

B-14 動物プランクトン群集組成の長期変動データに基づく海洋生態系の気候変動応答過程の解明に関する研究

(2) 北西太平洋における気候／海洋環境変動に関する研究

国立大学法人	東京大学海洋研究所・教授	安田一郎
(協力)	東京大学気候システム研究センター	建部洋晶
(協力)	東京大学海洋研究所	長船哲史
独立行政法人	水産総合研究センター中央水産研究所	能登正幸

平成 15-17 年度合計予算額	8, 6 5 4 千円
(うち、平成 17 年度予算額	2, 3 4 5 千円)

〔要旨〕本研究では、本プロジェクトでターゲットとしている親潮域・混合水域・黒潮続流域の動物プランクトンの種組成・量・体長などの長期変動と海洋環境・気候の長期変動の関連を明らかにするために以下の研究を行った。1) 親潮域に分布し気候変動に影響を及ぼすと考えられている大型動物プランクトンであるネオカラヌス属の体長及び量の長期変動について、サブグループ 1, 3, 4 と連携して検討した。2) 対象海域の流れの変動を明らかにするために、風応力場のデータを与えた 3 層数値モデルを開発・計算を行い、観測と比較するとともに変動機構を考察した。3) 北太平洋亜寒帯海域を対象に、表中層水塊の長期変動についてデータ解析を行った。4) 北太平洋亜寒帯海域クリル列島とアリューシャン列島の海峡付近における潮汐混合の比較的大きな海域での海面水温に表れる長期変動の原因を考察した。また、混合水域・黒潮続流域の海面水温変動を戦前のデータに遡って補正する方法を考案し、マイワシ資源変動との関連を検討した。本研究により、クリル列島海峡付近及びアリューシャン列島海峡付近及び北太平洋亜寒帯海域全域での月の章動に起因する潮汐混合 18.6 年周期に対応すると考えられる表中層水塊変動が見出され、風系の変動に起因する変動を考慮しながら、動物プランクトンの変動要因について考察した。また、観測データに現れた水塊の長期変動と温暖化との関連について検討した。

〔キーワード〕 親潮、海峡付近、18.6 年周期、潮汐混合、海面水温

1. はじめに

親潮域・混合水域・黒潮続流域の動物プランクトン変動についての研究は、これまで数多くなされてきた。しかし、気候変動・海洋環境の変動にどのように関連しているかについては、海洋環境・動物プランクトンともにデータ・分析が進んでいなかったために、十分には明らかではない。本研究では、海洋物理・気候変動の長期変動を観測資料・モデルを用いて分析するとともに、動物プランクトンの長期変動との関連を検討する。親潮については、これまで親潮南限緯度の変動¹⁾や中層親潮水の酸素濃度に顕著な長期変動²⁾が存在することが指摘されてきた。これらの変動は、北太平洋域の偏西風強度及びアリューシャン低気圧強度の指標として用いられている北太平洋指数の変動と関連していることがこれまで指摘されている¹⁾²⁾。しかし、何故直接大気の影響が及ばない中層親潮水に変動が生ずるのか、また、親潮の南下は風の場合だけで決まるのであろうか。これらの検討無しに、安易に気候

変動との関連を論じるのみでは、動物プランクトンの長期変動のメカニズムを明らかにしたことにはならないと考える。

親潮水は、オホーツク海から流出する低温・低塩分・高酸素大層厚の水塊とベーリング海からカムチャッカ・千島列島東岸に沿って南下する比較的高温・高塩分・低酸素・薄層厚の東カムチャッカ海流水が、南千島列島太平洋側で混合することにより形成され则认为られている³⁾。オホーツク海における低温・低塩・大層厚の水塊は、千島列島周辺での強い潮汐流に伴う大きな鉛直混合とオホーツク海北西岸付近での冬季の結氷に伴う高密度海水の形成に伴い形成されることが最近の研究で指摘されている⁴⁾。また、千島列島付近の強い鉛直混合⁵⁾に伴い発生する深層から湧昇によって親潮が強化され、風系によって規定されている亜寒帯・亜熱帯循環の強化を横切って親潮が南下・東北沖の混合水域まで輸送されることが、北太平洋中層水の形成に必要不可欠であり、海洋大循環を制御する重要な要因であることが、著者らの研究⁶⁾⁷⁾によって明らかとなってきた。

本プロジェクトの分析によって日本付近に分布する親潮海域の動物プランクトン長期変動の解析が大きく進展した。千葉他（サブテーマ4）によると、1960年から最近までの動物プランクトンの長期変動には、種や季節に対応して特有の変動パターンが存在し、1)春季（3-5月）成長種には長期増加トレンドが存在すること、2)春季から夏季に成長する種には、1970年頃極大、1990年頃極小、という長期変動が存在することを示した。2)については1970年以降のデータに基づき、斉藤（H16年度報告書）が具体的な変動傾向と原因について考察を行っている。また、安田（H16年度報告書）は、1970年以降のデータを用いて *Neocalanus flemingeri* と *Neocalanus cristatus* の第5期体長の約20年周期の変動を示し、また、潮汐18.6年変動の解析結果と体長変化との関連について明らかにした。

本研究では、親潮の変動について、歴史的海洋観測データを更に詳しく調べるとともに、数値モデルによって風の変動のみを与えた場合に親潮の変動が再現されるかどうかについて検討した。さらに20世紀の水温・気圧などの海洋・気候データを神戸コレクションや戦前のデータから再構成し、北太平洋域の海洋環境変動の時系列データを作成し、変動周期を解析した。これらを基に、従来の定説を再検討し、親潮の変動と動物プランクトンの変動との関連を検討した。また、H15度に明らかにされた潮汐18.6年周期変動の解析を更に進めた結果を示すと共に、本プロジェクトで明らかにされつつある動物プランクトンの長期変動との関連について、長期トレンドと長周期変動に分けて検討した。

Odate Collection は動物プランクトン（標本）に100m深水温データが備わっていることから、これを用いて北西太平洋を海域区分することができる。親潮域（100m深水温5℃以下）のデータは四季を通して欠損年が少なく、長期的な経年変動の解析に向いている。また、この海域の海洋環境の特徴として、親潮上流域から流入する東カムチャツカ海流やオホーツク海系水の動向は無視できない。

ところで、月の軌道（白道）と太陽の軌道（黄道）の傾斜角が18.6年周期で変動し、地軸が振れる現象を「月の章動」⁸⁾と言う（図1）。国内で干満差の激しい有明海湾奥部の年平均潮差⁹⁾、海外では広く北大西洋の水温¹⁰⁾やバレンツ海の生物量¹¹⁾の経年変化を通して見る事ができる。月の章動が海洋潮汐に及ぼす影響としては、月の赤緯（白道面と赤道面の角度）が大きいとき、月の軌道面傾斜による潮汐成分（日周潮）は大きくなり、半日周潮は小さくなる事が挙げられる。日周潮・長周期潮が比較的大きい中・高緯度海域においては、更に振幅が増加すると考えられる。海洋潮汐混合が卓越する中・高緯度の海峡付近の海域では、大気の影響を取り除けば海面水温（SST）においても18.6年周期変動が見られると予測されるが未だ確認されていない。

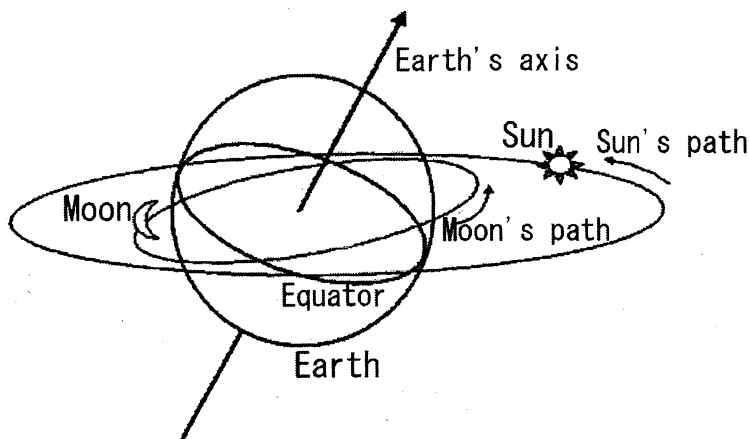


図1. 地球の自転軸と月と太陽の軌道の関係。

平成15年度報告書ではオホーツク海系水の輸送量経年変動が月の軌道傾斜角変動に起因する18.6年周期（月の章動）の潮汐変動と関係していることを見いだした。本報告書ではその検証として、クリル列島海峡付近におけるSST変動に着目し、潮汐混合によるものと考えられる夏季に低温、冬季に高温となる海域での経年変化の周期解析をおこなった。その結果、5年以上の長周期成分では16-32年周期が卓越し約20年変動が大きいこと、またSST長期変動の位相年が18.6年周期による日周潮の強弱（K1, O1分潮の潮汐混合の強弱）の変動の位相年と一致したことから、オホーツク海系水の流入はクリル列島海峡付近のSST変動にも表われる月の章動に起因する潮汐混合18.6年周期変動と関係があることを実証した。更に親潮の上流域にあたるアリューシャン列島の海峡付近に着目し、当該海域でのSST経年変動に月の章動に起因する潮汐混合18.6年変動との関係があることを見出した。これらのことは、親潮域に生息しOdate Collectionに収集されている動物プランクトンの中でオホーツク海起源種（*Neocalanus flemingeri* や *Neocalanus cristatus*）や東カムチャツカ海流起源種の成長変化や生物量割合、ひいては炭酸ガス量の固定・海洋深層沈降量の推算に重要な情報を供すると考える。

海面水温変動は、動物プランクトン、ひいては、魚の資源変動を考察する上で基本的に重要なパラメタであるが、戦前のデータについては観測手法の違いから補正する必要があることが指摘されている。サブテーマ2を担当する安田および能登は、農林水産省バイオコスモス計画に参加し、マイワシの生き残りと黒潮続流域の水温変動についての関係を見出した。その関係を基に1950年以降の水温を入力値とする経験的資源モデルも開発した。本プロジェクトにおいて黒潮続流域の水温変動についてさらに研究を行い、過去100年間のデータから約50年周期の水温変動がマイワシ資源の変動と関連していることを初めて明らかにした。

2. 研究目的

気候／海洋環境変動は様々な過程を経て海洋生態系に影響すると考えられるが、北西太平洋における動物プランクトン種組成との関係は十分に明らかではない。そこで本課題では、海洋物理・気候変動の長期変動を観測資料・モデルを用いて分析するとともに、海洋環境と動物プランクトンの長期変動を比較検討し、対象海域（ここでは親潮域）のプランクトン変動がどのような環境変動と関連しているかを明らかにすることを目的とする。

3. 研究方法

- (1) 本プロジェクトで分析された、親潮域の動物プランクトン種組成・種別の個体数データ・ネオカラヌス属動物プランクトン体長データを用いて、長期変動について検討した。
- (2) 北太平洋5-60N、120E-100Wの海域における現実的海岸・海底地形を考慮した水平1/4度、鉛直3層の海洋数値モデルを構築し、変動する風応力場を与えて、海流場を計算した。この数値モデルは、オホーツク海での大層厚の水塊を表現するために、オホーツク海での中層層厚を観測データに整合するように深層から中層への密度層を横切る輸送を与えている。この鉛直輸送は、千島列島付近の強い潮汐流に伴い発生する大きな鉛直混合によって深層水が湧昇することをモデル化したものである。緩和したオホーツク海の層厚は、今回は風の変動のみの効果を検討するために、変動せず時間的に一定とした。この時発生する深層から中層への湧昇流量は、約3 Sv ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) であり、化学トレーサからの見積もりや千島列島付近で $200 \text{ m}^2/\text{s}^2$ の鉛直拡散係数を与えた海洋大循環モデルの結果とほぼ一致する流量となっている⁷⁾。この過程をモデルに組み込むことにより、親潮の南限緯度が現実的となり、亜寒帯から亜熱帯への風成循環境界を越える輸送量が現実的に再現される⁷⁾ 他、風を季節変動させた場合に、初めて現実的な親潮南限緯度の季節変動を再現したモデルである。
- (3) 親潮源流域にあたるオホーツク海・西部亜寒帯海域の水塊の変動を調べるために、World Ocean Database2001を用いて等密度面解析を行うとともに、千島列島海峡付近の水溫長期変動を詳細に調査した。
- (4) SST 長期変動について、1) GISST version 2.3b (BADC)¹²⁾ を使用して、1950年から2001年までの各月ごとのSST経年変化を解析した。千島列島(クリル列島)およびアリューシャン列島海峡付近においては、大気の影響を取り除く為に、海峡から沖の海域の水溫を引いた時系列を作成し、5年移動平均を計算し長期変動を見た。また、夏季(8月)と冬季(2月)に着目し、それぞれの5年移動平均時系列と18.6年周期変動時系列との比較をおこなった。2) また、SST 長期変動に含まれる海面熱フラックスの除去効果を検証するために、Atlas of Surface Marine Data (NOAA)¹³⁾ を使用して、1950年から1993年までの各月毎のSST 長期変動(海峡から沖の海域の水溫を引いた時系列の偏差)における月変化量偏差(次月-当月/平均月)とその月の正味の海面熱フラックス量偏差との関係を解析した。統計的検定で有意性を判別した。3) さらに、冬季(11月から3月)の北太平洋海域(北緯30-65度、東経160度-西経140度)の海面気圧(SLP)を北太平洋指数(NPI)に基づいて20世紀の時系列データを作成し、数十年規模の長期変動の詳細を検討した。NPIと関係があると報告されている亜寒帯前線域(北緯40-45度、東経145-180度)のSSTの長期変動を再現し、両者の関係を検討した。冬季に黒潮域で産卵する小型浮魚類(マイワシやカタクチイワシなど)が輸送される海域で、気候変動(たとえばNPI)よりも数年前にレジームシフトがおっていると報告されている黒潮続流域(北緯30-35度、東経145-180度)のSSTの20世紀の長期変動を再現し、マイワシ資源変動との関係について資源モデルを用いて検討した。

4. 結果・考察

(1) 動物プランクトンの長期変動

本プロジェクトにおいて分析された動物プランクトンデータのうち、親潮水(100m 深水温5度未満)中の *Neocalanus flemingeri* と *Neocalanus cristatus* のC5期の体長に顕著な経年変動が見られた(図2)。両種とも、1970年代中期から1980年代中期にかけて、体長は平均程度であり、1980年前後に平

均よりやや短いことが、5年移動平均及び年間平均体長からわかる。その後1980年代中頃から1990年にかけて体長は増加し、1990年前後にピークを迎える。1990年以降は減少に転じ、1990年代中頃には平均よりも体長が小さい結果となった。まとめると、1970年と1990年頃に体長のピークをもつ約20年周期の変動が見られる。Tsuda et al. (2001)¹⁴⁾によれば、*Neocalanus flemingeri*については、オホーツク海に分布する種に大型が含まれることが示されており、*Neocalanus flemingeri*の大型化は、親潮水の中に占めるオホーツク海水の割合が通常の年に比較して多いことを示唆している。この点は後に述べる潮汐18.6年周期変動に伴う、親潮中のオホーツク海系水の混合比によって説明可能である。*N. cristatus*も*N. flemingeri*と極めてよく似た変動を示していることを考慮すると、オホーツク海水の動向との関連が示唆される。

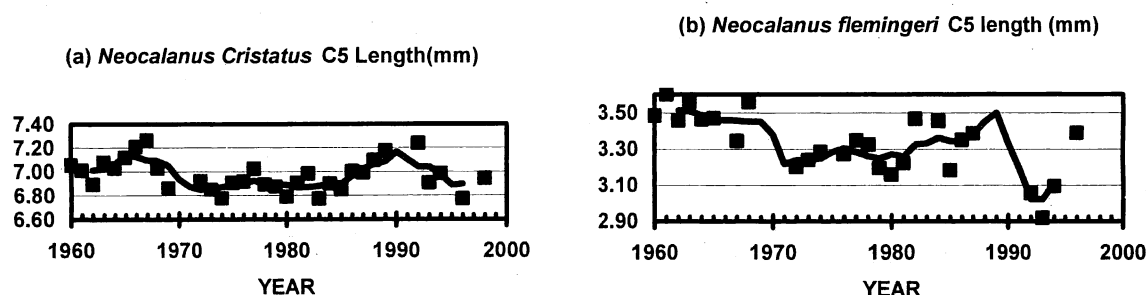


図2. 各年3-5月に東北沖で採集された親潮水(100m深水温5度未満)中の(a)*Neocalanus cristatus* (b)*Neocalanus flemingeri* C5期の体長経年変動。点は各年平均値、太線は各年平均の5年移動平均。

図3は、H15年度斉藤が示した春から夏にかけて成長する種豊度の5年移動平均をとったものを1960年まで拡張した図である。示したいずれの種にも約20年周期の変動が見られるが、種によって変動パターンは若干異なっているようである。

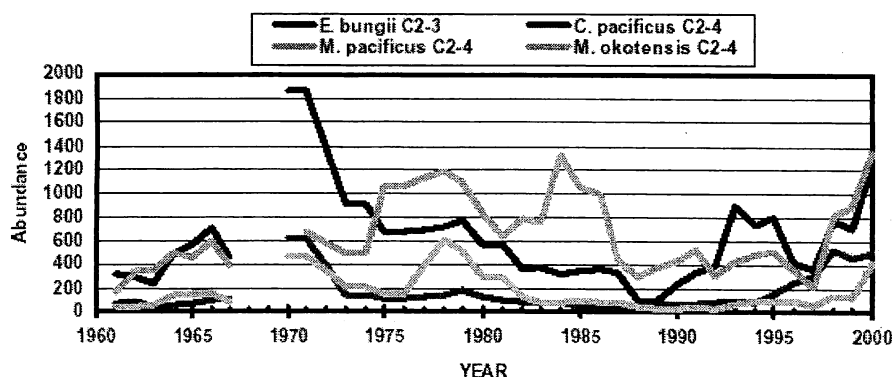


図3. 春から夏にかけて親潮域で成長する動物プランクトン (*Eucalanus bungii* C2-3, *Calanus pacificus* C2-4, *Metridia pacifica* C2-4, *Metridia okhotsensis* C2-4) 3年移動平均豊度変動。

N. cristatus も *N. flemingeri* と極めてよく似た変動を示していることを考慮すると、オホーツク海水の動向との関連が示唆される。植物プランクトンの変動について、本プロジェクトの共同研究者である千葉・田所¹⁵⁾によって、春季ブルーミング時に増殖する大型ケイ藻の全ケイ藻に占める割合が、全般的な低下傾向を除いた後に、1980 年前後に低く、1990 年前後に高いという報告がある。また、春季 *Neocalanus plumchrus* の豊度が、全般的な増加傾向を除いた後に、1980 年前後多、1990 年前後少、1997 年前後多、という経年変動の報告がある。

大型ケイ藻の経年変動については、密度躍層が深く珪素濃度が大きいオホーツク海水の親潮への寄与が大きい場合に増加していると考え、その増減を説明できる可能性がある。また、春季 *Neocalanus plumchrus* の豊度については、*Neocalanus flemingeri* や *Neocalanus cristatus* の体長変動と逆の変動を示しており、*Neocalanus plumchrus* の豊度が太平洋系亜寒帯水の寄与が大きい時期に対応しているように見える。この点については、今後生活史を考慮した解釈が再度必要となろう。

図 4 に、三陸沿岸を南下する親潮第 1 分枝の南限緯度の経年変動を示す¹⁾。年平均親潮南限緯度は、1960 年から 1970 年中頃までは平均よりも北退、1970 年代後半から 1990 年代前半にかけて南進傾向、1990 年代後半は北退傾向であり、1980 年代前半に最も南下していた。4 月の親潮南限緯度については、年平均と傾向は大きくは変わらないが、変動の振幅が大きいことと、年平均より早い 1970 年前半から南進傾向が現れているという違いが見られる。年平均親潮南限緯度については、冬季北太平洋指数 NPI の変動と 1960-1980 年までは相関が良いが、1990 年以降については相関が悪くなることが指摘されている¹⁾。

親潮の南下と先に述べた動物プランクトンの体長経年変動の関連を見る。動物プランクトンの体長が大きかった 1990 年前後には、親潮南下は平均程度であり、特に顕著な特徴は見られない。この結果は、親潮南限の変動が、必ずしもオホーツク海系水流出量と対応している訳ではないことを示唆しているが、今後より詳しい解析が必要と考える。

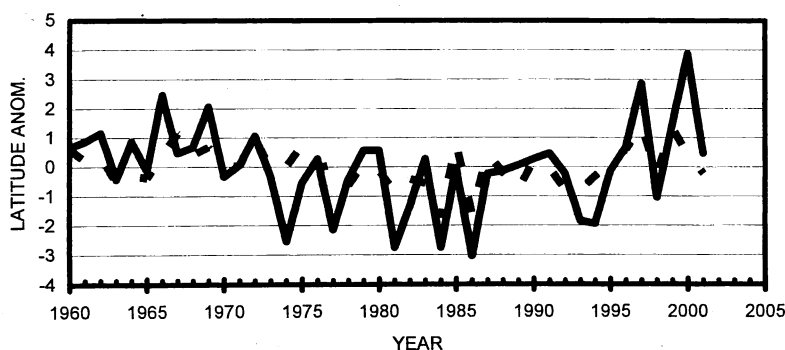


図 4. 年平均（破線）・4 月親潮第 1 分枝の南限緯度の経年変動

(2) 数値モデルにおける日本東方海域の経年変動

数値モデルにおいて、風応力場を NCEP/NCAR 再解析データの月平均のデータを用いて駆動した結果を図 5 に 5 年毎の平均として示す。この図は表層の圧力場を示しており、表層地衡流の流線を表している。北海道東端から発する流線をたどり、その等値線の南限が親潮第 1 分枝の南限にあたる。親潮第 1 分枝の南限緯度の経年変動を 5 年ごとに見ると、1970 年代前半 40N、1970 年代後半 39.5N、1980

年代前半亜寒帯循環が強まり（影を付けた部分の等値線が混んでいることから）南限緯度は 39N、1980 年代後半亜寒帯循環は弱まり南限緯度は 39.5N でやや北退、1990 年代前半亜寒帯循環が再び強まり、南限緯度は 39N と南下、1990 年代後半南限緯度は 39.5N でやや北退している。これら 5 年毎の親潮南限緯度の変動は、定量的には違いがあるものの、定性的には図 4 の親潮南限緯度の変動と良く対応しており、親潮第 1 分枝南限緯度の経年変動が風系変化によって説明できる可能性を示唆している。

一方、数値モデルにおいてオホーツク海において緩和している中層層厚は変動させておらず一定のため、オホーツク海水は基本的には変動していない。中層循環論から考えると⁷⁾、オホーツク海水が風成循環境界を横切って南下する流量も変化しないことになる。これらのことから、風系の変動は親潮第 1 分枝南限緯度の経年変動を引き起こすが、親潮系水の亜熱帯循環への正味輸送量には反映されず、従ってオホーツク海水の東北沖への輸送には、直接には関与していないことが示唆される。

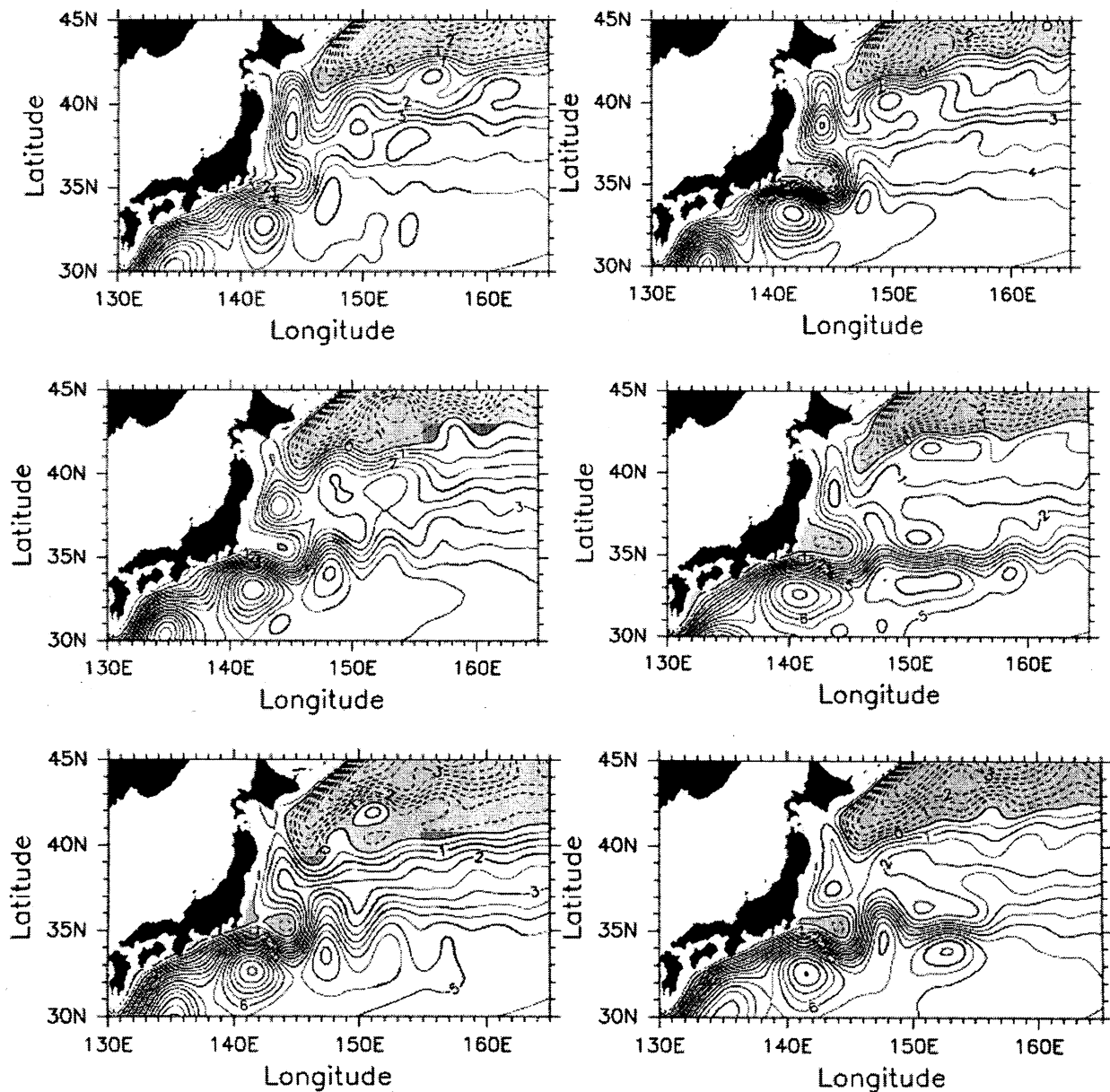


図 5. 数値モデルによる 5 年毎平均表層圧力場（表層地衡流流線）。左上：1970-1974、右上：1975-1979、中左：1980-1984、中右：1985-1989、下左：1990-1994、下右：1995-1999

本数値モデルによって得られた親潮南限緯度の変動と観測された緯度及び北太平洋指数 NPI との比較を図 6 に示す¹⁶⁾。1990 年代後半を除き、1970 年以降の親潮南限緯度 1 分枝の南限緯度変動はモデルと良く対応している。親潮南限緯度とアリューシャン低気圧の強弱を表す NPI との関連は、既に報告されている¹⁾が、親潮南限緯度は、必ずしも NPI に対応して変動しているわけではなく、数年遅れている(図 6 の 2 つの矢印は NPI 偏差が正から負へ転ずる時期と親潮南限緯度が正から負に転ずる時期を示す)。この理由は、図 7 に示すように、北太平洋中央部から東部の風系の変動によって励起された傾圧ロスビー波が西へ伝搬する間(太平洋を横断するのに約 10 年かかる)に、風系が変化し、その結果東部から伝搬してきた波動が強化される場合と弱められる場合があり、その結果、NPI と親潮南限緯度の間に対応しない期間ができることになる。

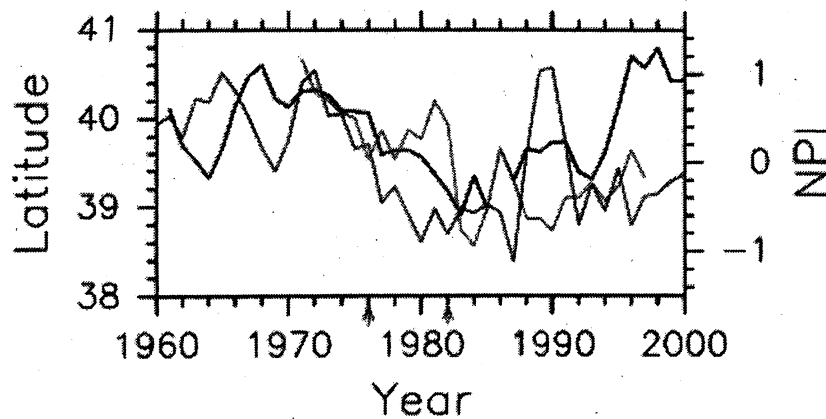


図 6. 親潮南限緯度の変動と観測された緯度及び北太平洋指数 NPI との比較。太線：親潮南限緯度偏差の 3 年移動平均、中太線：NPI 偏差、細線：モデルから得られた親潮南限緯度偏差。

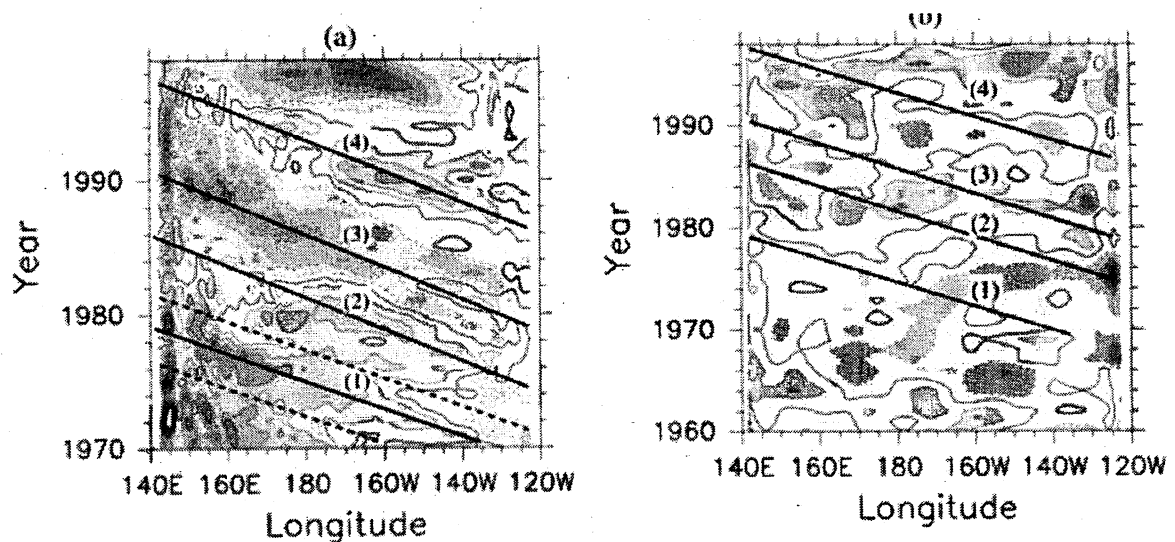


図 7. 左) モデルから得られた北緯 38-40 度における海面高度偏差の経度-時間図。右) 風によって与えられた鉛直速度変動。斜めの番号付きの線は、西に伝搬しながら振幅を変化させるロスビー波を表す。

(3) 北太平洋亜寒帯海域表中層水塊の約 20 年周期変動及び長期トレンド

動物プランクトンネオカラヌス属の体長や種別の個体数変動に現れた約 20 年周期の変動を解釈する一助として、北太平洋亜寒帯海域における表中層水塊の変動を検討した。図 8 に、解析した海域の模式図に海流分布と水塊変化過程を重ねた図（左図）と潮汐 18.6 年振動によって、本解析での結果を説明する模式図（右図）を示した。親潮水は図 8 に示されるように非常に複雑な形成過程が関与するために、その変動の解釈は簡単ではない。図 9 には、北海道付近親潮水の表中層水の長期変動（左：図 8 で OY の領域）、オホーツク海での変動（右：図 8 で OSMW の領域）を示す 17)。

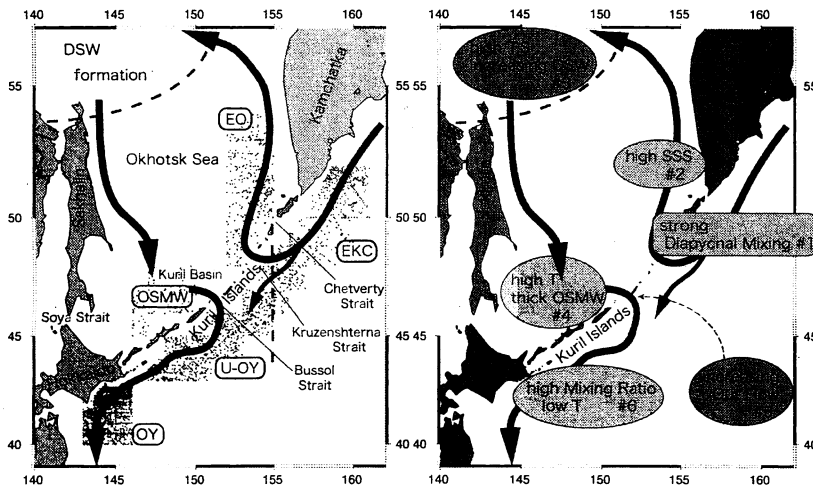


図 8. 解析した海域の模式図（左）と潮汐 18.6 年振動による変動過程（右）

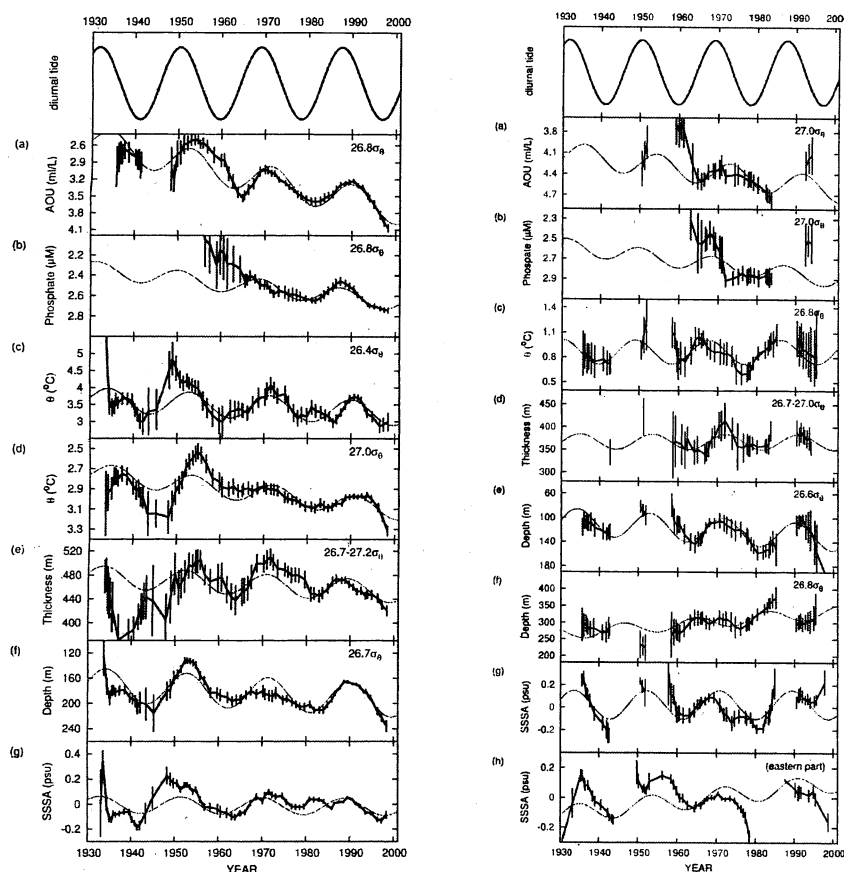


図9. 表中層水の長期変動。左) 親潮水 (図7でOYの領域)、右) オホーツク海 (図7でOSMWの領域)。一番上は日周潮汐振幅の18.6年周期変動。エラーバーは95%信頼区間。図中の実線は、18.6年振動とトレンドを最小自乗法であてはめたもの。

親潮水 (図9左) 及びオホーツク海水 (図9右) に共通して、中層密度 26.7-27 σ 付近の見かけの酸素消費量 (AOU)、リン酸濃度、密度 26.7 付近の等密度面深度、密度 26.7-27 付近の中層層厚、表面付近塩分に、潮汐 18.6 年振動に対応していると考えられる約 20 年周期の振動が見られる。日周潮汐の振幅が大きい時期 (1950 年、1970 年、1989 年頃) に数年遅れて、AOU・リン酸が極小、密度 26.7 付近の等密度面深度が極小、密度 26.7-27 付近の中層層厚が極大、表面付近塩分が極大となっている。リン酸濃度と AOU は、これらの年に相対的に低い傾向があり、特に、1990 年頃の低濃度が顕著である。サブテーマ4で田所が述べているように、1990 年前後の栄養塩の低下が夏季の動物プランクトン現存量低下と関連している可能性と整合的である。

一方、1970 年頃は、潮汐 18.6 年振動と関連して栄養塩が少ない時期に当たるが (図9左)、動物プランクトン夏季群集はこの時期多い傾向にある (図3)。また、*Neocalanus plumchrus* が夏季に多い傾向にあることが報告されている (サブテーマ4報告書)。この点については、さらに解析が必要である。

潮汐 18.6 年振動に対応した約 20 年周期変動とともに、顕著なのは栄養塩と AOU の長期増加傾向である。Ono et al. (2001)²⁾ は、この増加傾向を表層低塩分化に伴う、表層の成層強化に伴う水塊形成量減少と関係があるのではないかと推測している。図9右の密度 26.7 面の等密度面深度には、Ono

他の結果を更に 1940 年以前まで遡って長期増加トレンドが見られることを確認できる。また、密度 27.0 までは同様の傾向にあった。これは、表層の成層が強化されていたことと整合的である。

北太平洋中層水(NPIW)形成量の 1 つの指標とされる中層層厚（渦位の逆数に比例）の経年変化を図 9 に示した。層厚は、潮汐 18.6 年振動に伴い、日周潮汐の強い 1950 年、1970 年、1989 年頃極大を示している。この約 20 年周期変動に重ねて、層厚は、1950 年以降減少傾向にあることがわかる。

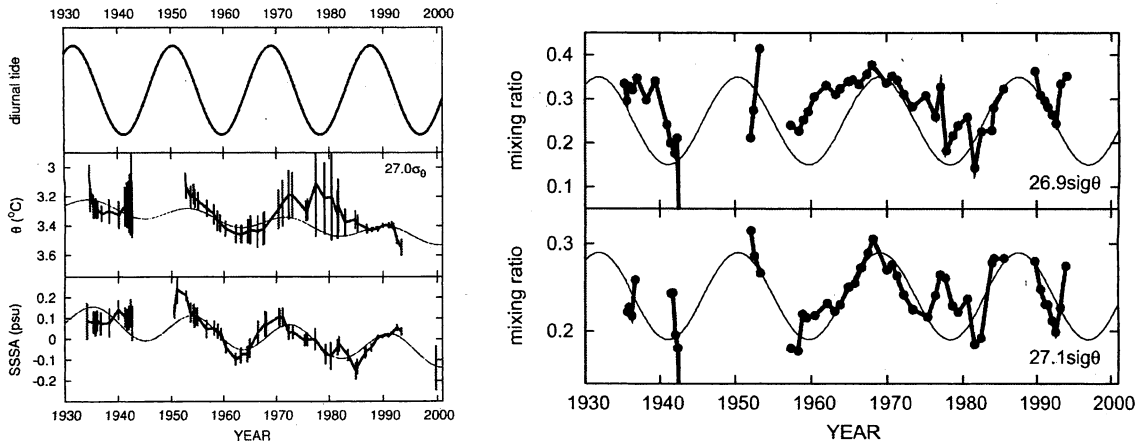


図 10. 左：東カムチャッカ海水（図 7 左で EKC）の中層水温と表層塩分変動、右：親潮水におけるオホーツク海水の混合比の変動

親潮水を作るもう一方の海水である、東カムチャッカ海水（図 8 左で EKC）の中層水温と表層塩分変動を図 10 左に示す。誤差が大きくはつきりとは言えないが、東カムチャッカ海水は、日周潮汐が強い時期に中層が冷たく、表面塩分が大きくなる傾向が見て取れる。

親潮水とオホーツク海水における変動で異なっているのは、日周潮汐が強い時期に中層がオホーツク海で暖かくなることに対し、親潮水では冷たくなることである（図 9 右(d)、左(c)）。この差は、親潮水におけるオホーツク海水の混合比の変動（図 10 右）によって、元々最も冷たいオホーツク海水がより多く流出し親潮水に影響するために、オホーツク海水が若干温かくても親潮水が冷たくなると解釈できる。

親潮水やオホーツク海水の層厚によって指標される北太平洋中層水の形成については、次のように生じると考えられている（図 8 左）。まず、千島列島付近での大きな潮汐混合³⁻⁶⁾による表層の高塩分化が生じる。この高塩分水は、オホーツク海の反時計回りの循環によって輸送され、オホーツク海北西陸棚域において冬季の海水形成と強い冷却に伴い高密度化して沈降する(DSW(高密度陸棚水)形成)。この沈降の際により高濃度の酸素を中層水に供給する。この DSW と太平洋からオホーツク海に流入する海水が混合、また、千島列島付近での強い鉛直混合に伴い、層厚の大きなオホーツク海モード水が形成される。このオホーツク海モード水が、太平洋に流出し、東カムチャッカ海流水と混合し、親潮水が形成される。

日周潮汐が強い時期には、千島列島付近での大きな潮汐混合（図 8 右 # 1）による表層のより高塩分化が生じる（図 8 右 # 2）。この高塩分水は、オホーツク海の反時計回りの循環によって輸送され、

オホーツク海北西陸棚域において冬季の海氷形成と強い冷却に伴いより高密度化して沈降する（DSW（高密度陸棚水）形成#3）が、層厚・形成量も増加する。DSWの元の海水が高塩分なので、等密度面でみると高温となる（#3-4）。また、形成量が多いため、酸素濃度増加・栄養塩とAOUは減少する。親潮水のオホーツク海水混合比は、潮汐18.6年振動に伴い、日周潮が強い時期に高い傾向がある（#5-6）。この事実は、*Neocalanus flemingeri*と*Neocalanus cristatus*のC5期の体長の顕著な20年周期変動（図2）が、日周潮の強い時期に体長の大きいオホーツク海種がより多く含まれたために生じたとすれば整合的に解釈できる。

18.6年潮汐振動に伴う変動機構がそのまま長期トレンドにも当てはまると仮定すると、層厚の長期減少トレンドは、Ono 他が指摘しているように、表層成層化に伴う水塊形成量の減少がおきていることと整合的である。一方、1930-1950年については逆の傾向にある。1950年以前については、データ数が少なく、栄養塩・AOU・等密度面深度・層厚の全てのデータについて誤差が大きく信頼性が低いため、長期トレンドが1950年以前まで存在していたかどうかについては、今後の課題である。

1950年以降の成層強化・中層水塊形成量減少の長期トレンドについては、本解析からも、その存在が確認された。特に、18.6年振動の存在をより明確に意識することによって、長期トレンドの存在がより明確になったことにも、本研究の意義があると考ええる。

この1950年以降の成層強化・中層水塊形成量減少の長期トレンドの原因が地球温暖化に伴うのか、さらに長周期の変動に伴うかどうかについてはデータ長の不足により断言できない。ただし、地球温暖化に伴う高緯度海域の成層強化は、中層水塊形成量減少やそれに伴うAOUや栄養塩の増加を整合的に説明できる。

サブテーマ4の千葉によると、春季群集・春から夏群集の動物プランクトン群集について、1960年以降長期増加トレンドがあることが報告されている。この長期増加傾向は、中層水塊形成量の減少に伴う栄養塩増加によって生物生産が活発化したと解釈できるならば、上記で述べた1950年以降の成層強化・中層水塊形成量減少・栄養塩増加の長期トレンドと整合的となる。長期トレンドを適切に議論するためには、より短期特に約20年周期変動の実態を十分に把握して議論することが今後必要である。

（4） SST 長期変動

① 亜寒帯海域の海峡付近の SST 経年変動に見られる長期変動

親潮域の1950年から2001年までの月別気候値を見ると、6月から10月まで千島列島（クリル列島）沿いに低水温が確認され、1-3月はやや高めの水温域があった（図11）。大気の影響を取り除き海峡付近のSST長期変動を見るために海峡から沖の海域の水温を引いた時系列を作成した。その結果、夏季（8月）では振幅が大きく（1℃以上）、冬季（2月）は小さい（約0.5℃）ことが示された（図13上）。長期変動を見るために、5年移動平均の経年変化をみると、8月では約20年変動があり、1962年、1974年、1997年に極大値をとる（図13上左）。一方、2月では、やはり約20年変動があり、1953年、1968年、1985年に極大値をとり、1961年、1975年、1992年に極小値をとる（図13上右）。

千島列島（クリル列島）付近の表面水温に見られる約20年周期の変動と夏季と冬季の位相逆転は次のように説明できる。大気からの影響を除き、千島列島（クリル列島）付近の潮汐混合に起因する変動を抽出するために、潮汐混合の影響の少ない周辺海域の表面水温との差を取ると、潮汐の18.6年周期変動に起因する変動が表れるために、約20年の変動が表れる。夏季には、海面付近は日射によって

加熱されているので、潮汐が強い期間には下層の低温水との混合が強化されるために、表面水温は低下する。実際、潮汐の強い 1950 年代始め、1970 年代始め、1980 年代終盤に水温は低く、その逆の時期に水温が高い。冬季には、大気からは表面から冷却されるのに対して、より下層の高温な海水が潮汐混合によって海面に輸送されるため、潮汐の強い時期に海面水温が上昇する。実際、潮汐の強い 1950 年代始め、1970 年代始め、1980 年代終盤に水温は高く、その逆の時期に水温が低い。これらの解析事実、千島列島（クリル列島）付近で潮汐の 18.6 年周期変動が実際に起きていることを、さらに支持するものとする。

アリューシャン列島沿いには 1 月から 5 月はやや高め的水温域、8 月には逆に低水温域が確認された（図 1 1）。アリューシャン列島付近における冬季の高温傾向、夏季の低温傾向は、大気の影響ではうまく説明がつかず、海洋内部の下層の水塊が混合・湧昇すること起因するものと考えられる。この考えは、クリル列島海峡付近の冬季高温域・夏季低温域の成因と同じである。海底地形図を見ると、クリル列島とアリューシャン列島は太平洋側に深い海溝、縁辺海側に浅い大陸棚が広がり、海峡付近は海山や海台が連立しているなど、海底地形の複雑さは似ていることから、地形性による潮汐混合の相似が推察される（図 1 2）。

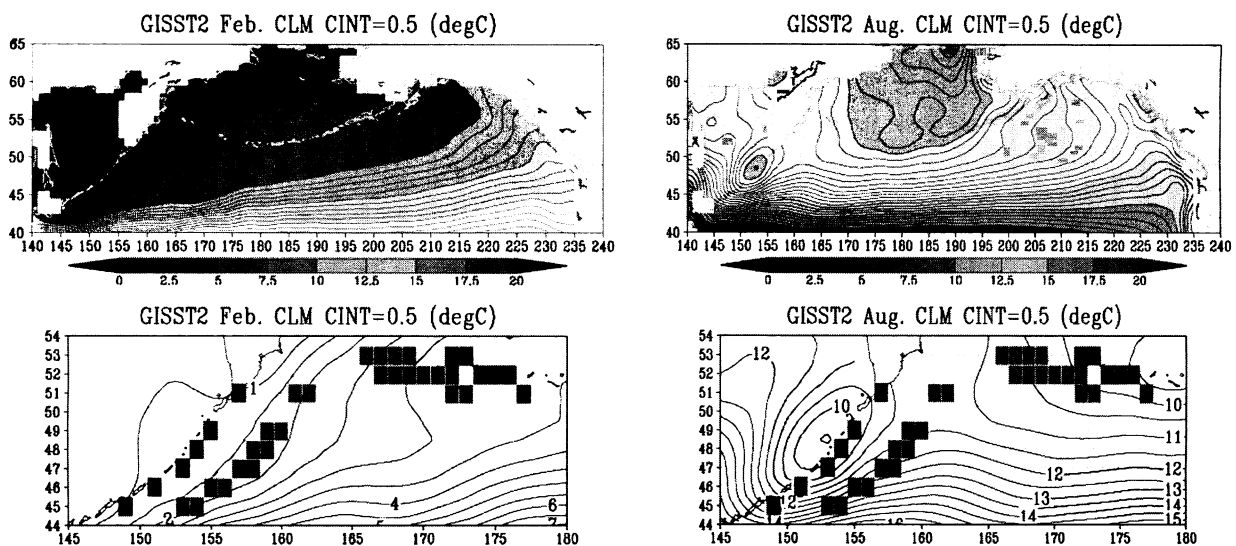


図 1 1. GISST2 による北太平洋の月別 SST 気候値（上図）。大気の影響を取り除く方法として、クリル列島とアリューシャン列島のそれぞれ海峡域（濃い四角 6 点）から沖合域（薄い四角 12 点）の SST 変動を除去する（下図）。左が 2 月、右が 8 月。等値線間隔は 0.5℃。

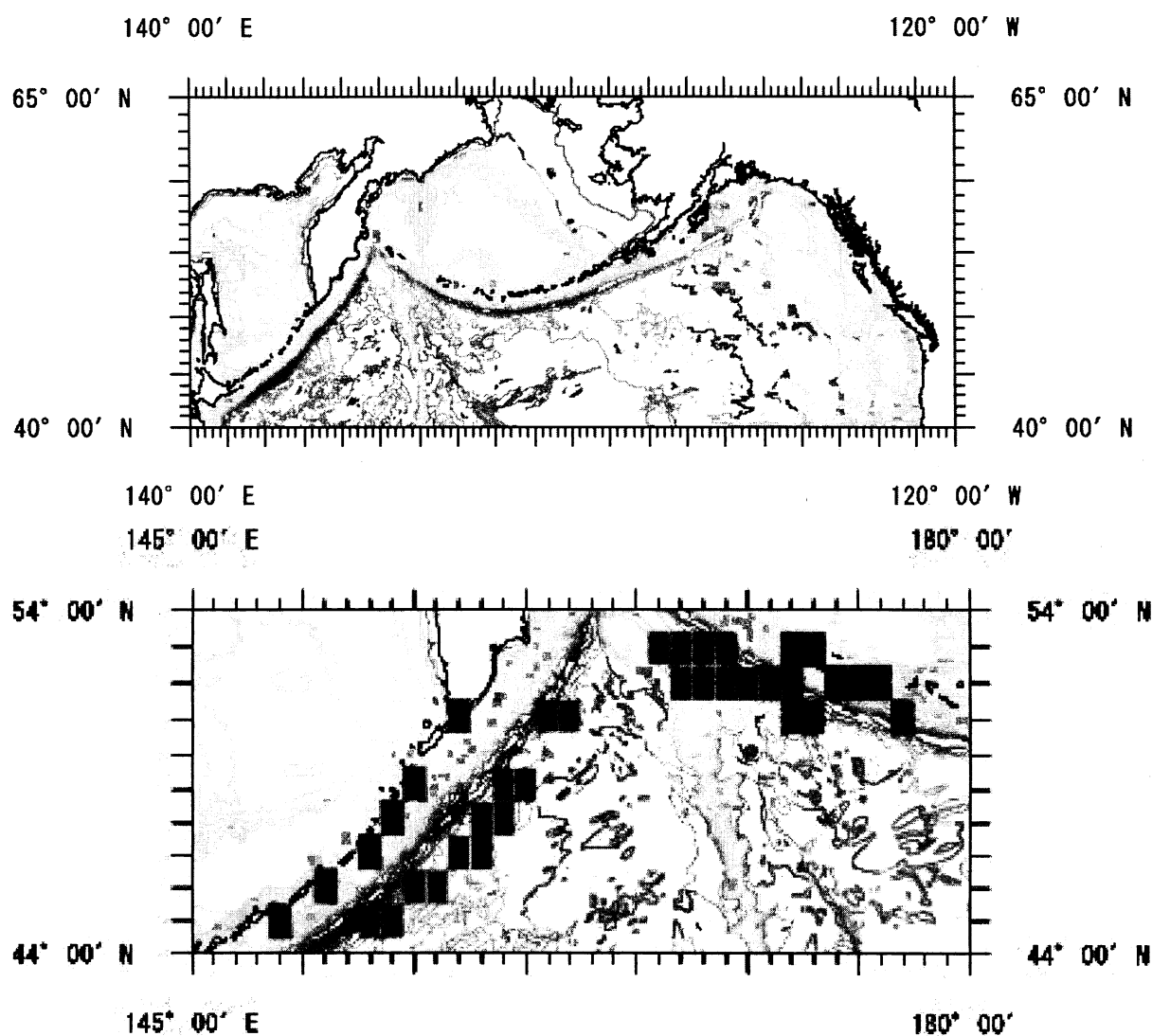


図 1 2. 海底地形図. 上が北太平洋全域図、下がクリル列島およびアリューシャン列島付近の拡大図.
 下図の四角領域は海峡付近の SST に表れる大気の影響を除去するために使用した海域を示し、濃い四角が海峡域（クリル列島 6 点とアリューシャン列島 6 点）と薄い四角がその沖合域（同様に 6 点と 6 点）

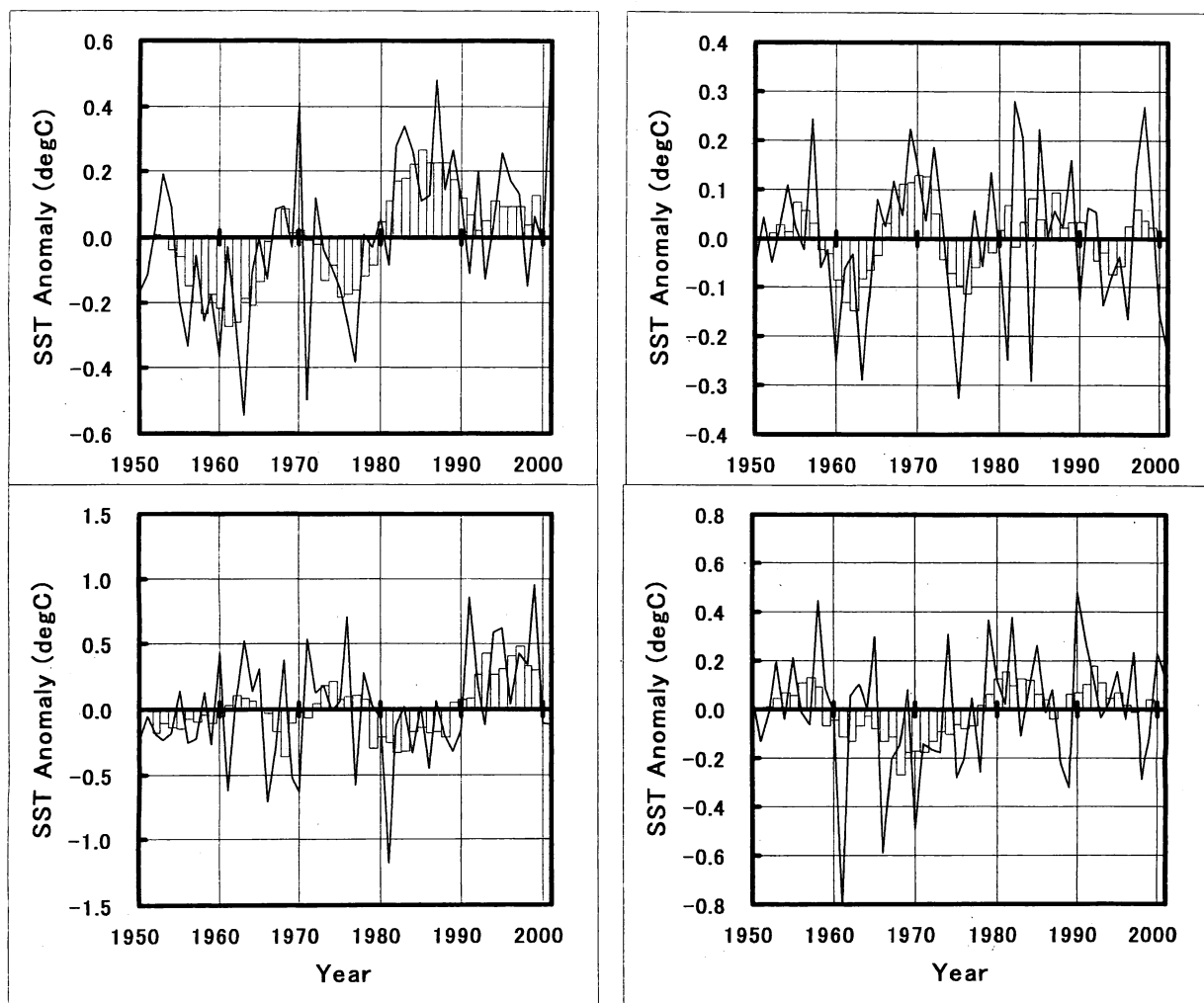


図1 3：上) 8月(左)と2月(右)のクリル列島海峡付近の大気場の影響をのぞいた海面水温偏差の経年変化. 灰色折れ線は5年移動平均. 下) アリューシャン列島海峡付近の大気の影響を除いた SST 偏差経年変化. 2月(左)と8月(右). 灰色棒グラフは5年移動平均.

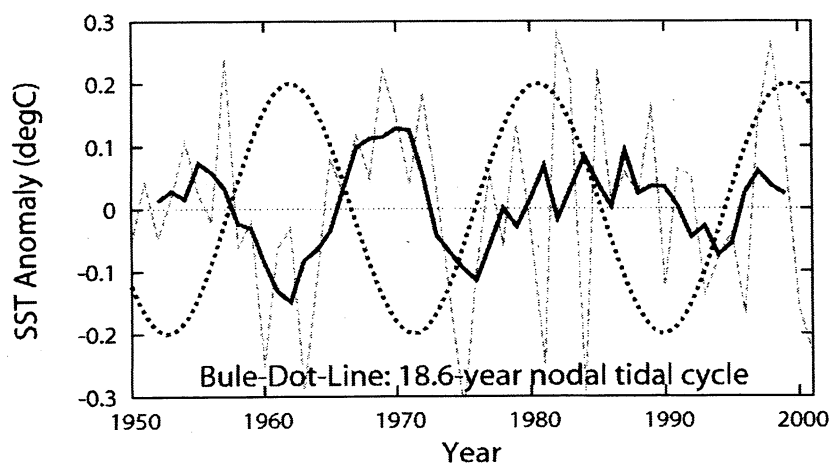


図1 4. アリューシャン列島海峡付近の2月の SST 経年変化偏差(破線)と月の章動(点線). 太い実線は SST5 年移動平均

そこで、大気の影響を取り除き海峡付近の SST 長期変動に表れる潮汐混合の影響を見るために、海峡域から沖合域の海域の水温を引いた時系列を作成した（図 13 下）。その結果、年々の変動幅は、冬季（2 月）は±約 0.3℃、夏季（8 月）は±約 0.6℃で 2 倍の差があった。変動幅の約 2 倍の差はクリル列島の場合でも確認されており、両者の相似性が示唆される。長期変動を見るために、5 年移動平均の経年変化をみると、2 月は 1955 年、1970 年、1987 年に極大値をとり約 20 年変動が見られた（図 13 下左）。一方、8 月では 1957 年、1993 年に極大をとり、長期変動は明瞭だが冬季ほど 20 年周期は卓越しているようには見られなかった。2 月の水温極大の年は、月の軌道傾斜角変動に起因する 18.6 年周期による日周潮の強弱でちょうど潮汐混合の強い年（1950 年代始め、1970 年代始め、1980 年代終盤）、逆に 2 月の極小の年は、弱い年（1960 年代始め、1970 年代終盤、1990 年代終盤）と一致していた（図 14）。これらのことから、アリューシャン列島海峡付近における SST 長期変動は、冬季に約 20 年周期の変動があり、それは月の章動に起因する潮汐混合でうまく説明が付くことが明らかになった。

② SST 長期変動からの海面熱フラックスの除去効果の検証

大気の影響を取り除いた SST 長期経年変化をみると、アリューシャン列島付近の 2 月で約 20 年変動が顕著であった（図 14）。また、2 月の水温極大の年は、K1 分潮と O1 分潮が大きく M2 分潮が小さい年に相当する 1950 年代初め、1970 年代初め、1980 年代終わりとも一致していた（図 14）。2 月の SST の変化率と海面での正味の熱フラックスの関係は危険率 1% で有意でなかった（図 15）。このことは SST の約 20 年変動の原因が海面付近の熱交換によるものではないことを示唆する。従って、図 15 の説明としては、冬季は大気から海表面が冷却されるのに対して、より下層の高温な海水が月の章動に起因する 18.6 年周期の潮汐混合によって海面に輸送されるため、潮汐混合の強い年（1950 年代初め、1970 年代初め、1980 年代終わり）に SST が上昇した結果と考えられる。以上の解析事実は親潮上流域の海峡付近で潮汐 18.6 年周期変動が実際に起きていることを支持する。

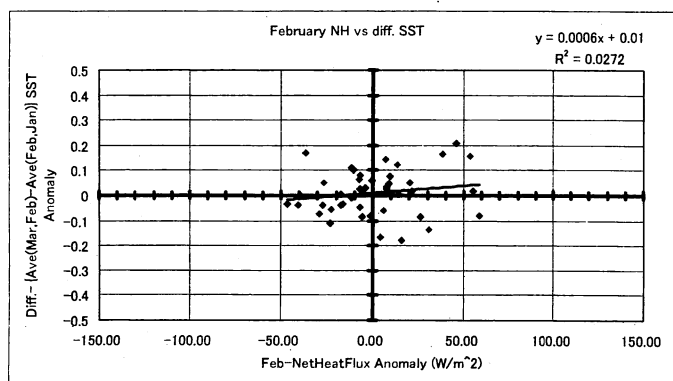


図 15. アリューシャン列島海峡付近の 2 月 SST 偏差の変化量偏差と正味の海面熱フラックス偏差の関係。

③ 北太平洋海域の長期海面水温変動とマイワシ資源変動

戦前の海面水温（SST）については測温方法がバケツ採水測温で、戦後の船舶エンジン冷却水を利用した水温測定結果と同様に扱うことができない。最近、Folland and Parker (1995)¹⁸⁾（以下、FP95）によって全球規模の SST 補正データセットが作成されたが、緯度経度 2 度格子と空間的に粗い格子の

ため 100km スケールの中規模渦が頻繁に発生する北西太平洋では十分な解像度とはいえない。また、Hanawa et al. (2000)¹⁹⁾ では日本沿岸域のみである。したがって当該海域での戦前データの補正方法の確立が必要であったので検討した。使用したデータは、FP95 補正值(1856～1941 年)と、COADS-CMR. 5(1854～1949 年)、COADS-LMR. 6/LMRF. 6(1950～1997 年)および神戸コレクション(1890～1932 年まで)の海面水温(SST)と海上気温(AT)である。Wright (1986)²⁰⁾ によれば海上気温(AT)は SST のような観測手法の変化による系統誤差はないので、本研究では基本的に AT と SST を比較することによって FP95 の補正值の妥当性を調査した。但し、昼間海上気温(DAT)を含む丸 1 日分の気温(AT)を使用するよりも、夜間海上気温(NAT)のみの方が船体構造による太陽熱放射の影響が無い分だけ信頼性が高いという報告(Hayashi 1974)²¹⁾ に基づき、NAT とその観測位置・時間が同じである夜間海面水温(NSST)との比較解析をおこなった。ここで、夜間とは現場観測時間で午後 6 時から翌朝 6 時までと定義した。1 月から 3 月までを冬季と定義し、冬季の黒潮続流域(図 1 6)を調査海域とした。黒潮続流域は第二次世界大戦前ハワイ航路上に当たり、神戸コレクションによって他の海域に比べ比較的多くの新しいデータが補われているからである(Manabe 1999)²²⁾。

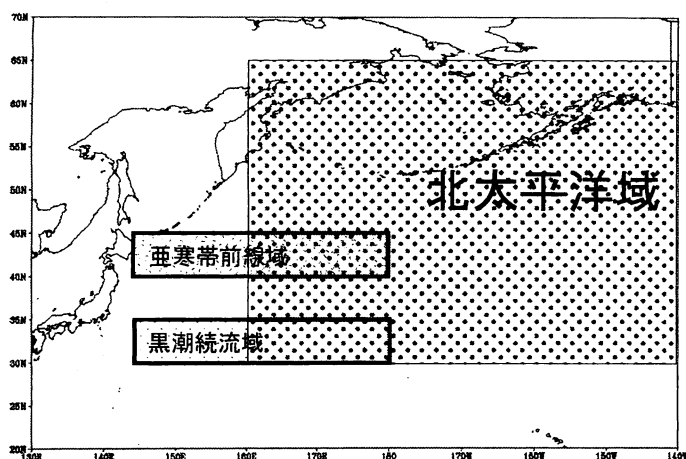


図 1 6. 研究対象海域. 北太平洋域 (30-65N, 160E-160W)、亜寒帯前線域 (40-45N, 145-180E)、黒潮続流域 (30-35N, 145-180E) (能登・安田, 1999a)²³⁾。

Trenberth(1990)²⁴⁾ が提案している NPI をできるだけ長期間にデータを延ばして、さらに規格化するとどの程度の気圧差があるのかが不明になることから、規格化する前の状態で SLP 時系列を作成し、長期変動を知るために 5 年移動平均をかけたものを作成した(図 1 7)。これを見ると、1910 年代は平均 2hPa 程度の正偏差、1920 年代半ばに-1hPa 程度の負偏差に転じ、1930 年代は 0 付近、1940 年代前半から後半にかけて負から正偏差へ大きくジャンプし、1950-60 年代は正偏差、1970 年代半ばに正から負へ大きく移行し、1980 年代末まで平均-3hPa の負偏差が続き、1980 年代末に正偏差にジャンプし、1990 年代は正偏差が続いていることが明らかになった。Trenberth and Hurrell (1994)²⁵⁾ が指摘している 1970 年代半ばと 1980 年代末のレジームシフトは再現され、戦前においても 1920 年代半ばと 1940 年代半ばに顕著なシフトが確認された。その振幅は 4hPa 程度であることも明らかになった。このことから、NPI には約 20 年と約 50 年の周期の長期変動が混在していることが示唆される。

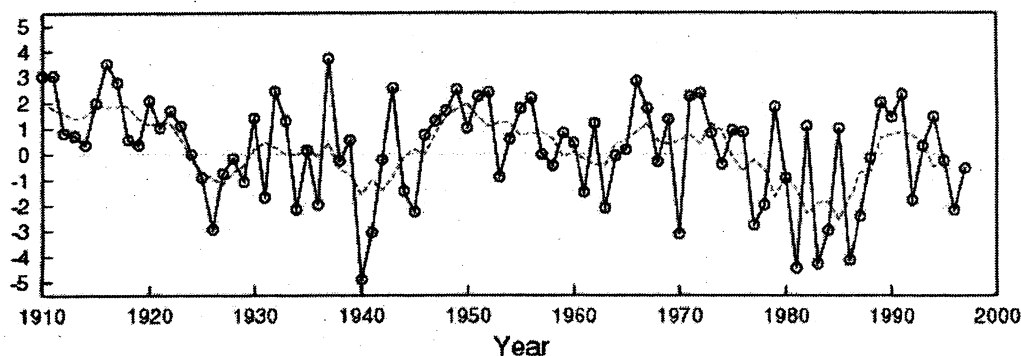


図 1 7. 冬季（1 1－3 月）の北太平洋海域（北緯 30-65 度、東経 160 度-西経 140 度）の海面気圧偏差（hPa）の経年変化。北太平洋指数（NPI）はこれを規格化したもの。破線は 5 年移動平均。

黒潮続流域における冬季 NSST 偏差と NAT 偏差の経年変化を図 1 8 に示す。NSST が 1940 年代を境に前半は系統的に負の偏差を示すのに対し、後半はほぼ 0 付近を変動しているのが見てとれる。これが Barnett (1984)²⁶⁾ などが指摘している SST の観測手法の変化による差を表していると考えられる。一方、NAT では 1940 年代より以前に系統的な負の偏差は見られない。このことは、Wright (1986)²⁰⁾ が指摘した AT には SST のような系統誤差はないということを示していると考えられる。図中のエラーバーは平均値に対する 95%の信頼区間を表しているが、1950 年頃を境に前半は後半に比べてエラーバーが大きい。これは、データ数が 1950 年以前では以後に比べて約 10 分の 1 程度しかないからである。

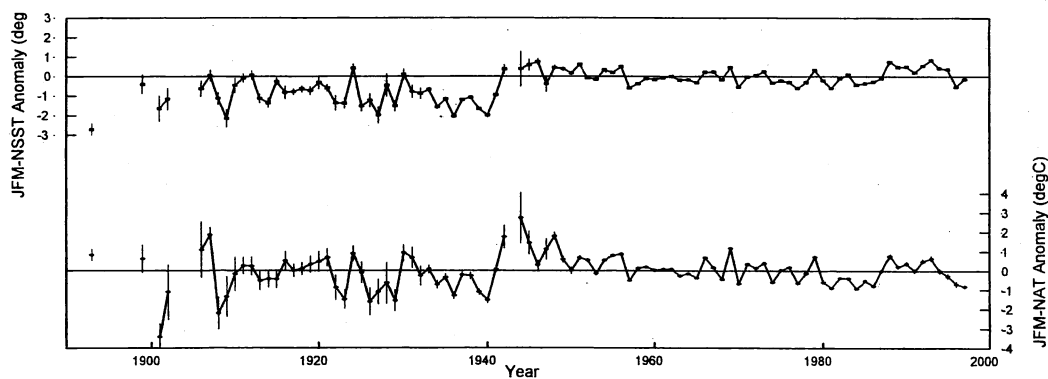


図 1 8. 冬季（1－3 月）の黒潮続流域（北緯 30-35 度、東経 145-180 度）の夜間海面水温偏差（上：左縦軸）と夜間海上気温偏差（下：右縦軸）の経年変化。エラーバーは平均値に対する 95%の信頼区間。

FP95 の補正が妥当かどうかを調べるため、NAT 偏差から NSST 偏差を引いたもの（NAT_anom - NSST_anom）の時系列と、NAT 偏差から FP95 によって補正された NSST 偏差を引いたもの（NAT_anom - FP95NSST_anom）の時系列を図 1 9 に示す。1940 年代以後は NAT_anom - NSST_anom がほぼ 0 付近に、つまり NSST に系統誤差が見られないことがこの図からも見てとれるが、1940 年代以前は各年とも一

様に正の値を示し NSST 偏差が NAT 偏差よりも系統的に低いことがわかる。一方、FP95 の補正をした場合の差 ($\text{NAT_anom} - \text{FP95NSST_anom}$) は、補正する前の差 ($\text{NAT_anom} - \text{NSST_anom}$) に比べれば、その絶対値は小さくなり、より 0 に近くなっている。つまり、補正が効いていることが示唆される。しかし、1940 年代以前で小さい値ながらも依然正の値を系統的に示しており、FP95 の補正の値だけでは十分でないことも同時に示唆される。特に、1942 年から 1948 年においては、 $\text{NAT_anom} - \text{NSST_anom}$ が 1941 年以前と変わらず高い正の値を示し、この期間における水温の補正が必要であることが示唆される。図 19 のように $\text{NAT_anom} - \text{NSST_anom}$ が 1942 年以降も大きな値で存在することは、全球規模においてもすでに Folland et al. (1984)²⁷⁾ が報告している。しかし、FP95 では 1941 年までしか補正をしていない。FP95 は、1941 年 11 月から 12 月に SST の急上昇が全球的に見られることと 1941 年 12 月にアメリカ合衆国が参戦したことから、1941 年に主な SST 計測としてエンジン冷却水を使用し始めた可能性があることを主張している。また、Folland et al. (1984)²⁷⁾ は、1942 年から 1945 年は第二次世界大戦中なので夜間海上気温 (NAT) を船室外で計測するとトーチの灯によって敵に見つかる可能性があったことから、この期間だけは NAT をよく船室内で計測しており、従って NAT のみが異常な高温を示している可能性があるという G. V. Mackie の私信と、図は示されていないが戦争中の DAT は NAT より温度上昇が低かったことや DAT の小さなピークは 1940-1941 年の ENSO と関連していると考え、1942-1945 年の NAT のみを下方修正する補正をしている。そして FP95 でもこの NAT の補正をしている。NAT を先に補正してしまうと、1942 年以降の NAT と SST の差はなくなり SST の補正の根拠は無くなってしまう (cf. 能登・安田 1999b)²⁸⁾。

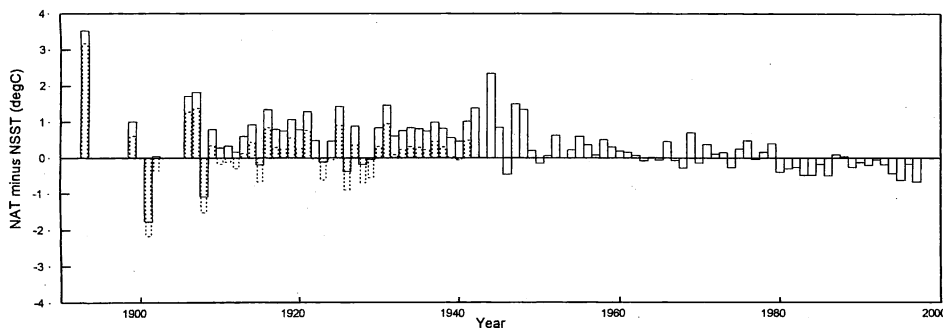


図 19. 冬季の黒潮続流域の夜間海上気温偏差と夜間海面水温偏差の差 (実線棒) と夜間海上気温偏差と Folland and Parker (1995) (FP95) の補正後の夜間海面水温偏差の差 (破線棒) の経年変化。

では、実際第二次世界大戦中では NAT だけが極端な気温上昇が見られるのだろうか。このことをデータの欠損が少ない黒潮続流域において DAT と NAT の差 ($\text{DAT} - \text{NAT}$) をとることで調査した (図 20)。日中は太陽熱放射を受けるので DAT の値は NAT の値よりも高いはずである。つまり基本的には $\text{DAT} - \text{NAT}$ は正の値をとるはずである。しかし図 20 からは、戦争中の 1942 年と 1944 年は負の値を示し (1943 年は欠損)、NAT が異常高温であったことが示唆された。但し、1942 年と 1944 年の $\text{DAT} - \text{NAT}$ の標準誤差を示す図 20 のバーは正の値にまで伸びており、統計的にはこれらの年で NAT が DAT よりも有意に高かったとは言えない。また、1945 年と 1946 年では、 $\text{DAT} - \text{NAT}$ が戦前と戦後の期間とほぼ同程度の値 ($+0.5^{\circ}\text{C}$) で有意に正の値をとっている。つまり、少なくとも冬季黒潮続流域においては戦争中に NAT の船内観測によると考えられる NAT のみの異常高温があったとは統計的には言えず、更に $\text{NAT_anom} -$

NSST_anom が正の値を示した 1948 年までの期間のうち戦争中および戦後直後の 1945 年と 1946 年で、DAT が NAT よりも有意に高い値を示したことから、海面水温補正を 1941 年までとするデータからの裏付けはないことが明らかになった。

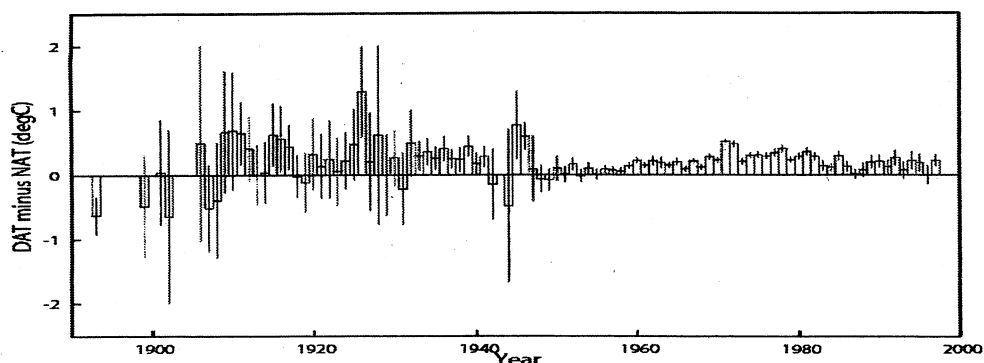


図 20. 冬季黒潮続流域の昼間海上気温と夜間海上気温の差（実線棒）の経年変化。エラーバーは平均の差の標準誤差。

FP95 の補正値の妥当性を見極めるため、夜間海上気温と夜間海面水温との差 (NAT_anom - NSST_anom) を黒潮続流域で見してきた (図 19) が、FP95 の補正値が小さすぎ、より大きな補正値が必要であることと、この海域では 1942-1948 年においても水温補正が必要であることを述べてきた。では、一体どのくらいの補正が必要であろうか。我々はデータが信頼できる期間において NAT_anom - NSST_anom がもっとも少なくなるような補正方法を提案する。図 21 の太い実線がそれで、NAT_anom - NSST_anom の平均値をとっている。黒潮続流域では 1911 年から 1948 年に $+0.67^{\circ}\text{C}$ の水温補正が必要であることを示している。ここで、1910 年以前のデータは誤差が比較的大きかったので使用しなかった (cf. 図 18)。また、1942-44 年は信頼性が不十分であるため補正算出には使用しなかった。この新しい SST 補正値は 1940 年において FP95 の SST 補正値である $+0.52^{\circ}\text{C}$ よりも $+0.15^{\circ}\text{C}$ 大きく見積もられた。1870-1941 年における FP95 の SST 補正は、主に使用した採水バケツの種類の変遷を考慮に入れ、1920 年を境に補正値の年に対する一定の上昇率 (傾き) をかえている (図 21)。補正値に正確さを追求するならば一定の傾きではなく年々の変化を考慮に入れるべきであるし、一定の傾きを採用した FP95 補正値は結果的には年に対する傾きは無視できる程小さかった (図 21)。また、NAT_anom - NSST_anom には年を経る毎に値が大きくなる傾向は見られなかった (図 21)。結局、現時点では NAT_anom - NSST_anom の平均をとったこの箱型補正も一つの補正方法として十分有効だと考える。

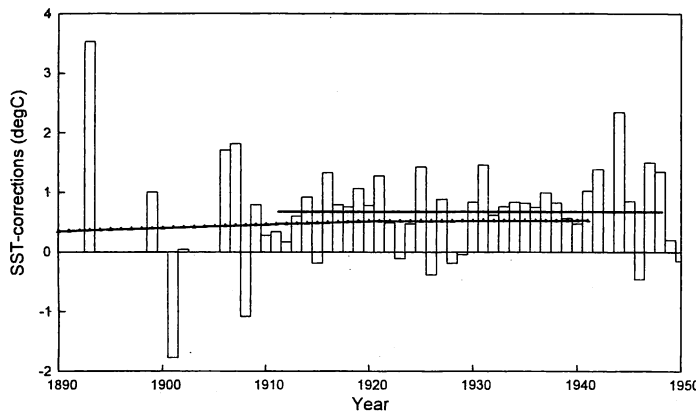


図 2 1. 冬季黒潮続流域の海面水温補正方法. 実線棒は夜間海上気温偏差と夜間海面水温偏差の差.
▲は FP95 の補正值. 太実線は夜間海上気温偏差と夜間海面水温偏差の差の平均値.

図 2 2 (A) は、冬季亜寒帯前線域における新しく補正された NSST 偏差の経年変動を示している。図中の細い線は補正前の NSST を表しているが、補正によって 1910 年代は正偏差に、1930 年代は 0 付近にそれぞれ変動しているように見える。図 17 の NPI の規格化する前の SLP 偏差の時系列と見比べると、1910 年代は正偏差で 1920 年代は負、1930 年代は 0 付近とこの海域での SST 変動と長期変動が一致している。1940 年代の SST 変動は欠損が多く不明瞭だが、1950 年以降の SST と SLP の変動の周期と位相は一致していた。つまり、亜寒帯前線域の SST 長期変動は NPI と同じ周期と位相で約 20 年周期と 50 年周期であることが示唆された。

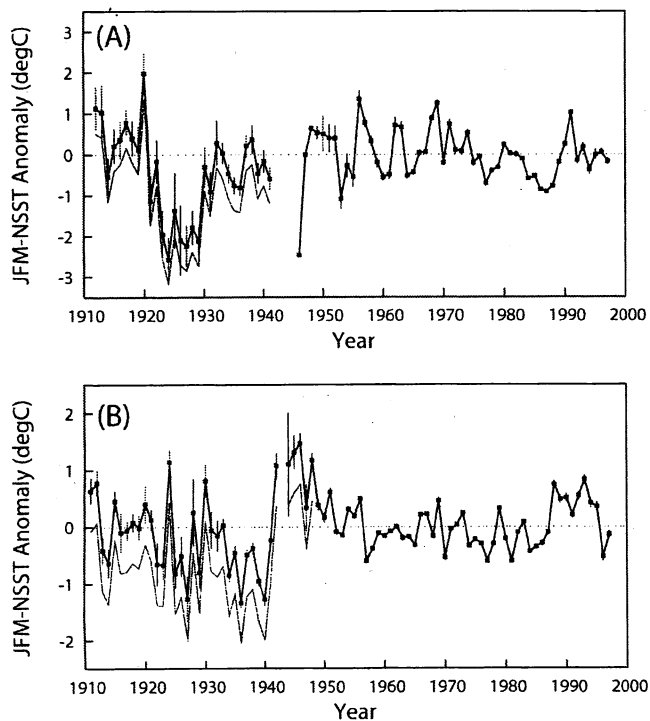


図 2 2. 冬季の新しく補正された夜間海面水温偏差 (■) と補正前の夜間海面水温偏差 (細実線). (A) 亜寒帯前線域. (B) 黒潮続流域. エラーバーは平均値に対する 95% の信頼区間.

今回のマイワシ資源モデルの特徴として、Noto and Yasuda (1999)²⁹⁾が発見した 1979-1994 年の SST と死亡係数の関係を単純に回帰・外挿させるのではなく、水温がある値以下になった場合死亡係数は高くなるという仮定を採用していることが挙げられる(図 2 3)。つまり、水温が低ければ低いほど生残率が高いのではなく、その関係はある水温帯にのみ適応でき、ある水温以下の場合生残率が逆に低くなるという仮定である。これは、稚魚から 1 歳魚までにおいて生息適水温というものが存在しているだろうという仮説(例えば、Lasker (1962)³⁰⁾; Nakamura et al. (1991)³¹⁾)を根拠にしているが、低水温側で何℃までがマイワシにとって適水温となりうるかをこれまでの観測資料および飼育実験から決定することは困難である。そこで、気候レジームシフトの時期を含む 1979-1994 年の観測された最低値よりも低い水温値を適水温外とし、水温が低くなるほど死亡係数が直線的に徐々に高くなることを仮定した(図 2 3)。モデル式は Noto and Yasuda (2003)³²⁾と同じである。

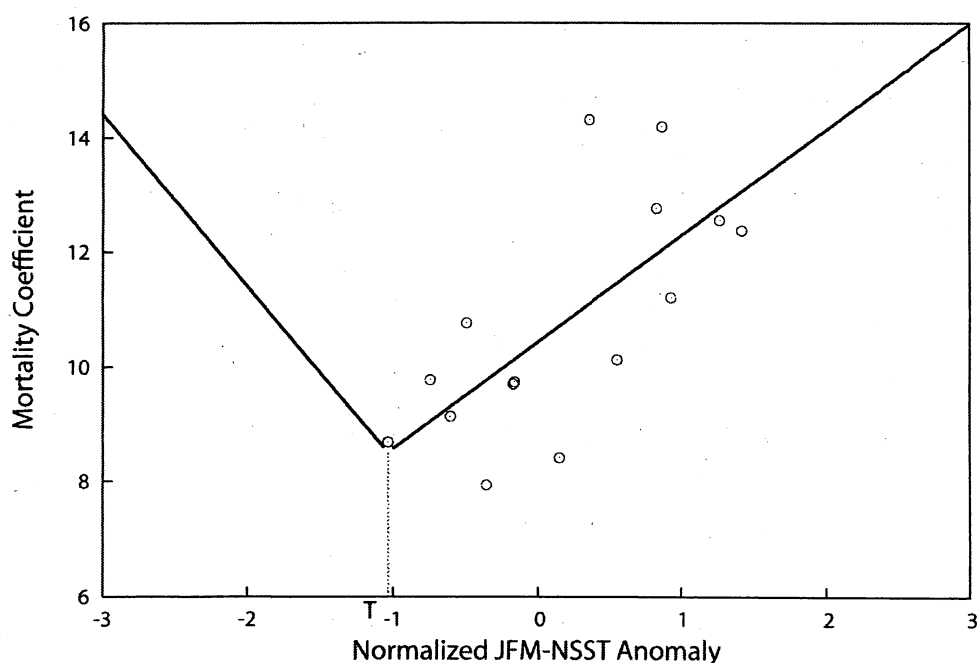


図 2 3. 規格化された冬季黒潮続流域の夜間海面水温偏差とマイワシの卵期から 1 歳までの死亡係数との散布図 (1979-1994 年)。

図 2 4 にモデル資源量、モデル卵量、モデル加入量の結果と Wada and Jacobson(1998)³³⁾ (以下 WJ98)が見積もった太平洋側のマイワシ資源量、Noto and Yasuda(1999)²⁹⁾ で使われた卵量及び加入量をそれぞれ示す。モデル資源量(図 2 4 (A))は 1930 年代末と 1980 年代末に 2 つ極大があり約 50 年の周期変動をしていた。また、WJ98 資源量と概ね一致している。ここで、WJ98 では漁獲量データや 1950 年以降の卵量を資源モデルに使い、このモデルと全く異なったモデル式を使っている。卵量についてもモデルと実測でほぼ一致していることが見てとれる(図 2 4 (B))。加入量については、年々の変動が激しいにも関わらず、モデルはかなりよく再現しているのがわかる(図 2 4 (C))。

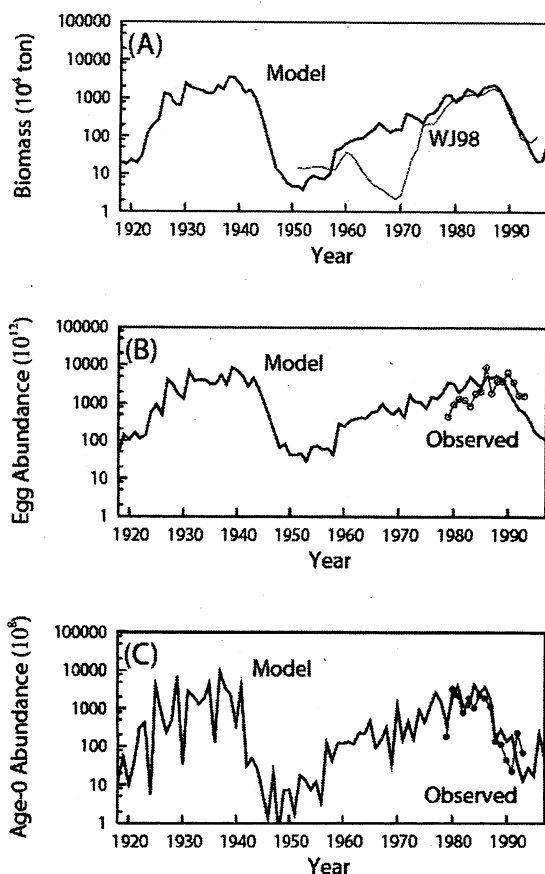


図 2 4. モデル結果と過去のモデル結果または実測値との比較. (A) 資源量経年変化. 太実線はモデル結果で細実線は Wada and Jacobson (1998) ^{3 3)} が見積もった資源量. (B) 卵量経年変化. 太実線はモデル結果で○は実測値. (C) 加入量経年変化. 太実線はモデル結果で○は実測値. (A) — (C) の縦軸はすべて対数表示.

モデルから見積もられた漁獲量と実際の太平洋側の漁獲量(但し、1950 年以前は日本全国のデータしかないのをそれを使用した)を比較した図を示す(図 2 5)。モデル漁獲量は漁獲係数を年には独立に年齢のみの関数で与え、モデル内で漁獲された分だけをプロットしたものである。ここで、参考にした漁獲係数は 1976-1981 年の北海道道東沖で漁獲されたマイワシ資料に基づく Wada(1983) ^{3 4)} が見積もった値を使っている。モデル漁獲量は 1980 年代末に比べて 1930 年代の方が極大値で約 1.5 倍程度となっているが、漁獲係数が年による変化を考慮に入れてないので、戦前のモデル漁獲量の見方としては戦前においても戦後(1976-1981 年)と同じような漁船団・魚群探知器・発動機・化学繊維漁網などを利用した場合の見積もりと見るべきであるから、実際の漁獲量よりも大きく見積もられても良い性質がある。従って、補正後の SST を用いた戦前のモデル資源量と漁獲量の結果は現実を良く再現していると考えられる。

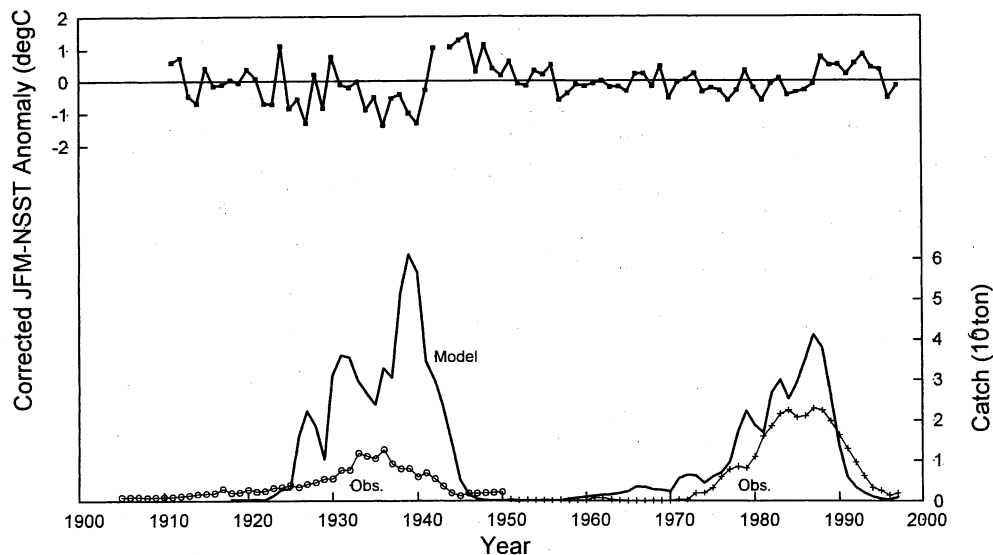


図 25. 冬季黒潮続流域の補正後の夜間海面水温偏差 (°C) 経年変化 (左軸) とマイワシの漁獲量 (百万トン) 経年変化 (右軸). ○は日本全国の漁獲量. +は太平洋側の漁獲量. 太い実線はモデル結果.

5. 本研究により得られた成果

(1) *Neocalanus flemingeri* と *Neocalanus cristatus* の第 5 期の体長に顕著な経年変動が見られた。

両種とも、1970 年代中期から 1980 年代中期にかけて、体長は平均程度であり、1980 年前後に平均よりやや短く、その後 1980 年代中頃から 1990 年にかけて体長は増加し、1990 年前後にピークを迎える。1990 年以降は減少に転じ、1990 年代中頃には平均よりも体長が小さい結果となった。オホーツク海系の *Neocalanus flemingeri* は体長が大きいことが報告されており、体長の大きい 1990 年前後は親潮水中のオホーツク海水の寄与が大きく、逆に体長の小さかった 1980 年前後や 1990 年中頃は、オホーツク海系水の寄与が小さかったことが推測された。潮汐 18.6 年周期変動に伴い、日周潮汐の強い時期に対応して、オホーツク海水の親潮海域への流出量が強まり、体長の大きなオホーツク海系種が親潮により多く出現したためであると解釈された。これらのことから、「月の軌道傾斜角の 18.6 年周期変動に起因する潮汐混合の変動は、オホーツク海水の亜寒帯から亜熱帯への輸送を通じて、東北沖親潮水中の動物プランクトンに影響を与える」という全く新しい仮説を得ることができた。

(2) 風のみを変動させた数値モデル実験から得られた、親潮南限緯度はほぼ現実的であり、親潮南限緯度は風の変動に対応して変動していることが示唆された。

(3) 動物プランクトン夏季群集の約 20 年周期変動は、1990 年頃は 18.6 年周期変動に伴う栄養塩変動で説明可能であるが、1970 年-1980 年については必ずしも整合的でなかった。動物プランクトン夏季群集の約 20 年周期変動は、親潮第 1 分枝南限緯度変動と整合的であった。今後より詳しい原因を探る必要がある。

(4) オホーツク海起源の海水の変動を見るために千島 (クリル) 列島海峡付近の SST 長期変動を解析するとともに、オホーツク海・アリューシャン列島海域における SST、中層水塊や層厚を解析したところ、潮汐の 18.6 年周期変動に伴って変動しており、オホーツク海水の親潮への輸送量が、潮汐 18.6 年周期変動に対応して変動していることが推測された。

- (5) 18.6 年周期潮汐振動に伴う、オホーツク海・親潮の変動について、統一的な変動様式・機構の全体像を得ることができた。
- (6) 親潮水に、1950 年以降の低酸素化・高栄養塩化・成層強化・中層水生成量減少のトレンドが見出された。このトレンドは動物プランクトン春季群集の増加傾向と整合的であった。この事実は、温暖化と関連があるかもしれない。
- (7) 北太平洋海域の気候変動の指数としてよく引用される NPI を新しいデータで再現し、振幅が約 4hPa で 20 年と 50 年の二つの気候変動が存在していることを確認した。
- (8) 戦前のデータを神戸コレクションで補い、海上気温と海面水温との比較から、冬季黒潮続流域の海面水温の補正方法を確立した。
- (9) 冬季亜寒帯前線域の SST 変動は NPI と周期・位相が同じ長期変動をしていることが明らかになった。
- (10) 黒潮続流域の水温を用いた資源モデルによって、20 世紀のマイワシ資源の長期変動を再現した。

6. 引用文献

- 1) I. Yasuda, 2003: Hydrographic structure and variability of the Kuroshio-Oyashio Transition Area. *J. Oceanography*, 59, 389-402.
- 2) Ono, T., T. Midorikawa, Y.W. Watanabe, T. Tadokoro and T. Saino (2001) Temporal increase of phosphate and apparent oxygen utilization in the subarctic waters of western subarctic Pacific from 1968 to 1998. *Geophys. Res. Letters*, 28(17), 3285-3288.
- 3) I. Yasuda, 1997: The origin of the North Pacific Intermediate Water, *J. Geophys. Res.*, 102(C1), 893-909
- 4) I. Yasuda, S. Kouketsu, K. Katsumata, M. Ohiwa, Y. Kawasaki and A. Kusaka, 2002: Influence of intermediate Okhotsk Sea water on the Oyashio and North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, 107(C12), 3237, doi:10.1029/2001JC001037.
- 5) Nakamura, T., T. Awaji, T. Hatayama, K. Akitomo, T. Takizawa, T. Kono, Y. Kawasaki and M. Fukasawa (2000): The generation of large-amplitude unsteady Lee waves by subinertial K1 tidal flow: A possible vertical mixing mechanism in the Kuril Straits. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 1601-1621.
- 6) I. Yasuda, 2004: North Pacific Intermediate Water: Progress in SAGE and related projects. *J. Oceanogr.* 60(2), 385-396.
- 7) H. Tatebe and I. Yasuda, 2004: The Oyashio southward intrusion and cross-gyre transport related to diapycnal upwelling in the Okhotsk Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 34, 2327-2341.
- 8) Godin, G. (1972): The analysis of tides, University of Toronto Press, Toronto, Ont.
- 9) 九州農政局. 2006. 有明海の漁業生産及び環境に関するデータについて. pp.5.
- 10) Maksimov, I. V. and Smirnov, N. P., 1965. A contribution to the study of causes of long-period variations in the activity of the Gulf Stream. *Oceanology* 5, 15-24.
- 11) Yndestad, H., 2004. The cause of Barents Sea biomass dynamics. *J. Mar. Sys.* 44, 107-124.
- 12) Rayner, N.A., Horton, E.B., Parker, D.E., Folland, C.K., and Hackett, R.B., 1996: Version

- 2.2 of the Global sea-Ice and Sea Surface Temperature data set, 1903-1994, CRTN 74, Available from Hadley Centre, Met Office, Blackwell, UK.
- 13) da Silva, A. M., C. C. Young and S. Levitus, 1994. Atlas of Surface Marine Data 1994 Last Revision: Dec 26, 1995. NOAA Atlas NESDIS 9.
 - 14) Tsuda, A., H. Saito and H. Kasai (2001): Life history strategies of subarctic copepods *Neocalanus flemingeri* and *N. plumchrus*, especially concerning lipid accumulation patterns. *Plankton Biol. Ecol.*, 48, 52-58.
 - 15) Chiba, S., T. Ono, K. Tadokoro, T. Midorikawa, T. Saino (2004): Increased stratification and decreased lower trophic level productivity in the Oyashio region of the North Pacific: A 30-year retrospective study. *J. Oceanogr.* 60, 149-162.
 - 16) Tatebe H. and Yasuda I. 2005: Interdecadal variations of the coastal Oyashio from the 1970s to the early 1990s. *Geophysical Research Letters*, 32, L10613, doi:10.1029/2005GL022605, 2005
 - 17) S. Osafune, I. Yasuda, 2006: Bidecadal variability in the intermediate waters of the northwestern subarctic Pacific and the Okhotsk Sea in relation to 18.6-year period nodal tidal cycle. *J. Geophys. Res.* in press
 - 18) Folland, C.K. and Parker, D.E. : Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 121, 319-367 (1995).
 - 19) Hanawa, K., Yasunaka, S., Manabe, T. and Iwasaka, N. : Examination of correction to historical SST data using long-term coastal SST data taken around Japan. *Meteor. J. Meteor. Soc. Jap.*, 78, 187-195 (2000).
 - 20) Wright, R. H. : Problems in the use of ship observations for the study of interdecadal climate change. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1028-1034 (1986).
 - 21) Hayashi, S. : Some problems in marine meteorological observations, particularly of pressure and temperature. Tokyo, Japan Met. Agency, *J. Met. Res.*, 26, 84-87 (1974).
 - 22) Manabe, T. : The digitized Kobe collection, Phase I : Historical surface marine meteorological observations in the Archive of the Japan Meteorological agency. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2703-2715 (1999).
 - 23) 能登正幸・安田一郎 : マイワシの資源・分布と海洋環境変動. 月刊海洋, 31, 184-191 (1999a).
 - 24) Trenberth, K.E. : Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 988-993 (1990).
 - 25) Trenberth, K.E. and Hurrell, J.W. : Decadal atmospheric-ocean variations in the Pacific. *Climate. Dyn.*, 9, 303-319 (1994).
 - 26) Barnett, T.P. : Long-term trends in surface temperature over the oceans. *Mon. Weather Rev.*, 112, 303-312 (1984).
 - 27) Folland, C.K., Parker, D.E. and Kates, F.E. : Worldwide marine temperature fluctuations 1856-1981. *Nature*, 310, 670-673 (1984).
 - 28) 能登正幸・安田一郎 : 北太平洋の長期変動とマイワシの関係. 月刊海洋, 31, 449-457 (1999b).
 - 29) Noto, M. and Yasuda, I. : Population decline of the Japanese sardine in relation to sea surface temperature in the Kuroshio Extension. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 56, 973-983

(1999).

- 30) Lasker, R. : The physiology of Pacific sardine embryos and larvae. Cal. COFI Rep., 10, 96-101 (1962).
- 31) Nakamura, H., Lin, G. and Yamagata, T. : Decadal climate variability in the North Pacific during the recent decades. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 2215-2225 (1997).
- 32) Noto, M. and Yasuda, I. : Empirical Biomass Model for the Japanese sardine with sea surface temperature in the Kuroshio Extension. Fish. Oceanogr., 12:1, 1-9 (2003).
- 33) Wada, T. and Jacobson, L.D. : Regimes and stock-recruitment relationships in Japanese sardine, 1951-1995. Can. J. Fish. Aquat. Sci., 55, 2455-2463 (1998).
- 34) Wada, T. : On the sardine stock off southeastern Hokkaido. Rep. Pelagic Fish Sect. Japan Scient. Coun. Fish. Resour., 15, 39-55 (1983).

7. 国際共同研究等の状況

特に記載すべき事項はない。

8. 研究成果の発表状況

(1) 誌上発表 (学術誌・書籍)

<論文 (査読あり)>

- ① Tatebe H. and Yasuda I. 2005: Interdecadal variations of the coastal Oyashio from the 1970s to the early 1990s. Geophysical Research Letters, 32, L10613, doi:10.1029/2005GL022605, 2005
- ② S. Osafune, I. Yasuda, 2006: Bidecadal variability in the intermediate waters of the northwestern subarctic Pacific and the Okhotsk Sea in relation to 18.6-year period nodal tidal cycle. J. Geophys. Res. doi:10.1029/2005JC003277, in press
- ③ I. Yasuda, S. Osafune and H. Tatebe, 2006: Possible explanation linking 18.6-year period nodal tidal cycle with bi-decadal variations of ocean and climate in the North Pacific. Geophys. Res. Letters, 33, L08606, doi:10.1029/2005GL025237.

<その他誌上発表 (査読なし)>

なし。

(2) 口頭発表 (学会)

- ① 能登正幸・安田一郎, 20世紀のマイワシ資源と冬季黒潮続流域水温との関係, 日本海洋学会(2004年日本海洋学会秋季大会), 愛媛大学, 2004年9月。
- ② Noto, M., and I. Yasuda, Variation of Japanese sardine population associated with SST in the Kuroshio Extension during the 20th Century. North Pacific Marine Science Organization (PICES) 13th Annual Meeting, Honolulu, Hawaii, U.S.A., Oct. 20. 2004.
- ③ 安田一郎・長船哲史・建部洋晶, 潮汐 18.6 年振動・千島列島付近大規模湧昇と北太平洋中層水・気候の約 20 年周期変動, 日本海洋学会(2005 年度日本海洋学会春季大会), 東京海洋大学, 2005 年 3 月。
- ④ 長船哲史・安田一郎・上野洋路, 西部北太平洋における約 20 年周期変動と潮汐の 18.6 年周期変動, 日本海洋学会(2005 年度日本海洋学会春季大会), 東京海洋大学, 2005 年 3 月。

- ⑤ 能登正幸・長船哲史・安田一郎, 潮汐 18.6 年周期変動に伴う千島列島付近の SST 経年変動, 日本海洋学会 (2005 年度日本海洋学会春季大会), 東京海洋大学, 2005 年 3 月.
- ⑥ 建部洋晶・安田一郎・長船哲史, オホーツク海水の長周期変動により導かれる黒潮・黒潮続流の水平熱輸送量変化, 日本海洋学会 (2005 年度日本海洋学会春季大会), 東京海洋大学, 2005 年 3 月.
- ⑦ Yasuda I., Osafune S. and Tatebe H., 2005, Possible mechanism of bi-decadal North Pacific ocean/climate variability in relation to 18.6-year period nodal cycle. Abstracts in PICES 14th annual meeting on Oct. 6 2005 pp.165.
- ⑧ Osafune S. and Yasuda I., 2005 Bidecadal variability in the intermediate waters of the northwestern subarctic Pacific (POC_Paper-2431). Abstracts in PICES 14th annual meeting on Oct. 6 2005 pp.155.

(3) 出願特許

なし。

(4) 受賞等

なし。

(5) 一般への公表・報道等

なし。

9. 成果の政策的な寄与・貢献について

京都議定書を受けた国内外の取り組みにおいて、地球温暖化の機構解明及び予測技術の向上のため、大気と海洋の相互作用を含む海洋の影響をあきらかにし、モニタリングを推進することが重要な施策としてかけられているが、日本周辺海域ではこれまでの知見はきわめて少ない。本研究は温暖化に向かう傾向が顕著に認められるようになった 20 世紀の日本周辺海域における海洋変動に関する正確な情報を提供する。また、今後の気候変動予測の重要な鍵となる海洋大循環の変動と生態系変動との関連を実証する知見を提供し、環境保全への施策に貢献する。