М. Г. Глаголева Л. И. Скриптунова

# ПРОГНОЗ температуры воды в океане

Под редакцией канд. геогр. наук А. И. КАРАКАША



ЛЕНИНГРАД

301931

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1979 Ленинѓрадский Гокроматеорологический ин-т БИСЛИОТСКА В книге дается обзор методов краткосрочных и долгосрочных прогнозов температуры воды, разработанных в СССР и за рубежом. Рассматриваются краткосрочные прогнозы температуры поверхностного слоя океана и распределения ее по глубине.

Анализируются различные подходы к решению проблемы долгосрочного прогнозирования температуры воды.

Показана роль отдельных факторов в формировании термической структуры верхнего слоя океана.

Книга рассчитана на специалистов-океанологов и студентов гидрометеорологических институтов и университетов.

The book presents a review of methods for short-term and longterm forecasts of water temperature developed in the USSR and abroad. Short-term forecasts of the ocean surface layer temperature and its distribution with depth are considered.

Various approaches to the solution of the problem of long-term water temperature forecasting are analysed.

The role of individual factors in the formation of thermal structure of the ocean upper layer is shown.

The book is designed for specialists in oceanology and students of hydrometeorological institutes and universities.

 $1 \frac{20806-002}{069(02)-79} - 38-79$ 

#### © Гидрометеоиздат, 1979 г.

Предсказание отдельных явлений или элементов режима моря требует знания процессов, происходящих в океане и атмосфере, их взаимодействия и взаимосвязи. Вот почему уровень развития морских гидрологических прогнозов в значительной мере зависит от наших знаний в области крупномасштабной циркуляции атмосферы и успешного решения проблемы прогнозов погоды любой заблаговременности.

Немаловажное, єсли не основное, значение для развития методов морских прогнозов играет наличие данных гидрометеорологических наблюдений со всей акватории морей и океанов, достаточной степени точности и пространственно-временной дискретности. Отсутствие таких данных является серьезным препятствием на пути изучения физических и других процессов, происходящих в водах Мирового охеана, а следовательно, и продвижения вперед области разработки методов морских гидрологических пров гнозов. Несмотря на указанные трудности, исследования по морским гидрологическим прогнозам успешно развиваются. Обобщения теоретических и эмпирических работ, основанных на анализе физических процессов, протекающих в океане, и позволяющих понять сущность рассматриваемого явления, дают возможность оценить уровень современных исследований по морским прогнозам, наметить пути их дальнейшего развития, включая и методы расчета и прогноза термической структуры деятельного слоя океана, — этому и посвящена настоящая монография.

Данная монография является первой попыткой обобщения отечественных и зарубежных работ по прогнозам температуры воды в океане. В ней не только излагаются отдельные физико-статистические и гидродинамические работы по расчетам и прогнозам температуры воды и глубине залегания термоклина, но и даются оценки их с точки зрения специалиста-прогнозиста.

Нет сомнения, что данная книга будет представлять интерес не только для специалистов океанологов, но и для специалистов других отраслей.

### А. И. Каракаш

1\*

Прогнозы термического состояния океана заслуживают самого пристального внимания со стороны исследователей океана и атмосферы. Успех многих видов деятельности человека (рыбный промысел, работа морского флота и т. д.) зависит от надежности прогнозов температуры воды.

В проблеме взаимодействия океана и атмосферы вопросу формирования поля температуры в океане и прогнозу его изменений принадлежит важное место.

Основой для развития прогнозов термического состояния морей и океанов послужили фундаментальные исследования советских ученых Ю. М. Шокальского, В. Ю. Визе, Н. Н. Зубова, В. В. Шулейкина, А. Д. Добровольского, А. И. Дуванина, В. В. Тимонова, В. Б. Штокмана, Н. А. Белинского, А. И. Каракаша, К. И. Кудрявой, Ю. П. Доронина и других.

За последние 15-20 лет можно отметить прогресс в исследованиях термики моря. В частности, в Гидрометцентре СССР уделяется большое внимание изучению термического режима моря, и в результате разработаны методы краткосрочных, долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов температуры воды. Если первые работы относились к отдельным пунктам или ограниченным районам морей, то в дальнейшем создались условия для разработки распределения температуры воды по всей методов прогноза северных частей Атлантического и Тихого океанов. акватории Обнаруженная с помощью многосуточных станций и судов погоды значительная кратковременная изменчивость температуры заставляет **n**o-hobomy оценить важность краткосрочных прогнозов.

Методы прогнозов температуры воды изложены в статьях, помещенных в научных журналах, трудах институтов, конференций и т. д. Обобщений по этим вопросам очень мало. Из иностранных работ следует отметить книгу Левасту и Хела «Промысловая океанография» [77], в которой значительное внимание уделяется прогнозам температуры воды, и книгу Джеймса «Прогноз термической структуры океана» [39].

Обобщение отечественных работ по прогнозам температуры воды можно найти лишь в соответствующих сравнительно неболь-

ших разделах учебников по морским прогнозам и в экспресс-информации с обзором методов краткосрочных прогнозов [36].

В настоящей монографии ставится задача дать обзор отечественных и зарубежных работ, в которых изложены именно методы прогноза температуры воды, и в меньшей степени касаться диагностических схем.

Авторы признательны А. И. Каракашу за ценные советы, полученные при написании этой монографии, и выражают искреннюю благодарность Е. Г. Никифорову за полезные замечания, сделанные при рецензировании рукописи.

Раздел «Краткосрочные прогнозы» написан Л. И. Скриптуновой, раздел «Долгосрочные прогнозы» — М. Г. Глаголевой.

Фундаментальные исследования в области океанологии в нашей стране и за рубежом направлены на создание физико-математической базы в области морских прогнозов. Совершенствование вычислительной техники способствует реализации сложных математических задач на ЭВМ. Но в настоящее время применение гидродинамических схем при прогнозировании характеристик режима океана все еще ограничено. Препятствием тому служит сложность процессов, протекающих в океане, и недостаток гидрометеорологической информации. Описать процессы, протекающие в океанах и морях, линейными уравнениями невозможно, а введение нелинейных членов создает математические трудности. Очень сложно в теоретических схемах учесть влияние местных условий на изменения прогнозируемых характеристик и ввести большое число определяющих аргументов. Неопределенность многих параметров, входящих в уравнения гидро- и термодинамики, таких, как коэффициенты турбулентного перемешивания, параметр вносит дополнительные трудности шероховатости И другие, использовании теоретических при схем для практических расчетов.

На современном уровне основными методами, применяемыми в оперативной работе, служат физико-статистические методы.

Следует иметь в виду, что между двумя способами существует связь. Применительно к прогнозам погоды Н. А. Багров писал: «Сам каркас физической модели должен быть установлен на некотором обобщении известных эмпирических факторов, все многочисленные параметры модели также, как правило, устанавливаются эмпирико-статистическим путем. ...При втором подходе к задаче прогноза на стохастическую модель должны быть наложены требования физической структуры атмосферы, хотя бы в самом общем виде» [9]. Эти соображения, безусловно, относятся и к морским прогнозам.

Развитие теории случайных функций, разработка практических приемов статистического анализа материалов наблюдений, накопление натурных данных способствовали развитию физико-статистических методов. В настоящее время получена возможность предвычисления многих характеристик режима моря и океана. Об эмпирической природе прогнозирования термической структуры пишет Джеймс [39]. Левасту и Хела [77] также отмечают, что практическое применение промысловой океанографии связано с корреляционным анализом различных данных.

Большинство методов прогноза, как гидродинамических, так и статистических, основано на учете влияния метеорологических процессов на гидрологические. Известно, что океан в свою очередь оказывает влияние на процессы в атмосфере. Поэтому представляются перспективными работы, в которых учитывается влияние атмосферы и гидросферы друг на друга. Совместное решение уравнений для атмосферы и гидросферы позволяет одновременно рассчитать характеристики как атмосферы, так и океана. Особое место в морских прогнозах занимают методы, основанные на учете внешних факторов: космических и геофизических. К таким факторам относятся солнечная активность, колебания оси вращения лунный прилив и др. Обнаруженные Земли. долгопериодный циклы в колебаниях этих внешних воздействий и в ходе отдельных гидрометеорологических элементов и явлений позволили получить методы прогноза с большой заблаговременностью.

На протяжении всего периода развития морских прогнозов ставится и обсуждается вопрос о роли метеорологического прогноза. На первый взгляд представляется очевидным, что морские прогнозы должны базироваться на прогнозах погоды. Но при попытках их практического применения возникают затруднения. При использовании долгосрочных прогнозов погоды ввиду их низкой оправдываемости обеспеченность морских прогнозов сильно снижается. В краткосрочных прогнозах больше возможностей использовать метеорологические прогнозы, но и эти возможности ограничены. Например. для открытых районов морей и океанов прогнозы многих метеорологических элементов не составляются (влажности воздуха, облачности и т. д.). Поэтому при разработке краткосрочных и особенно долгосрочных прогнозов стараются не использовать прогнозы погоды. В природе существует запаздывание в изменениях гидрологических элементов по сравнению с метеорологическими (например, уровня моря по сравнению с ветром, температуры воды по сравнению с температурой воздуха и т. д.), которое используется в качестве заблаговременности прогнозов. Поскольку эти промежутки времени не всегда достаточно велики, для увеличения заблаговременности прогнозов гидрологических элементов приходится использовать краткосрочные метеорологические прогнозы (прогноз ветра, температуры воздуха). При разработке методов долгосрочных гидрологических прогнозов без использования метеорологического прогноза косвенно составляется прогноз погоды. Так, при составлении прогноза ледовитости по предшествующей барической обстановке фактически составляется прогноз температуры воздуха.

Важную роль в разработке методов прогноза гидрологических элементов для открытых районов морей и океанов сыграли продолжительные наблюдения на многосуточных станциях в океанах и морях, которые начали проводиться с конца 50-х годов. Проводимые ранее так называемые синхронные съемки, в действительности растянутые на довольно большие промежутки времени, не позволяли отделить временные изменения гидрологических элементов от пространственных. Поэтому только постановка буйковых станций с самописцами течений и длительные наблюдения над температурой воды и метеорологическими элементами в этих точках океана дали возможность получить способы прогноза термической структуры и морских течений.

К настоящему времени сложилось несколько направлений в методах прогнозов температуры воды. Авторы данной монографии старались по возможности рассмотреть работы основных направлений.

В части I рассмотрены методы краткосрочных прогнозов температуры воды, заблаговременность которых составляет от нескольких часов до нескольких суток, в части II — методы долгосрочных прогнозов с заблаговременностью месяц и более.

Подходы к разработке методов прогнозов с разной заблаговременностью имеют свои особенности, они и будут показаны при изложении конкретных методов.

### Часть І

## КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ

### Глава 1

### ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ОКЕАНЕ

# 1.1. Процессы, обусловливающие изменения температуры воды в море

Температура воды в море меняется в результате непостоянства составляющих теплового баланса. Уравнение теплового баланса для поверхностного слоя воды можно записать в виде

$$\sum Q = Q_{\odot} - Q_{\mathfrak{s}\mathfrak{g}} \pm Q_{\mathfrak{n},\mathfrak{K}} \pm Q_{\mathfrak{r},\mathfrak{o}} - Q_{\mathfrak{n}} \pm Q_{\mathfrak{s}} \pm Q_{\mathfrak{r}}, \qquad (1)$$

где  $Q_{\odot}$  — поглощенная солнечная радиация, которая состоит из прямой и рассеянной радиации с учетом отраженной;  $Q_{3\Phi} \rightarrow 9\Phi$ фективное излучение;  $Q_{\pi, \pi}$  — потери тепла за счет испарения и приток за счет конденсации;  $Q_{\tau, 0}$  — турбулентный теплообмен поверхности моря с атмосферой;  $Q_{\pi}$  — потери тепла при таянии льда;  $Q_{a}$  — теплообмен за счет адвекции тепла течениями;  $Q_{\tau}$  — теплообмен с нижележащими слоями, обусловленный конвективным и турбулентным перемешиванием.

Если бы можно было дать прогноз каждой составляющей теплового баланса, то прогноз температуры сводился бы к суммированию поправок за счет каждого слагаемого уравнения (1). Но для конкретных промежутков времени не только составить прогноз, но даже рассчитать за прошлый период каждую составляющую теплового баланса не всегда возможно. Например, регулярных наблюдений над влажностью воздуха над океанами не ведется, поэтому рассчитывать потери тепла на испарение и за счет эффективного излучения приходится упрощенными способами [113, 153]. Особенно большие трудности встречаются при учете переноса тепла течениями.

Разработка методов прогноза облегчается в тех случаях, когда можно выделить преобладающие процессы. В связи с этим целесообразно исследовать причины колебаний температуры воды отдельно для теплой и холодной частей года, для прибрежных мелководных и глубоководных районов морей, зон подъема глубинных вод и т. д.

Основной источник поступления тепла в океан—приток тепла от Солнца. Остальные процессы приводят к перераспределению тепловой энергии. Если бы не действие воздушных и водных потоков, переносящих огромные количества тепла, то температура зависела бы лишь от широты места. В действительности изотермы и воды, и воздуха отклоняются от параллелей в направлении преобладающих потоков воздуха и морских течений.

Тепло, поступающее от Солнца, поглощается водной средой, причем большая его часть поглощается верхним слоем. Исследования С. Г. Богуславского [20] показали, что количество поглощенной радиации убывает с глубиной по экспоненциальному закону. Изменения температуры воды на горизонте *z* могут быть рассчитаны по формуле

$$\Delta t_{w} = 0.47 Q_{\odot} \beta_{1}^{-\beta_{1}z} + 0.53 Q_{\odot} \beta_{2} e^{-\beta_{2}z};$$

здесь  $Q_{\odot}$  — солнечная радиация;  $\beta_1$  и  $\beta_2$  — коэффициенты поглощения. Расчеты по формуле Богуславского показали, что 90% солнечной радиации поглощается в верхнем слое толщиной 10 м.

Под влиянием ветрового и конвективного перемешивания поглощенное тепло перераспределяется в слое толщиной несколько десятков метров. Этот верхний прогретый слой отделяется от нижележащих вод слоем с большими вертикальными градиентами температуры и других характеристик — слоем скачка. Значительные градиенты плотности мешают дальнейшему развитию турбулентности, затрудняют вертикальный обмен и препятствуют разрушению слоя скачка. Действующая в этом случае архимедова сила препятствует опусканию верхних, более нагретых и легких, водных масс в глубинные, более плотные, слои. Слой скачка, как правило, сохраняется в течение всего лета, не разрушаясь даже после сильных штормов.

Анализ изменения глубин залегания слоя скачка по данным наблюдений судов погоды в Атлантическом океане, проведенный Френсисом и Стоммелом [143], показал, что в тех случаях, когда слой скачка развит слабо, градиенты в нем невелики, под действием трехдневного шторма силой 8—9 баллов может произойти его разрушение или значительное заглубление (рис. 1). Если же слой скачка характеризуется большими вертикальными градиентами температуры, то такой же трехдневный шторм вызывает лишь незначительное его заглубление.

Оценить роль отдельных факторов в процессе формирования однородного слоя в настоящее время достаточно точно невозможно. В большинстве исследований турбулентное перемешивание принимается за основную причину, влияющую на толщину однородного слоя (*H*). В то же время обнаружена ее зависимость от количества поглощенной радиации [70]. Широтное изменение величины *H* довольно хорошо согласуется с суммарным притоком тепла на поверхность океана: чем больше приток тепла, тем больше толщина верхнего однородного слоя (по крайней мере для тех районов, где изменения солености невелики). При сопоставлении кривых хода облачности и толщины однородного слоя *H* выявляется обратная зависимость этих величин. Проследить зависимость широтного изменения *H* от средней скорости ветра не удается: в высоких и средних широтах, где скорость ветра больше, чем в тропиках, значения *H* меньше, чем в низких. Годовой ход этой величины определяется потоками тепла через поверхность. По мере того как потери тепла начинают преобладать над при-





a = 29/V = 1/VI 1946 г., судно погоды «Е», наибольшая сила ветра 8 баллов; 6 = 19 = 21/VII 1946 г., судно погоды «С», ветер 8 баллов; a = 19 = 20/VIII 1946 г., судно погоды «А», ветер 8 баллов; a = 16 = 19/X 1946 г., судно погоды «С», ветер 8 баллов; a = 2 = 20 = 22/VII 1949 г., судно погоды «С», ветер 9 баллов; a = 20 = 22/VII 1949 г., судно погоды «С», ветер 9 баллов; a = 20 = 22/VIII 1949 г., судно погоды «С», ветер 8 баллов; a = 20 = 22/VIII 1949 г., судно погоды «С», ветер 9 баллов; a = 20 = 22/VIII 1949 г., судно погоды «С», ветер 8 баллов; a = 10 = 3/VIII 1950 г., судно погоды «С», ветер 8 баллов;  $\kappa = 17 = 19/VIII$  1951 г., судно погоды «С», ветер 8 баллов;  $\kappa = 17 = 19/VIII$  1951 г., судно погоды «С», ветер 8 баллов;  $\kappa = 17 = 19/VIII$  1951 г., 1 фут=0,305 м.

током, развивается осенне-зимняя конвекция, которая приводит к заглублению слоя скачка. В одних районах океана он опускается на глубину 100—200 м, в других температура воды в верхнем перемешанном слое становится равной температуре нижележащих слоев и слой скачка исчезает.

Изменение потока тепла через поверхность вызывает не только сезонные изменения термической структуры, но может приводить и к заметным кратковременным изменениям температуры. Большое влияние на температуру воды в однородном слое оказывает облачность. Она влияет на приток солнечной радиации на поверхность океана, эффективное излучение служит косвенной характеристикой интенсивности испарения [13]. Если количество облаков меняется от суток к суткам от 0 до 10 баллов, приток тепла от Солнца изменится на 400—500 кал/(см<sup>2</sup> · сут), что приведет к заметным изменениям температуры воды [103, 104]. Интенсивный прогрев в районе мелководий и банок приводит к значительному повышению температуры воды в этих районах и созданию больших горизонтальных градиентов температуры на границе с глубоководными районами. В холодную часть года из процессов, происходящих на поверхности моря, большую роль играют потери тепла на испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой, которые приводят к понижению температуры воды.

Существенную роль в кратковременных изменениях в распределении температуры воды на поверхности океана и в распределении ее по вертикали играют динамические факторы: адвекция тепла течениями, приливы, подъемы и опускания глубинных вод при прохождении барических систем, особенно тропических ураганов и тайфунов. Левасту и Вольф [148] отмечают, что адвекция играет существенную роль в изменениях температуры воды на поверхности. Они приводят пример, когда на судне погоды «N» в Тихом океане было зарегистрировано понижение температуры за сутки (29—30/III 1965 г.) на 2,2°С, в то время как годовое колебание в данной точке составляет 5°С, иначе говоря, в один день колебание составило около половины годового. Причиной этого изменения была адвекция, которую можно проследить по картам давления, предположив, что ветер создает потоки, направленные вдоль изобар. Аналогичные примеры приводятся и для Атлантического океана. На основании приведенных примеров авторы делают вывод, что причины, вызвавшие изменения температуры воды, — атмосферного происхождения.

Наиболее наглядно влияние переноса тепла течениями на температуру воды можно проследить по одновременным наблюдениям над температурой воды и течениями на многосуточных станциях. Например, в Тихом океане в зоне смешения теплых вод Куросио и холодных вод Курильского течения было отмечено резкое повышение температуры воды в течение двух суток [102]. На рис. 2 представлены последовательные во времени (через 12 ч) кривые распределения температуры воды по вертикали в период повышения температуры. Наибольшая изменчивость наблюдалась на горизонте 25 м. За 48 ч температура на поверхности повысилась на 1,2°С, на горизонте 10 м — на 1,4°, на 20 м — на 5°, на 30 м — на  $\mathbf{3}^{\circ}$ . Далее с глубиной изменение температуры воды уменьшается и на горизонте 100 м составляет 0,2°С. Сопоставление температуры воды с течениями позволило обнаружить зависимость изменений температуры воды от скорости и направления течения. На рис. 3 по оси абсцисс отложена составляющая течения на меридиан на горизонте 25 м, а по оси ординат — температура воды на горизонте 20 м. Порядковыми номерами обозначены точки в той последовательности, как проводились наблюдения над температурой воды (через каждые 3-4 ч). В первые 3 суток наблюдений течение имело составляющую, направленную с севера на юг (на рис. 3

значение  $u_x$  отрицательно). Затем произошло изменение направления течения, появилась составляющая, направленная на север. Смена направления течения сопровождалась заметным повышением температуры воды. После того как установилось течение с составляющей на север, между изменениями температуры и течениями заметной связи на графике проследить не удается.

Следует отметить, что изменение температуры последовало за изменением течений не мгновенно, а через 24—36 ч. Этот разрыв во времени обусловлен, по-видимому, характером пространственного распределения температуры воды: только через 24—36 ч после смены направления течений в рассматриваемый район стала

поступать вода с температурой, значительно более высокой. чем та, которая была злесь ранее. Повышение температуры воды в то же самое время было отмечено и на второй многосуточной станшии, расположенной в том же районе. Подобного рода связь между температурой воды и течениями можно проследить и по наблюдениям на других станциях в разных районах Тихого и Атлантического океанов [58. 107]. О влиянии течений на форму температурного профимало, поэтому ЛЯ известно интерес харакпредставляет профиля терное изменение в Северо-Атлантическом течении (банка Роккол), которое произошло под влиянием адтепла течениями. По векции ланным наблюдений на много-



суточной станции в течение двух суток (18—20/VIII) было зарегистрировано изменение температуры в слое глубже 20 м (рис. 4). Регистрация течений на этой же станции показала,что до 18/VIII течение было направлено на юго-восток, а позже — на северо-восток, и в район многосуточной станции стали поступать с юга более теплые воды. Из сопоставления двух кривых рис. 4 видно, что произошло значительное повышение температуры в слое ниже 20 м. Приток тепла с течением, имеющим составляющую с юга на север, привел к повышению теплосодержания в этом слое. Толщина квазиоднородного слоя увеличилась на 30—40 м. Если бы не было наблюдений над течениями в этот период и не было бы обнаружено изменение направления течения таким образом, что появилась составляющая, направленная с юга, то сравнение двух температурных кривых могло бы привести к ощибочному выводу о том, что изменение температуры вызвано ветровым перемеши-ванием.

Ветровому перемешиванию часто приписывается бо́льшая роль, чем оно играет в действительности, потому что из-за отсутствия наблюдений не удается достаточно четко показать роль других факторов.

Широко известно такое явление, как выход глубинных холодных вод на поверхность. Он связан с существованием дивергенции вектора течений. Например, при циклонической системе циркуля-

ции, когда вода, двигаясь против часовой стрелки, вследствие влияния силы Кориолиса оттекает от центра к периферии (в се-





Рис. 3. Связь между температурой воды и составляющей скорости течения на меридиан.

Рис. 4. Изменение температурного профиля за двое суток. *1* — 18/VIII, *2* — 20/VIII.

верном полушарии), в центре области для компенсации должен происходить подъем вод. Поэтому в центральной части циклона. слой скачка располагается ближе к поверхности, а на периферии вследствие притока теплых поверхностных вод он погружается на большую глубину. При антициклонической системе течений в центр области будут притекать теплые поверхностные воды и, следовательно, слой скачка будет заглубляться, а на периферии подниматься к поверхности. Атмосферные процессы, развивающиеся над морем, оказывают большое влияние на изменение океанических течений. При смене барических систем происходит перестройка поля течений, которая в свою очередь приводит к изменению положения слоя скачка. Совокупное влияние этих непериодических изменений течений и приливо-отливных явлений обусловливает те кратковременные изменения глубины залегания слоя:

скачка, которые наблюдаются во многих районах морей и океанов. Естественно, чем интенсивнее атмосферные процессы, тем резче изменения глубины слоя скачка. Так, например, при прохождении глубоких циклонов над Черным морем [19] и тайфунов над Тихим океаном [144] наблюдался выход на поверхность холодных глубинных вод.

Особенно значительные изменения температуры воды происходят при прохождении тропических ураганов и тайфунов. Понижение температуры воды за счет подъема глубинных вод и потребления ураганом тепловой энергии океана может превышать 5° [149]. Очень важный, но еще мало исследованный при прогнозировании температуры вопрос — каких изменений термической структуры следует ожидать при прохождении той или иной барической системы. Нет еще способа не только предсказать, но даже количественно оценить эти изменения. Большой интерес для понимания механизма влияния ураганов и тайфунов на термическую структуру имеет качественная схема, предложенная К. Н. Федоровым [114]. На основе имеющихся сведений о поведении верхнего деятельного слоя океана над воздействием тропических ураганов и тайфунов дана схема вертикальной циркуляции воды.

Следует отметить, что в настоящее время процессы формирования гидрофизических полей, в том числе и температурных, изучены недостаточно. Несмотря на то что в последние годы большое внимание уделяется исследованию таких явлений, как конвективно-дрейфовая циркуляция (вихри Ленгмюра) [45], существование тонкой термической структуры [115, 160], учитывать их при прогнозе температуры воды не представляется возможным.

Пока можно ставить перед собой реальную задачу — прогноз температурного профиля, осредненного за некоторый промежуток времени (сутки и более). Поэтому говорить о прогнозе тонкой термической структуры преждевременно. Но в будущем такая задача безусловно встанет, поскольку для решения многих практических вопросов, например связанных с акустикой океана, необходим прогноз температурных инверсий и других неоднородностей.

### 1.2. Кратковременная изменчивость температуры воды

Под кратковременной изменчивостью температуры здесь понимаются изменения за промежутки от суток до нескольких суток.

В последние годы уделяется большое внимание исследованию изменчивости океана разных масштабов [53, 72, 86, 110].

Нужно отметить, что представления об изменчивости менялись на разных этапах исследования океана. Неравномерная освещенность Мирового океана данными наблюдений над температурой, малое число точек, в которых проводились продолжительные наблюдения, практически отсутствие синхронных наблюдений на больших участках океана иногда приводят к искаженному некоторых исследователей [77], каждые 12 ч с акватории северного полушария поступает 1200 сообщений о температуре поверхностного слоя воды.

При разработке методов прогноза температуры воды ощущается недостаток синхронных съемок больших участков океана, регулярных наблюдений в постоянных точках океана, комплексных наблюдений над температурой воды и над факторами, определяющими изменения температуры воды.

Специализированные наблюдения, проводимые исследовательскими судами во время экспедиций, имеют высокое качество, но таких наблюдений немного. Следует подчеркнуть особую важность наблюдений, проводимых в постоянных точках океана в течение продолжительного времени. К ним следует отнести наблюдения на многосуточных станциях и судах погоды. Многосуточные станции сыграли большую роль в исследовании изменчивости температуры воды и разработке методов прогноза температуры воды в открытых районах океана. Эти наблюдения дали возможность отделить пространственные изменения от временных, в отличие от «синхронных съемок», о которых говорилось выше. На основании полученных материалов найдены количественные связи между изменениями температуры воды и течениями, зависимости изменения непериодических течений и адвективных изменений температуры воды от атмосферной циркуляции, исследовано влияние теплового баланса поверхности моря на изменения температуры воды и установлены другие важные зависимости, которые позволили разработать метод прогноза температуры воды и течений для тех районов, где проводились многосуточные наблюдения.

Несмотря на явные недостатки имеющейся информации, она уже сейчас дает возможность и оценить кратковременную изменчивость температуры воды, и разработать методы ее прогноза.

В предыдущем разделе приведено несколько случаев резких изменений температуры воды, главным образом под влиянием течений. Но к этим случаям можно отнестись как к своего рода иллюстрациям, поэтому имеет смысл привести некоторые обобщенные характеристики изменчивости. Такими характеристиками могут служить среднеквадратичные отклонения.

Для анализа кратковременной изменчивости температуры воды на различных горизонтах рассчитываются среднеквадратичные отклонения изменений температуры воды

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (t' - \overline{t'})^2}{n}},$$
 (2)

где t' — разность между начальным и конечным значениями температуры за промежуток времени, в течение которого оценивается изменчивость:  $\overline{t'}$  — среднее значение этой разности по ряду n.

В Гидрометцентре СССР вычислялись значения о, характеризующие изменения температуры воды за 36 ч в районах судов погоды и многосуточных станций, выполненных в Атлантическом



2\*

и Тихом океанах в теплую часть года (июнь—сентябрь). На рис. 7 для примера приведены среднеквадратичные отклонения значений температуры воды на различных горизонтах для некоторых многосуточных станций в Тихом океане. В средних широтах наибольшие значения (около 3°) получились для слоев с большими вертикальными градиентами температуры (20—75 м). В верхнем перемешанном слое, а также в слое, расположенном ниже области с большими вертикальными градиентами, значения о уменьшаются.

В тропической зоне максимальные значения σ отмечаются в слое 150—200 м, т. е. тоже в слое с наибольшими вертикальными градиентами темпера-



Рис. 8. Примеры распределения по вертикали значений σ в Тихом океане. 1-4 - многосуточные станции в тропической зоне.

туры (рис. 8).

Для оценки изменчивости пятидневной температуры поверхности океана также рассчитывались значения среднеквадратичных отклонений [103]. Данные снимались с карт распределения температуры воды, составв Гидрометцентре ленных СССР за VI-IX 1971-1973 гг., и по формуле (2) pacсчитывались **с**. Значение t' в этом случае равно разности за 5 дней. В Атлантическом океане наибольшие значения о получились для района гидрологического фронта (рис. 9). Наименьшая изменчивость — в южной части рассматриваемого района (15—60° с. ш.), особенно юго-западной. Среднее значение о для всего района 1,34°С. На рис. 10 равно

представлена аналогичная карта для отдельных районов Тихого океана с характеристикой изменчивости за 5 дней. Характер распределения величин о тот же, что и в Атлантическом океане. Максимальные значения отмечаются в северо-западном районе, в зоне мощных теплых и холодных течений и области смешения их вод. В северном районе наибольшие значения приходятся на его юго-западную часть, т. е. зону довольно сильных течений. Наименьшие *о* — в южной части южного района, где отсутствуют, сильные течения, нет больших градиентов температур. Обе карты (рис. 9, 10), полученные для разных океанов, свидетельствуют о большой кратковременной изменчивости температуры воды.

Временная изменчивость температуры воды изучена явно недостаточно, но все же продолжительные наблюдения в фиксированных точках дают хотя бы приближенное представление о ней. Менее исследован вопрос о горизонтальной протяженности областей, в которых происходят такие кратковременные изменения. Пространственные масштабы изменений температуры воды связаны с масштабами процессов, вызывающих эти изменения. Левасту и Вульф [148] полагают, что, поскольку причины изменений температуры воды имеют атмосферное происхождение, горизонтальную



Рис. 9. Значения средних квадратичных отклонений температуры воды поверхностного слоя (в градусах) в Атлантическом океане (май—сентябрь 1971— 1973 гг.).

их протяженность можно считать сравнимой с атмосферными системами. Что же касается средней продолжительности периода, в течение которого наблюдаются изменения, то он составляет несколько дней в высоких широтах, там, где проходят циклоны, и неделю и более — в низких широтах, в районах с мало меняющимся высоким давлением.

Представление о закономерностях пространственных изменений температуры воды дают пространственные корреляционные функции. Пример корреляционных функций, рассчитанных для двух районов Тихого океана, северо-западного и южного, приведен на рис. 11 [33]. Изменения температуры воды (интервал равен 10 дням) в разных частях районов связаны между собой





неодинаково. В северо-западном районе, в области наибольшей изменчивости температуры воды (крайний северо-запад района), значения корреляционной функции минимальны. Слабая связь изменений температуры в этой области с изменениями во всем районе ( $R \leq 0.5$ ) объясняется тем, что именно на крайнем северо-западе находится зона гидрологического фронта с его особыми температурными условиями. Изменения температуры воды в точках, рас-



Рис. 11. Пример корреляционных функций изменений температуры воды по пространству (июнь—октябрь 1969—1973 гг.).

× — точки, для которых рассчитывалась корреляционная функция (интервал 10 суток).

положенных вдоль течения, довольно тесно связаны с изменениями в соседних точках. Характер изолиний, вытянутых вдоль течения,

Таблица 1

Зоны	Протяженность, мили	Градиенты, град/мили
Фронтальные Конвергенционные Дивергенционные	32,1 36,2 32,0	0,17 0,25 0,22
Среднее	33,3	0,21

Размеры температурных неоднородностей

Факторы, влияющие на температуру поверхности океана, и возможные ее изменения за 48 ч [77]

Основные причины	Процессы	Значения, принятые для вычисления 48-часовых изменений	Возможные изменения за 48 часов
1. Адвекция	1.1. Постоянные (градиентные) те- чения	Скорость 1 узел; гори- зонтальный градиент температуры	0,8°C(1,4°F)
	1.2. Ветровые тече- ния	1,7°С (3°F)/100 м. миль Скорость 0,4 узла; гори- зонтальный градиент температуры	0,2(0,4)
	1.3. Приливные и инерционные течения	1,7°С (3°F)/100 м. миль Скорость 0,4 узла; гори- зонтальный градиент температуры 3,3°С (6°F)/100 м. миль	0,4(0,7)
2. Теплообмен	2.1. Поступление солнечной радиа- ции на поверхность океана (зависит от облачного покро- ва)	600 кал/(см <sup>2</sup> ·24 ч); глу- бина перемешанного слоя 17 м	0,8(1.4)
	2.2. Испарение (зависит от скоро- сти ветра и дефи-	300 кал/(см <sup>2</sup> ·24 ч); глу- бина перемешанного слоя 17 м	0,4(0,7)
	2.3. Другие процес- сы теплообмена	200 кал/(см <sup>2</sup> ·24 ч); глу- бина перемешанного слоя 17 м	0,3(0,5)
3. Перемешивание	3.1. Волновое пе- ремешивание	При большом градиенте ниже перемешанного слоя увеличение глубины	1,7 (3,0)
	3.2. Конвекционное	В зависимости от потерь	0,6(1,0)
	перемешивание 3.3. Течения (пе- ремешивание тече- ниями)	тепла В зависимости от резко- сти границ	0,17(0,3)
4. Особые причины	4.1. Подъем холод- ных глубинных вод и конвергенция (дивергенция)	Вертикальный градиент температуры 2,8°С/30 м (5°F/100 футов). Подъ- ем на 15 м (45 футов) нижней границы переме- шанного слоя в резуль- тате дивергенции	1,4(2,5)
	4.2. Сток пресных	(Только в устьях рек)	0,3(0,5)
	вод 4.3. Выпадение ат-	(Только в виде снега и	0,1(0,2)
	мосферных осадков 4.4. Образование и таяние льдов	(В высоких широтах)	1,7(3,0)

указывает на влияние адвекции на изменения температуры воды. В восточной части этого района значения функции убывают с увеличением расстояния. В южном районе связь между изменениями температуры в отдельных точках оказалась более тесной. Коэффициенты корреляции убывают с увеличением расстояния от 0,7 до 0,1.

Карты, построенные по осредненным данным даже за конкретные промежутки времени, не говоря уже о средних многолетних, дают лишь приближенное представление о горизонтальных масштабах неоднородностей. Поэтому большой интерес представляют результаты непрерывной регистрации температуры воды в океане на ходу судна [120]. При измерениях температуры воды в Атлантическом океане от 50° с. ш. до 60° ю. ш. в XI рейсе НИС «Академик Курчатов» обнаружено три типа неоднородностей, характерных для зон фронтов, конвергенций и дивергенций. Средние значения линейных размеров неоднородностей приведены в табл. 1 [120].

Наибольшая протяженность температурной неоднородности (126 миль) была отмечена в Гольфстриме, наибольшие градиенты (1 град на милю) — в зоне конвергенций и дивергенций.

Интересны оценки изменений температуры воды под влиянием различных факторов, приведенные в работе [77]. В табл. 2, заимствованной из этой работы, даются значения изменений температуры воды под влиянием адвекции, теплообмена, перемешивания и некоторых других причин. Из таблицы видно, что изменения температуры под влиянием каждого из факторов могут быть весьма существенными. Причем значения определяющих факторов взяты не максимальные из тех, что наблюдаются в океане. Наибольший эффект следует ожидать, когда несколько факторов действуют в одну сторону. Авторы работы [77] отмечают, что в некоторых районах океана могут быть значительные изменения, превосходящие значения, приведенные в табл. 2. Например, в некоторых районах океана изменения температуры достигают амплитуды годовых колебаний. Это относится к средним и низким широтам и к районам подъема глубинных вод.

### Глава 2

### ПРОГНОЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ОКЕАНА

#### 2.1. Аналитическое представление гидрометеорологических полей

а) Разложение в ряды по полиномам Чебышева и естественным составляющим. При разработке методов прогноза температуры воды первостепенную важность имеет вопрос о способе

аналитического представления полей температуры воды и определяющих факторов. Довольно широкое распространение для этой цели получили ряды по полиномам Чебышева и естественным составляющим. Этот способ был предложен Н. А. Багровым [7, 8].

Формула разложения функции от одной переменной в ряд по полиномам Чебышева имеет вид

$$f(x) = A_0 \varphi_0 + A_1 \varphi_1 + A_2 \varphi_2 + A_3 \varphi_3 + \ldots + A_i \varphi_i; \qquad (3)$$

здесь  $A_i$  — коэффициент разложения;  $\varphi_i$  — полиномы, представляющие собой параболы *i*-того порядка (*i*=1, ..., *n*).

Количественной характеристикой кривых f(x) служат коэффициенты ряда, которые определяются по заданным значениям функции и полиномов:

$$A_{i} = \frac{\sum f(x) \varphi_{i}(x)}{\sum \varphi_{i}^{2}(x)}.$$
(4)

Первый член ряда  $A_0 \varphi_0$  представляет собой среднеарифметическое значение; второй член ряда  $(A_i \varphi_i)$  — уравнение прямой; следующие члены ряда — параболы *i*-того порядка.

Разложение функции от двух переменных производится по формуле

$$F(x, y) = A_{00} + A_{10}\varphi_{1}\psi_{0} + A_{01}\varphi_{0}\psi_{1} + \ldots + A_{ij}\varphi_{i}\psi_{j}.$$
(5)

Коэффициенты А<sub>ij</sub> рассчитываются по формуле

$$A_{ij} = \frac{\sum_{m=1}^{k} \sum_{n=1}^{l} F(x_m y_n) \varphi_l(x_m) \psi_j(y_n)}{\sum_{m=1}^{k} \varphi_l^2(x_m) \sum_{n=1}^{l} \psi_l^2(y_n)};$$
 (6)

здесь k — число узлов, в которых задается функция в направлении оси x; l — в направлении оси y. Реальное поле любой гидрометеорологической характеристики представляется в виде суммы элементарных полей, каждое из которых служит характеристикой определенных процессов. Например, при разложении полей атмосферного давления член  $A_{00}\phi_0\psi_0$  характеризует среднее значение давления в рассматриваемом районе;  $A_{10}\phi_1\psi_0$  — меридиональный перенос,  $A_{01}\phi_0\psi_1$  — широтный перенос (если оси x и y направлены по параллели и меридиану);  $A_{11}\phi_1\psi_1$  — деформационное поле и т. д.

Во многих случаях целесообразно использовать ряды по естественным составляющим. Поскольку естественные составляющие отыскиваются по совокупности реальных распределений гидрометеорологических элементов, этот ряд сходится быстрее, чем ряд по полиномам Чебышева. Следовательно, для аппроксимации полей с одинаковой точностью членов ряда по естественным составляющим нужно брать меньше, чем по полиномам Чебышева. Далее

на примере полей температуры будет показано это преимущество ряда по естественным составляющим.

Не менее важным преимуществом способа разложения в ряды по естественным составляющим является то, что исследуемая область может не иметь правильной геометрической формы (квадрата или прямоугольника) и расстояния между узлами сетки могут быть не равны друг другу, как это требуется для рядов Чебышева.

Для расчета естественных составляющих применяется задача, известная в математике как задача по отысканию собственных чисел и собственных функций (собственных векторов). Теоретические основы и способ решения этой задачи описаны в работе [8]. Разложение в ряды по естественным составляющим производится аналогично разложению по полиномам Чебышева. Формула для разложения функций от одной переменной имеет вид

$$f(x) = B_0 + B_1 X_1(x) + B_2 X_2(x) + \ldots + B_i X_i(x).$$
(7)

Здесь  $B_i$  — коэффициенты разложения;  $X_i(x)$  — естественные составляющие (собственные функции). Каждой собственной функции  $X_i$  соответствует собственное число  $\lambda_i$ . С помощью собственных чисел можно оценить точность разложения поля в ряд при учете различного числа членов ряда. За показатель сходимости ряда принимается отношение

$$R_i^2 = \frac{\sum_{i=1}^{i} \lambda_i}{\sum_{i=1}^{n} \lambda_i},$$

где i — порядок члена разложения, n — общее число точек. Этот показатель меняется от  $R^2 = 0$  (разложение отсутствует) до  $R^2 = 1$  (разложение абсолютно точное). Последнее возможно в том случае, когда число членов ряда равно числу точек, в которых задана функция. Коэффициенты разложения рассчитываются по формуле

$$B_i = \frac{\sum f(x) X_i(x)}{\sum X_i^2(x)};$$

x — номер точки, в которой задается функция, — меняется от 1 до n.

При аналитическом выражении кривой распределения температуры воды по вертикали x — номер горизонта, на котором задана  $t_w$ . Для пространственного распределения любого гидрометеорологического элемента x — положение точки. При больших размерах бассейна следует располагать точки по выбранным координатным осям (например, вдоль параллели и вдоль меридиана) и рассчитывать естественные составляющие отдельно для изменения элемента вдоль каждой оси. В результате получаются две системы собственных векторов  $X_i(x)$  и  $Y_i(y)$ . Разложение функции F(x, y) в ряд имеет вид

$$F(x, y) = B_{00} + B_{10}X_1(x) + B_{01}Y_1(y) + B_{11}X_1(x)Y_1(y) + \dots + B_{ij}X_i(x)Y_j(y).$$
(8)

Коэффициенты разложения В<sub>іј</sub> вычисляются по формуле

$$B_{ij} = \frac{\sum F(x, y) X_i(x) Y_j(y)}{\sum X_i^2 \cdot \sum Y_j^2}.$$

Поскольку  $\sum X_i^2 = 1$  и  $\sum Y_j^2 = 1$  для собственных векторов всех порядков, кроме нулевого, то при  $i \neq 0, i \neq 0$ 

$$B_{ij} = \sum F(x, y) X_i(x) \cdot Y_j(y).$$

Если i = 0 или j = 0, то соответствующие коэффициенты вычисляются по формулам

$$B_{i0} = \frac{\sum F(x, y) X_{i}(x)}{n_{y}},$$
$$B_{0j} = \frac{\sum F(x, y) Y_{j}(y)}{n_{x}},$$

где  $n_x$ ,  $n_y$  — число точек по осям x и y соответственно.

Абсолютные значения коэффициентов разложения показывают удельный вес данного элементарного поля (или кривой) в исходном поле, которое представляется в виде ряда. Знак, стоящий перед коэффициентом, характеризует направление потока. Так, например, если при положительном значении коэффициента  $B_{10}$  элементарное поле  $B_{10}X_1Y_0$  характеризует меридиональный поток, направленный с юга на север, то при отрицательном значении  $B_{10}$ — с севера на юг.

В зависимости от поставленной задачи для количественного выражения полей гидрометеорологических элементов берется разное число членов ряда. Для того чтобы точно восстановить значение F(x, y) в каждой точке поля, необходимо, чтобы число членов ряда было равно числу точек, в которых задано F(x, y). Число членов ряда при представлении прогнозируемых элементов определяется в соответствии с необходимой точностью прогноза.

**б)** Аналитическое представление полей температуры воды и потоков тепла через поверхность океана. Как уже отмечалось выше, ряд по естественным составляющим сходится быстрее, чем по полиномам Чебышева, поэтому для аналитического представления распределения прогнозируемого элемента целесообразнее использовать естественные составляющие.

Особенно заметно преимущество ряда по естественным составляющим для районов со сложным распределением температуры воды. В таких случаях для достаточно подробной характеристики поля требуется задавать значения температуры воды в узлах довольно густой сетки. Следовательно, для восстановления прогнозируемого поля температуры воды с достаточно высокой точностью необходимо брать сумму большого числа членов ряда. Поскольку при аналитическом представлении полей задача прогноза сводится к прогнозу коэффициентов ряда, то возникает необходимость в составлении большого числа прогностических уравнений, что усложняет задачу разработки метода прогноза и составления прогнозов. Поэтому особенно важно использовать ряды, которые быстрее сходятся, т. е. по естественным составляющим.

Для северо-западного района Северной Атлантики было проведено сопоставление результатов применения полиномов Чебышева и естественных составляющих [100]. Формулы для разложения температурного поля в ряд по полиномам Чебышева  $\varphi_i \psi_j$  и естественным составляющим  $X_i Y_j$  имеют вид

$$t = A_{10}^{t} + A_{10}^{t} \varphi_{1} \psi_{0} + A_{01}^{t} \varphi_{0} \psi_{1} + A_{11}^{t} \varphi_{1} \psi_{1} + \ldots + A_{ij}^{t} \varphi_{i} \psi_{j},$$
  
$$t = B_{00}^{t} + B_{10}^{t} X_{1} Y_{0} + B_{01}^{t} X_{0} Y_{1} + B_{11}^{t} X_{1} Y_{1} + \ldots + B_{ij}^{t} X_{i} Y_{j}, \qquad (9)$$

где  $A_{i}^{t}$  и  $B_{i}^{t}$  — коэффициенты разложения в ряды соответственно по полиномам Чебышева и естественным составляющим. Северозапалный район Атлантического океана (рис. 12) отличается сложными гидрологическими условиями. В распределении температуры волы на поверхности это проявляется в больших градиентах температуры воды, сложной конфигурации изотерм, большой временной и пространственной изменчивости. Для этого района выбор сетки, в узлах которой прогнозируется температура воды, должен производиться с учетом его особенностей. При большом шаге сетки недостаточно точно аппроксимируется поле, при малом — медленнее сходится ряд. Испытание трех сеток: 45 точек (9×5), 99 (9×11) и 196 (14×14), показало, что оптимальный вариант — 99 точек. Если точек взять меньше, то не будут улавливаться главные особенности в распределении температуры воды. Если же увеличить число точек, то небольшие языки теплой и холодной воды все равно уловить невозможно, а число членов ряда, которое необходимо для восстановления температуры воды, возрастает. Границы района выбраны таким образом, чтобы большая ось была параллельна генеральному направлению гидрологического фронта. В этом случае точнее определяется положение гидрологического фронта.

Для разложения в ряд по естественным составляющим необходимо предварительно рассчитать сами естественные составляющие. Для расчета естественных составляющих используется совокупность фактических пятидневных полей температуры. Расчет собственных векторов и собственных чисел (естественных составляющих) показывает, что, если ограничиться первыми тремя собственными числами (i=3), то показатель связи  $R^2$  равен 0,87—0,97.

Элементарные поля, соответствующие членам ряда по естественным составляющим, ближе отображают отдельные черты

реального температурного поля, чем по полиномам Чебышева. Наиболее наглядно можно проследить преимущество двух членов ряда, которые характеризуют основную особенность рассматриваемого температурного поля — положение гидрологического фронта.

Элементарное поле, соответствующее члену ряда Чебышева Аонфофі (рис. 13), отображает равномерное убывание температуры с юга на север, точнее от области вод Гольфстрима до области хо-



Рис. 12. Район, в котором прогнозируется температура воды.

лодных вод Лабрадорского течения. Соответствующий член ряда по естественным составляющим также характеризует это убывание, но равномерность его нарушена. В зоне с большими горизонтальными градиентами температуры воды отмечается сгущение изолиний. Элементарное поле  $B_{02}X_0Y_2$ , характеризующее также широтный контраст, отличается сгущением изолиний на границах этой зоны. В южной части района температурные градиенты невелики, и там отмечается разрежение изолиний. Стрелки указывают на распределение величин  $X_iY_j$ . Ставились они по правилу, принятому для потоков (справа — высокие значения, слева — низкие).

Помимо такого качественного сравнения, сопоставление рассчитанных значений температуры воды также подтверждает целесообразность применения естественных составляющих. При одинаковом числе членов ряда (равном 16) обеспеченность расчетов при использовании полиномов Чебышева оказалась равной 80%, а естественных составляющих — 90%.

При использовании рядов для аналитического представления полей распределения температуры воды необходимо представлять



Рис. 13. Сравнение членов ряда Чебышева ( $A_{01}\phi_0\psi_1$  и  $A_{02}\phi_0\psi_1$ ) и ряда естественных составляющих ( $B_{01}X_0Y_1$  и  $B_{02}X_0Y_2$ ).

характер элементарных полей, соответствующих отдельным членам ряда. Вес их в формуле (9) зависит от характера распределения температуры. Для рассмотренного выше района северо-западной Атлантики наибольший вес имеют коэффициенты  $B_{00}$  (среднее значение по площади),  $B_{01}$  и  $B_{02}$ . При разложении в ряд распределения температуры воды в северной части Атлантического океана (15—60° с. ш.) выяснилось [103], что, кроме элементарных полей, характеризующих температурный фон ( $B_{00}$ ) и широтный контраст температур ( $B_{01}X_0Y_1$ ), существенный вклад вносит член ряда  $B_{11}X_1Y_1$ . Большая роль члена  $B_{11}X_1Y_1$  объясняется своеобразным распределением температуры воды в Атлантическом океане. На севере океана холодное течение на западе и теплое Северо-Атлантическое течение на востоке приводят к тому, что температура на востоке на одной и той же широте значительно выше, чем на западе. В южной части района, наоборот, на востоке температура воды значительно ниже, чем на западе. Такой контраст создает Гольфстрим и холодные течения у побережья Африки. Из рис. 14 видно, что именно такую картину дает член ряда  $B_{11}X_1Y_1$ . Для других типов распределения температуры воды (например, в рассмотренном выше северо-западном районе Атлантики) вклад этого члена невелик, значения коэффициента  $B_{11}$  неустойчивы во времени.



Рис. 14. Элементарное поле X<sub>1</sub>Y<sub>1</sub>.

В изменениях всех трех коэффициентов ( $B_{00}$ ,  $B_{01}$ ,  $B_{11}$ ), дающих главный вклад в температурное поле, наблюдается отчетливо выраженный сезонный ход.

Получить единую систему естественных составляющих для всей северной части Атлантического океана или хотя бы для такого большого района, как район 15—60° с. ш., чрезвычайно удобно для упрощения процедуры составления прогнозов. Но с точки зрения точности аналитического представления полей удобнее делить океан на районы и для каждого района находить свои естественные составляющие. Выше отмечалась необходимость выделения северо-западного района Северной Атлантики с его сложными гидрологическими условиями. Различный характер распределения потоков тепла через поверхность океана в северной и южной частях служит обоснованием деления океана на две части [104]. Следует отметить, что при разделении океана на северную и южную части повысилась точность аппроксимации температурного поля при одной и той же сумме членов ряда. Так, для всего района в целом поле температуры восстанавливается суммой 16 членов ряда с обеспеченностью 85% при ошибке 0,67 о. Если же рассматривать отдельно северную и южную части, то поле восстанавливается с обеспеченностью 95%.

Аналитическое представление полей температуры воды с использованием рядов дает возможность перейти от значений температуры воды в отдельных точках к единым характеристикам температурного поля в целом (в виде коэффициентов  $B_{ij}$ ) и тем самым получить возможность создания адвективных схем прогноза.

При отыскании прогностических зависимостей температуры воды от потоков тепла через поверхность океана ( $\sum Q$ ) их также удобно представлять аналитически с помощью рядов по естественным составляющим.

Величина **Σ** *Q* как функция координат может быть представлена в виде ряда

 $\sum Q(x, y) = B_{00}^Q + B_{10}^Q X_1 Y_0 + B_{01}^Q X_0 Y_1 + \ldots + B_{ij}^Q X_i Y_j; \quad (10)$ 

здесь  $B_{ij}^{Q}$  — коэффициенты разложения; X, Y — естественные составляющие.

Количественной характеристикой пространственного распределения величины  $\sum Q$  служат коэффициенты  $B_{i}^{Q}$ .

В качестве исходных данных для расчета естественных составляющих использовалась совокупность полей распределения величин  $\sum Q$ . На рис. 15 представлено распределение величины  $\sum Q$  за май—сентябрь 1971—1973 гг. Баланс рассчитывался по методу [113] для пятидневок, а затем суммировался, начиная с 1 мая. Расчеты велись для каждого из 36 квадратов (рис. 15). Подробнее о способе расчета потоков тепла через поверхность океана будет сказано в разделе 2.2; здесь мы остановимся лишь на способе аналитического представления полей  $\sum Q$ . Как и при аппроксимации температурного поля, естественные составляющие для полей распределения  $\sum Q$  рассчитывались как для всего района 15—60° с. ш. в целом, так и для его северной и южной частей. Вывод получился тот же: при выделении северной и южной частей число членов, необходимое для аппроксимации с заданной точностью, уменьшается.

Чтобы восстановленные значения  $\sum Q$  в каждой из 36 точек позволили охарактеризовать основные особенности распределения  $\sum Q$ , необходимо брать сумму 6—8 членов ряда; детали распределения могут быть восстановлены 10—12 членами ряда. Вводить в уравнения для прогноза температуры воды такое количество переменных не всегда возможно из-за небольших рядов наблюдений. Поэтому целесообразнее разделить акваторию океана на

3 Зак. № 298

районы в соответствии с характером распределения величины  $\sum Q$ .

При анализе пространственного распределения суммарного потока тепла через поверхность океана обнаруживается зависимость его от определяющих факторов, в первую очередь от облачности и разности температур воды и воздуха. В северной части рассматриваемого района изолинии вытянуты в основном с запада на восток, а в южной — с севера на юг. Это объясняется, по-видимому.



Рис. 15. Распределение потока тепла через поверхность  $\sum Q$  (в ккал/см<sup>2</sup>). Даны номера квадратов и границы районов.

соответствующим распределением облачности. На картах распределения облачности за отдельные пятидневки обнаруживается общее увеличение облачности с юга на север от 3—4 до 10 баллов. В северной части района линии равной облачности вытянуты вдоль параллели, а на юге распределение более сложное. В районе азорского максимума давления обнаруживается область малой облачности, и это находит отражение на картах распределения потоков тепла через поверхность океана.

В соответствии с особенностями распределения величины  $\sum Q$  на севере и на юге район был разделен на две части — северную и южную (рис. 15). Для каждого района была найдена своя система естественных составляющих. В этом случае в уравнениях

для прогноза температуры воды в северной и южной частях можно ограничиться введением 4-6 коэффициентов  $B_i^Q$ , что упрошает уравнения и повышает их надежность.

# 2.2. Связь между температурой воды и потоками тепла через поверхность океана

Тепловые процессы, протекающие на поверхности океана.- поглошение солнечной радиации водной средой, эффективное излучение, испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой — оказывают существенное влияние на изменение температуры воды. Более отчетливо это влияние можно проследить, если рассматривать большие промежутки времени. Годовой ход температуры обусловлен именно процессами на поверхности океана, в первую очередь годовым ходом солнечной радиации. При кратковременных изменениях температуры воды роль этих процессов также сушественна, поэтому их необходимо учитывать и при краткосрочных прогнозах температуры. Однако следует отметить, что для отдельных районов морей и океанов, характеризующихся сгонно-нагонными явлениями, значительной адвекцией тепла течениями. аппвелингом и т. д., прогнозы можно строить и без учета теплового баланса поверхности, принимая во внимание лишь динамические факторы. Одной из первых работ по краткосрочному прогнозу температуры воды, основанному лишь на учете теплового баланса поверхности, была работа Я. А. Тютнева [112]. Метод разрабатывался для прибрежной зоны Азовского моря и северной части Каспийского, т. е. для районов, где роль адвекции незначительна и перемешивание достигает дна. Между изменениями среднесуточной температуры воды и изменением теплового баланса за соответствующие сутки обнаружена довольно тесная связь. Но для того, чтобы ее можно было использовать в прогнозах, необходимо располагать метеорологическим прогнозом (температуры и влажности воздуха, облачности и скорости ветра) и, кроме того, прогнозом температуры воды, который и является конечной целью работы. Тютнев предложил расчет баланса вести двумя этапами. На первом этапе баланс  $(\hat{Q})$  рассчитывается по температуре воды предшествующего дня. Затем по значению Q с помощью специальграфика вычисляется соответствующее изменение темпераного туры воды. На втором этапе в формулы для расчета теплового баланса вводится исправленная температура воды. Так, методом приближений ведется расчет до конца пятипоследовательных лневки.

Примерами краткосрочного прогноза без учета потоков тепла через поверхность океана могут служить прогноз колебаний температуры воды, обусловленных сгонами у приглубых берегов Крыма [13] и прогноз глубины залегания изотерм на границе водных масс в районе Новошотландского шельфа и у западных

берегов Африки. Вблизи побережья Крымского полуострова при сгонных ветрах наблюдается выход холодных глубинных вод, который приводит к понижению температуры воды на поверхности моря на 10—15°С. Чем больше скорость сгонного ветра и чем дольше он действует, тем более низкие значения может принять температура воды. Для прогноза температуры воды предложен график связи между температурой воды поверхностного слоя и суммой проекций скорости сгонного ветра на направление, параллельное береговой черте.

При прогнозе положения характерных изотерм на Новошотландском шельфе и северо-западном шельфе Африки в качестве определяющих факторов использовались характеристики атмосферной циркуляции над Атлантическим океаном. Положение изотерм отождествлялось с границами водных масс и предполагалось, что смещение границ происходит под влиянием динамических причин.

В большинстве случаев при прогнозах температуры воды необходимо учитывать влияние и динамических, и термических факторов. Ввиду трудности одновременного учета и тех, и других факторов при разработке практически приемлемых методов прогноза возникает вопрос о том, что следует учитывать в первую очередь потоки тепла через поверхность океана или адвекцию тепла течениями. Существует два подхода к решению этого вопроса. В методе прогноза температуры воды, разработанном в Гидрометцентре СССР [35, 103], предусматривается вначале расчет изменений температуры воды за счет потоков тепла через поверхность океана, затем выделение адвективных изменений и, наконец, установление связи между адвективными изменениями температуры и характеристиками атмосферной циркуляции.

В работе Джеймса [39] рекомендуется другой подход. Вначале рассчитываются адвективные изменения температуры и уже с учетом этих изменений рассчитываются составляющие теплового баланса. По-видимому, можно рекомендовать оба подхода, но первый подход представляется более целесообразным. Поскольку потоки тепла через поверхность океана рассчитываются более достоверно, чем адвекция, то лучше выделить ту часть изменений температуры воды, которая определена более надежно. При статистическом методе учета адвекции тепла течениями систематические ошибки в расчете потоков тепла автоматически учитываются коэффициентами регрессии.

При расчете составляющих теплового баланса поверхности океана встречаются большие трудности, связанные с недостаточной гидрометеорологической информацией. Расчетам потоков тепла через поверхность океана посвящены многие исследования, но в большинстве случаев расчеты проводились за большие промежутки времени (месяц, сезон) и для выяснения роли потоков тепла в кратковременных изменениях не могут быть использованы. Данные судов погоды и многосуточных станций дали возможность оценить потоки тепла в отдельных точках океана за короткие про-

межутки времени. Довольно полная информация о метеорологических элементах (температуре и влажности воздуха, облачности, скорости ветра) и температуре воды на поверхности океана дала возможность рассчитать потоки тепла по формулам, предложенным в работах [24, 69]. Таким образом были рассчитаны суточные и пятидневные значения поглощенной радиации, эффективного излучения, потерь тепла на испарение и турбулентный теплообмен океана с атмосферой [101, 102].

Но такие регулярные сведения о метеорологических элементах имеются только для ограниченных районов океанов и ограниченных промежутков времени. С основной же акватории Мирового океана поступает лишь обычная судовая информация со всеми присушими ей недостатками: даются не все элементы, координаты станций меняются, освещенность в разных районах неодинакова и т. д. Такие данные не дают возможность рассчитать все составляющие теплового баланса поверхности, поэтому при разработке методов прогноза температуры воды разрабатываются упрощенные схемы расчета теплового баланса. Эти упрощения, как правило, сводятся к сокращению числа метеорологических элементов, необходимых для расчета потоков тепла. Поскольку наиболее плохо обстоит дело с наблюдениями над влажностью, то в первую очередь приходится искать способ замены именно этого элемента. В работе Мориязу [153] найдены связи между температурой воды и воздуха, а также между температурой воздуха И влажностью. Коэффициенты корреляции между декадными значениями температуры воздуха и воды для отдельных квадратов в северо-западной части Тихого океана превышают 0.8. Такие высокие коэффициенты корреляции позволяют аппроксимировать температуру воздуха в виде линейной функции температуры воды. Ошибки расчета при этом не превышают 0,3°С. Влажность воздуха также может быть представлена как функция температуры воды: при этом ошибки расчета для большинства случаев не превышают 1,5 мбара.

В методах прогноза температуры воды для Атлантического и Тихого океанов, разработанных в Гидрометцентре, используется упрощенный способ расчета теплового баланса поверхности океана, предложенный Я. А. Тютневым [113]. Суммарный поток тепла через поверхность [Q кал/(см<sup>2</sup> · сут)] рассчитывается по формуле

$$Q = (4,3E+26)(t_a - t_w) + 1,03Q_{\odot} - 182;$$
(11)

здесь E — максимальная упругость водяного пара, вычисленная по температуре воздуха (в миллибарах);  $t_a - t_w$  — разность температур воды и воздуха;  $Q_{\odot}$  — поглощенная солнечная радиация.

Разность температур воды и воздуха и влажность воздуха, которые входят в первый член уравнения, позволяют учесть процессы испарения и турбулентного теплообмена. Второй член уравнения выражает приток тепла через поверхность океана от солнца, а третий приближенно характеризует среднее значение эффективного излучения. Таким образом, по трем гидрометеорологическим элементам — температуре воды и воздуха и облачности можно рассчитать суммарный поток через поверхность океана.

Оценить влияние потоков тепла через поверхность океана на температуру воды в условиях реального океана весьма трудно, так как все факторы действуют на формирование температурного поля одновременно. Для выяснения связей между полями распределения температуры воды на поверхности океана и распределением величины  $\sum Q$  по площади океана удобно и те, и другие поля представить аналитически рядами естественных составляющих. Самая тесная связь (R > 0.90) отмечается между первыми коэф-



фициентами разложения полей ( $B_{00}^t$  и  $B_{00}^Q$ ), которые представляют собой средние значения величин  $t_w$  и Q на площади [104].

На рис. 16 представлена связь между  $B_{00}^t$  и  $B_{00}^q$ для 3 районов северной части Атлантического океана — северного, северо-западного и южного (рис. 15). Криразных районов вые для отличаются между собой. Особенно заметно различие кривых для северного и южного районов. Крутизна линии для северного района заметно больше, чем для южного. Без анализа подповерхной термической структуры объяснить эту особенность трудно. Но, по-видимому, различие в наклоне

кривых связано с различной глубиной перемешивания. В среднем в северном районе толщина перемешанного слоя меньше, чем на юге. Следовательно, одно и то же количество тепла, поступающее через поверхность океана, приведет в северном районе к большему повышению температуры воды по сравнению с южным.

Первый коэффициент разложения распределения величины  $\sum Q$  тесно связан также с теми коэффициентами разложения температурного поля, которые характеризуют широтный контраст температур и положение гидрологического фронта [100, 104]. Для отдельных районов океана элементарное поле  $B_{1}^{Q}X_{1}^{Q}$  довольно хорошо отображает реальное температурное поле, поэтому введение в уравнение для прогноза температуры воды в качестве аргументов только первых двух коэффициентов ( $B_{0}^{Q}$  и  $B_{1}^{Q}$ ) уже дает воз-
можность приближенно оценить влияние потоков тепла. Но для более точного учета влияния этого фактора нужно вводить 4— 6 коэффициентов. С потоками тепла обнаруживаются тесные связи коэффициентов разложения температурного поля первого порядка  $(B_{00}^t - B_{11}^t)$ . При прогнозе коэффициентов более высокого порядка необходимо учитывать динамические факторы.

Мориязу [151] при разработке метода прогноза температуры воды в Тихом океане для выявления роли теплового баланса использовал корреляционный анализ. Он оценил связь между потоком тепла через поверхность океана и температурой воды на поверхности для северо-западной части Тихого океана. Тепловой баланс рассчитывался для 377 четырехугольников со сторонами 2° по широте и 5° по долготе. Рассчитанные значения теплового баланса дали возможность оценить энергообмен между отдельными частями рассматриваемого района. Тепловой баланс оказался положительным в течение всего года для южной части района. Это тепло переносится течением Куросио на север. Из анализа распределения самих значений Q видно, что перенос тепла течениями играет заметную роль в формировании температурного поля. Для получения количественных характеристик связи между температурой воды и тепловым балансом рассчитаны коэффициенты кор-Поскольку сезонный ход не исключался, то коэффиреляции. корреляции получились выше там, где он отчетливее циенты выражен. Севернее 26° с. ш. коэффициенты корреляции в основном выше 0,6. Для южной части района связь температуры воды с тепловым балансом довольно слабая. Ссылаясь на работу [161], Мориязу объясняет это влиянием вертикальной адвекции.

При рассмотрении связей температуры воды с потоками тепла через поверхность океана необходимо остановиться еще на одном вопросе. Обычно при прогнозах температуры воды учитывается суммарный поток тепла через поверхность, который складывается из поглощенной радиации, эффективного излучения, потерь тепла на испарение и турбулентного теплообмена с атмосферой. Но правильнее было бы рассматривать влияние каждого из этих процессов отдельно, а затем просуммировать результат. Кроме того, следует при краткосрочном прогнозе рассчитывать поток тепла отдельно для дневной части суток и ночной.

Это вызвано тем, что перечисленные процессы имеют разную физическую природу и влияние их на термическую структуру неодинаково. Испарение, турбулентный теплообмен и эффективное излучение происходят на поверхности моря в течение суток. Ночная конвекция, вызванная этими компонентами баланса, оказывает заметное влияние на формирование температурного профиля. Солнечная радиация поступает на поверхность моря только днем, и она проникает вглубь, подчиняясь закону поглощения солнечной энергии водной средой. Джеймс [39] приводит примеры формирования температурного профиля в течение суток в зависимости от того, в какой последовательности чередовались процессы притока и потерь тепла.

На рис. 17, заимствованном из работы [39], можно проследить результаты трех способов учета притока тепла, равного 300 кал/см<sup>2</sup>, и потерь тепла, равных — 200 кал/см<sup>2</sup>:

а) приток тепла, равный 300 кал/см<sup>2</sup>, приводит к повышению температуры в верхнем слое и созданию отрицательного гради-



Рис. 17. Примеры учета влияния потоков тепла через поверхность океана на термическую структуру [39].

а: шаг 1 — приток тепла прибавляется, шаг 2 — потери тепла вычитаются; б: шаг 1 — потери тепла вычитаются, шаг 2 — приток прибавляется; в — суммарное количество тепла прибавляется; в тестя

ента; последующие потери тепла (—200 кал/см<sup>2</sup>) вызывают конвективное перемешивание;

б) вначале происходят потери тепла, а затем приток тепла, т. е. вначале в результате конвекции происходит понижение температуры в некотором слое, а затем образуется отрицательный градиент;

в) суммарный поток тепла, равный 100 кал/см<sup>2</sup>, приводит к образованию небольшого отрицательного градиента.

Как видно из рис. 17, в приведенных трех случаях расчеты дают разную температуру воды на поверхности и разные температурные профили.

# 2.3. Прогноз распределения температуры воды поверхностного слоя океана

Метод прогноза температуры воды в теплую часть года с заблаговременностью 5—10 дней, разработанный в Гидрометцентре СССР Л. И. Скриптуновой, основан на учете потоков тепла через поверхность океана и адвекции тепла течениями [100, 103, 104].

Исходными данными для разработки метода послужили судовые попутные наблюдения над температурой воды и воздуха и облачностью. Эти данные представляют главный источник массовой информации, поэтому они используются как для получения методов прогноза температуры воды, так и для их составления и проверки.

При составлении и анализе карт температуры воды поверхностного слоя океана возникают определенные трудности. Количество ланных недостаточно для того, чтобы построить карты за короткие промежутки времени (12 ч, сутки), поэтому приходится строить за больший промежуток времени. Одни исследователи считают [77], что он должен быть не менее 3.5 суток. другие [103] — 5 суток. Общепринятый метод построения карт путем расчета средних значений для выбранных квадратов при таком положении с информацией не всегда целесообразен. При малых размерах квадратов (например, со стороной 1°) в значительной части квадратов будет очень мало наблюдений или вовсе не будет. Если же квадраты достаточно велики (например, со стороной 5°), поле температуры будет сглаженным. При этом разность между фактическими значениями температуры воды в центре квадрата и полученным средним значением может составлять несколько градусов. Чтобы избежать этих недостатков, в Гидрометцентре СССР применяется следующий способ. Результаты четырехсрочных наблюдений над температурой воды за пять суток наносятся на карту в тех координатах, где выполнялись наблюдения, и затем это температурное поле анализируется. Недостаток применяемого метода анализа заключается в его известной субъективности. Препятствием к широкому внедрению методов объективного анализа полей температуры воды является, с одной стороны, сложный характер распределения температуры, с другой — недостаточная освещенность данными. Малое количество данных в отдельных районах не дает достоверного представления о фактическом поле температуры воды, и, следовательно, корреляционные функции, рассчитанные для целей оптимальной интерполяции, могут привести к искаженному результату. Указанные недостатки получаемой информации, безусловно, снижают точность прогнозов и отражаются на их проверке. Но, несмотря на это, массовый материал таких наблюдений позволяет в настоящее время разрабатывать методы прогноза. В перспективе спутниковая информация позволит значительно повысить качество карт распределения температуры воды.

Для разработки методов и составления прогнозов, помимо сведений о температуре воды, необходимы данные о температуре воздуха и облачности, по которым рассчитывается поток тепла через поверхность океана, а также об атмосферном давлении для расчета адвекции тепла течениями.

Суммарный поток тепла через поверхность океана рассчитывается по формуле (11). Адвекция тепла течениями косвенным образом определяется по полю атмосферного давления. Поля распределения температуры воды, атмосферного давления и потоков тепла через поверхность представляются аналитически рядами по естественным составляющим:

$$t = \sum B_{ij}^t X_i^t Y_j^t, \tag{12}$$

$$P = \sum B_{ij}^p X_i^p Y_j^p, \tag{13}$$

$$Q = \sum B_{ij}^Q X_i^Q Y_j^Q. \tag{14}$$

Здесь индексы t, p, Q относятся соответственно к температуре воды, атмосферному давлению и потокам тепла через поверхность океана.

При таком способе представления гидрометеорологических полей прогноз температуры воды сводится к прогнозу коэффициентов разложения температурного поля. В качестве аргументов используются коэффициенты разложения полей величины  $\sum Q$  и атмосферного давления.

 $\hat{L}$ ля расчета изменений температуры воды поверхностного слоя за счет влияния потоков тепла через поверхность океана необходимо иметь прогноз кратковременных изменений толщины перемешанного слоя и прогноз потоков тепла через поверхность. Поскольку такие прогнозы в настоящее время не составляются, то отыскиваются коррелятивные связи между характеристиками температуры воды (коэффициентами разложения в ряд) и потоками тепла через поверхность океана. Из-за отсутствия прогноза облачности для открытых районов океана производится экстраполяция величин  $\sum Q$  на период заблаговременности прогноза. Поэтому удобнее использовать суммарную по времени величину  $\sum Q_i$ . За начало теплонакопления условно принята дата 1/V.

Уравнения для прогноза коэффициентов разложения температурного поля находятся способом множественной корреляции. Для того чтобы учесть тепловую инерцию океана, вводят соответствующие коэффициенты разложения предшествующего температурного поля.

Уравнения для каждого коэффициента разложения температурного поля в общем виде —

$$B_{ij_n}^t = f\left(\sum B_{ij_k}^p, \ \sum B_{ij_k}^Q B_{ij_k}^t\right); \tag{15}$$

здесь *n* — номер пятидневки, на которую составляется прогноз; *k* — номер пятидневки, за которую берется исходная информация. Заблаговременность прогноза определяется сдвигом во времени между изменениями атмосферной циркуляции и последующими изменениями в поле температуры воды. Предшествующее поле температуры берется с тем же сдвигом, что и поле барики, а тепловой баланс экстраполируется на этот же промежуток времени. Заблаговременность, определенная эмпирически по тесноте связей между температурой воды и определяющими аргументами, оказалась равной 5—10 суткам.

Коэффициенты ряда  $B_{ij}^t$  представляют собой характеристику реального температурного поля, поэтому можно проследить, как они меняются в зависимости от тех факторов, которые изменяют температуру воды. Каждый из коэффициентов количественно выражает вклад элементарных полей, имеющих определенный смысл: среднее значение, широтные и меридиональные потоки и т. д. Это облегчает задачу прогноза, так как в зависимости от характера элементарного поля можно выбрать основные факторы, которые влияют именно на данный процесс, и уменьшить число аргументов. В этом еще одно преимущество рядов естественных составляющих для аналитического представления полей прогнозируемых элементов.

Многочисленные расчеты, проведенные для разных районов Атлантического и Тихого океанов, показали, что коэффициенты разложения первого порядка  $(B_{00}^t - B_{11}^t)$ , характеризующие основные черты температурного поля, тесно связаны с потоками тепла через поверхность океана ( $r = 0.75 \div 0.90$ ).

Как уже отмечалось выше, первый член ряда  $B_{00}^t$  определяется почти полностью потоками тепла через поверхность. Тесные связи с величиной  $\sum Q$  обнаруживаются, как правило, и для коэффициента  $B_{01}^t$  ( $r = 0,8 \div 0,9$ ). Коэффициенты разложения второго и третьего порядка ( $B_{20}^t - B_{33}^t$ ), характеризующие детали распределения температуры воды, определяются как потоками тепла через поверхность океана, так и характеристиками поля атмосферного давления. Для районов с различными гидрологическими условиями роль потоков тепла через поверхность и адвекции различна, о чем можно судить по коэффициентам корреляции. В табл. З приведены коэффициенты корреляции, характеризующие связь коэфициентов разложения температурного поля с разными факторами для северо-западного района Северной Атлантики.

При отыскании общих характеристик поля температуры, которыми служат коэффициенты разложения в ряд, важно правильное деление океана на районы, для которых составляется единая система уравнений. Как уже отмечалось выше, северную часть Атлантического океана целесообразно разделить на три района (рис. 15). Выделение районов производилось с учетом гидрологических условий: положения гидрологического фронта, характера распределения потоков тепла через поверхность океана, особенностей в распределении облачности и т. д. Количество переменных  $(B_{ij}^{q}, B_{ij}^{p})$  в уравнениях для коэффициентов  $B_{ij}^{t}$  в разных районах неодинаково (4—8). В качестве примера приводится уравнение для расчета  $B_{01}^{q}$  (северный район Атлантического океана):

 $B_{01}^{t} = 0,22B_{10}^{p} + 0,09B_{01}^{p} + 0,61B_{11}^{p} - 3,06B_{02}^{p} + 2,23B_{21}^{p} + 0,15\sum Q + 0,42B_{01}^{t} + 0,42B_{01}^{t} + C_{01}.$ 

Таблица 3

	R	rQ	$r_p$	r <sub>инерц</sub> .
300 310 301 320 302 330	0,97 0,79 0,94 0,88 0,86 0,81 0,84	0,92 0,68 0,86 0,37 0,39 0,39 0,39	0,60 0,70 0,52 0,72 0,80 0,73 0,73	0,91 0,43 0,81 0,49 0,41 0,42
$\begin{array}{c} 3 \\ 3 \\ 11 \\ 3 \\ 21 \\ 3 \\ 12 \\ 3 \\ 22 \\ 3 \\ 13 \end{array}$	0,61 0,57 0,71 0,59 0,55	0,37 0 0 0 0 0	0,58 0,52 0,60 0,58 0,50	0,50 0,14 0,54 0,10 0,22

$B_{ijn}^t = f(Q_{n-1},$	$\Sigma B_{ijn-1}^{p}$ ,	$B_{ijn-1}^t$ )
--------------------------	--------------------------	-----------------

При разработке метода прогноза температуры воды в Тихом океане также выделены районы с разными гидрометеорологическими условиями (рис. 18). Северный и северо-западный районы лежат в области со значительной облачностью, южный — в области с малой облачностью. Гидрологические условия также неодинаковы. В северо-западном районе находятся холодные и теплые течения и зона смешения их вод. Градиенты температуры здесь велики. В северном районе также отмечаются значительные пространственные и временные изменения температуры воды. Южный район характеризуется слабо выраженными градиентами и отсутствием интенсивных течений.

При составлении прогноза распределения температуры воды поверхностного слоя рекомендуется соблюдать следующую последовательность в подготовке информации и расчетах: 1) построить пятидневные карты распределения температуры воды и воздуха, облачности и атмосферного давления; 2) рассчитать по формуле (11) поток тепла через поверхность ( $\sum Q$ ); 3) найти коэффициенты разложения полей температуры воды, атмосферного давления и значения Q; 4) подставить полученные значения  $B_{ij}^{p}$ ,  $B_{ij}^{Q}$  в прогностические уравнения вида (15); 5) по рассчитанным значениям коэффициентов  $B_{ij}^{t}$  в каждой точке поля n = 242 по формуле (12) восстановить значения температуры воды; 6) полу-



.

ченные значения температуры воды нанести на карту в узлах сетки и провести изотермы.

Для проверки оправдываемости прогнозов в каждой точке, для которой составляется прогноз, нужно найти разность между фактической температурой воды и прогнозируемой. Затем подсчитать число случаев, когда ошибка не превышает допустимую величину, и найти обеспеченность в процентах от общего числа случаев. За допустимую ошибку, согласно Инструкции по оценке прогнозов, принимается 0,67 о. Значение о рассчитывается по формуле (2).

Этот метод прогноза температуры воды применялся на судах погоды Одесского отделения Государственного океанографического института и дал положительный результат. Обеспеченность составляет 80% [10].

Расчеты могут выполняться вручную с использованием специальных таблиц и графиков. Использование ЭВМ значительно облегчает процедуру расчетов и сокращает время составления прогнозов.

#### 2.4. О возможности прогноза положения океанических фронтов

Исследование океанических фронтов занимает важное место в общей проблеме взаимодействия океана и атмосферы. Изучению структуры и динамики фронтальных зон уделяется большое внимание [38]. Прогноз положения фронтов и основных их характеристик имеет практическое значение, поскольку с фронтами связаны зоны повышенной биологической продуктивности. Для решения задач гидроакустики также важно предсказать изменения глубины слоя скачка, температуры, солености в зоне фронта. Сложные гидрологические условия во фронтальных зонах — большие градиенты температуры и солености, сложный характер горизонтальной и вертикальной циркуляции, динамическая неустойчивость — все это создает особые трудности для прогноза океанических фронтов.

При прогнозе температуры воды поверхностного слоя океана фронтальная зона выделяется в особый район [100]. Большие горизонтальные градиенты температуры воды в этом районе учитываются при выборе шага в пространстве. Расстояния между узлами сетки берутся меньшими, чем для основной акватории океана, чтобы точнее представить температурное поле. При аналитическом представлении распределения температуры воды рядами естественных составляющих учитывается положение фронта (рис. 13).

Океанические фронты, как границы раздела между водными массами, не всегда бывают четко выражены. Для того чтобы прогнозировать их перемещение, необходимо найти метод объективного определения этих границ. Чаще всего положение фронта определяется по распределению температуры воды, хотя существует мнение, что фронт обнаруживается лучше по солености [77]. Однако использовать распределение солености для этих целей невозможно из-за отсутствия соответствующих наблюдений.

Один из способов, предложенных для объективного определения положения фронта, описан в работах [77, 141]. Параметр положения фронта представляет собой специальный математический оператор

$$GG\xi = -\nabla |\Delta\xi| \frac{\Delta\xi}{|\Delta\xi|} =$$
$$= \nabla |\Delta\xi| n\xi - \frac{\delta\xi}{\partial n^{2\xi}},$$

где § — некоторая переменная ве*п*ξ — единичный вектор личина; в направлении Δξ. Величина GGξ представляет собой вторую производную вдоль его градиента. На рис. 19 схематически представлено распределение параметра ξ вдоль оси, совпадающей с направлением изменений  $\Delta \xi$  и  $GG\xi$ . На этом же рисунке дано распределение рассчитанной величины  $|\Delta \xi|$ . Из рис. 19 видно, что положение максимальных и минимальных значений второй производной GG совпадает с местоположением точек А и В псевдоразрыва первого порядка самого параметра ξ. Местоположение точки  $GG\xi = 0$  совпадает с максимальным значением ∇ ξ.

Если под  $\xi$  подразумевается температура воды, то результаты анализа для океанического фронта можно интерпретировать таким образом, что область положительных значений оператора GG(T) совпадает с осью теплого течения. Действительной границей течения является северная кромка [нулевая линия области положительных значений GG(T)]. Этот способ используется в опе-





ративном порядке в центре численных прогнозов погоды в США. Он обеспечивает получение подробной информации об

океанических фронтах и границах между водными массами [77].

Возможность прогноза океанического фронта в Атлантическом океане показана в работе Бекерле [138]. Описываемый способ основан на использовании теории волн Россби. Исследования, проведенные на судне «Чейн», позволили охарактеризовать движение океанического фронта (термического) в районе 29-31° с. ш. 68-71° з. д. Во время этой экспедиции производились также наблюдения с самолетов с помощью инфракрасных измерителей температуры воды. Кроме того, в точке 30° с. ш., 70° з. д. был установлен измеритель течений на глубине 10 м. С помощью всех этих наблюдений удалось проследить меандрирование на протяжении 110 миль. После первой недели наблюдений исследователи предположили, что фронт будет проходить на 10 миль западнее или юго-западнее. Приближенно скорость перемещения, определенная на основе наблюдений, полагалась равной 0.1 узла (0.08-0.05). По прогнозу, составленному на основании теории волн Россби, фронт должен был достичь точки. где стоял измеритель течений. 28/V—6/VI. Направление течения ожидалось на северо-запад. Предполагаемая длина волны (240 миль) была установлена на основе предварительных наблюдений в этом районе. Прогноз оказался успешным. Самописец течений зарегистрировал предсказанное изменение направления течения. Течение 31/V было направлено на северо-восток, а затем сменилось на северо-западное.

#### Глава З

### ПРОГНОЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ПО ВЕРТИКАЛИ

#### 3.1. Использование некоторых выводов теории для расчета характеристик температурного профиля

К числу первых работ, в которых были предприняты попытки количественного описания вертикальной структуры океана, относится исследование Россби и Монтгомери 1935 г. [158]. За истекшие 40 лет выполнено много теоретических исследований, посвященных этому вопросу. В данной работе не ставится цель дать анализ работ по математическому моделированию процессов в верхнем слое океана. Можно сослаться на обобщения С. А. Китайгородского и Б. Н. Филюшкина [65], С. А. Китайгородского [63], сборник статей [119].

Остановимся лишь на тех выводах теории, которые были использованы для расчетов на конкретных материалах наблюдений.

48

· · · ·

В большинстве случаев рассчитывались лишь толщины изотермического слоя или глубины залегания слоя с максимальными градиентами.

Согласно Россби и Монтгомери [158], толщина изотермического слоя *H* находится в пределах слоя трения и определяется только динамическими факторами. Предполагалось, что влиянием архимедовых сил, препятствующих перемешиванию, можно пренебречь. Для расчета *H* предложена формула

$$H = a \frac{u}{\sin \varphi};$$

здесь и — скорость ветра, а — постоянная.

Следующим шагом в развитии данного направления были работы, основанные на одновременном учете как динамических, так и термических факторов.

Имеется ряд исследований, в которых предлагается рассчитывать распределение температуры воды по вертикали с использованием различных значений коэффициентов турбулентного обмена. К ним относится работа Манка и Андерсона [154]. Эти авторы дали численное решение уравнений движения и теплопроводности для стационарных условий. Для расчета коэффициентов обмена количеством движения  $(A_v)$  и тепла  $(A_r)$  предложены выражения

 $A_{v} = A_{0} (1 + \beta_{v} \operatorname{Ri})^{-n_{v}},$  $A_{r} = A_{0} (1 + \beta_{r} \operatorname{Ri})^{-n_{r}}.$ 

Здесь  $\beta_v$ ,  $n_v$ ,  $\beta_r$ ,  $n_r$  — константы; Ri — число Ричардсона.

Меллор и Дарбин [150], используя подход Манка и Андерсона [154], рассчитали изменения положения изотерм (для станции «Р») для периода весенне-летнего прогрева. В качестве граничных условий принимались температура воды на поверхности, скорость и направление ветра. Сопоставление с фактическими данными показывает (рис. 20), что среднее положение перемешанного слоя рассчитывается довольно хорошо, а мелкомасштабные изменения не предсказываются, так как в модели не учитывается вертикальная скорость.

Трудность использования для практических расчетов методов, основанных на использовании коэффициента обмена, состоит в том, что неизвестны закономерности пространственных и временных изменений коэффициента обмена.

На основе теории подобия, разработанной А. С. Мониным и А. М. Обуховым, С. А. Китайгородский [63] получил метод расчета параметров слоя скачка, который дает возможность избежать использования коэффициентов турбулентного перемешивания. По этому методу основные характеристики термической структуры верхнего слоя рассчитываются по известным значениям скорости ветра, теплового баланса поверхности океана, параметра Кориолиса и показателя устойчивости.



Для толщины однородного слоя  $H_0$ , глубины максимального температурного градиента  $H_c$  и градиента температуры на горизонте  $H_c$  предложены выражения

$$H_0 = \varphi_1(v_*, \ \Omega, \ gB),$$
$$H_c = \varphi_2(v_*, \ \Omega, \ gB),$$
$$\frac{d\theta}{d\tau}(z = H_0) = \varphi_3(v_*, \ \Omega, \ gB)$$

здесь  $v_* = \sqrt{\frac{\tau_a}{\rho_w}}$ ;  $\tau_a$  — тангенциальное напряжение ветра у поверхности моря;  $\rho_w$  — плотность вод;  $\Omega$  — параметр Кориолиса; Q — поток тепла через поверхность океана; gB — параметр плавучести.

Из соображений размерности найден переход к безразмерным универсальным функциям  $\varphi_4$ ,  $\varphi_2$ ,  $\varphi_3$ , вид которых может быть определен на основе анализа экспериментальных данных. В рамках этой теории Б. Н. Филюшкиным [117] были получены расчетные зависимости толщины однородного слоя и значений вертикальных градиентов температуры воды в северной части Тихого океана для отдельных месяцев.

С. А. Китайгородский и Ю. З. Миропольский [64], используя уравнение баланса тепла в деятельном слое, создали нестационарную модель. Годовой ход толщины квазиоднородного слоя рассчитывается при заданном потоке тепла через поверхность океана и температуре поверхности. Адвективные процессы не учитываются. Интегральный подход, используемый в этой модели, позволяет исключить из рассмотрения коэффициенты турбулентного обмена.

Выражение для расчета толщины квазиоднородного слоя (согласно гипотезе о полностью «запирающем» термоклине) имеет вид

$$H = H_D - (H_D - H_0) \left( \frac{\theta_s - \theta_D}{\theta_s (t=0) - \theta_D} \right)^{\frac{1-\alpha}{\alpha}},$$

где  $H_D$  — толщина деятельного слоя;  $\theta_S$  — температура поверхности моря;  $\theta_D$  — температура на нижней границе деятельного слоя;  $\alpha = \int_{0}^{1} \xi(\eta) d\eta$  (здесь  $\xi$  и  $\eta$  — безразмерные переменные,  $\xi = \frac{\theta_S - \theta(z, t)}{\theta_S - \theta_D}$ ,  $\eta = \frac{z - H(t)}{H_D - H(t)}$ ).

Расчеты годового хода квазиоднородного слоя по данным судна погоды «P» в Тихом океане дали удовлетворительный результат.

4\*

Недостатки этой модели — задание двух термических характеристик на поверхности океана (температура и поток тепла) и неявная форма учета действия ветра — были устранены Ю. З. Миропольским в работе [85]. Поскольку методы расчета суммарного потока тепла через поверхность океана недостаточно совершенны и дают определенные погрешности, эта величина не задается, а определяется в ходе решения задачи. Для учета влияния динамических факторов вводится уравнение баланса турбулентной энергии, проинтегрированное в верхнем квазиоднородном слое. Адвекция и в этой модели не учитывается; рассматривается нестационарный процесс распространения тепла по вертикали.

Для расчета толщины квазиоднородного слоя *H* и потока тепла *Q* получены выражения

$$H\frac{dH}{dt} + \frac{(2\alpha - 1)}{2\alpha} \left[ \frac{1}{\theta_{S} - \theta_{D}} \frac{d\theta_{S}}{dt} \right] H^{2} + \frac{1 - \alpha}{\alpha} H_{D} \left[ \frac{1}{\theta_{S} - \theta_{D}} \frac{d\theta_{S}}{dt} \right] H - \frac{(1 - \delta) G}{\alpha (\theta_{S} - \theta_{D})} = 0,$$
$$\frac{Q}{c_{p} \theta} = \frac{1}{2} \frac{d\theta_{S}}{dt} H + \frac{(1 - \delta) G}{H};$$

здесь G — приток энергии от ветра;  $\alpha$  и  $\delta$  — эмпирические параметры.

Модельные расчеты годового хода характеристик квазиоднородного слоя проводились по наблюдениям судна погоды «Р» при подборе некоторых постоянных, характерных для колебаний температуры поверхностного слоя океана. В качестве исходной информации использовались данные о температуре воды поверхностного слоя и скорости ветра. Получено удовлетворительное совпадение рассчитанных и фактических значений толщины верхнего квазиоднородного слоя и потока тепла через поверхность. Наибольшие расхождения обнаружены для зимних месяцев. Объясняется это тем, что энергетический баланс турбулентной энергии в пределах нестационарного квазиоднородного слоя описывается в квазистационарном приближении. Это допущение более приемлемо для изхарактеристик квазиоднородного слоя в теплую часть менений года, когда основными источниками турбулентной энергии являются волны и дрейфовые течения. Для условий свободной конвекции приближение квазистационарности приводит к ошибкам в расчете.

Модель расчета толщины изотермического слоя в океане, предложенная В. И. Калацким [56], в принципе позволяет из решения системы уравнений для квазиоднородного слоя и сезонного термоклина находить и толщину изотермического слоя, и его температуру. Такой подход наиболее целесообразен при создании моделей с целью их использования для прогнозов характеристик изотермического слоя. В качестве дополнительного условия на границе раздела между слоями принято условие обращения в нуль количества турбулентной энергии. Это положение хорошо подтверждается натурными данными: большие градиенты температуры и плотности служат препятствием для проникновения энергии турбулентности ниже слоя скачка. Модель применяется для долгосрочного прогноза температуры верхнего перемешанного слоя и его толщины и подробнее будет рассмотрена в разделе 5.2. Рассмотрим здесь результаты ее применения для краткосрочных расчетов толщины однородного слоя. Формула для расчета величины *H* имеет вид

$$H = H_0 + \frac{\alpha - Q/\Phi(H, v)}{H_0} \Delta t;$$

здесь H — толщина однородного слоя;  $H_0$  — толщина однородного слоя на предыдущем временном шаге;  $\alpha$  — параметр модели;  $\Delta t$  — шаг интегрирования по времени.

Исходными данными послужили наблюдения на судне погоды «Р».

По заданной скорости ветра и потоку тепла через поверхность океана получен ход во времени толщины слоя *H*. Сравнение рассчитанных значений с фактическими показало, что модель дает возможность получить основные особенности короткопериодных изменений толщины изотермического слоя. Расхождения, по-видимому, можно объяснить влиянием адвекции. Ограничения применения данной модели связаны с такими ситуациями, когда наблюдаются слабые ветры и большая толщина однородного слоя.

Большинство математических моделей предложено для расчета сезонного хода характеристик термической структуры. Кратковременные изменения в меньшей степени поддаются количественному описанию. Поэтому расчеты за короткие промежутки времени представляют особый интерес.

Е. С. Нестеров [88], используя одномерную модель сезонного термоклина, предложенную Тернером и Крауссом [118], произвел расчет толщины однородного слоя океана на срок 3—5 суток (по данным судна погоды «Р»).

Изменение толщины квазиоднородного слоя согласно [118] может быть определено из выражения

$$\lambda \frac{dH}{dt} = \frac{1}{(T_s - T_z)} \left[ 2(G - D) - Q \right];$$

здесь λ — обобщенная функция Хэвисайда

$$\lambda = \left(\frac{dH}{dt}\right) = \begin{cases} 1 \text{ при } \frac{dH}{dt} > 0, \\ 0 \text{ при } \frac{dH}{dt} < 0; \end{cases}$$

 $T_s$  — температура квазиоднородного слоя;  $T_z$  — температура ниже однородного слоя; G — приток кинетической энергии от ветра;

*D* — интегральная диссипация энергии турбулентности в однородном слое; *Q* — поток тепла на поверхности океана.

В качестве исходной информации использовались начальное распределение температуры воды по вертикали, прогноз скорости ветра и потока тепла через поверхность океана на период расчета. Общий результат расчета получен положительный. К недостаткам модели следует отнести сложность определения важного параметра модели — температуры воды ниже однородного слоя. Кроме того, модель не позволяет рассчитать уменьшение толщины однородного слоя при ослаблении конвективно-ветрового перемешивания.

В. И. Ламанов [76] разработал практический способ расчета толщины квазиоднородного слоя и профиля температуры воды в Охотском море. Исходя из общих представлений о зависимости толщины слоя от определяющих факторов, Ламанов принимает ее прямо пропорциональной скорости ветра и обратно пропорциональной градиенту температуры воды в термоклине и потоку тепла через поверхность моря. Из-за отсутствия необходимой гидрометеорологической информации поток тепла через поверхность моря рассчитывается только по облачности и ветру.

Математические модели, подобные тем, о которых говорилось выше, могут быть использованы для составления прогнозов характеристик термической структуры лишь при использовании метеорологических прогнозов — температуры воздуха, скорости ветра, влажности и т. д. Но поле температуры в свою очередь влияет на погодные условия, и успешные прогнозы погоды невозможны без учета влияния океана. В последние годы в гидрометеорологических прогнозах развивается направление, основанное на учете взаимодействия океана и атмосферы.

Д. Л. Лайхтман и Б. А. Каган [75] предложили схему краткосрочного прогноза гидрологических характеристик, основанную на одновременном предвычислении метеорологических и гидрологических полей. Атмосфера и океан рассматриваются как единая система. На границе океан—атмосфера приняты условия непрерывности скорости, температуры и потоков количества движения, а также выполнения условия теплового баланса. В системе атмосфера—море выделяют четыре слоя: свободная атмосфера, пограничные слои атмосферы и моря и глубинные слои моря. Для обоих пограничных слоев находится совместное решение уравнений.

Для предвычисления температуры воды поверхностного слоя океана, а также скорости течения и элементов волн предложена следующая схема расчета. Расчеты начинают вести со свободной атмосферы. В этом слое вычисляются в первом приближении метеорологические характеристики. Затем эти характеристики, а также радиационный баланс и начальные поля температуры, плотности и градиентных течений в море используются для расчета значений коэффициентов турбулентности в пограничном слое атмосферы. Коэффициенты турбулентности и скорость геострофического ветра служат для расчета вертикальной скорости. Второе приближение метеорологических характеристик находят с учетом вертикальной скорости. Далее повторяют операции расчета гидрологических и метеорологических характеристик. Критерием точности расчета служит заданная наперед ошибка геопотенциала в каждой точке сеточной области. Последнее приближение метеорологических характеристик в свободной атмосфере и начальное распределение температуры и солености воды используются для расчета температуры воды, скорости поверхностного течения и элементов волн.

Характер связи между температурными колебаниями в системе океан—атмосфера исследован недостаточно. В частности, нуждается в оценке роль радиационных и адвективных факторов. Исследования, выполненные Ю. Д. Реснянским [92], показали, что колебания притока солнечной радиации к системе пограничных слоев океана и атмосферы обусловливают нестационарный характер их взаимодействия. Влияние радиационного притока тепла сравнимо с турбулентным теплообменом на границе раздела вода—воздух. Наблюдаемые в океанах особенности температурных изменений в значительной степени зависят также от горизонтальной адвекции тепла.

Показано, что горизонтальная неоднородность термических характеристик, обусловленная разными условиями формирования воздушных масс над материками и водных масс в области западных пограничных течений, оказывается существенной для колебаний годового хода температуры на расстоянии 3—4 тыс. км от берега. Полученные результаты приводят к выводу, что и радиационный приток тепла, и горизонтальная неоднородность играют важную роль в формировании нестационарного термического режима пограничных слоев океана и атмосферы. Эти слои необходимо рассматривать как единую термодинамическую систему.

## 3.2. Расчет температуры воды в слое конвективного перемешивания

Расчет температуры воды в период осенне-зимней конвекции облегчается тем обстоятельством, что из многих факторов, обусловливающих изменения температуры воды, наибольший вес приобретают потери тепла через поверхность океана. Поэтому по крайней мере для малоадвективных районов схема прогноза строится на учете лишь этого фактора.

В холодную часть года происходит интенсивный теплообмен между океаном и атмосферой. Температура воды в этот период в средних широтах выше температуры воздуха, что способствует развитию свободной конвекции и в атмосфере, и в океане. Нагретый воздух поднимается вверх, на его место опускается более холодный воздух, который тоже прогревается, и, таким образом, даже при отсутствии ветра этот процесс может продолжаться. В воде также происходит процесс обмена: вследствие охлаждения плотность верхних слоев воды увеличивается, они опускаются, и на их место поднимаются нижние, более теплые, воды.

Тепло из океана в атмосферу передается в основном за счет испарения и турбулентного теплообмена и в меньшей степени за счет лучистого обмена. В отдельных районах океана, например в Гольфстриме, затраты тепла на испарение зимой могут достигать 1 ккал/(см<sup>2</sup> · сут). Интенсивное испарение приводит к увеличению солености, а следовательно, и плотности вод поверхностного слоя и, таким образом, конвекция охлаждения дополняется конвекцией осолонения. Под действием конвективного перемешивания в верхнем слое океана создается гомотермия. Толшина верхнего однородного слоя увеличивается и к концу зимы достигает наибольшего значения. Кроме свободной конвекции, в это же время происходит сильное перемешивание под влиянием осеннезимних штормов. Осенью глубина ветрового перемешивания сравнима с глубиной конвективного перемешивания, и при расчетах температуры воды нужно учитывать оба процесса.

Температура воды в слое конвективного перемешивания и глубина перемешивания зависят от многих факторов: степени охлаждения поверхностного слоя океана, начального распределения температуры и солености, переноса тепла и солей течениями. Для тех районов, где роль адвекции невелика, температуру воды в слое конвективного перемешивания рассчитывают по значению потерь тепла через поверхность моря. Основы метода расчета температуры воды в слое конвективного перемешивания и глубины конвекции были разработаны Н. Н. Зубовым [50]. Довольно подробно условия возникновения и развития конвекции, ее особенности в разных районах океанов описаны в монографии Н. П. Булгакова [25]. Численный метод расчета конвекции в арктических морях, разработанный Ю. П. Дорониным [40], применяется для долгосрочных прогнозов.

Исследования конвекции в морях и океанах позволили выяснить характерные особенности этого процесса в разных физикогеографических условиях [37, 47, 84, 99, 108].

Как правило, практические методы расчета и прогноза глубины конвективного перемешивания основаны на учете потерь тепла через поверхность океана. В качестве начальных условий принимаются или данные наблюдений в период, предшествующий расчету, или средние многолетние характеристики.

При расчете температуры воды в период осенне-зимнего охлаждения неизвестными оказываются две величины: температура воды и глубина конвекции. Вместе с понижением температуры поверхностного слоя растет глубина конвекции. Изменение теплосодержания столба воды в слое конвективного перемещивания за некоторый промежуток времени записывается так:

$$\Delta Q_H = c \rho H_1 \Delta t_{w_1},$$

где  $\Delta t_{w_1}$  — изменение температуры воды в слое конвективного перемешивания за первый расчетный период;  $H_1$  — средняя глубина перемешивания за расчетный период; c — теплоемкость воды; o — плотность воды.

Изменение теплосодержания определяется по значению потерь тепла через поверхность за этот же период.

Для расчета потерь тепла через поверхность  $Q_{\pi}$  в холодную часть года Я. А. Тютневым [113] предложен упрощенный способ, который позволяет ограничиться информацией только о разности температур воздуха и воды  $(t_a - t_w)$ :

$$Q_{\mathrm{n}} = a \left( t_a - t_w \right) + b; \tag{16}$$

здесь а и b — эмпирические коэффициенты.

Изменения температуры воды за первый период определяются как

$$\Delta t_{w} = \frac{\Delta Q_{H}}{c \rho H_{1}},$$

с и о принимаются равными 1.

Тогда температура воды к началу второго периода определится как

$$t_{w_2} = t_{w_1} - \Delta t_{w_1}.$$

Конвективное перемешивание в результате понижения температуры воды от  $t_{w_1}$  до  $t_{w_2}$  приводит к увеличению глубины перемешивания от  $H_1$  до  $H_2$ . Значение  $H_2$  можно определить, сравнивая распределение по вертикали условного удельного объема (или плотности), найденного по температуре воды  $t_{w_2}$  и солености смешения  $S_{\text{пер.}}$  с его начальным распределением.

После определения температуры и глубины перемешивания на начало второго периода таким же способом ведут последовательно расчет для второго, третьего и т. д. периодов. К началу *n*-го периода температура воды определится как

$$t_{w_n} = t_w - \frac{\Delta Q_1}{H_1} - \frac{\Delta Q_2}{H_2} - \frac{\Delta Q_3}{H_3} - \dots - \frac{\Delta Q_{n-1}}{H_{n-1}}, \qquad (17)$$

где  $\Delta Q_1, \ldots, \Delta Q_n$  — потери тепла за соответствующий период.

При этом способе расчета делаются следующие допущения:

1) в течение каждого из отрезков времени, на которые делится весь период охлаждения, сохраняется начальная глубина перемешивания и изменение ее происходит скачкообразно в конце каждого расчетного интервала времени;

2) при расчете потерь тепла через поверхность моря берется температура воды на начало каждого периода.

Чтобы эти допущения не привели к большим ошибкам в расчетах температуры воды, рекомендуется, чтобы расчетные интервалы не превышали 10 дней. Если же происходит резкое изменение глубины перемешивания (например,  $H_1 = 50$  м, а  $H_2 = 100$  м), расчет температуры воды следует производить через некоторые промежуточные, более короткие промежутки времени, чтобы точнее определить даты изменения глубины конвективного перемешивания.

Таким способом можно проводить расчеты лишь при наличии исходных глубоководных наблюдений над температурой воды и соленостью. Если расчеты вести последовательно до того момента, когда температура воды понизится до температуры замерзания, соответствующей данной солености, то указанный способ может быть использован для расчета положения кромки льда [125]. Для расчетов в мелководных районах, например в северной части Каспийского моря, где в осенний период перемешивание достигает дна, за глубину перемешивания принимается глубина места, и расчеты упрощаются.

Расчеты температуры воды в слое конвективного перемешивания в Атлантическом океане [99] и температуры воды и кромки льда в Охотском [95], Баренцевом [82] и Каспийском морях [125], выполненные в Гидрометцентре СССР, показали, что этот метод может успешно применяться в тех районах, где адвекция невелика. При отсутствии глубоководных наблюдений в начальный период расчеты температуры воды можно вести или с учетом среднего многолетнего значения глубины конвективного перемешивания, или пользуясь эмпирическими связями между аномалиями температуры воды и воздуха [99]. Для учета сезонного изменения глубины конвективного перемешивания (ее роста от октября к марту) аномалии температуры воды и воздуха сопоставлялись отдельно для каждого месяца. По данным судов погоды в северной части Атлантического океана получены уравнения вида

$$\Delta t_{w} = k \,\Delta t_{a}; \tag{18}$$

здесь  $\Delta t_w$  — аномалия температуры воды;  $\Delta t_a$  — аномалия температуры воздуха; k — коэффициент, являющийся функцией глубины конвективного перемешивания.

При сравнении значений коэффициентов k для различных месяцев (октябрь—март) обнаружилась его зависимость от глубины конвективного перемешивания: чем больше H, тем меньше k, т. е., иными словами, при одних и тех же значениях  $\Delta t_a$  значения  $\Delta t_w$ будут в конце зимы меньше, чем в начале, когда глубина перемешивания сравнительно невелика.

Поскольку глубина конвективного перемешивания зависит от потерь тепла через поверхность океана  $Q_{\pi}$ , то k можно найти в зависимости от  $Q_{\pi}$ 

$$k = f(Q_{\mathfrak{n}}). \tag{19}$$

Эмпирические коэффициенты в формулах (18) и (19) позволяют учесть среднее значение глубины конвективного перемешивания.

Для расчетов температуры воды в слое конвективного перемешивания при отсутствии исходных данных о вертикальном рас-

пределении температуры воды можно использовать также предварительно составленные карты глубин перемешивания, соответствующие определенным значениям температуры волы на поверхности. Такие карты Г. Н. Милейко построил для северных частей Атлантического и Тихого океанов [83, 84]. Для этой цели им были использованы глубоководные наблюдения, выполненные на гидрологических разрезах советскими и иностранными судами в период максимального теплонакопления (июль-сентябрь) за 1947-1960 гг. При этом он основывался на следующих допушениях. Так как плотность и глубина однородного слоя рассчитываются по температуре воды и солености, то в каждой точке океана глубина и температура перемешанного слоя связаны друг с другом. Там. где влиянием адвекции можно пренебречь, одной и той же температуре воды будет соответствовать определенная глубина конвекции.

Предполагается, что такое соотношение для данного пункта остается неизменным от года к году.

Милейко рассчитал глубины конвективного перемешивания для интервалов понижения температуры воды в 1°С с максимальных до минимальных значений температуры поверхности. При этом температура воды поверхностного слоя предполагалась равной температуре перемешанного слоя.

С помощью карт глубин конвективного перемешивания можно вести расчет температуры воды по схеме (17). Потери тепла через поверхность океана определяются с помощью упрощенного метода [113] по разности температур воды и воздуха. Температура воды определяется в начале каждого расчетного интервала времени по фактическим данным: при расчете на несколько интервалов для каждого последующего используется рассчитанная температура воды. Температура воздуха берется из метеорологического прогноза. Таким методом можно составлять прогнозы не только с задней, но и долгосрочные с заблаговреблаговременностью 5 менностью один месяц. Практика составления таких прогнозов в Гидрометцентре показала, что их оправдываемость составляет более 90%.

Математическая формулировка задачи о расчете температуры и глубины перемешивания в период охлаждения моря была дана В. А. Цикуновым [121—123] Он рассматривает ту же схему конвективного перемешивания, что и Н. Н. Зубов. Задача решалась при условии отсутствия ветрового перемешивания и адвекции тепла и солей. Принимается, что увеличение плотности при осеннезимнем охлаждении моря обусловлено только суммарным эффектом охлаждения, вызванным потерями тепла через поверхность и осолонением за счет испарения. Конвекция проникает до того горизонта, ниже которого плотность больше, чем в верхнем перемешанном слое; вертикальный обмен в слоях воды, лежащих ниже верхнего перемешанного слоя, отсутствует. При таких допущениях найден графоаналитический способ решения уравнений, связывающих глубину перемешивания, температуру, соленость, плотность,

толщину испарившегося слоя воды и потери тепла через поверхность моря.

Этим методом пользовались для расчетов по средним многолетним данным [37, 108]. С точки зрения возможности его использования для прогнозов температуры воды представляют интерес расчеты, выполненные по материалам наблюдений за конкретные годы [87]. Использованы материалы наблюдений на судах погоды «Р» в Тихом океане и «Е» в Атлантическом. Автор пришел к выводу, что лучший результат метод дает для субтропической области океана и субполярной, когда теплоотдача больше нормы. При



Рис. 21. Номограмма для расчета фактора конвективного перемешивания  $M_c$  [39].  $t^{\circ}F=1,8t^{\circ}C+32^{\circ}, 1 \text{ фут}=0,305 \text{ м.}$ 

анализе результатов, полученных для разных температурных профилей, выяснилось, что метод более применим для тех случаев, когда градиенты температуры в слое скачка в период наибольшего теплонакопления невелики.

✓ В работе Джеймса [39] предлагается способ расчета глубины конвективного перемешивания, основанный на учете потерь тепла поверхностью моря, начальной глубины перемешивания и градиента температуры, который характеризует устойчивость:

$$H_{f}^{2} = H_{0} + \frac{2Q_{L}}{c_{n^{p}}\Delta t}; \qquad (20)$$

здесь  $H_0$  и  $H_f$  — глубина изотермического слоя в начале и конце расчетного периода;  $c_p$  — удельная теплоемкость воды;  $\rho$  — плотность воды;  $\Delta t$  — градиент температуры на глубине, до которой происходит перемешивание.

Выражение  $\frac{2Q_L}{c_p \rho \Delta t} = M_c$  названо фактором конвективного пе-

ремешивания.

Расчет глубины  $H_f$  производится двумя этапами: рассчитывается величина  $M_c$ , а затем по  $M_c$  и  $H_0$  рассчитывается  $H_f$ .

Чтобы рассчитать  $M_c$ , необходимо знать потери тепла и вертикальный градиент на глубине, до которой происходит перемешивание (рис. 21). Для расчета величины H используется другая номограмма (рис. 22). При таком способе расчета учитывается лишь





#### 1 фут=0,305 м.

градиент температуры воды, а градиентом солености пренебрегают. Если же влияние солености существенно, то рекомендуется вводить поправку на соленость. Причем при отсутствии надежной информации о солености можно вводить средние поправки, установленные для тех районов, для которых составляется прогноз. Поправки на соленость вводятся в виде фиктивного градиента температуры, который компенсирует изменение плотности, вызванное градиентом солености. На рис. 23 дается пример для трех градиентов солености: малого, среднего и большого. По температуре воды и градиенту солености на оси абсцисс находят поправку к градиенту температуры воды, которая должна компенсировать влияние солености. Исправленный на эту величину градиент  $\Delta f$ используется затем для определения по номограмме (рис. 21) фактора перемешивания  $M_c$ . Характеристика градиента солености (малый, средний, большой) получается на основе анализа распределения солености в каждом исследуемом районе за прошедшее время. Для каждого района и для каждого сезона устанавливается среднее значение градиента солености, которое затем и используется при расчетах поправки на соленость.

Расчет глубины конвективного перемешивания описанным способом можно проводить в следующем порядке:

1) по данным наблюдений получить фактические значения начальной глубины перемешивания  $H_0$  и градиента температуры  $\Delta t$ на этой глубине;

2) найти поправку на соленость с помощью номограммы;





1 — малая соленость, 2 — средняя, 3 — значительная. t°F=1,8t°C+32°, 1 фут=0,305 м.

3) рассчитать величину  $Q_L$ , ввести поправку на соленость в величину  $\Delta t$  и определить с помощью номограмм величину  $M_c$ ;

4) по номограмме найти глубину конвективного перемешивания.

Левасту [77] глубину перемешанного слоя предлагает рассчитывать по изменению температуры воды на поверхности в период, предшествующий составлению прогноза, и вертикальному градиенту температуры в слое 200 м:

$$\Delta H = \frac{\Delta t_0}{t_{012} - t_{200}};$$

здесь  $\Delta H$  — изменение глубины перемешанного слоя за счет конвекции;  $\Delta t_0$  — изменение температуры поверхности моря за последние 12 ч;  $t_{0_{12}}$  — температура поверхности моря за предшествующий срок, отстоящий от данного на 12 ч;  $t_{200}$  — температура на глубине 200 м. Способ прогноза толщины изотермического слоя океана в пе-V риод охлаждения, разработанный З. К. Абузяровым [2], основан на учете интенсивности охлаждения поверхностных вод и начального теплонакопления. За показатель охлаждения принята разность между температурой воды в период максимального теплонакопления  $t_{w_0}$  и температурой воды в момент составления прогноза  $t_w$ 

$$\Delta t_{w} = t_{w_{0}} - t_{w}.$$

Для выявления связи глубины конвективного перемешивания с этими двумя факторами по материалам наблюдений на судне погоды «Р» в Тихом океане были построены графики за различные годы (рис. 24). Для каждого года получилась своя кривая.



Рис. 24. Толщина изотермического слоя в отдельные годы [2]. 1-1957 г.; 2-1958 г.; 3-1959 г.; 4-1961 г.; 5-1962 г.; 6-1963 г.; 7-1964 г.; 8-1965 г.

Отрезки, отсекаемые ими на оси ординат, соответствуют начальным значениям толщины изотермического слоя. Из рис. 24 видно, что в начальный период увеличение *H* идет медленнее. Это, повидимому, объясняется различной стратификацией вод в начале периода охлаждения и в его конце. Большие вертикальные градиенты температуры воды в начальный период охлаждения тормозят процесс конвекции. Увеличение толщины верхнего перемешанного слоя и уменьшение вертикальных градиентов приводят к ускорению конвекции. Например, понижение температуры на 1° в начале периода охлаждения приводит к увеличению глубины перемешивания на 6 м, а в конце — на 20 м.

#### 3.3. Расчет глубины ветрового перемешивания

Непосредственной причиной так называемого ветрового перемешивания в верхнем слое океана является действие ветровых волн и дрейфовых течений. Но, поскольку оба эти процесса вызваны ветром, то этот вид перемешивания принято называть ветровым.

В отечественной и зарубежной литературе опубликовано много методов расчета толщины перемешанного слоя по скорости ветра. В некоторых работах представлены обобщенные графики, на которых нанесены линии связи толщины перемешанного слоя со скоростью ветра H = f(V), полученные разными авторами. Эти кривые отличаются друг от друга довольно значительно. Одной и той же скорости ветра соответствуют разные значения толщины перемешанного слоя. Различие объясняется не только тем, что нельзя получить универсальную формулу, учитывая только один фактор — скорость ветра, но и сложностью определения толщины однородного слоя, так как он не всегда бывает выражен достаточно отчетливо.

Существенное влияние на толщину перемешанного слоя оказывает устойчивость вод. Чем больше вертикальные градиенты температуры воды и солености в слое скачка, тем меньше будет эффект от действия динамических факторов — волнения и течений. На рис. 1 можно видеть, что шторм одной и той же силы приводит к перемешиванию до бо́льших глубин в тех случаях, когда градиенты в слое скачка невелики. При больших градиентах даже действие штормовых ветров не приводит к увеличению толщины верхнего однородного слоя. Из-за отсутствия наблюдений над соленостью обычно для характеристики устойчивости ограничиваются учетом градиентов температуры на верхней границе слоя скачка.

При разработке практических методов расчета и прогноза глубины ветрового перемешивания невозможно непосредственно учесть все факторы, поэтому некоторые из них учитывают или косвенно (вводя эмпирически подобранные параметры), или вводят средние многолетние характеристики (например, градиенты солености, поправки на дивергенцию и конвергенцию).

Джеймс [39] на основе работ Неймана, Левасту и Мажейки предлагает рассчитывать глубину ветрового перемешивания сучетом так называемого фактора ветрового перемешивания  $M_w$ . Величина  $M_w$  находится в зависимости от характеристик волновых условий. Достаточно хорошим показателем перемешивания авторы считают произведение высоты волны (h) на период волны с максимальной энергией ( $T_{max}$ )

$$M_{\varpi} = hT_{\max}.$$

Поскольку характеристики волнения зависят от скорости ветра, его продолжительности и разгона, то для удобства расчета величина  $M_w$  представляется в зависимости от этих параметров (рис. 25). В основу расчетов положен метод Пирсона, Неймана, Джеймса. Номограмма построена при условии, что в начальный момент времени наблюдался штиль. Если к моменту составления прогноза уже действовал ветер, то вводится соответствующая поправка. Сложность расчета  $M_w$  указанным способом заключается в том, что трудно определить время, в течение которого произошло перемешивание. Например, при ветре со скоростью 50 узлов и продолжительности 2 ч и при ветре 16 узлов и продолжительности 7 ч перемешивание достигнет разных глубин, хотя в обоих случаях  $M_w = 30$ . Результаты эмпирических исследований дают следующие ориентировочные значения продолжительности ветрового перемешивания до условий стабилизации: при умеренных ветрах — 12 ч, при сильных — 24 ч. При расчетах следует иметь в виду и такое обстоятельство, что если к моменту составления прогноза перемешивание достигло большей глубины, чем дает расчет на время действия прогноза, то трудно себе представить, чтобы за это время произошло уменьшение глубины перемешивания.

Влияние на перемешивание пологих волн зыби значительно меньше, чем ветровых волн. Если бы зыбь не сопровождалась вет-



Рис. 25. Номограмма для расчета фактора ветрового перемешивания  $M_w$  [39].

ровыми волнами, то можно было бы говорить от отсутствии такого влияния. Но обычно одновременно с зыбью наблюдаются и ветровые волны, и процесс перемешивания продолжается. Для расчета глубины перемешивания в этом случае рекомендуется брать уменьшенную величину  $M_w$ : для зыби, образовавшейся в области разгона, берется 5% величины  $M_w$  при ветровом волнении, а для зыби, пришедшей из района шторма («мертвой зыби»),— 25%  $M_w$ .

Зная величину  $M_w$  и характеристику устойчивости вод, можно рассчитать глубину перемешивания по формуле

$$H = \frac{k_1}{\Delta t} \left(1 - e\right)^{-k_2 \Delta t M_{w}}; \tag{21}$$

здесь  $k_1$  и  $k_2$  — константы;  $\Delta t$  — градиент температуры в °F/100 футов в наиболее близком к поверхности термоклине;  $M_w$  — фактор ветрового перемешивания. Номограмма, представленная на рис. 26,

5 Зак. № 298

дает возможность графически определять величину *H*. Описанный способ позволяет учитывать влияние устойчивости только по градиенту температуры воды, без учета градиента солености. Влияние солености можно оценить лишь приближенно для средних условий в каждом отдельном районе, так же как это делалось при расчете конвективного перемешивания. Гораздо труднее по сравнению с развитием ветрового перемешивания оценивать влияние его затухания. В некоторых случаях после действия сильных ветров перемешанный слой сохраняет свою толщину в течение длительного времени, а иногда происходит его подъем. Причины





t°F=1,8t°C+32°, 1 фут=0,305 м.

уменьшения толщины перемешанного слоя могут быть разные: адвекция, сильный прогрев на поверхности и фактически образование нового перемешанного слоя. Поскольку затухание не определяется количественно, то прогнозист должен проанализировать, имеются ли условия, благоприятные для затухания. И если можно ожидать этот процесс, то надо ввести некоторую среднюю поправку. Величина ее в большинстве случаев не будет превышать 20% изменения глубины перемешивания. Действовать этот процесс начнет не ранее, чем через 24 ч.

Последовательность составления прогноза глубины слоя ветрового перемешивания такова:

1) составить прогноз ветра и определить фактор перемешивания (рис. 25). Если наблюдается значительная зыбь, то ввести поправку на влияние зыби; 2) найти градиент температуры верхнего термоклина и последующих, если существует многослойность;

3) оценить градиент солености, средний для района, с помощью данных за прошлый период;

4) оценить возможность существования конвергенции — дивергенции и, если требуется, исправить градиент температуры. Поправка для учета этого сложного явления вводится довольно субъективно. При определении глубины перемешанного слоя по графику на рис. 26 для случая конвергенции, где можно ожидать заглубления термоклина, должна использоваться кривая, соседняя верхняя с той, которая соответствует рассчитанному градиенту. В случае дивергенции должна использоваться кривая, лежащая ниже соответствующей величины. Например, для  $\Delta t =$ = 7°F/100 футов для условий конвергенции надо пользоваться кривой, соответствующей значению  $\Delta t = 6°F/100$  футов, а для условий дивергенции — 9°F/100 футов;

5) с помощью рис. 26 установить глубину перемешанного слоя как функцию  $\Delta t$  и  $M_w$ ;

6) определить новую глубину перемешанного слоя и сравнить рассчитанную с фактической.

√Способ расчета толщины слоя волнового перемешивания, разработанный З. К. Абузяровым [1], основан на учете высоты ветровых волн. Выбор этой характеристики целесообразен как с физической, так и с практической точки зрения. Благодаря тому что в настоящее время составляются оперативные прогнозы высот волн в океанах и морях, эти данные могут быть использованы для прогноза толщины слоя волнового перемешивания. При получении расчетной формулы автором [1] в качестве исходных данных использовались наблюдения на судах погоды. Случаи чисто ветрового волнения отбирались по методу Ю. М. Крылова, установившего теоретическим путем связь между ветром, высотой и периодом волн. Соблюдалось условие существенно положительного теплового баланса, который обусловливал повышение температуры воды в верхнем перемешанном слое океана. Случаи понижения температуры воды в расчет не принимались, чтобы избежать влияния конвективного перемешивания.

Уравнение связи толщины слоя волнового перемешивания *H* с высотой волны *h* имеет вид

$$H = 10,15h + 2,6. \tag{22}$$

При составлении прогноза величины *H* возможны два подхода: 1) воспользоваться прогностическими значениями высот волн или 2) найти *H* как функцию волнообразующих факторов (скорости ветра, продолжительности его действия и разгона).

Второй подход более удобен для оперативной работы. Толщина слоя волнового перемешивания рассчитывается по номограмме, построенной на основе расчета высоты волны на глубоком море по методу В. В. Шулейкина. С помощью этой номограммы можно по скорости ветра, его продолжительности и разгону

5\*

67

определить толщину слоя волнового перемешивания с учетом ее предельного значения ( $H_{\infty}$ ). Величина  $H_{\infty}$  определяется для заданной скорости ветра при неограниченном времени действия и разгоне как

$$H_{m} = 0,208V + 2,6. \tag{23}$$

Это соотношение получено на основе формулы Шулейкина для расчета предельной высоты волны  $h_{\infty} = 0.0205V^2$ .

При расчете величины H прежде всего определяют, не превышает ли начальное значение  $H(H_0)$  толщину слоя, рассчитанную по формуле (22). Если  $H_0 \gg H_{\infty}$ , но в период действия прогноза ожидается преобладание притока тепла над потерями, то следует ожидать образования нового слоя ветрового перемешива-



Рис. 27. Номограмма для расчета глубины волнового перемешивания [1].

ния. Толщина этого слоя рассчитывается без начальных условий. В том случае, если  $H_0 < H_{\infty}$ , следует ожидать увеличения толщины верхнего однородного слоя. Для расчета приращения Hвначале с помощью номограммы рис. 27 определяются эквивалентная продолжительность  $t_{3\kappa_B}$  и эквивалентный разгон  $x_{3\kappa_B}$ , необходимые для образования слоя толщиной  $H_0$ . К полученным значениям  $t_{3\kappa_B}$  и  $x_{3\kappa_B}$  прибавляется расчетный шаг по времени  $\Delta t$ и расстоянию  $\Delta x$  и определяются эффективная продолжительность  $t_{3\phi}$  и эффективный разгон  $x_{3\phi}$ . Затем по этим значениям с помощью номограммы определяются два значения толщины верхнего изотермического слоя  $H_t$  и  $H_x$  на момент прогноза. В качестве прогностического значения принимается меньшее значение H.

Левасту и Хела [77] также рекомендуют для расчета глубины ветрового перемешивания учитывать характеристики волнения и устойчивости:

$$H = 10h_c - k_1 \cdot 0, 1h_c^2,$$
$$k_1 = \frac{t_0}{t_{012} - t_{200}};$$

здесь H — глубина слоя, перемешанного за счет волнения;  $h_c$  — интегральная высота волны (наибольшее значение по результатам анализа за предыдущий или данный срок);  $k_1$  — коэффициент устойчивости слоя скачка;  $t_0$  — температура поверхности моря и  $t_{0_{\rm R}}$  — температура воды в момент составления прогноза и за предшествующий срок, отстоящий от данного на 12 ч;  $t_{200}$  — температура на глубине 200 м.

Известно, что конвергенция и дивергенция течений приводят к значительным колебаниям положения слоя скачка, иногда превышающим колебания за счет волнового перемешивания. Для учета этого явления Левасту предлагает рассчитанное поле глубин «смещать» вверх или вниз путем введения поправок на дивергенцию и конвергенцию. Поправки в каждом узле расчетной сетки вычисляются по формуле

$$\Delta H = (u_1 + u_3 - u_4 - u_2 + v_1 + v_2 - v_3 - v_4) \frac{H}{4L},$$

где  $\Delta H$  — изменение глубины перемешанного слоя за счет дивергенции течения; L — расстояние между узлами сеточной области;  $u_1, \ldots, v_1, \ldots$  — компоненты горизонтальной скорости поверхностных течений; H — начальная глубина.

Рассмотрим еще один способ расчета толщины верхнего изотермического слоя, который основан на связи между потоками тепла через поверхность и глубиной, на которую распространяется поглощенная поверхностью моря солнечная радиация [70]. Непосредственно в этом способе влияние волнового перемешивания не учитывается, но, поскольку уравнения находились по материалам фактических наблюдений, то можно говорить об учете некоторых средних ветровых и волновых условий путем введения эмпирических коэффициентов. Главное же внимание уделяется исследованию зависимости толщины изотермического слоя и средней глубины залегания слоя скачка от изменений теплосодержания, температуры воды на поверхности моря и температуры на нижней границе деятельного слоя. Изменение теплосодержания при отсутствии глубоководных наблюдений определяется по потокам тепла через поверхность. Предложено два варианта расчета в зависимости от имеющейся исходной информации, использующейся в качестве начальных условий:

1) начальные условия определяются из глубоководных наблюдений, проведенных в теплую часть года после того, как сформировался слой скачка;

2) в качестве начальных условий принимается температура воды на поверхности в период наибольшей теплоотдачи (февраль—март).

В период прогрева изменение теплосодержания деятельного слоя моря  $Q_H$  пропорционально значению суммарной солнечной радиации  $Q_{\odot}$ 

 $Q_{\odot} = k_S Q_{\odot}.$ 

По средним многолетним данным для Атлантического и Тихого океанов были построены карты распределения  $k_s$ . Для малоадвективных районов океана  $k_s$  оказалось равным 0,55. В качестве граничных условий принимаются фактическая температура воды на поверхности и средняя многолетняя температура воды на горизонте 200 м.



Толщину изотермического слоя  $H_0$  и среднюю глубину залегания слоя скачка  $H_c$  можно определить с помощью специальной номограммы, входными параметрами в которую служат: прирост теплосодержания ( $\Delta Q_H$ ), разность температуры воды на поверхности и на глубине 200 м ( $t_{w_0} - t_{w_{200}}$ ), а также разность температуры воды поверхности и средней температуры слоя ( $t_{w_0} - \bar{t}$ ) (рис. 28). В I квадранте номограммы помещены кривые, соответвующие определенным значениям  $t_{w_0} - t_{w_{200}}$ . По оси абсцисс отложены значения  $\Delta Q_H$ . Во II квадранте находятся прямые, соответ-

ствующие значениям  $t_{w_0} - \overline{t}$ . По оси абсцисс влево отложены значения средней глубины залегания слоя скачка H<sub>c</sub>. В III квадранте проведена кривая, характеризующая соотношение между верхней границей слоя скачка H<sub>0</sub> (совпадающей в большинстве случаев с нижней границей изотермического слоя) и средней глубиной слоя скачка. По оси ординат вниз отложены значения H<sub>0</sub>.

### 3.4. Об учете влияния адвекции тепла течениями

В этом разделе не ставится специальная цель дать обзор существующих методов расчета течений, а рассматриваются лишь те методы, которые применяются в нашей стране и за рубежом для прогноза температуры воды.

Учет адвекции тепла течениями — один из самых сложных вопросов при прогнозировании температуры воды. Для расчета изменений температуры, вызванных адвекцией, необходимо знать начальное трехмерное поле температуры и поле скорости течения. Тогда адвективные изменения температуры  $\frac{\Delta t_w}{\Delta \tau}$  можно опреде-

лить по формуле

 $\frac{\Delta t_w}{\Delta \tau} = \frac{\partial t_w}{\partial x} u_x + \frac{\partial t_w}{\partial y} u_y + \frac{\partial t_w}{\partial z} u_z,$ 

где  $\frac{\partial t_w}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial t_w}{\partial u}$ ,  $\frac{\partial t_w}{\partial z}$  - градиенты температуры воды;  $u_x$ ,  $u_y$ ,

и<sub>z</sub> — составляющие скорости течения; т — время. Но практически не известны ни пространственные градиенты температуры воды, ни поле скорости течений. Карты распределения температуры воды строятся в настоящее время лишь для поверхности океанов, поэтому можно говорить лишь о горизонтальном градиенте температуры воды на поверхности океана. Для нижележащих горизонтов из-за отсутствия достаточного количества информации такие карты построить нельзя, поэтому вертикальные градиенты не могут определяться регулярно. Что касается скоростей течений, то горизонтальные составляющие измеряются лишь эпизодически, а вертикальные не измеряются совсем, в то время как переносу тепла в вертикальном направлении принадлежит большая роль в изменениях температуры воды. Различие в значениях вертикальных и горизонтальных составляющих скоростей течений с избытком компенсируется различием в значениях соответствующих градиентов температуры воды. В результате произведение градиента температуры на составляющую скорости течений для вертикальной адвекции оказывается большим по сравнению с горизонтальной.

Если иметь в виду, что, помимо сведений о начальном распределении температуры и течений, при прогнозировании температуры воды необходим прогноз течений, который до настоящего

времени не составляется, то становится понятным, почему не используются непосредственные (прямые) способы прогноза адвективных изменений температуры воды, а применяются упрощенные схемы и косвенные методы.

Для расчета скорости дрейфовых течений довольно широкое распространение получила формула, связывающая скорость течения U и скорость ветра V:

$$U = \frac{kV}{V\sin\varphi}.$$
 (24)

Формула эта получена на основании выводов из теории Экмана. Значения ветрового коэффициента k, полученные разными авторами, отличаются в несколько раз, поэтому формула (24) имеет ограниченное применение.

Исследования связей дрейфовых течений с ветровым волнением позволили получить практически приемлемые способы расчета скорости течения [39, 71]. Волновой перенос водной массы, особенно значительный на стадии роста волн, дополняется вкладом в дрейфовые течения энергии разрушающихся волн (вклад «белых гребешков»). Общий вклад волнения в дрейфовые течения является существенным, и его нужно учитывать при расчетах течений. Поскольку дрейфовое течение развивается одновременно с ветровым волнением под действием одних и тех же факторов, то для расчета дрейфового течения можно использовать те же характеристики, что и для расчета волнения. Джеймс [39] для расчета дрейфовых течений предложил номограмму, построенную по эмпирическим данным (рис. 29). Входными параметрами в нее служат скорость ветра, продолжительность его действия и разгон. Предполагается, что, как и при развитии волнения, ограничивающим фактором может быть и продолжительность действия ветра, и разгон. Поэтому из двух факторов выбирают тот, который дает меньшее значение скорости течения. Этот способ расчета скорости течений применяется в США при прогнозе термической структуры в Атлантическом океане. В. С. Красюк и Е. М. Саускан [71] разработали способ расчета дрейфового течения по градиенту атмосферного давления. Скорость течения предполагается пропорциональной градиенту давления, причем ветровой коэффициент меняется с географической широтой. Принимается также, что скорость ветрового течения связана с крутизной и высотой волны, и полное развитие волнения и дрейфового течения достигается практически в одно и то же время. Направление течения совпадает с касательной, проведенной к изобаре в данной точке.

Помимо дрейфовых течений, на изменения температуры воды оказывают влияние и геострофические потоки. Использовать обычные методы расчета геострофических течений при прогнозе температуры воды не представляется возможным из-за недостаточной информации о солености. (Поэтому был предложен способ расчета скорости течений, основанный лишь на учете градиентов температуры воды [39]. Скорость течения рассчитывается с помощью соотношения

$$U = \frac{k}{t} \frac{dt}{dy};$$

здесь dt/dy — среднее значение разности температур на поверхности и на глубине 600 футов; k — постоянная; t — температура.

Для конкретных районов океана могут быть найдены локальные зависимости для определения скорости течения по градиентам температуры воды на поверхности. Для этой цели рекомендуется графический метод. При составлении прогноза по последней карте



Рис. 29. Номограмма для расчета дрейфовых течений [39].

распределения температуры воды на поверхности находят ее горизонтальный градиент и с ним входят в график (рис. 30) и находят скорость течения. График построен по фактическим материалам наблюдений, поэтому влияние солености учтено при его построении. Подобного рода графики могут применяться лишь для тех районов, для которых они построены.

В период осенне-зимней конвекции, когда в верхнем слое моря наблюдается гомотермия, для расчета адвекции тепла течениями можно ограничиться расчетом осредненной по вертикали скорости течения (полного потока). М. Г. Глаголева для расчета адвективных изменений температуры воды использовала уравнение

$$\frac{\partial t_{w}}{\partial t} = \overline{u} \frac{\partial t_{w}}{\partial l}, \qquad (25)$$

где  $\overline{u}$  — средняя скорость в слое H, для которого рассчитывается полный поток;  $\partial t_w/\partial l$  — горизонтальный градиент температуры в направлении течения.

Для определения скорости *u* строятся карты изолиний полных потоков. Составляющие полного потока связаны с функцией тока соотношением





Абсолютное значение полного потока определится нормальной производной функции потока, так как

$$S = \sqrt{S_x^2 + S_y^2} = \sqrt{\left(\frac{\partial \psi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \psi}{\partial y}\right)^2} = \frac{\partial \psi}{\partial n}.$$
 (27)

В результате скорость U может определяться как

 $U = \frac{S}{H} = \frac{1}{H} \frac{\Delta \psi}{\Delta n}, \qquad (28)$
тде H — глубина, ниже которой движение отсутствует;  $\Delta h$  — сторона квадратов, используемых при вычислении функции тока методом сеток. С карт распределения температуры воды снимаются значения градиента  $\partial t_w/\partial l$ , а затем по уравнениям (25) — (28) рассчитываются адвективные изменения температуры воды. Отсутствие надежных способов расчета и прогноза скоростей течений для конкретных ситуаций (с масштабом времени 1—5 суток), недостаток материалов наблюдений для проверки подобных схем заставляют прибегать к использованию косвенных методов.

В Гидрометцентре СССР Н. А. Белинским и М. Г. Глаголевой разработан метод косвенного учета влияния адвекции на изменения температуры воды [16, 17]. В качестве основного фактора, обусловливающего изменения температуры воды, рассматриваются характеристики атмосферной циркуляции. Поля атмосферного давления представляются аналитически с помощью рядов Чебышева и естественных составляющих. Основанием для такого способа учета адвекции послужили найденные по материалам наблюдений на многосуточных станциях связи между характеристиками поля атмосферного давления и скоростями течений, а также скоростями течений и изменениями температуры между волы.

Уравнения для прогноза течений в океане по полю атмосферного давления с учетом начальных условий, полученные Е. М. Саускан [96], имеют вид

 $u_{x_n} = a_1 u_{x_{n-1}} + a_2 A_{00_{n-1}} + a_3 A_{10_{n-1}} + \dots + a_m A_{ij_{n-1}} + c_1,$  $u_{y_n} = b_1 u_{y_{n-1}} + b_2 A_{00_{n-1}} + b_3 A_{10_{n-1}} + \dots + b_m A_{ij_{n-1}} + c_2,$ 

где  $u_x$ ,  $u_y$  — прогнозируемые значения составляющих скоростей течений;  $u_{x_{n-1}}$ ,  $u_{y_{n-1}}$  — начальные значения составляющих;  $a_i$  b — коэффициенты регрессии;  $A_{00}$  —  $A_{ij}$  — коэффициенты разложения поля атмосферного давления за (n-1) сутки.

При сопоставлении скоростей течений, измеренных на многосуточных станциях, с изменением температуры на этих же станциях обнаружились довольно тесные связи между ними. А. И. Каракаш [58] по наблюдениям в Гольфстриме и в экваториальной Атлантического океана обнаружил хорошую связь между зоне скоростью непериодических течений и температурой воды поверхностного слоя, а также между скоростью течения и глубиной залегания слоя скачка. Такого рода связи характеризуются коэффициентом корреляции 0,70-0,90. По данным многосуточных станций в других районах океана К. И. Смирнова показала [107], что существуют связи между скоростями течений и температурой воды на различных горизонтах. В некоторых случаях наиболее тесные связи обнаружены между температурой воды и вертикальными составляющими скоростей течений, которые рассчитывались из уравнения переноса тепла по известным значениям градиентов

75

температуры воды и горизонтальным составляющим скоростей течений.

Обнаруженные зависимости позволяют проследить последовательно связь между атмосферной циркуляцией, морскими течениями и адвективными изменениями температуры воды. Каждая из этих связей характеризуется довольно надежными статистическими критериями и в принципе может быть использована для прогноза. Однако использовать такого рода зависимости для прогноза температуры воды не всегда возможно, так как введение в уравнения вида  $t = f(u_x, u_y)$  предсказанных скоростей течений вносит дополнительные погрешности и снижает оправдываемость прогнозов температуры воды. К тому же рассчитывать влияние переноса тепла течениями в вертикальном направлении практически невозможно. Поэтому более целесообразно искать зависимость адвективных изменений температуры воды непосредственно от характеристики полей атмосферного давления над морем, которые обусловливают изменения как горизонтальной, так и вертикальной адвекции тепла в море. Способ учета влияния течений по полю атмосферного давления нашел применение как при прогнозе кратковременных изменений термической структуры, так и при прогнозе распределения температуры воды на поверхности Атлантического и Тихого океанов [35, 100-104].

Весьма распространенным способом определения адвекции тепла течениями служит сравнение фактического изменения теплосодержания столба воды и того изменения, которое произошло бы лишь в результате действия потоков тепла через поверхность океана. Если имеются глубоководные наблюдения над температурой воды и расчеты потоков тепла через поверхность океана достаточно надежны, этот способ может дать удовлетворительный результат. Примером такого рода расчетов может служить работа А. А. Круглова [73], выполненная для района Атлантического океана, находящегося на границе между Саргассовым морем и Гольфстримом. Наблюдения над термической структурой верхнего слоя океана в течение 8 дней с дискретностью 2 ч позволили обнаружить ее изменения явно адвективного происхождения. Средняя температура 200-метрового слоя изменялась в течение 2 ч на 0,7°С, а толщина однородного слоя — на 20 м. Сопоставление температуры воды только с направлением течения указывает на существование зависимости между этими величинами. Адвекция определялась двумя способами — как остаточный член из уравнения теплового баланса и по градиенту температуры и скорости течения:

$$\Delta Q_{a} = \Delta Q_{H} - Q_{T.6},$$
$$\Delta Q_{a} = c_{P} (\nabla \Gamma_{L});$$

здесь  $\Delta Q_a$  — адвекция тепла течениями;  $\Delta Q_H$  — изменение теплосодержания;  $Q_{T.6}$  — сумма потоков тепла через поверхность океана; Г<sub>и w</sub> — горизонтальный градиент температуры воды; v — скорость течения.

В одних случаях получилось довольно хорошее совпадение результатов, полученных двумя способами. В других — наблюдалось расхождение, вызванное, по-видимому, недостаточно надежным определением градиента температуры. Сами же величины  $\Delta Q_a$  для отдельных промежутков времени оказались на порядок выше суммы потоков тепла через поверхность. Эти расчеты показывают, что без учета адвекции тепла течениями невозможно рассчитать кратковременные изменения температуры воды.

Из-за отсутствия наблюдений над течениями, которые позволили бы рассчитать непосредственно перенос тепла течениями, предпринимались попытки решить обратную задачу: найти скорость течения по заданным потокам тепла через поверхность, изменениям температуры воды, градиентам температуры и другим параметрам [152, 159]. Хотя эта задача не приводит к прогностическому решению относительно температуры воды, но для выяснения соотношений между скоростями течений и температурой воды такие расчеты представляют несомненный интерес.

Мориязу [152] построил карты течений для северо-западной части Тихого океана, рассчитанные с помощью уравнения теплопроводности.

Изменения температуры воды выражаются уравнением

$$\rho c_p \frac{\partial t}{\partial \tau} = \rho c_p U \nabla_H t - \rho c_p k_H \nabla_{H^2} t + \rho c_p k_w \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} - \frac{\partial Q'}{\partial z} - \rho c_p u_z \frac{\partial t}{\partial z}, \quad (29)$$

где t — температура; U — горизонтальная скорость течения; Q' — приходящее тепло;  $\rho$  — плотность;  $c_p$  — удельная теплоемкость при постоянном давлении;  $k_H$  — горизонтальный коэффициент диффузии;  $u_z$  — вертикальная скорость; z — вертикальная координата, направленная вниз;  $\tau$  — время.

Это уравнение интегрируется от поверхности (z = 0) до нижней границы деятельного слоя. Граничные условия следующие: на поверхности

$$k_{v} \frac{\partial t}{\partial z} = Q_{9\phi} + Q_{r,o} - Q_{u}, \quad Q' = Q_{\odot};$$

на глубине

$$-k_{w}\frac{\partial t}{\partial z}=k'(\bar{t}-t_{D}), \quad Q'=0.$$

Из условий для поверхности следует, что поток тепла складывается из эффективного излучения  $Q_{\Im\Phi}$ , турбулентного теплообмена с атмосферой  $Q_{T.0}$ , потерь тепла на испарение  $Q_{M}$  и поглощенной солнечной радиации. Условия на горизонте D означают, что перенос тепла через нижнюю границу слоя пропорционален разности между средней температурой слоя и температурой на нижней границе. Приток тепла от солнца на горизонте *D* полагается равным нулю. Принимаются следующие допущения:

$$u_z = u_{z_D} \frac{z}{D},$$
$$\overline{t} = \alpha t_0;$$

здесь  $u_{z_D}$  — вертикальная скорость на горизонте D;  $\overline{t}$  — средняя температура слоя;  $t_0$ ,  $t_D$  — температура воды на поверхности и на горизонте D соответственно;  $\alpha$  — константа.

После преобразования уравнение имеет вид

$$\frac{\partial t_0}{\partial \tau} = -\left(\overline{u}_x \frac{\partial t_0}{\partial x} + \overline{u}_y \frac{\partial t_0}{\partial y}\right) + k_H \nabla_{H^2} t_0 + \frac{\sum Q}{\rho c_p \alpha D} + \frac{k}{\alpha D} (\alpha t_0 - t_D), \quad (30)$$

где  $\overline{u_x}$  и  $\overline{u_y}$  — горизонтальные составляющие течений,

$$k = u_{z_D} - k'; \quad \sum Q = Q_{\odot} - Q_{s\phi} - Q_{r,o} - Q_{\mu}.$$

В уравнении (30) вертикальная диффузия и вертикальная адвекция заменены разностью средней температуры слоя и температуры на нижней границе слоя.

Из этого уравнения были определены методом наименьших квадратов значения  $\overline{u_x}$  и  $\overline{u_y}$  при прочих заданных параметрах. Затем вычислялась величина U и строились карты распределения течений для северо-западной части Тихого океана. На этой карте хорошо прослеживается течение Куросио к западу от 160° в. д. Курильское течение выражено неотчетливо. Значения скоростей течений невелики по сравнению с фактическими.

Саундерс [159] определяет скорость течений по смещению изотерм. Используя серию карт распределения температуры воды, составленных за последовательные моменты времени, он рассчитывает компонент потока, параллельный горизонтальному градиенту температуры воды. Рассматривается уравнение потока тепла

$$\frac{\partial \overline{t}}{\partial \tau} + \overline{u}_{x} \frac{\partial t}{\partial x} + \overline{u}_{y} \frac{\partial \overline{t}}{\partial y} = \frac{1}{\rho c_{p} H} \left\{ F(0) - F(H) \right\} - k_{H} \left( \frac{\partial^{2} t}{\partial x^{2}} + \frac{\partial^{2} t}{\partial y^{2}} \right);$$
(31)

здесь H — глубина перемешанного слоя; F(0) и F(H) — вертикальные турбулентные потоки тепла на поверхности и на нижней границе перемешанного слоя;  $\overline{t}$  — средняя по пространству температура перемешанного слоя;  $u_x$ ,  $u_y$  — составляющие среднего горизонтального потока в направлении осей x и y.

Оценка членов уравнения потока тепла для перемешанного слоя показала, что членом горизонтальной диффузии можно пре-

небречь. Если определять температуру t\*, которая сохраняется при среднем движении

$$t^* = \overline{t} + \frac{1}{\rho c H} (F(0) - F(H)),$$

то

$$\frac{\partial t^*}{\partial \tau} + u_x \frac{\partial t^*}{\partial x} + \overline{u}_y \frac{\partial t^*}{\partial y} = 0.$$

Это уравнение и используется для определения скорости потока воды на поверхности океана. По данным самолетных наблюдений строились серии карт распределения температуры воды, и по смещению изотерм определялся компонент потока, параллельный среднему горизонтальному градиенту температуры воды.

Для определения компонента, перпендикулярного градиенту температуры воды, необходимы наблюдения над течениями.

# 3.5. Прогноз распределения температуры воды по вертикали по заданным метеорологическим условиям

Расчеты температурного профиля на основе применения физических законов связаны с определенными трудностями, так как даже при решении задач для идеализированных условий необходимы сведения о таких характеристиках состояния моря, как изменение в пространстве и во времени коэффициентов турбулентного перемешивания, вертикальные составляющие скоростей течений, параметры, характеризующие процессы в пограничных слоях. Поэтому целесообразно разрабатывать методы расчета температурного профиля, основанные на использовании той гидрометеорологической информации, которая поступает регулярно из открытых районов морей и океанов. Такой метод был разработан в Гидрометцентре СССР Н. А. Белинским, М. Г. Глаголевой и Л. И. Скриптуновой [18].

Для количественного выражения распределения температуры воды по вертикали выбраны следующие параметры (рис. 31):

1) средняя температура деятельного слоя моря (t);

2) сумма положительных отклонений от средней температуры слоя  $\sum (+\Delta t)$ 

$$\Sigma(+\Delta t) = \Delta t_1 + \Delta t_2 + \ldots + \Delta t_D,$$

где  $\Delta t$  — отклонение температуры воды от средней температуры слоя; 1, 2, 3, ..., D — номера горизонтов, отсчитываемые от поверхности моря;

3) температура воды на поверхности (t<sub>0</sub>);

4) температура воды на нижней границе слоя (t<sub>D</sub>).

При получении метода прогноза распределения температуры воды по вертикали работа делится на два этапа:

1) отыскивается способ расчета кривой распределения температуры воды по вертикали по заданным параметрам  $\overline{t}$ ,  $\Sigma$  (+ $\Delta t$ ),  $t_0$ ;

2) находится способ прогноза этих параметров по величинс потоков тепла через поверхность океана и характеристикам атмосферной циркуляции.

I этап. Расчет кривой распределения температуры воды по вертикали. Одним из способов аналитического представления распределения температуры воды по вертикали служит разложение



Коэффициенты  $A_i$  могут быть рассчитаны по заданным величинам  $\overline{t}$ ,  $\sum (+\Delta t)$ ,  $t_0$ . По данным наблюдений в северной части Атлантического океана и Баренцевом море были найдены зависимости вида

$$A_i^t = f(\overline{t}, \ \sum (+t), \ t_0).$$

Для первых коэффициентов ряда зависимости получились надежными и физически понятными. Например, коэффициент  $A_1$ , характеризующий градиент температуры в слое толщиной D, выражается через разность  $t_0 - \overline{t_D}$  и величину  $\sum (+\Delta t)$ . Аналогичные связи обнаружены для коэффициентов  $A_2$  и  $A_3$ . Для коэффициентов же более высокого порядка зависимости получились в известной мере формальными. Поэтому более надежным оказался метод, основанный на учете экспоненциального закона распространения потока тепла в море.

80

Температура воды на каждом горизонте определяется двумя потоками тепла, один из которых. направлен сверху вниз, а другой снизу вверх. Распределение температуры воды с глубиной можно выразить формулой

$$t_{h} = \bar{t} + \Delta t_{1} e^{-b (h-1)^{n}} + \Delta t_{D} e^{-d (D-h)^{m}},$$

где t — средняя температура рассматриваемого слоя;  $\Delta t_1$  — отклонение температуры воды на поверхности от средней температуры слоя;  $\Delta t_D$  — отклонение температуры воды на нижней границе рассматриваемого слоя от средней температуры слоя; b, d, n, m величины, зависящие от факторов, определяющих особенности распространения тепла; h — вертикальная координата, отсчитываемая сверху вниз (поверхностный горизонт обозначен единицей). Величины n и m определяются по специально построенной номограмме с входными параметрами  $\sum (+\Delta t)/\Delta t_1$  и  $\Delta t_D/\Delta t_1$ . Способ построения номограммы описан в работе [35].

Описанная расчетная схема, как и большинство других расчетных схем, применима для двухслойной среды. При более сложном распределении температуры воды, когда понижение температуры воды с глубиной сменяется повышением, расчет ведется для отдельных слоев. Например, для района Новошотландского шельфа распределение температуры воды рассчитывается для слоев 0— 100 и 100—200 м. В качестве исходных данных для расчета принимаются значения температуры на нижней и верхней границах рассматриваемых слоев  $(t_0, t_{100}, t_{200})$ , характеристика теплосодержания верхней части каждого слоя  $[\sum_{1}^{t} (\Delta t), \sum_{2}^{t} (\Delta t)]$  и средняя температура слоев  $(t_1 \ \mbox{u} \ t_2)$ . Температура воды на горизонте 100 м принималась в качестве граничного условия для двух слоев 0-100 и 100—200 м, поэтому разрыва в рассчитанных значениях на границе не получается. Расчеты, проведенные для Баренцева моря. Атлантического и Тихого океанов, показали хорошее совпадение с фактическими значениями.

II этап. Прогноз параметров  $t_0, t_D, \Sigma(+\Delta t), t$ . Чтобы перейти от расчета распределения температуры воды по вертикали к прог-HO3V. необходимо найти способ прогноза параметров  $t_0, t_D$ ,  $\Sigma$  ( $\Delta t$ ) и  $\overline{t}$ . При прогнозе этих характеристик учитывается влияние потоков тепла через поверхность океана и адвекции тепла течениями. Поскольку потоки тепла через поверхность океана можно определить более надежно, чем адвекцию, то расчет целесообразно начать с выделения той части изменений температуры воды, которая обусловлена именно этими составляющими теплового баланса. Для того чтобы рассчитать изменения средней температуры слоя толщиной D, обусловленные потоками тепла через поверхность моря  $\sum Q$ , достаточно определить отношение  $\Sigma Q$ 

 $\frac{1}{c\rho D}$  (здесь *с* — теплоемкость морской воды,  $\rho$  — плотность).

81

(32)

Аналогичным образом изменения величины  $\sum (+\Delta t)$  за счет потоков тепла определяются как  $\frac{\sum Q}{c \rho \Delta h}$  ( $\Delta h$  — расстояние между соседними горизонтами).

После определения изменений величин  $\overline{t}$  и  $\sum (+\Delta t)$  за счет влияния  $\sum Q$  выделяют изменения, которые обусловливаются динамическими факторами и могут быть определены в зависимости от характеристик поля атмосферного давления [ $\overline{t}_{aдB}$  и  $\sum (+\Delta t_{agB})$ ]:

$$t_{a_{AB}} = \bar{t}_{\phi a_{KT}} - \frac{\sum Q}{c \rho D}; \quad \sum \Delta t_{a_{AB}} = \sum \Delta t_{\phi a_{KT}} - \frac{\sum Q}{c \rho \Delta h}.$$

Что касается прогноза величины  $t_D$ , то при краткосрочных прогнозах можно не учитывать влияние потоков тепла через поверхность на ее изменения (при достаточно большом значении D порядка 100—200 м).

В разделе 3.4 было сказано о возможности учета влияния адвекции по заданному полю атмосферного давления. Если поле атмосферного давления представлено в виде ряда, то задача прогноза сводится к отысканию уравнения вида

$$\bar{t}_{a_{B}} = k_1 A_{00} + k_2 A_{10} + k_3 A_{01} + \ldots + k_n A_{ij}, 
\sum (+\Delta t_{a_{B}}) = l_1 A_{00} + l_2 A_{10} + l_3 A_{01} + \ldots + l_n A_{ij}, 
t_D = m_1 A_{00} + m_2 A_{10} + m_3 A_{01} + \ldots + m_n A_{ij}.$$
(33)

Здесь  $A_{ij}$  — коэффициенты ряда; k, l, m — коэффициенты регрессии.

При разработке метода прогноза важным вопросом является определение заблаговременности прогноза. Передача энергии атмосферной циркуляции водной среде происходит не мгновенно. Среднее время т, необходимое для приспособления поля температуры воды к изменениям атмосферной циркуляции, может рассматриваться как заблаговременность прогноза температуры воды по фактическим метеорологическим условиям. Для определения времени т используется корреляционный анализ. Взаимные корреляционные функции позволяют установить тот оптимальный сдвиг во времени, при котором связи окажутся наиболее тесными. Исследования, проведенные для районов открытого океана, показали, что средняя заблаговременность прогноза температуры воды по заданной барической обстановке равна 36 ч.

Следует иметь в виду, что таким способом можно определить некоторое среднее значение заблаговременности. В действительности т представляет собой переменную величину, меняющуюся в зависимости от интенсивности процессов в атмосфере, начального распределения температуры воды и т. д. Например, К. И. Смирнова [107] показала, что, чем больше градиенты температуры воды, тем меньше затрачивается времени на перестройку поля температуры при прочих равных условиях (рис. 32). Проверкой реальности полученного значения т служат установленные сдвиги во времени между изменениями в поле атмосферного давления и скоростью течений ( $\tau_1 = 24$  ч) и скоростью течения и изменениями температуры воды ( $\tau_2 = 12 \div 18$  ч). Таким образом, величина  $\tau = \tau_1 + \tau_2$  в среднем может быть принята равной 36—42 ч. Для увеличения заблаговременности прогноза можно использовать не фактические поля атмосферного давления, а прогностические. В этом случае заблаговременность прогноза температуры воды увеличится на значение забла-

говременности поля атмосферного давления.

Для расчета температуры воды поверхностного слоя неучитывать как лообхолимо кальные изменения за счет потоков тепла через поверхность моря и перемешивания, так и алвективные. Формула изменений локальных лля температуры, полученная О. И. Шереметевской [126]. имеет вид

$$t_{w_0} = \frac{kQ_{\odot} - \frac{\sum (-Q)}{c\rho}}{0.5\lambda},$$

где  $Q_{\odot}$ — поглощенная солнечная радиация;  $\sum (-Q)$ — потери тепла за счет испарения

турбулентного теплообмена и эффективного излучения; λ — длина волны; k — коэффициент, позволяющий учитывать, какая часть энергии поглощается в слое 2 м.

Адвективные изменения температуры поверхностного слоя учитываются косвенным образом по полю атмосферного давления. Общие изменения температуры в зависимости от потоков тепла через поверхность моря и адвекции тепла течениями рассчитываются по формуле

$$\Delta t_{w} = \frac{kQ_{\odot} - \frac{\sum (-Q)}{c_{P}}}{0.5\lambda} + a \sum A_{ij}.$$
 (34)

Уравнения (33), (34) дают возможность получить прогноз  $t_1$ ,  $t_D$ ,  $\overline{t}$ ,  $\sum (+\Delta t)$  с заблаговременностью 36 ч. По прогнозируемым значениям этих характеристик по формуле (32) восстанавливаются значения температуры воды на каждом горизонте, т. е. дается прогноз распределения температуры воды по вертикали.

Важным вопросом при прогнозировании температуры воды по

6\*



заданным значениям потока тепла и атмосферной циркуляции является учет начальных условий и введение поправки на влияние приливов.

Свободный член в уравнениях для прогноза  $\bar{t}$ ,  $\sum (+\Delta t)$ ,  $t_1$ ,  $t_D$ , полученных по материалам наблюдений за определенный период времени, соответствует средним температурным условиям именно этого периода. При использовании уравнений для любых условий необходимо вводить начальные условия. Введение начальных условий всегда связано с дополнительной гидрометерологической информацией, поэтому при краткосрочных прогнозах важно установить, через какой наибольший промежуток времени необходимо вводить начальные условия, чтобы корректировать прогноз. На 10-летнем ряде наблюдений судна погоды «М» было показано [101], что при введении начальных условий каждые две недели (шаг равен 42 ч) обеспеченность прогнозов составляет 82%.

Все приведенные выше рассуждения и расчеты относятся к непериодическим изменениям температуры воды, обусловленным непериодическими течениями, вызванными атмосферной циркуляцией. Чтобы выделить непериодические изменения температуры воды, необходимо предварительно исключить влияние приливов. Исключение производится одним из способов, разработанных в теории приливов, или с помощью скользящего осреднения. Способ скользящего осреднения заключается в том, что по данным 8—24 наблюдений в сутки (в зависимости от дискретности, с которой проводились наблюдения) находится среднее суточное значение температуры и относится к середине периода осреднения. Таким образом исключается влияние полусуточного и суточного приливов. Но при этом получается среднее суточное значение температуры, и, чтобы прогнозировать ее на любой час, необходимо ввести поправку на приливы.

Для исследования влияния приливов необходимы продолжительные наблюдения над температурой воды в пунктах с постоянными координатами. Наблюдения на многосуточных станциях и судах погоды в некоторой степени отвечают этим требованиям. По данным наблюдений на судне погоды «М» в Норвежском море в Гидрометцентре СССР были определены поправки на приливы [101].

Выявление приливных колебаний температуры воды осложняется тем, что в качестве показателя влияния приливов принимаются сами значения температуры, несмотря на то что заранее известно, что они подвержены влиянию других причин (потоков тепла через поверхность, перемешивания и др.). Известно также, что изменения температуры воды в условиях переслоенного моря зависят не только от скоростей течений, но и от градиентов температуры воды. Поэтому, строго говоря, характеристики приливных колебаний необходимо определять для каждого типа стратификации. В районе судна погоды «М» в летний период характер распределения температуры воды по вертикали отличается большим разнообразием. Малым числом типов охарактеризовать все случаи нельзя, а большое число типов затруднило бы использование полученных результатов на практике. В качестве первого приближения была сделана попытка найти среднее значение приливных изменений температуры воды на горизонтах 0, 10, 25, 50, 75, 100, 150 м [101]. Данные наблюдений судна погоды «М», имеются лишь один раз в двое суток, и применить методы выделения приливов, основанные на использовании нескольких наблюдений в сутки, не представляется возможным. Поэтому целесообразно использовать метод, который позволяет довольно просто определять приливные характеристики.

А. И. Дуванин показал [43], что изменения приливных явлений во времени можно с достаточной точностью определять по двум

параметрам — времени верхней кульминации Луны и горизонтальному параллаксу Луны. Причем главную роль играет время верхней кульминации Луны, так как оно является общей характеристикой пяти факторов, от которых в основном зависят приливы: Луны и Солнца, часовые 5 склонение углы Луны и Солнца, расстояние от центра Земли до центра Солнца. При выявлении приливных колебаний температуры воды в районе судна по- 3 годы «М» применен следующий прием. Строились графики, по горизонтальной оси которых откладывались значения разности между временем верхней кульминации Луны (т) и време-

нем наблюдений над температурой воды (t), а по вертикальной значения температуры. На графиках, построенных для каждого горизонта и каждого летнего месяца, получились довольно отчетливо выраженные кривые с двумя экстремумами, т. е. обнаружен полусуточный характер прилива. Влияние приливов проявляется начиная с 25-метрового горизонта. В верхнем 10-метровом слое прослеживается лишь сезонный ход, т. е. повышение от начала к концу месяца. На горизонте 25 м на это систематическое повышение температуры накладываются колебания, обусловленные приливами; на горизонтах 50-150 м приливные изменения выражены более отчетливо. Сравнение графиков показало, что период кривых, положение экстремумов относительно значения  $t-\tau$ в основном остается постоянным, меняется главным образом амплитуда. На рис. 33 в качестве примера показаны кривые для горизонта 150 м. Для определения средней поправки на изменения температуры воды на каждом горизонте за счет приливов были отобраны случаи с наиболее четко выраженной периодичностью кривых. Затем на каждый час величины t — т вычислялись средние значения температуры воды на каждом горизонте, наносились на график и по ним проводились кривые. С этих кривых



параметра  $t - \tau$ .

снимались значения поправки на приливы в виде отклонения от среднего значения (табл. 4).

Таблица 4

				t					
Н м	-13	-12	-11	-10	9	-8	-7	-6	
25 50 75 100 150	$-0,35 \\ -0,26 \\ -0,44 \\ -0,47 \\ -0,60$	-0,17 0 -0,34 -0,42 -0,45	$0,03 \\ 0 \\ -0,19 \\ -0,32 \\ -0,10$	$0,25 \\ 0,39 \\ 0,03 \\ 0 \\ 0,35$	$\begin{array}{c} 0.40 \\ 0.44 \\ 0.34 \\ 0.33 \\ 0.60 \end{array}$	$0,55 \\ 0,44 \\ 0,40 \\ 0,53 \\ 0,65$	$0,46 \\ 0,34 \\ 0,42 \\ 0,58 \\ 0,65$	$0,41 \\ 0,24 \\ 0,40 \\ 0,58 \\ 0,55$	
	t-r 4								
Нм	5	-4	-3	-2	1	0	1	2	
25 50 75 100 150	$\begin{array}{c} 0.22 \\ 0.04 \\ 0.31 \\ 0.48 \\ 0 \end{array}$	$\begin{array}{c} -0,05\\ -0,36\\ -0,17\\ -0,22\\ -0,60\end{array}$	$\begin{array}{c} -0,57\\ -0,46\\ -0,36\\ -0,42\\ -0,60\end{array}$	-0.36-0.51-0.41-0.47-0.60	-0.61 -0.46 -0.37 -0.47 -0.50	-0,52 -0,31 -0,33 -0.37 -0,10	$-0.31 \\ -0.01 \\ -0.03 \\ -0.02 \\ 0.40$	$0,05 \\ 0,24 \\ 0,24 \\ 0,28 \\ 0,60$	
Нм	t								
	3	4	5	6	7	8	9	10	
25 50 75 100 150	$0,13 \\ 0,34 \\ 0,41 \\ 0,48 \\ 0,60$	0,39 0,34 0,43 0,53 0,60	$0,58 \\ 0,34 \\ 0,45 \\ 0,53 \\ 0,60$	$0,09 \\ 0.34 \\ 0.36 \\ 0.48 \\ 0.40$	0,51 0,24 0,07 0,18 0,05	$ \begin{vmatrix} -0,21 \\ -0,16 \\ -0.27 \\ -0,27 \\ -0,45 \end{vmatrix} $	-0,22 -0,46 -0,38 -0,42 -0,55	$-0,30 \\ -0,51 \\ -0,42 \\ -0,47 \\ -0,55$	

Поправки на приливы (°С)

Наибольшее значение средней поправки получилось на горизонте 150 м, т. е. там, где наблюдается наибольшая изменчивость температуры. Полученные значения поправок имеют тот же порядок, что и фактические изменения температуры воды. Например, на горизонте 150 м амплитуда изменений температуры за счет прилива составляет 1,25°С, и такое же значение отмечается в 77% случаев фактических изменений в течение 2 суток.

#### 3.6. Промысловые прогнозы, основанные на прогнозах температуры воды

Методы прогнозов температуры воды, которые были рассмотрены в предыдущих разделах, разрабатывались для обслуживания различных отраслей хозяйственной деятельности человека, в том

86

числе и рыбного хозяйства. Однако целесообразно отдельно рассмотреть методы, посвященные непосредственно прогнозу промысловых показателей или гидрологических характеристик, связанных с ними. Причем и те, и другие прямо или косвенно основываются на прогнозе или анализе температуры воды.

Трудность разработки методов гидрологических прогнозов, которые могут служить основой промысловых, состоит в том, что промысловые концентрации рыб часто встречаются в районах, отличающихся сложными гидрологическими условиями: фронтальных зонах, областях интенсивного подъема глубинных вод и т. д.

Гидрометеорологические прогнозы важны для рыбного промысла как с точки зрения предсказания поведения рыб в зависимости от окружающей среды, так и с точки зрения учета влияния гидрометеорологических условий на проведение промысловых операций.

Влияние температуры на поведение рыб на различных стадиях их развития чрезвычайно сложно. Здесь мы не имеем возможности останавливаться на этом вопросе.

Рассмотрим методы краткосрочных прогнозов температуры воды, которые необходимы прежде всего для определения районов с промысловыми концентрациями рыб.

Следует отметить, что прогнозами температуры воды пользуются как основой промыслового прогноза не только в тех случаях, когда температура воды является определяющим фактором в изменении поведения и распределения рыб. Иногда изменения температуры лишь сопутствуют изменению главных факторов (солености, морских течений и т. д.), но благодаря тому, что наблюдения над температурой ведутся более регулярно, ее чаще используют в промысловых прогнозах.

Довольно подробно о морских прогнозах в применении к задачам рыбного промысла написано в книге Левасту и Хела [77]. Для успешных промысловых прогнозов необходимы прогнозы трехмерного температурного поля. Эти данные могут быть использованы для выявления областей с оптимальными температурными условиями существования рыб. Очень важен прогноз слоя скачка, так как именно на этих горизонтах наблюдаются концентрации некоторых рыб. Одни из них встречаются над слоем скачка, другие в слое скачка. Поэтому прогноз положения слоя скачка может быть использован для организации промысловых операций. Например, от этого зависит выбор глубины, на которой должны быть установлены орудия лова, и т. д.

Ведение рыбного промысла в открытом океане связано с применением гидроакустических средств. Для этого также необходим прогноз термической структуры океана. Особую важность здесь приобретают прогнозы реальных вертикальных профилей температуры, а не осредненных характеристик.

Разумеется, температура — не единственная характеристика гидрологических условий. Соленость морских вод, течения, волнение, колебания уровня моря также оказывают влияние на жизнь рыб, на образование промысловых концентраций. Поэтому промысловые прогнозы, основанные только на учете температуры воды, будут надежными лишь в тех случаях, когда температура воды является главным фактором или хорошо связана с главными факторами, обусловливающими условия обитания рыб.

По данным вертикального распределения температуры воды можно судить о положении границ водных масс и областей выхода глубинных вод, где наблюдаются концентрации некоторых рыб.

Метод прогноза границ водных масс в районах Новошотландского шельфа и северо-западного шельфа Африки был разработан В. Н. Яковлевым, В. А. Брянцевым и А. Ф. Федосеевым [22, 23, 131].

В шельфовых районах границы между водными массами с различными свойствами характеризуются большими градиентами температуры воды и повышенным содержанием биомассы. Вблизи этих граничных зон образуются скопления промысловых рыб, и прогноз смещения границ водных масс может быть основой промыслового прогноза.

В районе Новошотландского шельфа и банки Джорджес различаются три водные массы, расположенные друг над другом: местные прибрежные воды, промежуточная водная масса, которую формируют воды Лабрадорского течения, и донная водная масса, образованная водами Гольфстрима [21]. Прибрежная водная масса, на которую оказывает влияние материковый сток, имеет наименьшую соленость — 30,0—32,5‰. Температура ее меняется от 0—3°С зимой до 16—18°С летом. Она занимает поверхностный слой, толщина которого в среднем составляет 50 м. Промежуточная водная масса образована водами холодного Лабрадорского течения и обнаруживается по минимуму температуры воды (от 1 до 8°С). Нижняя ее граница лежит на глубине 90-150 м. Третью водную массу образуют воды Гольфстрима. Эти воды находятся за пределами шельфа, по глубоководным впадинам они проникают на шельф и образуют водную массу, которая характеризуется относительно высокими значениями солености (33,5—35‰) и температуры (3—12°С). Водные массы подвержены трансформации, поэтому определить границы между ними — задача довольно сложная. Достаточно отчетливо границы водных масс прослеживаются летом. Зимой граница между прибрежной и лабрадорской массами практически исчезает и образуется один поверхностный слой с низкими температурами. Со временем положение и объем водных масс не остаются постоянными, меняется их горизонтальная и вертикальная протяженность. Причины, вызывающие эти изменения, различны: сезонный ход гидрометеорологических элементов; атмосферная циркуляция; изменения мощности течений как долговременные, так и кратковременные; приливные явления.

Поскольку соленость более консервативная характеристика, чем температура, то можно было бы в качестве характеристики положения границ между водными массами выбрать определенные изогалины. Однако температура более удобна для систематических наблюдений, поэтому границы целесообразно представить в виде определенных изотерм. Для исследования колебаний границ водных масс на Новошотландском шельфе АтлантНИРО провел 4 многосуточные станции (рис. 34). Ежечасные наблюдения на этих станциях (n > 300) и послужили основой для разработки метода краткосрочного прогноза границ водных масс: между прибрежной и промежуточной ( $H_a$ ) и промежуточной и донной ( $H_b$ ). Границы

водных масс подвержены как периодическим, так и непериодическим колебаниям. С целью выявления периодических колебаний кривые хода величин  $H_a$  и  $H_b$  подвергались периодограмманализу. Для этого использовался метод Шустера. Были выявлены периоды продолжительностью от 4 до 30 ч. Наиболее отчетливо прослеживается 12-часовой период, соответствующий полусуточному приливу. С помощью метода Дарвина были рассчитаны гармо-



Рис. 34. Положение многосуточных станций [23].

нические постоянные и предвычислены приливные колебания величин  $H_a$  и  $H_b$ . На рис. 35 представлен ход наблюденных величин  $H_a$  и  $H_b$  и вычисленных по четырем основным гармоникам  $M_2$ ,  $S_2$ , K,  $Q_1$ . Совпадение фактических и вычисленных значений получено достаточно удовлетворительное. Практическое использование



Рис. 35. Фактические (1) и вычисленные (2) значения  $H_a$  и  $H_b$  на двух многосуточных станциях [23].

подобного рода графиков несколько затруднено тем, что средний уровень может меняться.

Кратковременные непериодические изменения положения границ водных масс вызваны адвекцией, и для их прогноза необходимы сведения об изменчивости течений. Из-за отсутствия таких сведений в качестве определяющих факторов взяты характеристики атмосферной циркуляции. Поле атмосферного давления в районе 55—35° с. ш., 80—60° з. д. представлялось рядами по полиномам Чебышева. Способом множественной корреляции отыскивались уравнения связи между непериодическими изменениями  $H_a$  и  $H_b$  (полученными после исключения периодических колебаний) и коэффициентами разложения поля атмосферного давления.

Характер влияния атмосферных процессов довольно сложен, и механизм, посредством которого осуществляется это влияние, недостаточно ясен. Не имея возможности дать полную физическую интерпретацию полученным уравнениям, авторы дают объяснение влияния отдельных аргументов на колебание положения границ. Главную роль в уравнениях играют те члены ряда, которые характеризуют меридиональные ( $A_{10}, A_{20}$ ) и широтные потоки ( $A_{01}, A_{02}$ ) в поле атмосферного давления.

Рассмотрим для примера некоторые из элементарных полей. Коэффициент A<sub>20</sub> соответствует элементарному полю, в западной части которого потоки направлены с севера на юг, а в восточной с юга на север (при  $A_{20} > 0$ ), т. е. обнаруживается сходство с расположением течений Лабрадорского и Гольфстрим. Одна из многосуточных станций (№ 183) проводилась в восточной части района, т. е. в зоне теплых течений. Установлено, что усиление меридионального потока, характеризующееся большими значениями А20, приводит к увеличению На и уменьшению Нь. Это можно объяснить тем, что с ростом А<sub>20</sub> увеличивается заток вод Гольфстрима и уменьшается поступление воды с Лабрадорским течением. В уравнении, полученном для станции № 46, большой вес имеет коэффициент  $A_{01}$ . Ўсиление западного переноса ( $A_{01} > 0$ ) приводит к уменьшению Н<sub>a</sub> и увеличению H<sub>b</sub>. Это обусловлено сокращением объема прибрежных вод и Гольфстрима и увеличением объема лабрадорских вод. Такой эффект может быть создан сгоном с шельфа местных вод и отклонением от шельфа вод Гольфстрима, обусловленных западным переносом. Подобный анализ можно провести и для других коэффициентов разложения поля атмосферного давления.

Уравнения для прогноза величин  $H_a$  и  $\hat{H}_b$  получены методом корреляции в виде

$$H_a = f\left(\sum A_{ij}^p\right).$$

Расчеты ведутся с шагом в одни сутки; наиболее надежные связи получены при сдвиге во времени от одних до 4 суток. Несмотря на то, что уравнения получены для отдельных точек, они представляют несомненный интерес. С привлечением дополнительных материалов наблюдений можно выделить определенные участки шельфа, для которых они будут применимы.

На основе статистического анализа было установлено, что в шельфовых районах положение определенных изотерм может характеризовать динамические процессы — смещение границ водных масс или подъем глубинных вод [23, 131]. Так, для Новошотландского шельфа положение характерных изотерм позволяет определить границы между водами Гольфстрима, Лабрадорского течения и прибрежными. По глубине залегания вод с определенной температурой на северо-западном шельфе Африки можно судить о подъеме или опускании холодных глубинных вод. Кривая, характеризующая глубину залегания определенной изотермы, представлялась рядом по полиномам Чебышева. Отдельные коэффициенты разложения соответствуют подъему или опусканию вод в отдельных частях разреза. Причиной, обусловливающей смещения границ водных масс, а также подъем и опускание вод, является атмосферная циркуляция над океаном. Поэтому отыскивались связи между коэффициентами разложения кривой, соответствующей положению изотермы, и характеристиками поля атмосферного давления. Поле атмосферного давления представляется также рядами Чебышева. Уравнения находились методом множественной корреляции. Заблаговременность прогноза равна одним—трем суткам.

Перемещение изотермы на поверхности океана в определенных условиях может служить показателем процессов, происходящих в океане. Ю. А. Вялов [28] для оценки перемещений сельди в районе банки Джорджес, обусловленных колебаниями морских течений, принял в качестве показателя положение конкретной изотермы на поверхности. При этом предполагалось, что смещение водных масс приводит к перераспределению скоплений сельди. Автор приводит пример, когда при продвижении теплых вод на север в районе банки Джорджес промысловая обстановка изменилась таким образом, что районы промысла разделились на более мелкие участки. Для отыскания количественных связей между смещением изотермы и полем атмосферного давления уравнение кривой, соответствующей изотерме, раскладывалось в ряд по полиномам Чебышева. Этот же способ использовался и для представления поля атмосферного давления. При разложении фактических кривых обнаружено, что наибольший вес имеют члены ряда Азфз и А4ф4. Элементарная кривая, соответствующая члену ряда Азфз, характеризуется потоком, направленным на север в восточной части района и на юг в западной (при  $A_3>0$ ). Поскольку в восточной части проходит поток теплых вод, то вполне объяснимо существование прямой связи коэффициента А<sub>3</sub> с коэффициентом разложения поля атмосферного давления, характеризующего меридиональный перенос. Аналогичная связь с атмосферной циркуляцией выяснена и для других коэффициентов разложения. Заблаговременность прогноза равна одним суткам.

Для районов с динамической неустойчивостью, вызывающей кратковременные подъемы и опускания водных масс, смещение границ течений, используется краткосрочный прогноз формирования скоплений рыбы, основанный на экстраполяции гидрологических явлений [93]. Для составления такого прогноза необходима гидрологическая информация, полученная к моменту составления прогноза. В шельфовых водах Западной Африки скопления промысловых рыб наблюдаются в областях подъема глубинных вод, а также в тех районах, где происходит заток вод Канарского течения через его восточную границу на шельф. Эти районы обнаруживаются по данным глубоководных гидрологических разрезов, выполненных к моменту составления прогноза. Положение изотерм на графиках, построенных по данным разреза, позволяет установить географическую широту скоплений рыбы и оптимальные глубины траления. Например, установлено, что при узких, отчетливо выраженных затоках канарских вод скопления рыбы следует ожидать на сравнительно меньших глубинах, чем в предыдущие сутки.

Отсутствие длительных рядов наблюдений над гидрологическими характеристиками привело к тому, что для составления промысловых прогнозов используются связи непосредственно между условиями и промысловыми характеристиками. синоптическими При этом имеется в виду учет в скрытой форме зависимости между синоптической обстановкой и гидрологическими условиями, с одной стороны, и гидрологическими условиями и промысловыми характеристиками, с другой. Иными словами, предполагается существование цепи связей: атмосферная циркуляция → гидрологические условия → промысловые скопления рыбы → улов. Для количественной характеристики атмосферной циркуляции применяются разные способы: градиенты давления, ряды по полиномам Чебышева, типы барических полей и др. Так, Б. Е. Алемасовым [3] разработана особая типизация полей атмосферного давления применительно к промысловой обстановке в Северном море. Предложено 5 типов, соответствующих определенному улову сельди, и введена особая характеристика, названная синоптическим коэффициентом. Для каждого типа поля атмосферного давления найдено процентное отношение улова к среднему его значению. Произведение этого отношения на повторяемость полей в течение определенного промежутка времени и представляет собой так называемый синоптический коэффициент. Этот показатель и используется в качестве аргумента при нахождении уравнений связи для определения улова. При прогнозировании улова на сутки необходим прогноз поля атмосферного давления. Опыт составления такого промыслового прогноза показал, что оправдываемость прогноза улова полностью определяется оправдываемостью метеорологических прогнозов.

Для района юго-восточной Атлантики установлена связь между промысловыми скоплениями рыб и выходом глубинных вод на шельф. Принимая во внимание, что выход вод связан с изменениями в поле ветра, авторы работы [118] нашли связь непосредственно между одним из промысловых показателей (улов на усилие) и градиентом атмосферного давления. Была также обнаружена связь с другой характеристикой поля атмосферного давления — смещением антициклона, которое обусловливает гидрологическую ситуацию. Заблаговременность этих прогнозов 3 суток.

Ю. А. Вялов [29] нашел связи между такими характеристиками полей атмосферного давления, как коэффициенты разложения полей атмосферного давления, и непосредственно промысловыми показателями. Для района банки Джорджес найдена зависимость уловов сельди от показателя меридионального переноса воздушного потока (коэффициент  $A_{10}$ ) и уловов сардины от среднего по площади значения давления ( $A_{00}$ ). Существование связи можно объяснить на примере уловов сардины следующим образом. Ослабление притока относительно теплых вод на юго-восточном склоне банки Джорджес приведет к тому, что скопления рыбы будут прижаты к грунту, что приведет к увеличению уловов. Поток же теплых вод зависит от атмосферной циркуляции. Так, по данным наблюдений на многосуточной станции, выполненной в этом районе, обнаружена тесная связь между составляющей течения на меридиан и средним давлением ( $A_{00}$ ). При сопоставлении этой характеристики атмосферной циркуляции с уловом обнаружена довольно четкая связь. Причем найденная связь имеет прогностическое значение, так как сдвиг во времени равен 3 суткам.

Для северо-восточной Атлантики В. Н. Яковлев и Ю. В. Чуксин [132] разработали метод прогноза по характеристикам атмосферной циркуляции таких ежесуточных показателей вылова ставриды, как: 1) использование времени флотом, 2) вылов на судосутки лова, 3) вылов ставриды от общего вылова. Связь промысловых показателей с метеорологическими характеристиками объясняется, во-первых, связью с гидрологическими характеристиками, которые в свою очередь оказывают влияние на поведение ставриды; во-вторых, непосредственным влиянием метеорологических явлений (ветер, атмосферное давление, траектории барических систем) на проведение промысловых операций. В качестве аргументов использовались такие характеристики атмосферной циркуляции, как коэффициенты разложения приземных полей атмосферного давления над Северо-Восточной Атлантикой и полей барической топографии АТ<sub>500</sub>. Принимались также во внимание значения приземного давления в некоторых характерных точках — в районе исландского минимума давления, азорского максимума и др. В результате получены уравнения, которые дают возможность составлять прогноз указанных промысловых показателей с заблаговременностью 1, 3, 15 суток.

Рассмотрение методов краткосрочных прогнозов температуры воды в океане показывает, что современное состояние науки позволяет предвычислять изменения в температурном поле океана с заблаговременностью от нескольких часов до нескольких суток. Некоторые из разработанных методов уже нашли применение в оперативной практике прогнозов, другие нуждаются в обеспечении специальной гидрометеорологической информацией.

## Часть П

## долгосрочные прогнозы

### Глава 4

### ОСНОВЫ МЕТОДОВ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

#### 4.1. Физические процессы, формирующие тепловой режим океана

Вопрос долгосрочного прогноза температуры воды в море тесно связан с проблемой взаимодействия океана и атмосферы во всех ее проявлениях. При решении этой задачи необходимо исследовать связь между атмосферными процессами и циркуляцией вод, влияние течений на тепловое состояние моря, оценить роль потоков тепла через поверхность, выяснить, каково значение турбулентного перемешивания в перераспределении тепла и т. д.

Выяснение характера взаимосвязи и взаимообусловленности всех процессов, происходящих в атмосфере и океане,— задача крайне трудная и сложная, решается она усилиями многих исследователей.

Одну из возможных схем взаимосвязи тепловых процессов в Северной Атлантике и Арктическом бассейне предложил В. В. Шулейкин [129]. При повышении температуры в теплом Северо-Атлантическом течении в Арктический бассейн поступает больше тепла. в результате чего усиливается таяние льдов. Это, с одной стороны, увеличивает теплообмен с атмосферой, так как площадь ледяного покрова сокращается, увеличивает потери тепла через поверхность и приводит к более интенсивному охлаждению воды. С другой стороны, таяние льдов увеличивает дрейф льда в Атлантический океан с Лабрадорским и Восточно-Гренландским течениями. В результате этого в районе Ньюфаундленда, в зоне смешения холодных и теплых течений, и далее в области Северо-Атлантического течения температура воды понижается. Это приведет к ослаблению притока теплых вод в Арктический бассейн, следовательно, к уменьшению таяния льда. В свою очередь увеличение ледяного покрова сократит потери тепла в атмосферу, холодные течения будут переносить менее охлажденную воду, уменьшится и количество дрейфующего льда. В зоне смешения теплых и холодных вод температура воды повысится, и цикл повторится. В. В. Шулейкин представил количественную схему подобного цикла. В первом приближении можно допустить, что изменение количества льда в Арктическом бассейне (J) пропорционально изменению теплозапаса Северо-Атлантического течения (Q)

$$\frac{dJ}{d\tau} = -m \left( Q - Q_0 \right), \tag{35}$$

где m — коэффициент пропорциональности;  $Q_0$  — начальное значение теплозапаса. В свою очередь изменение теплозапаса течения пропорционально изменению количества льда в Арктике

$$\frac{dQ}{d\tau} = n(J - J_0), \qquad (36)$$

где *п* — коэффициент пропорциональности; *J*<sub>0</sub> — начальное значение количества льда.

После дифференцирования по времени уравнений (35) и (36) и взаимной подстановки получаются два уравнения

$$\frac{\frac{d^2(J-J_0)}{d\tau^2} + mn(J-J_0) = 0}{\frac{d^2(Q-Q_0)}{d\tau^2} + mn(Q-Q_0) = 0},$$

из которых следует, что Арктический бассейн и Северная Атлантика представляют собой колебательную тепловую систему с периодом, определяемым из соотношения

$$T = \frac{2\pi}{\sqrt{mn}}$$
.

А. И. Дуванин [44] рассмотрел механизм взаимодействия между макроциркуляциями в атмосфере и океане на примере северной части Атлантического океана. Он сопоставил распределение температурных аномалий в системах теплых и холодных течений Северной Атлантики с формой атмосферной циркуляции над океаном. Так, усиление западного переноса в средних широтах приводит к усилению течений. В этом случае в зоне теплых течений наблюдаются положительные аномалии температуры воды, в зоне холодных — отрицательные (рис. 36 *a*). Такое распределение температуры вызывает активизацию процесса теплоотдачи из океана в атмосферу в зоне климатологического полярного фронта. Это способствует дальнейшему развитию зональной циркуляции в атмосфере и соответствующих адвективных изменений температуры воды.

При нарушении зональной циркуляции в атмосфере преобладающая система течений в океане ослабляется, распределение аномалий температуры воды получается обратным: в области теплых течений температура ниже нормы, в области холодных — выше (рис. 36 б). Контрасты температуры воды на поверхности сглаживаются, наблюдается ослабление теплоотдачи из океана в атмосферу. Такое распределение тепла в океане способствует сохранению ослабленной зональной циркуляции.

Однако такая согласованность между воздействием атмосферы на океане и обратным влиянием океана существует временно. Обширные температурные аномалии постепенно перемещаются в пространстве, подвергаются воздействию других факторов; возникают предпосылки для перестройки условий. А. И. Дуванин предполагает, что процесс переноса тепла в Северной Атлантике имеет волновую природу. Он проанализировал длительные ряды наблюдений над гидрометеорологическими элементами, которые могут служить показателями процессов в системе океан—атмосфера, и получил



Рис. 36. Схематическая характеристика отклонений температуры воды от нормы в системах теплых и холодных течений Северной Атлантики при усиленной (а) и ослабленной (б) циркуляции [44].

+++ положительные, --- отрицательные отклонения  $t_w$ .

диапазоны периодов таких колебаний от 2,0 до 3,4 года и от 4,0 до 7,0 лет.

Изучению цикличности в изменении гидрометеорологических элементов уделяется внимание многими учеными. Так, в последнее время интенсивные исследования проводятся по изучению квазидвухлетней цикличности и возможности ее использования в долгосрочных прогнозах погоды.

Выводы, полученные при исследовании цикличности процессов в системе океан атмосфера, могут быть приняты во внимание при

разработке прогнозов температуры воды большой заблаговременности.

Непосредственное влияние на формирование теплового режима вод оказывает приток солнечной энергии на поверхность морей и океанов. На рис. 37 представлен средний многолетний годовой ход притока тепла от солнца и температуры поверхности моря, заимствованный из книги В. С. Самойленко [94].

Как видно из рисунка, наибольшее значение температуры воды на поверхности достигается обычно через 1,5 месяца после максимума кривой суммарной солнечной радиации.

Тепловое взаимодействие океана с атмосферой не ограничивается притоком солнечной энергии на его поверхность. На поверхности океанов и морей существует непрерывный теплообмен, обусловленный различными физическими процессами. Он складывается из трех компонентов: турбулентного теплообмена, эффективного излучения и количества тепла, затрачиваемого при испарении и конденсации. Годовой ход составляющих теплового баланса поверхности по Ю. В. Истошину [54] показан на рис. 38. Кроме того, в ряде районов Мирового океана и внутренних морей необходимо учитывать тепло, связанное с образованием льда и его таянием.

В среднем за год приходные и расходные составляющие теплового баланса поверхности океанов уравновешиваются, как видно из табл. 5 [74]. Значит, в основном приток тепла через поверхность (или его потери) определяют изменения температуры воды со временем, а процессы ветрового и конвективного перемешивания, а также адвекция тепла течениями лишь перераспределяют поступившее тепло по глубине и по акватории океанов.

Роль внутриводного переноса тепла в тепловом балансе моря впервые показал В. В. Шулейкин на примере Карского моря [129]. Рассчитав составляющие теплового баланса моря, он получил,



Рис. 37. Средний многолетний годовой ход притока тепла (1) и температуры на поверхности моря (2), по В. С. Самойленко.



Рис. 38. Годовой ход составляющих теплового баланса поверхности моря, по Ю. В. Истошину.

1—суммарная раднация; 2—эффективное излучение; 3—затраты тепла на испарение; 4— теплообмен с атмосферой.

что в среднем многолетнем баланс оказался отрицательным. Вследствие этого Шулейкин высказал предположение, что в Карское море должно поступать тепло извне с теплым течением.

Таблица 5

Значения	состав.	ляющих	теп	іловоі	0	баланса	a -
в средне	ем для	океанов	B	кал/(	см	<sup>2</sup> •год)]	

Океан	Составляющие теплового баланса							
	R <sub>o</sub>	Q <sub>Π</sub>	Q <sub>T.0</sub>	$R_{\odot} + Q_{\Pi} + Q_{T.0}$				
<b>Атла</b> нтический Тихий Индийский	82 86 85	$-72 \\ -78 \\ -77$	8 8 7	2 0 1				

 $R_{\odot}$  — радиационный баланс;  $Q_{\pi}$  — потери тепла на испарение;  $Q_{\tau.o}$  — турбулентный теплообмен.

7 Зак. № 298

97

Экспедиционные исследования впоследствии обнаружили ветвь теплого течения из Атлантики, входящую в море с севера.

В дальнейшем вопросу влияния адвекции тепла, приносимого из Атлантического и Тихого океанов в Арктический бассейн, уделялось много внимания.

Так, в работе [128] адвекция атлантических и тихоокеанских вод в Арктический бассейн рассматривается как основной фактор. с помощью которого можно оценить изменения теплового режима Арктического бассейна. По расчетам Е. Г. Никифорова, Е. И. Чаплыгина и А. О. Шпайхера оказалось, что тепло, поступающее с юга в Арктический бассейн в течение года, превышает сумму тепла от радиации и адвекции тепла в атмосфере. Для выявления зависимости между колебаниями температуры воды на глубинах в Арктическом бассейне и поступлением теплых вод была проведена линейная корреляция между температурой воды и расходами атлантических [111] и тихоокеанских [116] вод. Выяснено, что коэффициент корреляции между температурой воды на глубинах в Карском море в марте-мае и расходом атлантических вод в предшествующем году составил 0,58. По мере удаления от пролива между Шпицбергеном и Гренландией, через который поступают в Арктику теплые водные массы, время переноса аномалий увеличивается. Поэтому в Амеразийском бассейне наибольшая теснота связи (r = = 0,88) между расходами атлантических вод и температурой воды на глубине 200 м обнаружена со сдвигом в 4 года.

Таким образом, изучение влияния межгодовых колебаний в поступлении внутриводного тепла на температуру воды арктических морей может сыграть определенное значение в совершенствовании методов долгосрочного прогноза элементов теплового режима Арктики.

Отмечается также, что на межгодовые изменения температуры поверхностных и глубинных вод и количества тепла, отдаваемого глубинными водами в вышележащие слои, оказывает влияние циркуляция атмосферы в зимний период [90].

Таким образом, совершенно ясно, что путь к долгосрочному прогнозированию температуры воды в океане (или отдельных его частях) лежит через исследование полного теплового баланса океана и атмосферы. К сожалению, до настоящего времени непосредственные измерения их проводятся только во время экспедиций, их мало, они разрозненны по времени и по пространству и в основном имеют значение для уточнения методики расчетов отдельных составляющих баланса. Поэтому на практике обычно имеют дело с рассчитанными значениями теплового баланса.

Оценки составляющих теплового баланса, проведенные в работах [137] и [140] для северной части Тихого океана, показывают, что на формирование температурных аномалий верхнего слоя океана преимущественное влияние оказывают тепловой баланс поверхности и перенос тепла течениями. Их относительное значение зависит от начального теплового состояния океана и последующего характера атмосферной циркуляции. Вклад турбулентного перемешивания в изменение теплосодержания верхнего слоя океана в среднем существенно меньше.

Для разработки методов прогнозов нужно знать изменчивость отдельных составляющих теплового баланса.

Исследования внутригодовой изменчивости теплового баланса поверхности, его отдельных составляющих показывают, что наибольшее количество тепла от солнца поглощается океаном в теплую часть года, наименьшее — в холодную. Наоборот, испарение с водной поверхности и турбулентный теплообмен с атмосферой достигают наибольших значений зимой, наименьших — летом. Эффективное излучение по сравнению с другими составляющими теплового баланса поверхности меняется мало, и его практически можно считать постоянным во все сезоны года.

В работе А. И. Каракаша [57] проведена количественная оценка отдельных составляющих теплового баланса Баренцева моря и их межгодовой изменчивости. Расчеты показали, что наибольший удельный вес в общем тепловом балансе имеет солнечная радиация (57%). Однако ее изменение от года к году невелико. Например, в августе в среднем оно составляет 5%, а максимальное расходование — 15%. В связи с этим влияние этой составляющей баланса на изменения температуры воды в море от года к году будет невелико. Расчеты показали также, что и испарение, и теплообмен с атмосферой летом меняются мало (9 и 3% соответственно). В зимнее время испарение и теплообмен с атмосферой достигают наибольших значений и меняются в широких пределах. Например, в марте в отдельные годы они могут отклоняться от нормы на 60%. Оценка адвекции тепла в море за различные сезоны года показала также, что в осенне-зимний период количество тепла, приносимое течениями, на 17% больше, чем летом.

Таким образом, летом океан мало активен, он главным образом накапливает тепло. На испарение и теплообмен с атмосферой океан летом расходует тепла мало. Поэтому в теплое время года тепловое взаимодействие океана с атмосферой проявляется слабо.

Для подтверждения этого положения Н. А. Белинский [12] анализировал распределение температуры воды в Северной Атлантике и установил, что температура воды в средних широтах (55-45° с. ш.) и зимой, и летом возрастает в направлении с запада на восток. При этом разности температуры воды и воздуха зимой положительны и убывают с запада на восток, а летом отрицательны и почти не меняются по долготе (табл. 6). Такая же картина в распределении температуры воды наблюдается и в северной части Тихого океана. Объяснением этого обстоятельства может служить влияние материков. Действительно, при преобладании западно-восточного переноса в атмосфере материки оказывают большее влияние на западные области океанов, чем на восточные. Зимой с материка на океан приходит более холодный и сухой воздух. Естественно, что на западе океанов, ближе к материкам, разности температуры воды и воздуха велики, что усиливает процессы контактного теплообмена, испарения, эффективного излучения.

7\*

Средние многолетние температуры воды и воздуха в Атлантическом океане

Северная	Опреде-	Западная долгота, град.							
широта, град.	ляемые величины	50-45	45-40	40-35	3530	30-25	25-20	20-15	15—10
Январь									
55—50	$t_a$	3,9	$\begin{vmatrix} 4,4\\8,3 \end{vmatrix}$	5,6	$  \begin{array}{c} 7.2 \\ 10.0 \end{array}  $	$  \begin{array}{c} 8,3\\ 10,6 \end{array}  $	$  9,4 \\ 10,6 $	10,0 10,6	10.0  10.6
5045	$ \begin{vmatrix} t_{w} - t_{a} \\ t_{a} \\ t_{w} \\ t_{w} - t_{a} \end{vmatrix} $	2,2 1,7 2,8 1,1	3,9 5,6 9,4 3,8	2,7 8,9 12,2 3,3	1,7 10,0 11,7 1,7	$ \begin{array}{c c} 1,7\\ 10,6\\ 11,7\\ 1,1 \end{array} $	$ \begin{array}{c c} 1,2\\ 11,1\\ 11,7\\ 0,6\end{array} $	$ \begin{array}{c c} 0,6\\ 11,1\\ 11,7\\ 0,6 \end{array} $	0,6 10,6 11,7 0,5
Июль									
55—50	$t_w^t$	10,6 9,4	12,2   11,7	13,9   12,2	13,9   12,8	14,4   13,9	15,6 14,4	16,1   15,0	16,7 15,6
50—45	$ \begin{vmatrix} t_w - t_a \\ t_a \\ t_w \\ t_w - t_a \end{vmatrix} $	$\begin{vmatrix} -1,2\\.11,7\\.10,0\\-1,7 \end{vmatrix}$	$ \begin{array}{c c} -0,5 \\ 16,1 \\ 15,0 \\ -1,1 \end{array} $	$\begin{vmatrix} -1,7\\17,8\\16,7\\-1,1 \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} -1,1\\17,8\\16,7\\-1,1 \end{vmatrix}$	-0,5 17.8 16,7 -1,1	$\begin{vmatrix} -1,2\\17,2\\16,7\\-0,5 \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} -1, 1 \\ 17, 8 \\ 16, 7 \\ -1, 1 \end{vmatrix}$	$ \begin{bmatrix} -1, 1 \\ 17, 2 \\ 16, 1 \\ -1, 1 \end{bmatrix} $

Перемещаясь над океаном к востоку, воздух прогревается и становится более влажным. Процессы теплообмена при этом ослабляются.

Вследствие более интенсивных процессов теплообмена на западе наблюдаются большие потери тепла, и температура воды в океане на западе ниже, чем на востоке.

Летом на океан поступает с материка воздух более нагретый, чем вода. Разности температуры воды и воздуха отрицательны. Поэтому обмен тепла между океаном и атмосферой в теплую часть года затруднен. В связи с этим преобладающее влияние на температуру воды в океане оказывают процессы, происходящие зимой, когда наблюдается наиболее интенсивный теплообмен океана с атмосферой. Аномалии температуры воды, по крайней мере в верхнем слое моря, складываются обычно в холодное время года.

В. Ю. Визе еще в 1928 г. [27] указывал, что положительным и отрицательным аномалиям температуры воды в Баренцевом море в летнее время предшествуют зимы с различным распределением атмосферного давления над севером Атлантического океана. Так, годы с положительной аномалией температуры воды характеризуются мощным развитием исландского минимума, большими градиентами давления в области Норвежского моря. Это приводит к усилению юго-западных ветров, более интенсивному притоку теплых атлантических вод и относительно теплых воздушных масс. Приток теплого воздуха замедляет охлаждение, а адвекция тепла повышает температуру в Баренцевом море. В результате создается положительная аномалия температуры воды.

Наоборот, при отрицательной аномалии температуры воды исландский минимум в зимнее время ослабевает, разбивается на два: один — в проливе Дейвиса, другой — над Баренцевым морем. Градиенты давления над Норвежским морем невелики, и интенсивность переноса воздушных и водных масс с Атлантического океана уменьшается. В результате температура воды в Баренцевом море понижается.

Визе вычислил коэффициенты корреляции между градиентом давления Ленинград—Стиккисхоульмур (Исландия), средним с ноября по апрель, и температурой воды в Баренцевом море в последующее лето (июль—сентябрь). Коэффициенты корреляции оказались порядка 0,50, что указывает на существенное влияние барической обстановки в течение зимы на распределение температуры воды в море.

Изменение температуры воды в зимнее и летнее время происходит по-разному. Зимой, когда океан теряет тепло, главным процессом, перераспределяющим его, является конвекция, которая приводит к выравниванию температур. Летом вследствие больших градиентов температуры воды как на поверхности, так и по глубине возрастает роль адвекции.

Поэтому методы прогноза температуры в холодную и теплую части года обычно имеют разную основу.

# 4.2. Исходные данные для разработки методов долгосрочных прогнозов

Для разработки методов долгосрочного прогноза температуры воды нужны данные наблюдений над температурой и теми элементами гидрометеорологического режима, которые определяют ее изменения.

При долгосрочных прогнозах обычно прогнозируются средние месячные значения (или средние за другой достаточно большой интервал времени). Данные должны быть обработаны в соответствии с этим.

Систематизированных наблюдений в открытом океане за достаточно большой ряд имеется весьма ограниченное количество. Так, широко известны данные о температуре воды на поверхности в отдельных районах северной части Атлантического океана, собранные Смедом за длительный ряд лет. С 1948 г. имеются наблюдения с судов погоды в Северной Атлантике. Данные о температуре воды и основных метеорологических элементах систематизированы и опубликованы, однако с 1972 г. ряд судов погоды наблюдения прекратил.

В последние годы стали составляться средние месячные карты распределения температуры воды на поверхности для северных частей Атлантического и Тихого океанов, построенные по средним значениям температуры для квадратов разных размеров. Но ряд их за конкретные годы еще невелик.

Систематизированных данных о температуре воды на глубине почти совсем нет. Как правило, имеются только данные наблюдений

на стандартных разрезах. Обычно они проводятся один раз в месяц, причем в разные числа. Поэтому для возможности сравнения их приводят к середине месяца (15-е число) путем построения графиков хода температуры воды во времени на каждом горизонте наблюдений.

Следует остановиться на данных о состоянии атмосферы, которые используются при составлении прогнозов температуры воды. Основными из них являются температура воздуха, ветер, влажность, облачность. Эти элементы необходимы для расчета теплового баланса поверхности; кроме того, некоторые из них входят в прогностические уравнения в качестве аргументов. Систематизированных данных для открытых районов океанов и морей очень мало, поэтому часто приходится пользоваться данными наблюдений на прибрежных станциях, репрезентативных для отдельных районов открытой части моря.

Наиболее разнообразны формы учета атмосферного давления, так как атмосферная циркуляция определяет характер большинства тепловых и динамических процессов в море.

В начале развития методов морских прогнозов в прогностические уравнения обычно вводилось атмосферное давление в одном пункте или среднее по нескольким пунктам, а также разности давления между пунктами.

Необходимость количественного учета характера атмосферной циркуляции и ее интенсивности над большими районами привела к введению различных численных показателей — индексов. В морских прогнозах нашли наибольшее применение индексы Л. А. Вительса и Н. А. Белинского.

Индексы Вительса характеризуют интенсивность барических образований — циклонов и антицклонов — по 10-балльной шкале. Нуль соответствует мощному антициклону, балл 9 — глубокому циклону. Они определялись для 8 районов Европейского материка и прилегающей части Атлантического океана [48].

Белинский ввел две системы индексов [11]. Первая из них является упрощением системы индексов Вительса. Три градации использовались для характеристики мощности антициклона и три для характеристики глубины циклона. Антициклоническая циркуляция берется со знаком «—», циклоническая — со знаком «+».

Вторая система индексов Белинского дает более детальную характеристику барических образований. Индексы определялись для квадратов со сторонами 10° по долготе и 5° по широте по 13-балльной шкале отдельно для циклонических и антициклонических образований. Подсчет индексов проводится по ежедневным синоптическим картам для всего северного полушария. Суммы суточных индексов составляют месячные значения интенсивности циклои антициклонической циркуляции.

В дальнейшем в практике морских прогнозов стал применяться способ аналитического представления распределения атмосферного давления на большом пространстве с помощью разложения в ряды по ортогональным функциям. Как уже отмечалось в предыдущей части, коэффициенты разложения ряда могут использоваться в качестве аргументов в прогностических уравнениях.

Для разработки методов прогноза теплового режима отдельных морей СССР атмосферная циркуляция, выраженная в средних месячных аномалиях индекса Белинского, раскладывалась в ряды по полиномам Чебышева [15]. Для морей Европейской территории СССР рассматривался район Европы и восточной части Северной Атлантики, для дальневосточных морей — большая область северной части Тихого океана и прилегающая часть Азиатского материка. Некоторые примеры использования коэффициентов разложения аномалий индексов Белинского в прогнозах температуры воды в море будут рассмотрены в соответствующих разделах.

В последние годы для разложения поля атмосферного давления, как и других элементов гидрометеорологического режима, применяются естественные составляющие. В работе [31] найдены естественные составляющие для разложения аномалий среднего месячного давления над северным полушарием. Северное полушарие было разбито на 5 секторов: І — Атлантический океан, II — Европа, III — Азия, IV — Тихий океан и V — Северная Америка. Коэффициенты разложения находились для каждого сектора отдельно. Примеры использования их в долгосрочных прогнозах температуры воды даны в следующей главе.

#### Глава 5

## МЕТОДЫ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

#### 5.1. Методы прогноза температуры воды, основанные на учете термодинамического взаимодействия океанов и атмосферы

Наиболее широкое распространение в практике составления прогнозов температуры воды получили методы, основанные на учете атмосферной циркуляции над конкретным районом моря или океана или прилегающими к ним районами. При этом характер атмосферной циркуляции определяет как общее динамическое, так и тепловое состояние атмосферы, а также интенсивность переноса воздушных и водных масс.

Используя гипотезу о преобладающем влиянии зимних процессов на формирование температурного режима океана в теплую часть года, Н. А. Белинский [14] предложил метод прогноза температуры воды в Северной Атлантике по температуре воздуха и атмосферной циркуляции, выраженной в индексах Белинского, над районами, прилегающими к Атлантическому океану. Исходными данными для разработки метода послужили аномалии температуры воды в восьми районах Атлантического океана — квадратах Смеда (рис. 39). Были получены прогностические зависимости аномалии температуры воды на летний сезон (с апреля по сентябрь).

В качестве аргументов использовалась температура воздуха на южной оконечности Гренландии — ст. Нанарталик, которая лучше других характеризует температуру воздуха над северной частью Атлантического океана. В данном случае температура воздуха рассматривается как показатель теплопотерь с поверхности океана в холодную часть года. Более правильно было бы пользоваться температурой воздуха, измеренной в тех же районах, где рассматривается аномалия температуры воды. Однако недостаток данных помешал этому.

Частные коэффициенты корреляции температуры воздуха в Нанарталике с аномалиями температуры воды изменяются от 0,79



Рис. 39. Квадраты Смеда.

в районе A до 0,39 в районе E, т. е. они уменьшаются по мере удаления от Гренландии, что подтверждает вывод о целесообразности использования температуры воды и воздуха в одних и тех же районах.

Второй аргумент, входящий в прогностические зависимости, — индексы циклои антициклонической деятельности по Н. А. Белинскому. Можно считать, что они характеризуют не только динамическое, но и тепловое состояние атмосферы. Действительно, если сопо-

ставить температуру воздуха в том же Нанарталике за месяцы с октября по март, т. е. за холодный сезон года, и индекс циркуляции над Северной Америкой в районе 62 (рис. 40) за тот же интервал времени, то коэффициент корреляции, характеризующий эту связь, будет равен —0,62. Таким образом, учет атмосферной циркуляции путем введения в прогностические зависимости в качестве аргумента индексов Белинского отражает и динамическое, и тепловое воздействие атмосферы на температуру воды в океане.

Пример уравнения для расчета аномалии температуры воды дан ниже:

$$\sum_{IV}^{IX} \Delta t_{w} = 5,54 \sum_{X}^{III} t_{a} - 0,09 \sum_{X}^{III} I_{62} + 0,83, \qquad (37)$$

где  $\sum_{IV}^{IX} \Delta t_w$  — сумма аномалий температуры воды в районе A за период апрель—сентябрь;  $\sum_{X}^{III} t_a$  — сумма средних месячных темпера-

104





тур воздуха в Нанарталике и  $\sum_{x}^{III} I_{62}$  — сумма цикло- и антициклони-

ческой деятельности в районе 62 за предшествующее время (с октября по март). Общий коэффициент корреляции этой связи равен 0,80; обеспеченность ошибок, не превышающих 20% амплитуды изменения аномалии температуры воды, составляет 88%.

Для районов, расположенных дальше от Гренландии в открытом океане и в области, прилегающей к Исландии, оказалось необходимым учитывать атмосферные процессы и над Европейским материком. В некоторых случаях целесообразно было использовать предшествующую температуру воды.

Например, для района Н уравнение для прогноза аномалий температуры воды имеет вид

$$\sum_{IV}^{IX} \Delta t_{w} = 0,72 \sum_{X}^{III} t_{a} - 0,42 \sum_{X}^{III} I_{62, 65} + 0,33 \sum_{X}^{III} I_{4, 7, -6} + 0,42 \sum_{IX}^{II} \Delta t_{w} - 0,51,$$
(38)

где  $\sum_{IV}^{IX} \Delta t_w$  — сумма аномалий температуры воды в районе H за апрель — сентябрь;  $\sum_{X}^{III} I_{62, 65}$  — сумма цикло- и антициклонической деятельности по районам 62 и 65 за октябрь — март;  $\sum_{X}^{II} I_{4, 7, -6}$  — сумма цикло- и антициклонической деятельности в районах 4, 7 и 6 (индекс в районе 6 берется с обратным знаком) за тот же период;  $\sum_{IX}^{II} \Delta t_w$  — сумма аномалий температуры воды в районе H за сен-

тябрь—февраль;  $\sum_{x}^{III} t_a$  — то же, что и в уравнении (37).

Коэффициент корреляции уравнения (38) равен 0,76, обеспеченность 82%.

Интересно отметить, что усиление антициклонической деятельности над Северной Америкой соответствует понижению температуры воды во всех районах, а усиление циклонической циркуляции — повышению температуры. Действительно, при антициклонической циркуляции над Северной Америкой на северную часть Атлантического океана поступает воздух с севера материка, поэтому он холодный и сухой. Это, как было отмечено выше, усиливает потери тепла на испарение, теплообмен и излучение. Кроме того, такие атмосферные процессы вызывают, вероятно, усиление холодных течений: Восточно-Гренландского и Лабрадорского, а также смещение к востоку Гольфстрима. Все это способствует понижению температуры воды в океане. Наоборот, при развитии циклонической циркуляции над Северной Америкой на западные районы Северной Атлантики поступает воздух с юга с повышенной температурой и влажностью. Поэтому потери тепла через поверхность океана



Рис. 41. Графики сопоставления фактических и вычисленных значений аномалии температуры воды по восьми районам Атлантики [14].

будут уменьшаться. Кроме того, воздушные потоки с юга ослабят интенсивность холодных течений, что также приведет к повышению температуры воды.

Связь аномалий температуры воды с циркуляцией над Европой — обратная той, которая существует с циркуляцией над Америкой, т. е. чем интенсивней антициклогенез над Европой, тем выше температура воды в Северной Атлантике.

Результаты расчетов по уравнениям, полученным Н. А. Белинским, даны на рис. 41. Сопоставление вычисленных и фактических значений аномалий температуры воды показывает возможность предвычисления средней за летний сезон температуры воды по характеру атмосферных процессов предшествующей зимы.

Аналогичный подход к прогнозу температуры воды применил А. И. Каракаш для Баренцева моря [57]. Проведенный им анализ наблюдений над температурой воды показал, что положительная



Рис. 42. Связь между температурой воды слоя 0—200 м по Кольскому меридиану в августе и разностью температур воды и воздуха (*a*) и температурой воздуха (б) в осенне-зимний период [57].

и отрицательная аномалии температуры наблюдаются, как правило, на больших пространствах моря и в значительной толще его вод. Это говорит о том, что тепловой режим моря находится под воздействием процессов большого масштаба.

Основываясь на результатах анализа теплового баланса Баренцева моря и его изменчивости, Каракаш построил свой метод прогноза температуры воды на учете теплопотерь поверхностью моря в осенне-зимнее время и количестве тепла, приносимого в Баренцево море из Северной Атлантики за тот же период.

Потери тепла через поверхность в холодную часть года пропорциональны разности температур воды и воздуха. На рис. 42 *a* показана зависимость температуры воды слоя 0—200 м на разрезе по Кольскому меридиану в августе от разности температур в осеннезимнее время (с сентября по март) в районах м. Нордкап — о. Медвежий. Однако зимой в открытом море температура воды почти не наблюдается. Поэтому вместо разности температур воды и воздуха учитывается только температура воздуха. Это возможно потому, что температура воды меняется от года к году в значительно меньших пределах, чем температура воздуха, вследствие чего именно она оказывает большее влияние на изменчивость теплопотерь. На рис. 42 б дана зависимость температуры воды на том же Кольском меридиане от температуры воздуха на ст. Шпицберген. Сравнение двух графиков этого рисунка подтверждает возможность такой замены.

Чтобы выбрать показатель адвекции, который можно было бы ввести в качестве аргумента в прогностические уравнения, Каракаш сопоставил адвекцию тепла Нордкапским течением со скоростью течения (рис. 43). Но сама скорость определяется атмосферной циркуляцией над районами, где формируется поток теплых атлантических вод в Баренцево море, а также над самим морем. Действительно, коэффициент корреляции между скоростью Норд-

капского течения и интенсивностью атмосферной циркуляции, выраженной в индексах Белинского, над Северной Атлантикой и Баренцевым морем равен 0,80.

Таким образом, в результате анализа для предсказания температуры воды в Баренцевом море в теплую часть года в качестве аргументов были выбраны: температура воздуха на о. Шпицберген (Баренцбург) как показатель зимнего охлаждения и интенсивность цикло- и антициклонической деятельности над Северной Атлантикой (район 1) и Баренцевым морем (район 2) как показатель адвекции тепла течениями.



Каракаш получил прогностические зависимости вида

$$t_w = a \sum_{IX}^{III} t_a + b \sum_{IX}^{III} I_{1,2} + c, \qquad (39)$$

где  $t_w$  — средняя месячная температура воды в слое 0—200 м или по отдельным слоям: 0—100, 25—50, 50—100, 150—200 м;  $t_a$  — температура воздуха по ст. Баренцбург;  $I_{1,2}$  — индекс атмосферной циркуляции над районами 1 и 2; a, b, c — коэффициенты уравнения регрессии.

Полученные связи достаточно тесные, обеспеченность их составляет 80—90% при ошибке 0,5°. Заблаговременность прогнозов от 2 до 6 месяцев.

Интересно отметить закономерность в изменении влияния обоих аргументов на температуру воды: так, роль температуры воздуха за зиму в изменениях температуры воды летом от месяца к месяцу понижается, а роль адвекции повышается.

Иллюстрацией этому служит табл. 7, где приведены коэффициенты корреляции между температурой воды слоя 50—100 м средней на разрезе по Кольскому меридиану, с одной стороны, и температурой воздуха и атмосферной циркуляцией, с другой.

Таблица 7

Элементы	v	VI	VII	VIII	IX					
$r_{t_w}, t_a$ $r_{t_w}, I$ R	0,68 0,60 0,78	0,58 0,65 0,76	0,51 -0,72 0,76	0,40 0,78 0,80	0,41 0,73 0,76					

Значения частных *г* и общих *R* коэффициентов корреляции для слоя 50—100 м

Зависимости вида (39) были получены для различных районов моря, там, где регулярно проводились стандартные разрезы и где



Рис. 44. Карты распределения температуры воды [57]. *а* — вычисленная, *б* — фактическая.

можно было систематизировать наблюдения над температурой воды за ряд лет, в ряде промысловых районов. В результате этого можно вычислить температуру воды и получить распределение ее по площади. На рис. 44 приведены примеры сопоставления вычисленной (*a*) и фактической (б) температур воды. Сравнение позволяет сделать положительный вывод о возможности составления таких прогнозов.

Вопросу связи изменений температуры воды в районе Кольского меридиана с атмосферными процессами посвящено еще несколько работ. Так, А. А. Зверевым [48] было подмечено, что аномалии атмосферного давления над Северной Атлантикой (район 1) и северо-западом Европы (район 4), выраженные индексами Вительса, оказывают влияние на температуру воды в Баренцевом море со сдвигом в несколько месяцев. Оказалось, что если над районом I преобладает антициклоническая, а над районом 4 — циклоническая циркуляция, то через два месяца следует ожидать понижения температуры воды на Кольском разрезе. При обратном
распределении аномалий атмосферной циркуляции через 3 месяца наблюдается повышение температуры воды.

Д. А. Дрогайцев [42] разработал метод прогноза температуры воды для района Кольского меридиана на основе учета индексов тепла и холода, вычисленных по картам аномалий ОТ<sup>500</sup><sub>1000</sub>. Индексы тепла и холода подсчитывались за период предзимья (с октября по декабрь) и сопоставлялись с температурой воды в последующем году. Таким образом, автор еще раз подчеркивает тот факт, что характер процессов, протекающих в атмосфере в холодную часть года, оказывает преобладающее влияние на изменения температуры воды летом.

Практически индексы тепла и холода определяются для некоторых характерных точек путем линейной интерполяции. Для Кольского меридиана индекс рассчитывается по четырем точкам по формуле

$$S = \frac{39I_{75, 20} + 81I_{75, 40} + 91I_{70, 20} + 189I_{70, 40}}{200}$$

где I — индексы Дрогайцева для точек с координатами  $\varphi$  и  $\lambda$ ; значение  $\varphi$  дается первым числом у индекса I, значение  $\lambda$  — вторым.

В табл. 8 приводятся коэффициенты корреляции между суммами индексов тепла и холода за период предзимья (S) и температурой воды в слое 0—200 м ( $t_w$ ) по месяцам. Из таблицы видно, что зависимость температуры воды от индекса S в предшествующем предзимье сохраняется с начала последующего года до осени, а в следующем предзимье ослабевает и к концу года исчезает. Для сравнения в этой же таблице даны инерционные коэффициенты корреляции, которые в течение всего года меньше коэффициентов установленной зависимости и сами по себе существенны только в начале года; летом коэффициенты корреляции инерционных связей температуры воды достаточно низки.

Таблица 8

		·				
Месяцы	I	II	· III	IV	<b>. V</b>	VI
r <sub>tw</sub> , <sub>S</sub> r <sub>инерц</sub>	0,83 0,63	0,86 0,37	0,81 0,25	0,73 0,35	0,79 0,31	0,74 0,29
Месяцы	VII	VIII	IX	x	XI	XII
r <sub>tw</sub> , <sub>S</sub> r <sub>инерц</sub>	0,72 0,11	0,65 0,17	0,81 0,25	0,70 0,19	0,54 0,28	0,06 0,17

Значения коэффициентов корреляции между  $t_w$  в слое 0—200 м и аргументом S и инерционных

Метод, предложенный Дрогайцевым, по-видимому, может быть использован и для других районов Мирового океана.

Но наиболее широко в качестве показателей атмосферных процессов при разработке методов прогнозов температуры воды для других морей СССР использовались индексы атмосферной циркуляции, предложенные Н. А. Белинским.

Так, М. Г. Глаголева, Е. М. Саускан и Я. А. Тютнев [34] исследовали связь индекса циркуляции в зимний период с температурой воды в Японском море весной, в период начала весенней путины. В качестве исходных данных были взяты наблюдения над температурой воды на разрезе у Антонова (юго-западное побережье о. Сахалин). Температура воды осреднялась по всем станциям данного разреза для слоя 0-10 м и сопоставлялась с характером атмосферной циркуляции над Японским морем и прилегающими районами Азиатского материка и Тихого океана в предшествующее время. Оказалось, что повышенная циклоническая деятельность в районах 11 и 12 (Японское море и прилегающая к Татарскому проливу часть материка) в зимнее время приводит к повышению темпераводы в северо-восточном районе моря. Это обстоятельтуры ство можно объяснить тем, что активизация циклонической деятельности в атмосфере усиливает преобладающую циркуляцию вод в Японском море, вследствие чего усиливается влияние теплого Цусимского течения на тепловое состояние вод на северовостоке.

С атмосферной циркуляцией над центральной частью Тихого океана (район 20) связь температуры воды на Антоновском разрезе обратная, т. е. температура на разрезе повышается при ослаблении интенсивности алеутского минимума. По-видимому, такая обстановка приводит к усилению воздушных потоков с юга на район Японского моря и это в свою очередь активизирует влияние Цусимского течения.

Таким образом, индексы атмосферной циркуляции в данном методе используются как показатели переноса тепла течениями. Кроме того, для учета начального теплового состояния вод в качестве второго аргумента в уравнение входит предшествующая температура воды.

Пример зависимости дается ниже:

$$t_{w_{\rm IV}} = 3,53 \pm 0,003I_{11,12_{\rm II}} - 0,0006I_{20_{\rm II}} \pm 0,192t_{w_{\rm II}}, \qquad (40)$$

где  $t_{w_{IV}}$ ,  $t_{w_{II}}$ — средняя температура по разрезу для слоя 0—10 м в апреле и феврале; *I* — сумма индексов цикло- и антициклонической деятельности по Н. А. Белинскому в районах *11, 12 и 20* (см. рис. 40). Коэффициент корреляции данной зависимости равен 0,85, а обеспеченность ее при ошибке в расчете температуры 0,7° составляет 86%.

На рис. 45 приведено сопоставление вычисленных и фактических температур воды по зависимости (40). В работе Ю. В. Истошина [55] также исследуется вопрос о возможности прогноза температуры воды в Японском море. При этом он рассматривал западную часть моря, прилегающую к берегам Северной Кореи, а также залив Петра Великого и район Корейского пролива.

Опираясь на общее положение о том, что зимние процессы определяют аномалии температуры воды в море летом, Истошин считает, что основной причиной изменения температуры воды в рассматриваемом районе Японского моря является колебание теплосодержания холодного Приморского течения. В свою очередь теплосодержание Приморского течения весной и ранним летом в большой степени определяется характером зимы у его истоков в районе Татарского пролива.

Для подтверждения этого положения автор получил коэффициенты корреляции средней температуры воды слоя 0-50 м для разрезов, пересекающих Приморское течение к воот Чхончжина И CTOKV к юговостоку от о. Маяндо, с суровостью зим в ледовом отношении. выра-(10-балльной женную в баллах шкалы по Ю. В. Истошину). Коэффициенты корреляции имеют знак минус. т. е. увеличению суровости зим соответствует понижение температуры воды. Выяснилось, что наибольшие значения коэффициентов отмечаются для разреза у Чхончжина в июне-июле, для разреза у о. Маяндо, расположенного южнее, в июле-августе. В связи с этим автор высказывает предположе-





ние о том, что, имея наблюдения на разрезах вдоль Приморского берега, можно проследить за продвижением вод с определенной температурой от Татарского до Корейского проливов.

Таким образом, исследование Истошина выявило зависимость температуры воды в начале летнего сезона от теплового состояния вод зимой. Однако он не получил непосредственно прогностических зависимостей.

Кроме того, Истошин рассмотрел причины изменения температуры воды в южной части моря, в частности в Корейском проливе, зимой и в начале весны. Основными причинами изменения температуры он считает радиационный баланс поверхности моря и горизонтальную адвекцию вследствие притока теплых вод Цусимского течения и поступления холодных вод с севера под действием зимнего муссона. В качестве показателя количества переносимого тепла была выбрана повторяемость ветров северного и южного направления в районе Корейского пролива. Температура воды на гидрологических станциях в районе Корейского пролива сопоставлялась с числом дней с северными и южными ветрами в предыдущем месяце, т. е.

$$t_w = f(n, s),$$

где *п* — число дней с северными, а *s* — с южными ветрами.

Зависимость такого вида обнаружена для температуры воды на всех горизонтах и средней по отдельным слоям в феврале и марте. В отдельных случаях коэффициенты корреляции достигали значений 0,90. Однако с началом весеннего прогрева связь нарушается, возникает необходимость учета потоков тепла через поверхность,



Рис. 46. Схема разрезов в Японском море и в северо-западной части Тихого океана [124].

чего в работе не было сделано.

Наиболее полно прогноз температуры воды в Японском море был разработан В. Ф. Шапкиной [124]. Исходными данными для метода прогноза, предложенного ею, послужили материалы глубоководных наблюдений нал температурой воды на гидрологических разрезах в море и в северо-западной части Тихого океана к югу и к востоку от Японии (рис. 46). Использовалась средняя температура воды на каждом разрезе для слоя 0—200 м.

Как обычно, значения температуры воды были приведены к 15-му числу каждого месяца.

Анализ изменений температуры воды от года к году показал необходимость при прогнозе этих изменений учитывать как зимнее выхолаживание, так и внутриводную адвекцию тепла. Как уже отмечалось, теплообмен с атмосферой в течение зимнего сезона года играет существенную роль в формировании аномалий температуры воды в последующий период времени. Отрицательные аномалии температуры воды, которые образуются в слое конвективного пере-(или положительные мешивания в суровые зимы аномалии в теплые зимы), как правило, сохраняются в течение всего лета и только зимние процессы следующего года изменяют их. Так, например, зима 1935/36 г. была суровой для районов моря, прилегающих к Японским островам, и отрицательные аномалии температуры воды наблюдались во всем 200-метровом слое в течение всего лета 1936 г., несмотря на то, что интенсивность теплого Цусимского течения в этом году была повышенной. В то же время следующая

зима 1936/37 г. была теплой: на всех станциях Японского побережья аномалии температуры воздуха были положительными. Летом 1936 г. температура воды в зоне Цусимского течения была выше нормальной, а интенсивность самого течения ниже, чем в предыдущем году. Эти примеры еще раз подтверждают большое влияние процессов зимнего выхолаживания на температуру воды летом.

Характер распределения температуры воды в Японском море указывает на существенную роль адвекции. Действительно, в Японском море отмечается большое различие между температурой воды в западной и восточной частях моря на одной и той же широте, причем это различие наблюдается в течение всего года. Например, в районе 40° с. ш. средняя температура воды слоя 0—200 м в восточной части моря на 6—8° выше, чем в западной [55]. Примечачательным также является то обстоятельство, что аномалии температуры воды в слое 50—200 м оказываются более значительными, чем в слое 0—50 м. Следовательно, в верхнем слое, где на изменения температуры оказывают влияние радиация и зимнее выхолаживание, температура меняется от года к году меньше, чем на глубине, куда солнечная радиация не проникает и изменения температуры обусловлены адвективным переносом.

Таким образом, наряду с процессами, связанными с потерями тепла в осенне-зимнее время, определенную роль в распределении температуры воды и образовании ее аномалий играют колебания интенсивности течений и перемещения их осей. Поскольку колебания теплового баланса поверхности моря, так же как интенсивность течений, границы потоков и смещения осей определяются атмосферными процессами, для прогноза температуры воды представляется необходимым исследовать связь этих процессов с аномалиями температуры воды.

В ряде исследований, в частности в работах японских ученых, было подмечено, что изменения температуры воды в Японском море и в северо-западной части Тихого океана от года к году обусловлены влиянием сибирского антициклона, алеутского минимума и тихоокеанского максимума давления. Поэтому Шапкина рассматривает атмосферную циркуляцию над большим районом, охватывающим Восточную Сибирь, Дальний Восток и северо-запад Тихого океана. Атмосферная циркуляция учитывается в виде аномалий индексов Белинского, вычисленных по квадратам 5° по широте и 10° по долготе. Коэффициенты разложения полей аномалий цикло- и антициклонической деятельности служат аргументами в прогностических уравнениях. Вторая переменная, входящая в уравнения, — это сумма аномалий температуры воздуха по береговым станциям. Для прогноза температуры воды на лето сумма аномалий температуры воздуха подсчитывается за предыдущую зиму (с октября по март), для прогноза на зиму - за три месяца, предшествующих месяцу, для которого составляется прогноз. Этот аргумент характеризует интенсивность зимнего охлаждения с поверхности моря. Коэффициенты разложения барического поля характеризуют интенсивность воздушных потоков и тем самым

8\*

являются косвенными показателями адвекции тепла течениями. Барическое поле учитывается со сдвигом в 1 месяц относительно температуры воды.

Общий вид уравнений для прогноза температуры воды следующий:

$$\Delta t_w = a \sum A_{ij} + b \sum \Delta t_a + c,$$

где  $\Delta t_w$  — аномалия температуры воды слоя 0—200 м, средняя по всем станциям разреза;  $\sum A_{ij}$  — сумма коэффициентов разложения аномалий индекса атмосферной циркуляции по полиномам Чебышева в предшествующем месяце; *i*, *j* — порядок членов разложения по осям *x* и *y*;  $\sum \Delta t_a$  — сумма аномалий средней месячной температуры воздуха по береговым станциям, расположенным вблизи разрезов; *a*, *b*, *c* — коэффициенты уравнений регрессии.

Для теплого периода года (с мая по август) аналогичные уравнения получены отдельно для слоя 0—25 м, так как ввиду стратификации вод аномалии верхнего слоя более подвержены влиянию летнего прогрева. Поэтому температура воздуха-учитывалась за три предыдущих месяца.

Работа В. Ф. Шапкиной показала возможности использования для прогнозов температуры воды таких количественных показателей атмосферных процессов, как коэффициенты разложения их в ряды, в данном случае по полиномам Чебышева. Характеризуя атмосферные процессы на значительном пространстве, они дают возможность использовать одни и те же аргументы в прогностических уравнениях для различных районов моря, что упрощает расчеты при составлении прогнозов.

Рассмотренные работы по прогнозам температуры воды, основанным на связи температуры с атмосферными процессами, касались прогнозов температуры в отдельных районах океана или моря. Это понятно, так как систематических одновременных наблюдений, охватывающих всю акваторию моря или значительную ее часть, нет. Между тем представляется более обоснованным сопоставлять поля распределения температуры воды с полями атмосферного давления, температуры воздуха и т. п. В этом случае можно полнее учесть влияние определяющих факторов на изменения прогнозируемых элементов, выявить взаимосвязь и взаимообусловленность процессов, происходящих в гидросфере и атмосфере. К сожалению, приходится повторить, что положение с наблюдениями в открытом океане до сих пор таково, что невозможно получить более или менее длинные ряды, для того чтобы подробно характеризовать распределение температуры воды на акватории океана.

(М. Г. Глаголева [31, 32] предприняла попытку выявить влияние атмосферных процессов на формирование температурных аномалий в Северной Атлантике в теплое время года путем сопоставления полей температуры воды по наблюдениям на судах погоды с полями атмосферного давления и температуры воздуха над океаном.

116

N

Метод прогноза основан на тех же предположениях, что и большинство методов, рассмотренных выше, а именно, что основное влияние на формирование температурных аномалий в океане в теплое время года оказывают процессы, происходящие зимой. Это дает основание рассчитывать температуру воды в теплую часть года по данным о теплопотерях с поверхности океана за зиму. Как и в других исследованиях, в качестве показателя теплопотерь рассматривается температура воздуха над океаном.

Однако температура воздуха за зиму определяет лишь общий фон температуры воды в океане летом. Атмосферные процессы над океаном в весенне-летнее время могут внести изменение в распределение тепла на акватории океана, усиливают или ослабляют теплообмен океана с атмосферой в том или ином районе. Кроме того, как уже указывалось, в летнее время возрастает роль адвекции тепла. Оценить ее прямым способом не представляется возможным, так как для расчета адвективного члена в уравнении теплопроводности необходимо знать градиенты температуры воды и скорость течения, которые при современном состоянии дел с наблюдениями большей частью остаются неизвестными. Поэтому адвекция тепла течениями учитывается косвенно по полю ветра или, как в данном случае, по полю атмосферного давления.

Таким образом, в данной работе при расчете температуры воды в океане в теплое время года оценивается влияние теплопотерь с поверхности океана путем учета температуры воздуха за предшествующий холодный сезон и процессов, перераспределяющих тепло на акватории океана (в частности, адвекции тепла), путем учета атмосферной циркуляции в последующий период времени.

Сказанное можно иллюстрировать примерами. Зимой 1957/58 и 1958/59 гг. (с декабря по март) распределение аномалий температуры воздуха над океаном было разным. В 1958 г. на западе наблюдался очаг положительной аномалии, в 1959 г.— отрицательной (рис. 47). Атмосферная циркуляция в эти годы в весенне-летние месяцы несущественно отличалась от среднемноголетней. В результате летом 1958 г. температура воды была выше нормальной, в 1959 г.— ниже. На рис. 47 представлено распределение температуры воды в августе. В данном случае основное влияние на формирование аномалий температуры воды оказали процессы теплообмена океана и атмосферы в зимний период.

Если рассмотреть годы 1956/57 и 1971/72, то оказывается, что, наоборот, зимы этих лет по характеру распределения температуры воздуха можно считать аналогичными друг другу (рис. 48). Однако атмосферная циркуляция над океаном в последующее время, т. е. в теплый сезон года, в 1957 и 1972 гг. резко различалась. Это хорошо видно из рис. 49, на котором изображены аномалии атмосферного давления над Северной Атлантикой в июне 1957 и 1972 гг. В связи с этим общий фон температуры воды и распределение ее аномалии по акватории океана к концу лета 1957 и 1972 гг. были совершенно разными, что можно заметить на рис. 48, где в нижней его части даны аномалии температуры воды в августе. Эти примеры подтверждают то положение, что при расчетах температуры воды в теплое время года должны учитываться как характеристики теплового состояния атмосферы в зимний период, так и ее динамическое влияние в последующее время.





a)  $\sum_{\mathbf{X}} \Delta t_a$  1957-58 r.; 6)  $\sum_{\mathbf{X}} \Delta t_a$  1958-59 r.; 6)  $\Delta t_w$  VIII 1958 r.; 7)  $\Delta t_w$  VIII 1959 r.

Для прогноза распределения температуры воды в северной части Атлантического океана использовались наблюдения судов погоды. Поле температуры воды и воздуха характеризовалось девятью точками, расположенными в пунктах, где проводились наблюдения этих судов (рис. 50). Следует отметить, что этого количества точек недостаточно, чтобы составить полное представление

обо всех особенностях распределения температуры на таком большом пространстве.

Для анализа процессов распределение гидрометеорологических элементов по площади представлялось аналитически путем разло-



Рис. 48. Аномалия температуры воздуха зимой и температуры воды летом 1957 и 1972 гг.

a)  $\sum_{\mathbf{X}}^{\mathbf{III}} \Delta t_a$  1956-57 r.; 6)  $\sum_{\mathbf{X}}^{\mathbf{III}} \Delta t_a$  1971-72 r.; 6)  $\Delta t_w$  VIII 1957 r.; 2)  $\Delta t_w$  VIII 1972 r.

жения в ряды по естественным составляющим. При этом для исключения годового хода использовались аномалии средних месячных величин.

Естественные составляющие аномалий температуры воды и воздуха были найдены по средним месячным их значениям для судов погоды с 1948 по 1967 г. При этом использовалась выборка из 99 случаев, куда входили месяцы с различным характером распределения аномалий.

Анализ естественных составляющих показывает сходство основных особенностей распределения по площади аномалий темпера-



Рис. 49. Аномалия атмосферного давления над Северной Атлантикой летом 1957 (а) и 1972 (б) гг.

туры воды и воздуха. Конфигурации изолиний элементарных полей 1—3-го порядков похожи друг на друга, элементарные поля более высоких порядков имеют более сложную структуру, и сходство соответствующих членов разложения  $\Delta t_w$  и  $\Delta t_a$  становится меньше.

По найденным естественным составляющим распределение аномалий температуры воды и воздуха можно представить в виде рядов

 $\Delta t_{w} = \sum B_{i}^{\Delta t_{w}} Z_{i}^{w}(x),$  $\Delta t_{a} = \sum B_{i}^{\Delta t_{a}} Z_{i}^{a}(x),$ 

где  $\Delta t_w$ ,  $\Delta t_a$  — средние месячные аномалии температуры воды и воздуха;  $Z_i^w$ ,  $Z_i^a$  — естественные составляющие для  $\Delta t_w$  и  $\Delta t_a$ ;  $B_i^{\Delta t}w$ ,  $B_i^{\Delta t}a$  — коэффициенты разложения полей аномалии темпера-



Рис. 50. Расположение судов погоды в Северной Атлантике.

туры воды и воздуха; *х* — координата точек, принимает значения от 1 до 9; *i* — порядок члена разложения. Разложение проводилось до 7-го члена.

Поле атмосферного давления над океаном также представляется аналитически с помощью разложения в ряды по естественным составляющим. Естественные составляющие находятся по выборке, состоящей из 100 случаев, для аномалий атмосферного давления, заданных в 32 точках, расположенных над северной частью Атлантического океана и Северной Америкой (рис. 51). В выборку были включены поля средней месячной аномалии атмосферного давления для каждого месяца с разным характером распределения аномалий. Поле аномалий атмосферного давления раскладывается в ряды по естественным составляющим

$$\Delta p = \sum B_i^{\Delta p} X_i^p(x),$$

где  $\Delta p$  — аномалия среднего месячного давления;  $X_i^p$  — естественные составляющие;  $B_i^{\Delta p}$  — коэффициенты разложения; *i* — порядок члена разложения; *x* — координата точек (*x* = 1, ..., 32). Разложение проводилось до члена 9-го порядка.

При аналитическом представлении полей гидрометеорологических элементов в качестве аргументов в прогностических уравне-



Рис. 51. Сетка точек для расчета аномалий атмосферного давления.

ниях используются коэффициенты разложения. Они рассчитываются по формулам

$$B_i^{\Delta t_w} = \sum \Delta t_w(x) Z_i^w(x),$$
  

$$B_i^{\Delta t_a} = \sum \Delta t_a(x) Z_i^a(x),$$
  

$$B_i^{\Delta p} = \sum \Delta p X_i^p(x).$$

Для прогноза аномалий температуры воды аргументами служат коэффициенты разложения аномалий температуры воздуха и аномалий атмосферного давления. Прогностические уравнения находятся методом множественной корреляции для коэффициентов разложения поля аномалий температуры воды для каждого месяца теплого сезона года (с мая по октябрь).

Общий вид уравнения для месяца n:

$$B_{l_{(n)}}^{\Delta t_{w}} = \sum_{j} a_{j} B_{j_{XII-III}}^{\Delta t_{a}} + \sum_{k} b_{k} B_{k_{(n-2)}}^{\Delta p} + c_{i} B_{l_{(n-2)}}^{\Delta t_{w}} + d_{i}, \quad (41)$$

где  $a_j$ ,  $b_k$ ,  $c_i$ ,  $d_i$  — коэффициенты уравнения регрессии, остальные обозначения прежние.

Вычисленные по прогностическим уравнениям коэффициенты используются для расчета прогнозируемой величины аномалии температуры воды по формуле

$$\Delta t_{w}^{\text{npor}} = \sum B_{i}^{\Delta t} w Z^{w}(x).$$

Следует отметить, что при расчете коэффициентов  $B_i^{\Delta t_w}$  первых порядков по уравнению (41) бо́льшее значение имеют члены, характеризующие поля аномалий температуры воздуха, а для коэффициентов  $B_i^{\Delta t_w}$  более высоких порядков связь с атмосферной циркуляцией теснее, чем с температурой воздуха. На рис. 52 нанесены коэффициенты корреляции, характеризующие влияние температур-

ного поля и атмосферной циркуляции на отдельные члены разложения в ряд поля аномалий температуры воды. В основном температура воздуха 0,5 оказывает преобладающее влияние на общий фон аномалии температуры воды, тогда как влияние атмосферной циркуляции сказывается на особенностях ее распределения.

Прогноз по уравнениям (41) составляется с заблаговременностью 1 месяц. Например,

для прогноза на июль берутся начальные данные о температуре воды за май, атмосферное давление за май и температура воздуха за зиму с декабря по март. Таким образом, прогноз на июль составляется в начале июня, на август — в начале июля и т. д. Первый прогноз может быть составлен в апреле на май.

Оценка обеспеченности прогностических зависимостей проводилась с учетом изменчивости температуры воды для каждого района и каждого месяца. За критерий принималась величина, равная 0,67 о, где о — среднеквадратичное отклонение аномалии температуры воды за многолетний ряд наблюдений. В табл. 9 даны обеспеченность метода для каждого месяца и сравнение ее с природной обеспеченностью. Метод дает определенный выигрыш по сравнению с прогнозом по норме.

Данные наблюдений на судах погоды использовал А. И. Каракаш для предвычисления температуры поверхностного слоя воды с большой заблаговременностью [61].

Ранее было показано [59], что температуру воздуха над отдельными морями можно достаточно успешно прогнозировать с заблаговременностью 12 месяцев по данным о температуре воздуха и распределении атмосферного давления в предыдущем году. В ходе гидрометеорологических элементов (давление, температура



воды и воздуха и т. д.) были обнаружены полугодовые, годовые, 2- и 5-летние циклы. Между атмосферным давлением в январе текущего года и средней температурой воздуха с января по апрель следующего года была обнаружена тесная связь. Естественно было попытаться составить аналогичные уравнения и для прогноза температуры поверхностного слоя океана.

#### Таблица 9

	v	VI	VII	VIII	IX	x
$\begin{array}{c} P_{\rm M}^{0}/_{0} \\ P_{\rm Hp}^{0}/_{0} \\ P_{\rm M} - P_{\rm Hp} \end{array}$	85	80	76	67	76	75
	64	62	57	52	58	56
	21	18	19	15	18	19

Средняя обеспеченность метода прогноза аномалии температуры воды для судов погоды по месяцам ( $P_{\rm M}$ ) и природная обеспеченность ( $P_{\rm HD}$ )

Предварительный анализ показал, что для районов судов погоды температура воды и воздуха хорошо коррелируется друг с другом. Так, для июля в среднем коэффициент корреляции составил 0,71, а для июля — 0,53. Знаки аномалий температуры воды и воздуха совпадают в 65% случаев. Кроме того, было выяснено, что один и тот же знак аномалии часто наблюдается на больших пространствах океана и сохраняется в течение продолжительного времени. Все это говорит о том, что определяющую роль в формировании аномалий температуры воды играют процессы большого масштаба, развивающиеся заблаговременно.

В качестве предикторов для предвычисления температуры воды были выбраны температуры воды и воздуха, а также коэффициенты разложения поля атмосферного давления по естественным составляющим как показатель влияния адвекции.

Прогнозируется изменение средней за три месяца (январьмарт) температуры воды от предыдущего года к последующему

$$\Delta t_{w}^{cp} = f(t_{w_{0}}, t_{a_{0}}, B_{i}^{\Delta p}),$$

где  $t_{w_0}$ ,  $t_{a_0}$  — температура воды и воздуха в предшествующем году, средняя за те же месяцы;  $B_i^{\Delta p}$  — коэффициенты разложения поля аномалий среднего месячного давления в феврале предыдущего года. Для восточных районов океана аномалия давления берется над Европой (сектор II), для западных районов — над Северной Атлантикой (сектор I).

Коэффициенты корреляции и обеспеченность полученных уравнений достаточно высокие. Проверка коэффициентов корреляции на устойчивость по критерию Фишера показала, что значения их не являются случайными.

Остановимся еще на работе Ю. В. Суставова [109], который иначе подходит к учету влияния атмосферных процессов на изменения температуры воды в море.

Ю. В. Суставов предложил метод прогноза средней месячной температуры воды в южной части Баренцева моря на основе покомпонентной оценки теплового взаимодействия моря с атмосферой и адвекции тепла течениями. Он считает, что тепловой режим Баренцева моря определяется теплосодержанием водных масс, поступающих в море с Нордкапским течением. Изменения температуры воды происходят в связи с колебаниями температуры воздуха и интенсивности переноса тепла течением. Наибольшее влияние оказывает колебание температуры воздуха.

Автор рассмотрел спектральную структуру средних месячных значений температуры воды на стандартных разрезах в южной части Баренцева моря. В ходе температуры воды были выявлены циклы продолжительностью 30, 12, 6, 4, 3 месяца. Преобладаюшими являются 30, 12 и 4 месяца. В колебаниях температуры воздуха цикл 30 месяцев отсутствует. Поэтому можно предположить, что колебания с таким периодом обусловлены адвекцией тепла течениями. Действительно, такой цикл обнаружен в изменениях уровня моря, которые тесно связаны с изменениями непериодических течений. На основании этого уровень может быть принят за показатель адвекции. Кроме цикла 30 месяцев, в изменениях уровня моря обнаружены колебания и с другими циклами, причем для всех компонентов наблюдается запаздывание колебаний температуры относительно колебаний уровня. Для цикла 30 месяцев запаздывание составило 10 месяцев, для цикла 12 месяцев — 2-З месяца, для цикла 6 месяцев — 1—1,5 месяца, для цикличности 3—4 месяца — менее 1 месяца.

Если из фактической температуры воды исключить 30-месячный компонент, то коэффициент корреляции между температурой воды слоя 0—200 м на Кольском разрезе и температурой воздуха достигнет 0,90, что подтверждает преобладающее влияние температуры воздуха на температуру воды.

Сдвиг по фазе колебаний температуры воды и воздуха составил 2,3 месяца, однако в течение года этот сдвиг меняется — от 2 месяцев в холодный период до 3 месяцев в теплый. Это обстоятельство учитывалось при построении графика связи температуры воды и воздуха. Для января—мая  $(t_a < 0)$  сдвиг принимался равным 2 месяцам, для июля—ноября  $(t_a > 0)$  — 3 месяцам. Для переходных месяцев (июнь—декабрь) температура воздуха бралась с запаздыванием в 2,3 месяца.

График связи температуры воздуха в районе п-ва Рыбачий с температурой воды на Кольском меридиане (ст. 3—7) в слое 0— 200 м дан на рис. 53. При построении этого графика была отфильтрована волна с периодом 30 месяцев — учитывался сдвиг между температурой воды и воздуха, равный 3 месяцам.

Для расчета адвективной составляющей изменений температуры воды в зависимости от уровня, измеренного в Мурманске, используется график на рис. 54. Данный график отражает покомпонентную связь колебаний уровня и адвективной составляющей температуры воды. Для его построения использовались амплитуды колебаний уровня и температуры воды, полученные с графиков спектральной плотности по всем компонентам полициклического процесса на один и тот же момент времени.  $\Delta z$  представляет собой отклонения среднего месячного уровня моря от среднего положе-



Рис. 53. Связь температуры воздуха  $t_{\alpha}$  в районе п-ова Рыбачий с температурой воды  $t_{w}$  на Кольском меридиане (ст. 3—7) в слое 0—200 м [109].



Рис. 54. Связь уровня моря в Мурманске ( $\Delta z$ ) и адвективной составляющей температуры воды ( $\Delta t_w$ ) на разрезе вдоль Кольского меридиана (ст. 3—7) в слое 0—200 м [109].

ния, взятые отдельно для каждой составляющей. График может быть использован для расчета всех циклов.

В табл. 10 приведен пример расчета средней месячной температуры воды на Кольском меридиане при учете изменений температуры за счет теплообмена с атмосферой и адвективной составляющей. При расчете последней принимались во внимание 30, 12, 3—4-месячные циклы. Значения  $\Delta z$  брались соответственно со сдвигами 10, 2 месяца и синхронно.

Автор провел проверку метода расчета за период 1955—1962 гг. В 50% случаев ошибка не превышала 5% наблюденного значения температуры воды, и только в 10% она достигала 15—20%.

		Циклы ад				t <sub>w</sub>					
Дата	30 мес.		13 мес.		3-4 мес.		∑∆ <i>t<sub>w</sub></i> (адв.)	t <sub>a</sub>	Δ <i>t</i> <sub>W</sub> (τ. 0.)		[
	ΔΖ	Δt <sub>w</sub>	Δ <i>Ζ</i>	Δt <sub>w</sub>	Δ <i>Ζ</i>	∆t <sub>w</sub>				расч.	факт.
Март	-1	-0,03	-11	-0,33	-2	-0,06	-0,42	_7,7	3,10	2,68	2,65
Сентябрь	3	0,09	7	0,21	0	0	0,30	8,8	5,05	5,35	5,55
1959 Г. Июнь	8	-0,24	7	0,21	2	0,06	0,03	-3,1	3,80	3,83	3,62
1961 г. Цекабрь 1961 г.	—8	-0,24	6	-0,18	3	0,09	-0,33	6,4	4,85	4,52	4,80
	l	1		ļi		1	L	l	1		i

### Результаты расчетов температуры воды в слое 0-200 м на Кольском меридиане

При наличии аналогичных графиков схема прогноза может быть использована для других районов южной части Баренцева моря. Естественно, что для составления графиков должны иметь место длительные непрерывные ряды наблюдений над температурой воды и воздуха, уровнем, позволяющие провести спектральный анализ этих элементов и построить регрессионные зависимости.

Рассмотрим также несколько зарубежных исследований, посвященных изучению взаимосвязи между атмосферными процессами и тепловым состоянием океана и направленных на установление физико-статистических связей между ними.

Бьеркнес [139] отмечал возникновение метеорологически обусловленных значительных аномалий температуры воды в экваториальной области Тихого океана (течение Эль-Ниньо). Впоследствии Виртки [163] рассматривал возникновение Эль-Ниньо как следствие крупномасштабных процессов, происходящих в атмосфере. Как известно, течение Эль-Ниньо приводит к аномальному повышению температуры воды у побережья Перу, что вызывает массовую гибель рыбы и пагубно отражается на рыболовстве. Анализ барической обстановки над океаном показал, что появлению Эль-Ниньо предшествует аномально высокая разность давления между восточным и западным побережьем Тихого океана. Этот показатель был использован для прогноза возникновения Эль-Ниньо в начале 1975 г. В действительности оно наблюдалось с февраля по май 1975 г.

В работе [157] выполнен анализ наблюдений над температурой воды на поверхности Тихого океана в районе между 50° с. ш. и 20° ю. ш. с целью изучения взаимодействия океана и атмосферы. Поля распределения температуры воды на поверхности раскладывались в ряды по естественным составляющим. Характерные коэффициенты разложения, являющиеся показателями наличия или отсутствия течения Эль-Ниньо, а также степени его интенсивности, сопоставлялись с изменениями приземного атмосферного давления в Дарвине (Австралия) синхронно и со сдвигом в 1 месяц. Коэффициент корреляции данной связи равен 0,55. Кроме того, коэффициенты разложения полей температуры сопоставлялись с изменениями средней температуры тропосферы в тропиках. Коэффициент корреляции возрос до 0,74.

Можно предполагать, что результаты анализа были бы лучше, если бы автор рассматривал атмосферные процессы тоже на большом пространстве, а не в отдельных точках.

Именно такой подход к анализу явлений использовал Дэвис [142], исследуя вопрос о статистических связях между полями гидрометеорологических элементов. Распределение аномалий температуры воды на поверхности и атмосферного давления в центральном районе северной части Тихого океана (20-55° с. ш.) представлялось аналитически с помощью естественных составляющих. При этом поле аномалии давления было представлено 6 членами разложения, а для поля аномалии температуры воды учитывалось 10 членов, поскольку пространственная структура полей температуры характеризуется изменчивостью меньшего масштаба, чем изменчивость атмосферного давления. Была проделана автокорреляция и взаимная корреляция временных рядов коэффициентов разложения с различными сдвигами. При этом была отмечена четкая связь полей аномалий температуры воды и атмосферного давления. В большинстве случаев районы отрицательных аномалий температуры совпадали с районами аномалий геострофического ветра с севера или северо-запада, а районы с положительными аномалиями температуры --- с аномалиями геострофического ветра с юга. Поля аномалий температуры воды прогнозируются со сдвигом 6 и 12 месяцев.

Таким образом, следует отметить, что как в СССР, так и за рубежом в последнее время при разработке методов прогнозов, основанных на исследовании статистических связей между температурой воды на больших акваториях и атмосферными процессами, обусловливающими изменения температуры, стали широко применяться способы количественной оценки этих полей с помощью естественных ортогональных составляющих.

## 5.2. Методы прогноза температуры воды, основанные на учете гелиогеофизических связей

Одним из направлений в разработке методов прогноза температуры воды большой заблаговременности является метод, основанный на изучении периодичности в ходе температуры воды во времени. Этот подход получил наиболее полное развитие в работах школы И. В. Максимова и его учеников [80, 81]. Выявление скрытой периодичности производится на основе гармонического анализа временных рядов. Реальность полученных периодов в изменениях геофизических элементов объясняется авторами воздействием на

океан и атмосферу сил космического и геофизического происхождения. Причем, как считал Максимов, механизм воздействия может проявляться двояким способом. С одной стороны, изменение солнечной деятельности оказывает влияние на центры действия атмосферы и солнечные ритмы в атмосферных процессах вызывают изменения в океане. С другой стороны, высказывается гипотеза

о том, что деятельность Солнца приводит к изменениям в сжатии Земли, что должно отразиться на общей циркуляции вод океанов. Поэтому можно допустить, что процессы, солнечные по происхождению, возникают в океане непосредственно, без участия атмосферы.

Для исследования цикличности в геофизических исследованиях необходимо иметь многолетних наблюдений. Так. ланные Н. П. Смирнов [106] рассмотрел многолетние изменения интенсивности Гольфстрима и обнаружил 11-летнюю **ШИКЛИЧНОСТЬ** в атмосферных процессах и в изменениях температуры воды на поверхности в районе течения. Анализи-Северо-Атлантического руя ряд наблюдений над температурой за 1876-1939 гг., он установил период в ее изменениях, равный 11,2 годам. Амплитуда колебаний температуры воды с таким периодом составила 16,5% от общего изменения температуры за данные 60 лет. На рис. 55 представлены спектрограммы аномалий значений температуры годовых средних воды на поверхности по квадратам Смеда, расположенным вблизи Исландии и южоконечности Гренландии, полученные ной Н. П. Смирновым и Э. И. Саруханяном по наблюдениям с 1876 по 1939 г. Верхняя кривая представляет собой спектрограмму чисел Вольфа за тот средних годовых же период времени. Аналогичность кривых может служить подтверждением влияния

же период времени. Аналогичность кривых кривых кривых. может служить подтверждением влияния солнечной активности на процессы в океане. Максимов приводит также примеры, связанные с вековым ритмом солнечной деятельности. Так, рассмотрение многолетних изменений температуры воды в районе пролива Дейвиса, Исландии и Гренландии показывает, что повышенный фон температуры соответствует периоду максимума солнечной активности, а минимум ее сопровождался понижением температуры поверхности в данном районе.

Гармонический анализ длительных рядов наблюдений над температурой воды и другими элементами режима морей обнаруживает сложную структуру их изменений. На рис. 56 представлены



S(to)

Рис. 55. Спектрограммы аномалий средних годовых значений температуры воды в квадратах Смеда A, C, H, M и чисел Вольфа W<sub>©</sub> [81].

Буквы в скобках обозначают начала шкалы на оси ординат для соответствующих кривых. периодограммы, полученные И. В. Максимовым, Н. П. Смирновым и другими по методу Шустера для многолетних изменений температуры воды на поверхности за 1876—1960 гг. в некоторых квадратах Смеда. Кроме 11-летнего цикла, довольно четко проявляются циклы с периодами 6—7, 18—19 лет. Первый из них можно рассматривать как составляющую нутационного происхождения, связанную с колебаниями оси вращения Земли, второй — с долгопе-



Рис. 56. Периодограммы многолетних изменений аномалий температуры воды на поверхности в квадратах Смеда *B* (*a*) и *J* (б) [74].

риодным лунно-солнечным приливом.

Таким образом, гипотеза о существовании в океане многолетних изменений режима, связанных с долгопериодным лунно-солнечным приливом, многолетними колебаниями солнечной деятельности и многолетним нутационным ритмом, привела к возможности составления прогноза гидрометеорологических характеристик режима моря на основе учета этих факторов.

Практически разработка такого метода сводится к гармоническому анализу многолетних рядов наблюдений, выделению вкладов, которые вносит каждый компонент, на основании чего составляется уравнение многолетних изменений ряда. Проводятся контрольные расчеты по использованному ряду наблюдений, и в случае хороших результатов дается прогноз на заданный период времени. При этом предполагается, что фазы и амплитуды выделен-

ных циклов не меняются во времени на период прогноза. Такой метод прогноза называется компонентно-гармоническим.

В работе [74] дан пример применения этого метода к прогнозу средних годовых значений температуры воды в слое 0—200 м по Кольскому меридиану и на поверхности моря на ст. Скомвер-Фур (Норвежское море). Предварительный гармонический анализ наблюдений над температурой воды (средних годовых ее значений) позволил выделить колебания с периодами 4, 7, 11 и 18 лет. Уравнение для прогноза температуры воды в районе Кольского меридиана имеет вид

$$t_{w} = 4,05 + 0,18 \sin(75,8\tau + 227) + 0,18 \sin(47,4\tau + 76) + 0,18 \sin(26,9\tau + 80) + 1,0 \cdot 10^{-4} U_{\tau-3} + 0,02.$$
(42)

Приливная составляющая в изменениях температуры воды с периодом 18—19 лет получена из уравнения регрессии в зависимости от 19-летней составляющей потенциала приливообразующей силы V. Для Кольского меридиана она учитывалась с заблаговременностью 3 года относительно изменений температуры воды. Величина 4,05 есть среднее многолетнее значение температуры воды в слое 0— 200 м для Кольского меридиана. На рис. 57 показано сопоставление вычисленной и фактической средней годовой температуры воды по уравнению (42). Данные после 1960 г. представляют прогноз температуры. Проверка показывает, что для величин, близких к норме, вычисленные значения мало отличаются от фактических, при аномальных значениях температуры воды (1966 г.) ошибка превысила более чем в 3 раза среднеквадратичное отклонение.



Рис. 57. Хронологический график прогностических (1) и наблюденных (2) значений среднегодовой температуры воды для Кольского меридиана (а) и ст. Скомвер-Фур (б) [74].

Компонентно-гармонический метод долгосрочного прогноза основан на формальном использовании результатов гармонического анализа исходного ряда наблюдений. Прогнозы, составленные на основании этого метода, могут рассматриваться как ориентировочные и приближенные.

Исходя из этого, И. В. Максимов и Н. П. Смирнов [81] предложили другой метод прогноза многолетних изменений гидрометеорологических характеристик режима, названный ими генетическим. Сущность его состоит в следующем. В генетическом методе периодограмманализ данных наблюдений не проводится.

Вместо этого изменения прогнозируемого элемента того или иного периода связываются с внешними возбуждающими их силами. При этом используются такие компоненты:

1) 7-летние вариации в результате движения полюса вращения Земли ( $\Delta t_{w_{P}}$ ). Для их количественной характеристики вычисляется индекс  $R_{P}$ , характеризующий разность статических высот уровня

131

океана в волне «полюсного прилива» для определенного момента года и долготы  $0^{\circ}$ ;

2) 11-летние солнечнообусловленные вариации ( $\Delta t_{w_{S_{11}}}$ ). Для их характеристики используются числа Вольфа (W);

3) 19-летние приливные вариации режима ( $\Delta t_{w_N}$ ). Для их характеристики вычисляется индекс  $R_N$ , аналогичный индексу  $R_P$  и обусловленный лунным деклинационным долгопериодным приливом;

4) вековые солнечнообусловленные вариации режима  $(\Delta t_{w_{S_{\text{век}}}})$ . Для их характеристики используются данные о вековом уровне



Рис. 58. График связи между многолетним приливным индексом  $R_N$  и многолетними приливными колебаниями аномалии июльской температуры в районе Фарерских и Шетландских островов [80]. солнечной деятельности, прогнозируемые по методу И. В. Максимова.

Генетический подход был использован для прогноза изменений температуры воды в районе Фарерских и Шетландских островов в июле.

Температура воды представлялась в виде суммы четырех компонентов, каждый из которых обусловлен действием одной из возбуждающих сил, перечисленных выше:

$$t_{w} = \Delta t_{w_{P}} + \Delta t_{w_{S_{11}}} + - \Delta t_{w_{N}} + \Delta t_{w_{S_{\text{BeK}}}}.$$

Выделение каждого компонента проводилось путем сглаживания ряда за соответствующий интервал времени и вычитания из исходного ряда. Обработанные таким образом ряды температуры воды сопоставлялись с факторами, обусловливающими ее изменения. На рис. 58 приведен один из графиков, характеризующий связь приливного индекса  $R_N$  с соответствующими ему колебаниями температуры воды. Такого рода сопоставление было сделано для всех компонентов изменения температуры.

Изменение температуры под действием «полюсного прилива»  $\Delta t_{w_p}$  выражается связью

$$\Delta t_{w_p} = 0,0188R_p + 0,20. \tag{43}$$

Уравнение связи с индексом лунного деклинационного прилива с соответствующим изменением температуры  $\Delta t_{w_{M}}$  имеет вид

$$\Delta t_{w_{N_{\tau}}} = 0,0025 R_{N_{\tau-3}} + 0,05, \tag{44}$$

причем изменение температуры сдвинуто на 3 года относительно индекса  $R_N$  ( $\tau$  — время).

Изменения температуры воды, обусловленные воздействием 11-летнего  $(\Delta t_{w_{S_{11}}})$  и векового  $(\Delta t_{w_{S_{Bek}}})$  циклов солнечной активности, определялись выражениями

$$\Delta t_{w_{s}} = 0,0054 W - 0,20, \tag{45}$$

$$\Delta t_{w_{S_{\text{Back}}}} = 0,01 \,\Delta W_{\text{Beck}},\tag{46}$$

где W — среднее годовое значение чисел Вольфа;  $\Delta W_{\text{век}}$  — отклонение этих значений от средневековых величин.

Суммируя выражения (43), (44), (45) и (46), получим общее уравнение для прогноза июльской температуры воды в районе Фарерско-Шетландского пролива

 $\Delta t_{w_{VII}} = 0,188R_P + 0,054W + 0,0025R_{N_{r-3}} + 0,01\Delta W_{\text{Ber}} + 0,05.$ 

Обеспеченность невыхода ошибки за 20% многолетней амплитуды для проверочных прогнозов оказалась равной 80%, коэффициент корреляции между наблюдениями и вычисленными аномалиями температуры воды составил 0,73.

В приведенном примере прогноза учитывались только четыре климатообразующих фактора космогеофизического происхождения. Несомненно, что этого недостаточно. В частности, не учтены циклы коротких периодов, например, 3-летний, который проявляется достаточно часто, но природа которого еще не ясна. Не учитывались также внутригодовые изменения солнечной активности, которые иногда превосходят по своим размерам изменения в течение 11-летнего цикла.

Кроме того, авторы метода отмечают необходимость усовершенствования индексов, количественно характеризующих воздействие возбуждающих факторов.

Таким образом, применение генетического метода долгосрочного прогнозирования на основе учета космогеофизических сил требует дальнейшего совершенствования. Следует иметь в виду, что при этом необходимо разрабатывать и методы прогноза изменений характеристик солнечной активности.

#### 5.3. Методы прогноза температуры воды, основанные на преемственности гидрологических явлений

Сведения о предшествующем тепловом состоянии океана необходимы для составления прогноза температуры воды любым способом. В прогностических связях физико-статистического характера предшествующее значение температуры воды с тем или иным сдвигом во времени обычно входит одним из аргументов, при решении задачи прогноза численными методами — учитывается в качестве начального условия. В некоторых случаях инерция тепловых процессов бывает достаточно большой и можно получить представление о температуре воды на будущее, зная ее значение в настоящем. Однако такие чисто инерционные связи могут иметь значение лишь в отдельных районах и при условиях, близких к нормальным.

Метод, изложенный ниже, не учитывает внешние причины, обусловливающие изменения температуры воды, а основан на внутренних закономерностях, существующих в длительном процессе развития прогнозируемого элемента. В литературе он получил название динамико-статистического метода. Обоснование возможности применения его для геофизических явлений крупного масштаба как во времени, так и по пространству сделано Ю. М. Алехиным [4, 5].

Сущность динамико-статистического метода заключается в линейном экстраполировании временных рядов рассматриваемого макроявления по следующему равенству:

$$q_{\tau+(m-1)} = k_{m,1}q_{\tau-1} + k_{m,2}q_{\tau-2} + \dots + k_{m,n}q_{\tau-n} = \sum_{\theta=1}^{n} k_{m}(\theta) q(\tau-\theta), \qquad (47)$$

где  $q_{\tau-1}, \ldots, q_{\tau-n}$  — члены временно́го ряда макроявления за предшествующие годы наблюдений;  $q_{\tau+(m-1)}$  — прогнозируемое значение макроявления с заблаговременностью *m* лет;  $k_{m, 4}, k_{m, 2}, \ldots$  $\ldots, k_{m, n}$  — коэффициенты линейной экстраполяции процесса с заблаговременностью *m*; *n* — оптимальное число членов ряда.

Возможность применения уравнения (47) для экстраполирования какого-либо явления  $q(\tau)$  основана на теории вероятностных процессов (или стационарных случайных функций). Ю. М. Алехин принимает, что явление природы, рассматриваемое на больших пространствах и за длительные интервалы времени, есть явление сложнослучайное. По мнению автора, явления природы одновременно и необходимы, поскольку определяются непосредственно действуюшими факторами, и случайны, поскольку каждое явление есть результат действия нескольких причин, и совпадение их действий не является необходимым. Иными словами, макроявления природы определяются не только теми факторами, которые их вызывают, но и являются следствием причин, от которых зависят непосредственные факторы, и т. д. Причем взаимосвязь явлений в этой цепочке в пределе ослабевает. Таким образом, можно предположить, что естественные макроявления представляют собой очень большую сумму элементов случайностей, накопленных в процессе их развития во взаимодействии всех причинных связей. Такие процессы обладают внутренней цикличностью, что делает возможным их экстраполяцию. Очевидно при этом, что цикличность более ярко выражена и более устойчива для явлений большего масштаба в смысле осреднения по площади и во времени. Поэтому уравнение (47) применимо для явлений, осредненных по большой площади и за значительный интервал времени.

Е. И. Серяков и В. В. Стрела [97] предложили метод прогноза сезонной температуры воды для некоторых районов Северной Атлантики на основе динамико-статистического метода, разработанного Алехиным.

Практически использование уравнения (47) для целей прогноза сводится к определению оптимального числа членов ряда и коэффициентов экстраполяции k.

Эти величины определяются с помощью корреляционных функций исследуемого ряда. Общий вид нормированной корреляционной функции

$$R(\theta) = \frac{\sum q(\tau) q(\tau - \theta)}{n^{\sigma^2}},$$

где  $q(\tau)$  — временно́й ряд в отклонениях от нормы;  $\sigma^2$  — дисперсия ряда; n — длина ряда.

В качестве исходных данных при разработке метода прогноза температуры воды использовались месячные значения аномалий температуры воды в некоторых квадратах Смеда и в районе судна погоды «М». Ряды наблюдений и число членов в них приведено в табл. 11.

Таблица 11

-										
Номер ряда		Годы	<b>y</b> i	Число членов ряда						
د		Судно погоды «М»								
1 2 3		1952—1967 1954—1966 1955—1967		64 52 52						
		Квадрат К								
4 5 6		1901—1913 1947—1959 1953—1965		52 52 52						
		<b>К</b> вадрат <i>N</i>								
7	1	1901-1913	1	52						
		Квадрат D								
8	1	1952-1964	l	52						
		Квадрат F								
9	J	19471965	J	<b>7</b> 2						

Ряды наблюдений и число членов в них

Вычисления корреляционной функции  $R(\theta)$  производились до сдвига  $\theta = 3\theta$  по формуле

$$R(\theta) = \frac{\sum_{i=1}^{n-\theta} (t_{w_i} - \bar{t}_{w_1}) (t_{w_{i+\theta}} - \bar{t}_{w_{i+\theta}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-\theta} (t_{w_i} - \bar{t}_{w_1})^2 \sum_{i=1}^{n-\theta} (t_{w_{i+\theta}} - \bar{t}_{w_{1+\theta}})^2}}, \quad (48)$$

где  $\overline{t}_{w_1}$  — норма температуры воды ряда от первого до (n- heta)-того

члена;  $\overline{t_w}_{1+\theta}$  — норма температуры воды ряда от  $(1+\theta)$  до *n*-го члена для  $\theta$  от 1 до 30; *n* — общее число членов ряда. Пример корреляционных функций для судна погоды «М» дан на рис. 59.

Для каждого временного ряда существует свое оптимальное значение числа слагаемых  $n_{\text{опт}}$  в выражении (47). Для прогноза температуры воды  $n_{\text{опт}}$  находились путем подбора. Выбирались пять значений и рассчитывались экстраполированные значения температуры. За  $n_{\text{опт}}$  принимались те значения n, при которых расчеты давали лучшие результаты в смысле обеспеченности прогнозов и их эффективности.

Расчет коэффициентов экстраполяции производится по формуле

$$k_m(\theta) = -\frac{D_{0\theta}^{|m|}}{D_{00}}, \qquad (49)$$

где  $D|_{00}^{m}$  — миноры расширенного определителя

образуемые вычерчиванием *m* верхних строк и *m* столбцов, начиная со второго — для минора  $D^{[m]}_{01}$ , с третьего — для минора  $D^{[m]}_{02}$  и т. д.  $D_{00}$  — главный минор определителя  $D^{[m]}$ , не зависящий от *m*:

$$D_{00} = \begin{vmatrix} 1 & R_1 & R_2 \dots R_{n-1} \\ R_1 & 1 & R_1 \dots R_{n-2} \\ R_2 & R_1 & 1 & \dots R_{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ R_{n-1} & R_{n-2} & R_{n-3} \dots 1 \end{vmatrix}.$$
 (51)

При использовании  $k_m(\theta)$ , полученных по формуле (49), точность экстраполяции по выражению (47) оценивается общим коэффициентом корреляции, который определяется как

$$\widetilde{R}_{m}(n) = \sqrt{1 - \frac{D_{n}^{|m|}}{D_{n-1}^{|m|}}},$$
(52)

где  $D_n^{\lfloor m \rfloor}$  — определитель (50) с n+m столбцами и  $D_{n-1}^{\lfloor m \rfloor}$  — главный минор этого определителя.

Примеры этих функций даны на рис. 59. Максимальное значение функции  $R_m(n)$  обычно не совпадает с оптимальным значением, т. е. с тем значением, которое получается при выбранной длине

ряда *п*опт. Қак уже отмечалось, для прогноза температуры воды *п*опт определялось путем подбора. В общем случае *п*опт может быть определена графически, если найти оптимальное значение общей корреляционной функции как

 $\widetilde{R} = f(R_{\max}, n_{\max}).$  (53)

Тогда по известным значениям  $R_{\max}$ ,  $n_{\max}$  определяется  $\widetilde{R}_{\text{опт}}$ , а по графику  $\widetilde{R}(n)$  определяется  $n_{\text{опт}}$ .

Таким образом, разработка прогноза динамико-статистическим методом включает следующие этапы:

1) по многолетнему ряду  $q(\tau)$ непрерывных наблюдений (не менее 50 лет) вычисляются аномалии данного элемента в отклонениях от нормы, вычисленной за период наблюдений;

2) вычисляется корреляционная функция  $R_n$  по формуле (48) до n = 30;

3) по схеме (50) вычисляются определители  $D_n$  (n = 2, ..., 30) и устанавливается  $n_{\max} \leq 30$ , при котором порядок определителя  $D_n$  достигает величины  $10^{-8}$ ;

4) по формуле (52) вычисляется общая корреляционная функ- 0ция  $\widetilde{R_n}$  при m = 1 и устанавли- -0.2вается ее значение  $\widetilde{R_n}_{max}$  при  $_{-0.4}$  $n_{max} \leq 30$ ;

5) по выражению (53) определяется  $\widetilde{R}_{0\Pi T}$ , а затем  $n_{0\Pi T}$ . В случае отсутствия зависимости (53)  $n_{0\Pi T}$  определяется путем подбора;

6) по схеме (50) вычисляются миноры  $D_{00}$  ( $\theta = 1, 2, ..., n_{\text{опт}}$ ) и по формуле (49) находятся коэффициенты экстраполяции  $k_m(\theta)$ ;



Рис. 59. Графики корреляционных *R* и общих корреляционных функций *R* для судна погоды «М» [97].

а — 1-й ряд; б — 2-й ряд; в — 3-й ряд.

7) производится экстраполяция ряда  $q(\tau)$  с помощью выражения (47), где учитываются последние члены исходного ряда в количестве  $n_{\text{опт}}$  и найденные значения  $k_m(\theta)$ .

Результаты составления прогноза средних месячных аномалий температуры воды по судну погоды «М» и квадратам Смеда даны в табл. 12.

Таблица 12

# Периоды средних корреляционных функций $\theta_R$ , оптимальное число членов ряда $n_{\text{опт}}$ , обеспеченность прогнозов $P_M$ и их эффективность по сравнению с природной обеспеченностью $P_{\text{пр}}$ %

	Судно погоды "М"			Квадраты						
					ĸ		N	D	F	
	Номер ряда								·	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
θR	7,3	32,8		8,5	8,3	10,9	40, <b>0</b>	7,6	6,3	
nour	27	26	21	21	26	21	17	13	22	
$P_{M}^{0}/_{0}$	86	92	87	77	85	84	77	87	.72	
$P_{\pi n}^{0/0}$	54	62	55 ·	71	69	61	60	79	62	
$P_{\rm M} \stackrel{\rm ap}{-} P_{\rm flp}$	32	30	32	6	16	23	17	8	10	

Сопоставление обеспеченности прогнозов по данному методу с природной показало удовлетворительные результаты.

В ходе разработки метода Ю. М. Алехин предложил еще один критерий эффективности прогностических уравнений. Он ввел параметр, названный им периодом средней корреляционной функции

$$\theta_R = 2 \frac{\theta_n - \theta_1}{N - 1},$$

где  $\theta_i$ ,  $\theta_n$  — абсциссы первой и последней точек пересечения горизонтальной оси корреляционной функцией  $R(\theta)$ ; N — общее число пересечений  $R(\theta)$  с горизонтальной осью. Однако количественная величина этого критерия не ясна. Так, для прогноза годового стока у Алехина получилось, что  $\theta_R \ge 8$ . В то же время из табл. 12 видно, что при  $\theta_R = 7,3$  (ряд 1) обеспеченность метода оказалась равной 86%, а превышение ее над природной обеспеченностью достигло 32%.

Однако при применении динамико-статистического метода в прогнозах гидрологических элементов вообще и прогнозах температуры воды, в частности, следует иметь в виду, что коэффициенты экстраполяции  $k_m(\theta)$  могут быть использованы для независимых прогнозов в течение небольшого времени, не более чем 3—4 шага. В дальнейшем, как указывает автор [4], требуется перевычисление их по удлиненному ряду наблюдений.

#### 5.4. Численные методы прогноза температуры воды

В последнее время в области долгосрочного прогнозирования теплового состояния океана стали широко применяться численные методы. В общем виде изменение теплосодержания верхнего слоя моря в какой-либо точке описывается уравнением

$$\frac{\partial Q_D}{\partial \tau} = -u_x \frac{\partial Q_D}{\partial x} - u_y \frac{\partial Q_D}{\partial y} - u_z \frac{\partial Q_D}{\partial z} + K_l \left( \frac{\partial^2 Q_D}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Q_D}{\partial y^2} \right) + K_z \frac{\partial^2 Q_D}{\partial z^2} + Q, \qquad (54)$$

где  $Q_D$  — теплосодержание, кал/см<sup>2</sup>;  $u_x$ ,  $u_y$ ,  $u_z$  — составляющие скорости течения по осям координат x, y, z, см/с;  $K_l$ ,  $K_z$  — коэффициенты турбулентного обмена в горизонтальном и вертикальном направлении, см<sup>2</sup>/с; Q — тепловой баланс поверхности, кал/(см<sup>2</sup> с).

Первые три члена правой части уравнения (54) характеризуют изменение теплосодержания за счет переноса тепла течениями, четвертый и пятый члены (в скобках) представляют собой процессы турбулентного перемешивания в горизонтальном направлении, а шестой — в вертикальном. Последний член характеризует изменение теплосодержания за счет потоков тепла через поверхность океана. Он включает в себя поглощенную радиацию, эффективное излучение, турбулентный теплообмен с атмосферой и потери тепла на испарение.

Сложность решения задачи в целом, отсутствие надежных данных об основных параметрах приводят к необходимости упрощения уравнения (54).

Так, в работах В. А. Цикунова [121—123] дается расчет распределения температуры воды по вертикали в период охлаждения при условии отсутствия адвекции и вертикального обмена.

П. С. Линейкин для периода, предшествующего замерзанию, предложил способ теоретического расчета изменений температуры воды в деятельном слое моря без учета влияния течений и с учетом постоянной скорости течения [78].

Основная трудность решения полного уравнения теплопроводности заключается в незнании коэффициентов турбулентного перемешивания, их изменений в пространстве и во времени. Эти коэффициенты непосредственно не измеряются, а могут быть определены по данным наблюдений за температурой воды из уравнения (54). Л. А. Жуковым [46] для расчета температуры воды в деятельном слое предложен метод численного решения уравнения теплопроводности. Коэффициенты турбулентного перемешивания определялись по данным гидрологических съемок. Для того чтобы учесть изменение коэффициентов турбулентного перемешивания с глубиной, море делится на слои и для каждого слоя определяется свой коэффициент перемешивания. Этот метод использовался В. В. Пановым [91] для анализа формирования температуры деятельного слоя в Карском море. Расчеты, выполненные автором, позволили выявить роль отдельных факторов в изменениях температуры воды. Показано влияние вертикальной и горизонтальной турбулентной теплопроводности на выравнивание поля температуры, оценена роль адвекции тепла течениями.

Ю. П. Доронин [40] рассчитал изменения средней месячной температуры воды однородного слоя в некоторых районах Карского моря с учетом потоков тепла через верхнюю и нижнюю границы слоя. При этом изменение температуры со временем предполагалось линейным, коэффициент турбулентного перемешивания принимался постоянным, равным 1 см<sup>2</sup>/с. В качестве исходных данных были взяты средние многолетние значения метеорологических элементов и начальное значение средней многолетней температуры воды поверхностного слоя моря. Результаты показали, что в северных районах фактические изменения температуры меньше вычисленных (по-видимому, за счет расхода тепла на таяние льдов), а в южных районах моря, наоборот, больше вычисленных (за счет неучета адвекции тепла течениями).

Для прогноза температуры воды в период осеннего охлаждения в арктических морях используется математическая модель, предложенная Ю. П. Дорониным [40, 41]. На ее основе по данным метеорологического прогноза по уравнениям баланса тепла и солей в слое конвекции вычисляются глубина конвективного перемешивания, температура и соленость воды.

Уравнение баланса тепла может быть записано в следующем виде:

$$c\int_{0}^{H_{i+1}}\rho_{i+1}t_{w_{i+1}}dz = c\int_{0}^{H_{i}}\rho_{i}t_{w_{i}}dz + c\int_{H}^{H_{i+1}}\rho_{i}t_{w_{i}}dz +$$

 $+ \int_{\tau_l}^{\tau_{i+1}} Q \, d\tau + c \rho \int_{\tau_l}^{\tau_{i+1}} K \frac{dt_H}{dz} \, d\tau + A_t, \qquad (55)$ 

где H,  $\rho$ ,  $t_w$  — глубина конвективного перемешивания, плотность и температура воды в моменты времени  $\tau_i$  и  $\tau_{i+1}$ ; c — удельная теплоемкость морской воды; Q — поток тепла через поверхность; H — глубина, до которой распространяется конвективное перемешивание;  $dt_H/dz$  — вертикальный градиент температуры на глубине H; K — коэффициент вертикального обмена;  $A_t$  — адвекция тепла течениями.

Таким образом, левая часть уравнения (55) представляет собой изменение теплосодержания конвективного слоя за время  $\Delta \tau =$ =  $\tau_{i+1} - \tau_i$ . В правой части первый член характеризует теплосодержание в начальный момент времени, второй — изменение теплосодержания за счет увеличения толщины слоя конвекции, третий и четвертый — за счет теплообмена с атмосферой и нижележащими слоями воды; последний член, как уже отмечалось, характеризует изменение теплосодержания за счет теплособмена с адвективного переноса тепла.

Аналогично составляется уравнение баланса солей.

При решении системы уравнений предполагается, что слой конвективного перемешивания однороден. Глубина конвективного перемешивания определяется на основании условия, что плотность воды ниже этой глубины больше плотности в однородном слое. Плотность воды принимается постоянной в течение времени ( $\rho_i = \rho_{i+1} = \rho$ ) и определяется по формуле, предложенной П. С. Линейкиным [79].

Если выбрать шаг по времени  $\Delta \tau = \tau_{i+1} - \tau_i$  таким, что изменение глубины конвекции  $\Delta H = H_{i+1} - H_i$  было достаточно малым, то изменение теплосодержания за счет увеличения глубины конвекции можно представить в виде

$$\int_{H_{i}}^{H_{i+1}} \rho_{i} t_{w_{i}} dz = 0.5 \rho \left( t_{w_{i}} + t'_{w_{i}} \right) (h_{i+1} - h_{i}),$$
(56)

где  $t'_{w_i}$ — температура воды на глубине  $H_{i+1}$  в момент времени  $\tau_i$ . Тогда для расчета температуры воды конвективного слоя в момент времени  $\tau_{i+1}$  без учета адвекции получается упрощенное уравнение

$$t_{w_{i+1}} = 0.5 \left[ t_{w_i} + \left( 1 + \frac{H_i}{H_{i+1}} \right) + t'_{w_i} \left( 1 - \frac{H_i}{H_{i+1}} \right) \right] - \frac{1}{c \rho H_{i+1}} \int_{\tau_i}^{\tau_{i+1}} Q \, d\tau + \frac{1}{H_{i+1}} \int_{\tau_i}^{\tau_{i+1}} K \frac{\partial t_H}{\partial z} \, d\tau.$$
(57)

Адвективное изменение температуры воды в слое конвективного перемешивания определяется по формуле

$$\Delta t_{w_A} = \frac{1}{H_{i+1}} \int_{\tau_i}^{\tau_{i+1}} \int_{0}^{H(\tau)} v(z) \frac{\partial t_w}{\partial n} dz d\tau, \qquad (58)$$

где v(z) — проекция модуля скорости течения на глубине на направление поверхностного течения;  $\partial t_w/\partial n$  — градиент температуры в направлении скорости течения. Для расчета теплообмена с нижележащими слоями используется уравнение диффузии.

Аналогичные выражения можно написать и для расчета солености.

При прогнозе по данной модели необходимы начальные данные о распределении температуры и солености в узлах расчетной сетки. Теплообмен с атмосферой Q и адвективный член  $A_t$  определяются на основании метеорологического прогноза. В связи с этим точность прогноза температуры воды и солености в слое конвективного перемешивания в большой степени зависит от точности долгосрочного прогноза температуры воздуха и атмосферного давления над морем.

Далее рассматриваются частные случаи решения уравнения (54) в применении его к расчетам температуры воды в северной части Тихого океана. Немайес [155, 156] предложил практический метод оценки температуры воды океана при учете только адвективных членов уравнения (54). Задача решалась им в отношении аномалий средней месячной температуры воды на поверхности.

Изменение аномалии температуры воды от месяца к месяцу предполагается равным

$$t'_{w_i} - t'_{w_{i-1}} = \Delta t'_{w_i} = U'_i \nabla t_{w_N}, \tag{59}$$

где  $t'_w$  аномалия температуры поверхностного слоя воды; U' – аномалия поверхностного течения;  $t_{w_N}$  – среднее многолетнее значение (норма) температуры воды данного месяца; *i*, *i* – 1 – индексы месяцев;  $\nabla = \partial/\partial s$  – градиент в направлении течения.

Скорость течения рассчитывается по известной формуле Экмана  $U/V = 0.0127/\sqrt{\sin \varphi}$ , где V — скорость ветра. Ветер принимается геострофическим. Для расчета аномалии скорости ветра используются аномалии среднего месячного давления на уровне моря.

Таким образом, на основании уравнения (59) предполагается, что температура воды в начальный момент времени в каждой точке соответствует среднему многолетнему значению, а затем приповерхностные массы перемещаются без притока или потерь тепла. Однако Немайес считает, что составляющие теплового баланса поверхности неявно при этом учитываются, хотя бы потому, что теплообмен с атмосферой и потери тепла на испарение зависят от ветра. Кроме того, распределение очагов притока и потерь тепла на акватории океана отчасти обусловливается характером атмосферной циркуляции, интенсивностью и направлением воздушных потоков.

Для учета предшествующего теплового состояния океана Немайес добавил к результатам расчета изменений аномалий температуры воды (вследствие ветрового дрейфа) аномалию температуры предыдущего месяца. Он произвел расчеты такого рода за двухлетний период (1962—1963 гг.) в 89 точках, расположенных в восточной области северной части Тихого океана, и сравнил результаты расчета с фактическими данными. Средний коэффициент корреляции между фактической и вычисленной аномалиями температуры воды составил 0,23 без учета аномалии предыдущего месяца и 0,54 с ее учетом. Так как для расчета использовалось фактическое распределение аномалии атмосферного давления в данном месяце, то прогностическими результаты рассматриваться не могут, тем более что коэффициенты корреляции, приведенные выше, недостаточно высоки.

Джекоб [145] развил схему, предложенную Немайесом. Он воспользовался для расчета прогностическими картами аномалий атмосферного давления для северной части Тихого океана, составляемыми в середине месяца, получив таким образом заблаговременность прогноза температуры, равную 15 дням. Расчеты адвективных изменений температуры воды были выполнены Джекобом как по уравнению (59), так и по расширенному уравнению, предложенному Артуром [136]:

$$\Delta t'_{w_i} = t'_{w_i} - t'_{w_{i-1}} = -U'_i \nabla t_{w_N} - U_i \nabla t'_{w}, \qquad (60)$$

где  $U_i$  — средняя месячная скорость течения, полученная как сумма аномалии течения ( $U'_2$ ), вычисленной указанным выше способом, и нормы  $U_N$ , где  $U_N$  интерполируется для каждого месяца по климатическим картам течений для зимы и лета.

Расчет по уравнениям (59) и (60) показал, что первый адвективный член характеризует в основном главные центры изменения аномалии температуры воды, а учет обоих членов позволяет составить более детальную картину распределения изменений аномалии температуры на акватории океана.

Далее Джекоб рассматривает более сложную модель с учетом влияния потоков тепла через поверхность океана

$$\Delta t'_{w_i} = t'_{w_i} - t'_{w_{i-1}} = -U'_i \nabla t_{w_N} - U_i \nabla t'_{w_i} + \frac{Q}{\rho c D}, \qquad (61)$$

где  $t'_w$  и U осреднены для слоя D, принятого равным 50 м; Q — аномалия теплового баланса поверхности (на единицу площади); о, c — удельная плотность и теплоемкость морской воды.

Предполагается, что вертикальный градиент температуры в верхнем перемешанном слое и поток тепла на глубине *D* равны нулю.

Аномалия Q складывается из четырех слагаемых: аномалий поглощенной радиации  $Q'_{\odot}$ , эффективного излучения R', испарения  $Q'_{\mu}$  и контактного теплообмена  $Q_{\tau,o}$ . Для расчета первых двух составляющих: поглощенной радиации и эффективного излучения, Джекоб использовал формулы, разработанные ГГО. Испарение и теплообмен с атмосферой вычислялись по приближенным формулам Джекоба [162]. Аномалии получились как разность средних месячных величин и нормы.

Джекоб выполнил несколько расчетов с учетом испарения и теплообмена. Результаты показали, что, несмотря на грубость сделанных допущений, крупномасштабное распределение аномалий температуры воды обнаруживает очевидное сходство с фактической картиной на 15 дней вперед. При этом можно сделать заключение, что добавление второго адвективного члена (т. е. адвекции аномальных изотерм посредством среднего месячного течения) улучшает прогноз температуры воды. При учете испарения и теплообмена с атмосферой прогноз температуры воды может быть дан с некоторым успехом на 1 месяц вперед. Более конкретных оценок, характеризующих успешность данной прогностической схемы, автор не приводит. Естественно, что такого рода расчеты следует рассматривать только как первое приближение в задаче долгосрочного численного прогноза температуры воды. Кларк [140] решает уравнение (54), пренебрегая горизонтальным турбулентным обменом и вертикальным переносом тепла в толще вод:

$$\frac{\partial t_w}{\partial \tau} = -U \,\nabla t_w + q, \qquad (62)$$

где  $q = \frac{Q}{coD}$ .

Все параметры, входящие в (62), рассматриваются как сумма средних величин и их аномалий

$$\frac{\partial \left(\bar{t}_{w} + t'_{w}\right)}{\partial \tau} = -\left(\bar{u}_{x} + u'_{x}\right) \frac{\partial \left(\bar{t}_{w} + t'_{w}\right)}{\partial x} - \left(\bar{u}_{y} + u'_{y}\right) \frac{\partial \left(\bar{t}_{w} + t'_{w}\right)}{\partial y} + \left(\bar{Q} + q\right).$$
(63)

Считая, что среднее многолетнее изменение температуры воды в данной точке равно

$$\frac{\partial \bar{t}_{w}}{\partial \tau} = -\left(\bar{u}_{x}\frac{\partial \bar{t}_{w}}{\partial x} + \bar{u}_{y}\frac{\partial \bar{t}_{w}}{\partial y}\right) - \left(\bar{u}_{x}\frac{\partial \bar{t}_{w}}{\partial x} + \bar{u}_{y}\frac{\partial \bar{t}_{w}}{\partial y}\right) + \bar{Q} \quad (64)$$

и вычитая (64) из (63) с последующим интегрированием от  $\tau_1$  до  $\tau_2$ , Кларк получил

$$t'_{w_{2}}-t'_{w_{1}} = -\int_{\tau_{1}}^{\tau_{2}} \left(\overline{u}_{x}\frac{\partial t'_{w}}{\partial x} + \overline{u}_{y}\frac{\partial t'_{w}}{\partial y}\right)d\tau - -\int_{\tau_{1}}^{\tau_{2}} \left(u'_{x}\frac{\partial t'_{w}}{\partial x} + u'_{y}\frac{\partial t'_{w}}{\partial y}\right)d\tau - -\int_{\tau_{1}}^{\tau_{2}} \left(u'_{x}\frac{\partial \overline{t}_{w}}{\partial x} + u'_{y}\frac{\partial \overline{t}_{w}}{\partial y}\right)d\tau - -\int_{\tau_{1}}^{\tau_{2}} \left(\overline{u'_{x}\frac{\partial t_{w}}{\partial x}} + \overline{u'_{y}\frac{\partial t_{w}}{\partial y}}\right)d\tau + \int_{\tau_{1}}^{\tau_{2}} q' d\tau.$$
(65)

Кларк оценил относительный вклад каждого члена адвективного переноса тепла по средним месячным данным семи лет (1951— 1957) для северной части Тихого океана от 20 до 60° с. ш. Расчеты показали, что в средних широтах (30—45° с. ш.) преобладающее значение имеет член, характеризующий адвекцию средней температуры аномалией течения (третий интеграл). Именно этот член учитывался в схеме Немайеса и именно в этих широтах Немайесом получены лучшие результаты. Первый и второй члены приобретают большой вес в высоких и низких широтах, а величина последнего адвективного члена мала по сравнению с другими и им можно пренебречь.

По предложенному методу в целом с учетом потоков тепла через поверхность Кларк выполнил расчеты аномалии температуры воды по средним месячным и средним сезонным данным с 1961 по 1970 г. по сетке точек, покрывающей восток северной части Тихого океана. Для оценки теплового баланса поверхности использовались формулы, приведенные в [146]. Скорость течения определялась по формуле Экмана по средним месячным картам атмосферного давления.

Кларк определил, что наивысшая корреляция между фактическими и вычисленными изменениями аномалии температуры воды была получена в тех случаях, когда аномалия атмосферной циркуляции над восточной частью Тихого океана была интенсивной и устойчивой.

Сравнение фактических и вычисленных аномалий по сезонам показало, что по расчетам Кларка адвекция имеет большее влияние на аномалию температуры воды зимой и весной, в то время как летом и осенью большее действие оказывают потоки тепла через поверхность.

Представляет интерес попытка Кларка оценить влияние на расчеты температуры воды использования значений глубины перемешанного слоя *D*, осредненных за большие промежутки времени, вместо фактических значений.

Для этой цели были привлечены данные о вертикальном профиле температуры воды на судне погоды «Р» за 5 лет. Оказалось, что весной и летом, когда наблюдается ярко выраженный слой скачка, использование средних многолетних значений *D* может привести к ошибкам, которые превышают изменения температуры за счет аномалии потоков тепла через поверхность. Для осени и зимы ошибки меньше, но в отдельные годы они достигали 30—50%.

Таким образом, Кларк показал необходимость учета при расчетах аномалии температуры воды на больших акваториях за длительные интервалы времени обоих основных процессов, определяющих изменения температуры воды,— адвекции и потоков тепла через поверхность океана.

Численную модель сезонного изменения теплосодержания верхнего 250-метрового слоя океана предложил Батен [137]. В уравнении (54) он пренебрег членами, характеризующими процессы вертикального переноса тепла. Тогда уравнение принимает вид

$$\frac{\partial Q_D}{\partial \tau} = K_I \left( \frac{\partial^2 Q_D}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Q_D}{\partial y^2} \right) - u_x \frac{\partial Q_D}{\partial x} - u_y \frac{\partial Q_D}{\partial y} + Q.$$
(66)

Батен оценил вклад каждого члена уравнения (66) в изменение теплосодержания. Для этой цели он использовал около 140 000 батитермографных наблюдений в северной части Тихого океана. Расчеты проводились по квадратам размером 2° по широте и 10° по долготе для каждого месяца.

Оказалось, что в среднем теплосодержание верхнего слоя океана наибольшее в западной части тропической области ( $\sim 610$  кал/см<sup>2</sup>), а минимум его приходится на Берингово море ( $\sim 40$  кал/см<sup>2</sup>).

Вклад адвективного члена в изменение теплосодержания в среднем вдвое больше, чем вклад от теплового баланса поверхности,

10 Зак. № 298

причем это отмечается почти на всей акватории северной части Тихого океана. В среднем за год тепло переносится с юго-востока на северо-запад.

Средние годовые потоки тепла через поверхность отрицательны (океан теряет тепло) в ряде районов океана: на востоке тропической зоны к западу от Центральной Америки, в экваториальной области северной части океана к югу от Гавайских островов и на западе тропической зоны вокруг о. Гуам и восточнее Филиппинских островов. Потоки тепла положительны (океан накапливает тепло) в районе Куросио восточнее Японии и в заливе Аляска.

Максимальное влияние турбулентного перемешивания на изменение теплосодержания (до 38%) отмечается в трех районах океана: к востоку от Японии в зоне смешения вод течений Куросио и Курильского (Оясио), южнее Алеутских островов и к западу от о. Ванкувер. На остальной акватории северной части Тихого океана вклад членов, характеризующих турбулентный обмен, в общем изменении теплосодержания верхнего слоя океана менее 10%.

По оценке Батена, средняя многолетняя доля турбулентного перемешивания в среднем месячном изменении теплосодержания верхнего слоя северной части Тихого океана составляет 8%, адвекции — 63% и потоков тепла через поверхность — 29%.

Батен решает уравнение (66) численным методом для каждого элементарного объема воды площадью 2×10° и толщиной 250 м. Предварительно он получает функции полных потоков, чтобы определить значения составляющих скорости течения. Уравнения решаются с шагом по времени 1 сутки для годового цикла. Начальное значение теплосодержания определялось по данным наблюдений. Численное решение повторялось несколько раз при различных значениях коэффициента турбулентного обмена и начальных значениях функции полных потоков. Результаты расчетов сравнивались с фактическими данными теплосодержания. Критерием лучшего решения было совпадение фаз и амплитуд теплосодержания, полученных по вычисленным и фактическим данным.

Батен исследует возможные причины трансформации аномалий теплосодержания на акватории северной части Тихого океана. Он предполагает, что аномалии изменяются двумя путями. Во-первых, аномальные изменения потоков тепла через поверхность в течение года нарушают распределение теплосодержания, полученное в результате численного решения уравнения. Во-вторых, аномалии теплосодержания возникают вследствие усиления или ослабления циркуляции вод. Автор рассмотрел примеры типичного расположения и значения аномалий теплосодержания в северной части Тихого океана и исследовал их усиление, движение и затухание под влиянием теплового баланса поверхности и существующей циркуляции вод. Результаты анализа показывают, что аномалии теплосодержания переносятся преобладающими течениями. Аномалии, переносимые на север Тихого океана примерно к 40° с. ш., затухают быстро вследствие интенсивного горизонтального перемешивания. Анома-
лии, переносимые к югу, сохраняются в течение нескольких месяцев.

Расчеты показали, как может измениться теплосодержание вследствие усиления или ослабления преобладающей системы течений. Так, при усилении циркуляции теплосодержание верхнего слоя возрастает на большой акваторин к востоку от Японии, в то время как оно уменьшается в области более низких широт между Филиппинскими и Маршалловыми островами. Небольшое увеличение теплосодержания отмечается в экваториальных районах океана и в заливе Аляска. Наоборот, ослабление циркуляции приводит к уменьшению теплосодержания в областях, прилегающей к Японии и расположенной к западу от Гавайских островов. Увеличение теплосодержания наблюдается на большой акватории вокруг о. Гуам.

Йзменения теплосодержания вследствие усиления или ослабления циркуляции распространяются на большие акватории и более устойчивы во времени, чем изменения, вызванные аномалией теплового баланса поверхности океана.

Хотя работа Батена не является прогностической, она представляет интерес в смысле оценки влияния различных факторов на изменение теплосодержания и позволяет сделать хотя бы качественные выводы о том, к какому перераспределению теплосодержания могут привести аномалии циркуляции вод Тихого океана и теплового баланса поверхности.

Заслуживает внимания использование для целей долгосрочного прогноза температуры воды двухслойной модели океана, предложенной в работе [56]. На основе этой модели Е. С. Нестеров [89] предпринял попытку прогнозирования среднего месячного распределения толщины и температуры воды верхнего квазиоднородного слоя в северной части Атлантического океана.

В используемой модели уравнение теплопроводности для верхнего квазиоднородного слоя при отсутствии адвекции записывается в виде

$$\frac{\partial t_{w_1}}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_1 \frac{\partial t_{w_1}}{\partial z} \right) + Q(z, \tau), \tag{67}$$

где  $t_{w_1}$  — температура квазиоднородного слоя;  $K_1$  — коэффициент вертикального турбулентного обмена в этом слое;  $Q(z, \tau)$  — радиационный поток тепла, изменяющийся по глубине по экспоненциальному закону и быстро затухающий с глубиной.

Для нижнего слоя (сезонный термоклин), где отсутствует радиационный поток, уравнение будет иметь вид

$$\frac{\partial t_{w_2}}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_2 \frac{\partial t_{w_2}}{\partial z} \right), \tag{68}$$

где  $t_{w_2}$ ,  $K_2$  — температура и коэффициент вертикального турбулентного обмена в сезонном термоклине.

10\*

Система уравнений (67) и (68) замыкается уравнением баланса турбулентной энергии, которая на границе двух слоев (при z = h) принимается равной нулю, что эквивалентно условию достижения числом Ричардсона критического значения. Кроме того, на границе слоев принимается равенство температур и потоков тепла.

В качестве граничных условий на поверхности (при z = 0) задается поток тепла через поверхность  $Q(\tau)$ , а на нижней границе деятельного слоя (при z = H) — постоянство температуры  $t_{w_2} = = t_{w_H}$ .

В начальный момент времени задается значение температуры воды на поверхности  $t_{w_1} = t_{w_0}$  и толщины квазиоднородного слоя  $h = h_0$ , а также распределение температуры в термоклине  $t_{w_2} = t_{w_0}(z)$ .

С учетом перечисленных начальных и граничных условий систему уравнений (67) и (68) можно представить относительно толщины слоя h и его температуры  $t_w$ , в следующем виде:

$$h \frac{\partial h}{\partial \tau} + \frac{Q(\tau)}{\Phi(h, V)} - K_2 = 0, \qquad (69)$$

$$h \frac{\partial t_{w_1}}{\partial \tau} - Q(\tau) + \varepsilon \Phi(h, V), \qquad (70)$$

где

$$\Phi(h, V) = \alpha + \beta \exp\left(-0.8 \sqrt{\sin\varphi} \frac{h}{V}\right) + M^{\frac{2}{3}} \exp\left(-\frac{h}{h_D}\right). \quad (71)$$

В уравнениях (69)—(71) V— скорость ветра, М— поток энергии турбулентности на поверхности океана,  $h_D$ — толщина диффузионного подслоя в океане,  $\varepsilon$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$ — размерные коэффициенты, равные  $\varepsilon = 5 \text{ см}^2/\text{с}$ ;  $\alpha = 0,7 \cdot 10^{-3} \text{ °C/см}$ ;  $\beta = 0,67 \cdot 10^{-2} \text{ °C/см}$ . Поток энергии турбулентности M представляется в виде  $\varkappa V^3$ , где  $\varkappa \approx 2$ ;  $h_D$  принимается равным 5—8 м.

Расчет по данной модели проводился для района Северной Атлантики между 20 и 60° с. ш. по сетке с шагом по широте 2,5° и по долготе 5° в теплый сезон года, с мая по октябрь, т. е. во время наибольшего развития термоклина.

Вначале был сделан расчет средних многолетних значений толщины и температуры верхнего однородного слоя. В качестве начальных условий задана норма температуры воды на поверхности в мае. Потоки тепла через поверхность рассчитывались по средним многолетним значениям метеорологических элементов.

При сравнении рассчитанных и фактических значений температуры воды оказалось, что в большинстве районов Северной Атлантики ошибки не превышают 1—1,5°С. В области интенсивных течений они увеличиваются и могут достигать 2—3°С, что показывает необходимость учета адвекции. Прежде чем перейти к прогнозу средних месячных значений температуры воды и глубины однородного слоя, были проведены расчеты их для конкретных случаев за период с мая 1974 г. по февраль 1975 г. В качестве исходных данных использовались средние месячные карты температуры воды на поверхности, составленные по фактическим наблюдениям судов, совершающих рейсы в океане, и средние многолетние значения глубины квазиоднородного слоя. Средние многолетние значения ветра учитывались как граничные условия.

Чтобы уточнить способ оценки учета потоков тепла через поверхность, было выполнено три варианта расчетов:

1) расчет средних многолетних значений Q по средним многолетним данным для каждого месяца;

2) расчет средних месячных значений Q по разности температур воды и воздуха при заданных средних месячных значениях температур воды и воздуха;

3) расчет Q по разности температур воды и воздуха с использованием вычисленных значений температуры воды при каждом шаге интегрирования, равном 1 суткам.

Лучший результат был получен для третьего варианта — ошибки в расчетах температуры воды в малоадвективных районах в большинстве случаев не превышали 1°С.

Это дало основание сделать попытку использовать для расчета температуры воды месячный прогноз температуры воздуха и таким образом получить прогнозируемые значения температуры воды на месяц вперед. Сравнение прогнозируемых значений температуры воды с фактическими обнаружило наибольшие ошибки, как и ранее, в зонах течений. Кроме того, довольно значительные ошибки возникли в тех районах океана, где не оправдался прогноз температуры воздуха.

Следовательно, усовершенствование прогнозов температуры воды должно идти по линии учета адвекции, а также повышения оправдываемости прогнозов погоды.

Первым этапом в учете адвекции было использование для расчетов дрейфовой составляющей течения, вычисленной по сезонным полям касательного напряжения ветра. Такая приближенная оценка адвекции позволила уточнить прогностические значения температуры воды на 20—30%.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что при дальнейшем использовании двуслойной модели океана в прогнозах температуры воды основное внимание должно быть уделено учету адвекции тепла в районах интенсивных течений.

В последние годы в ряде исследований по численным методом прогнозов пограничные слои атмосферы и океана рассматриваются как единая система. Между атмосферой и океаном происходит непрерывный обмен энергией, поэтому тепловые и динамические характеристики океана и атмосферы целесообразно определять совместно. За рубежом термодинамический метод для прогноза средней месячной аномалии температуры поверхностного слоя воды в системе атмосфера—океан—материк предложен Адемом [134, 135]. Закон сохранения тепловой энергии применяется им к верхнему слою океана (до глубины 50—100 м), к верхнему слою материков (до незначительной глубины) и интегрированному по вертикали слою атмосферы (до 10 км), который включает в себя слой облаков.

Адем составляет три уравнения сохранения энергии для каждой из рассматриваемых сред.

Для атмосферы уравнение записывается в виде

$$c_v a_0 \frac{\partial t'_a}{\partial \tau} + A_{t_a} - c_v a_0 K \nabla^2 t'_a - c_v K b \nabla t'_a = Q^a_{\odot} + Q_{\tau, \circ} + Q_{\kappa}, \quad (72)$$

где  $t'_a$  — отклонение средней температуры атмосферы от постоянной величины  $t_{a_0}$ , причем  $t_{a_0} \gg t'_a$ ;  $c_v$  — удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме;

$$a_{0} = \int_{0}^{D_{a}} p_{0}^{*} dz; \quad A_{t_{a}} = c_{v} M_{a} \nabla t_{a};$$
$$M_{a} = \int_{0}^{D_{a}} p_{v}^{*} v_{D}^{*} dz; \quad b = \int_{0}^{D_{a}} \nabla p^{*} dz,$$

где  $D_a$  — заданная высота слоя атмосферы;  $\rho^*$  — плотность воздуха, заданная выражением  $\rho^* = \rho \left( 1 + \frac{\beta (D_a - z)}{t_a - \beta \frac{D_a}{2}} \right)^{\frac{g}{k\beta} - 1}; t_a = t_{a_o} + t'_a;$ 

 $\rho$  — постоянная плотность на высоте  $D_a$ ;  $\beta$  — постоянный градиент в слое атмосферы; g — ускорение свободного падения;  $v_D^*$  — горизонтальная составляющая скорости ветра;  $\rho_0^*$  — величина  $\rho^*$  при замене  $t_a$  на  $t_{a_0}$ ; K — горизонтальный коэффициент обмена в атмосфере.

В левой части первый член представляет собой локальную скорость изменения энергии, члены  $A_{t_a}$ и —  $c_v d_0 K \nabla^2 t'_a$ — адвективные члены за счет среднего ветра и горизонтальной турбулентности. Последним членом в дальнейшем пренебрегается.

В правой части уравнения (72)  $Q_{\odot}^{a}$  — тепло, поступающее вследствие радиации,  $Q_{\text{т. o}}$  — вертикальный турбулентный поток тепла через поверхность,  $Q_{\text{к}}$  — тепло, поступающее вследствие конденсации водяных паров в облаках.

Уравнение для верхнего слоя океана имеет следующий вид:

$$D\left(\frac{\partial t_{w}}{\partial \tau} + v \nabla t_{w} - K_{l} \nabla^{2} t_{w}\right) + Q_{H} = \frac{1}{\rho_{w} c_{w}} (Q_{\odot}^{w} - Q_{r,o} - Q_{H}], \quad (73)$$

где  $t'_w$  отклонение средней температуры поверхности океана от постоянной величины  $t_{w_0}$ ;  $t_{w_0} \gg t'_w$ ;  $\rho_w$  постоянная плотность воды;  $c_w$  удельная теплоемкость воды; D глубина слоя; v горизонтальная скорость течения;  $Q_{\rm H}$  поток тепла через нижнюю границу слоя;  $K_l$  коэффициент турбулентного обмена, принимаемый постоянным.

Первый член левой части уравнения (73) представляет собой локальное изменение тепловой энергии, второй член — горизонтальная адвекция за счет средних течений, третий — за счет турбулентного переноса. В правой части уравнения (73)  $Q_{\odot}^{w}$  есть радиационное изменение тепловой энергии,  $Q_{\text{т. o}}$  — составляющая контактного теплообмена с атмосферой и  $Q_{\text{m}}$  — потери тепла на испарение.

Наконец, для материка уравнение баланса тепла преобразуется в следующее:

$$0 = Q_{\odot} - Q_{\mathrm{T. o}} - Q_{\mathrm{H}}. \tag{74}$$

Адем рассматривает несколько случаев решения представленной им модели.

В простейшем случае в уравнении для океана учитывается только горизонтальное турбулентное перемешивание. Тогда уравнение (73) записывается в виде

$$\frac{\partial t_w}{\partial t} = K_l \nabla^2 t_w. \tag{75}$$

Решение этого уравнения зависит только от начальной температуры и от коэффициента обмена  $K_l$ , который принимается равным  $3 \cdot 10^8$  см<sup>2</sup>/с, что в 100 раз меньше, чем для атмосферы. Анализ решения такого уравнения показывает, что существующая в начальный момент времени аномалия температуры воды под действием горизонтального турбулентного перемешивания постепенно исчезает, а сама температура выравнивается, приближаясь к норме. Чем большее пространство занимает в начале процесса аномалия, тем медленнее она исчезает. Так, аномалия, составляющая в поперечнике около 800 км (шаг сетки, принятый Адемом), исчезает через 43 дня. Результат решения такого простого случая очевиден, поскольку не учитываются никакие источники тепла.

На следующем этапе в уравнении для океана (73) пренебрегается горизонтальной адвекцией как за счет течений, так и за счет турбулентного переноса, а также вертикальным потоком тепла. Таким образом, предполагается, что изменения температуры океана происходят вследствие непостоянства теплового баланса поверхности. В процессе решения уравнений (72) и (73) производные температуры воздуха и воды по времени заменяются на конечные разности

$$\begin{array}{c} \frac{\partial t_{a}^{'}}{\partial \tau} \ \mathrm{Ha} \ \frac{t_{a}^{'} - t_{a_{0}}^{'}}{\Delta \tau} \ , \\ \frac{\partial t_{w}^{'}}{\partial \tau} \ \mathrm{Ha} \ \frac{t_{w}^{'} - t_{w_{0}}^{'}}{\Delta \tau} \ , \end{array}$$

где  $t'_{a_0}$  и  $t'_{w_0}$ — значения температуры воздуха и воды в предыдущем месяце;  $\Delta \tau$  равно 1 месяцу.

Составляющие теплового баланса, входящие в уравнения (71) и (73),  $-Q_{\odot}^{a}$ ,  $Q_{\odot}^{w}$ ,  $Q_{T. 0}$ ,  $Q_{\kappa}$ ,  $Q_{\mu}$  и  $A_{t_{a}}$ — выражаются параметрически через функции  $t'_{w}$ ,  $t'_{a}$ ,  $\frac{\partial t'_{a}}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial t_{a}}{\partial y}$  [133]. В результате получается два линейных уравнения для определения температуры воздуха  $t'_{a}$ и температуры воды  $t'_{w}$ . В безадвективном случае уравнение для определения температуры воды становится алгебраическим. Тогда задача сводится к решению линейного дифференциального уравнения второго порядка эллиптического типа для температуры воздуха  $t'_{a}$ :

$$K_{l}\nabla^{2}t_{a}^{'}+F_{1}^{''}\frac{\partial t_{a}^{'}}{\partial x}+F_{1}^{'''}\frac{\partial t_{a}^{'}}{\partial y}+F_{1}^{'}t_{a}=F_{2},$$
(76)

где  $F'_1$ ,  $F''_1$ ,  $F''_1$  и  $F_2$  — известные функции координат x и y.

И, наконец, третий случай решения задачи — учет горизонтального и вертикального переноса тепла в океане. В этом случае уравнение (73) для океана сводится к такому же типу, как и уравнение для атмосферы (75). При решении уравнение для океана интегрируется с учетом разностей с последующими значениями, чтобы получить предвычисленную температуру воды. При этом считается,

что  $D = \frac{\partial t_w}{\partial \tau}$  того же порядка или больше остальных членов урав-

нения (73). Вычисленная температура воды подставляется в уравнение (72), которое решается с учетом предыдущих значений.

Задача снова сводится к решению эллиптического дифференциального уравнения для температуры в тропосфере.

Течение в океане выражается суммой

$$v = v_{s_w} + (v_s - v_{s_N}),$$

где  $v_{s_w}$  фактическое среднее сезонное течение;  $v_s$  чисто дрейфовое течение;  $v_{s_N}$  течение, соответствующее среднему дрейфовому.

Следовательно, течение слагается из среднего сезонного течения и аномалии дрейфового течения. Дрейфовое течение вычисляется

152

по формуле Экмана. Составляющие среднего дрейфа получаются по этим же формулам, если использовать средние месячные значения скорости ветра для каждой географической точки. Вертикальный перенос тепла через термоклин оценивается как произведение вертикальной скорости на нижней границе термоклина на разность температур в термоклине.

Схема прогноза по модели Адема представляется следующим образом:

1) по начальным данным, соответствующим средним многолетним значениям температуры воды предыдущего месяца, дается прогноз нормы температуры на последующий месяц;

2) по фактическим значениям температуры воды предыдущего месяца составляется прогноз на последующий месяц.

Тогда предсказываемая аномалия температуры воды равна разности вычисленного значения температуры в данном месяце и вычисленной нормы.

Для оценки прогнозов Адем принял критерий предсказания знака изменения аномалии температуры от месяца к месяцу, т. е. прогноз считается успешным, если правильно предсказано сохранение знака аномалии температуры воды предыдущего месяца или, наоборот, его изменение. Значение самой аномалии при оценке прогнозов в расчет не принималось.

В табл. 13 представлены оправдываемость прогнозов температуры воды, составленных Адемом с помощью различных моделей, и сравнение ее с оправдываемостью климатических прогнозов, т. е. прогнозов, при которых все время предсказывается норма. Лучший результат получен для модели с учетом только турбулентного перемешивания при шаге по времени 5 дней.

Таблица 13

Используемая модель	Тихий океан	Атланти- ческий океан	Средняя
Климатические прогнозы Термодинамическая	$58,7 \\ 62,7$	57,9 63,6	58,3 63,1
модель Учет горизонтального об-	65,6	67,0	66,4
мена при шаге 5 суток Учет горизонтального об- мена при шаге 30 суток	64,6	65,7	65,1

Средняя оправдываемость (в %) прогноза знака изменения аномалии температуры воды

Численные эксперименты с учетом адвекции тепла течениями проводились для ограниченного числа случаев и не дали хороших результатов. Автор предполагает, что на таких результатах отразился слишком большой шаг по времени (30 дней), а также сам способ решения уравнений, при котором для океана интегрирование проводится с шагом «вперед», а для атмосферы — с шагом «назад» при интервале, отличном от использованного для океана. Кроме того, для учета вертикального переноса тепла следует использовать меньшие расстояния между точками, чем в данной работе (817 км). Следует также иметь в виду, что результаты зависят от принятого значения коэффициента турбулентного обмена.

Результаты численных экспериментов, рассмотренные выше, представляют собой первую ступень в прогнозах температуры воды с помощью численных методов. Дальнейшие исследования должны быть направлены на усовершенствование параметризации тепловых и адвективных членов, входящих в уравнения (72) и (73), на определение реальных значений коэффициента обмена в зависимости от географического положения и сезона года.

## 5.5. Прогноз температуры воды для обслуживания рыбного промысла

Гидрологические условия в районах рыбного промысла существенно влияют на характер промысловой обстановки, на биологическую продуктивность, служащую основой питания рыб. Так, например, большое значение для формирования биологической продуктивности имеет стратификация водных масс, в частности положение слоя скачка. Места подъема глубинных вод и опускания поверхностных, наличие вихрей в циркуляционном режиме океана также влияют на распределение пищевых запасов и в конечном итоге косяков рыб.

Для предсказания продуктивности районов рыболовства, расстановки флота, оборудования и т. п. необходимо заблаговременно знать характер гидрологических условий среды, в частности термического режима. В связи с этим долгосрочный прогноз температуры воды в районах рыбного промысла приобретает особо важное значение.

В работах Г. К. Ижевского [51, 52] были выявлены общие закономерности формирования биологической продуктивности морей. При этом рассматривались гидрологические условия как основа этого формирования. Исследовались природные процессы на большой акватории, охватывающей моря Атлантического бассейна, и установлено влияние гидрометеорологических условий на колебания урожайности промысловых рыб.

За показатель состояния термических условий Северной Атлантики была выбрана температура воды в слое 0—200 м на разрезе Кольского меридиана. По среднему годовому значению температуры определяется термическая градация года, а она в свою очередь характеризует градацию урожайности поколений промысловых рыб Норвежского, Гренландского, Баренцева, Балтийского, Белого, Азовского, Черного, Каспийского морей.

Температуру воды в районе Кольского меридиана можно прогнозировать с помощью методов, рассмотренных ранее [42, 57, 60]. Ижевский предлагает метод прогноза средней годовой температуры воды, основываясь на инерционных связях с температурой за предшествующее время. При этом следует отметить, что в основе его метода заложена предпосылка о том, что сформировавшаяся в зимнее время года аномалия температуры воды обусловливает тепловое состояние будущего года.

Средняя годовая температура воды слоя 0—200 м на Кольском меридиане, по Ижевскому, определяется уравнением

 $t_{w_{ron}} = at_{w_{XII}} + b$ ,

где  $t_{w_{XII}}$  — средняя температура слоя в декабре предыдущего года.

Если вместо температуры воды в декабре взять температуру в январе или в апреле, когда наблюдается минимальный теплозапас верхнего слоя, то коэффициенты корреляции связей увеличиваются.

Как уже отмечалось, средняя годовая температура воды может служить критерием урожайности поколений рыб и соответственно с этим возможного улова. В частности, для Баренцева моря Ижевский предложил классификацию урожайности по температуре воды, представленную в табл. 14.

Таблица 14

Гемпература	воды,	ypo	ожайность	И	промысловый	улов
	трески	ΔB	Баренцево	DМ	море	

t <sub>wгод</sub>	Характеристика урожайности поко- лений (через 4—6 лет)	Урожай- ность в баллах	Улов, ц/г
3,69 и ниже 3,70—3,99 4,00—4,29 4,30 и выше	Весьма неурожай- ное Неурожайное Урожайное Весьма урожайное	1 2 3 4	до 8 8—11 11—14 14 и выше

В. Н. Яковлев [130] предпринял попытку долгосрочного прогнозирования температуры воды по станции Сент-Андрус (залив Мэн), считая, что температура в заливе Мэн отражает тепловое состояние вод и его изменение под влиянием местных условий в промысловых районах Северо-Западной Атлантики — на банке Джорджес и Новошотландском шельфе. Исследовалась межгодовая изменчивость температуры воды в зависимости от состояния атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой. В качестве показателей атмосферных процессов были выбраны характеристики исландского минимума давления — проекции на меридиан и параллель межгодового перемещения центра, средние годовые и средние за ноябрьфевраль значения широты и долготы центра, а также средние годовые значения давления в центре циклонического образования. Было проведено сопоставление средних годовых температур воды перечисленными характеристиками исландского минимума С

155

синхронно и со сдвигами от 1 года до 11 лет. Предварительно временные ряды были сглажены с 11-летним периодом сглаживания. В результате корреляционного анализа выявлено. что прогноз средней годовой температуры воды можно получить со сдвигами 4-7 лет по связи со средней годовой долготой центра исландского минимума и со слвигом 8-10 лет по связи со средним годовым значением атмосферного давления в центре циклона (с глубиной депрессии). Характер связи показывает, что температура воды в заливе Мэн понижается при углублении исландской депрессии и продвижении ее к западу. Яковлев высказывает некоторые предположения, которые могут объяснить это обстоятельство. А именно, при углублении депрессии и продвижении ее на запад усиливаются ветры северных направлений на западе Северной Атлантики. Это в свою очерель приводит к усилению холодного Лабрадорского течения и дрейфа льда с севера. На Новошотландском шельфе и банке Джорджес увеличивается приток холодной воды. Подобная ситуация способствует активизации западного переноса, который вызывает отток воды от восточных берегов Америки, вследствие чего температура воды понижается.

Однако эта схема представляется несколько упрощенной, если учесть, что изменения атмосферных процессов и температуры воды происходят со сдвигом в несколько лет. Вероятно, высказанные соображения необходимо подтвердить хотя бы выявлением цикличности во временных рядах температуры и давления.

Следует также помнить, что связи между температурой и характеристиками исландского минимума получены для 11-летних сглаженных значений, поэтому значения температуры в конкретном году могут отличаться от прогнозируемых. Следовательно, данный метод дает количественную оценку тенденции изменения температуры воды на длительный срок и нуждается в уточнении с меньшей заблаговременностью.

Другим направлением промысловых прогнозов является использование температуры воды в качестве аргумента для расчетов характеристик эффективности промысла.

Так, А. Г. Кисляков [62] получил прогностическое уравнение для урожайности поколений трески Баренцева моря по температуре воды в апреле на нерестилищах. К. Г. Константинов [66] прогнозирует уловы трески в различных промысловых районах Баренцева моря в зависимости от температуры воды в слое 150—200 м на разрезе Кольского меридиана с заблаговременностью 2—4 месяца. В. И. Копытов и В. Н. Яковлев [67] исследовали изменчивость температуры воды в проливе Ла-Манш и показали, что она может служить основой для сверхдолгосрочного прогноза вылова сельди и скумбрии в этом районе.

Исследования такого рода еще раз подтверждают, что разработка методов долгосрочных прогнозов температуры воды необходима для улучшения обслуживания рыболовства, повышения его эффективности.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В развитии методов морских гидрологических прогнозов, в том числе и методов прогноза температуры воды, отмечается два направления: физико-статистическое и гидродинамическое. В настоящее время невозможно отдать предпочтение одному из них. Каждое имеет свои преимущества и свои недостатки.

В настоящее время физико-статистический метод является основным в оперативной практике. Уравнения, полученные на основе исследования физических процессов, их взаимосвязи и взаимообусловленности с учетом преемственности явлений природы, позволяют обходиться без метеорологического прогноза. Однако ввиду ограниченности временных рядов наблюдений они обычно неустойчивы во времени, и при удлинении ряда оправдываемость прогнозов снижается. Поэтому со временем уравнения для прогноза должны пересматриваться, коэффициенты, входящие в уравнения, должны уточняться. Кроме того, физико-статистические методы имеют обычно локальное значение.

Методы, основанные на применении уравнений термогидродинамики, решают задачу прогноза в общем виде. Но в процессе решения приходится принимать довольно существенные упрощения. Как правило, адвективные члены уравнений или совсем не учитываются, или учет адвекции осуществляется по климатическим данным. Коэффициенты турбулентного обмена принимаются постоянными во времени и пространстве. До сих пор в большинстве случаев гидродинамический метод в океанологии применяется для решения диагностических задач. При переходе к прогнозу необходимо учитывать метеорологический прогноз, что приводит к увеличению ошибок в оценке прогнозируемого элемента.

Для дальнейшего развития как физико-статистических, так и гидродинамических методов прогнозов нужны наблюдения над комплексом гидрометеорологических наблюдений на всей акватории морей и океанов. Они нужны для того, чтобы выявить более обоснованные статистические связи между процессами в океане и атмосфере, для того, чтобы полнее оценить влияние различных факторов на формирование теплового и динамического состояния океана, уточнить параметры, входящие в уравнения гидротермодинамики, исследовать их изменчивость во времени и в пространстве.

Если сравнивать с положением дел в метеорологии, то последняя имеет в этом отношении преимущество перед океанографией. На земном шаре имеется большая сеть станций, наблюдения которых освещают состояние погоды и распределение метеорологических полей над сушей. Состояние погоды над океанами и морями наблюдается судовыми станциями, организованными на судах транспортного и промыслового флотов. Хотя суда проводят обычно наблюдения на определенных трассах или в районах промысла и, таким образом, не охватывают значительной акватории океанов, все же регулярное повторение этих наблюдений в стандартные сроки позволяет проследить развитие атмосферных процессов в пространстве и во времени.

Иное положение с океанографическими наблюдениями. До настоящего времени глубоководные наблюдения проводятся не регулярно, в ограниченных размерах. Поэтому проследить за изменением физических полей в океане и определить их состояние на конкретный момент времени не представляется возможным. Для характеристики распределения гидрологических элементов в пространстве вынужденно используются наблюдения на разрезах и съемках, которые, как правило, довольно растянуты во времени.

Отсутствие системы стационарных, длительных, многолетних наблюдений над изменением режима вод океана составляет существенный недостаток современной океанографии. Напомним, что метеорология имеет в своем распоряжении ряды наблюдений, достигающие иногда 200 лет, на нескольких тысячах станций. В океанографии, которая решает не менее сложные задачи, лишь в отдельных точках океана (немногим более 10) имеются ряды наблюдений порядка 20 лет. К сожалению, в последние годы число таких точек сократилось (речь идет о прекращении наблюдений на ряде судов погоды в Северной Атлантике). Кроме того, данные наблюдений судов погоды публиковались весьма ограниченно, главным образом наблюдения на поверхности океана.

Такое состояние с наблюдениями в открытом океане является одной из причин того, что методы морских прогнозов до сего времени не удовлетворяют всех потребностей практики.

Определенную роль в развитии методов прогнозов, в частности температуры воды и течений, сыграли наблюдения на многосуточных буйковых станциях. Но эти наблюдения немногочисленны, нерегулярны, проводились в отдельных точках и не слишком продолжительны по времени.

Разумеется, невозможно покрыть весь Мировой океан густой сетью станций. Подсчитано, что, если организовать наблюдения в каждом двухградусном квадрате, то станций будет около 7000 и их эксплуатация будет стоить несколько миллиардов рублей в год [86]. Необходимо поэтому разместить стационарную сеть наблюдений в районах, где предполагается наибольшая изменчивость и которые наиболее важны в практическом отношении.

В настоящее время Всемирная метеорологическая организация (ВМО) и Межправительственная океанографическая комиссия (МОК) разработали проект Объединенной глобальной системы океанических станций (ОГСОС), включающей в себя системы наблюдений, сбора, обработки и хранения данных, а также обмена информацией [26]. В ОГСОС входят плавучие якорные автоматические гидрометстанции (буи), суда погоды, заякоренные платформы и т. п., а также береговые станции. Эта система будет также собирать данные с попутных и экспедиционных судов. Большое значение приобретает информация, получаемая с ИСЗ. Эта информация охватывает большое пространство, может заполнить пробелы в тех районах, где наблюдений не имеется, и позволит представить синхронное распределение того или иного элемента по пространству.

ОГСОС будет осуществляться в несколько этапов, реализация ее уже началась.

Кроме систематического сбора данных с океана, в отдельных его районах, различных по своим климатическим и динамическим характеристикам, необходимо организовать исследования на полигонах. Они должны проводиться в первую очередь в районах интенсивных течений, океанических фронтов и т. п. На полигонах должны быть установлены на длительный срок заякоренные буйковые станции с самописцами течений, температуры воды и т. д. Одним из таких полигонов был «Полигон-70», организованный Институтом океанологии АН СССР [6]. В течение 6 месяцев велись непрерывные наблюдения основных гидрологических элементов на акватории  $120 \times 120$  миль. В результате были обнаружены крупные вихреобразные возмущения вектора скорости течений в зоне Северного Пассатного течения, напоминающие циклоны и антициклоны в атмосфере.

Такого рода исследования начались и в США, а в настоящее время разработана многолетняя научная программа советско-американского сотрудничества по совместному изучению Мирового океана — «ПОЛИМОДЕ» [68]. Цель ее — изучение вихревых движений в океане на больших пространствах и в течение длительного времени, причем одновременно с наблюдениями в атмосфере для оценки роли метеорологических возмущений в формировании вихрей.

Уже первые результаты работ на полигонах показали перспективность этого способа изучения океана.

Таким образом, качественно новые материалы наблюдений, получаемые по данным стационарных океанических станций, искусственных спутников Земли, судовым наблюдениям, позволят регулярно составлять карты распределения температуры воды, течений, глубины залегания термоклина, метеорологических элементов, составляющих радиационного баланса. В результате этого выявятся новые возможности для более точного учета влияния адвекции тепла, составляющих теплового баланса поверхности и т. п. на изменения температуры воды.

Одновременно с исследованиями в натурных условиях необходимо совершенствовать теоретические модели процессов в системе океан—атмосфера, уточнять характер влияния различных факторов на изменения температуры воды и затем использовать данные наблюдений для проверки получаемых выводов. 1. Абузяров З. К. Прогноз толщины слоя волнового перемешивания. Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 161, с. 55-63.

2. Абузяров З. К. Прогноз толщины изотермического слоя океана в период охлаждения. — Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 182, с. 63—70.

3. Алемасов Б. Е. Возможности прогнозирования уловов сельди в Норвежском желобе Северного моря в зависимости от синоптических условий. Труды АтлантНИРО, 1969, вып. 1, с. 134—167.

4. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике.— Л.: Изд. ЛГУ, 1963.— 86 с.

5. Алехин Ю. М. Множественное линейное экстраполирование макропроцессов (динамико-статистический метод прогнозирования).— Труды ЛГМИ, 1968, вып. 28, с. 41—59.

6. Атлантический гидрофизический полигон-70.— М.: Наука, 1974.— 315 с.

7. Багров Н. А. Аналитическое представление полей. Труды ЦИП, 1958, вып. 64, с. 3—25.

8. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих.— Труды ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.

9. Багров Н. А. О возможных подходах к решению задачи прогноза. Труды ЦИП, 1962, вып. 116, с. 3—12. 10. Барышевская Г. И., Быльев А. Б., Вильданова М. И.

10. Барышевская Г. И., Быльев А. Б., Вильданова М. И. Прогнозирование температуры воды в Атлантическом океане на судах погоды. Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 127, с. 95—99.

11. Белинский Н. А. Опыт установления индекса циркуляции атмосферы. — Труды НИУ ГУГМС, 1946, сер. 5, вып. 14, с. 3—130.

12. Белинский Н. А. О взаимодействии океана и атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1953, № 8, с. 9—15.

13. Белинский Н. А. Морские гидрометеорологические информации и прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1956. — 254 с.

14. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 203 с.

15. Белинский Н. А., Глаголева М. Г. Исследование возможности экстраполяции полей аномалии цикло- и антициклонической деятельности. — Труды ЦИП, 1959, вып. 91, с. 3—17.

16. Белинский Н. А., Глаголева М. Г. Метод изучения и расчетов непериодических течений в море.—Метеорология и гидрология, 1960, № 3, с. 18—25.

17. Белинский Н. А., Глаголева М. Г. Метод расчета температуры воды в верхнем слое в теплую часть года.— Метеорология и гидрология, 1960, № 7, с. 14—21.

18. Белинский Н. А., Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Расчет распределения температуры воды по вертикали.— Метеорология и гидрология, 1963, № 6, с. 18—24.

19. Богданова А. К., Кропачев Л. Н. Сгонно-нагонная циркуляция и ее роль в гидрологическом режиме Черного моря.— Метеорология и гидрология, 1959, № 4, с. 26—33.

20. Богуславский С. Г. Поглощение солнечной радиации и его непосредственное влияние на изменение температуры моря.— Труды МГИ АН СССР, 1956, т. 8, с. 80—97.

21. Брянцев В. А. Водные массы Новошотландского шельфа. — Труды АтлантНИРО, 1963, вып. 10, с. 15—18.

22. Брянцев В. А., Яковлев В. Н. О возможности краткосрочного прогноза границ водных масс (по данным 15-суточной станции 40°40′с. ш., 66°49,8′з. д. 16—30 октября 1964 г.). Труды АтлантНИРО, 1970, вып. 27, с. 15—26.

23. Брянцев В. А., Яковлев В. Н. Прогноз колебаний водных масс в районе Новошотландского шельфа и банки Джорджес.— Труды АтлантНИРО, 1970, вып. 27, с. 44—63.

24. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. — Л.: Гидрометеоиздат, 1956. — 25 с.

25. Булгаков Н. П. Конвекция в океане. М.: Наука, 1975. 272 с.

26. Васильев К. П. Что такое ОГСОС? — Земля и Вселенная, 1973, № 1, с. 26—27.

27. Визе В. Ю. Об аномалиях температуры поверхностного слоя воды в Баренцевом море. В кн.: Исследования морей СССР, 1928, с. 35-60.

28. Вялов Ю. А. Расчет колебаний потоков вод и перемещений сельди в зависимости от синоптической обстановки.— Труды АтлантНИРО, 1969, вып. 1, с. 23—31.

29. Вялов Ю. А. Об использовании данных атмосферного давления при прогнозировании улова рыбы.— Труды АтлантНИРО, 1969, вып. 11, с. 65—73.

30. Глаголева М. Г. Аналитическое представление распределения гидрометеорологических элементов с помощью естественных ортогональных составляющих.— Труды ЦИП, 1965, вып. 142, с. 33—39.

31. Глаголева М. Г. О возможности прогноза распределения температуры воды по площади.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 51, с. 75—83. 32. Глаголева М. Г. Учет аномалий температуры воздуха над океаном

32. Глаголева М. Г. Учет аномалий температуры воздуха над океаном в зимний период для прогноза температуры воды на поверхности океана летом (на примере Северной Атлантики).— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 127, с. 80—86.

33. Глаголева М. Г. Влияние адвекции тепла на поверхностную температуру воды в северной части Тихого океана. Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 182, с. 84—92.

34. Глаголева М. Г., Саускан Е. М., Тютнев Я. А. Метод прогноза температуры воды у юго-западного побережья о. Сахалин.— Труды ЦИП, 1957, вып. 57, с. 98—131.

35. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Установление зависимостей для расчета и прогноза распределения температуры воды по вертикали.— Методическое письмо ЦИП, № 2. М., Гидрометеоиздат, 1964.— 67 с.

36. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. О методах краткосрочного прогноза температуры воды. — Обнинск, ОНТИ, 1970. — 24 с.

37. Грузинов В. М. Перемешивание вод в северной части Тихого океана. — Труды ГОИН, 1967, вып. 90, с. 91—101.

38. Грузинов В. М. Фронтальные зоны Мирового океана.— Труды ГОИН, 1975, вып. 123.— 198 с.

39. Джеймс Р. Прогноз термической структуры океана. Пер. с англ. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 159 с.

40. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 299 с.

41. Доронин Ю. П., Сметанникова А. В. Метод расчета некоторых гидрологических элементов поверхностного слоя моря в осенний период.— Труды ААНИИ, 1966, т. 277, с. 108—127.

Труды ААНИИ, 1966, т. 277, с. 108—127. 42. Дрогайцев Д. А. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы на основе учета колебаний температуры.— Л.: Гидрометеоиздат, 1959.— 91 с.

43. Дуванин А. И. Приливы в море. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 390 с.

44. Дуванин А. И. О модели взаимодействия между макропроцессами в океане и атмосфере. — Океанология, 1968, т. 8, вып. 4, с. 571—580. 45. Дуванин А. И., Липунов В. М., Шумилов А. В. Процессы

в поверхностном слое океана. Морские гидрофизические исследования, 1974. № 3(66), c. 141—153.

46. Жуков Л. А. Приближенный расчет температуры деятельного слоя моря. — Труды Океанографической комиссии АН СССР, 1960, т. 10, с. 50-60.

47. Залогин Б. С. Исследование осенне-зимней конвекции в советских морях. В кн.: Комплексные исследования океана. М., Изд. МГУ, 1970, с. 8-22.

48. Зверев А. А. Морские гидрологические прогнозы. — Л.: Морской транспорт, 1961. — 291 с.

49. Зубов Н. Н. Морские воды и льды. М.: Гидрометеоиздат, 1938. 451 c

50. Зубов Н. Н. Динамическая океанология. — М.: Гидрометеоиздат, 1947.— 430 c.

51. И жевский Г. К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей. — М.: Пищепромиздат, 1961. — 215 с. 52. Ижевский Г. К. Системная основа прогнозирования океанологиче-

ских условий воспроизводства промысловых рыб. М., ВНИРО, 1964. 165 с.

53. Изменчивость океанографических полей и глобальные наблюдения в океане. М.: Гидрометеоиздат, 1974. -- 134 с.

54. Истошин Ю. В. Океанография.— Л.: Гидрометеоиздат, 1958.— 455 с. 55. Истошин Ю. В. Температура воды Японского моря и возможность ее прогноза. — Труды Океанографической комиссии АН СССР, 1960, т. 7, c. 52-97.

56. Калацкий В. И. Двухслойная модель расчета изотермического слоя в океане.— Метеорология и гидрология, 1973, № 11, с. 60-67.

57. Каракаш А. И. Метод прогноза температуры воды в Баренцевом море.— Труды ЦИП, 1957, вып. 57, с. 3—59.

58. Каракаш А. И. Некоторые особенности гидрологического режима экваториальной зоны Атлантического океана.— Метеорология и гидрология, 1963, № 2, c. 22-26.

59. Каракаш А. И., Ющак Т. Ф. О долгосрочных ледовых прогнозах.— Труды ЦИП, 1966, вып. 156, с. 89—98.

60. Қаракаш А. И. Прогноз температуры воды в Баренцевом море.— Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 182, с. 93-96.

61. Каракаш А. И. О возможности сверхдолгосрочного предсказания температуры поверхностного слоя воды в океане.— Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 194, с. 31—36.

62. Кисляков А. Г. Связь гидрологических условий с колебаниями численности поколений трески.- В кн.: Труды совещания по динамике численности рыб. Мурманск, 1961, с. 260-264.

63. Китайгородский С. А. Физика взаимодействия атмосферы и океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.—284 с.

64. Китайгородский С. А., Миропольский Ю. З. К теории деятельного слоя открытого океана. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1970, т. 6, № 2, с. 178—188.

65. Китайгородский С. А., Филюшкин Б. Н. Слой температурного скачка в океане. Труды ИОАН, 1963, т. 16, с. 3-28.

66. Константинов К. Г. Влияние температуры воды на сырьевую базу тралового лова в Баренцевом море. Вопросы ихтиологии, 1964, т. 4, вып. 2 (31), с. 267—269.

67. Копытов В. И., Яковлев В. Н. О фоновом прогнозировании температуры придонных слоев воды и промысле сельди и скумбрии в Английском канале. — Труды АтлантНИРО, 1971, вып. 33, с. 32-41.

68. Корт В. Г. «Полимоде».— Земля и Вселенная, 1977, № 2, с. 65—67. 69. Красюк В. С., Шереметевская О. И. Приток солнечного тепла на поверхность океана.— Метеорология и гидрология, 1963, № 7, с. 8—24.

70. К р а с ю к В. С. Расчет некоторых характеристик термической структуры верхнего слоя океана. – Научные труды Обнинского отдела ВГО, 1968, вып. 1, ч. 2, с. 51—59.

71. Красюк В. С., Саускан Е. М. К расчету скорости ветровых течений в океане.— Метеорология и гидрология, 1970, № 9, с. 68—74.

72. Краткопериодная изменчивость океанологических условий в промысловых районах системы вод Куросио.— Изв. ТИНРО, 1937, т. 89, — 150 с.

73. Круглов А. А. Оценка адвективной составляющей теплового баланса верхнего слоя океана. Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 182, с. 71-77.

74. Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И. Морские гидрологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 310 с.

75. Лайхтман Д. Л., Каган Б. А. Схема предвычисления гидрологических характеристик на поверхности моря.— Метеорология и гидрология, 1965, № 5, с. 7—13.

76. Ламанов В. И. К вопросу о расчете температуры воды деятельного слоя моря.— Труды ВНИИГМИ МЦД, экспресс-информация, 1972, вып. 1/15, с. 12—23.

77. Левасту Т., Хела И. Промысловая океанография. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 295 с. 78. Линейкин П. С. К теории расчета температуры воды в период

78. Линейкин П. С. К теории расчета температуры воды в период охлаждения. Труды ГОИН, 1952, вып. 21 (33), с. 32-53.

79. Линейкин П. С. Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря. — Л.: Гидрометеоиздат, 1957. — 139 с.

80. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 447 с.

81. Максимов И. В., Смирнов Н. П. Генетический метод прогноза многолетних климатических характеристик в океане на примере прогноза температуры воды в Фареро-Шетландском проливе.— Труды ПИНРО, 1967, т. 20, с. 323—335.

82. Милейко Г. Н. Расчет потерь тепла поверхностью Баренцева моря для определения температуры воды и кромки льда. Труды ЦИП, 1957, вып. 57, с. 60—81.

83. Милейко Г. Н. Метод расчета температуры воды в северных районах Атлантического и Тихого океанов в холодную часть года. Труды ЦИП, 1966, вып. 156, с. 66—75.

84. Милейко Г. Н. Прогноз температуры воды в океане. — Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 34, с. 34—41. 85. Миропольский Ю. З. Нестационарная модель слоя конвективно-

85. Миропольский Ю. З. Нестационарная модель слоя конвективноветрового перемешивания в океане.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1970, т. 6, № 12, с. 1284—1302.

86. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 264 с.

87. Нестеров Е. С. О возможности применения метода Цикунова для расчета толщины квазиоднородного слоя океана. Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 119, с. 54—60.

88. Нестеров Е. С. О прогнозе толщины однородного слоя океана на 3—5 суток.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 161, с. 50—54.

89. Нестеров Е. С. Численный прогноз термических характеристик верхнего слоя океана в Северной Атлантике. Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 200, с. 22—29.

90. Никифоров Е. Г., Чаплыгин Е. И., Шпайхер А. О. Воды материкового склона и атмосферные процессы. Труды ААНИИ, 1968, т. 285, с. 178—188.

91. Панов В. В. Об анализе формирования температуры деятельного слоя моря в юго-западной части Карского моря методом приближенного расчета. — Труды ААНИИ, 1963, т. 248, с. 8—24.

92. Реснянский Ю. Д. Взаимосвязанные температурные колебания в системе пограничных слоев океана и атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1975, № 8, с. 56—64.

93. Рябиков О. Г., Фомин Г. В. О краткосрочном прогнозировании мест скоплений рыбы в шельфовых водах Западной Африки.— Труды Атлант-НИРО, 1969, вып. 2, с. 56—66.

94. Самойленко В. С. Формирование температурного режима морей. М.: Гидрометеоиздат, 1959.—144 с.

11\*

95. Саускан Е. М. Расчет сроков появления льда в открытой части Охотского моря. — Труды ЦИП, 1958, вып. 76, с. 81—89.

96. Саускан Е. М. Изменчивость течений в Атлантическом океане и возможность их расчета. — Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 3, с. 21—31.

97. Серяков Е. И., Стрела В. В. Об использовании динамико-статистического метода в долгосрочных прогнозах термики моря.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 51, с. 93—100.

98. Серяков Е. И., Смирнова А. И. Многолетние изменения компонентов теплового баланса в деятельном слое Северной Атлантики.— Труды ЛГМИ, 1970, вып. 41, с. 28—33.

99. Скриптунова Л. И. О расчете температуры воды в Северной Атлантике в холодную часть года.— Метеорология и гидрология, 1958, № 2, с. 17—23.

100. Скриптунова Л. И. Об использовании естественных составляющих для прогноза температуры воды в океане.— Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 34, с. 48—52.

101. Скриптунова Л. И. Расчет и прогноз температуры воды в районе корабля погоды «М» в Норвежском море.— Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 83, с. 49—57.

102. Скриптунова Л. И. О возможности прогноза распределения температуры воды по вертикали в отдельных районах Тихого океана. — Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 83, с. 58—62. 103. Скриптунова Л. И. Прогноз средней пятидневной температуры

103. Скриптунова Л. И. Прогноз средней пятидневной температуры воды на поверхности Северной Атлантики в теплую часть года.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 127, с. 87—94.

104. Скриптунова Л. И. Об учете влияния потоков тепла через поверхность океана при прогнозировании температуры воды. Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 161, с. 64—68. 105. Скриптунова Л. И. Связь температуры воды в северной части

105. Скриптунова Л. И. Связь температуры воды в северной части Тихого океана с потоками тепла через поверхность океана.— Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 182, с. 78—83.

106. Смирнов Н. П. Долгопериодные ритмические явления в деятельности Гольфстрима.— Изв. ВГО, 1965, № 5, с. 427—437. 107. Смирнова К. И. Влияние непериодических течений на изменения

107. Смирнова К. И. Влияние непериодических течений на изменения температуры воды. — Труды ЦИП, 1966, вып. 156, с. 39—46.

108. Смирнова Р. В. Опыт расчета вертикального распределения температуры и глубины перемешивания в период охлаждения на примере одного из морей.— Труды ГОИН, 1964, вып. 77, с. 5—26.

109. Суставов Ю. В. Метод расчета температуры воды в южной части Баренцева моря на основе раздельного учета теплового взаимодействия с атмосферой и адвекции тепла течениями. — Труды ААНИИ, 1975, т. 321, с. 133—142.

110. Суховей В. Ф. Многолетняя изменчивость гидрологических элементов в Атлантическом океане.— Морские гидрофизические исследования, 1972, № 2 (58), с. 110—125.

111. Тимофеев В. Т. Поступление атлантической воды и тепла в Арктический бассейн. — Океанология, 1961, т. 1, вып. 3, с. 407—411.

112. Тютнев Я. А. Метод краткосрочных прогнозов появления льда на морях. Труды ЦИП, 1948, вып. 3(30), с. 51-61.

113. Тютнев Я. А. Упрощенный метод расчета теплового баланса поверхности моря.— Метеорология и гидрология, 1961, № 2, с. 36—40.

114. Федоров К. Н. Поведение верхнего деятельного слоя океана под воздействием тропических ураганов и тайфунов.— Океанология, 1972, т. 12, вып. 3, с. 387—393.

115. Федоров К. Н. Тонкая термохалинная структура вод океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 184 с.

116. Федорова З. П., Янкина З. С. Поступление тихоокеанской воды через Берингов пролив в Чукотское море.— Океанология, 1963, т. 3, вып. 5, с. 777—784.

117. Филюшкин Б. Н. Термические характеристики верхнего слоя воды в северной части Тихого океана.— Океанологические исследования, 1968, № 19, с. 22—68.

118. Фомин Г. В., Залесенский Ю. М. О краткосрочном прогнозировании хода промысла в юго-восточной Атлантике в летний период. Труды АтлантНИРО, 1971, вып. 28, с. 76-84.

119. Формирование, структура и флюктуация верхнего термоклина в океане. Сб. переводов под ред. В. Р. Фукса. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 142 c.

120. Характер и масштабы температурных неоднородностей на поверхности Атлантического океана/Р. В. Абрамов, В. И. Близниченко, Р. П. Булатов, Л. И. Казачкина. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 5, с. 826—829.

121. Цикунов В. А. Упрощенная теория конвективного перемешивания в верхних слоях моря. — Труды ГОИН, 1958, вып. 42, с. 115—127.

122. Цикунов В. А. О расчете вертикального распределения температуры и солености в период охлаждения моря. Труды ГОИН, 1959, вып. 47, c. 5-12.

123. Цикунов В. А., Смирнова Р. В. К вопросу о предвычислении температуры воды и глубины перемешивания в период охлаждения моря.---Труды ГОИН, 1963, вып. 74, с. 87-101.

124. Шапкина В. Ф. Прогноз температуры воды в районах течений Куросно, Цусимского и Приморского. Труды ЦИП, 1959, вып. 91, с. 18-50.

125. Шереметевская О. И. Расчет распределения температуры воды и определения положения кромки льда в осенний период на Северном Каспии.-Труды Океанографической комиссии АН СССР, 1961, т. 11, с. 150-157.

126. Шереметевская О. И. Расчет температуры поверхности моря в теплую часть года. Труды ЦИП, 1966, вып. 156, с. 76-82.

127. Шереметевская О. И. О межсуточной изменчивости температуры поверхностного слоя воды и потоков тепла и возможности их прогноза в Тихом океане. Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 83, с. 72-83.

128. Шпайхер А. О. Адвекция атлантических и тихоокеанских вод как фактор изменений климата Арктического бассейна.— Изв. АН СССР, Сер. теогр., 1969, № 3, с. 29—38.

129. Шулейкин В. В. Физика моря.— М.: Изд. АН СССР, 1968.— 1083 c.

130. Яковлев В. Н. Долгосрочный гидрологический прогноз для района Северо-Западной Атлантики. Труды АтлантНИРО, 1970, вып. 28, с. 64-85.

131. Яковлев В. Н., Федосеев А. Ф. Метод краткосрочного прогноза косвенных показателей динамики вод на шельфе Северо-Западной Африки.— Рыбное хозяйство, 1968, № 3, с. 26-31.

132. Яковлев В. Н., Чуксин О. В. Учет гидрометеорологических факторов в краткосрочных промысловых прогнозах по Северо-Восточной Атлантике.— Рыбное хозяйство, 1975, № 11, с. 15—16.

133. Adem J. Experiments aiming at monthly and seasonal numerical

weather prediction.— Monthly Weather Review, 1965, vol. 93, N 8, p. 495—503. 134. A d e m J. On the prediction of mean monthly ocean temperatures.— Tellus, 1970, vol. 22, N 4, p. 410—431.

135. A d e m J. Numerical-thermodynamical prediction of mean monthly ocean temperatures.- Tellus, 1975, vol. 27, N 6, p. 541-551.

136. Arthur R. S. Estimation of mean monthly anomalies of sea-surface temperature.— J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, N 10, p. 2689-2690.

137. Bathen K. H. Heat storage and advection in the North Pacific Ocean.— J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 3, p. 676-687.

138. Beccerle J. Prediction of mid-oceanic frontal passage confirmed in near-surface current measurements.— J. Geophys. Res., 1972, vol. 17, N 9, p. 1637-1646.

139. Bjerkness J. Survey of El Nino 1957-1958 in its relation to tropical Pacific meteorology.- Inter-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull., 1966, N 12, p. 62.

140. Clark N. E. Specification of sea surface temperature anomaly patterns in the eastern North Pacific .-- J. Phys. Oceanogr., 1972, vol. 2, p. 391-404.

141. Clarke L. C. and Laevastu T. Numerical methods for synoptic computation of oceanic fronts and water type boundaries.— Internat. J. Oceanology and Limnology, 1967, vol. I, N 1, p. 21-29.

142. Davis R. E. Predicability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean.— J. Phys. Oceanogr., 1976, vol. 6, N 3, p. 249-266.

143. Fransis J. K., Stommel H. How much does a gale mix the surface layers of the ocean? — Quart. J. Royal Meteorol. Society, 1953, vol. 79, N 342, p. 534-537.

144. Hidaka K., Akiba J. Upwelling induced by a circular wind system.-Records of Oceanogr. Works in Japan, 1955, vol. 2, N 1, p. 7-18.

145. Jakob W. J. Numerical semiprediction of monthly mean sea surface temperature.— J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, N 6, p. 1681—1689. 146. Johnson J. H., Flittner G. A. and Cline M. W. Automatic data

processing. Program for marine, synoptic radio weather reports.— Spec. Sci. Rept. Fisheries, 1965, N 503. Fish and Wildlife Service, p. 74.

147. Kraus E. B., Turner J. S. A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences.— Tellus, 1967, vol. 19, N 1, p. 98—105.

148. Laevastu T., Wolff P. M. Queloques principes d'analyse et de prevision oceanographique synoptique.- La Meteorologie, 1965; N 80, p. 305-319.

149. Leipper D. F. Observed ocean conditions and hurricane Hilda, 1964 .--J. Atmosph. Sciences, 1967, vol. 24, N 2, p. 182-196.

150. Mellor G. L., Durbin P. A. The structure and dynamics of the ocean surface mixed layer.— J. Phys. Ocean. Res., 1975, vol. 5, N 4, p. 718—728. 151. Moriyasu S. On the change of monthly sea surface temperature in

the Western North Pacific (I).- Oceanogr. Mag., 1969, vol. 21, N 1, p. 1-13.

152. Moriyasu S. On the change of monthly sea surface temperature in the Western North Pacific (II).-Oceanogr. Mag., 1970, vol. 22, N 1, p. 27-37.

153. Moriyasu S. On the change of monthly sea surface temperature in the Western North Pacific (III) - Oceanogr. Mag., 1971, vol. 23, N 1, p. 11-21.

154. Munk W. H., Anderson E. R. Notes on a theory of the thermo-cline.— J. Phys. Oceanogr., 1975, vol. 5, p. 718—728.

155. Namias J. Recent seasonal interactions between North Pacific waters and the overlying atmospheric circulation.— J. Geophys. Res., 1959, vol. 64, p. 631-646.

156. Namias J. Macroscopic association between mean monthly sea-surface temperature and the overlying winds.— J. Geophys Res., 1965, vol. 70, N 10, p. 2307-2318.

157. Newell R. E., Weare B. C. Ocean temperatures and large scale atmospheric variations. Nature, 1976, vol. 262, N 5563, p. 40-41.

158. Rossby G. G., Montgomery R. B. The layer frictional influence on wind and ocean current.- Phys. Ocean. and Meteorol., 1935, N 3, p. 1-101.

159. Saunders M. Tracing surface flow with surface isotherms.— Memoires Societe des Sciences de Liege, 1973, 6 serie, t. VI, p.99-108. 160. Stommel H., Fedorov K. N. Small scale structure in temperature

and salinity near Timor and Mindanao .-- Tellus, 1967, vol. 19, N 2, p. 306-325.

161. Sudo H. On the distribution of divergence and convergence of surface drift vectors in the Western Pacific Ocean.— Rec. Oceanogr. Works in Japan, 1960, 5, p. 25-43.

162. Tisdale C. F., Clapp P. F. Origin and paths of hurricanes and tropical storms related to certain physical parameters at the air-sea interface.— J. Appl. Meteorol., 1963, June, vol. 2(3), p. 358—367.

163. Wyrtki K. El-Nino — the dynamic response of the Equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing.— J. Phys. Oceanogr., 1975, vol. 5, N 4, p. 572—584.

# оглавление

От редактора	3:			
Предисловие	4			
Введение	6			
Часть І. Краткосрочные прогнозы				
Глава 1. Изменения температуры воды в океане	9 <sup>,</sup>			
I.I. Процессы, обусловливающие изменения температуры воды в море	9. 1 5			
1.2. Кратковременная изменчивость температуры воды 1	19,			
Глава 2. Прогноз распределения температуры воды поверхностного слоя океана	25.			
2.1. Аналитическое представление гидрометеорологических полей 2 2.2. Связь между температурой воды и потоками тепла через	25.			
поверхность океана	35. 4 1			
слоя океана	±1 46,			
Глава 3. Прогноз распределения температуры воды по вертикали 4	<b>1</b> 8			
3.1. Использование некоторых выводов теории для расчета характеристик температурного профиля	<b>1</b> 8.			
вания	55 53 71			
3.5. Прогноз распределения температуры воды по вертикали по заданным метеорологическим условиям	79 <sup>.</sup>			
3.6. Промысловые прогнозы, основанные на прогнозах темпера- туры воды	3 <b>6</b> .			
Часть II. Долгосрочные прогнозы				
Глава 4. Основы методов долгосрочного прогноза температуры воды 9	<del>)</del> 4			
4.1. Физические процессы, формирующие тепловой режим океана       9         4.2. Исходные данные для разработки методов долгосрочных прогнозов       10	)4 01			
Глава 5. Методы долгосрочного прогноза температуры воды 10	)3.			
5.1. Методы прогноза температуры воды, основанные на учете термодинамического взаимодействия океанов и атмосферы 10	)3.			

167

5.2.	. Методы прогноза температуры воды, основанные на учете	
	гелиогеофизических связей	128
5.3.	. Методы прогноза температуры воды, основанные на преем-	
	ственности гидрологических явлений	133
5.4.	. Численные методы прогноза температуры воды	139
5.5.	. Прогноз температуры воды для обслуживания рыбного про-	
	мысла	154
Заключение	······································	157
Список литер	ратуры	160

### Мария Георгиевна Глаголева, Лариса Ивановна Скриптунова

#### прогноз температуры воды в океане

Редактор З. И. Мироненко Техн. редактор Т. В. Павлова Корректоры: Е. И. Бородина, И. А. Крайнева. ИБ № 142

Сдано в набор 29.06.78. Подписано в печать 27.11.78. М-09689. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 10,5. Уч.-изд. л. 11,82. Тираж 1200 экз. Индекс ОЛ-103. Заказ 298. Цена 1 р. 70 к. Гидрометеоиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.