 21, 1969, pp. 409-413.
- 8) Leipper, D.F.: Observed ocean conditions and Hurricane Hilda 1964, Jour. Atmos. Sci., Vol. 24, 1967, pp. 182-196.
- 9) Price, J.F.: Uppcer ocean response to a hurricane, Jour. Phys. Oceanogr., Vol. 11, 1981, pp. 153-175.
- 10) Greathatch, R.J.: On the role played upwelling of water in lowering sea surface temperature during the passage of a storm, Jour. Geophys. Res., Vol. 90, No. C 6, 1985, pp.

11751 - 11755.

- 11) Cornillon, P., L. Stramma and J.F. Price: Satellite measurements of sea surface cooling during hurricane Gloria, *Nature*, Vol. 326, 1987, pp. 373 - 375.
- 12) 速水頌一郎・石原藤治郎・岩垣雄一: 防災研究所における海岸工学の研究, 京都大学防災研究所年報, No. 5 B, 1962, pp. 59 - 18 (創立 10 周年記念号).
- 13) 速水頌一郎: 東南アジアの南西モンスーンについて, 京都大学防災研究所年報, No. 9, 1966, pp. 1 - 6.
- 14) 速水頌一郎: 西紀 1650 年—暗黒から黎明への時代, 京都大学防災研究所年報, No. 10 A, 1967, pp. 1 - 11.
- 15) 野本真一: 台風, 気象庁技術報告, 第 102 号, 1982, pp. 131 - 151.
- 16) Price, J.F.: Internal wake of a moving storm part I : scales, energy budget as observations, *Jour. Phys. Oceanogr.*, Vol. 13, 1983, pp. 949 - 965.
- 17) Fandry, C. B., L. M. Leslie and R. K. Steaman: Kelvin-type coastal surges generated by tropical cyclones, *Jour. Physical. Oceanogr.*, Vol. 14, 1984, pp. 582 - 593.
- 18) Sanford, T. B., P. G. Black, J. R. Haustein, J. W. Feeney, G. Z. Forrestal and J. F. Price: Ocean response to a hurricane part I : Observations, *Jour. Phys. Oceanogr.*, Vol. 17, 1987, pp. 2065 - 2083.