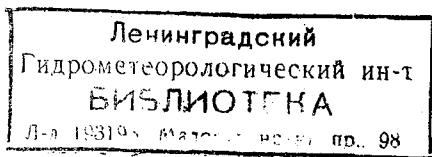


Е. И. Серяков

ДОЛГОСРОЧНЫЕ
ПРОГНОЗЫ
ТЕПЛОВЫХ
ПРОЦЕССОВ
В СЕВЕРНОЙ
АТЛАНТИКЕ

Под редакцией
канд. геогр. наук
Л. И. СКРИПТУНОВОЙ



Ленинград
Гидрометеоиздат
1979

Рассматриваются некоторые вопросы крупномасштабного теплового взаимодействия атмосферы с поверхностью Северной Атлантики и морями атлантического сектора Арктики. По материалам гидрометеорологических наблюдений судов погоды рассчитаны составляющие теплового баланса и выявлены синхронные и асинхронные связи характеристик атмосферной циркуляции атлантического сектора северного полушария и суммарной теплоотдачи с поверхности Северной Атлантики. Представлены расчеты потоков тепла и влаги в районе работ «ТРОПЭКС-74».

Обсуждаются физические основы методов долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов тепловых процессов, описываются разработанные в ЛГМИ способы прогнозов температуры воды в промысловых районах Северного бассейна.

Приводится оценка оправдываемости оперативных прогнозов температуры воды большой заблаговременности за последние десять лет.

Книга предназначена для специалистов, работающих в области морских прогнозов и промысловой океанологии; может служить учебным пособием для студентов гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов по соответствующим разделам курса «Морские гидрологические прогнозы».

The present monograph treats of certain problems of large-scale thermal interaction of the atmosphere and the surface of the North Atlantic including the seas in the Atlantic section of the Arctic. The hydro-meteorological data from weather ships have made it possible to estimate the constituents of the heat balance and to determine the synchronous and asynchronous relations of the atmospheric circulation characteristics in the Atlantic section of the Northern Hemisphere as well as the net heat loss from the surface of the North Atlantic. The calculations of heat and moisture fluxes in the TROPEX-74 area are presented.

The paper treats of the basic physical principles of the methods of long-range and super-long-range forecasts of thermal processes developed at Leningrad Hydrometeorological Institute. The description of the technique of forecasting water temperature in the fishing areas of the Northern basin is also presented.

The verification of operational water temperature forecasts of great earliness in the last decade is given.

The monograph is designed for specialists working in the field of marine forecasting and applied oceanology. It may serve as a manual for students of hydrometeorological institutes and geographical faculties of universities in relevant sections of the course "Marine Hydrological Forecasts".

Введение

Сложность проблемы долгосрочных гидрометеорологических прогнозов заставляет исследователей изыскивать различные пути ее решения. В настоящее время большое внимание уделяется изучению изменчивости крупномасштабных процессов в океане и атмосфере. Очаги взаимодействия океана и атмосферы, обнаруженные в западной части Атлантического океана и в Норвежском море, представляют интерес для разработки как долгосрочных прогнозов температуры воды, так и прогнозов погоды [219, 227].

Причины формирования крупных аномалий поля температуры воды Северной Атлантики, их эволюция и влияние на атмосферные крупномасштабные процессы еще недостаточно ясны и изучены. Можно полагать, что исследование пространственно-временной изменчивости основных составляющих энергетического баланса Северной Атлантики по многолетним наблюдениям на стационарных судах погоды окажет помощь при выборе предикторов и усовершенствовании долгосрочного прогнозирования тепловых условий.

Разработка методов долгосрочного прогноза температуры воды в океане необходима не только для решения океанологических задач, но и для составления надежных долгосрочных прогнозов погоды [142].

Как известно, длительные ряды наблюдений в открытых районах морей и океанов имеются только по температуре воды поверхностного слоя. В настоящее время распределение температуры воды является основным океанологическим полем. Анализ полей температуры воды в океанах и морях имеет такое же значение в морских прогнозах, как анализ поля давления воздуха в метеорологических прогнозах. Температура воды, одна из основных характеристик состояния среды, не только необходима для анализа океанологических процессов, но служит также косвенным индикатором других процессов, например течений, перемешивания, подъема глубинных вод, изменения океанологических фронтов и т. д.

Прогнозы тепловых условий в морях и океанах занимают особое место в прогнозах состояния среды обитания и урожайности поколений промысловых рыб. Анализы текущей обстановки в районах промысла и прогнозы температуры воды различной заблаговременности уже сейчас служат хорошей основой для составления промысловых прогнозов.

Для решения прогностических задач необходимо предварительно изучить изменчивость тепловых процессов, выявить основные факторы, влияющие на формирование полей температуры воды, и установить роль этих факторов в различных районах Северной Атлантики и примыкающих к ней морей.

Возможно, что причиной долгопериодных колебаний в тепловом состоянии морей и океанов являются процессы взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью. Поступление солнечной энергии на земную поверхность испытывает сравнительно небольшие нерегулярные колебания от года к году. Влияние других внешних сил, воздействующих на общую циркуляцию атмосферы и океана, пока не подтверждено убедительными данными наблюдений.

Количественными характеристиками теплового взаимодействия океана и атмосферы могут служить рассчитанные значения потоков тепла и влаги, которые наряду с солнечной радиацией очень важны в численных методах долгосрочного прогноза. При прогнозировании на большие сроки совершенно необходим учет неадиабатических факторов.

Начиная с Международного геофизического года (1957-58) в Ленинградском гидрометеорологическом институте проводятся исследования по проблеме взаимодействия океана и атмосферы на примере Северной Атлантики и прилегающих к ней морей. Некоторые результаты по данной проблеме опубликованы в серии выпусков Атласа изменений состояния системы океан—атмосфера в Северной Атлантике [18—21].

В данной монографии рассмотрены некоторые вопросы крупномасштабного теплового взаимодействия океана и атмосферы, причем основное внимание уделено исследованию физических процессов. На материалах судов погоды Северной Атлантики и международного эксперимента «ТРОПЭКС-74» прослежена пространственная и временная изменчивость составляющих теплового баланса на поверхности океана и в некоторых случаях деятельного слоя.

В предлагаемой работе подведены итоги применения разработанных и усовершенствованных методов долгосрочного и сверхдолгосрочного прогнозирования температуры воды в Северном промысловом бассейне. Совместно с лабораторией гидрологии моря Полярного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии имени Н. М. Книповича (ПИНРО) обобщен опыт оперативного обслуживания

прогнозами температуры воды большой заблаговременности морского рыбного хозяйства.

Автор признателен доценту М. А. Валериановой, сотрудникам кафедры океанологии ЛГМИ В. М. Булаевой, В. В. Крыловой, В. П. Теряевой, Ю. Э. Титову за помощь и советы при выполнении данной работы. При подготовке рукописи к изданию ценные замечания высказали профессор Ю. П. Доронин и официальные рецензенты доктор физ.-мат. наук Ю. В. Николаев и кандидат геогр. наук Л. И. Скриптунова, за что автор приносит им глубокую благодарность.

Глава 1

Современное состояние изученности крупномасштабных тепловых процессов

1.1. Термический режим Северной Атлантики

Пространственно-временная изменчивость поля температуры поверхностного слоя морей и океанов определяется неравномерным поступлением лучистой энергии, колебаниями циркуляции в океане и атмосфере, изменениями теплообмена поверхности океана с атмосферой, а также вертикальным и горизонтальным перемешиванием вод.

К настоящему времени для различных районов Северной Атлантики накоплен большой материал наблюдений. В прогнозах и расчетах широко используются данные многолетних наблюдений на прибрежных и островных станциях, а также ряды наблюдений на судах погоды [244, 245, 255, 260].

Из обобщающих исследований по термическому режиму Атлантического океана следует прежде всего упомянуть работу, выполненную в ГОИНе под редакцией А. М. Муромцева [146]. В этой работе собран и обобщен большой материал экспедиционных наблюдений, выявлены основные черты сезонного хода температуры воды и рассмотрены факторы, влияющие на формирование поля температуры воды.

Однако анализ материалов наблюдений в ней проведен по 10-градусным квадратам и только для зимнего и летнего сезонов.

Более детальные характеристики термического режима получены в работе [27], где рассчитана средняя месячная температура для верхнего 200-метрового слоя воды Северной Атлантики на каждый градус широты к северу от 20° с. ш. вдоль восьми меридианов, начиная с $10^{\circ} 30'$ з. д. и кончая $60^{\circ} 30'$ з. д.

Из работ [27, 146] следует, что сезонные колебания температуры воды в деятельном слое обусловлены изменениями радиационных и метеорологических факторов, а также адвекцией тепла и холода морскими течениями. Наибольшие амплитуды годового хода температуры воды поверхностного слоя отмечаются в районе мыса Хаттерас ($\varphi = 37 \div 38^{\circ}$ с. ш.) и на Боль-

шой Ньюфаундлендской банке (БНБ), где они составляют 18—20°C. С глубиной амплитуда годового хода температуры воды уменьшается, но в районе БНБ на глубине 200 м она еще велика и составляет 6,2°C.

Летом колебания температуры воды в слое 50—100 м достигает 7,8°C, а зимой в слое 100—150 м, 7,4°C.

Весьма существенные колебания в годовом ходе температуры поверхностного слоя, достигающие 6°C, наблюдаются и у берегов Африки в районах поднятия глубинных вод. Пространственное распределение амплитуд годового хода температуры воды

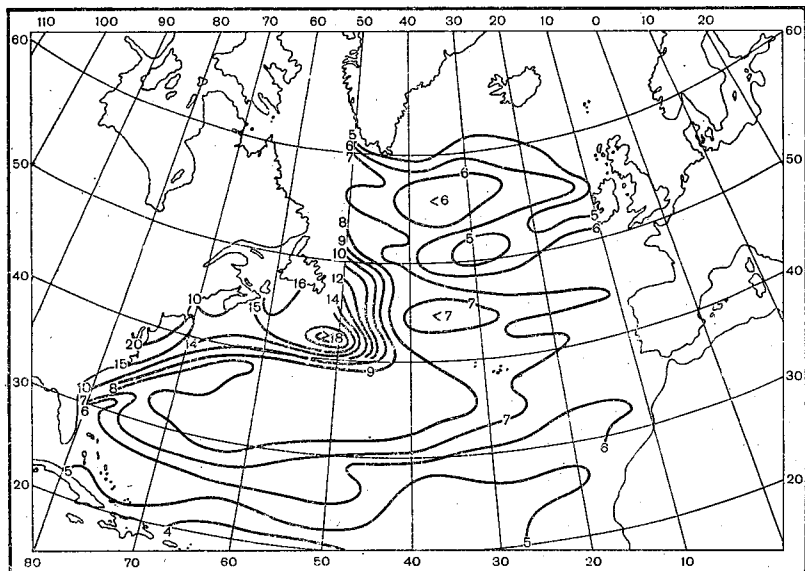


Рис. 1. Пространственное распределение амплитуды годового хода температуры воды поверхностного слоя [27].

поверхностного слоя представлено на рис. 1, заимствованном из работы [27].

Так как Атлантический океан имеет большую меридиональную протяженность, то в распределении температуры воды поверхностного слоя хорошо выражена зональность. В умеренных широтах зональность в распределении температуры воды нарушается системами постоянных течений, причем нарушение зональности в летний сезон более заметно, чем в зимний. На 30° с. ш. температура поверхностного слоя у берегов Северной Америки в августе достигает 28—29°C, а у берегов Африки из-за подъема глубинных вод она составляет лишь 19—20°C. На материковом склоне п-ова Лабрадор, в районе БНБ, в пределах склона Гренландии в зимние месяцы наблюдается

отрицательная температура, достигающая $-1,8^{\circ}\text{C}$. Наиболее высокая температура наблюдается зимой на экваторе, причем в западной части она равна $27-28^{\circ}\text{C}$, а в Гвинейском заливе до 29°C . Летом термический экватор находится на $7-10^{\circ}$ с. ш. В пределах полосы между 5 и 14° с. ш. температура воды поверхностного слоя везде выше 27°C . В области географического экватора температура воды заметно ниже и составляет от 26°C в западной части до $23-24^{\circ}\text{C}$ в восточной.

При изучении режима Атлантического океана и примыкающих к нему морей следует обратить внимание на полугодовые колебания температуры воды. Многие авторы указывали на существование полугодовой вариации в атмосферных и океанических процессах [98, 128, 129, 265].

Исследование изменчивости с помощью теории стационарных случайных функций позволяет установить основные особенности спектральной структуры колебаний гидрометеорологических процессов, выделить основные энергонесущие частоты и оценить амплитуды колебаний спектральных составляющих [70]. Так, например, полугодовые составляющие изменений температуры воды хорошо прослеживаются как в прибрежной зоне Северной Америки, так и в открытом океане, причем амплитуда полугодовых колебаний может достигать $1-2^{\circ}\text{C}$. Полугодовые составляющие существенны для полей атмосферного давления над Северной Атлантикой и таких характеристик исландского центра действия атмосферы, как широта, долгота и глубина его [1, 2, 88].

Из анализа частотного состава сезонных изменений температуры воды по материалам судов погоды получено, что полугодовая волна в колебаниях температуры воды поверхностного слоя выражена достаточно хорошо [6, 36, 54]. В среднем отношение амплитуды полугодовой волны к годовой составляет 0,23, причем минимальное значение этого отношения (0,15) наблюдается в районе судна погоды «К», а наибольшее (0,29) — в районе судна погоды «D». Фазы полугодовых колебаний одинаковы во всех районах: максимум — в феврале и августе, минимум — в мае и ноябре.

Анализ кривых годового хода температуры воды на стандартных горизонтах в районе судна погоды «M» показал, что максимум годового хода смещается с августа в поверхностном слое воды на сентябрь — октябрь на глубинах. На горизонте 300 м сезонная изменчивость почти незаметна. По материалам глубоководных наблюдений в районах судов погоды «A» и «M» в работе В. Ф. Сухой показано, что абсолютная и относительная амплитуды полугодовых колебаний с глубиной убывают [217]. Поскольку изменения температуры воды в значительной мере определяются адвекцией тепла течениями, представляет интерес сопоставление продолжительности циклов в ходе этих величин.

Для скорости течений системы Гольфстрим обнаружена достаточно четкая полугодовая периодичность с максимальными скоростями в январе и июле [258]. Е. И. Серяковым выявлены аналогичные колебания в адвекции тепла течениями для незамерзающей части Баренцева моря [174, 176]. Адвекция тепла течениями определялась из уравнения теплового баланса деятельного слоя моря по известным значениям изменения теплоемкости деятельного слоя за каждый месяц и сумме всех составляющих теплового

баланса на поверхности. Таким способом были вычислены значения горизонтальной адвекции тепла и холода и представилось возможным получить ее годовой ход. На рис. 2 изображен годовой ход адвекции тепла течениями для различных квадратов разреза «Кольский меридиан». Этот рисунок достаточно наглядно характеризует роль полугодовых колебаний в переносе тепла Нордкапским течением.

Следует заметить, что до сих пор нет единого мнения о природе полугодовых колебаний в гидрометеорологических процессах. Нет необходимости рассматривать все гипотезы, объясняющие причины возникновения полугодовых колебаний в океане.

С нашей точки зрения, в работах А. Л. Каца и Р. И. Рида данная проблема рассмотрена обстоятельно, и эти авторы разработали достаточно обоснованные гипотезы о природе полугодовых колебаний [88, 98, 99, 265].

На основании многолетних наблюдений за уровнем океана и другими элементами выявлены колебания с двухлетним периодом. По изменению разностей уровня между пунктами Лагос и Санта-Крус можно определить изменчивость Канарского течения. Колебания скорости этого течения имеют средний период около 26 месяцев [217]. Для характеристики изменчивости Северо-Атлантического течения можно использовать наблюдения над уровнем в п. Брест. Квазидвухлетние колебания уровня

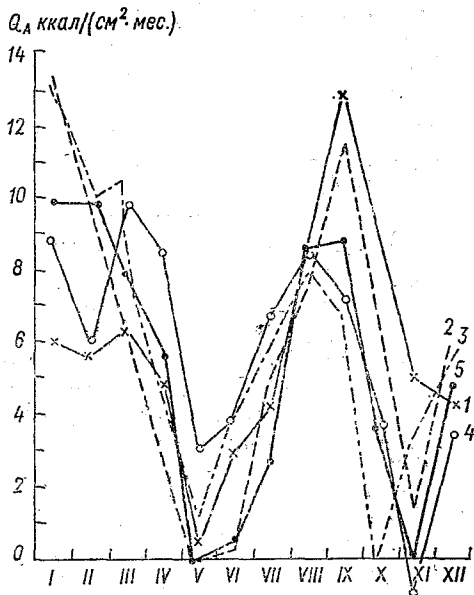


Рис. 2. Годовой ход адвекции тепла течениями на разрезе «Кольский меридиан».

1) $\varphi=70,5^\circ$ с. ш.; 2) $\varphi=71,5^\circ$ с. ш.; 3) $\varphi=72,5^\circ$ с. ш.; 4) $\varphi=73,5^\circ$ с. ш.; 5) $\varphi=74,5^\circ$ с. ш.

в этом пункте за последние сто лет выражены достаточно заметно. В. Ф. Сухой полагает, что квазидвухлетняя цикличность в интенсивности течений Северной Атлантики, несомненно, существует, хотя и не везде четко выражена, причем определяются эти колебания изменением циркуляции атмосферы.

Обнаружена квазидвухлетняя цикличность в смещениях азорского антициклона в зависимости от фазы квазидвухлетнего цикла ветров в экваториальной стратосфере. При преобладании восточных ветров в экваториальной стратосфере азорский антициклон смещается на $5-7^\circ$ к югу, что приводит к усилению пассатов на $5-6$ м/с. Естественно, что такие изменения в циркуляции атмосферы будут отражаться на изменчивости скорости течений и переносимых ими аномалий в поле температуры воды.

Из анализа распределения температуры воды по глубине следует, что влияние взаимодействия океана с атмосферой проявляется до глубин $100-150$ м, а начиная с глубины 150 м основную роль в изменениях температуры воды играет адвекция. В зонах стыка холодных и теплых течений влияние адвективного фактора проявляется от поверхности до больших глубин, порядка 1000 м.

Исследование повторяемости аномалий температуры показало, что термический режим в районе судна погоды «I» менее других подвержен изменчивости. Здесь повторяемость аномалий температуры воды, не выходящих за пределы $\pm 0,5^\circ\text{C}$, составляет 65% случаев. В табл. 1 приведена дисперсия аномалий температуры воды в Северной Атлантике.

Таблица 1. Дисперсия средней месячной и средней годовой аномалии температуры воды поверхностного слоя в районе судов погоды ($^\circ\text{C}$)

Судно погоды	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
„А“	0,26	0,27	0,36	0,43	0,44	0,51	0,62	0,77	0,58	0,40	0,52	0,43	0,46
„В“	0,22	0,32	0,19	0,56	0,37	0,20	0,37	0,46	0,34	0,85	0,54	0,52	0,41
„С“	0,82	0,91	0,90	0,72	0,69	0,84	0,64	0,90	1,00	0,85	0,63	0,66	0,79
„D“	1,74	1,61	1,37	1,61	1,11	1,38	2,23	1,52	1,79	0,83	1,75	1,15	1,34
„E“	0,82	0,57	0,46	0,69	0,94	0,71	0,57	0,58	0,63	0,56	0,70	0,91	0,68
„I“	0,20	0,14	0,22	0,15	0,25	0,27	0,62	0,51	0,37	0,38	0,31	0,16	0,30
„J“	0,29	0,28	0,17	0,24	0,39	0,21	0,36	0,66	0,40	0,44	0,30	0,32	0,34
„K“	0,19	0,19	0,24	0,24	0,17	0,54	0,43	0,63	0,72	0,32	0,42	0,32	0,36
„M“	0,19	0,17	0,18	0,14	0,28	0,57	0,58	0,73	0,41	0,34	0,27	0,14	0,33

Наибольшая дисперсия наблюдается в районах судов погоды «D», «C» и «E». В течение года значение ее меняется и достигает максимума в период с июля по сентябрь. Крупные положительные аномалии температуры воды в районе судна погоды

«А» возникают при юго-восточных ветрах. Устойчивые отрицательные аномалии температуры воды в районе судна погоды «В» возможны при локализации центра исландской депрессии между Исландией и югом Гренландии, когда усиливается влияние Лабрадорского течения на формирование термики океана и существенно возрастают теплотери с поверхности океана из-за выноса холодных воздушных масс с Северной Америки. Отрицательные аномалии температуры воды в районе судна погоды «С» обусловлены меридиональными переносами с севера и ослаблением адвекции тепла течениями Ирмингера и Северо-Атлантическим. При юго-западных переносах в атмосфере здесь наблюдаются положительные аномалии температуры воды. На тепловой режим судов погоды «D» и «E» большое влияние оказывает аномалия температуры воздуха над данной акваторией и адвекция тепла течениями.

Большое внимание в настоящее время уделяется изучению короткопериодной изменчивости тепловых процессов в океане. Для этой цели привлекаются материалы многосуточных станций и стационарных судов погоды. Спектральный анализ длительных наблюдений за различными гидрометеорологическими элементами показал характерные циклы колебаний продолжительностью 36—72 и 100—180 ч [115]. Изменчивость гидрометеорологических элементов до трех суток является следствием прохождения того или иного барического образования. Колебания с характерным временем 4—8 суток соответствуют наиболее вероятному периоду существования определенного типа циркуляции атмосферы (е. с. п.). Смена типа циркуляции приводит к изменению в ходе метеорологических элементов, течений и сгонно-нагонных явлений. Изменчивость температуры воды с периодом несколько часов определяется внутренними волнами приливного или инерционного происхождения, а также суточным ходом атмосферных процессов и притоком тепла солнечной радиацией [35, 73, 91].

1.2. Изменчивость расходов воды и тепла в системе Гольфстрим

Колебания расходов воды и тепла в Гольфстриме и его ветвах оказывают большое влияние на изменения теплового состояния Северной Атлантики и прилежащих к ней морей. Так, в работе Е. И. Баранова [26] приводятся данные, из которых следует, что количество тепла, переносимое Гольфстримом в сравнительно узкой полосе, больше, чем адвекция тепла по всей остальной части поперечного сечения Атлантического океана. При изучении Гольфстрима обнаружено, что устойчивость течения иногда ограничивалась 3—4 ч, а наиболее резкие изменения в режиме Гольфстрима наблюдались через каждые 7—14 суток. Стоммел считает, что сезонные колебания расходов Гольфстрима вызываются сезонным изменением завихренности

поля ветра над океаном [213, 270]. Периоды ослабления азорского максимума давления предшествуют периодам больших скоростей потока воды во Флоридском проливе примерно на месяц. Таким образом, аномально высокие значения расходов связаны со слабыми напряжениями ветра в пассатной зоне. Дефант [213, 248] объясняет сезонную изменчивость расходов в Гольфстриме изменениями в интенсивности атмосферной циркуляции над южной частью Северной Америки.

В табл. 2 приведены расходы воды, тепла и солей в Гольфстриме (ряд с июня 1937 г. по октябрь 1972 г.) [26].

Таблица 2. Расходы воды (Q_v), тепла (Q_T) и солей (Q_c) в Гольфстриме

	$Q_v \cdot 10^6$ м ³ /с	$Q_T \cdot 10^{12}$ кал/с	$Q_c \cdot 10^{12}$ г/с
Средние много- летние	81,4	1079,3	1043,6
Максимальные	95,9	1250,4	1237,7
Минимальные	65,7	883,4	843,5
Межгодовая ам- плитуда	17,7	134,7	228,2
Межмесячная амплитуда	30,2	367,0	389,2

На рис. 3 представлен сезонный ход расходов Q_v , Q_T , из которого следует, что прослеживаются полугодовые колебания расходов воды и тепла в Гольфстриме. Межгодовая изменчивость расходов примерно в пять раз меньше, чем сезонная и внутри-месячная.

По материалам экспедиций обнаружена связь между колебаниями положения океанологического фронта и расходом воды в Гольфстриме. Максимальный расход Гольфстрима соответствует наибольшему удалению фронта от края континентального шельфа.

Наличие в Северной Атлантике субполярного фронта связано с конфигурацией дна и глубинными течениями. Океанологический фронт, идущий на северо-восток от Большой Ньюфаундлендской банки, представляет собой продолжение зоны взаимодействия между Гольфстримом и Лабрадорским течением. Основные фронтальные зоны были установлены при изучении поверхностных течений [254, 273]. Многие исследователи считают, что фронтальные зоны являются очагами формирования глубинных вод океана. Процесс образования глубинных вод протекает с осени до весны, но под влиянием меняющихся условий может прерываться и происходит скачками. Под влиянием различных причин возможны смещения самих мест образования глубинных

вод. Такими причинами могут быть волновые движения или результат воздействия поступательного вихря с вертикальной осью, развивающегося на границе различных водных масс. В зоне взаимодействия различных водных масс, резко отличных по своим характеристикам, возникают волны на фронтальной поверхности, причем развивается целая серия циклонических вихрей.

О. И. Мамаев обобщил данные о меандрировании Гольфстрима и установил, что возникновение волнообразных колебаний объясняется его пульсирующим характером [131]. Применив к условиям океана теорию Н. Е. Кочина об устойчивости наклонных поверхностей раздела по отношению к возникающим на них очень длинным волнам О. И. Мамаев определил, что меандрирование Гольфстрима вызвано появлением критических значений устойчивости поверхности раздела. Это обуславливает сильное искривление и последующий разрыв этой поверхности.

Меандры достигают своего максимума при скоростях течений, равных критическим, а при меньших значениях скоростей они разрушаются. Меандрирование течений дает начало процессу океанического циклогенеза. Распределение температуры воды, солености, плотности, химических и биологических элементов в океане дает представление о географическом положении фронтальной зоны; при этом вертикальное распределение на разрезах лучше, чем горизонтальное, отражает наличие фронта. В зонах фронтов вследствие переноса свойств вертикальными потоками следует ожидать, что изолинии в зоне опускания будут изгибаться выпуклостью вниз, а в зоне подъема — выпуклостью вверх. Это явление может служить хорошим индикатором для выявления положения фронта.

В. М. Грузинов считает, что изменение конфигурации фронта,

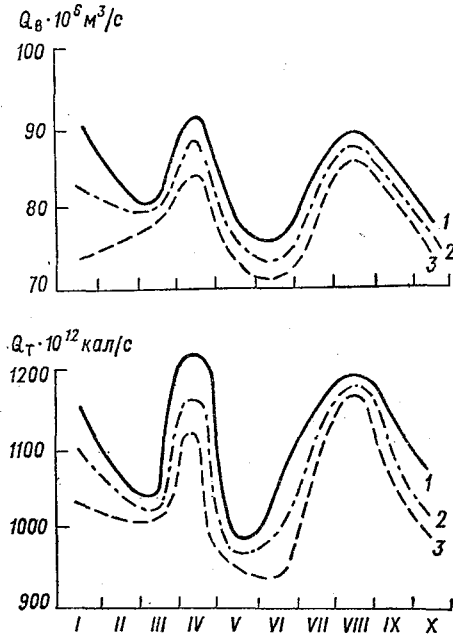


Рис. 3. Сезонный ход расходов воды ($Q_{в}$) и тепла ($Q_{т}$) в Гольфстриме [26].

1 — максимальные; 2 — средние; 3 — минимальные.

образование значительных его изгибов на всем протяжении не связано с меандрированием течений в этом районе, а определяется совместным влиянием рельефа дна и поля ветра [71].

Для разработки долгосрочных прогнозов температуры воды и ледовитости арктических морей широко используются многолетние наблюдения за колебаниями расходов воды и тепла в Фареро-Шетландском проливе [4, 5, 230, 234]. Изменения количества атлантической воды, поступающей в Норвежское море, могут приводить к значительным колебаниям гидрологических условий в Баренцевом море и в других районах Северного Ледовитого океана.

Основная масса атлантических вод проходит в Норвежское море через Фареро-Шетландский пролив, причем установлены два противоположно направленных потока в этом проливе. Поток воды из Атлантического океана имеет глубину распространения 500—600 м и гораздо меньшую площадь сечения, чем поток из Норвежского моря. Пока нет достаточно регулярных инструментальных измерений расходов воды в Фареро-Шетландском проливе, но по косвенным данным выполнены расчеты расходов воды за отдельные годы [217, 238, 239, 272]. Максимальных значений поток вод в проливе достигает в декабре—январе, кроме того, в июне отмечается вторичный максимум. Минимальные расходы воды наблюдаются в апреле. Ход полугодовых вариаций расходов хорошо совпадает с сезонной изменчивостью атмосферного давления в центре азорского антициклона. Повышение давления в этом центре действия атмосферы соответствует увеличению расходов воды в Фареро-Шетландском проливе.

А. В. Янес обработал все имеющиеся наблюдения в этом районе и получил годовые расходы с начала XX в. По его оценкам, межгодовая разность расходов северного и южного потоков изменяется от 5 до 15 км³/ч. С первого десятилетия XX в. к 60-м годам поток атлантических вод на север увеличился в 1,8 раза, а разность расходов северного и южного потоков воды увеличилась в 1,6 раза. Усиление интенсивности Северо-Атлантического течения через Фареро-Шетландский пролив связано с активизацией атмосферной циркуляции над рассматриваемым районом.

В последние годы в Мировом океане открыты крупные вихревые образования, которые по своим параметрам соответствуют синоптической изменчивости океана. Так, например, в 1970 г. на советском гидрофизическом полигоне в Северном Пассатном течении было прослежено несколько циклонических и антициклонических вихрей с поперечными размерами от 200 до 400 км. Эти вихри проходили через площадь полигона с востока на запад со средней скоростью около 5 км/сут. Как показывают экспериментальные данные, кинетическая энергия движения воды в синоптических океанских вихрях сравнима с энергией круп-

номасштабных течений в океане, а часто и превосходит ее. Вихри активно взаимодействуют с крупномасштабной циркуляцией, ослабляя или усиливая ее в зависимости от преобладающего направления потока энергии. В работе Л. М. Бреховских и др. отмечается, что все вихри перемещались на запад со средней скоростью 5—6 см/с, однако зарегистрированы скорости вихрей, превышающие 10 см/с [152]. Скорости течений на глубинах 200—1000 м в среднем составляли 10 см/с, но в поле синоптических вихрей скорости течения на отдельных горизонтах достигала 35 см/с. Эти усиления течений вызваны бароклинной неустойчивостью крупномасштабного геострофического течения.

Движение синоптических вихрей описывается линейной теорией бароклиных волн Россби. В то же время эта теория не может описать кратковременных нарушений этого равномерного движения. С точки зрения линейной теории волн Россби медленно перемещающиеся синоптические океанские вихри следует отнести к бароклиным, а быстро перемещающиеся вихри содержат в себе черты бароклиных и баротропных явлений. Возможно, со временем удастся прогнозировать возникновение и перемещение океанских вихрей, что скажется на более корректном учете адвективной составляющей поля температуры воды.

1.3. Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы

Процессы в атмосфере и гидросфере зависят от притока солнечной радиации, длинноволнового излучения, внешних гравитационных сил, а также от перераспределения энергии, которое определяется особенностями взаимодействия океана и атмосферы. В общем виде сущность крупномасштабного взаимодействия этих соприкасающихся сред заключается в термическом и динамическом воздействии атмосферной циркуляции на подстилающую поверхность, а термическое состояние океанов воздействует на метеорологические процессы. Большая теплоемкость воды по сравнению с воздухом и интенсивное перемешивание деятельного слоя океана приводят к тому, что этот слой активно участвует в теплообмене с атмосферой. В результате тепло- и влагообмена происходит трансформация воздушной массы, а при длительном воздействии тех или иных аномалий в поле температуры воды океана меняется характер атмосферной циркуляции.

Термическая неоднородность подстилающей поверхности приводит к образованию ложбин и гребней давления воздуха, т. е. длинных волн в атмосфере. Увеличение потоков тепла из океана в атмосферу способствует более интенсивному развитию длинных волн и усилению меридионального воздухообмена, в частности развитию мощных блокирующих ситуаций. Произведенные оценки вклада положительных аномалий потоков тепла

из океана в средние значения потенциальной энергии столба атмосферы показали, что они составляют 60—90%. Такие количественные оценки не оставляют сомнения в том, что аномалии потоков тепла из океана во многом определяют характер атмосферной циркуляции. Идею о существовании квазипериодических колебаний за счет поступления энергии от океана в атмосферу разделяют многие авторы [47, 49, 57, 82, 266, 271]. Так, в работе Ю. В. Николаева показано, что спустя 8—9 месяцев после положительной аномалии в потоках тепла в Северной Атлантике повторяемость западной формы циркуляции по Вангенгейму увеличивается [156]. Это приводит к формированию новых положительных аномалий потоков тепла из океана и началу следующего цикла развития макромасштабных атмосферных процессов.

Мировой океан является главным поставщиком влаги в атмосферу, которая оказывает влияние на термодинамические процессы в атмосфере не меньше, чем солнечная радиация, ибо за счет конденсации влаги атмосфера получает примерно столько же тепла, сколько она получает посредством турбулентного теплообмена с океаном и поглощения лучистой энергии [167, 253, 275]. Если океан влияет на атмосферные процессы в основном через тепло- и влагообмен, то атмосфера воздействует на океан как через тепловые процессы, так и через динамические. Вся совокупность особенностей взаимодействия океана и атмосферы, перераспределения влаги и обусловленные ими процессы с обратными связями заставляют рассматривать атмосферу и океан как единую систему.

А. С. Монин и Б. Л. Гаврилин предприняли попытки решения уравнений, описывающих поведение всей системы океан—атмосфера [64]. Д. Л. Лайхтманом даны решения уравнений для пограничных слоев соприкасающихся сред [123]. В моделях крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы необходимо более точно учитывать преобразования и перераспределения солнечной радиации, что пока не удается. Много еще неясного в механизме образования обратных связей при развитии гидрометеорологических процессов.

Преобразование энергии и формирование обратных связей между процессами в океане и атмосфере происходят обычно в больших пространственно-временных масштабах. Поэтому их целесообразно рассматривать с позиций крупномасштабного взаимодействия. В первую очередь к этим задачам относятся исследования теплового баланса для средних многолетних условий морей и океанов.

В настоящее время выполнен ряд фундаментальных работ по климатологии теплового баланса земной поверхности и океанов [17, 20, 31, 22, 248, 253]. Эти работы показали существенную роль адвективного переноса тепла морскими течениями. Однако, как отмечает Ю. П. Доронин, уравнения баланса тепла и влаги

дают хорошее представление о распределении притоков и потерь тепла, но недостаточно поясняют механизм превращения тепловой энергии в кинетическую и образования атмосферных и океанических движений [77]. Многие исследователи предлагают использовать уравнение баланса тепла как основу для изучения стационарных процессов, ибо для разработки корректных моделей циркуляции следовало бы изучать баланс кинетической энергии.

При решении отдельных задач взаимодействия океана и атмосферы довольно часто используется статистический метод. Однако из-за многообразия действующих факторов и ограниченности длины ряда наблюдений он имеет некоторые ограничения. Тем не менее этим методом довольно успешно проводится изучение статистической структуры гидрометеорологических полей. При помощи спектрального анализа выявляются цикличность и энергонесущие частоты в колебаниях различных характеристик. В настоящее время между океанологическими и метеорологическими элементами выявлены статистические синхронные и асинхронные связи, которые широко используются в прогностической оперативной работе.

Так как уровень наших знаний о физике процессов пока еще недостаточно высок, существующие математические модели взаимодействия океана и атмосферы дают представление о процессах лишь в первом приближении и, как правило, для средних многолетних условий. В этом плане следует считать, что существенным вкладом в теорию общей циркуляции атмосферы являются исследования Е. Н. Блиновой [34]. В этих исследованиях на основе учета различий в перераспределении энергии между атмосферой и океаном, а также атмосферой и материками теоретически рассчитаны местоположения центров действия атмосферы.

К. Россби сконцентрировал основные усилия на решении динамической части проблемы взаимодействия океана и атмосферы [77, 240]. Он использовал уравнения горизонтального движения и сохранения массы как основные уравнения данной задачи. Уравнения сохранения тепловой энергии приведено Россби к простейшему виду благодаря предположению об адиабатичности рассматриваемого процесса. Это упрощающее предположение позволило использовать численные модели для краткосрочного прогноза погоды. Однако если составлять прогнозы на месяц или сезон, то уравнение притока тепла приобретает самостоятельное значение. Если попытаться сделать упрощения, подобные тем, которые сделаны в баротропной модели для краткосрочных прогнозов, но с той разницей, что вместо сохранения количества движения использовать условие сохранения тепловой энергии, то можно получить уравнения, которые будут описывать распределение температуры и среднюю циркуляцию за месяц или сезон. Отклонения от этих средних значений можно

считать за вихревую турбулентность, которая может быть включена в механизм переноса тепла благодаря использованию коэффициента турбулентного обмена.

В работах Адема разобраны физические основы численного прогноза средней температуры в системе тропосфера—океан—материк [240, 241]. Вместо сохранения количества движения Адем использовал условие сохранения тепловой энергии, которое может быть записано в следующем виде:

$$\rho \frac{d}{d\tau} (C_V T + W) = \nabla \rho k \nabla (C_V T + W) + E_1 + E_2 + E_3 + E_4. \quad (1.1)$$

В этом уравнении левая часть представляет скорость изменения энергии в единичном объеме; $C_V T$ — внутренняя энергия единицы массы; W — скрытая теплота парообразования. Первое слагаемое в правой части характеризует перенос тепла посредством турбулентной диффузии; k — коэффициент турбулентного обмена; ∇ — оператор горизонтального градиента; E_1 — изменение притока тепла за счет радиации; E_2 — теплопередача от земной поверхности; E_3 — скорость изменения энергии за счет реализации скрытой теплоты; E_4 — скорость изменения энергии за счет молекулярной вязкости.

Решая уравнение сохранения энергии совместно с уравнением радиационного баланса, можно рассчитать распределение температуры воды поверхностного слоя. Интересна попытка Адема составить прогноз на один шаг по времени при заданной температуре на поверхности океанов и на среднем уровне тропосферы за предыдущий месяц и при заданном альбедо земной поверхности. Распределение аномалий гидрометеорологических элементов для зимы 1963 г. в северном полушарии предсказано Адемом на основе рассмотренной модели и с использованием данных об аномально высокой температуре воды в океане и аномально смещенной границе снежного покрова в декабре 1962 г.

В. В. Шулейкин при рассмотрении взаимодействия в системе океан—атмосфера—материк пришел к выводу об автоколебательном характере этой системы [235, 236]. В качестве примера им было изучено взаимодействие североатлантической циркуляции с циркуляцией Арктического бассейна. Этот процесс В. В. Шулейкин приближенно описал следующей системой уравнений:

$$\frac{dL}{d\tau} = -m(Q_w - Q_0), \quad (1.2)$$

$$\frac{dQ_w}{d\tau} = n(L - L_0), \quad (1.3)$$

где Q_0 и L_0 — теплоспас и количество льдов в начальный момент; L — количество льдов в Арктическом бассейне; Q_w — теплоспас Северо-Атлантического течения; m и n — коэффициенты пропорциональности, определяемые экспериментально.

Период такой колебательной системы определяется из соотношения

$$\tau = \frac{2\pi}{\sqrt{m\eta}}. \quad (1.4)$$

Согласно модельным экспериментам и данным многолетних наблюдений за некоторыми гидрометеорологическими элементами период колебаний в системе Северная Атлантика — Арктика составляет 3,5 года.

Е. Г. Никифоров показал, что тепловое состояние Арктического бассейна зависит от интенсивности водо-, теплообмена с Атлантическим и Тихим океанами. Увеличению выноса поверхностных вод из Арктического бассейна соответствует усиление притока на глубине теплых атлантических вод [153]. Важную роль в этом механизме играют гидрологические фронты. Как показали наблюдения, течения носят струйный характер, при этом стрежень их лежит справа от гидрофронта (в северном полушарии) в более легкой водной массе. Вторым фактором, влияющим на интенсивность и положение гидрофронта, являются атмосферные процессы. Усиление или ослабление теплоотдачи в атмосферу приводит к увеличению или уменьшению количества образующихся вод, например субарктических, и соответствующим изменениям интенсивности и положения гидрофронта. Колебания тепловых потоков, достигающих Арктического бассейна, вызывают ответную реакцию атмосферы, в результате чего в системе Северный Ледовитый океан — Северная Атлантика возникают автоколебания. Важную роль играют механизм обратной связи, связанный с бароклинными эффектами в Арктическом бассейне, и механизм «долговременной памяти» о предыстории гидрометеорологических процессов, которые сосредоточены в океане.

Интересную модель автоколебаний предложил А. И. Дуванин [82]. При усиленном западно-восточном переносе в атмосфере в области теплых течений будут наблюдаться положительные аномалии температуры воды, а в области холодных течений — отрицательные аномалии. В зоне климатологического фронта при таком переносе воздушных масс усиливается теплоотдача, а это должно в свою очередь способствовать дальнейшему развитию зональной циркуляции в атмосфере.

В случае нарушения зональной циркуляции положительные аномалии температуры воды возникнут в области холодных течений, а отрицательные аномалии температуры воды появятся в системе Гольфстрим. Такое распределение аномалий будет способствовать ослаблению течений в океане, а в зоне фронта уменьшится теплоотдача, что благоприятствует сохранению ослабленной циркуляции атмосферы. Однако такая согласованность между воздействием атмосферы на океан и обратным влиянием океана на атмосферу может продолжаться

сравнительно недолго. Причина смены одного типа циркуляции другим заключается в том, что на поверхности океана происходит смена температурного фона за счет переноса аномалий температуры воды морскими течениями.

Неравномерность переноса тепла течениями в Северной Атлантике хорошо подтверждается 5—7-летними циклическими колебаниями расходов воды, тепла и солей через Фареро-Шетландский пролив [234, 238]. Наличие периодичности в переносе тепла течениями является следствием того, что рассмотренные выше два вида распределения тепловых аномалий в океане характеризуют типично волновой процесс в противоположных фазах. Смена знака аномалии температуры воды означает перемену фазы процесса на 180° , а время, в течение которого это происходит, соответствует полупериоду колебаний, совпадающему со временем переноса тепловых аномалий течениями в Северной Атлантике и равному двум годам. Описанные типы аномалий температуры воды в океане почти всегда экранируются различными промежуточными явлениями, которые затрудняют анализ периодичности процессов.

В последние годы для анализа динамики системы океан — атмосфера находит применение кибернетическое моделирование. Важным этапом обоснования кибернетической модели взаимодействия океана и атмосферы является разработка обоснованных физических гипотез. Ю. В. Николаев предлагает гипотезу о влиянии зимних аномалий потоков тепла из океана на общую циркуляцию атмосферы в последующие летние месяцы [154—156]. Автором этой гипотезы введено понятие о глобальных и локальных факторах межгодовой изменчивости. Одним из важных локальных факторов может служить аномалия температуры воды поверхностного слоя океана, причем роль этого фактора возрастает в теплую половину года.

Ю. В. Николаев предлагает крупномасштабные взаимодействия разделить на процессы переходного и стационарного масштабов, связанные с характером приспособления атмосферы к полю температуры воды.

С целью выяснения причин изменения интенсивности теплообмена произведено сопоставление разности давления воздуха в западной части Северной Атлантики с положительными аномалиями суммарной теплоотдачи. Связь между указанными характеристиками оказалась достаточно тесной ($r=0,75$). В то же время получен невысокий коэффициент корреляции между положительными аномалиями потоков тепла и положительными аномалиями температуры воды ($r=0,30$), что свидетельствует о ведущей роли атмосферной циркуляции в формировании наиболее интенсивных потоков тепла из океана в атмосферу. Спектральный анализ длительных рядов гидрометеорологических наблюдений на 9 судах погоды показал, что максимум спектральной плотности этих элементов приходится на периоды

2—3 и 7—10 лет. В этих интервалах имеет место совпадение особенностей распределения спектральной плотности колебаний температуры воды и воздуха. Это подтверждает вывод Ю. В. Николаева о том, что в области долгопериодных колебаний изменения температуры воздуха над океаном определяются изменениями температуры воды.

В. Г. Корт считает, что для крупномасштабных (несколько лет) процессов взаимодействия океана и атмосферы наиболее важными являются перенос температурных аномалий течениями, изменчивость теплосодержания в бароклинной толще океана, радиационный баланс и теплообмен [111]. Температурная аномалия, возникая в водных массах Флоридского течения, доходит до Фареро-Шетландского пролива за два года. Связь между аномалией годовой температуры воды и расходами атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив при временном сдвиге в два года характеризуется $r=0,81$. Кроме этого, обнаружена связь между температурой воды во Флоридском проливе и Лабрадорском течении при временном сдвиге в три года ($r=0,72$). По данным Бьеркнеса, между атмосферной циркуляцией и температурой воды в зоне 50—60° с. ш. обнаружена достаточно тесная связь ($r=0,70$) [242, 243]. Таким образом, зона полярного фронта служит важным показателем интенсивности взаимодействия между системами течений в Северной Атлантике и между этими системами и атмосферой.

По мнению В. Г. Корта, взаимодействие антициклонического и субполярного циклонического круговоротов с атмосферной циркуляцией порождает самовозбуждающую систему крупномасштабной изменчивости гидрометеорологических условий [112]. Импульсом в данной модели являются обострение или ослабление температурных градиентов в зоне субполярного океанологического фронта и влияние этого процесса на интенсивность западного переноса в атмосфере. Например, если Гольфстрим переносит положительные температурные аномалии, то происходит обострение субполярного фронта и усиливается западный перенос воздушных масс. При такой атмосферной циркуляции увеличивается вынос холодных водных масс Канарским течением и происходит формирование отрицательной аномалии температуры воды в восточной части Северной Атлантики. Затем эта аномалия переносится Северным Пассатным течением в Гольфстрим, в котором также образуется отрицательная аномалия, способствующая в дальнейшем ослаблению субполярного фронта.

1.4. Межгодовые колебания температуры воды

Длительные наблюдения за температурой воды в районе Северной Атлантики показали ее значительные колебания в течение XX в. [147, 148, 251, 272]. Н. Н. Зубов установил, что на

океанографическом разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море температура воды в летние месяцы 1900—1906 гг. была на 0,7—0,8°C ниже, чем в 1921—1936 гг. [85]. Лам и Джонсон приводят данные о средней годовой температуре воды поверхностного слоя от 20 до 60° с. ш. по меридиану 30° з., из которых следует, что в период с 1900 по 1929 г. температура воды составляла 15°C, а с 40-х годов XX в. она поднялась до 16,5°C [257]. Стоммел указывал на повышение температуры воды поверхностного слоя в Норвежском море с 1920 по 1950 г. на 2°C [213]. В 20-х годах потепление началось также в тропической зоне Атлантики. За два десятилетия температура воды поверхностного слоя Тропической Атлантики повысилась на 1,5—2,0°C.

Некоторые авторы отмечают, что вклад трендовых колебаний в общую изменчивость температуры воды иногда может быть значительным [130].

Е. И. Серяков и О. А. Гулов на основе анализа многолетнего хода температуры воды в квадратах Смеда [269], стандартных океанографических разрезов Баренцева и Норвежского морей, прибрежных станций Канадского побережья и наблюдений судов погоды в Северной Атлантике исследовали закономерности формирования длительных аномалий температуры воды [189]. Центром потепления в рассматриваемом районе оказалась северо-западная часть Атлантики, причем опережение колебаний по сравнению с восточными областями составило около двух лет, а для трендовых изменений оно еще больше. Начало потепления в северо-западной части Атлантики наблюдалось с 1918 г., тогда как в восточной — с 1922 г. «Пик потепления» в северо-западном районе приходится на 1933 г., в восточном — только на 1940—1941 гг.

Температура воды в северо-западном и северо-восточном районах Атлантического океана связана с изменениями морфометрических характеристик исландской депрессии неодинаково. При южном положении центра исландского минимума барическое поле над Северной Атлантикой усилит Северо-Атлантическое течение и, следовательно, вызовет рост температуры воды в северо-восточном районе. Над Баренцевым морем будет преобладать антициклоническая циркуляция, которая уменьшит приток теплых атлантических вод, следовательно произойдет понижение температуры воды в Норвежском и Баренцевом морях. Это можно проследить на рис. 4, на котором представлены многолетние изменения широты центра исландского минимума и температуры воды в квадрате Смеда G и на разрезе «Кольский меридиан». Статистическая связь между широтой центра исландского минимума и средней температурой воды отдельно для северо-западного и северо-восточного районов оказалась достаточно тесной ($r=0,60 \div 0,70$).

При северной локализации исландского центра действия

атмосферы в северо-западном районе происходит увеличение теплозапаса, а при южном — его уменьшение. Исландский минимум вследствие общепланетарных процессов стремится к движению в южном направлении, но, смещаясь к югу, он постепенно заполняется, потому что его южная локализация вызывает падение теплозапаса в северо-западном районе. Для возобновления энергии исландский минимум вынужден подниматься в более высокие широты, где наблюдаются большие температурные контрасты. Смещение обычно происходит к северо-востоку, так как здесь во время движения депрессии к югу произошло повышение температуры воды. Такие колебания ис-

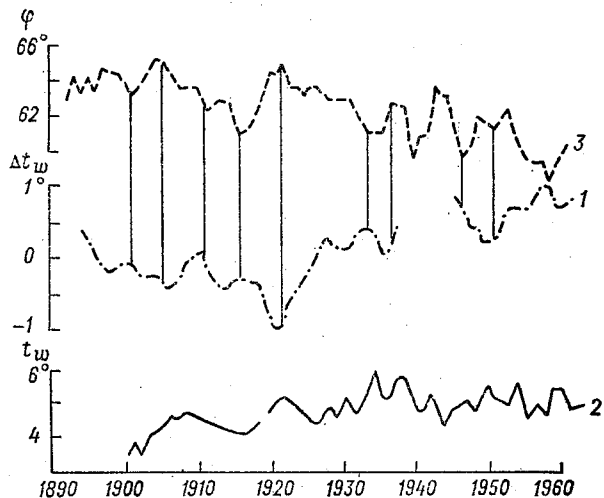


Рис. 4. Межгодовые изменения температуры воды поверхностного слоя.

1 — в квадрате Смеда G; 2 — на разрезе «Кольский меридиан»; 3 — изменение широты центра исландского минимума.

ландского минимума вызывают температурные колебания в океане с циклом 18—20 лет.

В работах Р. В. Абрамова, О. А. Владимирова и Ю. В. Николаева отмечалось, что смещение исландского центра действия атмосферы к югу совпадает с усилением меридиональной циркуляции атмосферы, приводящим к потеплению в высоких широтах [1, 54, 55]. С 1900 по 1962 г. наблюдалось смещение центра исландской депрессии по широте на 4° . В те же годы преобладал «северный дрейф» азорского антициклона, который в итоге составил по широте $2,5^\circ$. В азорском антициклоне одновременно со смещением к северу происходило падение давления в его центре, тогда как в центре исландского минимума отмечался рост атмосферного давления. Таким образом, интенсивность обоих центров действия атмосферы ослаблялась, что

привело к уменьшению интенсивности зональной циркуляции и к усилению меридиональных переносов в умеренных широтах Атлантического океана.

Во многих исследованиях по многолетней изменчивости гидрометеорологических процессов отмечалось, что в колебаниях Северо-Атлантического течения и системы холодных течений проявляется сопряженность [4, 29, 32, 57, 157, 267]. Периоды их колебаний не равны, так как системы теплых и холодных течений формируются под влиянием разных факторов. Из анализа многолетних колебаний температуры воды следует, что между 1918 и 1928 гг. Северо-Атлантическое течение резко усилилось, а Лабрадорское и Восточно-Гренландское стали несколько слабее. Это, возможно, и вызвало резкое потепление в северо-западном районе Атлантического океана, распространившееся затем на восток [189].

В работе К. В. Кондратовича выявлены отчетливо выраженные тенденции в изменении температуры воды в отдельных районах Атлантического океана и атмосферной циркуляции над ним. Показано, что положительные тренды в тепловом состоянии Северной Атлантики в 30-х годах в основном совпадают с нарастанием интенсивности зонального воздухообмена [106].

Для изучения пространственной изменчивости векового хода температуры воды поверхностного слоя Северной Атлантики в работе [125] использовалось разложение по естественным ортогональным функциям (ЕОФ). Температура воды в квадратах Смеда сглаживалась по 21-летиям. Оказалось, что в январе первая ЕОФ описывает 84% общей дисперсии, вторая — 10% и третья — 3%. Такая высокая сходимость температурных полей позволяет использовать только первую составляющую, отражающую наиболее крупномасштабные изменения поля температуры воды поверхностного слоя: синхронное изменение температуры воды во всей изучаемой области Северной Атлантики. В табл. 3, заимствованной из работы [125], приводятся фоновые изменения температуры воды для некоторых характерных станций и разреза «Кольский меридиан».

Анализ материалов наблюдений позволил установить согласованность векового хода температуры воды в различных районах. Так, до 40-х годов происходил рост температуры воды, а в 50—60-е годы отмечалось общее охлаждение вод Северной Атлантики и прилегающих к ней морей. Согласно работе А. А. Кириллова и М. С. Хромцовой [102], в период с 1946 по 1968 г. наблюдалось увеличение ледовитости Гренландского моря, а в исследовании Н. А. Волкова и Б. А. Слепцова-Шевлева [59] показано, что начиная с 40-х годов ледовитость западных морей Советской Арктики увеличивалась. В то же время на большей части акватории Тихого океана с конца 50-х годов XX в. отмечалось повышение температуры воды [118, 125].

Длительные изменения в тепловом состоянии морей и океанов целесообразно сопоставлять с такими крупномасштабными процессами, как колебания общей циркуляции атмосферы.

Таблица 3. Сглаженные амплитуды межгодовых колебаний температуры воды в январе (A_I), в июле (A_{VII}) и средние за год ($A_{год}$) (в °C)

Пункт	Координаты		Годы наблюдений	A_I	A_{VII}	$A_{год}$
	широта	долгота				
«Кольский меридиан»	70° 30'—72° 30'с.	33° 30'в.	1921—1973	0,4	0,3	0,3
Анденес	69 19	16 07	1868—1963	1,6	1,2	1,2
Она	62 52	06 33	1869—1972	0,8	1,6	0,6
Стиккисхоульмур	65 05	22 44 з.	1874—1967	1,0	0,6	0,7
Гельголанд	54 11	07 54 в.	1873—1950	1,0	0,8	0,6

Причины резкого потепления в Северной Атлантике и в Северном Ледовитом океане в 20—30-х годах текущего столетия, очевидно, следует искать в изменении гидрометеорологических процессов северо-западного района Атлантического океана, где потепление климата и повышение температуры воды проявились прежде всего [168].

В 1900—1920 гг. в высоких широтах Приатлантической Арктики наблюдался пониженный фон векового уровня атмосферного давления, а в 40-х годах картина барических условий здесь стала меняться на противоположную. Как полагают Н. И. Тябин и Б. А. Слепцов-Шевлевич, эпоха потепления Арктики явилась следствием вековой эволюции атмосферного давления в Приатлантической Арктике [221]. Как известно, локальный очаг потепления наблюдался в районе Гренландии, а затем он распространился на восток.

Синхронно с вековым ходом атмосферных процессов отмечаются вековые колебания расходов потока атлантических вод на север через Фареро-Шетландский пролив. До середины 40-х годов вековые составляющие расходов воды в Фареро-Шетландском проливе были значительно ниже нормы. Минимальные расходы атлантических вод через этот пролив отмечались в 1915—1920 гг., а с 1940 по 1970 г. наблюдался повышенный уровень расходов атлантических вод [143, 238, 239].

Эти вековые изменения циркуляции атмосферы и океана, наиболее отчетливо проявившиеся в Приатлантической Арктике, являются лишь отражением состояния и развития общепланетарной циркуляции атмосферы.

В некоторых работах отмечалось, что циркумполярный циклон обусловил акцентацию исландского минимума атмосферного

давления; тепловое состояние и циркуляция вод Северной Атлантики также способствовали ее развитию, что и привело к потеплению в западном секторе Арктики [53, 206, 246, 247, 251, 256, 257, 259]. Пока еще трудно указать причины, приводящие к длительным колебаниям циркумполярного барического вихря северного полушария.

Можно полагать, что совместное изучение межгодовых колебаний теплового состояния вод Северной Атлантики и прилегающих к ней морей, а также изменений в интенсивности атмосферных процессов будет способствовать установлению причин вековых трендов.

Глава 2

Пространственная и временная изменчивость составляющих теплового баланса

Температура воды поверхностного слоя зависит от многих физических факторов. Важнейшим из них является приток к поверхности океана солнечной радиации. Солнце вызывает почти все виды движения в океане и в атмосфере. Отсюда нетрудно предположить, какое значение имеет правильное определение тепла, падающего на поверхность океана.

Значительную роль играют также процессы турбулентного теплообмена подстилающей поверхности с нижними слоями атмосферы, потери тепла на испарение или приток тепла при конденсации и длинноволновое излучение поверхности воды.

Известно, что суточный ход температуры воды поверхностного слоя зависит в основном от суточных изменений входящей солнечной радиации, а также от теплообмена через поверхность и от турбулентного перемешивания в верхнем слое океана.

Большой интерес для прогноза путей движения тропических ураганов представляют обнаруженные с помощью самолетных радиационных термических съемок очаги теплой и холодной воды длиной до 20 км. Возможно, образование «пятен» теплой воды связано с большим поступлением тепла солнечной радиацией из-за отсутствия в данном районе облачности. Следовательно, выяснение причин термической неоднородности в океане крайне важно для многих прогностических задач.

Сезонные колебания температуры воды поверхностного слоя определяются сезонными изменениями многих факторов, формирующих эту характеристику. Однако в большинстве районов океана доминирующим фактором является годовой ход солнечной радиации. Для выяснения механизма годового хода температуры воды поверхностного слоя необходимы сведения о суммарных теплопотерях через поверхность океана.

Межгодовые вариации составляющих теплового баланса поверхности, несомненно, будут полезны для объяснения колебаний температуры воды, имеющих циклы от нескольких лет до десятилетий.

2.1. Определение лучистой энергии и потоков тепла на судах

Определение притока солнечной радиации на поверхность океана представляет собой одну из важнейших задач метеорологии и океанологии. Наблюдения над поступающей и отраженной солнечной радиацией на судах ведутся с помощью пиранометров, установленных на выносной стреле длиной около 8 м, а также на актинометрической вышке. Непрерывная регистрация радиационных потоков проводится обычно с помощью самопишущего потенциометра ЭПП-09, с лент которого снимаются мгновенные и средние часовые значения составляющих радиационного баланса.

На судах погоды Северной Атлантики актинометрические наблюдения ведутся с тех пор, как вступила в действие программа Международного геофизического года. Суммарная солнечная радиация измеряется термоэлектрическими пиранометрами. Радиационный баланс определяется с помощью двух плоских обдуваемых балансомеров, укрепляемых на дюралевых стрелах длиной около 4,5 м по обеим сторонам судна в районе верхнего мостика. Чтобы избежать искажений за счет влияния корпуса судна, балансомеры экранированы таким образом, что радиационный баланс измеряется только по половинам полусфер, обращенным в сторону от судна. Актинометрические приборы стабилизированы только от бортовой качки. В процессе работы с актинометрическими приборами, особенно в зимних штормовых условиях, возникают затруднения из-за коррозии и сильного забрызгивания, что сказывается на точности наблюдений.

Измерение турбулентных характеристик приводного слоя атмосферы с судов осложнено не только влиянием качки, но и тем, что само судно искажает набегающий на него поток. Кроме того, датчики для измерения потоков тепла от подстилающей поверхности в атмосферу могут подвергаться воздействию морской воды.

Одной из причин, нарушающих репрезентативность измерений скорости ветра с борта судна, является качка. Как показывают многие оценки, измерения турбулентных потоков над морем целесообразнее вести с буя или со специализированного судна типа «ФЛИП», на котором амплитуда качки существенно меньше. Для того чтобы увеличить объем экспериментальных данных по турбулентности над океаном, во многих учреждениях ведется разработка методики измерений пульсационных составляющих метеорологических элементов с судна [60, 61, 86, 135]. Это даст возможность проводить измерения при неблагоприятных погодных условиях, например при штормах.

Экспериментальные данные показывают, что метеорологические элементы в нижнем приводном слое воздуха подвержены заметному влиянию морского волнения. Это возмущающее влия-

ние быстро ослабевает с удалением уровня измерений от взволнованной поверхности. В связи с этим наметились две тенденции в экспериментальных исследованиях потоков тепла, влаги и количества движения: максимально возможное приближение датчиков к морской поверхности для исследования указанных выше особенностей и удаление их от поверхности моря. Например, на НИС «Академик Курчатов» измерения в экспедициях «ТРОПЭКС-72» и «ТРОПЭКС-74» выполнялись на высоте 10 м от среднего уровня воды 15-минутными сериями в течение 1 ч 2—3 раза в сутки. При этом судно двигалось малым ходом против ветра. Пульсации вертикальной (w'_a) и продольной (u'_a) компонент скорости ветра, пульсации влажности (e') и температуры воздуха (t'_a) измерялись при помощи инфракрасного гигрометра, двухкомпонентного акустического анемометра и микротермометра сопротивления. Эти наблюдения дали возможность вычислять турбулентный теплообмен между подстилающей поверхностью и атмосферой (P), затраты тепла на испарение (LE) и количество движения (Θ), пользуясь следующими формулами:

$$P = c_p \rho \overline{t'_a w'_a}, \quad (2.1)$$

$$LE = L \overline{e' w'_a}, \quad (2.2)$$

$$\Theta = -\rho \overline{u'_a w'_a} = \rho u_*^2, \quad (2.3)$$

где u_* — скорость трения.

Изучение тонкой структуры верхнего слоя океана и особенно поверхности раздела вода—воздух позволило обнаружить наличие холодной «пленки» [30].

Оказалось, что температура поверхности воды существенно отличается от температуры нижележащих слоев. При наличии холодной «пленки» очень часто поток тепла направлен от атмосферы к поверхности океана, а в приводном слое атмосферы образуется инверсия температуры воздуха, являющаяся причиной малого по абсолютному значению турбулентного потока тепла по сравнению с затратами тепла на испарение.

Холодная «пленка» образуется вследствие большого расхода тепла на испарение и эффективное излучение. Потери тепла на испарение становятся преобладающими при скорости ветра больше 1 м/с, а при меньших скоростях ветра основной расход тепла осуществляется вследствие длинноволнового излучения. Определение температуры собственно поверхности океана или моря, а не некоторой средней температуры слоя воды очень важно для решения многих задач. Так, например, разрушение поверхностной холодной «пленки» в одном районе и сохранение ее в соседнем приводят к горизонтальной неоднородности, а это

является причиной образования атмосферной конвекции. При измерении современной аппаратурой с помощью самолетов и метеорологических спутников Земли районы с пониженной температурой воды могут быть приняты за очаги выхода холодных глубинных вод и могут быть даны неверные указания судам рыбопромыслового флота.

2.2. Изменчивость составляющих теплового баланса в тропической Атлантике

Особенностью тропических районов океана является большое поступление солнечной радиации в течение всего года. Около 80% тепла, поглощаемого океаном, в дальнейшем передается в атмосферу при конденсации. В связи с этим значение тропиков становится ясным, поскольку наибольшие потери тепла на испарение в Мировом океане приходится на тропические зоны Атлантического и Тихого океанов.

Интересные результаты относительно влаго- и теплообмена между полушариями были получены Н. А. Белинским [32]. Разработанный им способ расчета осадков, выпадающих на поверхность океанов, позволил построить карты распределения разности между испарением с поверхности океанов и осадками. Анализ карт показал, что количество воды, испаряющейся с поверхности океана в холодную часть года, значительно превосходит количество выпадающих в это время осадков. В теплую часть года, наоборот, осадки превышают испарение. Поскольку в нижних слоях преобладающий поток воздуха направлен из полушария, в котором зима, в полушарие, где лето, то можно предположить, что зимой избыток влаги, образующийся в результате усиленного испарения, переносится в то полушарие, в котором лето.

Анализ пространственного распределения этой разности показал, что районы максимальных значений примерно совпадают с центрами субтропических антициклонов. К более высоким и низким широтам разности между испарением и осадками уменьшаются и даже становятся отрицательными. Следовательно, области основного питания атмосферы влагой совпадают с областями расположения субтропических максимумов давления. Выявленные закономерности позволили Н. А. Белинскому сделать некоторые важные в прогностическом отношении выводы, в частности объяснить связь между количеством осадков на Европейской территории СССР и характером атмосферной циркуляции. При западно-восточном переносе воздушные массы субтропических антициклонов с высоким содержанием влаги оказываются изолированными от средних и высоких широт. При меридиональных атмосферных процессах открывается свободный доступ из низкоширотных районов в средние и высокие широты воздушным массам, обладающим большим влагосодержанием.

Пространственное распределение составляющих теплового баланса приведено для средних многолетних условий в Атласах [17, 22, 212]. Работ, посвященных временной изменчивости составляющих теплового баланса, пока еще недостаточно.

А. И. Соркина получила интересные результаты, характеризующие изменчивость составляющих теплового баланса в восточных районах Тропической Атлантики [208, 209]. Эти материалы приведены в табл. 4.

Таблица 4. Амплитуды суточной, сезонной и межгодовой изменчивости радиационного баланса (R), теплообмена с атмосферой (P), потерь тепла на испарение (LE) и теплового баланса поверхности (T) [кал/(см²·мин)]

Составляющие уравнения теплового баланса	$A_{сут}$	$A_{сез}$	$A_{межгод}$
R	1,08	0,05	0,06
P	0,005	0,014	0,029
LE	0,02	0,07	0,14
T	0,97	0,10	0,18

Из табл. 4 следует, что межсуточные изменения радиационного баланса значительно больше его изменчивости в других временных масштабах, в то время как межсуточные потоки тепла и влаги имеют амплитуды колебаний в 3 раза меньше, чем сезонные, и в 5—10 раз меньше, чем годовые.

Материалы комплексных экспедиций «ТРОПЭКС-72» и «ТРОПЭКС-74» дают основание для некоторых обобщений по пространственной и временной изменчивости прихода-расхода тепла в Тропической Атлантике [113, 151, 163, 264]. По материалам наблюдений НИС «Михаил Ломоносов» в точке $\varphi=6^\circ$ ю. ш., $\lambda=23^\circ 30'$ з. д. получены средние характеристики взаимодействия океана и атмосферы для каждой фазы Атлантического тропического эксперимента (АТЭП) (табл. 5).

Наблюдения на НИС «Михаил Ломоносов» в экспедиции АТЭП проводились зимой и в начале весны южного полушария, поэтому наблюдалось понижение температуры воздуха и воды от I фазы к III фазе АТЭП, что и привело к уменьшению потоков тепла и влаги, а также уменьшилось отношение Боуэна (B_0). Большое влагосодержание в приводном слое атмосферы наряду со значительной разностью температуры воды и воздуха создало условия неустойчивой стратификации атмосферы. По условиям устойчивости ($z/L_* < -0,07$) взаимодействие атмосферы и океана тропической зоны южного полушария приближалось к режиму свободной конвекции [151]. Динамическое

На рис. 7 сопоставлены теплотери с полигона масштаба АВ и положение ВЗК. Анализ показывает, что в периоды увеличения притоков тепла от океана в атмосферу ВЗК смещается к северу и, наоборот, уменьшение теплоотдачи с поверхности океана совпадает по времени со смещением ВЗК к югу.

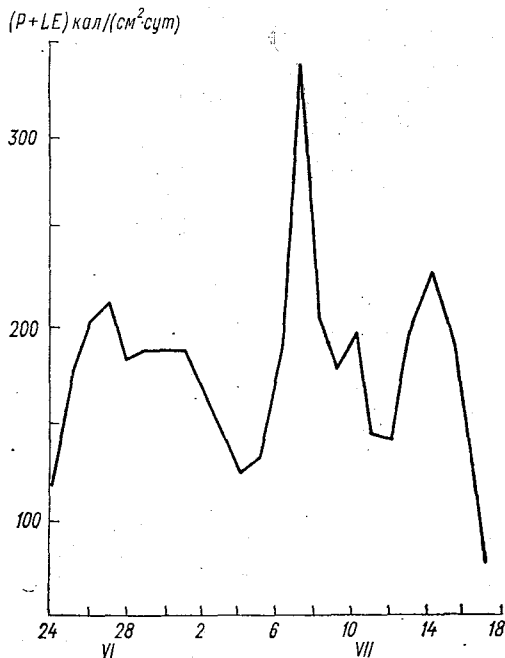


Рис. 5. Межсуточная изменчивость суммарной теплоотдачи ($P+LE$), осредненной по полигону масштаба АВ экспедиции «ТРОПЭКС-74».

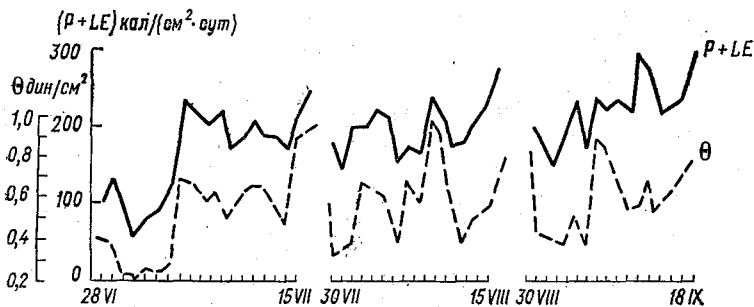


Рис. 6. Межсуточная изменчивость суммарной теплоотдачи ($P+LE$) и тангенциального напряжения ветра (θ) на экваторе в период АТЭП.

Одной из главных целей АТЭП является выяснение механизма энергомассообмена между атмосферными движениями в тропиках и умеренных широтах [159, 160]. Пока еще остается

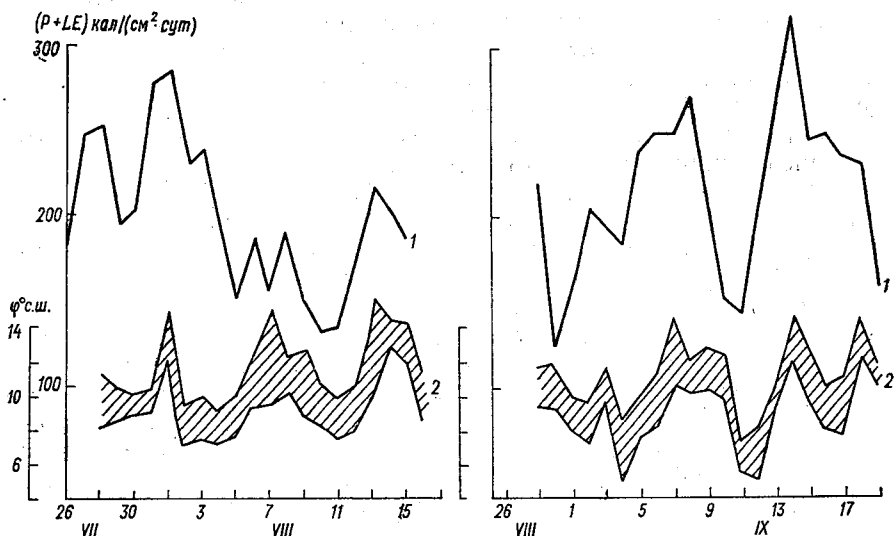


Рис. 7. Межсуточная изменчивость суммарной теплоотдачи ($P+LE$), осредненная по данным судов экспедиции АТЭП, и положения ВЗК на меридиане $23^{\circ} 30'$ з.

Слева — II фаза АТЭП; справа — III фаза АТЭП; 1 — ($P+LE$); 2 — зона ВЗК.

неясным, каким образом скрытая теплота конденсации, запасенная в тропиках, превращается в кинетическую энергию атмосферных движений в умеренных широтах.

2.3. Пространственная и временная изменчивость составляющих теплового баланса Северной Атлантики

Главной особенностью распределения суммарной теплоотдачи в Северной Атлантике можно считать ярко выраженную пространственную неоднородность. В работах В. В. Тимонова, Е. И. Серякова, А. И. Смирновой [180, 194, 195, 219] изучены области активного взаимодействия океана и атмосферы, названные очагами взаимодействия. Хотя площадь очагов взаимодействия океана и атмосферы сравнительно мала, на их долю приходится около 50% всего тепла, теряемого рассматриваемой акваторией. Это можно сравнить с картиной, наблюдаемой в Северном Ледовитом океане, где в зимний период теплоотдача через разводья и полыньи составляет половину всех потерь тепла с этого океана. При этом полыньи и разводья в Арктике занимают всего несколько процентов площади, покрытой льдом [227].

А. Ф. Трешников и др. [150] полагают, что наряду с изучением физики процессов взаимодействия атмосферы и океана должно быть уделено большое внимание «географии взаимодействия» атмосферы и океана. Географические исследования процессов взаимодействия должны предусматривать проведение экспедиционных работ на полигонах, где отчетливо выражен энергообмен. Примером таких исследований может служить программа «ПОЛЭКС». Одной из задач этого эксперимента является установление связи между составляющими теплового баланса и циркуляцией атмосферы и океана.

Формирование очагов взаимодействия в Атлантическом океане связано с распространением холодных воздушных масс с Северной Америки или Гренландии на теплые течения системы Гольфстрим.

Центральные и восточные районы Северной Атлантики представляют собой относительно слабоактивные области, так как здесь теплоотдача в атмосферу путем испарения и турбулентного теплообмена в несколько раз меньше, чем в очагах взаимодействия океана и атмосферы. В работах [21, 49, 186] указывалось, что положение очагов взаимодействия характеризуется некоторой стабильностью. Максимальные потоки тепла в атмосферу, вычисленные за различные годы, всегда выявлялись в одних и тех же районах (рис. 8а, 8б).

Временная изменчивость суммарной теплоотдачи проявляется достаточно четко от холодного полугодия к теплomu, уменьшаясь от зимы к лету в 2—3 раза.

Изменение теплосодержания деятельного слоя является важной характеристикой энергетического баланса и представляет собой итог воздействия различных факторов. К сожалению, глубоководных наблюдений за температурой воды недостаточно для вычисления изменений теплосодержания от месяца к месяцу различных лет. Поэтому для определения теплосодержания приходится использовать косвенные методы. Л. А. Строкина и А. И. Смирнова для расчета изменений теплосодержания деятельного слоя Северной Атлантики по заданным изменениям температуры воды поверхностного слоя рекомендуют эмпирические зависимости [214, 215, 250]. В табл. 8 приведены средние квадратические отклонения изменений теплосодержания деятельного слоя, вычисленные по этим приближенным графическим зависимостям.

Наибольшая изменчивость теплосодержания от месяца к месяцу в разных районах Северной Атлантики и Норвежского моря наблюдалась в различные сезоны года. Так, значительные средние квадратические отклонения в районах судов погоды «М» и «I» прослеживались летом, судна погоды «D» — в осенне-зимние месяцы, а судна погоды «Е» — в мае и сентябре—октябре.

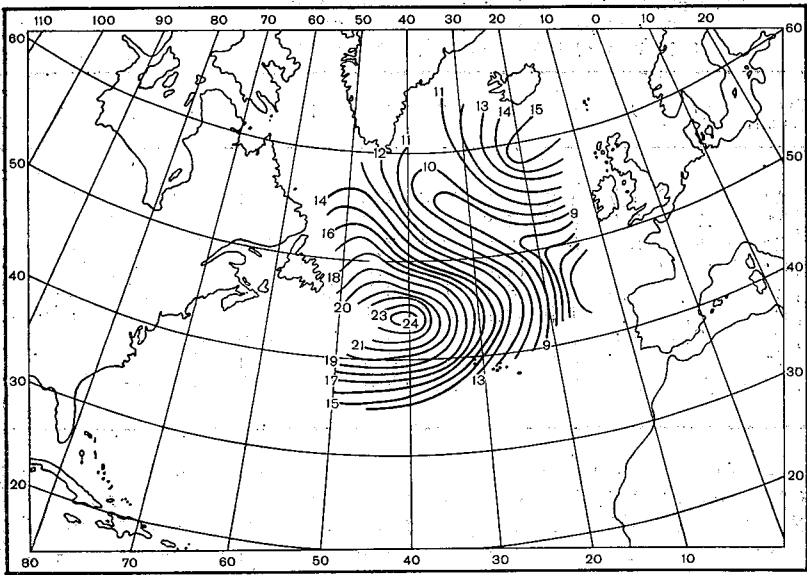


Рис. 8а. Распределение суммарной теплоотдачи [ккал/(см²·мес)] в Северной Атлантике в январе 1968 г.

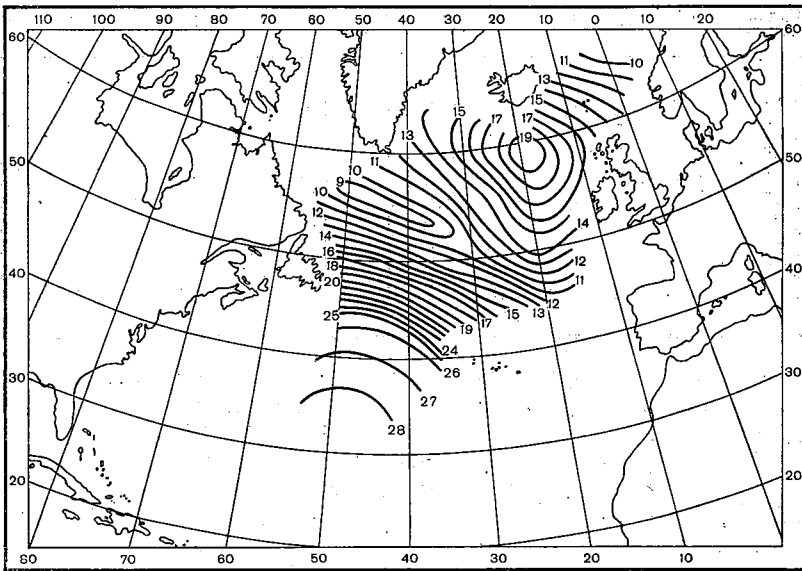


Рис. 8б. Распределение суммарной теплоотдачи [ккал/(см²·мес)] в Северной Атлантике в январе 1969 г.

**Таблица 8. Средние квадратические отклонения изменений
теплосодержания деятельного слоя
в районе судов погоды [ккал/(см²·мес)]**

Судно погоды	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
„А“	4,3	1,7	1,8	4,0	6,6	8,4	6,1	7,1	9,1	6,2	5,2	5,0
„В“	7,6	7,7	8,2	4,8	5,0	8,9	6,2	8,7	8,5	6,7	8,0	4,0
„С“	8,5	8,8	5,8	5,9	8,4	7,1	6,9	7,9	7,4	8,9	9,6	9,9
„D“	10,2	12,0	10,0	10,0	6,1	8,0	5,9	8,2	8,6	9,6	10,9	10,0
„E“	8,8	7,0	7,6	8,1	11,8	9,7	7,0	8,9	11,6	12,0	7,8	14,1
„I“	2,0	1,4	1,9	2,9	5,7	5,1	5,6	6,2	7,4	5,7	4,4	4,2
„J“	2,8	2,6	1,7	1,8	4,5	5,9	5,6	6,9	5,6	4,3	3,6	2,7
„K“	3,8	3,2	4,9	6,2	5,1	6,8	6,1	5,3	6,4	6,3	5,0	4,2
„M“	2,1	2,7	2,0	2,6	5,9	8,5	6,5	5,7	6,1	4,9	2,5	3,8

Изменчивость суммарных теплотерь в Северной Атлантике и сопредельных морях рассматривалась в ряде работ [172—178, 182, 188, 190—192, 194, 195]. В настоящей работе приводятся средние квадратические отклонения месячных сумм ($P+LE$), вычисленных для ряда наблюдений с 1951 по 1974 г. в районах девяти судов погоды (табл. 9).

**Таблица 9. Средние квадратические отклонения суммарной теплоотдачи
($P+LE$) в районах судов погоды [ккал/(см²·мес)]**

Судно погоды	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
„А“	4,1	3,8	5,4	2,2	2,3	1,4	1,0	1,6	2,3	2,7	4,2	3,6
„В“	10,3	7,7	8,2	4,2	1,6	1,5	0,8	0,9	2,0	5,0	4,0	6,5
„С“	3,4	4,2	4,4	2,0	1,8	1,0	0,9	1,6	2,2	3,0	2,6	4,8
„D“	9,5	9,9	5,9	6,6	5,3	2,8	2,8	5,3	5,2	4,9	9,8	8,9
„E“	5,1	6,8	4,9	4,5	5,4	3,6	3,9	3,9	4,7	5,7	5,8	6,5
„I“	4,6	4,4	3,2	3,3	2,6	1,4	1,1	1,9	2,1	2,3	4,8	3,5
„J“	3,2	4,6	3,2	2,3	2,4	1,2	1,2	1,5	2,2	1,9	3,6	2,8
„K“	3,8	3,3	2,0	1,6	1,4	1,4	1,8	2,0	2,5	3,1	3,1	2,7
„M“	3,6	5,1	6,2	2,6	2,7	1,9	1,8	2,1	2,9	4,3	4,0	5,0

Из табл. 9 следует, что максимальная изменчивость потерь тепла в районах судов погоды наблюдается в холодное полугодие.

Сведения, приведенные в табл. 8 и 9, дают возможность выявить районы с наибольшей и наименьшей изменчивостью составляющих теплового баланса деятельного слоя Северной Атлантики. Эти данные показывают, что значительные изменения теплосодержания от года к году чаще всего наблюдаются в теплое полугодие, тогда как максимальные колебания теплотерь поверхностью океана присущи холодному периоду года.

2.4. Межгодовые колебания составляющих теплового баланса

Измерения составляющих теплового баланса в открытой части морей и океанов начаты сравнительно недавно. Наблюдения за гидрометеорологическими элементами, необходимыми для расчета потоков тепла, проводятся несистематически. Это чрезвычайно затрудняет исследование изменчивости составляющих теплового баланса. Первые обстоятельные работы по изучению межгодовой изменчивости составляющих теплового баланса в Северной Атлантике выполнены в ГОИНе Е. Г. Архиповой [16]. Она обнаружила цикличность суммарной теплоотдачи в районе Гольфстрима. В период Международного геофизического года (МГГ) работы по исследованию изменчивости составляющих радиационного баланса, турбулентных потоков тепла и влаги в морях и океанах значительно расширились. По материалам экспедиций ЛГМИ в незамерзающей части Баренцева моря в зимних и летних условиях 1957—1958 гг. сопоставлены наблюдаемые и вычисленные значения солнечной радиации, длинноволнового излучения и радиационного баланса [172]. В дальнейшем основное внимание в работах, проводимых ЛГМИ, уделялось анализу основных составляющих теплового баланса, полученных на основе длительных рядов гидрометеорологических наблюдений [185, 186, 190, 195]. По рассчитанным значениям составляющих теплового баланса за отдельные годы была проанализирована изменчивость этих элементов в различных районах. В табл. 10 приведены выявленные таким образом аномалии радиационного баланса и потерь тепла с поверхности Баренцева моря за некоторые характерные годы.

Таблица 10. Аномалии составляющих теплового баланса на разрезе «Кольский меридиан» [ккал/(см²·год)]

Составляющие теплового баланса	1929 г.	1933 г.	1934 г.	1938 г.	1940 г.	1948 г.	1950 г.	1957 г.	1958 г.	1959 г.
ΔR	4,0	-1,1	2,6	5,3	0,3	0,0	1,4	9,1	3,8	-4,0
ΔP	3,3	22,0	14,2	7,1	20,0	9,0	-2,0	4,7	5,2	6,3
ΔLE	-14,0	0,6	7,6	2,4	1,0	4,5	-6,4	-4,5	1,7	-2,7

Годы, приведенные в табл. 10, являются в основном экстремальными по температурному режиму. Так, 1929, 1940, 1948, 1958 гг.—аномально холодные, а 1933, 1934, 1938, 1950 гг.—аномально теплые и только 1957 и 1959 гг. близки к средним многолетним условиям. Из табл. 10 следует, что годовые аномалии радиационного баланса и турбулентного теплообмена в южной части Баренцева моря могут быть как положительными, так и отрицательными в теплые и холодные по гидрологическому

режиму годы. Следовательно, аномалии этих компонентов баланса не могут достаточно хорошо характеризовать многолетние экстремальные их изменения. Поскольку расчет составляющих теплового баланса за малое количество лет не позволяет сделать обобщения о межгодовой их изменчивости, то для устранения этих трудностей вычислены максимально возможные отклонения основных составляющих баланса на поверхности Баренцева моря и Северной Атлантики [177, 182, 190]. Отклонения составляющих теплового баланса по заданным максимальным наблюдаемым гидрометеорологическим элементам можно рассчитать, используя полуэмпирические формулы для вычисления отдельных компонентов. Например, формулы для расчета относительных отклонений турбулентного теплообмена поверхности океана с атмосферой и потерь тепла на испарение могут быть представлены в следующем виде:

$$\frac{\Delta P}{\bar{P}} = \frac{\Delta w_a}{\bar{w}_a} + \frac{\Delta (t_w - t_a)}{(\bar{t}_w - \bar{t}_a)}, \quad (2.4)$$

$$\frac{\Delta LE}{\bar{LE}} = \frac{\Delta w_a}{\bar{w}_a} + \frac{\Delta (e_s - e)}{(e_s - e)}, \quad (2.5)$$

где \bar{w}_a , $(\bar{t}_w - \bar{t}_a)$, $(e_s - e)$ — средние многолетние значения гидрометеорологических элементов; Δw_a , $\Delta (t_w - t_a)$, $\Delta (e_s - e)$ — наибольшие отклонения этих элементов от нормы.

Уравнение (2.4) позволяет рассчитать вариации турбулентного теплообмена с атмосферой в зависимости от аномалии скорости ветра и разности температуры воды и воздуха одновременно, а уравнение (2.5) — вариации потерь тепла на испарение в зависимости от скорости ветра и дефицита упругости водяного пара, рассчитанного по температуре воды.

Для определения относительных отклонений составляющих теплового баланса при изменении только одного гидрометеорологического элемента и при постоянстве остальных можно применить формулы следующего вида:

$$\frac{\Delta P}{\bar{P}} = 1 + \frac{\Delta w_a}{\bar{w}_a} \quad \text{при } (t_w - t_a) = \text{const}, \quad (2.6)$$

$$\frac{\Delta P}{\bar{P}} = 1 + \frac{\Delta (t_w - t_a)}{(\bar{t}_w - \bar{t}_a)} \quad \text{при } w_a = \text{const}. \quad (2.7)$$

В работе [177] выполнены расчеты отклонений составляющих теплового баланса для трех районов Баренцева моря: южной части векового стандартного разреза «Кольский меридиан», южной части стандартного разреза «м. Нордкап — о. Медвежий» и квадрата с центром о. Медвежий. Эти районы выбраны потому, что здесь имеются достаточно надежные материалы наблюдений за большой ряд лет.

Анализируя результаты выполненных расчетов (табл. 11), можно заметить, что максимально возможные отклонения P могут достигать 8 ккал/(см²·мес). Они возникают из-за большой изменчивости температуры воздуха. Колебания температуры воды и максимальной упругости водяного пара создают отклонения от средних многолетних значений P и LE до 4 ккал/(см²·мес) для каждой составляющей. При анализе материалов расчета установлено, что, несмотря на заметную изменчивость средней месячной скорости ветра, максимально возможные вариации P и LE под влиянием этого элемента значительно меньше, чем влияние колебаний температуры воды и воздуха. В прибрежных районах Баренцева моря в летние месяцы на вариации LE оказывает влияние еще и изменчивость упругости водяного пара.

Таким образом, можно полагать, что на вариации P , LE и R_6 наибольшее влияние оказывают колебания температуры воды и воздуха. Изменчивость упругости водяного пара и скорости ветра на вариациях составляющих теплового баланса поверхности Баренцева моря сказывается в меньшей степени. К таким же выводам пришел Д. Л. Лайтман при выяснении формирования температурного и ледового режима Арктики [122]. В дальнейшем исследование отклонений P и LE было проведено по материалам наблюдений девяти судов погоды в Северной Атлантике [190]. Основные результаты, полученные для Баренцева моря [177], в этом районе также подтвердились. Наибольшие вариации P и LE получились для района судна погоды «D», а наименьшие — для района судна погоды «A».

Выявлению роли отдельных гидрометеорологических элементов в изменчивости суммарной теплоотдачи с поверхности Северной Атлантики посвящены работы В. Ф. Суховой и В. М. Булаевой [44, 217]. В. Ф. Суховой считает, что только в районе судов погоды «D» и «H» колебания интенсивности теплоотдачи связаны с аномалиями температуры воды, а в районах других судов погоды они определяются изменчивостью температуры воздуха и атмосферной циркуляции. В. М. Булаева показала, что от сезона к сезону меняется роль гидрометеорологических элементов в межгодовой изменчивости суммарной теплоотдачи. На рис. 9 изображен годовой ход коэффициентов корреляции между месячными суммами теплоотдачи и основными гидрометеорологическими элементами в очагах взаимодействия океана и атмосферы. В районе судна погоды «B» с декабря по апрель обнаружена тесная связь теплоотдачи с температурой и влажностью воздуха. Максимальный коэффициент корреляции между указанными характеристиками — 0,90. Связи теплоотдачи с температурой воды в течение всего года значительно слабее. В районе судна погоды «D» обнаружена более тесная, чем в других районах, связь теплоотдачи с влажностью воздуха, так как здесь в суммарной теплоотдаче велика относительная роль

Таблица 11. Отклонения составляющих теплового баланса (ΔP , ΔLE , ΔR_0) в зависимости от наблюдаемых максимальных отклонений от средних многолетних значений отдельных элементов (Δt_a , Δt_w , Δe_a , Δe_s , $\Delta \psi_a$) [в ккал/(см²·мес)]

Месяц	Отклонение													
	1		2		3		4		5					
	Δt_a	ΔP	ΔR_0	Δt_w	ΔP	ΔR_0	Δe_a	ΔLE	ΔR_0	Δe_s	ΔLE	$\Delta \psi_a$	ΔP	ΔLE
I. Кольский меридиан														
Январь	3,2	-3,32	1,05	0,6	0,63	-0,20	0,8	-1,50	0,03	3,3	6,16	0,8	0,56	0,60
Апрель	3,7	-3,00	1,22	0,9	0,73	-0,30	0,5	-0,72	0,02	3,1	4,50	1,1	0,41	0,57
Июнь	2,7	-1,88	0,89	1,6	1,11	-0,53	0,4	-0,50	0,02	1,0	1,25	0,4	-0,02	0,08
Сентябрь	2,5	-1,88	0,82	0,9	0,78	-0,30	0,9	-1,40	0,04	2,0	3,10	1,6	0,19	0,70
Ноябрь	2,3	-2,08	0,76	1,9	0,70	-0,63	0,8	-1,30	0,03	2,8	4,55	0,6	0,28	0,39
II. Южная часть разреза м. Нордкап — о. Медвежий														
Январь	2,9	-3,02	0,96	4,4	4,60	-1,45	0,4	-0,75	0,02	2,5	4,70	1,6	1,10	1,40
Апрель	3,5	-2,84	1,15	2,4	1,95	-0,80	0,6	-0,88	0,03	1,1	1,60	2,0	0,70	1,20
Июнь	3,0	-2,44	0,99	2,8	2,28	-0,93	1,0	-1,46	0,04	2,0	2,90	2,4	0,00	0,70
Сентябрь	3,2	-2,60	1,05	1,7	1,38	-0,56	1,0	-1,46	0,05	1,1	1,62	0,7	0,08	0,30
Ноябрь	2,9	-2,68	0,96	1,8	1,67	-0,60	0,4	-0,66	0,02	1,0	1,67	0,8	0,37	0,55
III. Район с центром о. Медвежий														
Январь	8,3	-8,70	2,74	1,2	1,24	-0,40	0,8	-1,50	0,03	0,7	1,31	1,6	0,74	0,70
Апрель	6,8	-5,75	2,24	4,9	4,16	-1,61	0,9	-1,37	0,04	2,7	4,10	0,3	0,21	0,17
Июнь	2,7	-1,25	0,89	4,5	2,09	-1,48	0,8	-0,67	0,03	2,6	2,08	3,2	-0,18	0,27
Сентябрь	3,0	-2,44	0,99	3,4	2,76	-1,12	0,9	-1,31	0,03	1,1	1,61	2,6	0,18	0,60
Ноябрь	3,7	-3,00	1,23	3,1	2,52	-1,02	0,9	-1,31	0,03	1,6	2,33	1,1	0,38	0,48

испарения. В этом районе возрастает также роль температуры воды в теплопотерях. Например, в мае связь между суммарной теплоотдачей и температурой воды характеризуется $r=0,65$.

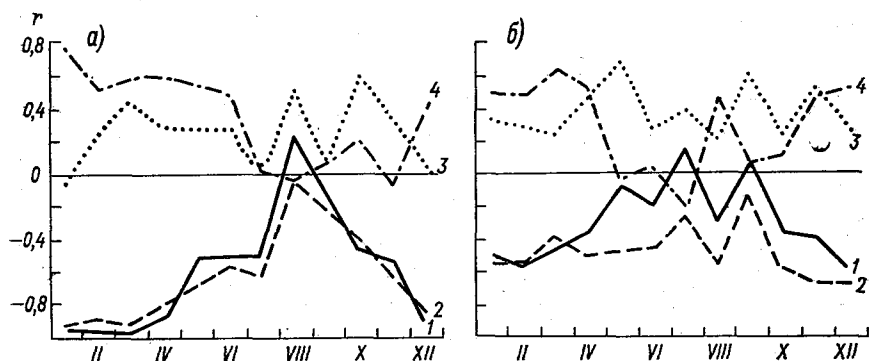


Рис. 9. Годовой ход коэффициентов корреляции теплоотдачи с температурой воздуха (1), упругостью насыщения водяного пара (2), температурой воды (3), скоростью ветра (4) [44].

а — в районе судна погоды «В»; б — в районе судна погоды «D».

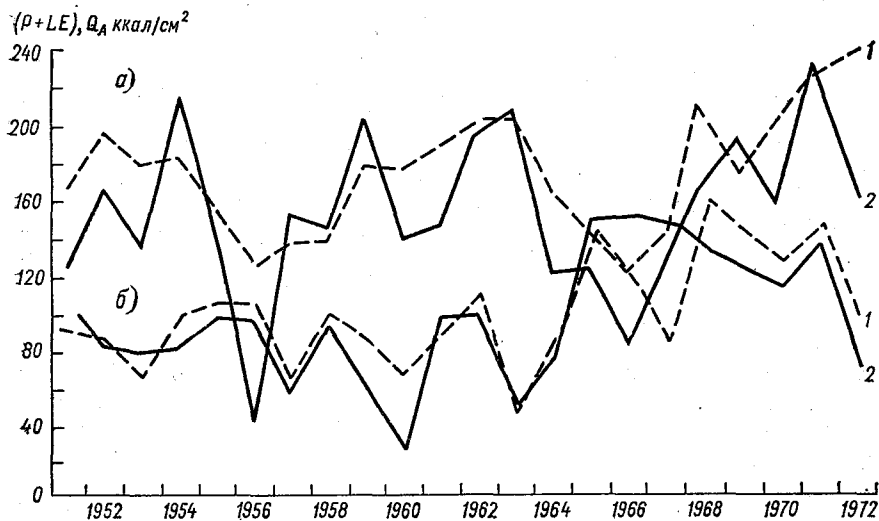


Рис. 10. Межгодовые колебания суммарной теплоотдачи (1) и адвекции тепла течениями (2).

а — в районе судна погоды «D»; б — в районе судна погоды «M».

В северо-восточных районах Атлантики относительная роль температуры и влажности воздуха в суммарной теплоотдаче достаточно велика. Согласно расчетам В. М. Булаевой, изменчивость полей ветра оказывает заметное влияние на интенсивность

потоков тепла только зимой в западной части Северной Атлантики [51]. На рис. 10 представлены изменения суммарной теплоотдачи от года к году в районах некоторых судов погоды Северной Атлантики. Оказалось, что изменения суммарной теплоотдачи происходят несинхронно, причем в районах судов погоды «В» и «М» эти изменения иногда происходят даже в противоположных фазах.

В районах теплых течений межгодовая изменчивость ($P + LE$) удовлетворительно согласуется с адвекцией тепла, вычисленной по уравнению теплового баланса деятельного слоя [21]. Можно полагать, что здесь горизонтальные переносы тепла в какой-то степени определяют интенсивность теплоотдачи.

Разности между $(P + LE)_{\max}$ и $(P + LE)_{\min}$ в разных районах Северной Атлантики за ряд лет (1951—1974 гг.) оказались неодинаковыми: в районе судна погоды «А» — 48, судна погоды «В» — 71, судна погоды «С» — 73, судна погоды «D» — 97, судна погоды «Е» — 80, судна погоды «I» — 42, судна погоды «J» — 51, судна погоды «K» — 68, судна погоды «M» — 71 ккал/(см²·год) [205].

Исследования изменчивости ($P + LE$) позволяют сделать вывод о существенных колебаниях этой составляющей не только от года к году, но и за большие промежутки времени. С 1951—1955 до 1956—1960 гг. средняя годовая суммарная теплоотдача в районе судов погоды «D» и «Е» уменьшилась на 30—40 ккал/(см²·год). В 60-х годах прослеживалось увеличение ($P + LE$), особенно в северо-восточной части Атлантики.

Для выявления цикличности в ходе ($P + LE$) был применен спектральный анализ. Оказалось, что в значениях суммарной теплоотдачи основными энергонесущими частотами следует считать 2- и 5-летние циклы. В районах, находящихся в сфере влияния азорского центра действия атмосферы, превалируют 5-летние циклы колебаний суммарной теплоотдачи.

В районе Северо-Атлантического течения и исландского минимума энергосзначимыми частотами в изменениях потоков тепла в атмосферу являются 2—3-летние циклы. Это подтверждает известные исследования В. В. Шулейкина [235, 236] о 3,5-летнем цикле колебаний тепловых процессов в системе Северная Атлантика—Арктика.

2.5. Вычисление адвективной составляющей

Пространственные и временные изменения в поступлении солнечной радиации вызывают сложную реакцию в океане: изменяются поля температуры, солености и плотности, возникают колебания в системе течений. Вполне возможно, что в силу большой инерции океана даже короткопериодные внешние импульсы могут вызывать многолетние колебания температуры воды. Благодаря свойствам длинных волн такие долгопериодные колебания температуры воды могут захватывать довольно мощ-

ные слои океана. Некоторые исследователи считают, что долго-периодные изменения в поле температуры воды обусловлены адвекцией тепла течениями и макротурбулентностью [101, 111, 213].

Для расчета адвективного переноса тепла необходимо знать пространственное и временное распределение течений и температуры воды в исследуемом слое. Из-за недостатка систематических глубоководных гидрологических наблюдений за температурой и течениями прямые методы расчета адвекции применяются сравнительно редко. При вычислении адвективного переноса в районах с устойчиво выраженным направлением течений обычно используются средние скорости течений и градиенты температуры воды вдоль оси течений. В качестве примера рассмотрим метод расчета средних сезонных значений адвекции в Северной Атлантике, использованный А. И. Смирновой [204].

Для деятельного слоя уравнение баланса тепла можно записать в следующей форме:

$$\frac{\partial t_w}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{A_x}{\rho_w} \frac{\partial t_w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{A_y}{\rho_w} \frac{\partial t_w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{A_z}{\rho_w} \frac{\partial t_w}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (ut_w) - \frac{\partial}{\partial y} (vt_w) - \frac{\partial}{\partial z} (wt_w), \quad (2.8)$$

где A_x , A_y , A_z — составляющие коэффициента турбулентного обмена на соответствующие оси. При $A_x = A_y = A_l$ (A_l — коэффициент горизонтального турбулентного обмена) и $\rho_w = 1,0$ г/см³ уравнение (2.8) примет вид

$$\frac{\partial t_w}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z \frac{\partial t_w}{\partial z} \right) + A_l \nabla^2 t_w - \frac{\partial}{\partial x} (ut_w) - \frac{\partial}{\partial y} (vt_w) - \frac{\partial}{\partial z} (wt_w), \quad (2.9)$$

где $\nabla^2 t_w = \frac{\partial^2 t_w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t_w}{\partial y^2}$ — оператор Лапласа.

Проинтегрировав уравнение по вертикали от поверхности до горизонта H , меньшего, чем глубина океана, получим

$$\int_0^H \frac{\partial t_w}{\partial \tau} dz = \left(A_z \frac{\partial t_w}{\partial z} \right)_H - (wt_w)_H + A_l \int_0^H \nabla^2 t_w dz - \int_0^H \left[\frac{\partial}{\partial x} (ut_w) + \frac{\partial}{\partial y} (vt_w) \right] dz + T, \quad (2.10)$$

где T — поток тепла через поверхность, равный сумме турбулентного и упорядоченного потоков:

$$T = - \left(A_z \frac{\partial t_w}{\partial z} \right)_0 + (wt_w)_0. \quad (2.11)$$

В уравнении (2.10) адвективный член можно переписать, используя теорему о среднем:

$$\int_0^H \left[\frac{\partial}{\partial x} (ut_w) + \frac{\partial}{\partial y} (vt_w) \right] dz = \frac{\partial}{\partial x} (\bar{u}t_w) H + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{v}t_w) H. \quad (2.12)$$

Пренебрегая адвективным притоком тепла, связанным с дивергенцией полных потоков, получим расчетную формулу для определения адвекции

$$Q_A = -H \left(\bar{u} \frac{\partial t_w}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial t_w}{\partial y} \right). \quad (2.13)$$

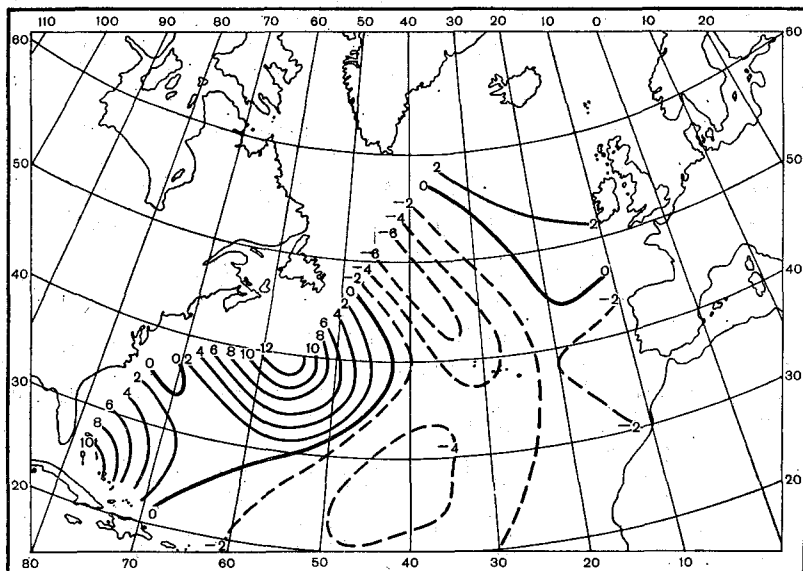


Рис. 11. Распределение адвекции тепла течениями в слое 0—200 м в весеннем сезоне [ккал/(см²·мес)] [204].

Расчет адвективного притока тепла по формуле (2.13) выполнен А. И. Смирновой в разные сезоны для слоя 0—200 м. На рис. 11 приведено распределение адвекции за весенний сезон в деятельном слое, которое не расходится с общепринятыми оценками и представлениями.

В. И. Қалацкий и Е. С. Нестеров попытались учесть горизонтальную адвекцию тепла в расчетах толщины однородного слоя в Северной Атлантике. Авторы сделали предположение, что для однородного слоя горизонтальные градиенты температуры воды и скорости течения неизменны по глубине [96]. При таких допущениях вычислена горизонтальная адвекция в верхнем слое в период осеннего охлаждения (рис. 12). Горизонтальная адвек-

ция существенно изменяет толщину квазиоднородного слоя; так, например, в зоне интенсивных течений она может увеличиться в 2—3 раза.

В. И. Калацкий полагает, что противоречивые оценки роли горизонтальной адвекции тепла течениями в формировании поля температуры воды объясняются следующими обстоятельствами:

1) оценки вклада адвекции тепла течениями зависят от масштаба осреднения по времени;

2) оценки роли адвекции зависят от толщины рассматриваемого слоя;

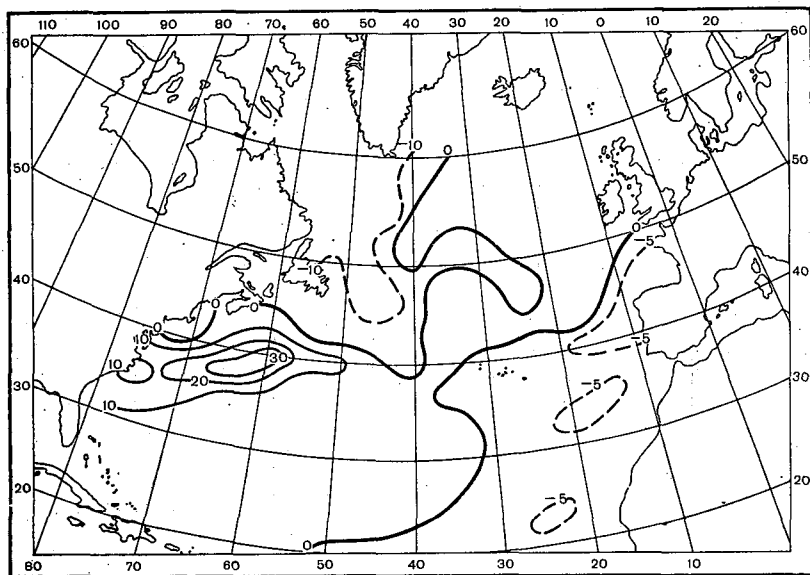


Рис. 12. Распределение адвекции тепла течениями в верхнем однородном слое за сентябрь [ккал/(см²·мес)]. [96].

3) при оценках вклада адвекции по средним характеристикам могут быть получены различные выводы из-за того, что скорости течений и градиенты температуры воды значительно изменяются по акватории.

В Тропической Атлантике члены формулы (2.13) $\bar{u} dt_w/dx$ и $\bar{v} dt_w/dy$ могут иметь разные знаки и тем самым частично компенсировать друг друга.

Оценить вклад адвекции тепла течениями в формирование температуры воды более или менее точно пока невозможно из-за отсутствия систематических наблюдений над течениями.

Косвенно влияние адвективных факторов на тепловые процессы можно проследить по картам изменения теплосодержания.

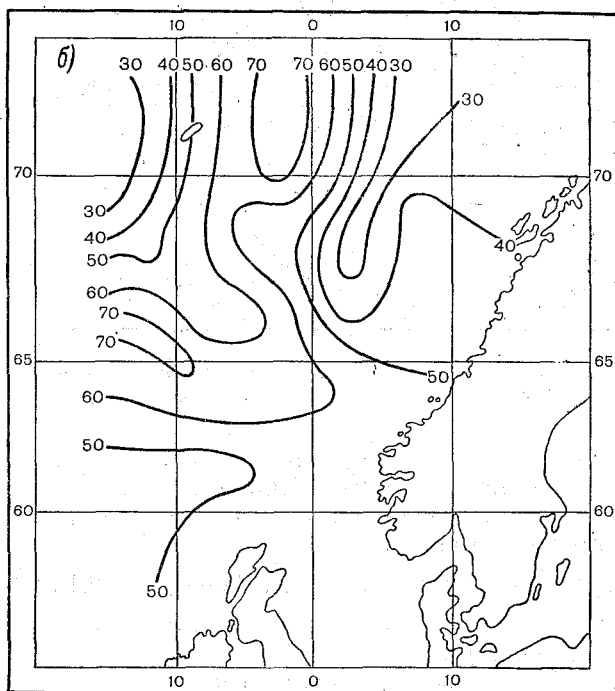
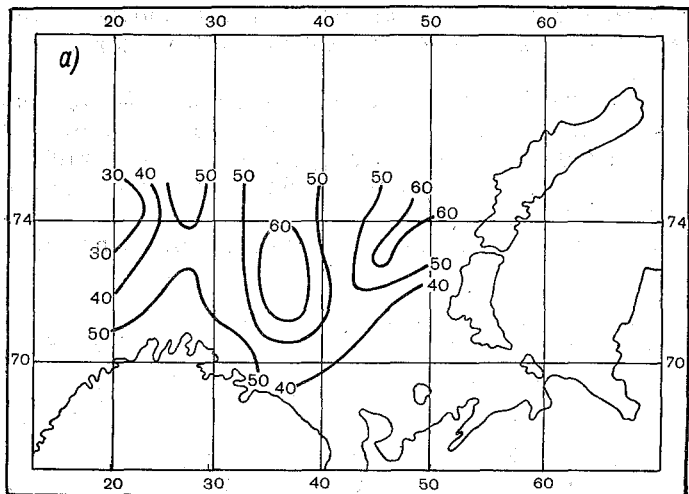


Рис. 13. Распределение внутреннего теплооборота по средним многолетним глубоководным наблюдениям [ккал/(см²·год)].
 а — южная часть Баренцева моря; б — Норвежское море.

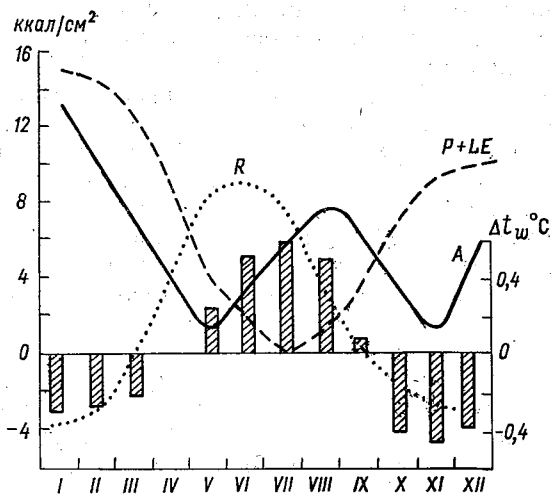


Рис. 14. Годовой ход радиационного баланса, суммарной теплоотдачи, адвекции тепла течениями и месячных изменений температуры воды слоя 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан».

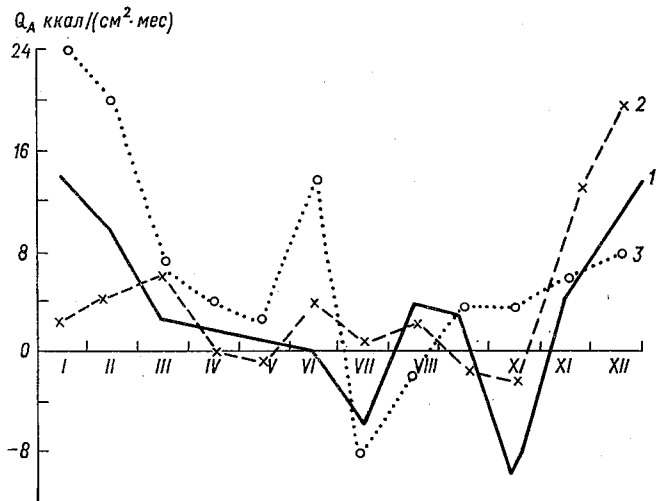


Рис. 15. Годовой ход адвекции тепла течениями в южной части Баренцева моря за отдельные годы.

1 — 1957 г.; 2 — 1958 г.; 3 — 1959 г.

На основании глубоководных наблюдений в Баренцевом и Норвежском морях вычислено теплосодержание за каждый месяц. Для центров пятиградусных квадратов этих морей определены разности между максимальными и минимальными значениями теплосодержания в течение года. Эта характеристика названа В. С. Самойленко внутренним теплооборотом и оказывается полезной при изучении бюджета тепла [169]. На рис. 13 приведено распределение внутреннего теплооборота в Норвежском море и в южной части Баренцева моря [196].

Горизонтальную адвекцию тепла течениями можно вычислить также как остаточный член уравнения теплового баланса, т. е.

$$Q_A = \Delta Q_w - T. \quad (2.14)$$

На рис. 14 изображен годовой ход Q_A , T , R_b и изменений температуры воды слоя 0—200 м для средних многолетних условий. Годовой ход Q_A объясняет наблюдаемую неравномерность нагревания и охлаждения Баренцева моря.

В годовом ходе адвекции тепла течениями за отдельные годы, представленном на рис. 15, прослеживается полугодовая периодичность. По абсолютному значению адвекция может меняться от месяца к месяцу в несколько раз, и, следовательно, учет некоторого постоянного значения адвекции при прогнозе температуры воды в море не может дать положительных результатов.

Глава 3

Статистические связи полей океанологических и метеорологических элементов

3.1. Связь аномалий температуры воды поверхностного слоя в различных районах Северной Атлантики

Исследование закономерностей формирования аномалий температуры воды представляет большой практический интерес для долгосрочных гидрометеорологических прогнозов. Согласно исследованиям В. Г. Семенова [171], знак аномалий температуры воды поверхностного слоя Северной Атлантики в течение двух месяцев сохраняется в 90% всех случаев, трех месяцев — в 80%, четырех месяцев — в 70% и пяти месяцев — в 61,6%. Наибольшая инерция отмечается в центральных районах Северной Атлантики. Работы по изучению температурного режима данного района, выполненные другими авторами [148, 217, 267], подтвердили сохранение знака аномалии температуры воды поверхностного слоя до трех-четырёх месяцев.

В настоящее время накоплен достаточно большой материал непрерывных наблюдений на судах погоды за температурой воды, который может быть использован для статистического анализа закономерностей формирования поля температуры воды Северной Атлантики. Для выяснения пространственных особенностей термического режима можно воспользоваться анализом пространственных корреляционных функций, которые рассчитываются по формуле

$$R_{\alpha, \beta}(\tau) = \frac{\overline{a_{\alpha}(\tau) a_{\beta}(\tau)}}{[\overline{a_{\alpha}^2(\tau)}]^{1/2} [\overline{a_{\beta}^2(\tau)}]^{1/2}}. \quad (3.1)$$

В этой формуле символом α обозначено судно, принятое за центр корреляции, β — любое из остальных 8 судов погоды:

$$a_{\alpha} = \Delta t_{\alpha} - \overline{\Delta t_{\alpha}},$$

$$a_{\beta} = \Delta t_{\beta} - \overline{\Delta t_{\beta}}.$$

В целях исключения годового хода температуры воды берутся ее аномалии. С. А. Кац использовал непрерывные данные за

276 месяцев по каждому судну погоды. Всего им вычислено 72 коэффициента корреляции для девяти центров пространственной корреляции [100].

Таблица 12 показывает, что коэффициенты корреляции изменяются от 0,42 до -0,29. Для оценки значимости найдены средние квадратические ошибки их расчета

$$\sigma_r = \frac{1 - r_{\alpha, \beta}^2}{\sqrt{N}} \quad (3.2)$$

Таблица 12. Коэффициенты корреляции ($r_{\alpha, \beta}$) аномалий средней месячной температуры воды по данным С. А. Каца [100]

Суда погоды — центры корреляции	„М“	„А“	„І“	„В“	„С“	„J“	„К“	„D“	„E“
„М“	1	0,16	0,19	-0,12	-0,29	-0,20	-0,10	-0,07	0,18
„А“	0,16	1	0,42	0,12	0,12	-0,02	-0,10	-0,08	0,03
„І“	0,19	0,42	1	0,04	0,19	0,35	0,12	-0,01	0,05
„В“	-0,12	0,12	0,04	1	0,31	0,02	0,15	0,21	0,16
„С“	-0,29	0,13	0,19	0,31	1	0,27	0,14	0,25	0,02
„J“	-0,20	-0,02	0,35	0,02	0,27	1	0,32	-0,03	-0,16
„К“	-0,11	-0,10	0,12	0,15	0,14	0,32	1	-0,07	-0,14
„D“	-0,07	-0,08	-0,10	0,21	0,25	-0,03	-0,07	1	0,36
„E“	0,18	0,03	0,05	0,16	0,02	0,16	0,14	0,36	1

При анализе пространственных корреляционных связей считалось, что значимыми будут $r_{\alpha, \beta} = 0,12$. Результаты работы [100] также показали, что в Северной Атлантике не бывает однозначного изменения аномалий температуры воды по всей акватории. Радиус пространственной корреляции существенно меняется в зависимости от того, в каком из районов расположен центр корреляции. Анализ карт изокоррелят позволил сделать вывод о том, что в случае когда центр корреляции расположен на крайнем северо-западе или северо-востоке, то при появлении аномалий температуры воды в районе судов погоды «В» или «D» они распространяются на большую часть Северной Атлантики. В этом случае аномалии температуры воды противоположного знака образуются в районах судов погоды «J» и «K».

Статистические характеристики устойчивых термических аномалий во времени удобно исследовать с помощью автокорреляционных функций

$$R_a(\tau) = \frac{a_a(t + \tau) a_a(t)}{[a_a^2(t + \tau)]^{1/2} [a_a^2(t)]^{1/2}}, \quad (3.3)$$

где t — номер исходного месяца; τ — сдвиг в месяцах; a — символ судна погоды.

При использованной в работе [100] выборке значимыми будут $R_{\alpha}(\tau) > 0,13$. Значения автокорреляционных функций при $\tau=1$ показывают, что сохранение аномалии температуры воды в течение месяца в самых различных районах Северной Атлантики характеризуется высокими коэффициентами корреляции.

Анализ автокорреляционных функций по акватории океана дает основание считать, что наиболее устойчивы аномалии температуры воды в районе судов погоды «С» и «J». Эта устойчивость аномалий теплового состояния объясняется своеобразными циркуляционными особенностями данного района.

В табл. 13 приведены статистические характеристики: дисперсия, среднее квадратическое отклонение, коэффициенты асимметрии и эксцесса для средних месячных значений температуры воды и изменений теплосодержания в районах судов погоды.

Таблица 13. Статистические характеристики распределений температуры воды и изменения теплосодержания (по данным работы [100])

Судно погоды	Дисперсия	Среднее квадратическое отклонение	Асимметрия	Эксцесс
Температура воды				
„А“	3,1	1,9	0,5	-0,8
„В“	5,0	2,2	0,35	-0,8
„С“	4,7	2,2	0,3	-0,8
„D“	7,3	2,7	0,5	-0,7
„Е“	9,6	3,1	0,2	-1,3
„I“	3,0	1,7	0,4	-1,1
„J“	2,8	1,7	-0,5	3,9
„K“	6,0	2,5	0,3	-1,2
„M“	6,3	2,5	-0,8	2,2
Теплосодержание				
„А“	102,8	10,1	0,5	0,5
„В“	180,0	13,4	0,1	0,0
„С“	149,3	12,2	0,0	-0,2
„D“	303,1	17,4	0,2	-0,1
„Е“	382,3	19,6	0,2	-0,9
„I“	60,6	7,8	0,2	0,8
„J“	73,8	8,6	-0,1	3,3
„K“	152,2	12,3	0,1	-0,4
„M“	112,8	10,6	0,2	0,5

Из табл. 13 следует, что наибольшей изменчивостью температуры воды и теплосодержания деятельного слоя отличаются районы расположения судов погоды «D», «E», «K», «M», «B». Возможно, изменения теплосодержания в районах указанных судов погоды определяются колебаниями адвективного переноса тепла течениями, на которые накладываются существенные изменения в характере синоптических процессов, особенно в западных районах Северной Атлантики.

3.2. Влияние очагов аномалий температуры воды на атмосферные процессы

Основные закономерности воздействия океанов на атмосферные процессы были установлены в работах В. В. Шулейкина, Я. Бьеркнеса и других [47, 158, 235, 236, 242, 243]. Вследствие различий между температурами воды и воздуха возникают вертикальные потоки тепла, которые изменяют теплосодержание тропосферы. Это приводит к тому, что зональное распределение давления, свойственное атмосфере в умеренных широтах, нарушается. Степень искажения зонального потока пропорциональна разности температур воды и воздуха, в чем легко убедиться, если сравнить средние многолетние поля давления воздуха для холодного и теплого полугодий. Однако разность температур воды и воздуха, помимо годового хода, имеет и несезонные колебания, причем долгопериодная часть таких колебаний обусловлена появлением в океане очагов аномалий температуры воды различных знаков. Возникшая аномалия в тепловом состоянии океана приводит к аномалиям в потоках тепла в атмосферу, что в конечном итоге приводит к соответствующим изменениям в поле атмосферного давления. Адаптация поля атмосферного давления к полю аномалий температуры воды происходит в течение некоторого времени. В зависимости от времени адаптации асинхронным связям между температурами воды и воздуха можно давать различное объяснение.

Северная Атлантика действует на атмосферные процессы в течение большей части года как незональный источник тепла. Вследствие этого западно-восточный перенос нарушается образованием устойчивых крупномасштабных волн. Для изучения влияния поля температуры воды на циркуляцию атмосферы необходимо установить период осреднения исходных данных. Во многих работах показано, что многолетние колебания температуры воды и атмосферной циркуляции достаточно тесно связаны между собой [6, 18, 19, 46, 48]. Однако при осреднении процессов за естественно-синоптический период распределение аномалий давления воздуха почти не согласуется с распределением аномалий температуры воды поверхностного слоя. Крупные аномалии температуры воды могут сохраняться до 3—5 месяцев, а типы синоптических процессов в Северной Атлантике сменяются каждые 5—6 суток.

А. И. Угрюмов предполагает, что, чем больше интервалы осреднения исходных данных, тем лучше проявляется связь между температурой воды и циркуляцией атмосферы [223, 224]. Между океаном и атмосферой наиболее вероятна такая связь, при которой определенному типу распределения тепловых аномалий в океане соответствует повышенная против нормы повторяемость какого-либо синоптического процесса. В связи с этим необходимо определять критический интервал осреднения, при кото-

ром средние характеристики процессов в океане и атмосфере оказываются тесно связанными.

Согласно модели А. И. Дуванина, возникновение крупных очагов аномалий температуры воды обусловлено изменением интенсивности основных течений Северной Атлантики. При усилении океанической циркуляции в Северо-Атлантическом течении образуется очаг положительной аномалии температуры воды, а в зоне действия холодных течений возникают очаги отрицательной аномалии. А. И. Угрюмов предлагает описывать такого рода колебания разностью температур воды в районах наблюдений различных судов погоды. Температурный режим в районе судов погоды «J» и «K» характерен для теплых вод, а температура воды в районе судов погоды «A» и «B» отражает состояние холодных вод. При усилении течений на востоке Северной Атлантики располагается положительный очаг аномалий температуры воды, а в западной части наблюдается отрицательная аномалия. Как известно, положительные аномалии температуры воды увеличивают теплоотдачу, а отрицательные уменьшают, что создает условия для развития меридиональных процессов.

А. Л. Кац считает, что причиной устойчивости меридиональных процессов летом 1972 г. на ЕТС было определенное расположение очагов аномалий поля температуры воды в Северной Атлантике [99]. Хорошо известно, что зимой изобарические поверхности поднимаются над востоком Северной Атлантики, так как повышается температура всего слоя воздуха в тропосфере. Летом подъем изобарических поверхностей происходит над континентом. Эти особенности влияния подстилающей поверхности на общую циркуляцию атмосферы могут быть отнесены к постоянной части влияния подстилающей поверхности на макрометеорологические процессы.

Увеличение турбулентного потока от океана в атмосферу обычно приводит к развитию высотного гребня над восточной частью Атлантического океана. Анализ блокирующих ситуаций показывает, что этому предшествует усиление зональной циркуляции атмосферы и повышение объема теплых вод, переносимых Северо-Атлантическим течением. Увеличение адвекции тепла течениями компенсирует рост теплопотерь, в связи с чем аномалии температуры воды поверхностного слоя в этой области океана остаются сравнительно небольшими. Хотя в летние месяцы теплоотдача в несколько раз меньше, чем зимой, блокирующие эффекты могут проявляться в течение всего года. Возможно, что аномальные условия лета 1972 г. на территории ЕТС объясняются формированием блокирующего эффекта над Скандинавией.

Развитие мощных блокирующих ситуаций было бы невозможно без значительного переноса тепла Северо-Атлантическим течением в восточную часть океана и Норвежское море. Если бы

не было адвекции тепла течениями, то при усилении западного переноса и увеличении теплоотдачи это приводило бы к формированию очагов отрицательной аномалии температуры воды, которая затрудняла бы возникновение блокирующей ситуации.

В работе [99] показано, что различное расположение очагов положительной или отрицательной аномалии температуры воды поверхностного слоя и их эволюция в значительной степени обуславливает ту или иную локализацию гребней и ложбин в тропосфере. В свою очередь длительное расположение ложбин и гребней над определенными районами регулирует интенсивность переноса тепла и холода в гидросфере и атмосфере.

Как показал статистический анализ, появление положительной аномалии температуры воды в центре Северной Атлантики чаще всего сочетается с противоположными аномалиями на северо-востоке и юго-западе. Из этого следует, что при изучении влияния на циркуляцию атмосферы переменной составляющей поля температуры воды Северной Атлантики необходимо рассматривать различные возможные сочетания аномалий температуры воды. Очаги аномалий температуры воды противоположных знаков создают дополнительную «оппозицию» между океаном и материком.

В зависимости от положения очагов аномалии температуры воды эта дополнительная «оппозиция» может влиять на интенсивность меридиональной циркуляции с определенной локализацией тропосферных гребней и ложбин, а также оказывать большое влияние на адвекцию в атмосфере.

3.3. Статистические связи теплоотдачи с циркуляцией атмосферы

Условия циркуляции атмосферы в различных районах земного шара неодинаковы из-за неравномерного распределения и нагревания суши и океана.

Для исследования теплообмена между океанами и материками В. В. Шулейкиным построены карты изоаномал [235]. На них в северном полушарии прослеживаются хорошо выраженные очаги изоаномал, что указывает на значительную интенсивность теплообмена между океанами и материками. Карты изоаномал свидетельствуют о переносе тепла в январе с океанов на материка, а в июле с материков на океаны.

Положительные изоаномалы в Северной Атлантике показывают, что из этого района происходит отток тепла во все стороны, но основной поток тепла направлен с запада на восток. Очаг положительных изоаномал в Норвежском море и очаг отрицательных изоаномал севернее Аральского моря составляют одну систему, которая определяет характер теплообмена между океаном и материком на значительной площади. Взаимодействие океана и атмосферы проявляется в том, что подстилающая поверхность интенсивно отдает тепло в атмосферу и вследствие

этого меняется характер преобразований термического и барического полей. Подобные источники тепла существенно меняют стратификацию воздушных масс и способствуют появлению мощного вертикального обмена теплом и влагой снизу вверх, что приводит к усилению циклонической деятельности.

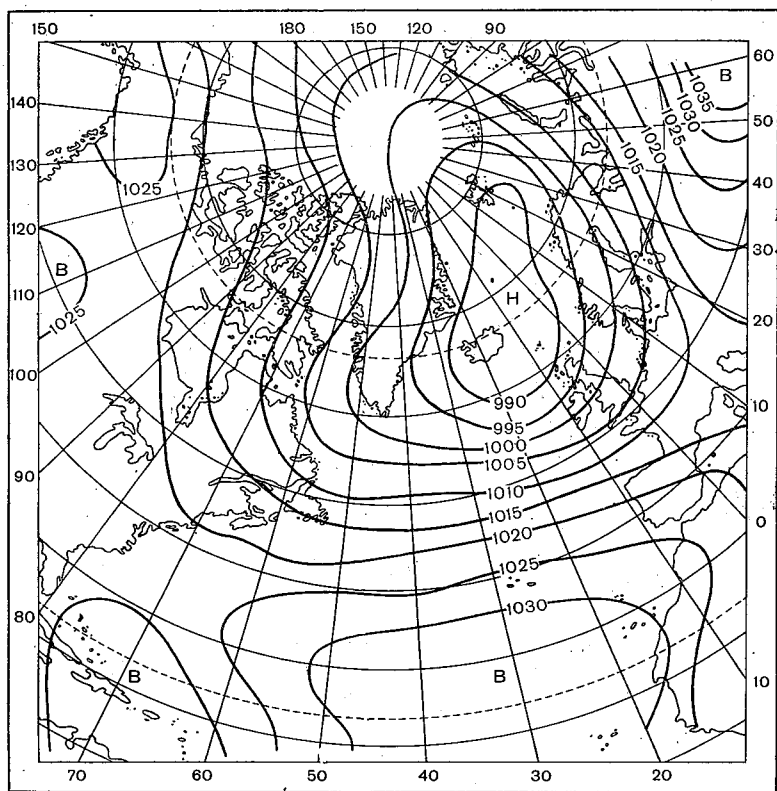


Рис. 16. Подтип атмосферной циркуляции E_3 , по М. А. Валериановой.

В. Г. Семенов установил [171], что при отрицательной аномалии температуры воды в районе судна погоды «А» наблюдается ослабление высотного гребня, увеличение меридионального градиента температуры в нижней половине тропосферы и, следовательно, усиление западного переноса над востоком Северной Атлантики и Европой.

При положительной аномалии температуры воды на севере Атлантики высотный гребень развит сильнее в его северной части, что и приводит к меридиональной циркуляции. И. М. Сокин обнаружил связи между аномалиями температуры воды и типами атмосферной циркуляции, что в дальнейшем позволило

разработать методику прогноза типа циркуляции атмосферы [210, 226].

На акватории Северной Атлантики взаимосвязь между теплоотдачей поверхности океана в разных районах и типами атмосферной циркуляции существенно различается. Если между повторяемостью восточной формы циркуляции атмосферы (рис. 16) и суммарной теплоотдачей в районе судна погоды «В»

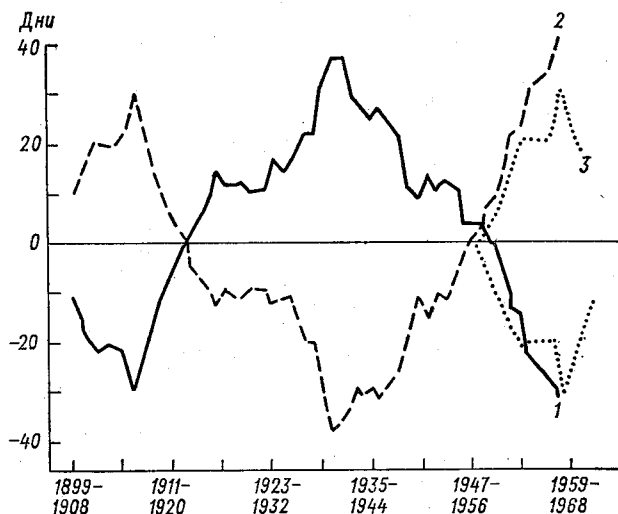


Рис. 17. Многолетний ход повторяемости зональных и меридиональных групп циркуляции атмосферы [75].

1 — зональная циркуляция; 2 — меридиональная циркуляция; 3 — прогнозируемый ход циркуляции атмосферы.

связь отсутствует, то в районе судна погоды «А» она достаточно четкая и характеризуется коэффициентом корреляции, равным 0,83. Исследования И. М. Соскина и А. И. Смирновой показали, что наибольшие коэффициенты корреляции между суммарной теплоотдачей и циркуляцией атмосферы получены не для синхронной связи, а при временном сдвиге повторяемости форм атмосферной циркуляции на один или два года по отношению к суммарной теплоотдаче [205, 226]. Такого рода асинхронные связи между элементами теплового баланса в Северной Атлантике и повторяемостью различных типов циркуляции атмосферы в данном районе открывают возможности для долгосрочных гидрометеорологических прогнозов.

Для прогноза повторяемости типа атмосферной циркуляции в качестве предикторов использовалась суммарная теплоотдача на некоторых судах погоды за предшествующий год [211, 226].

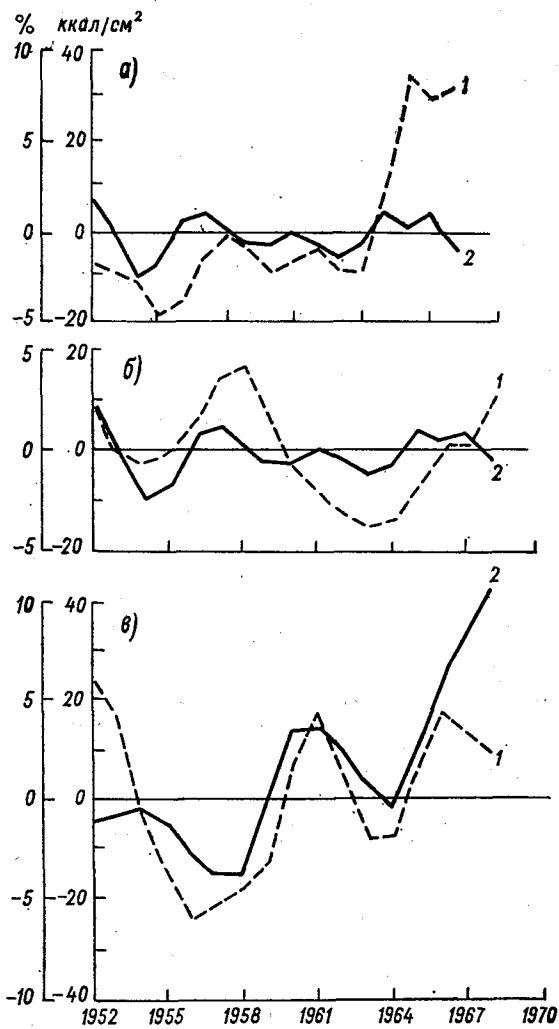


Рис. 18. Межгодовые изменения суммарной теплоотдачи (1) и повторяемость групп циркуляции в атлантическом секторе (2) по типизации Дзердзеевского.

a — в районе судна погоды «А» с VI группой циркуляции атмосферы; *б* — в районе судна погоды «I» с VI группой циркуляции атмосферы; *в* — в районе судна погоды «E» с VIII группой циркуляции атмосферы.

Уравнение регрессии для прогноза повторяемости восточной формы циркуляции атмосферы по Г. Я. Вангенгейму с заблаговременностью один год имеет вид

$$E_n = 0,74 (P + LE)_{n-1}^A + 1,12 (P + LE)_{n-1}^C + 0,37 (P + LE)_{n-1}^K - 1,9, \quad (3.4)$$

где E_n — прогнозируемая повторяемость процессов восточной формы циркуляции атмосферы с заблаговременностью один год; $(P + LE)_{n-1}$ — суммарная теплоотдача за предшествующий год на судах погоды «А», «С» и «К».

Аналогичные уравнения регрессии получены для прогноза других форм атмосферной циркуляции. Обеспеченность таких прогнозов на зависимом ряде наблюдений оказалась достаточно высокой.

В работе Е. И. Серякова сделана попытка установить статистические связи между суммарной теплоотдачей в Северной Атлантике и элементарными циркуляционными механизмами (ЭЦМ) в атмосфере, предложенными Б. Л. Дзердзеевским [75, 183]. Б. Л. Дзердзеевский исследовал закономерности многолетних колебаний и составил сверхдолгосрочный прогноз атмосферной циркуляции для Северного полушария (рис. 17).

Для сопоставления суммарной теплоотдачи с циркуляцией атмосферы атлантического сектора северного полушария использован сравнительно короткий ряд наблюдений с 1951 по 1969 г. На рис. 18 изображены межгодовые изменения аномалий суммарной теплоотдачи и различных типов циркуляции атмосферы по Дзердзеевскому.

Из рис. 17 и 18 видно, что с начала 50-х годов происходит ослабление зональной циркуляции и формирование отрицательных аномалий суммарной теплоотдачи. Однако соответствие между теплоотдачей и циркуляцией атмосферы наблюдается не во всех районах Северной Атлантики. В Лабрадорском и Канарском течениях не удалось установить удовлетворительной связи между суммарной теплоотдачей и каким-либо типом циркуляции атмосферы в атлантическом секторе северного полушария. Очевидно, в этих районах Северной Атлантики существенную роль в колебаниях суммарной теплоотдачи играет изменчивость адвекции тепла и холода. Анализ графических связей между суммарной теплоотдачей и циркуляцией атмосферы по типизации Б. Л. Дзердзеевского позволил установить для некоторых районов рассматриваемой акватории определяющие факторы в формировании термического режима. Прогнозы повторяемостей зональной и меридиональной форм циркуляции по типизации Дзердзеевского позволяют с большой заблаговременностью предсказать также и аномалии суммарной теплоотдачи по различным районам Северной Атлантики [75, 183].

Глава 4

Формирование поля температуры воды

4.1. Общая схема изменений температуры воды в океане

Для представления об изменениях температуры воды в океане можно воспользоваться полуэмпирическим уравнением турбулентной диффузии, удовлетворяющим различным начальным и граничным условиям. Уравнение имеет вид

$$\frac{\partial t_w}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial \bar{t}_w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial \bar{t}_w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial \bar{t}_w}{\partial z} \right) - \bar{u} \frac{\partial \bar{t}_w}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{t}_w}{\partial y} - \bar{w} \frac{\partial \bar{t}_w}{\partial z} + F(x, y, z, \tau), \quad (4.1)$$

где $F(x, y, z, \tau)$ — функция, которая характеризует скорость изменения температуры, обусловленного поглощением солнечной радиации.

Из уравнения (4.1) следует, что для расчета и прогноза поля температуры воды необходимо располагать данными о закономерностях поглощения солнечной радиации в водной среде, знать составляющие средней скорости течений, а также интенсивность горизонтального и вертикального обмена. Солнечная радиация определяет многие физические процессы в гидросфере. Поэтому изучение поступления лучистой энергии и ее преобразования в другие формы энергии необходимо для построения теории формирования полей океанологических элементов.

С. Г. Богуславский с помощью подводного пиранометра определил солнечную радиацию в слое воды 0—100 м [35]. Функция $F(x, y, z, \tau)$, входящая в уравнение (4.1), вычислена на основании этих измерений с использованием закономерностей поглощения лучистой энергии водой. Расчет радиационного приращения температуры воды в слое можно выполнить по следующей формуле:

$$\Delta t_w' = \frac{Y}{c_p} I_0 l (1 - \alpha) e^{-\tau z}, \quad (4.2)$$

где γ — коэффициент поглощения; l — коэффициент, равный для Тропической Атлантики 0,4.

Результаты радиационного прогрева верхнего слоя в Северном Пассатном течении и на экваторе в Атлантическом океане, выполненные С. Г. Богуславским, приведены в табл. 14.

Таблица 14. Прогрев верхнего слоя Атлантического океана солнечной радиацией за год ($^{\circ}\text{C}$) [35]

	Глубина, м						
	5	10	20	30	40	50	60
Северное Пассатное течение	9,6	7,8	5,2	3,6	2,3	1,6	1,0
Экваториальная зона	12,4	9,1	5,0	2,7	1,5	0,8	0,4

При определении интенсивности горизонтального переноса тепла в океане необходимо учитывать зависимость коэффициента обмена k_z от масштаба изучаемого явления. На вертикальный перенос определяющее влияние оказывает устойчивость вод (E_*), так как при этом процессе энергия турбулентности расходуется на работу по преодолению сил плавучести. Определения k_z и E_* в различных районах показали, что зависимость k_z от E_* удачно описывается формулами Россби

$$k_z = \frac{k_0}{1 + \beta E_*} \quad (4.3)$$

и Монтгомери

$$k_z = \frac{k_0}{1 + \xi Ri}, \quad (4.4)$$

где k_0 — коэффициент вертикального обмена при адиабатическом распределении плотности; β и ξ — постоянные величины.

Если адвекция тепла отсутствует, то изменение температуры во времени определяется вертикальным переносом. В этом случае вычисление можно производить по уравнению

$$\frac{\partial t_w}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{k_0}{1 - \beta \frac{\partial t_w}{\partial z}} \frac{\partial t_w}{\partial z} \right). \quad (4.5)$$

Проникновение суточных колебаний температуры воды на глубину является следствием вертикального турбулентного обмена и поглощения солнечной радиации. Можно рассматривать этот процесс как распространение тепловых волн от поверхности до термоклина. Полагаем, что коэффициент температуропроводности убывает с глубиной по экспоненциальному

закону, тогда скорость изменения температуры воды характеризуется дифференциальным уравнением

$$\frac{\partial t_w}{\partial \tau} = k_0 \frac{\partial}{\partial z} \left(e^{-\delta z} \frac{\partial t_w}{\partial z} \right) + \frac{I_0 \gamma}{c \rho} e^{-\gamma z}, \quad (4.6)$$

где $e^{-\delta z}$ и $e^{-\gamma z}$ — величины, характеризующие убывание с глубиной коэффициента теплопроводности и интенсивности радиации.

4.2. Формирование поля температуры воды в зоне подъема глубинных вод

Выяснение причин колебаний интенсивности апвеллинга имеет практическое значение для обслуживания рыбного промысла. Так, например, биологическая продуктивность вблизи северо-западного побережья Африки обусловлена выходом на поверхность богатых биогенными веществами глубинных вод. На основании материалов наблюдений, а также с помощью теоретических расчетов горизонтальной и вертикальной циркуляции в настоящее время сложилось представление о формировании поля температуры воды в районах подъема глубинных вод [71, 126, 144, 207].

В дальнейшем изучался вопрос о колебаниях интенсивности апвеллинга от года к году в зависимости от особенностей атмосферных процессов, развивающихся в пассатной зоне Северной Атлантики [209]. А. И. Соркина считает, что для расчета вертикальных потоков тепла (Q_z) необходимо располагать данными об изменении теплосодержания деятельного слоя (ΔQ_w), тепловом балансе поверхности океана (T) и переносе тепла горизонтальной адвекцией (Q_A). В общем виде уравнение для расчета вертикальной адвекции тепла можно представить так:

$$\Delta Q_w = T + Q_A + Q_z \quad \text{или} \quad Q_z = \Delta Q_w - T - Q_A. \quad (4.7)$$

В табл. 15 приведены вычисленные А. И. Соркиной составляющие уравнения (4.7) для квадрата 1 ($\varphi_1 = 10^\circ$ с. ш., $\varphi_2 = 20^\circ$ с. ш.; $\lambda_1 = 20^\circ$ з. д. и побережье Африки) и квадрата 2 ($\varphi_1 = 20^\circ$ с. ш., $\varphi_2 = 30^\circ$ с. ш.; $\lambda_1 = 20^\circ$ з. д. и побережье Африки).

Таблица 15. Составляющие теплового баланса деятельного слоя (ккал/см²) в квадратах 1 и 2 [209]

Квадрат	Составляющие теплового баланса	Период нагревания	Период охлаждения	Годовые суммы
1	T	50,5	16,5	67,0
	Q_A	-2,0	-1,0	-3,0
2	Q_z	-25,5	-38,5	-64,0
	T	69,5	10,5	80,0
	Q_A	-7,5	-6,0	-13,5
	Q_z	-44,5	-22,0	-66,5

В квадрате 1 выход глубинных вод к поверхности усиливается в осенне-зимние месяцы, тогда как в квадрате 2 это наблюдается летом. Из этих данных достаточно наглядно видно определяющее влияние апвеллингов на формирование температурного режима по сравнению с горизонтальным переносом тепла Канарским течением. В прибрежных районах восточнотропической Атлантики в период нагревания основным фактором является тепловой баланс на поверхности, но в период охлаждения он оказывается в 2—3 раза меньше вертикальных потоков тепла, связанных с выходом глубинных вод. До последнего времени считалось общепризнанным, что причина прибрежного апвеллинга — это обусловленный действием пассатов ветровой сгон поверхностных вод от берега. Согласно теоретическим исследованиям, такой сгон происходит в слое трения перпендикулярно к ветровому потоку вправо от него. Если эти соображения справедливы, то в годовом ходе должно быть усиление апвеллинга в те сезоны, когда устойчивость северо-восточного пассата возрастает и его составляющая вдоль берега становится особенно значительной.

Согласно гипотезе К. Я. Мратова, основным механизмом подъема вод в деятельном слое у берегов Западной Африки является дивергенция течений в циклонических круговоротах с последующим за ней компенсационным подъемом вод [144, 145]. Интенсивность прибрежного апвеллинга, по этой гипотезе, должна возрастать при усилении в рассматриваемом районе процессов циклогенеза.

А. И. Соркина сопоставила колебания интенсивности апвеллинга с изменениями устойчивости пассатных ветров и показала, что в сезоны повышенной изменчивости ветровых условий подъем холодных вод в прибрежной зоне ослабевает. Это может служить доказательством того, что прибрежный апвеллинг имеет природу сгонных колебаний. Для исследования межгодовой изменчивости интенсивности апвеллинга и выявления ее причин А. И. Соркина вычислила вертикальные потоки тепла и сопоставила их с наблюдениями за ветром [209]. Результаты таких расчетов с января 1964 г. по июнь 1969 г. показывают, что вертикальный поток тепла подвержен сезонным колебаниям. Разница между вертикальными потоками в одни и те же месяцы различных лет достигает 14—16 ккал/см². Межгодовые амплитуды иногда превышают амплитуду сезонных изменений.

Наличие тесной связи между устойчивостью ветрового потока по направлению и вертикальных потоков тепла говорит о том, что как сезонные, так и межгодовые колебания интенсивности выхода глубинных вод у северо-западных берегов Африки в значительной мере зависят от особенностей атмосферной циркуляции.

Подъем холодных вод усиливается при возрастании устойчивости пассатных ветров, поэтому в зоне 10—30° с. ш. с октября

по февраль, когда приход тепла на границе вода—воздух снижается, роль прибрежного апвеллинга в сезонных изменениях температуры воды становится определяющей.

4.3. Структура поля температуры воды деятельного слоя в Тропической Атлантике

В последние годы большое внимание уделяется комплексному изучению тропических районов Мирового океана. Исследование колебаний термического режима этого района наряду с изучением изменчивости течений в экваториальной зоне также представляет научный и практический интерес, в первую очередь при разработке долгосрочных гидрометеорологических прогнозов [12, 87, 92, 110, 151].

Поле температуры воды в тропической зоне Атлантического океана имеет пятнистую структуру, обусловленную неравномерностью радиационного прогрева, турбулентного перемешивания и действия динамических факторов различных масштабов. А. Г. Колесников отмечает, что спектр температурных неоднородностей в Тропической Атлантике соответствует диапазону масштабов от 10^7 м до 1 см [101]. На границах раздела водных масс наблюдаются неоднородности, характеризующиеся большими перепадами температуры воды — до 5°C на 10 км. В работе [142] температурные неоднородности классифицируются по их виду: скачкообразные изменения температуры воды, крупномасштабные неоднородности с размерами порядка десятков километров и мезомасштабные неоднородности.

Ценной информацией о структуре поля температуры воды в океане является непрерывная регистрация ее с помощью буксируемых электротермографов на переходах научно-исследовательских судов.

Материалы различных экспедиций показывают, что поле температуры воды в Тропической Атлантике характеризуется анизотропностью, вызванной преимущественным расположением изотерм вдоль параллелей и повышением температуры воды от высоких широт к экватору. Так, например, на разрезе по 6° ю. ш. пространственные неоднородности характеризуются горизонтальными размерами 20—27 км, амплитудами $0,1$ — $0,2^\circ\text{C}$ и имеют плавный квазипериодический вид. На меридиональном разрезе по 23° з. д. примерно на 12° с. ш. наблюдается зона максимального прогрева ($t_w=28^\circ\text{C}$). В приэкваториальной области (3° ю. ш. — 2° с. ш.) находится зона пониженной температуры ($t_w=24^\circ\text{C}$). Границы этой зоны совпадают с границами течения Ломоносова, и, по-видимому, ее происхождение может быть объяснено динамическими причинами. В отличие от широтного распределения, на меридиональных профилях наблюдаются неоднородности с размерами 50—70 км и амплитудами около 1°C .

По материалам многих экспедиций в океане обнаружены крупномасштабные вихри. В период проведения международной

экспедиции «ТРОПЭКС-74» на стыке Северного Пассатного течения и Межпассатного противотечения прослежена эволюция крупномасштабного вихря, средний линейный размер которого составляет около 650 км, толщина слоя воды равна 100 м и продолжительность существования вихря близка к двум неделям.

Особенности теплосодержания деятельного слоя Тропической Атлантики в летние месяцы 1974 г. показаны в работе [158]. Среднее многолетнее теплосодержание в данном районе океана вычислить чрезвычайно трудно из-за отсутствия систематических глубоководных наблюдений. Поэтому при определении аномалии теплосодержания авторы работы [158] взяли условно за среднее многолетнее теплосодержание 122,1 ккал/см². В табл. 16 приведены результаты вышеуказанных расчетов по материалам экспедиции АТЭП.

Таблица 16. Аномалии теплосодержания на меридиональном океанографическом разрезе по 23° 30' з. д. в слое 0—50 м (ккал/см²)

Широта	I фаза АТЭП	II фаза АТЭП	III фаза АТЭП	Широта	I фаза АТЭП	II фаза АТЭП	III фаза АТЭП
9°00' ю.	1,97	0,96	-0,87	1°30' с.	7,69	3,99	-0,78
8 00	4,69	2,10	-0,60	2 00	7,83	2,79	-1,14
7 00	-5,85	3,39	1,57	2 30	8,31	2,71	-1,22
6 00	6,89	1,81	2,00	3 00	8,59	2,94	-0,68
5 00	6,73	2,06	-0,50	3 30	8,97	2,47	6,68
4 30	6,79	1,88	-1,58	4 00	9,26	2,93	4,83
4 00	4,05	1,16	-1,53	4 30	8,70	3,38	6,25
3 30	4,49	-0,47	-0,93	5 00	6,67	5,77	7,81
3 00	1,65	-2,03	-2,07	6 00	-4,95	8,22	8,37
2 30	-0,44	-4,24	-0,32	7 00	-3,32	6,44	7,73
2 00	-0,99	-7,32	-0,66	8 00	-0,49	2,06	3,02
1 30	-2,56	-8,29	-1,95	9 00	-4,23	-17,34	3,73
1 00	-3,07	-7,82	-2,61	10 00	-3,48	-21,01	-8,34
0 30	-5,52	-3,66	-2,95	11 00	-4,78	-3,59	-10,01
0 00	-4,23	-0,38	-2,25	12 00	-3,60	-11,47	5,29
0 30 с.	-2,32	-0,86	-1,20	13 00	-6,55	-16,02	-8,00
1 00	-0,07	4,09	-2,34				

Из табл. 16 видно, что в верхнем слое Тропической Атлантики четко прослеживаются две зоны с положительными аномалиями теплосодержания и две зоны с отрицательными. Отрицательные аномалии косвенно свидетельствуют о подъеме глубинных вод к поверхности, и это согласуется с данными о вертикальной циркуляции вод района. Положительный знак аномалии указывает на наличие здесь постоянно действующего нисходящего потока.

В. А. Бубнов и др. проанализировали временные изменения температуры воды на стандартных горизонтах в районе эква-

тора [39, 91]. Они установили, что смещение стрежня течения Ломоносова приводит к перестройке поля температуры. Например, в слое термоклина (45—125 м) в изменчивости температуры воды прослеживается такой же цикл колебаний, как и при миграции течения Ломоносова (8 суток).

Большие значения радиационного баланса в районе экватора должны были бы приводить к накоплению тепла в верхнем слое океана. Однако наблюдения на НИС «Академик Курчатов» свидетельствуют о том, что межсуточные изменения теплозапаса в слое 0—60 м за период АТЭП были как положительными, так и отрицательными [91]. В ряде случаев отрицательные аномалии теплозапаса на порядок превышали поступление солнечной радиации.

В целом за летние месяцы 1974 г. в слое 0—300 м наблюдалось понижение температуры воды на экваторе от июля к августу, а с августа по сентябрь произошло ее повышение. Материалы экспедиции АТЭП свидетельствуют о существенной роли горизонтальной и вертикальной адвекции в формировании термического режима деятельного слоя Тропической Атлантики.

4.4. Формирование крупных аномалий температуры воды в Северной Атлантике

Выявление причин формирования крупных аномалий поля температуры в Атлантическом океане имеет важное значение не только для морских гидрологических прогнозов, но и для долгосрочных прогнозов погоды. В последние годы многие исследователи [58, 99, 159, 160] объясняют необычные условия погоды в Европе различными ситуациями, складывающимися в тепловом режиме северной половины Атлантического океана.

Довольно распространенной точкой зрения о природе крупных аномалий температуры воды является мнение о том, что их формирование происходит вследствие усиления или ослабления адвекции тепла системой Гольфстрим [72, 73, 82, 89, 90]. Возможной причиной пульсации течений могут явиться изменения в скорости пассатов и соответственно пассатных течений в экваториальной зоне Атлантики. Наиболее подробно вопрос о влиянии изменений пассатов на термический режим поверхностных вод Северной Атлантики рассмотрен в работе Г. М. Таубера [218]. В холодное полугодие в районе Азорских островов преобладает циклоническая деятельность, а антициклоны смещаются в другие районы. Если антициклогенез сохраняется только в крайних западных районах, то наблюдается ослабление пассатов, что приводит к уменьшению скорости переноса поверхностных вод и увеличивает продолжительность их нахождения в приэкваториальных широтах. При усилении южных ветров на западной периферии антициклона создается усиленный меридиональный перенос тепла из тропических широт в умеренные. Если же субтропический антициклон или его

восточное ядро сместится к югу, то в этом случае произойдет усиление пассатов и дрейфового переноса вод Северным Пассатным течением. Это приводит к повышению температуры воды у истоков Гольфстрима, а затем возникают положительные аномалии температуры воды в Северо-Атлантическом течении. В результате усиленного выноса теплых вод из тропиков повышается интенсивность подъема глубинных вод в Северном Пассатном течении. В дальнейшем здесь образуется отрицательная аномалия температуры воды, которая распространяется системой Гольфстрим в умеренные широты.

Г. М. Таубер проанализировал все случаи месячных аномалий температуры воды в районе судов погоды «I» и «J» и месячных аномалий пассатов на островах Зеленого мыса за 1964—1971 гг. Аномальное усиление пассата находит свое отражение в тепловом состоянии вод через 6—9 месяцев.

В. Ф. Суховой полагает, что в каждом районе Северной Атлантики могут развиваться локальные процессы, способствующие появлению там локальных аномалий температуры воды. Только этим, вероятно, можно объяснить наблюдаемую неодинаковую температуру воды и различные тенденции ее изменения в разных районах Северной Атлантики [217].

Как известно, интенсивность Гольфстрима связана с интенсивностью Флоридского и Антильского течений, которые в свою очередь зависят от пассатов. Усиление пассатов, по мнению В. Ф. Суховой, должно приводить к отрицательным аномалиям температуры воды, так как время нахождения воды в тропической зоне сокращается, а теплопотери увеличиваются. Образовавшиеся в тропической зоне аномалии невелики ($\sigma_{t_w} < 1,0^\circ\text{C}$), поэтому знак такой аномалии сохраняется непродолжительное время. Интенсификация течений приводит к развитию локальных процессов (Лабрадорское и Канарское течения), обуславливающих в этих районах появление значительных аномалий ($\sigma_{t_w} > 1,5 \div 2,5^\circ\text{C}$).

В работах В. В. Тимонова и других авторов [21, 45, 49] отмечалось, что основные очаги взаимодействия океана и атмосферы расположены в западной части Северной Атлантики. Возможной причиной изменения знака аномалий теплового состояния в западной части океана можно считать деформацию антициклонического кольца течений. Согласно исследованиям К. О. Айселина [252], при усилении интенсивности Гольфстрима антициклонический круговорот испытывает радиальное сжатие, а в образуемую им воронку собирается большое количество теплых поверхностных вод из других районов, что и приводит к образованию положительной аномалии температуры воды. Специальные океанографические съемки, проводимые в 1973—1974 гг. советскими судами погоды в «дельте» Гольфстрима при его переходе в Северо-Атлантическое течение, показали,

что в районе с координатами $\varphi = 38 \div 40^\circ$ с. ш., $\lambda = 42 \div 50^\circ$ з. д. на юг и юго-восток от Гольфстрима отходит мощное ответвление со скоростью течения 1,0—1,5 узла. Этот поток прослеживается до 30° с. ш. С уменьшением его скорости образуется вихревая зона с преобладающим переносом на юг.

Для изучения изменчивости потока южной ветви Гольфстрима Г. И. Барышевской вычислены составляющие течений по данным 30 разрезов, выполненных для 36° с.ш. [28]. На рис. 19 показаны изменения расходов южной ветви Гольфстрима и аномалий температуры воды в районе судна погоды «D». Из сопоставления этих характеристик видно, что за резким увеличением или уменьшением расхода южной ветви Гольфстрима следует соответственно повышение или понижение температуры воды в районе судна погоды «D».

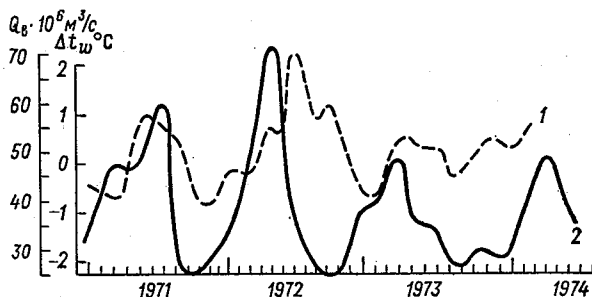


Рис. 19. Изменения расходов воды южной ветви Гольфстрима (2) и аномалий температуры воды поверхностного слоя в районе судна погоды «D» (1) [28].

Можно полагать, что деформация охватывает всю систему западного антициклонального кольца течений. Нестабильность системы выражается в изменении не только положения образующих ее потоков, но и интенсивности течения. Изменения расходов в потоке и его смещение происходят синхронно: при сужении кольца или при приближении потока к западу расход уменьшается. Исследования советских судов погоды в районе Гольфстрима подтвердили гипотезу Айселина о связи интенсивности течений в западном антициклоническом кольце с его размерами.

Исследуя структуру течений, В. М. Альтшулер и Н. Н. Лазаренко [13] обнаружили квазистационарную вихревую циклоническую циркуляцию вод на площади $2 \cdot 10^6$ км² для всех слоев от поверхности до 1200 м. Этот центр действия в океане совпадает с приафриканской зоной постоянно существующей депрессии и внутритропической зоной конвергенции (ВЗК), а перемещения его во времени зависят от миграции северного и

южного субтропических антициклонов. В районе центра действия на поверхности океана обнаружена большая область с положительной аномалией температуры воды. Горизонтальный градиент между выявленным максимумом температуры воды и окружающими более холодными водами равен одному градусу на один градус широты. От этого ядра теплых поверхностных вод происходит распространение тепла в глубину. Материалы спутниковых наблюдений показали, что обнаруженная аномалия температуры воды совпадает по местоположению с районом, где облачность отсутствует или значительно уменьшена по сравнению с прилегающими участками океана.

При анализе сборно-кинематических синоптических карт было замечено, что в летний период наибольшее количество циклонов зарождается, регенерирует и проходит через тропические районы Атлантического океана. Закономерности, выявленные при анализе взаимодействия океана и атмосферы в восточной части Тропической Атлантики, позволили В. А. Альтшулеру и А. И. Смирновой [14] предложить физическую модель взаимодействия квазистационарных океанических и атмосферных циклонов и рассматривать ее как частный случай гипотезы А. И. Дуванина [82] об автоколебательном механизме крупномасштабного взаимодействия между океаном и атмосферой. Для колебаний синоптического масштаба эта гипотеза объясняет механизм взаимодействия следующим образом. Если в системе течений, образующей океанический круговорот, возникли аномалии температуры воды, то при перемещении они создают изменяющиеся поля этого элемента. Вследствие этого изменяются потоки тепла между океаном и атмосферой, которые приводят к колебаниям атмосферной циркуляции над рассматриваемым районом океана. Эти колебания отражаются на интенсивности океанических течений и переносе тепла из одних районов в другие. Неодинаковый в различных районах приток тепла от Солнца к поверхности океана в сочетании с переменной адвекцией тепла течениями приводит к появлению новых аномалий температуры воды или к поддержанию старых аномалий.

Подтверждением существования в восточной части Тропической Атлантики крупномасштабного вихревого образования может служить рассмотренный в работе [222] случай возникновения замкнутой области повышенных значений температуры воды. На океанологическом фронте, разделяющем Северное Пассатное течение и Северное Экваториальное противотечение, возник крупномасштабный вихрь, состоящий из двух секторов: теплого ($t_w = 27,5 \div 28,6^\circ\text{C}$) и холодного ($t_w = 26,1^\circ\text{C}$). Авторы работы [222] отмечают, что такие вихреобразные системы в океане обычно бывают малоподвижными и могут возникнуть при длительном стационарировании циклона или антициклона над определенными акваториями океана. Такая однонаправленность возмущающих воздействий атмосферной циркуляции приводит

к определенной деформации поля установившихся дрейфовых течений, нарушению зональности геострофической циркуляции и образованию крупномасштабного вихря с радиусом 500—800 км.

В течение I фазы АТЭП по материалам глубоководных наблюдений за температурой воды и соленостью, а также течениями на буйковых станциях была прослежена эволюция океанического вихря вплоть до момента распада термической аномалии в поверхностном слое.

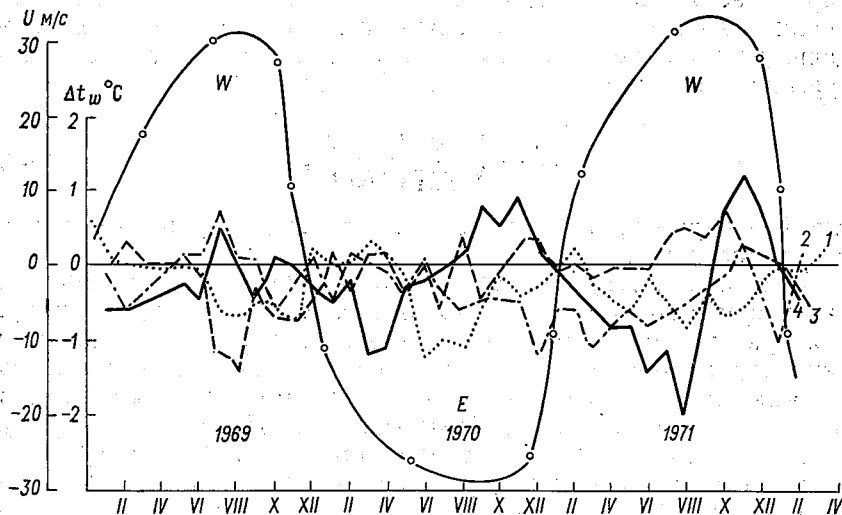


Рис. 20. Изменения скорости и направления ветра в экваториальной стратосфере и аномалий температуры воды.

1 — судно погоды «А»; 2 — судно погоды «В»; 3 — судно погоды «I»; 4 — судно погоды «К»; W — западная фаза 2-летнего цикла, E — восточная фаза 2-летнего цикла.

Е. И. Серяков и Ю. Э. Титов проследили возникновение крупных аномалий температуры воды поверхностного слоя в связи с квазидвухлетней циклическостью ветра в экваториальной стратосфере [198]. Обнаружено, что в периоды смены фаз ветра в экваториальной стратосфере прослеживалось заметное уменьшение колебаний аномалии температуры воды для судов погоды «А», «В», «I», «К» (рис. 20). Можно предположить, что в периоды перестройки циркуляции в стратосфере ветры на уровне поверхности 30 мбар оказывают минимальное воздействие на центры действия атмосферы в Атлантическом океане, а через них и на эволюцию океанологических полей. Например, зимой 1968-69 и 1971-72 гг., когда была хорошо выражена западная фаза квазидвухлетнего цикла, наблюдались значительные аномалии температуры воды, которые в свою очередь

способствовали формированию очень устойчивых форм меридиональной циркуляции в тропосфере. Зимой 1969-70 и 1970-71 гг. наблюдалась перестройка фаз ветра в экваториальной стратосфере. Как видно из рис. 20, для этих периодов отклонения температуры воды от нормы были небольшими. Эту весьма интересную закономерность в формировании крупных аномалий температуры воды необходимо проверить на более длительном ряде наблюдений.

Для выяснения механизма формирования очагов аномалий температуры воды по данным судов погоды и синоптическим картам за 25 лет Е. И. Серяков и В. В. Сапроненко провели анализ изменчивости температуры воды и суммарной теплоотдачи. Для количественной оценки аномальности поля температуры воды применена формула Н. А. Багрова

$$K = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{\Delta t_w}{\sigma_{t_w}} \right)^2, \quad (4.8)$$

где K — параметр аномальности поля температуры; N — число точек этого поля.

Предполагается, что точки расположены равномерно на акватории и Δt_w имеет распределение, близкое к нормальному. При увеличении аномальности поля температуры воды этот параметр растет. Кроме параметра аномальности, вычислялись интегральные характеристики поля температуры воды Северной Атлантики по формулам, предложенным А. И. Угрюмовым [223].

Для количественной оценки процессов взаимодействия океана и атмосферы использовались данные по межгодовой изменчивости составляющих теплового баланса, полученные в работах [49, 185—187, 190, 191, 194, 195]. На рис. 21 изображены межгодовые колебания температуры воды поверхностного слоя и суммарной теплоотдачи для районов судов погоды. На этом рисунке можно заметить цикличность рассматриваемых элементов с преобладающим периодом 2—3 года. Тесной связи между температурой воды и теплоотдачей для большинства судов погоды нет, за исключением очагов взаимодействия (суда погоды «D», «B», «M»). Чаще всего знаки аномалии температуры воды и теплоотдачи совпадают в периоды сильной аномальности гидрометеорологических полей. Максимальные аномалии температуры воды отмечаются в зоне субполярного океанологического фронта, где расположены суда погоды «D» и «C» ($\Delta t_w = 2 \div 3^\circ\text{C}$). Для примера рассмотрим два последовательных периода чередования в экваториальной стратосфере восточных (1968 г.) и западных (1969 г.) ветров. При восточных ветрах в экваториальной стратосфере происходит усиление зональных переносов в атмосфере умеренных широт, смещение к экватору субтропических антициклонов и высотных фронтальных зон. На западе и в центре Северной Атлантики формируются положи-

тельные аномалии температуры воды, а на востоке и севере — отрицательные аномалии (рис. 22а, 22б). Так как на западе океана в 1968 г. наблюдались положительные аномалии температуры воды, то здесь локализовался тропосферный гребень,

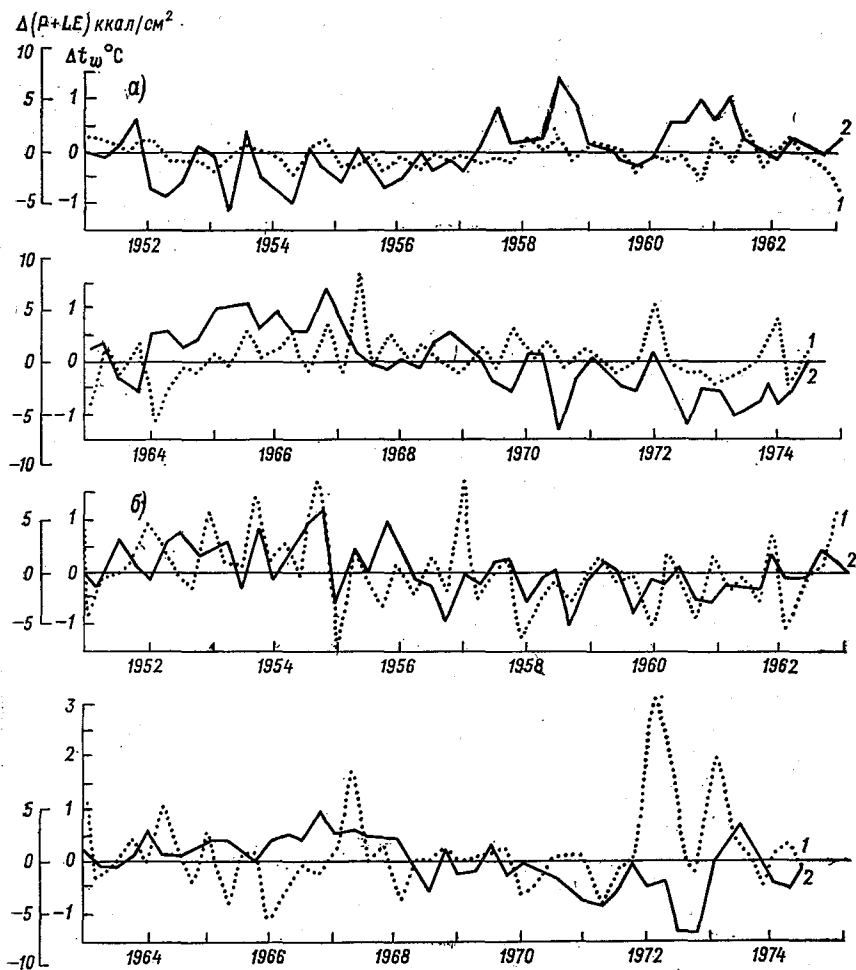


Рис. 21. Межгодовые колебания аномалий суммарной теплоотдачи (1) и температуры воды поверхностного слоя (2).
а — судно погоды «А»; б — судно погоды «В».

а на востоке — ложбина. В конце 1968 г. произошла смена восточной фазы квазидвухлетнего цикла на западную, при которой усиливается меридиональность в атмосфере. При этом антициклоны и высотные гребни сместились на северо-восток океанов. В 1969 г. положительные аномалии температуры воды

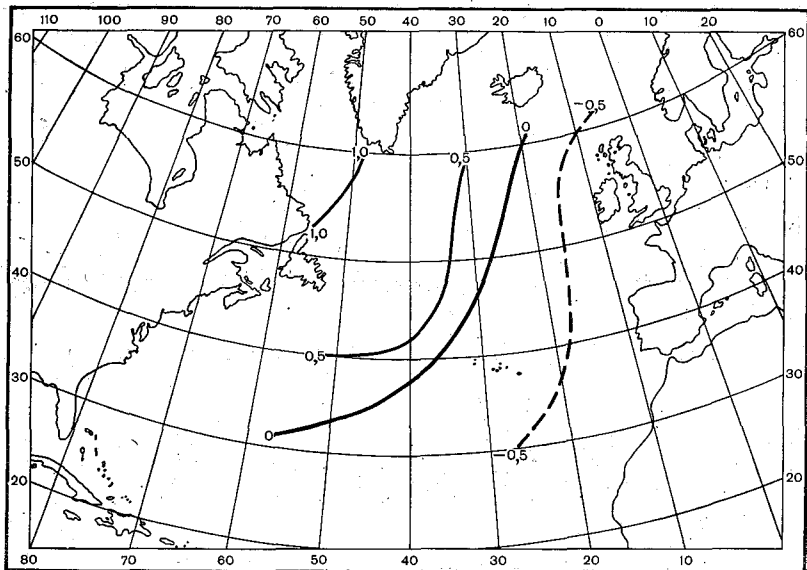


Рис. 22а. Пространственное распределение аномалий температуры воды при восточной фазе ветра в экваториальной стратосфере в феврале 1968 г.

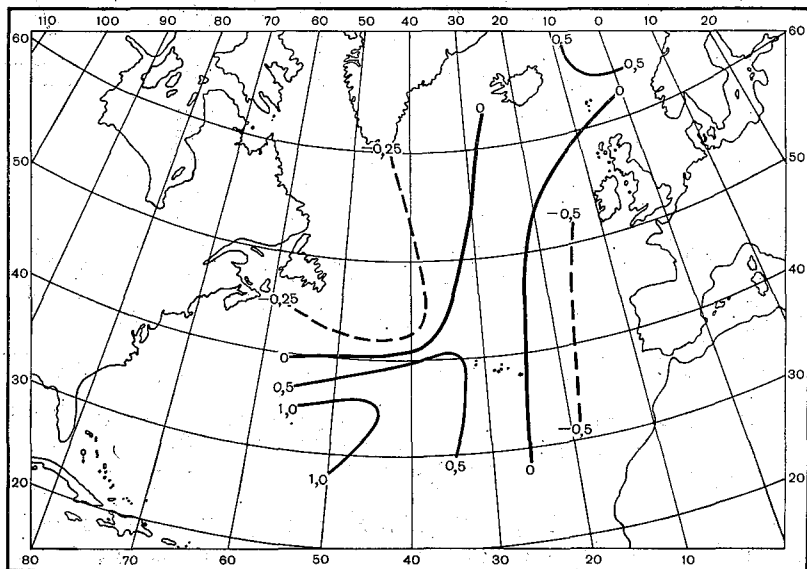


Рис. 22б. Пространственное распределение аномалий температуры воды при западной фазе ветра в экваториальной стратосфере в июне 1969 г.

наблюдались в Норвежском море и в юго-западной части океана, а в остальных районах были отрицательные аномалии. С октября 1968 г. на северо-востоке океана сформировался высотный тропосферный гребень. Во второй половине 1968 г. в юго-западной части Северной Атлантики сформировался очаг отрицательной аномалии температуры воды, достигающей 3,5°C. Параметр K в июне—октябре 1968 г. равнялся 1,5—2,7°C. Периоду максимальной аномальности в июле—августе 1968 г. предшествовал усиленный зональный перенос в Северной Атлантике в апреле—мае, но уже в конце мая образовался блокирующий антициклон. Интенсивные меридиональные процессы способствовали тому, что тропосферный гребень локализовался не над Британскими островами, а над Норвежским морем. Это привело к преобладанию в западной части океана северных и северо-западных ветров, которые усилили холодное Лабрадорское течение и сместили к югу фронтальную зону в океане. Очаг отрицательных аномалий температуры воды, сформировавшийся на юго-западе Северной Атлантики в 1968 г., наблюдался на большей части акватории вплоть до весны 1969 г.

Внимание исследователей до сих пор привлекают необычные условия погоды в Европе летом 1972 г. [99, 159]. Как известно, в 1972 г. на большей части Северной Атлантики сформировался крупный очаг отрицательной аномалии температуры воды поверхностного слоя (рис. 23а, 23б). Положительные аномалии температуры воды наблюдались в Баренцевом и Норвежском морях и на юго-западе океана. В зимние месяцы и в начале весны 1972 г. над всей Северной Атлантикой располагалась обширная ложбина, способствующая усиленному западному переносу и интенсивной теплоотдаче в атмосферу в зимние месяцы (табл. 17).

Таблица 17. Аномалии суммарной теплоотдачи в 1972 г. по данным судов погоды [ккал/(см²·мес)]

Судно погоды												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
"А"	7,0	4,2	6,1	-4,8	-1,6	-1,7	-0,4	0,7	-0,9	-0,1	-0,9	-1,3
"В"	19,6	18,5	22,2	5,5	3,9	1,2	1,1	-0,9	-1,6	-0,4	0,1	17,5
"С"	7,8	6,8	2,9	1,3	1,8	1,0	-1,6	-2,5	-0,4	-2,0	3,8	11,8
"D"	4,4	9,0	-14,8	3,7	3,6	-2,3	8,3	2,7	1,3	1,6	-11,6	18,4
"E"	-5,6	-8,2	-1,0	-0,3	3,8	5,9	0,0	1,9	9,7	1,3	6,1	0,7
"Г"	-2,7	-1,2	1,5	-1,0	-1,1	0,4	6,6	-2,5	-2,2	-3,8	3,6	1,4
"J"	3,3	4,1	2,8	-1,3	2,1	1,9	-2,2	-3,5	2,1	0,9	2,5	2,0
"K"	3,9	2,8	4,5	1,3	-1,9	2,6	-1,6	1,8	1,8	1,4	-2,6	-1,4
"M"	8,2	8,7	-3,0	-0,4	-2,9	-3,1	-0,9	0,4	-0,1	-2,0	1,3	8,6

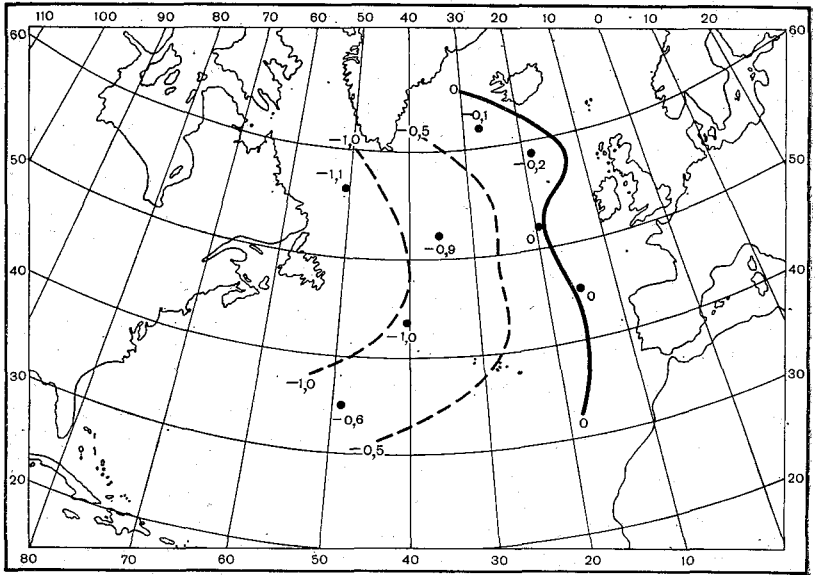


Рис. 23а. Пространственное распределение аномалий температуры воды поверхностного слоя в январе 1972 г.

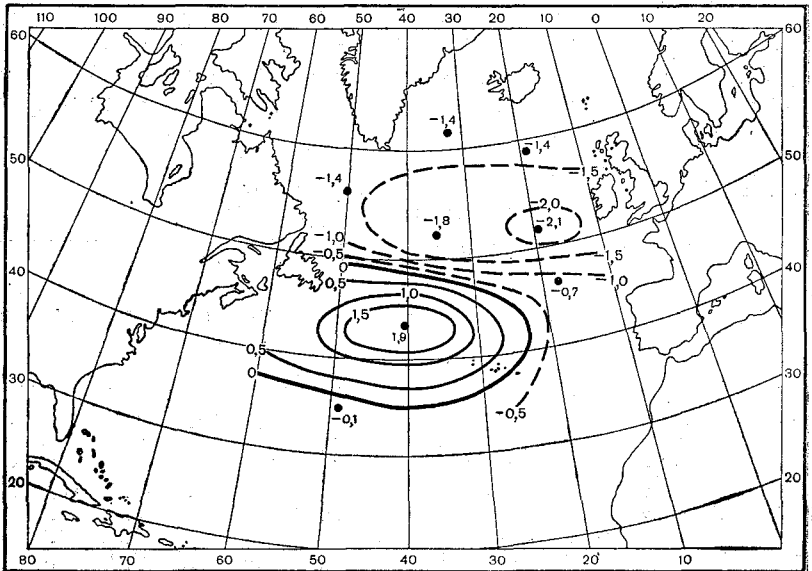


Рис. 23б. Пространственное распределение аномалий температуры воды поверхностного слоя в июне 1972 г.

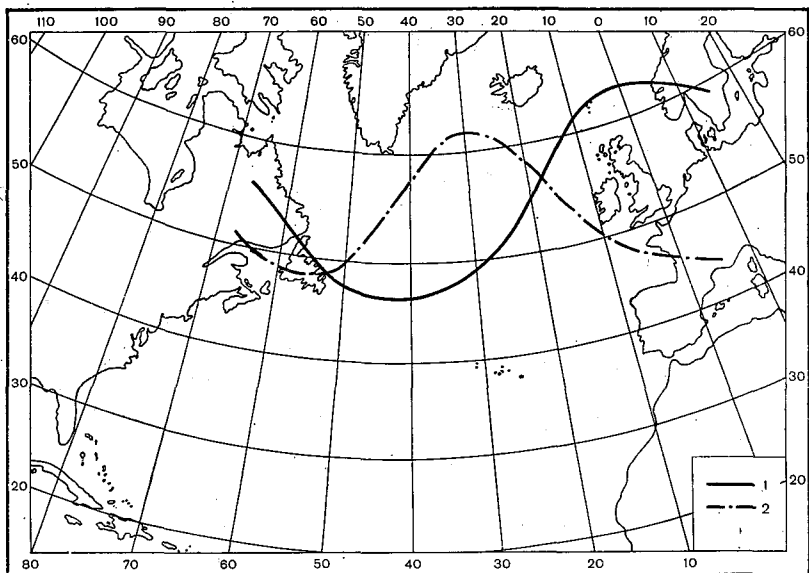


Рис. 24а. Положение осевых линий высотных фронтальных зон над Северной Атлантикой в марте (1) и июне (2) 1969 г.

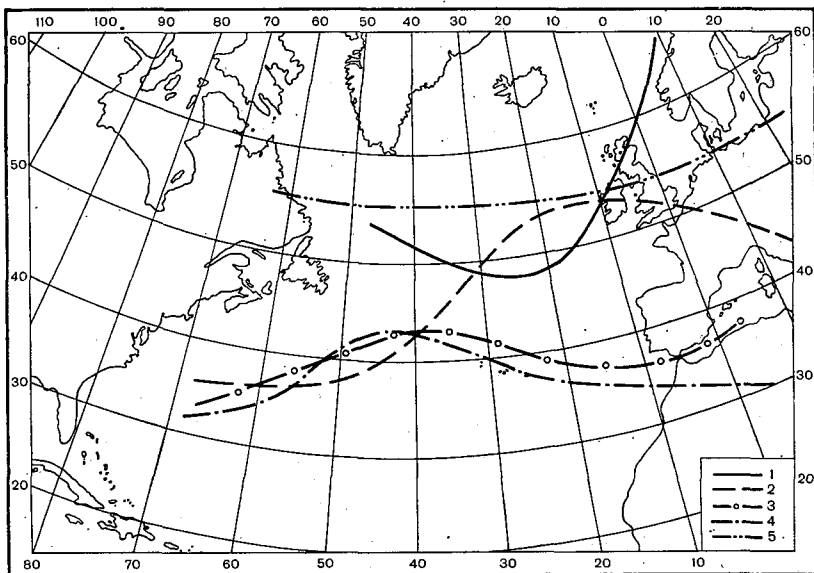


Рис. 24б. Положение осевых линий высотных фронтальных зон над Северной Атлантикой в марте (1), апреле (2), июне (3), августе (4), декабре (5) 1972 г.

В районе смещения вод Гольфстрима и Лабрадорского течения в январе—феврале 1972 г. были отрицательные аномалии температуры воды поверхностного слоя вследствие преобладания северо-западных ветров. Формирование блокирующего антициклона заканчивается в апреле, причем наблюдалось более южное по сравнению с 1968 г. положение высотного гребня на востоке и в центре Северной Атлантики, что явилось одной из причин формирования положительной аномалии температуры воды в юго-западной части акватории. В дальнейшем этот очаг положительной аномалии явился причиной смещения высотного гребня в летние месяцы 1972 г. на центральный и западный районы, а ложбины — на восточную часть Северной Атлантики (рис. 24а, 24б). Только в ноябре—декабре 1972 г. происходит разрушение блокирующей ситуации и возникает зональный перенос в атмосфере умеренных широт.

Таким образом, во временном масштабе от 3 до 9 месяцев главной причиной возникновения крупных аномалий температуры воды поверхностного слоя следует считать определенным образом направленные атмосферные процессы. В свою очередь можно полагать, что направленность атмосферных процессов формируется под воздействием эволюции очагов различных температурных аномалий и меняющейся теплоотдачи с поверхности океана, в первую очередь в очагах взаимодействия океана и атмосферы. Благодаря огромным тепловым контрастам эти районы Северной Атлантики и Норвежского моря наиболее эффективны по воздействию на атмосферную циркуляцию.

4.5. Типизация полей температуры воды

Для изучения причин преобразования полей температуры воды целесообразно выделить типовые однонаправленные процессы и исследовать влияние на них атмосферной циркуляции. С этой целью М. А. Валерианова установила десять типов преобразования полей температуры воды поверхностного слоя Северной Атлантики.

Рассмотрим наиболее часто встречающиеся типы распределения температуры воды.

Тип II имеет продолжительность аномалий от двух до семнадцати месяцев (рис. 25а). Очаг положительной аномалии температуры воды при этом типе возникает на юго-западе, а затем смещается в северо-восточном направлении. Отрицательные аномалии температуры воды наблюдаются только в Норвежском море.

Распределение температуры воды, при котором в западной части океана наблюдается положительная аномалия, а на востоке — отрицательная, отнесены к типу V (рис. 25б).

При типе VII пояс отрицательных аномалий формируется в юго-западной части Северной Атлантики и может достигать $\Delta t_w = -(2,5 \div 3,5)^\circ\text{C}$. Этот тип распределения может сохраняться

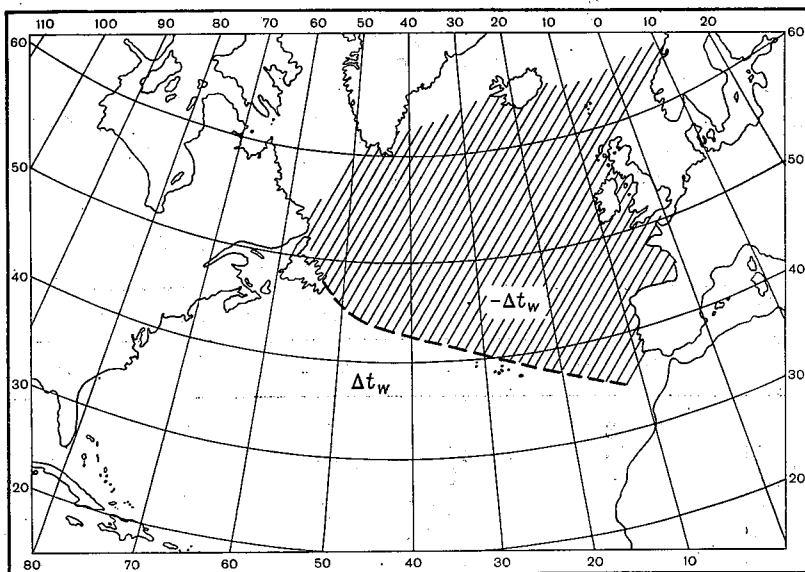


Рис. 25а. Типовые распределения аномалий температуры воды поверхностного слоя, по М. А. Валериановой. Второй тип.

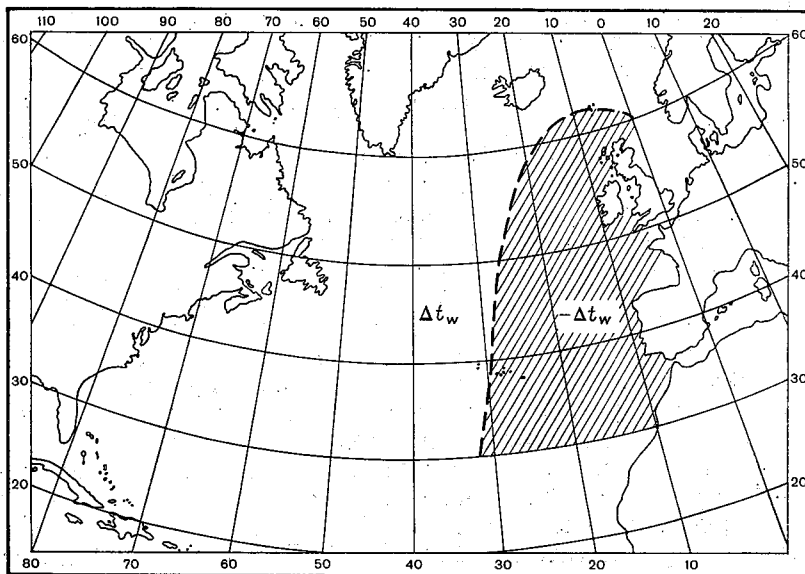


Рис. 25б. Типовые распределения аномалий температуры воды поверхностного слоя, по М. А. Валериановой. Пятый тип.

от двух до одиннадцати месяцев. При типе VII наблюдаются положительные аномалии в районе судов погоды «М» и «Е».

Анализ полей аномалий температуры воды показал, что не всегда наблюдается определенная смена одного типа другим, так как возможны случаи с неустойчивыми аномалиями. М. А. Валерианова определила повторяемость типов полей аномалий температуры воды по сезонам (табл. 18).

Таблица 18. Повторяемость типов полей аномалий температуры воды поверхностного слоя (ряд 1948—1973 гг.)

Тип	Общее число случаев каждого типа	Число месяцев по сезонам			
		зима	весна	лето	осень
I	3	5	5	1	3
II	13	20	24	16	15
III	4	5	5	7	8
IV	3	1	—	3	5
V	10	5	4	10	9
VI	5	1	1	5	6
VII	13	23	23	11	13
VIII	2	2	3	1	—
IX	3	1	3	3	3
X	5	—	2	4	1

Из табл. 18 следует, что тип II распределения аномалий чаще встречался весной и зимой, типы III и VI — осенью, тип VII — зимой и весной. Типы II и VII повторяются часто через сезон. В период с 1948 по 1958 г. чаще других наблюдается тип II распределения аномалий, а с 1959 по 1966 г. — тип VII с циклами 2—4 и 5—8 месяцев.

Тип II распределения аномалий температуры воды прослеживается при хорошо развитой исландской депрессии в северной части, а южнее 40° с. ш. вся акватория океана находится под влиянием азорского антициклона. Такое распределение давления воздуха способствует возникновению очага значительных положительных аномалий в южной части акватории. При ослаблении исландского центра действия воздушные массы с нагретого континента Северной Америки проходят далеко в глубь Атлантики, что является одной из причин смещения поля положительных аномалий температуры воды в центральную часть океана. В последующие летние месяцы при активизации азорского антициклона положительные аномалии температуры воды занимают весь район до 62° с. ш.

Важным результатом работы М. А. Валериановой является установление причин перестройки полей аномалий температуры воды поверхностного слоя. Формированию того или иного типа термического поля соответствует определенный характер атмо-

сферной циркуляции. Один и тот же тип распределения аномалий температуры воды, но при различном характере атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой обычно переходит в разные типы полей температуры. Переход поля аномалий температуры воды при определенных типах барического поля всегда осуществляется в один и тот же тип поля. Это открывает возможность предсказывать фоновое распределение температуры воды по заданному полю атмосферного давления.

Существенное воздействие на термику северных районов оказывают интенсивность и географическое положение исландского минимума и гренландского отрога высокого давления. В зависимости от их положения при определенных ситуациях холодные арктические массы воздуха могут проникать далеко на юг.

В районах судов погоды «D» и «E», как правило, в атмосфере преобладает западный перенос, и поэтому с континента летом выносятся теплые воздушные массы, а зимой — холодные. Нет сомнения, что эти особенности циркуляции атмосферы сказываются на формировании полей температуры воды.

М. А. Валерианова обнаружила сравнительно тесные связи между аномалиями температуры воды в летние месяцы для районов расположения некоторых судов погоды. Так, например, коэффициент корреляции аномалий температуры воды в районе расположения судов погоды «A» и «I» равен 0,72, а в районе судов погоды «B» и «C» — 0,54. Однако связи между аномалиями в районах судов погоды, расположенных в различных очагах взаимодействия океана и атмосферы, очень слабые, например $r_{BD}=0,27$.

В зимние месяцы коэффициент корреляции между температурой воды только на судах погоды «D» и «E» оказался $r=0,57$. Для остальных районов судов погоды инерционные связи температуры воды поверхностного слоя не обнаружены.

Несмотря на качественный подход, метод типизации позволяет изучить преобразование полей температуры воды, выделить районы формирования очагов положительных или отрицательных аномалий, проследить их эволюцию, а также установить основные причины, приведшие к смене одного типа распределения температуры воды поверхностного слоя другим типом. Этот метод позволяет, имея прогноз типов барического поля над Северной Атлантикой, составлять фоновый прогноз поля температуры воды.

Глава 5

Долгосрочные прогнозы температуры воды

Конечной целью многих исследований и, в частности, изучения крупномасштабного взаимодействия гидросферы и атмосферы является научно обоснованное предсказание изменений гидрометеорологических характеристик.

В настоящее время пока еще не созданы нестационарные модели циркуляции океана, которые позволили бы предвычислять аномалии температуры воды на большой срок. Отсутствие надежных долгосрочных прогнозов погоды для района Северной Атлантики также вынуждает основное внимание уделить статистическим методам долгосрочного прогноза поля температуры воды. Эти методы позволяют предсказывать тепловые процессы, базируясь на минимальном количестве исходной информации и выявленных закономерностях из длительного ряда наблюдений. Локальные прогностические связи учитывают специфику отдельных сезонов в ходе гидрометеорологических процессов и местные физико-географические условия.

5.1. Фоновый прогноз тепловых процессов Северной Атлантики

Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы связано с анализом проявлений термодинамического взаимодействия двух сред в процессах на больших акваториях. Это взаимодействие охватывает значительный спектр процессов различных пространственных и временных масштабов. Необходимо прежде всего понять ведущие факторы, которые в тот или иной отрезок времени управляют рассматриваемыми явлениями. Для процессов различных масштабов роль одних и тех же факторов может существенно меняться. Практический выход от такого рода исследований очень часто связывают с поиском предикторов для долгосрочного прогнозирования.

Анализ средних месячных характеристик температуры воды и воздуха в Северной Атлантике по данным судов погоды показывает, что между ними существует довольно тесная связь ($r = 0,55 \div 0,75$). Однако считать, что поля температуры воды

и воздуха полностью приспособлены друг к другу, нельзя, так как в среднем по всей Северной Атлантике дисперсия температуры воздуха примерно в 1,5 раза превышает дисперсию температуры воды. По мере увеличения периода осреднения отношение дисперсий температуры воды и воздуха приближается к единице. Проведенный Ю. В. Николаевым анализ показывает, что такое выравнивание дисперсий наступает при годичном осреднении [156].

Характерной особенностью взаимодействия океана и атмосферы при временных масштабах осреднения менее шести месяцев можно считать то, что в формировании интенсивных потоков тепла из океана в атмосферу существенный вклад вносит атмосферная циркуляция. Для периодов осреднения процессов больше шести месяцев атмосферные поля можно считать приспособленными к полю температуры воды океана, которое меняется во времени и определяет тем самым эволюцию данной системы.

При осреднении значений гидрометеорологических элементов за месяц замечено, что под влиянием океана зональное распределение атмосферного давления умеренных широт деформируется так, что на востоке Северной Атлантики оно значительно выше, чем на западе. Такое распределение поля атмосферного давления способствует южному меридиональному переносу.

Тепловое влияние океана на атмосферную циркуляцию проявляется вследствие контраста температуры между континентами и океаном. Это определяет некоторый средний для всей акватории уровень теплообмена. Интенсивность теплообмена будет зависеть также от расположения достаточно больших по площади очагов аномалий температуры воды, существующих продолжительное время. Согласно модели А. И. Дуванина [82], возникновение крупномасштабных аномалий температуры воды связано с интенсивностью течения. А. И. Угрюмов предложил такие долгопериодные колебания вычислять по разности аномалий температуры воды между теплой центральноатлантической водой (суда погоды «J», «K») и холодными водами (суда погоды «A», «B») [223]. Если предположить, что время адаптации поля атмосферного давления к распределению температуры воды поверхностного слоя составляет несколько месяцев, то отмеченные выше асинхронные статистические связи между температурой воды и давлением имеют физическое обоснование. Однако в некоторых исследованиях отмечается, что характерное время адаптации полей температуры и давления воздуха значительно меньше [224]. Следовательно, необходимо искать синхронные связи между средними месячными полями температуры воды и давления воздуха.

Некоторые исследователи предлагают для прогноза атмосферных процессов на ЕТС сначала составлять фоновый прогноз температуры воды Северной Атлантики. Так, например, в

работе [224] аномалия поля температуры воды в Северной Атлантике вычисляется по следующей формуле:

$$\Delta \bar{t}_w = 0,5 [\Delta t_w (\text{с. п. „J“}) + \Delta t_w (\text{с. п. „K“})] - 0,5 [\Delta t_w (\text{с. п. „A“}) + \Delta t_w (\text{с. п. „B“})]. \quad (5.1)$$

Характеристика $\Delta \bar{t}_w$ является показателем распределения крупных очагов аномалий температуры в Северной Атлантике. Формула (5.1) позволяет выделить два основных типа распределения аномалии температуры воды: первый тип распределения — когда наблюдаются значительные $\Delta \bar{t}_w$, обусловленные усиленной циркуляцией вод океана, а при ослаблении теплых и холодных течений в данном районе прослеживается второй тип распределения с небольшими аномалиями. А. И. Угрюмов показал, что чередование первого и второго типов распределения аномалий температуры воды представляет циклический процесс со средним периодом 9,6 месяца. Значение $\Delta \bar{t}_w$ изменяется от 0,8 до 3,8°C.

Для прогноза средних месячных значений $\Delta \bar{t}_w$ был использован метод оптимальной линейной экстраполяции случайных процессов [94]. Так как 9,6-месячная цикличность составляет только 40% суммарных колебаний температуры воды, то дополнительно учитывались трендовые изменения и короткопериодные флюктуации. Итак, прогноз $\Delta \bar{t}_w$ в Северной Атлантике будет складываться из прогнозов трех составляющих, каждая из которых прогнозируется методом оптимальной экстраполяции. Суммарная ошибка методических прогнозов $\Delta \bar{t}_w$, составленных в Гидрометцентре СССР с месячной заблаговременностью, равна 0,5°C, что на 0,2°C меньше ошибки прогнозов, вычисленных инерционным методом [224].

5.2. Прогноз температуры воды на основе учета индексов циркуляции атмосферы

В летние месяцы обмен энергией между поверхностью океана и атмосферой затруднен, межгодовые колебания солнечной радиации невелики и поэтому аномалии температуры воды в теплую часть года формируются главным образом под действием атмосферных процессов в осенне-зимний период года. Такой подход к разработке методов долгосрочного прогноза температуры воды поверхностного слоя был применен в работах Н. А. Белинского и А. И. Каракаша [31, 32, 97].

Н. А. Белинским было проведено синхронное сопоставление интенсивности циклонической и антициклонической деятельности над восточной частью Северной Америки с аномалиями температуры поверхностного слоя для некоторых квадратов Смеда. При осреднении температуры воды за теплую половину года и при сглаживании этих значений по пятилетним перио-

дам Н. А. Белинский получил достаточно высокие коэффициенты корреляции между интенсивностью атмосферной циркуляции зимой и вышеуказанными характеристиками температуры воды ($r_{I, t_{IV-IX}} = -0,88$ для квадрата A и $r_{I, t_{IV-IX}} = -0,86$ для квадрата B).

Для рассмотренных районов Северной Атлантики усиление антициклонической циркуляции соответствует понижению температуры, а усиление циклонической деятельности — ее повышению. Эту связь можно объяснить следующим образом. При преобладании антициклонической циркуляции на океан приходит воздух с северных районов Америки и, следовательно, увеличиваются потери тепла океаном. С таким направлением переноса воздушных масс связано также усиление Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений. Для установления статистической связи между циркуляцией атмосферы и температурой воздуха над Атлантическим океаном Н. А. Белинский сопоставил температуру воздуха на станции Нанарталик, расположенной на южной оконечности Гренландии, с индексами атмосферной циркуляции над указанным выше районом. Эта статистическая связь характеризовалась $r = -0,67$. Известно, что потери тепла поверхностью океана в значительной степени определяются разностью температур воды и воздуха, но поскольку температура воды от года к году изменяется в сравнительно узких пределах, то колебания температуры воздуха над океаном можно рассматривать как показатель изменчивости потерь тепла, происходящих в холодную половину года. Корреляция между температурой воздуха на станции Нанарталик, осредненной за период октябрь — март, и температурой воды за апрель — сентябрь в каждом из восьми квадратов Смеда оказалась очень тесной. Например, в квадрате A $r = 0,79$, в квадрате B $r = 0,80$. Высокие коэффициенты корреляции указывают на существование зависимости между рассмотренными элементами, однако по мере удаления от Гренландии коэффициенты корреляции между температурой воздуха на станции Нанарталик и температурой воды в более южных квадратах Смеда уменьшаются.

А. И. Каракаш разработал метод прогноза температуры воды в теплую часть года, основываясь на учете потерь тепла через поверхность моря в осенне-зимний период и количестве тепла, приносимого в Баренцево море из Северной Атлантики. За показатель потерь тепла взята температура воздуха на о. Шпицберген, за показатель адвекции тепла течениями — интенсивность циклонической и антициклонической деятельности над Северной Атлантикой и Баренцевым морем.

Таким образом, выявленные физические закономерности формирования летних аномалий температуры воды в Северной Атлантике и Баренцевом море позволили Н. А. Белинскому и А. И. Каракашу разработать методы прогноза температуры

воды в теплую часть года без использования долгосрочных прогнозов погоды. В качестве предикторов авторы использовали температуру воздуха на какой-либо достаточно репрезентативной островной станции за предшествующую холодную половину года (октябрь—март), индексы циркуляции атмосферы и температуру воды в районе, для которого составляется прогноз. В настоящее время вместо индексов циркуляции атмосферы в методах прогноза температуры воды используются сочетания различных коэффициентов разложения поля атмосферного давления по естественным составляющим [65—68, 95].

5.3. Прогноз температуры воды деятельного слоя Баренцева моря

Для разработки методов долгосрочного прогноза температуры воды в качестве предикторов широко используются различные показатели атмосферной циркуляции. Д. А. Дрогайцев использовал для прогнозов атмосферных осадков, стока рек и температуры воды в море поля температуры воздуха, осредненные по вертикали между изобарическими поверхностями 1000 и 500 мбар, т. е. в нижнем слое толщиной около 5 км [80]. В сезоне предзимья обычно формируются наиболее существенные черты метеорологических и гидрологических особенностей наступающего года. Д. А. Дрогайцев определяет сезон предзимья с 1 октября по 31 декабря, в отличие от определения предзимья в синоптической метеорологии с его меняющимися во времени границами. Изучая структуру полей температуры в нижнем 5-километровом слое атмосферы, Д. А. Дрогайцев заметил существенные различия в предзимьях перед засушливым и дождливым летом, перед годом с малым и большим стоком рек или с высокой и низкой температурой воды слоя 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан». Это объясняется тем, что многолетние колебания указанных гидрометеорологических характеристик предопределяются главным образом колебаниями в атмосферной циркуляции. В основе этой связи между полями индексов тепла и холода в средней тропосфере за сезон предзимья, введенными Д. А. Дрогайцевым, и аномалиями температуры воды в Баренцевом море лежит взаимодействие океана и атмосферы.

Гипотеза о взаимодействии океана и атмосферы, впервые сформулированная В. Ю. Визе, состоит в следующем [51, 52]. В годовом цикле теплообмена океана с атмосферой в сезоне предзимья происходит существенное охлаждение морей и океанов. В зависимости от типа и интенсивности атмосферных процессов выхолаживание может быть сильным или слабым. При большой теплоотдаче поверхностного слоя океана формируется отрицательная аномалия температуры воды и, наоборот, при слабом выхолаживании образуется положительная ее аномалия. Если в предзимье и зимой в процессе взаимодействия двух

сред определяющей является атмосфера, то весной и летом более активным становится океан. В зависимости от степени предшествующего осенне-зимнего выхолаживания и сложившейся в связи с этим положительной или отрицательной аномалии температуры воды и ледовитости в летние месяцы гидросфера в значительной мере определяет характер развития атмосферных процессов.

Для количественной оценки атмосферной циркуляции в работах [80, 116] использовались карты OT_{1000}^{500} , осредненные по естественным синоптическим периодам. На картах OT_{1000}^{500} четко вырисовываются очаги тепла и холода, позволяющие определять пути переноса тепла из тропиков и холода из Арктики (рис. 26). Очаги тепла и холода количественно оцениваются отклонениями геопотенциала OT_{1000}^{500} от средних многолетних значений.

В практике долгосрочных гидрометеорологических прогнозов уже не раз высказывалось предположение о том, что прогностические указания на будущее содержат не все периоды, а лишь те из них, которые в каком-либо отношении обладают экстремальными характеристиками. Поэтому в прогностические уравнения закладывается полусумма наибольших и наименьших значений аномалий OT_{1000}^{500} за сезон предзимья. Эта величина названа Д. А. Дрогайцевым индексом меридионального переноса тепла и холода в средней тропосфере.

Индексы меридионального переноса тепла использовались при составлении прогноза температуры воды деятельного слоя на стандартных разрезах Баренцева моря. Оказалось, что средние месячные и средние сезонные температуры воды в слое от поверхности до дна хорошо коррелируются с индексами тепла и холода в атмосфере предшествующего предзимья. Так, например, для разреза «Кольский меридиан» индексы вычислялись на пересечении параллелей 70 и 75° с. с меридианами 20 и 40° в. Способом прямолинейной интерполяции в направлениях параллелей и меридианов находилось суммарное значение индексов по формуле

$$S = \frac{39I_{75,20} + 81I_{75,40} + 91I_{70,20} + 189I_{70,40}}{200} \quad (5.2)$$

В табл. 19 приведены коэффициенты корреляции между аргументом S_{X-XII} и \bar{t}_{20} слоя 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан», а для сравнения даны коэффициенты корреляции инерционной связи \bar{t}_{20} того же слоя с \bar{t}_{20}^{X-XII} в предшествующем предзимье [80].

Как видно из табл. 19, тесная связь между атмосферными процессами в предшествующем предзимье и средними месячными температурами воды в последующие месяцы сохраняется почти весь год, исчезая только в декабре. Это объясняется тем, что осенне-зимнее выхолаживание сказывается на температуре

воды в значительной толще, тогда как весенне-летний прогрев затрагивает лишь верхние слои моря, и поэтому аномалия температуры воды, сложившаяся зимой, обычно сохраняется до следующего предзимья. Другая причина сохранения знака ано-

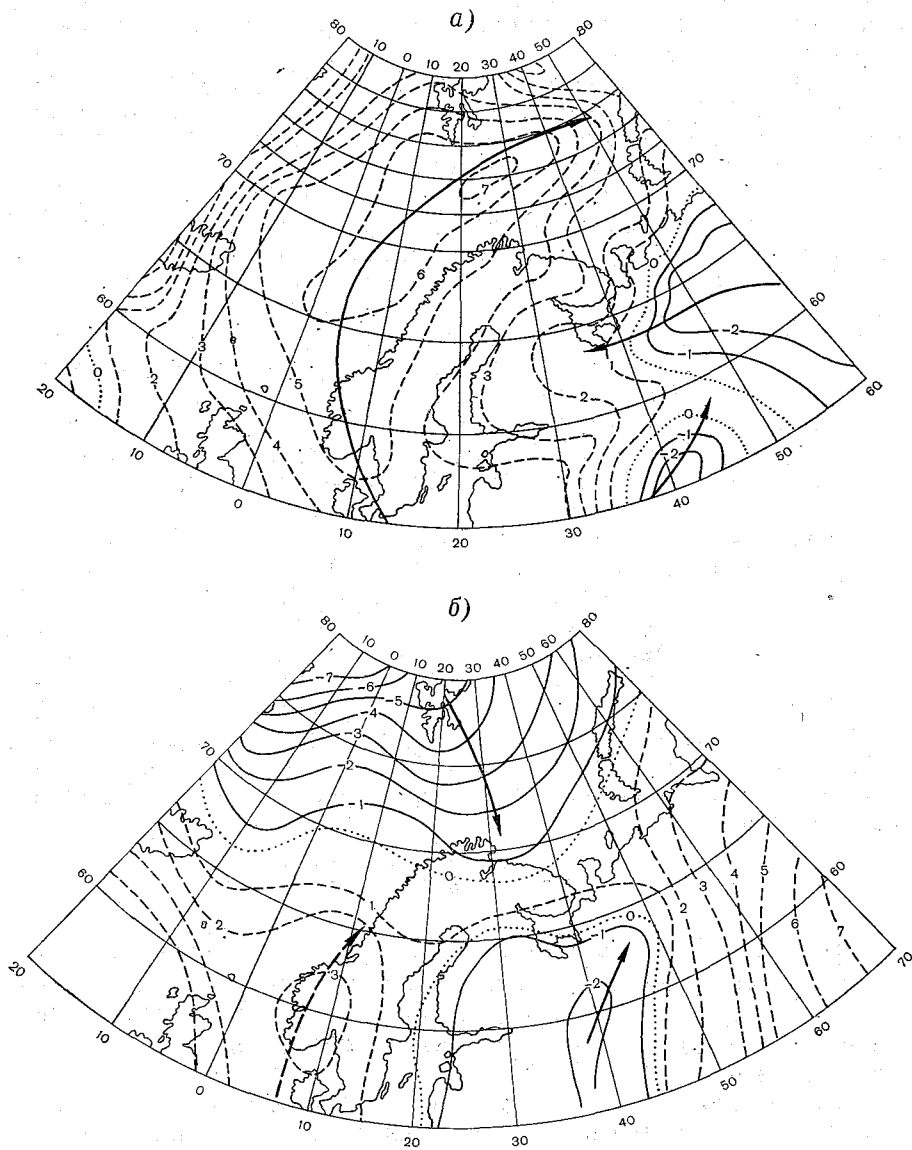


Рис. 26. Поля индексов меридионального переноса тепла и холода в тропосфере за предзимья различных лет.

а — 1959 г.; б — 1967 г.

малии температуры воды в течение длительного времени заключается в устойчивости самих макромасштабных атмосферных процессов. Видимо, тип атмосферной циркуляции формируется в осенне-зимний период и доминирует над другими формами атмосферной циркуляции в течение многих месяцев. Выявленная для стандартных океанографических разрезов зависимость температуры воды от атмосферных процессов предзимья свойственна всему Баренцеву морю. Итак, поле индексов меридионального переноса тепла и холода в атмосфере за предзимье предопределяет лежащее под ним поле температуры воды слоя в несколько десятков метров.

Таблица 19. Коэффициенты корреляции между индексом меридионального переноса тепла и холода в тропосфере и температурой слоя воды (r_{S, t_w}), а также инерционные связи ($r_{инерц}$)

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
r_{S, t_w}	0,83	0,86	0,81	0,73	0,79	0,74	0,72	0,65	0,81	0,70	0,54	0,06
$r_{инерц}$	0,63	0,37	0,25	0,35	0,31	0,29	0,11	0,17	0,25	0,19	0,28	-0,17

Так как регулярных глубоководных наблюдений в открытом океане крайне мало, но по акваториям морей и океанов составляются синоптические карты, то метод Дрогайцева открывает возможность составлять долгосрочные прогнозы температуры воды на синоптической основе.

При составлении оперативных прогнозов температуры воды пришлось ввести дополнительно предшествующую температуру и тем самым уменьшить заблаговременность этих прогнозов. В работе В. В. Крыловой и Е. И. Серякова [116] были получены уравнения регрессии для составления оперативных прогнозов температуры воды в слое 0—200 м:

разрез «Кольский меридиан»

$$t_w^{II-III} = 0,6t_w^{X-XII} + 0,03S_* + 0,72, \quad (5.3)$$

$$t_w^{IV-VI} = 0,91t_w^{I-III} + 0,02S_* + 0,01, \quad (5.4)$$

$$t_w^{VII-IX} = 0,87t_w^{IV-VI} + 0,01S_* + 1,8; \quad (5.5)$$

разрез «м. Нордкап — о. Медвежий»

$$t_w^{I-III} = 0,57t_w^{X-XII} + 0,03S_* + 1,3, \quad (5.6)$$

$$t_w^{IV-VI} = 0,93t_w^{I-III} - 0,01S_* + 0,10, \quad (5.7)$$

$$t_w^{VII-IX} = 0,63t_w^{IV-VI} - 0,01S_* + 2,9, \quad (5.8)$$

где S_* — индекс меридионального переноса тепла и холода в тропосфере в предшествующем предзимье над районом данного стандартного разреза.

Для ряда, по которому выводились уравнения регрессии (5.3)—(5.8), получены следующие статистические характеристики. Коэффициенты корреляции между влияющими факторами и прогнозируемой средней квартальной температурой воды слоя 0—200 м, например для разреза «м. Нордкап — о. Медвежий», были равны 0,67 и 0,68 соответственно, а связь между предикторами характеризовалась коэффициентом корреляции, равным 0,41. Множественный коэффициент корреляции во всех случаях составлял свыше 0,80. Проверка вышеуказанных уравнений регрессии на зависимом ряде лет показала высокую обеспеченность (73—85%). Эта методика успешно применяется в оперативной работе по обслуживанию рыбохозяйственных организаций Северного промышленного бассейна.

5.4. Прогноз температуры поверхностного слоя в северо-западной Атлантике

Температурный режим южной части пролива Дейвиса в значительной степени определяется влиянием Лабрадорского, Западно-Гренландского и Северо-Атлантического течений. В осенне-зимний период года температура воды существенно зависит от интенсивности выхолаживания [136—138]. Однако при анализе факторов, влияющих на формирование аномалий температуры воды в зимние месяцы в районе судна погоды «В», оказалось, что температура воды в данном районе теснее связана с характеристиками атмосферной циркуляции осенних месяцев, чем с сопутствующими зимними циркуляционными и температурными процессами в атмосфере. Даже появление крупных аномалий температуры воздуха в каком-либо зимнем месяце над районом северо-западной Атлантики несущественно сказывается на тепловом состоянии вод этого района. Значительное временное запаздывание изменений температуры воды в районе судна погоды «В» по отношению к атмосферным процессам дает возможность разработать метод прогноза температуры воды поверхностного слоя без использования долгосрочного метеорологического прогноза. В табл. 20 приведена обеспеченность инерционных и климатологических прогнозов температуры воды в районе судна погоды «В» [44].

Из табл. 20 следует, что обеспеченность инерционных прогнозов лишь для марта выше природной обеспеченности. Время сохранения аномалии средней месячной температуры поверхностного слоя зимой чаще всего не превышает одного месяца, поэтому инерционные связи не могут существенно улучшить прогностические зависимости.

Исследования, проведенные В. М. Булаевой, показали, что для прогнозирования температуры воды зимних месяцев необ-

ходимо рассчитывать интенсивность выхолаживания в ноябре. При этом большое значение имеют общие условия теплообмена с атмосферой над всей западной частью Северной Атлантики.

Таблица 20. Обеспеченность прогнозов температуры воды по данным судна погоды «В», составленных на учете инерции тепловых процессов ($P_{инерц}$), и природная ($P_{пр}$)

Месяц	XII	I	II	III
$P_{инерц}^{\%}$	57	35	49	61
$P_{пр}^{\%}$	65	54	61	50

Составление прогнозов большой заблаговременности возможно также на учете циклических колебаний средних месячных полей атмосферного давления, температуры воды и воздуха. Спектральный анализ рядов температуры воды и других элементов по данным судов погоды показал значительную энергию колебаний на периодах от 5 до 7 месяцев [56, 106, 140, 141, 154]. Существование таких колебаний гидрометеорологических характеристик в Северной Атлантике создает некоторую основу для разработки метода прогноза температуры воды большой заблаговременности.

В. М. Булаевой получены уравнения для прогноза температуры воды в районе судна погоды «В» в зимние месяцы. В качестве аргументов использовались разность давления воздуха по эффективному направлению, температура воды на судне погоды «К» и изменение теплосодержания в районе судна погоды «А». Атмосферное давление оказывает влияние на температурный режим пролива Дейвиса, где проводило наблюдения судно погоды «В», как путем изменения скорости выхолаживания, так и вследствие изменчивости интенсивности Баффинова течения. Температура воды в январе в районе судна погоды «К» со сдвигом на два года раньше оказывает влияние на тепловой режим рассматриваемого района в связи с квазидвухлетней циклическостью, обусловленной смещениями положения азорского максимума. Судно погоды «К», находящееся в зоне антициклонического круговорота вод системы Гольф-стрим, вследствие горизонтальной однородности поля температуры воды в данном районе отражает изменения теплосодержания деятельного слоя весьма обширной области Северной Атлантики. Изменение теплосодержания в районе судна погоды «А» служит эффективным показателем теплозапаса вод Западно-Гренландского течения, которое оказывает влияние на режим пролива Дейвиса.

При выявлении других влияющих факторов оказалось, что изменение теплосодержания в весенние месяцы в районе судна

погоды «В» имеет обратную связь с температурой воды в ноябре. Чем интенсивнее происходит повышение теплосодержания деятельного слоя весной, тем больше вероятность появления отрицательной аномалии температуры воды в холодном полугодии.

Связь температуры воды на судне погоды «В» зимой с градиентами давления воздуха в предшествующем году обнаружена по направлениям — суда погоды «С»—«J»; «К»—«М»; «D»—«J»:

$$t_{w_n}^I = f(\Delta P_{a_{C-J}}^I, \Delta P_{a_{K-M}}^{II}, \Delta P_{a_{D-J}}^I)_{n-1}. \quad (5.9)$$

Оказалось, что, чем больше разность давления воздуха по рассмотренным направлениям, тем сильнее весной мигрирует исландский минимум в западном направлении. Очевидно, связь с характеристиками предыдущей зимы осуществляется при посредстве весенних циркуляционных процессов.

Для t_w^I в районе судна погоды «В» обнаружена связь с t_w^{VII} на судне погоды «С», которая характеризуется $r=0,60$. Аналогично установлена зависимость t_w^{II} на судне погоды «В» с t_w^{VIII} на судне погоды «D». Вероятно, эта связь обусловлена полугодовыми колебаниями теплового режима Северной Атлантики.

Итак, выявленные статистические связи термического режима в северо-западной Атлантике с характером атмосферной циркуляции, колебаниями в системе течений и цикличностью процессов позволили В. М. Булаевой получить следующие уравнения регрессии для прогноза температуры воды поверхностного слоя в районе судна погоды «В»:

$$t_w^{XII} = 0,05 [P_a(3) - P_a(2)] + 0,24t_a(C)_{VII} - 0,07\Delta Q(K)_{IV} + 0,35t_w(A)_{XI}^{n-1} - 1,20 \quad (5.10)$$

($R=0,88$, $S=0,39^\circ\text{C}$, заблаговременность 4 месяца),

$$t_w^I = -0,07P_a(1)_{VIII} - 0,13\Delta t_w(B_{VII-VI}^{n-1}) - 0,04P_a(1)_{IV-VI}^{n-1} + 0,58t_w(K)_{I}^{n-2} - 2,75 \quad (5.11)$$

($R=0,87$, $S=0,23^\circ\text{C}$, заблаговременность 4 месяца),

$$t_w^{II} = 0,18t_a(C)_{XI}^{n-1} + 0,06 [P_a(3) - P_a(1)]_{IX}^{n-1} + 0,6t_w(A)_{I}^{n-1} - 2,36 \quad (5.12)$$

($R=0,86$, $S=0,28^\circ\text{C}$, заблаговременность 2 месяца), где $\Delta Q(K)_{IV}$ — изменение теплосодержания деятельного слоя в районе судна погоды «К» за апрель в ккал/(см²·мес); $P_a(1)$, $P_a(2)$, $P_a(3)$ — средние месячные значения атмосферного дав-

ления в отклонениях от 1000 мбар в следующих точках: (1) — 65° с. ш., 80° з. д.; (2) — 65° с. ш., 45° з. д.; (3) — 45° с. ш., 80° з. д.; S — стандартная ошибка прогноза.

В связи с тем, что с 1974 г. некоторые суда погоды в Атлантике прекратили наблюдения, возникли определенные трудности с подготовкой исходных данных, необходимых для составления прогноза по формулам (5.10)—(5.12). Однако карты распределения среднепентадной температуры поверхностного слоя Северной Атлантики, составляемые в Гидрометцентре СССР, позволяют продолжить выпуск прогнозов по рассмотренной выше методике.

В табл. 21 приведены результаты проверки точности данной методики прогноза температуры воды для зимних месяцев и оценки ее эффективности по сравнению с природной обеспеченностью.

Таблица 21. Обеспеченность прогностических уравнений, их эффективность по сравнению с природной обеспеченностью и критерий надежности метода (S/σ)

Прогнозируемая температура воды на судне погоды „В“	Обеспеченность, %	Эффективность, %	S/σ
t_w^{XII}	90	28	0,52
t_w^I	95	33	0,50
t_w^{II}	85	16	0,50

Для долгосрочных прогнозов желательно иметь превышение обеспеченности рассматриваемого метода над природной обеспеченностью не менее 10%, а критерий надежности и точности $S/\sigma \leq 0,75$, если число членов исходного ряда наблюдений находится в пределах $15 \leq N \leq 25$.

Из табл. 21 следует, что физико-статистический метод прогноза средних месячных значений температуры воды поверхностного слоя для зимних месяцев, разработанный В. М. Булаевой, удовлетворяет современным требованиям как по заблаговременности, так и по точности [24, 25, 149].

В дополнение к вышеприведенным оценкам эффективности рассмотренной методики была произведена проверка оправданности долгосрочных прогнозов на независимом ряде лет (1972—1975 гг.), которая также показала хорошие результаты (85—92%).

5.5. Динамико-статистический метод прогноза средней месячной и средней сезонной температуры воды

Для разработки методов прогноза температуры воды большой заблаговременности используются различные закономерности. Методы прогноза температуры воды, базирующиеся на использовании прогнозов погоды, имеют заблаговременность не более месяца и недостаточно высокую обеспеченность. Прогнозы температуры воды, основанные на асинхронных связях, имеют ряд ограничений как в отношении заблаговременности, так и сезона года. Не удается отыскать тесные асинхронные связи для составления прогноза температуры воды на период предзимья. Как известно, промышленные прогнозы, базирующиеся на прогнозах теплового состояния, должны иметь заблаговременность в несколько сезонов и лет. В настоящее время почти нет методов долгосрочного прогноза температуры воды, отвечающих запросам морского рыбного хозяйства. Для этой цели целесообразно использовать динамико-статистический метод прогноза макропроцессов, разработанный Ю. М. Алехиным [8—11]. Динамико-статистический метод прогноза принципиально отличается от большинства методов долгосрочного прогнозирования гидрометеорологических процессов и прежде всего тем, что в нем не учитываются внешние факторы, воздействующие на прогнозируемые элементы.

Сущность этого метода выражается зависимостью

$$q_t = f(q_{t-1}, q_{t-2}, q_{t-3}, \dots, q_{t-n}). \quad (5.13)$$

Элементы этого равенства образуют последовательность членов прогнозируемого временного ряда $q(t)$, где $t=1, 2, 3 \dots$. Прогноз будущего члена рассматриваемого ряда составляется исходя из предпосылки о существовании внутрирядной закономерности или обратной связи в самих макропроцессах.

Конкретным проявлением этой закономерности является цикличность гидрометеорологических макропроцессов. Ю. М. Алехин считает, что цикличность геофизических процессов является всеобщей, поэтому каких-либо конкретных физических причин возникновения и существования не имеет [9]. Возможно, главной причиной цикличности в природе является фактор суммы случайностей. Эта гипотеза Ю. М. Алехина позволяет решить многие сейчас не ясные вопросы, например о причине широкого диапазона циклов и неконтролируемых сдвигов фаз между циклическими гидрометеорологическими явлениями и колебаниями солнечной активности. Если полагать, что цикличность вероятна, то ее параметры, такие, как период, должны иметь функцию распределения; отсюда и большой спектр периодов, от десятков тысяч лет до нескольких суток, а также близость их к циклам солнечной активности. Совпадение между 11-летними циклами солнечной активности и аналогичной цикличностью

многих гидрометеорологических процессов может быть просто случайным при отсутствии генетической связи между явлениями.

Следовательно, если физических причин, достаточно убедительно объясняющих цикличность гидрометеорологических элементов, не существует, то прогнозы большой заблаговременности могут опираться прежде всего на предысторию развития самого явления.

Необходимо отметить еще одно положение динамико-статистического метода. Цикличность временного ряда создает циклически изменяющуюся по сдвигу τ скоррелированность его членов, что может рассматриваться как еще одно принципиальное обоснование этого метода. Если все части зависимости (5.13) в той или иной мере скоррелированы друг с другом, то при значительном числе членов n общий коэффициент корреляции может оказаться практически достаточным для эффективного прогнозирования.

В работе [10] были произведены испытания для случайных величин и некоторых рядов гидрометеорологических элементов. Для случайных рядов все параметры оказались в 1,5—3,0 раза меньше, чем для естественных макромасштабных процессов.

Из этого сопоставления следует чрезвычайно важный вывод о том, что, в отличие от рядов заведомо случайных, в природных явлениях имеется внутренняя закономерность развития.

Имеется также существенное различие между методом прогноза, основанным на выводах из теории экстраполяции стационарных случайных функций, где прогноз на один шаг вперед осуществляется по предыстории 1—2 шагов, и динамико-статистическим методом, в котором исходный ряд в 20—25 раз превышает прогнозируемый период.

Вследствие такой исчерпывающей информации в динамико-статистическом методе учитываются закономерности временной изменчивости какого-либо процесса, что позволяет предсказывать величину его и знак.

Итак, динамико-статистический метод основан на использовании внутрирядной связи последовательности значений гидрометеорологических макропроцессов во времени, описываемой автокорреляционной функцией. Численная реализация прогноза сводится к решению линейного равенства

$$q_t = \sum_{\tau=1}^n k_m(\tau) q_{t-\tau} = k_1 q_{t-1} + k_2 q_{t-2} + \dots + k_n q_{t-n}, \quad (5.14)$$

где $k(\tau)$ — функция обратной связи ряда $q(t)$; q_{t-1} — отклонения от нормы значения элемента в предшествующий период.

Функция обратной связи $k_m(\tau)$ вычислялась методом Гаусса по корреляционным функциям путем решения системы урав-

нений вида:

$$\begin{aligned}
 k_1 R_0 + k_2 R_1 + \dots + k_n R_{n-1} &= R_1, \\
 k_1 R_1 + k_2 R_0 + \dots + k_n R_{n-2} &= R_2, \\
 &\dots \\
 &\dots \\
 k_1 R_{n-1} + k_2 R_{n-2} + \dots + k_n R_0 &= R_n.
 \end{aligned}
 \tag{5.15}$$

Математический аппарат, используемый для прогнозирования динамико-статистическим методом, основан на предположении о стационарности рассматриваемых процессов во времени. Если это предположение верно, то точность прогнозов, рассчитанных по внутрирядной корреляционной функции и n предшествующих значений процесса, должна существенно возрастать с увеличением продолжительности имеющегося ряда наблюдений.

Корреляционная функция может быть представлена следующей формулой:

$$r(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{N-\tau} q_i q_{i+\tau}}{(N-\tau) \sigma_1 \sigma_2},
 \tag{5.16}$$

где q_i и $q_{i+\tau}$ — значения элемента в аномалиях; τ — сдвиг; σ_1 — среднее квадратическое отклонение от первого до $(N-\tau)$ -го члена; σ_2 — среднее квадратическое отклонение от τ до N -го члена.

Расчет функции обратной связи производится по формуле

$$k_m(\tau) = -\frac{D_{0\tau}}{D_{00}},
 \tag{5.17}$$

где D_{00} , D_{01} — миноры расширенного определителя; m — заблаговременность прогноза; $\tau = 1, 2, 3, \dots$

Так как значения $k_m(\tau)$ определяются по корреляционным функциям, то, очевидно, вместе с уточнением значений корреляционной функции при увеличении продолжительности ряда должна возрастать и точность прогноза динамико-статистического метода. Однако опыт составления прогнозов стока рек показал, что оптимальным может быть ряд, состоящий из 60—70 членов. Прогнозы годового стока рек, разработанные для рядов, состоящих из 100 характеристик, оказались менее точными, чем для того же ряда из 60 членов. Для рядов годового стока рек, имеющих меньше 50 лет наблюдений, результаты получились также неудовлетворительными. Возможно, что с периода, равного 60 годам, начинается сказываться влияние нестационарности. Вследствие нестационарности гидрометеорологических процессов продолжительность исходного периода должна быть ограничена, но чрезмерное ограничение продолжительности ряда может привести к уменьшению точности корреляционной

функции и появлению ложной корреляции. Итак, для повышения точности прогнозов, составленных динамико-статистическим методом, необходимо определить оптимальное число членов основного прогностического уравнения, при котором влияние нестационарности и ограниченности периода сочетались бы наилучшим образом [8, 10].

На материалах рядов средних месячных и средних сезонных значений температуры воды на стандартных разрезах Баренцева моря, в квадратах Смеда и в районах расположения судов

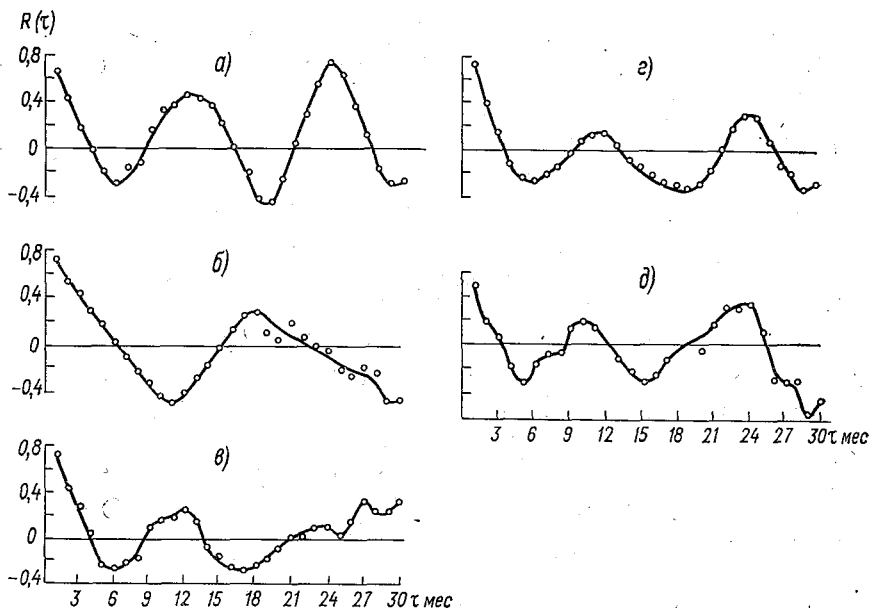


Рис. 27. Корреляционная функция рядов средней месячной температуры воды. а — судно погоды «А»; б — судно погоды «В»; в — судно погоды «D»; г — судно погоды «I»; д — судно погоды «М».

погоды Северной Атлантики были получены необходимые критерии применимости динамико-статистического метода к прогнозу температуры воды [50, 166, 197].

Прежде всего следует остановиться на подготовке исходных рядов месячных и сезонных значений температуры воды. Так как изменения температуры воды поверхностного слоя и нижележащих слоев имеют ярко выраженный годовой ход, то необходимо исключить эту периодичность [106, 197].

Эффективность прогностического уравнения, вычисленного на наблюдениях какого-нибудь ряда, во многом зависит от вида и устойчивости его корреляционной функции. На рис. 27 представлены корреляционные функции $R(\tau)$ для некоторых рядов температуры воды в Северной Атлантике.

Для количественной оценки эффективности динамико-статистического метода Ю. М. АLEXИНЫМ введен специальный параметр, названный периодом корреляционной функции (t_R), который вычисляется по формуле

$$t_R = 2 \frac{\tau_{\text{посл}} - \tau_1}{N_* - 1}, \quad (5.18)$$

где τ_1 и $\tau_{\text{посл}}$ — абсциссы первой и последней точек пересечения корреляционной функции $R(\tau)$ с горизонтальной осью; N_* — число пересечений $R(\tau)$ горизонтальной оси.

При оперативном испытании динамико-статистического метода для составления прогнозов годового стока рек СССР оказалось, что применение метода было успешным в 90% случаев, если $t_R \geq 8$.

Опыт применения динамико-статистического метода к прогнозу средних месячных, средних сезонных и годовых температур воды в море показал, что параметр t_R может быть даже несколько меньше 8.

Таблица 22. Средние периоды корреляционной функции (t_R), использованные в прогнозах температуры воды

Место наблюдений	Используемый ряд наблюдений	Промежуток осреднения исходных значений	t_R
Разрез «Кольский меридиан»	1921—1975	Год	6,7
	1961—1975	Сезон	5,2
	1961—1975	Месяц	16,5
Разрез «м. Нордкап — о. Медвежий»	1961—1975	„	14,3
Судно погоды «А»	1951—1969	Сезон	11,4
„ „ «В»	1951—1969	„	16,0
„ „ «D»	1951—1969	„	11,4
„ „ «I»	1951—1969	„	12,0
„ „ «J»	1951—1969	„	10,4
„ „ «M»	1951—1969	„	11,0
Квадрат Смеда К	1901—1913	„	8,5
	1947—1959	„	8,3
	1953—1965	„	10,9
Квадрат Смеда D	1952—1964	„	7,6
	„ „ F	1947—1965	„

В табл. 22 приведены средние периоды корреляционной функции для многих рядов температуры воды, осредненные за различные промежутки времени и для разных районов Северной Атлантики, Норвежского и Баренцева морей.

Достаточно большой параметр t_R свидетельствует о том, что данному ряду присущи долгопериодные колебания. Однако это обстоятельство является необходимым, но недостаточным усло-

вием применимости динамико-статистического метода к прогнозу данного элемента. Для каждого временного ряда существует свое оптимальное значение числа слагаемых ($n_{\text{опт}}$) в основном прогностическом уравнении (5.14), которое не всегда совпадает, как уже указывалось ранее, с максимально возможным числом слагаемых. При разработке методики прогноза температуры воды $n_{\text{опт}}$ определялись путем подбора. Так, например, выбирались пять значений n и составлялись методические прогнозы температуры воды. Значения n , при которых получались наибольшие обеспеченность и эффективность методических прогнозов, принимались за $n_{\text{опт}}$.

Надежной количественной оценкой может служить так называемая функция точности экстраполирования. Эта функция представляет собой последовательность коэффициентов корреляции между фактическими и прогнозируемыми значениями элемента при различном числе слагаемых от 1 до 30. Максимуму функции экстраполирования соответствует оптимальное число слагаемых в основном прогностическом уравнении динамико-статистического метода [5, 14]. После того как произведен выбор оптимального числа членов ($n_{\text{опт}}$) в зависимости (5.14), вычисляются коэффициенты оптимальной линейной экстраполяции или функция обратной связи $k_m(\tau)$.

В отношении заблаговременности прогнозов температуры воды на основе динамико-статистического метода можно заметить, что положительные результаты получены при составлении прогнозов на один или два шага вперед. Опыт составления оперативных прогнозов температуры воды по этому методу с различной заблаговременностью и для разных периодов осреднения будет изложен в главе 7.

5.6. Прогноз полей температуры воды поверхностного слоя

Взаимосвязь тепловых процессов в Северной Атлантике и атмосферной циркуляции, как было видно из предыдущих разделов, сложна и многогранна. Целесообразно подвергнуть анализу и получить прогноз не только температуры воды в отдельных точках, но и распределение ее по площади. Данные в отдельных районах не позволяют выяснить общие закономерности, а отражают местные особенности.

Методы естественных ортогональных функций или разложение в ряд по полиномам Чебышева дают возможность разделить сложную изменчивость исходных полей на составные части, что значительно облегчает нахождение взаимосвязей данного явления с другими гидрометеорологическими характеристиками.

Теоретические основы и способы практического применения этого метода исследований были разработаны Н. А. Багровым [23]. Распределение какого-либо элемента можно представить аналитически в виде ряда, состоящего из суммы произведений

числовых коэффициентов на определенные, заранее известные функции:

$$f(x) = \sum A_i \varphi_i(x), \quad (5.19)$$

$$F(x, y) = \sum \sum A_{ij} \varphi_i(x) \psi_j(y), \quad (5.20)$$

где $\varphi_i(x)$, $\psi_j(y)$ — функции, по которым производится разложение; A_i , A_{ij} — числовые коэффициенты, которые подбирают так, чтобы сумма ряда наилучшим способом представляла заданную функцию. Практически удобно представлять кривые и поля распределения в виде рядов по полиномам Чебышева. Ряд по полиномам Чебышева быстро сходится, а значения полиномов при равноотстоящих значениях аргументов представляют собой небольшие целые числа.

В оперативной работе вычислять значения полиномов не приходится, так как имеются стандартные таблицы этих величин (таблицы чисел Чебышева).

Значения коэффициентов рассчитываются по формуле

$$A_{ij} = \frac{\sum_{m=1}^k \sum_{n=1}^l F(x_m, y_n) \varphi_i(x_m) \psi_j(y_n)}{\sum_{m=1}^k \varphi_i^2(x_m) \sum_{n=1}^l \psi_j^2(y_n)}, \quad (5.21)$$

где k — число узлов, в которых задается функция в направлении оси x ; l — в направлении оси y .

Так как от изменений поля давления воздуха над морем или океаном зависят течения, непериодические колебания уровня и температура воды, целесообразно для данного района производить разложение барических полей во всех случаях по одной и той же области. Это создает большое удобство в оперативной работе.

Практика аналитического представления барических полей показала, что, например, при 99 точках, охватывающих акваторию Северной Атлантики, для получения необходимой точности нужно использовать 16 коэффициентов разложения.

Представление гидрометеорологических полей в виде рядов по полиномам Чебышева является простым способом, однако этот прием аналитического представления полей несколько формален. Сложное поле расчленяется на элементарные поля, представляющие собой некоторые геометрические шаблоны, которым не всегда можно дать физическую интерпретацию.

Представление о структуре поля температуры воды можно получить в том случае, если пользоваться базисной системой функций, определяемой из самого поля, а не задаваться ею заранее.

Определение базисных функций из анализируемого поля температуры воды производится в методе разложения по естественным ортогональным функциям (ЕОФ).

Сущность данного метода заключается в том, что изучаемая характеристика в каждой точке поля представляется суммой произведений коэффициентов разложения и естественных ортогональных функций

$$F(x, y) = B_{00} + B_{10}X_1(x) + B_{01}Y_1(y) + \\ + B_{11}X_1(x)Y_1(y) + \dots + B_{ij}X_i(x)Y_j(y), \quad (5.22)$$

где B_{ij} — коэффициенты разложения, изменяющиеся от одного поля к другому и зависящие от времени; $X_i(x)$ и $Y_j(y)$ — естественные (собственные) функции, зависящие от координат рассматриваемых точек поля.

Каждой собственной функции соответствует собственное число λ_i . С помощью собственных чисел можно оценить точность разложения поля в ряд при учете различного числа членов ряда.

Коэффициенты разложения B_{ij} вычисляются по формуле

$$B_{ij} = \frac{\sum \sum F(x, y) X_i(x) Y_j(y)}{\sum X_i^2 \sum Y_j^2}. \quad (5.23)$$

Применение рассматриваемого метода к задачам океанологии весьма обстоятельно изложено в работах [61—68, 121, 199—201].

Важнейшее свойство базисных функций — линейная независимость отдельных составляющих, позволяющая производить разложение поля на некоррелируемые части. Другим положительным моментом этого метода является быстрая сходимость разложения. Естественные составляющие позволяют расчлнить сложный процесс на отдельные компоненты с разным весом (характеризующимся собственным числом корреляционной матрицы). Наиболее существенный вклад вносят первые естественные составляющие, так как они характеризуют крупномасштабные компоненты поля, а соответствующие им коэффициенты разложения выделяют наиболее долговременные компоненты суммарного колебания.

Акватории океана, по которым производится разложение по ЕОФ, и их географическое положение должны выбираться с учетом конкретной задачи. Увеличение акватории выдвигает на первый план роль крупных процессов и подавляет другие колебания. Свидетельством мелкомасштабности ЕОФ служит наличие большого числа замкнутых изолиний в поле ЕОФ. Для получения надежных связей целесообразно рассматривать те собственные функции, которые почти не зависят от возможных изменений корреляционной матрицы при переходе от одной выборки к другой, т. е. для описания океанологических полей нужно использовать устойчивые компоненты разложения.

Большим преимуществом метода разложения по ЕОФ перед другими методами является то обстоятельство, что результаты

разложения могут рассматриваться выборочно. В зависимости от особенностей решаемой задачи можно использовать те или иные естественные составляющие. Так, например, О. А. Владимировым и Ю. В. Николаевым при анализе многолетних изменений температуры воды и воздуха в Северной Атлантике было показано, что за период 1900—1960 гг. значения собственных функций $X_1(x)$ в северных районах почти в два раза больше, чем в южных [55]. Для полей аномалий температуры воды нулевая изолиния второй собственной функции довольно четко разделяет районы, подверженные воздействию холодных и теплых течений. С физической точки зрения подобная ситуация может наблюдаться, если изменения температуры воды Северо-Атлантического течения, связанного с колебаниями его интенсивности, вызывают соответствующие изменения в системе холодных течений и появление здесь аномалий температуры воды другого знака.

Для разработки методики долгосрочного прогноза температуры воды в районах судов погоды в Северной Атлантике М. Г. Глаголевой [65—67] использованы связи между температурой воды и атмосферным давлением, а также температурой воздуха. Поля давления, температуры воды и воздуха раскладывались в ряды по ЕОФ; северное полушарие было разделено на пять секторов, для которых были найдены ЕОФ, характеризующие атмосферное давление. Вклад суммы первых пяти членов разложения в общую дисперсию составляет более 80%, а это значит, что основная информация о барическом поле содержится в этих слагаемых.

Формула для расчета коэффициентов разложений аномалии среднего месячного давления имеет вид

$$B_i^P = \sum \Delta P_a(x) X_i(x), \quad (5.24)$$

где $\Delta P_a(x)$ — аномалии давления воздуха в точках выбранной сетки; $X_i(x)$ — значения естественных составляющих в соответствующих точках поля; B_i^P — коэффициенты разложения поля атмосферного давления.

Для прогноза поля температуры воды поверхностного слоя на август М. Г. Глаголева использовала в качестве предикторов коэффициенты разложения поля аномалий температуры воздуха над океаном в зимние месяцы, поля аномалий атмосферного давления над Северной Атлантикой и Северной Америкой со сдвигом по 2 месяца и начальное значение соответствующего коэффициента разложения поля аномалий температуры воды. Уравнения для прогноза коэффициентов разложения аномалий температуры воды имеют вид

$$B_i^{t_{VIII}} = f \left(B_{k_{VI}}^{P_{VI}}, B_{k_{XII-III}}^{t_a}, B_{i_{VI}}^{t_w} \right), \quad (5.25)$$

где $B_i^{t_{VIII}}$ — прогнозируемые коэффициенты разложения поля аномалии температуры воды в Северной Атлантике на август; $B_{k_{VI}}^P$ — коэффициенты разложения аномалий атмосферного давления над Северной Америкой и Атлантикой в июне; $B_{k_{XII-III}}^{t_a}$ — коэффициенты разложения поля аномалий температуры воздуха за декабрь—март; $B_{i_{VI}}^{t_w}$ — коэффициенты разложения поля аномалий температуры воды в июне.

М. А. Валериановой и Н. В. Тимофеевой была также сделана попытка разработать прогностические зависимости для распределения температуры воды поверхностного слоя в районах судов погоды Северной Атлантики.

Использование в качестве предикторов коэффициентов разложения полей температуры в предшествующие месяцы, а также полей атмосферного давления позволяет совместить два важных прогностических требования: достаточно полно представить начальные данные и ограничить число предикторов.

На рис. 28а—28в представлены естественные составляющие поля температуры воды поверхностного слоя для летних месяцев. X_1 характеризует понижение температуры воды с юго-запада на северо-восток, X_2 показывает увеличение температуры в зоне ответвлений Северо-Атлантического течения, а составляющие высших порядков характеризуют более сложное распределение очагов аномалий температуры воды.

Проверка оправданности методических прогнозов полей температуры воды по всем девяти судам погоды показала, что обеспеченность невыхода ошибки прогноза температуры воды поверхностного слоя за $\pm 0,8\sigma$ составила около 70%.

5.7. Численные эксперименты по расчету полей температуры воды в Северной Атлантике

Попытка моделирования термического режима верхнего слоя океана сначала предпринималась в рамках стационарной теории. Основы такого подхода заложены в работах [76, 77, 85, 114, 142].

Поскольку термическая структура деятельного слоя океана в основном формируется нестационарными процессами, то в дальнейшем широкое распространение получили нестационарные модели деятельного слоя. Хорошо выраженная двухслойность термической структуры деятельного слоя океана послужила основой для интегрального подхода к описанию термического режима.

В модели Крауса и Тернера была предложена система уравнений баланса энергии, проинтегрированных в пределах верхнего квазиоднородного слоя океана. Для замыкания системы

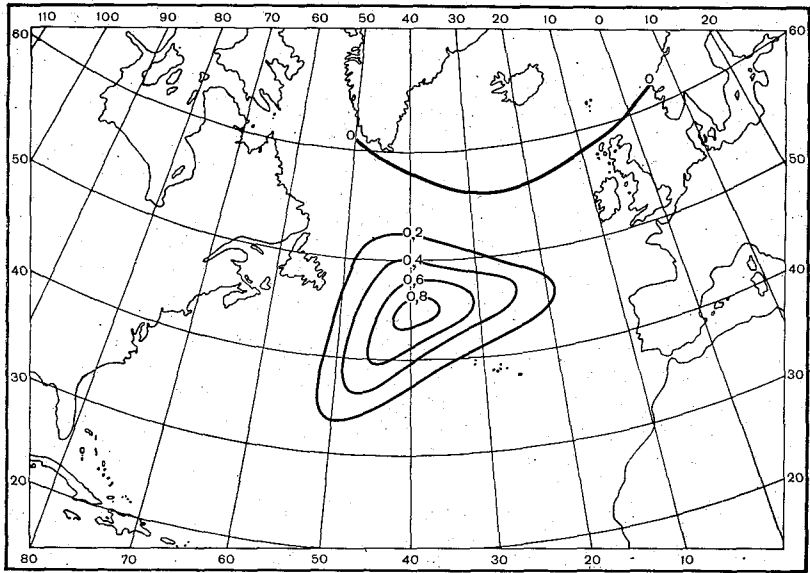


Рис. 28а. Естественные составляющие поля температуры воды поверхностного слоя в летние месяцы. X_1 .

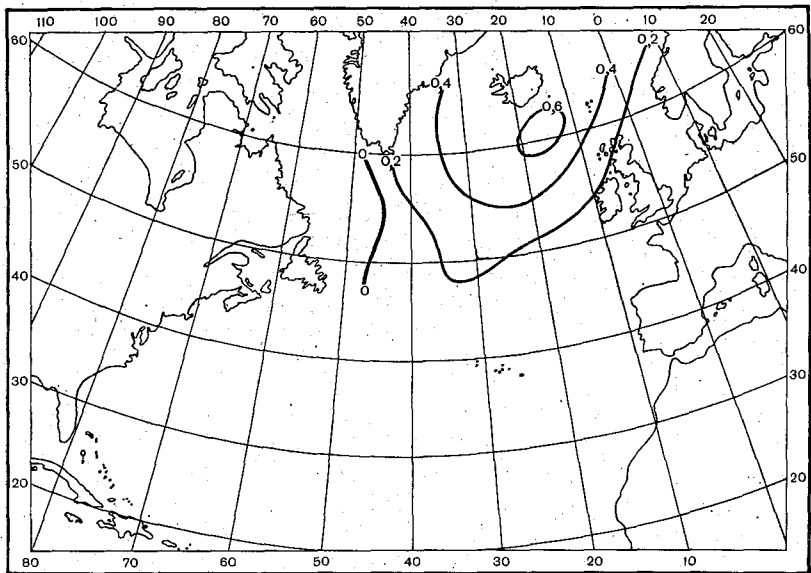


Рис. 28б. Естественные составляющие поля температуры воды поверхностного слоя в летние месяцы. X_2 .

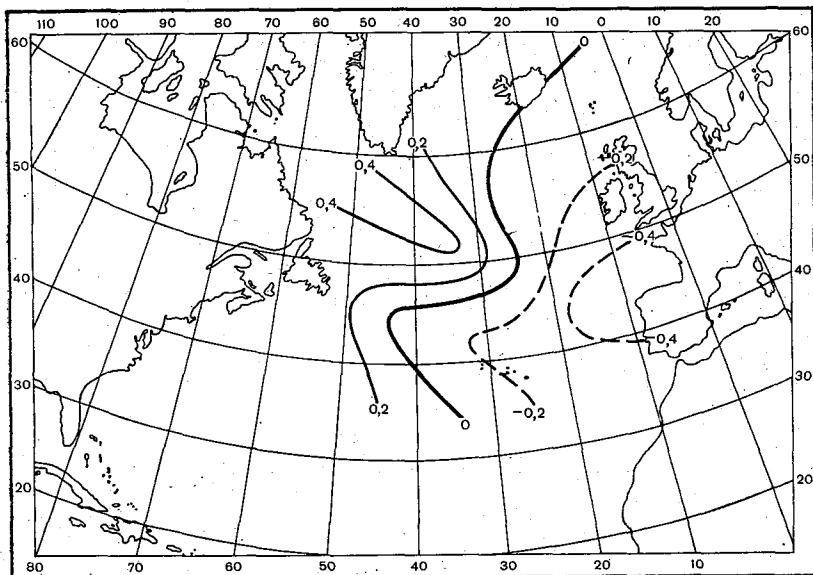


Рис. 28в. Естественные составляющие поля температуры воды поверхностного слоя в летние месяцы. X_4 .

использовалось выражение для потока тепла на нижней границе квазиоднородного слоя, вытекающее из разрывного характера распределения температуры воды при переходе от квазиоднородного слоя к сезонному термоклину.

В моделях С. А. Китайгородского и Ю. З. Миропольского была использована гипотеза об «автомодельности» профиля температуры воды ниже квазиоднородного слоя, основанная на возможности все многообразие профилей в сезонном термоклине свести к безразмерной функции, мало меняющейся во времени. Распределение температуры воды в сезонном термоклине описывается с помощью безразмерных переменных θ_1 и η и основано на гипотезе, что θ_1 зависит только от η :

$$\theta_1 = \frac{t_w(\tau) - t_w(z, \tau)}{t_w(\tau) - t_H}, \quad (5.26)$$

$$\eta = \frac{z - h(\tau)}{H - h(\tau)}, \quad (5.27)$$

где θ_1 — безразмерная температура; η — безразмерная координата.

Для расчетов представляет интерес интегральная характеристика зависимости $\theta_1 = \theta(\eta)$, равная $\xi = \int_0^1 \theta_1(\eta) d\eta$.

Иногда ξ принимается равным 0,73, однако исследования Е. С. Нестерова показали, что ξ изменяется по акватории Северной Атлантики от 0,55 до 0,85. Оказалось, что введение переменного параметра ξ позволяет уточнить расчет толщины квазиоднородного слоя на 20—30%.

Проведенные расчеты показали, что в моделях, использующих гипотезу об «автомодельности» профиля температуры в сезонном термоклине, имеет место существенная зависимость t_w от параметра ξ . Изменения ξ на 20—30% вызывает изменение амплитуды годового хода t_w на 50—80%. В связи с тем что для расчета ξ необходимы длительные батитермографные наблюдения, возможности надежного определения этого параметра весьма ограничены.

Следует отметить, что в модели С. А. Китайгородского и Ю. З. Миропольского нужно задавать температуру, которая чаще всего является искомой величиной.

В нестационарной модели деятельного слоя, разработанной В. И. Калацким [95], для выделения границы между квазиоднородным слоем и сезонным термоклином используется условие достижения критического значения числа Ричардсона на нижней границе квазиоднородного слоя. Математическое выражение этого условия имеет вид

$$\kappa g \gamma \frac{dt_w}{dz} + \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \right] = 0, \quad (5.28)$$

где κ — параметр, характеризующий отношение коэффициента турбулентного теплообмена к коэффициенту турбулентной вязкости; γ — коэффициент термического расширения морской воды; γg — параметр плавучести.

Система уравнений теплопроводности, записанных для квазиоднородного слоя и сезонного термоклина, с граничными условиями на поверхности океана и на нижней границе деятельного слоя и с использованием формулы (5.28) позволяет рассчитывать h и t_w квазиоднородного слоя.

Наибольшие ошибки расчета температуры воды приходится на период осенне-зимнего охлаждения, так как модель позволяет учитывать приближенно механизм плотностной конвекции.

Проверка модели В. И. Калацкого проводилась по акватории Северной Атлантики для летних месяцев 1976 г. В этих расчетах использовались данные о распределении температуры воды и воздуха, поступающие в Гидрометцентр СССР. Потоки тепла через поверхность вычислялись с помощью приближенной формулы Я. А. Гютнева [121]. Прогноз температуры воздуха составлялся по методу аналогов. Относительная ошибка расчета по модели В. И. Калацкого в малоадвективных районах 20—30%, а в зонах интенсивных течений эта ошибка возрастает до 50—80%. При допустимой ошибке прогноза температуры воды, равной 1°C, обеспеченность прогнозов по данной модели 75—85%.

Для описания процесса движения и обмена в деятельном слое Северной Атлантики Л. А. Жуковым использована система уравнений движения, неразрывности, теплопроводности, диффузии солей и уравнение состояния [19]. С целью упрощения уравнений Л. А. Жуков не учитывал горизонтальный обмен, нелинейные члены в уравнениях движения и вертикальную составляющую скорости течений. Изменения температуры и солёности рассматриваются за промежутки времени, в течение которых движение можно считать стационарным. При сделанных допущениях исходная система уравнений запишется:

$$v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + \Omega \rho v = \frac{\partial P_a}{\partial x}, \quad (5.29)$$

$$v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - \Omega \rho u = \frac{\partial P_a}{\partial y}, \quad (5.30)$$

$$\frac{\partial P_a}{\partial z} = -g\rho, \quad (5.31)$$

$$\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} = 0, \quad (5.32)$$

$$\frac{\partial t_w}{\partial \tau} + u \frac{\partial t_w}{\partial x} + v \frac{\partial t_w}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial t_w}{\partial z} \right), \quad (5.33)$$

$$\frac{\partial S}{\partial \tau} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial S}{\partial z} \right). \quad (5.34)$$

Начало координат расположено на нижней границе слоя; положительным принимается направление оси z вверх. В качестве граничных условий положено, что на поверхности и нижней границе слоя известны составляющие касательного напряжения и вертикальные потоки тепла и солей.

В первом приближении можно пренебречь плотностной составляющей циркуляции вод верхнего слоя и изменениями теплообмена через нижнюю границу слоя. Считается, что основную роль в изменениях поля температуры слоя 0—200 м играют дрейфовая циркуляция и теплообмен через поверхность. Рассматриваемая методика позволяет вычислять изменения средней температуры воды слоя по заданному полю атмосферного давления и тепловому балансу поверхности океана.

Численные эксперименты по этой модели были проведены первоначально для расчета полного годового цикла поля средней многолетней температуры воды деятельного слоя, затем для отдельных месяцев 1957—1958 гг. [19].

М. А. Валерианова использовала модель Л. А. Жукова для расчета поля температуры воды деятельного слоя в зимние месяцы 1961, 1964, 1966 и 1967 гг. Вышеуказанные годы были выбраны неслучайно. Зимой 1961 и 1964 гг. наблюдались аномалии в поле атмосферного давления над Северной Атлантикой.

А в 1966 и 1967 гг. суммарная теплоотдача с поверхности океана в зимние месяцы существенно превышала средние многолетние значения. Такое различие в атмосферных процессах и условиях теплоотдачи дает возможность оценить влияние основных факторов на формирование полей температуры воды. Так, например, по расчету перенос вод в антициклоническом круговороте Саргассова моря в январе 1966 г. составил всего $Q_w = 21 \cdot 10^6$ м³/с при $\bar{Q}_w = 31 \cdot 10^6$ м³/с. Это уменьшение переноса вод связано с особенностями атмосферной циркуляции: азорский максимум был ослаблен, а интенсивность исландского минимума атмосферного давления проявилась в заметном увеличении переноса воды течениями Ирмингера и Норвежским.

Рассчитанный по модели Л. А. Жукова перенос вод за март 1967 г. показал, что отсутствует обычный антициклонический круговорот вод Саргассова моря. Эти изменения в циркуляции вод океана можно объяснить аномальным развитием атмосферных процессов в рассматриваемый промежуток времени.

Расчеты дрейфовой циркуляции и изменений температуры воды за периоды, мало отличающиеся от средних условий по характеру атмосферной циркуляции, но при различной теплоотдаче с поверхности океана позволили выявить степень влияния адвекции тепла течениями и теплообмена через поверхность на формирование поля температуры воды. Следует отметить, что области наибольших изменений температуры воды, как правило, совпадают с очагами максимальной теплоотдачи (рис. 29).

Таким образом, численные эксперименты по расчету полей температуры воды деятельного слоя показали, что горизонтальный перенос тепла в Северной Атлантике в слое 0—200 м может изменяться от года к году более чем в два раза. Меридиональная северная циркуляция в западных районах Атлантики приводит к существенному увеличению притока холодных вод из моря Баффина и вызывает здесь весьма значительные понижения температуры воды в деятельном слое. Существенное влияние холодных вод Лабрадорского течения на термический режим Северной Атлантики и особенно на формирование крупных аномалий отмечается также в работе В. Ф. Суховой [217].

Межгодовые различия в пространственном распределении температуры воды в феврале слоя 0—200 м для средних многолетних условий 1966 и 1967 гг. проявляются достаточно наглядно на рис. 30, на котором приведены положения некоторых изотерм.

Итак, на основе долгосрочного прогноза поля атмосферного давления над Северной Атлантикой и суммарной теплоотдачи по рассматриваемой модели Л. А. Жукова возможно составлять фоновые прогнозы поля температуры воды деятельного слоя. Однако к рассчитанным абсолютным значениям температуры воды следует подходить с большой осторожностью.

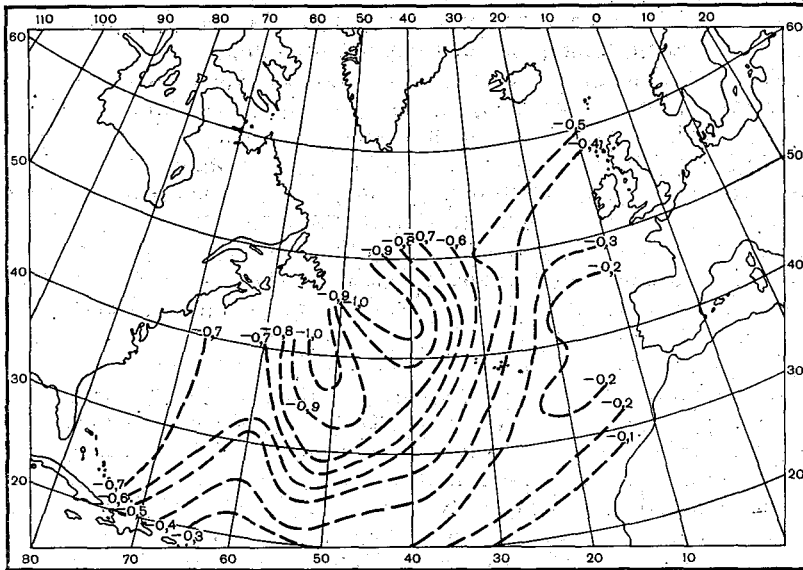


Рис. 29. Распределение вычисленных изменений температуры воды слоя 0—200 м за январь 1966 г. (по М. А. Валериановой).

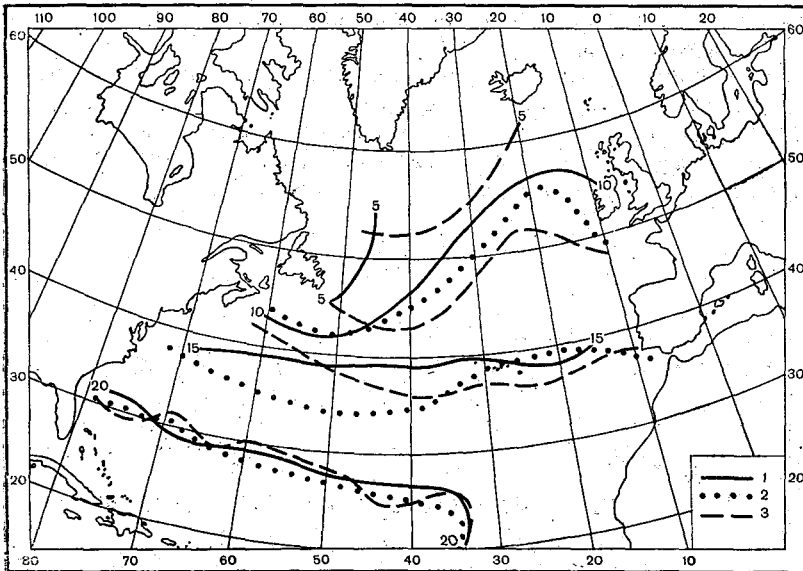


Рис. 30. Предвычисленные положения изотерм 5, 10, 15 и 20°C слоя 0—200 м в марте отдельных лет.
1 — среднее многолетнее; 2 — 1966 г.; 3 — 1967 г.

5.8. Численный метод прогноза температуры воды слоя конвективного перемешивания

Работы, связанные с моделированием термического режима в холодную половину года, следует отдельно выделить из общих исследований по математическому моделированию. Идея Н. Н. Зубова и разработанный им метод расчета параметров конвективного перемешивания получили развитие в работах В. А. Цикунова и Ю. П. Доронина [76—79]. Разработанная В. А. Цикуновым на основе решения уравнений баланса тепла и солей теория конвективного перемешивания позволяет определять элементы гидрологического режима при монотонном выхолаживании моря.

В модели Ю. П. Доронина теория конвективного перемешивания распространена на случай наличия льда, а решение системы уравнений с помощью ЭВМ позволяет отказаться от монотонности осеннего выхолаживания. По данной модели прогнозируются сроки появления льда и другие характеристики режима морей Советской Арктики [76]. Ю. П. Дорониным были использованы основы теории конвективного перемешивания при разработке методики расчета на ЭВМ элементов осенне-зимней конвекции. При этом полагается, что конвекция возникает в результате уплотнения верхних слоев воды либо за счет выхолаживания или осолонения при испарении и ледообразовании, либо за счет адвекции вод, имеющих большую плотность. Могут быть случаи, когда все перечисленные факторы будут действовать одновременно.

Если конвекция в море отсутствует, изменение температуры и солености может быть описано уравнениями диффузии, причем самый верхний слой, подверженный волновому перемешиванию, предполагается гомогенным. Толщина этого слоя определяется по формуле С. А. Китайгородского

$$h = 0,2w_a^2, \quad (5.35)$$

где w_a — скорость ветра в м/с.

В основе модели Доронина лежат уравнения баланса тепла и солей в однородном слое

$$\int_0^{h_{n+1}} c_w \rho_w t_{w_{n+1}} dz = \int_0^{h_n} c_w \rho_w t_{w_n} dz + \int_{h_n}^{h_{n+1}} c_w \rho_w t_{w_n} dz + \\ + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} P d\tau + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} k \left. \frac{\partial t_w}{\partial z} \right|_{z=h} d\tau + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \int_0^h c_w \rho_w w \frac{\partial t_w}{\partial n} dz dt, \quad (5.36)$$

$$\int_0^{h_{n+1}} \rho_w S_{n+1} dz = \int_0^{h_n} \rho_w S_n dz + \int_{h_n}^{h_{n+1}} \rho_w S_n dz + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \rho_w S_n \frac{dh_*}{d\tau} d\tau + \\ + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \rho_w K_1 \left. \frac{\partial S}{\partial z} \right|_{z=h} dt + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \int_0^h \rho_w \omega \frac{\partial S}{\partial n} dz dt, \quad (5.37)$$

где n — момент времени, в который характеристика известна; $n+1$ — момент времени, на который характеристика прогнозируется; h_n — глубина залегания нижней границы однородного слоя; $\frac{dt_w}{dz}$ — градиент температуры на глубине $z=h$; k, k_1 — коэффициент турбулентной теплопроводности (в данной модели принимался равным $2 \text{ см}^2/\text{с}$); h_* — толщина испарившегося слоя воды, или выпавших осадков, или поступивших талых и речных вод; dS/dz — градиент солености на глубине $z=h$.
Если развивается конвекция, вызванная либо охлаждением поверхности моря, либо осолонением, то h определяется на основании соотношения плотностей в слоях конвекции ρ_{n+1} и нижележащем $\rho(h_{n+1})$

$$\rho_{n+1} \leq \rho(h_{n+1}). \quad (5.38)$$

Изменения t_w и S ниже однородного слоя описываются обычными уравнениями диффузии тепла и солей

$$\frac{\partial t_w}{\partial \tau} = k \frac{\partial^2 t_w}{\partial z^2}, \quad (5.39)$$

$$\frac{\partial S}{\partial \tau} = k_1 \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}. \quad (5.40)$$

Плотность воды находилась по уравнению О. И. Мамаева

$$\rho = 1 + 10^{-3} [28,152 - 0,0735t_w - 0,00169t_w^2 + \\ + (0,802 - 0,002t_w)(S - 35)]. \quad (5.41)$$

Расчет температуры воды слоя конвективного перемешивания выполнялся на примере Баренцева моря. В этом море при формировании слоя конвективного перемешивания большую роль играют адвективные факторы. Постоянные течения задавались в узлах расчетной сетки на основе известных схем преобладающих течений Баренцева моря. Эти течения полагались неизменными от поверхности до дна в течение всего холодного периода.

Дрейфовые течения рассчитывались по методу Экмана.

Изменения температуры и солености за счет адвекции определялись по формулам

$$\Delta t_w = \frac{1}{h_{n+1}} \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \int_0^h w \frac{\partial t_w}{\partial x} dz d\tau, \quad (5.42)$$

$$\Delta S = \frac{1}{h_{n+1}} \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \int_0^h w \frac{\partial S}{\partial x} dz d\tau. \quad (5.43)$$

В результате решения системы уравнений (5.36) и (5.37) в работе [79] получены следующие расчетные формулы для вычисления температуры и солености однородного слоя:

$$t_{w_{n+1}} = 0,5 \left[t_{w_n} \left(1 + \frac{h_n}{h_{n+1}} \right) + t'_{w_n} \left(1 - \frac{h_n}{h_{n+1}} \right) \right] + \frac{1}{c_w \rho_w h_{n+1}} \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \left(T + k_w \frac{\partial t_w}{\partial z} \Big|_{z=h} \right) d\tau, \quad (5.44)$$

$$S_{n+1} = 0,5 \left[\left(1 + \frac{h_n}{h_{n+1}} \right) S_n + \left(1 - \frac{h_n}{h_{n+1}} \right) S'_n \right] + \frac{1}{\rho_w h_{n+1}} \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \left(S \rho_w \frac{dh_x}{d\tau} + k_w \rho_w \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=h} \right) d\tau, \quad (5.45)$$

где $t'_{w_n} = t_w(h_{n+1})$; $\tau_n S'_n = S_n(h_{n+1})$ — температура и соленость воды на глубине h_{n+1} на момент времени τ_n .

Для применения рассмотренного выше численного метода необходимы начальные гидрологические данные к концу второй декады августа, прогноз метеорологических элементов и радиационный баланс на поверхности моря на период развития осенне-зимней конвекции. Задавалось вертикальное распределение температуры и солености, а также толщина льда и его сплошность в 31 расчетной точке, причем температура воды и соленость необходимы на следующих горизонтах: 0,5, 10, 15, 25, 35, 50, 75, 100, 150 и 200 м. Необходимая для расчета метеорологическая информация включает температуру воздуха, скорость ветра и атмосферное давление. Эти характеристики брались из синоптического прогноза, составленного в ААНИИ. Согласно исследованиям, проведенным Ю. П. Дорониным, использование среднего многолетнего радиационного баланса не вносит существенных погрешностей в результаты расчета.

Опытные прогнозы температуры воды слоя конвективного перемешивания в Баренцевом море за 1973—1977 гг. пока дали существенные различия при сопоставлении с фактическими данными (рис. 31). В большинстве рассмотренных случаев наблюдаемая температура воды оказалась несколько выше прогнозируемой. Одной из вероятных причин таких систематических

ошибок является грубый учет адвекции тепла течениями. Некоторые уточнения может дать приведение гидрологической информации к одной дате, так как океанографические съемки Баренцева моря обычно производятся несинхронно. Кроме того, координаты глубоководных гидрологических станций не совпадают

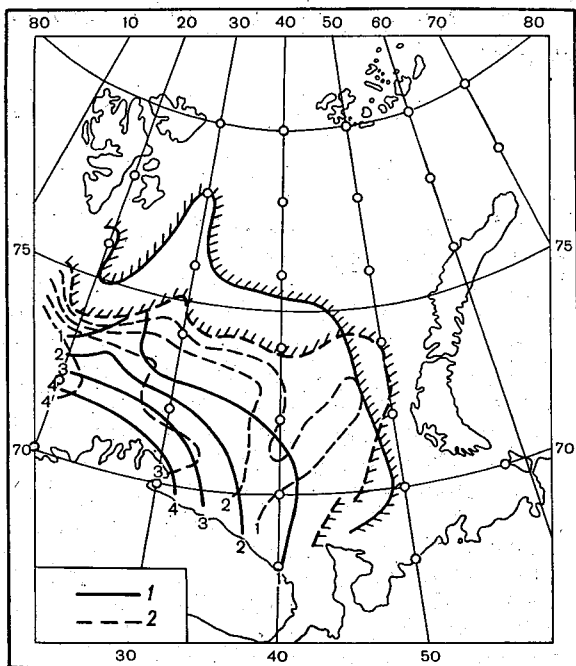


Рис. 31. Предвычисленное (2) и фактическое (1) распределение гидрологических элементов в Баренцевом море на 30 апреля 1977 г. (по Е. М. Овчинникову).

с координатами узлов расчетной сетки. Сделана попытка автоматизировать процесс подготовки исходного материала. Для этой цели данные о начальном распределении температуры и солености обрабатывались с помощью ЭВМ по методу Ю. П. Доронина [78]. Возможно, автоматизация процесса подготовки данных улучшит результаты численных прогнозов температуры воды в Баренцевом море.

Глава 6

Сверхдолгосрочные прогнозы тепловых процессов

6.1. Возможности составления прогнозов большой заблаговременности

Изучение пространственно-временной изменчивости океано-логических характеристик, а также причин, вызывающих эту изменчивость, представляет определенный практический интерес и позволяет сделать некоторые выводы о возможности составления прогнозов большой заблаговременности. Для разработки сверхдолгосрочных прогнозов разных элементов необходимо выявить пределы возможных их отклонений от средних много-летних условий и районы с наиболее значительными колеба-ниями.

На основе результатов статистического анализа удается выя-вить действие главных факторов. Однако надежное выявление закономерностей затруднено связностью гидрометеорологиче-ских рядов. Эти связи не вполне стационарны, они то появ-ляются, то исчезают, а иногда меняют знак. Это, с одной сто-роны, создает опасность считать ложные связи за истинные. С другой стороны, не учитывая закономерностей нарушения стационарности связей и их временную и пространственную структуру, можно все колебания гидрометеорологических эле-ментов свести к непредсказуемым шумам. По мнению О. А. Дроз-дова, возможности сверхдолгосрочных прогнозов открывает лишь четкая статистически рациональная постановка вопроса, опирающаяся на эмпирически или теоретически обоснованные особенности структуры и наиболее точные критерии анализа временных рядов [81].

Изучая различного рода колебания, следует выделить чисто случайные колебания, возникающие под влиянием элементар-ной формы связности типа простой цепи Маркова. Этот процесс совершенно апериодический. Здесь последующие члены данного процесса зависят только от последней его реализации. Марков-ские процессы дают существенный вклад в колебания явлений с большой инерцией, таких как ледовитость и теплосодержание морей и океанов. Если вклады марковских процессов не учи-

тывать, то они искажают фактическую длительность циклов, обнаруженных с помощью автокорреляции.

Несколько иной подход к разработке проблемы прогнозов большой заблаговременности предлагает Г. И. Марчук, который объясняет причины возникновения крупных аномалий температуры воды в океане как результат возникших первоначально аномалий в мощных системах облачных образований над Мировым океаном [134, 135]. Если облачность над каким-либо районом океана меньше средней многолетней, то она пропускает больше суммарной солнечной радиации и температура поверхностного слоя повышается. Нагретые воды переносятся системой меридиональных течений на север Атлантики и Тихого океана, достигают высоких широт, где происходит интенсивный теплообмен с атмосферой. В районах с холодным полярным воздухом создаются большие горизонтальные температурные градиенты, которые способствуют образованию циклонов [35, 69]. Если рассчитать скорость течений в океанах и расстояние от зоны прогревания поверхностных тропических вод до районов с максимальным турбулентным теплообменом океана и атмосферы, то оказывается, что это время равно трем-четырем месяцам. Г. И. Марчук делает вывод о том, что с помощью спутниковой информации об облачности можно обнаружить районы с крупными аномалиями температуры, которые через сезон оказывают влияние на характер гидрометеорологических процессов в умеренных широтах. Анализ многолетних наблюдений за облачностью и полями температуры воды в океанах может послужить основой для прогнозов температуры воды большой заблаговременности.

А. Ф. Трешников и др. [37, 150, 227] отмечают, что в настоящее время, предсказывая с большой заблаговременностью состояние ледяного покрова в арктических морях и атмосферной циркуляции, прогнозисты основываются в большинстве случаев на внешней последовательности смены событий. Это происходит потому, что не выявлены механизмы, обуславливающие эту последовательность. Поэтому одна из главных задач многолетней программы «ПОЛЭКС» состоит в количественной оценке роли атмосферы и океана в формировании их теплового баланса. Помимо этого, актуальной проблемой науки является изучение экстремальных состояний океана и атмосферы, их объяснение и предсказание.

Положительные результаты были получены А. И. Каракашем при разработке метода прогноза средней годовой температуры воды слоя 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан» [95]. В этой работе получено прогностическое уравнение вида

$$\Delta t_{w_n} = (0,54 \Delta t_w^{III})_{n-1} - (0,05 B_{ij}^{I-II})_{n-1}, \quad (6.1)$$

где Δt_{w_n} — изменение температуры воды от года к году; $(\Delta t_w^{III})_{n-1}$ — аномалия температуры воды за март предыдущего

года; B_{ijn-1}^{i-11} — коэффициенты разложения поля давления по естественным составляющим над Северной Атлантикой и Европой в январе и феврале предыдущего года.

Обеспеченность невыхода ошибки за $\pm 0,3^\circ\text{C}$ по уравнению (6.1) составляет 80%, а отношение $S/\sigma = 0,75$. Исползуя некоторые вариации при подборе предикторов, А. И. Каракаш разработал прогностические зависимости, позволяющие предвычислить температуру воды как среднюю за полугодие, так и для отдельных месяцев.

Для сверхдолгосрочных прогнозов температуры воды используется квазидвухлетняя цикличность, выявленная в изменчивости элементов режима океана [7, 36, 59, 106, 125]. На рис. 32 а, 32 б изображено распределение квазидвухлетней составляющей температуры воды отдельно для четных и нечетных лет за период с 1951 по 1968 г. Эта составляющая температуры воды находилась для каждого года как разность между фактическими и сглаженными значениями температуры воды [128, 161]. Анализ рис. 32 а, 32 б показывает, что в четные годы географическое распределение и знак двухлетней составляющей температуры воды имеют противоположный характер по сравнению с нечетными рядами, что свидетельствует о реальности квазидвухлетнего цикла колебаний тепловых процессов Северной Атлантики. Аналогичные расчеты и сопоставления были сделаны для полей температуры воды за январь и июль. Распределение двухлетней составляющей температуры воды для четных и нечетных январей и июлей также противоположно, однако положение нулевой изолинии значительно изменяется от зимнего к летнему сезону при неизменном положении от года к году.

В исследованиях многолетних колебаний теплового состояния морей Европейского Севера было установлено, что определяющей характеристикой в изменчивости температуры воды данного района являются значительные межгодовые колебания в приносе тепла течениями [89, 178]. Адвективная составляющая во многом зависит от изменений в циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой и прилежащими к ней морями. Возможно, макроциркуляционные процессы в какой-то степени обусловлены солнечной активностью [53]. В годы интенсивной солнечной активности в атмосфере преобладают меридиональные процессы, а в период ослабления ее в атмосфере развита зональная циркуляция.

Некоторые возможности для разработки фоновых прогнозов температуры воды открывают установленные связи между эпохами однородной циркуляции атмосферы и температурным режимом некоторых морей. Так, например, в годы преобладания западной формы циркуляции атмосфер по Вангенгейму (1921—1929 гг.) на разрезе «Кольский меридиан» наблюдалась температура воды ниже нормы. Следующая эпоха циркуляции восточной

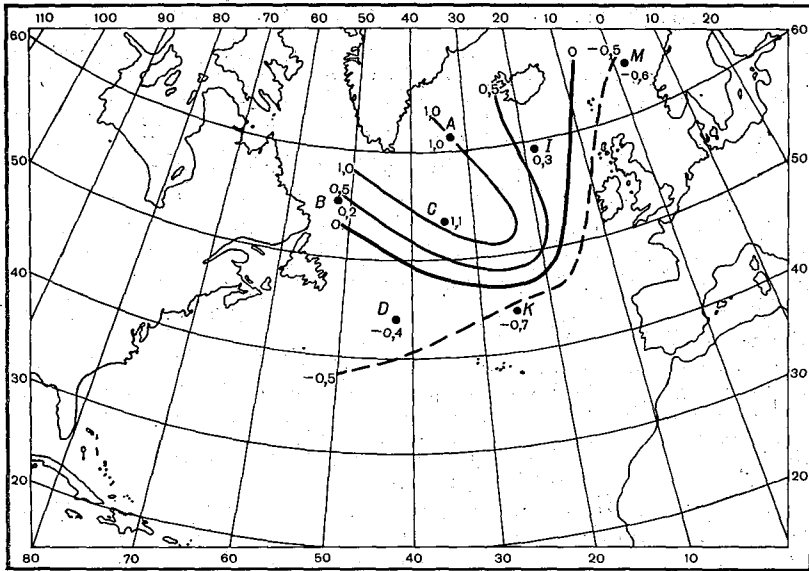


Рис. 32а. Распределение квазидвухлетней составляющей температуры воды поверхностного слоя для четных лет.

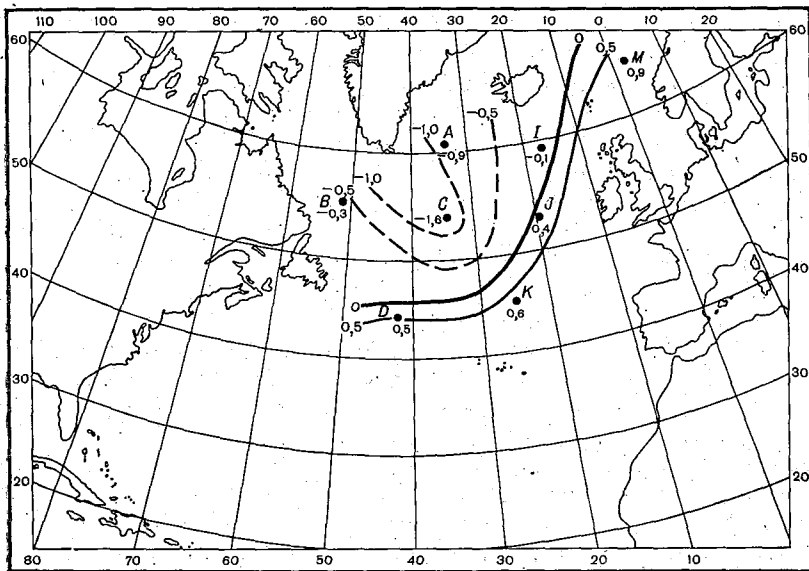


Рис. 32б. Распределение квазидвухлетней составляющей температуры воды поверхностного слоя для нечетных лет.

формы (1930—1939 гг.) отличались сравнительно высокими температурами воды на этом разрезе. В эпоху меридиональной формы циркуляции атмосферы (1940—1948 гг.) очень частыми были аномально холодные годы. 50—60-е годы характеризуются комбинированной эпохой (С+Е) циркуляции атмосферы, и в гидрологическом режиме морей Европейского Севера наблюдались резкие переходы от одного типа режима моря к другому. Обнаруженные закономерности в многолетних колебаниях циркуляции атмосферы и их связь с тепловыми процессами были использованы при разработке фоновых прогнозов температуры воды Баренцева моря и урожайности поколений промысловых рыб [179, 181].

В настоящее время большое практическое значение имеет вопрос о механизме изменений климата. В связи с этим возникает необходимость разработки методов прогноза изменений климата нашей планеты, для того чтобы предотвратить опасное для человека ухудшение природных условий.

Как показывают данные наблюдений, положение границы морских полярных льдов оказывает большое влияние на термический режим атмосферы. Над свободной ото льда поверхностью океана в высоких широтах температура воздуха в холодное время года обычно опускается только на несколько градусов ниже нуля, так как в таких условиях океан отдает довольно много тепла в атмосферу. В тех же условиях при наличии ледяного покрова, который значительно уменьшает поток тепла от океана, температура нижнего слоя воздуха может опускаться на десятки градусов ниже нуля.

Уже неоднократно делались попытки выяснить связь изменений ледяного покрова в Северной Атлантике с колебаниями климата. Полуэмпирическая теория термического режима атмосферы, разработанная М. И. Будыко, позволяет сделать заключение о неоднозначности современного климатического режима и об его высокой чувствительности к изменениям климатообразующих факторов [41, 42]. Из анализа рассчитанных изменений температуры воздуха на различных широтах по модели М. И. Будыко следует, что на большей части северного полушария основной причиной повышения температуры в 20—30-х годах было увеличение суммарной радиации, приходящей к земной поверхности. Для расчета изменений температуры, соответствующих данным об изменении солнечной радиации, следует принять во внимание связь между термическим режимом и ледяным покровом. Очевидно, что в таких расчетах нельзя предполагать стационарное состояние системы океан—полярные льды—атмосфера. Расчет нестационарных процессов в данной системе связан с большими трудностями, в особенности из-за недостаточного знания механизма теплообмена между поверхностными и нижележащими слоями океанических вод.

В последние годы в ряде стран организованы исследования антропогенных изменений климата, которые указывают на неотложную необходимость разработки методов прогноза изменений климата под влиянием хозяйственной деятельности человека.

По-видимому, основная роль в образовании флюктуаций климата, ледового и термического режимов морей и океанов принадлежит изменениям в общей циркуляции атмосферы, но пространственные масштабы анализируемых циркуляционных процессов должны быть не меньше полушария. Этому условию удовлетворяют типизации атмосферных процессов северного полушария, предложенные Г. Я. Вангенгеймом и Б. Л. Дзержевским [69, 75]. В данной работе предпринята попытка использовать эти типизации для анализа многолетних колебаний тепловых процессов в Северной Атлантике.

6.2. Прогноз составляющих теплового баланса

С целью изучения изменений состояния системы океан—атмосфера в Северной Атлантике были подвергнуты анализу основные составляющие теплового баланса, рассчитанные за отдельные годы по данным судов погоды [21, 166, 185, 197] и сделана попытка их прогноза.

Приходные и расходные статьи бюджета тепла в океане зависят в определенной мере от характера атмосферной циркуляции в данном районе. Следовательно, представляет интерес проследить пространственно-временную изменчивость составляющих теплового баланса при разных типах атмосферной циркуляции. Для этой цели оказалось удобным использовать типизацию атмосферных процессов, разработанную М. А. Валериановой, применительно к району Северной Атлантики [18]. Эта типизация атмосферных процессов проведена в рамках типизации Г. Я. Вангенгейма на полушарии, но рассматривается направленность воздушных переносов в связи с конкретными изменениями барического поля в Северной Атлантике (см. рис. 16). Изменения в поле давления воздуха в отдельных частях рассматриваемой акватории хорошо учитываются подтипами атмосферной циркуляции. Все это позволяет достаточно эффективно использовать 14 подтипов атмосферной циркуляции М. А. Валериановой для типизации составляющих теплового баланса. Большинство подтипов атмосферной циркуляции характерно для какого-то определенного сезона года, поэтому при типизации составляющих теплового баланса учитывалась наибольшая повторяемость подтипов атмосферной циркуляции в каждом сезоне данного ряда лет.

Составляющие теплового баланса (поглощенная солнечная радиация, эффективное излучение, радиационный баланс, турбулентный теплообмен с атмосферой и потери тепла на испарение) вычислены в среднем за каждый сезон и для всех

характерных подтипов циркуляции атмосферы подсчитаны их сезонные значения. По этим данным построены карты распределения составляющих теплового баланса, представленные в Атласе [21].

Для оценки точности вычисления некоторых составляющих по типовым распределениям Атласа и по полуэмпирическим формулам произведены сопоставления по материалам, не вошедшим в исходный ряд, использованный при построении Атласа. Оказалось, что расхождение значений суммарной теплоотдачи; вычисляемых по двум указанным выше способам, несущественно.

Итак, по прогнозируемым полям среднего месячного атмосферного давления можно определить подтип атмосферной циркуляции, а по нему получить ожидаемое распределение солнечной радиации, эффективного излучения, радиационного баланса, турбулентного теплообмена с атмосферой и потерь тепла на испарение в Северной Атлантике.

В настоящее время в математических моделях крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы, в различных прогностических схемах и для других задач используются средние многолетние характеристики теплового баланса. Вероятно, составляющие теплового баланса, определенные по прогнозируемым полям давления, будут ближе к условиям конкретных лет, чем средние многолетние характеристики. В Атласе [21] приведены также карты вероятности появления того или иного знака аномалии составляющих теплового баланса на акватории Северной Атлантики. Карты вероятности можно использовать при составлении долгосрочных прогнозов температуры воды поверхностного слоя или слоя конвективного перемешивания.

Кроме рассмотренного выше способа прогноза составляющих теплового баланса поверхности Северной Атлантики, Е. И. Серяков и Ю. Д. Реснянский применили динамико-статистический метод к прогнозу сезонных сумм теплового баланса [193]. Тепловой баланс поверхности океана определялся по формуле

$$T = P + LE + R_6.$$

В табл. 23 приведены средние квадратические отклонения сезонных сумм теплового баланса поверхности.

Как уже отмечалось в предыдущих разделах настоящей работы, наибольшая изменчивость наблюдается в районах судов погоды «D», «B» и «E». Внутригодовое распределение многолетней изменчивости теплового баланса характеризуется значительными амплитудами колебаний обмена энергией в зимние месяцы и заметной устойчивостью летом. Спектр колебаний этих характеристик представлен на рис. 33. Исходный ряд сезонных сумм теплового баланса поверхности океана должен представлять собой непрерывную и однородную по условиям из-

Таблица 23. Средние квадратические отклонения сезонных сумм теплового баланса поверхности океана в районе судов погоды за 1951—1969 гг. [в ккал/см²·сезон]

Судно погоды	$\sigma_{\text{XII-II}}$	$\sigma_{\text{III-V}}$	$\sigma_{\text{VI-VIII}}$	$\sigma_{\text{IX-XI}}$
„А“	7,2	9,1	3,8	7,2
„В“	15,5	10,9	2,0	10,4
„С“	8,2	5,7	2,5	4,4
„D“	18,0	8,5	6,1	14,5
„E“	12,0	7,8	7,0	8,8
„I“	8,2	4,2	3,1	6,5
„J“	8,5	4,6	3,1	5,3
„K“	8,0	4,0	3,2	6,8
„M“	10,7	10,5	4,0	5,6

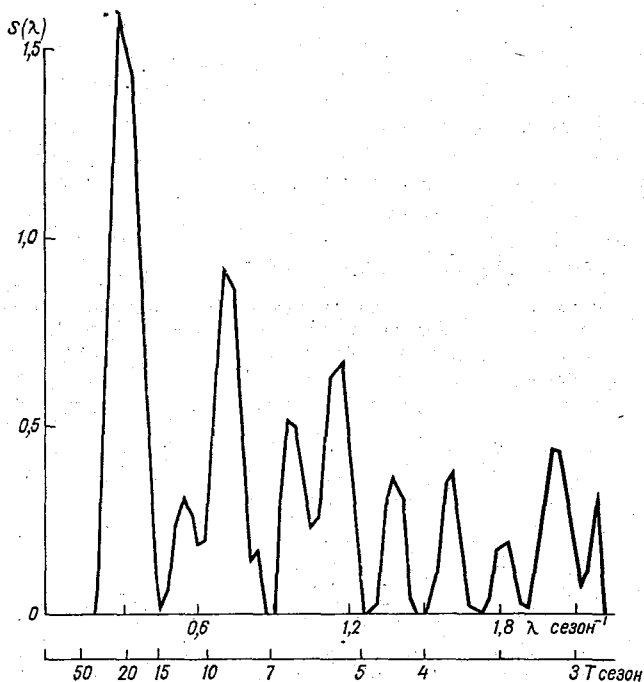


Рис. 33. Спектры колебаний сезонных сумм теплового баланса поверхности океана в районе судна погоды «J».

мерений последовательность элементов, характеризующих процесс большого пространственно-временного масштаба. Можно считать, что измерения на судах погоды являются показателями макропроцесса достаточно крупного района в океане. На рис. 34

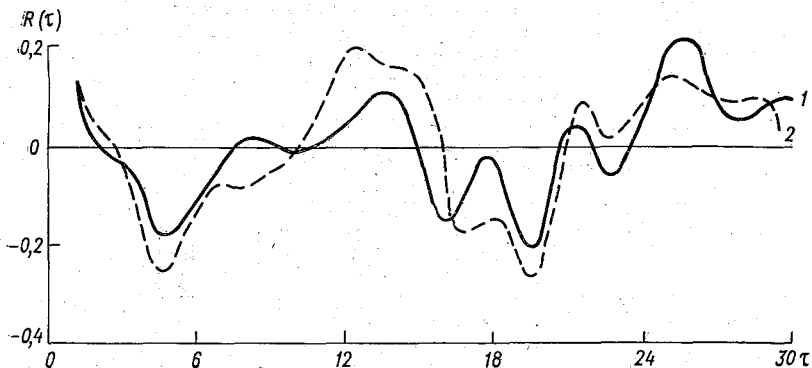


Рис. 34. Корреляционная функция сезонных сумм теплового баланса поверхности океана в районе судна погоды «J».
1 — ряд 1951—1967 гг.; 2 — ряд 1951—1969 гг.

представлена корреляционная функция двух рядов сезонных сумм теплового баланса для района судна погоды. Сравнительно большие периоды корреляционной функции свидетельствуют о возможности применения динамико-статистического метода к прогнозам сезонных сумм теплового баланса поверхности океана ($t_R > 8$). В табл. 24 приведены обеспеченности методических прогнозов сезонных сумм теплового баланса поверхности океана, составленные динамико-статистическим (P_M) и климатологическим ($P_{пр}$) методами.

Таблица 24. Обеспеченность прогнозов сезонных сумм теплового баланса поверхности Северной Атлантики (в районе судов погоды), составленных динамико-статистическим (P_M) и климатологическим методами ($P_{пр}$) (в %)

	Судно погоды								
	„А“	„В“	„С“	„D“	„Е“	„I“	„J“	„K“	„M“
	Зима								
P_M	72	91	100	91	77	91	82	82	82
$P_{пр}$	72	64	67	73	62	82	36	45	55
	Весна								
P_M	86	73	85	75	82	110	82	64	75
$P_{пр}$	79	55	69	67	36	73	45	65	50
	Лето								
P_M	92	55	62	100	64	92	77	67	55
$P_{пр}$	54	44	62	42	45	58	77	67	64
	Осень								
P_M	100	92	92	58	73	83	69	75	75
$P_{пр}$	53	83	67	50	64	67	46	42	50

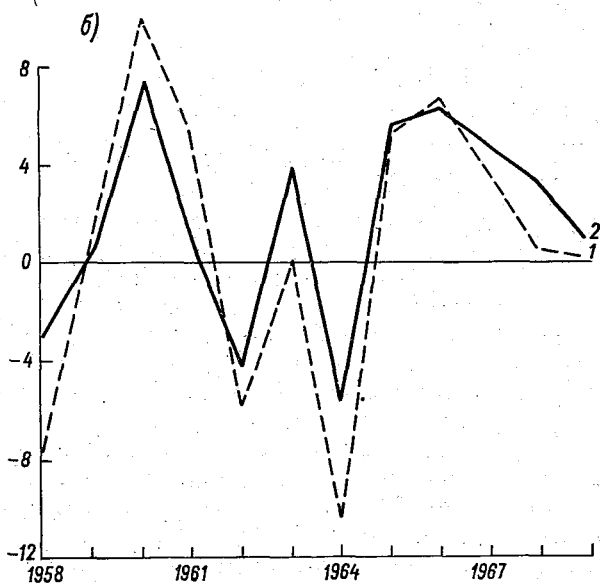
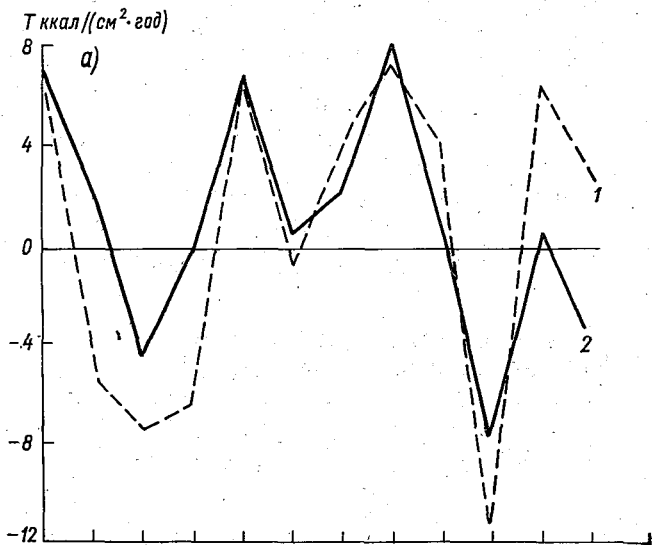


Рис. 35. Прогнозируемые (1) и рассчитанные по наблюдаемым данным (2) сезонные суммы теплового баланса поверхности океана.

а — летом в районе судна погоды «D»; б — осенью в районе судна погоды «А».

Данные табл. 24 и рис. 35 свидетельствуют о том, что обеспеченность невыхода ошибок прогнозов сезонных сумм теплового баланса поверхности за $\pm 0,8\sigma$ в подавляющем числе случаев значительно превосходит природную обеспеченность.

Удовлетворительные результаты получены при испытании этого метода и на независимых рядах. Заблаговременность прогнозов сезонных сумм теплового баланса поверхности океана составляла один и два сезона. К сожалению, из-за прекращения наблюдений на многих судах погоды в Северной Атлантике проверка разработанных схем долгосрочного прогноза сезонных сумм теплового баланса поверхности океана не доведена до конца.

6.3. Компонентно-гармонический метод сверхдолгосрочных прогнозов

Некоторые концепции воздействия внешних космогеофизических сил на гидрометеорологические процессы, используемые в прогнозах большой заблаговременности, разработаны И. В. Максимовым [127—130].

Предполагается, что в Мировом океане проявляются силы деформации, возникающие вследствие неравного сжатия Земли при неодинаковых в разных районах значениях силы тяжести, приливообразующих сил Луны и Солнца, нутационных сил и воздействия солнечной активности.

Движение Луны вокруг Земли создает систему долгопериодных лунных приливов, причем реальность этих приливов, особенно 19-летнего деклинационного лунного прилива, доказана материалами уровенных наблюдений. Движение Земли вокруг Солнца создает в океане полугодовой и годовой солнечные приливы. Силы деформации, возникающие в результате нутационных качаний земной оси, приводят к возникновению в океане и атмосфере так называемого «полюсного прилива».

Гипотеза о совокупном влиянии долгопериодных приливов, нутационных колебаний и изменений солнечной активности на макромасштабные процессы в системе океан—атмосфера дает возможность учесть многолетние космогеофизические факторы в сверхдолгосрочных морских прогнозах. Первый опыт такого учета внешних факторов при обосновании долгосрочных прогнозов ледовитости Баренцева моря сделан в 1954 г. И. В. Максимовым [127]. Физической основой компонентно-гармонического метода прогноза является учет инерции и цикличности процессов в океане. Если в течение сравнительно большого ряда лет многолетние изменения какого-нибудь элемента определялись заданной совокупностью выявленных циклов, то и в прогнозируемый период эти факторы в основном будут определять многолетние изменения данной характеристики. Анализ длительных наблюдений в Мировом океане показал, что изменения режима вод происходят без «катастрофических» скачков [93, 148, 231—

233]. Маловероятно, чтобы на период прогноза выявленные анализом колебания сразу исчезли.

Сущность компонентно-гармонического метода сводится к следующему. Природные ряды наблюдений элементов режима моря имеют сложную структуру и, кроме случайных изменений, содержат детерминированную часть. Ее возникновение иногда связывают с влиянием на гидрометеорологические процессы сил общепланетарного масштаба. Совокупность воздействий этих внешних факторов, по мнению некоторых авторов [38, 170, 202], и формирует в значительной мере многолетние изменения гидрометеорологических процессов. Зависимость для прогноза какого-то элемента по данному методу имеет вид

$$Q_t = \bar{Q} + \sum_{m=1}^n A_m \sin\left(\frac{2\pi}{\tau_m} t + \varphi_m\right), \quad (6.2)$$

где A_m , φ_m — амплитуда и начальная фаза выделенного колебания с периодом τ_m ; n — общее число гармоник, принимаемых для прогноза.

В некоторых работах компонентно-гармонический метод использовался для ориентировочных оценок урожайности поколений и возможных выловов рыб [15, 105]. Однако его применимость весьма ограничена вследствие некоторых принципиальных недостатков. Эта методика прогноза не предусматривает каких-либо критериев для определения его заблаговременности. Кроме того, при расчете прогностических уравнений используются средние за анализируемый ряд значения периодов, амплитуд и фаз выделенных составляющих. Это создает дополнительные ошибки, так как колебания гидрометеорологических процессов носят циклический характер.

Малая разрешающая способность периодограмм-анализа по Шустеру, который использовался в данном методе, не позволяет выделить составляющие с периодом 2 и 4,5 года, которые иногда играют решающую роль в многолетних колебаниях режима морей и океанов [54, 84, 106, 162]. Хотя компонентно-гармонический метод и позволяет отразить общую тенденцию многолетнего хода природных явлений, но в отдельные годы прогнозы имеют существенные ошибки [117].

И. В. Максимов и Н. П. Смирнов предприняли попытку устранить недостатки компонентно-гармонического метода и по возможности придать более ясный физический смысл такому подходу к проблеме долгосрочного прогноза [128]. В основе так называемого генетического метода лежит связь между возмущающей силой и той частью колебаний гидрометеорологической характеристики, которая создается этой силой. Первоначально производится расчет по нескольким однопараметрическим уравнениям регрессии. Отдельные составляющие прогнозируемой характеристики выделяются с помощью фильтрации полосовым

фильтром скользящего осреднения, а в качестве предикторов используются индексы космогеофизических сил. В этом варианте компонентно-гармонического метода встает сложный вопрос о сверхдолгосрочном прогнозе индексов космогеофизических сил. Для некоторых рядов наблюдений за океанологическими элементами обнаружен сдвиг по фазе между внешними силами и этими характеристиками, что позволяет по наблюдаемым индексам некоторых сил с заблаговременностью до трех лет составлять прогнозы. В качестве примера такого варианта сверхдолгосрочного прогноза можно рассмотреть прогноз температуры воды в июле для района Фареро-Шетландского пролива.

Прогностическое уравнение имеет вид

$$\Delta t_w^{VII} = 0,0188 R_P + 0,0054 W_{11} + 0,0025 (R_N)_{\tau-3} + 0,01 W_{\text{век}} + 0,05, \quad (6.3)$$

где R_P и R_N — нутационный и приливной индексы Максимова; W_{11} и $W_{\text{век}}$ — аномалии хода солнечной активности в одиннадцатилетнем и вековом циклах.

Уравнение (6.3) может быть использовано в прогнозах, если имеется возможность предсказать индексы возмущающих сил космогеофизического происхождения и достаточно корректно найти эмпирические связи между влияющими факторами и обусловленными ими частями какого-либо элемента режима. Дальнейшее совершенствование данного метода связано с разработкой обоснованных гипотез относительно происхождения различных циклов и установления реакции системы океан—атмосфера на внешние воздействия.

6.4. Сверхдолгосрочный прогноз температуры воды на разрезе «Кольский меридиан»

Для прогнозирования состояния сырьевой базы в различных промысловых районах необходимы прогнозы теплового состояния большой заблаговременности. В настоящее время на основе изучения циклических колебаний различных гидрометеорологических элементов предпринимаются первые шаги в разработке прогностических схем большой заблаговременности. Как показывает многолетний опыт составления долгосрочных морских прогнозов, разработка многих методов, базирующихся на использовании не фактических, а прогностических предикторов, не приводит к положительным результатам. Можно полагать, что предпочтительнее будут методы прогноза, основывающиеся на изучении закономерностей изменения данного элемента за прошлые годы с использованием математического аппарата теории стационарных случайных функций [8—11, 70, 216, 225].

Применение динамико-статистического метода к составлению оперативных прогнозов средней месячной и сезонной температуры воды в различных районах дало вполне удовлетворитель-

ные результаты [184, 197]. Распространение этого метода для прогноза годовых значений различных океанологических характеристик сдерживается ограниченным числом длительных и регулярных наблюдений. Для оперативных прогнозов средней годовой температуры воды на несколько лет вперед Е. И. Серяков и В. В. Крылова использовали регулярные глубоководные наблюдения по разрезу «Кольский меридиан» [147]. За основу принят ряд температуры воды в слое 0—200 м с 1921 г. Перерыв в наблюдениях с июля 1941 г. по декабрь 1944 г. восстановлен с помощью динамико-статистического метода. В качестве наиболее оптимального варианта восстановления был использован трехэтапный процесс экстраполяции. Так как пропуск месячной температуры воды на «Кольском меридиане» имеет продолжительность, равную 42 членам ряда, то восстановление проводилось постепенным наращиванием по 15 членов с последующим пересчетом всех параметров основного прогностического уравнения. Методические разработки по восстановлению рядов, выполненные В. Н. Шабут, показали, что наилучшая сходимость рассчитанных данных с наблюдаемыми отмечается при длине расчетного периода, равной 44 членам. Следует отметить, что члены ряда, восстановленные с помощью множественной линейной экстраполяции, более реально отражают ход внутригодовой изменчивости, чем сезонный ход температуры воды, восстановленный другими приемами.

Оправдываемость поверочных прогнозов на всех этапах рассматриваемого метода была достаточно высокой и составляла на 1-м этапе 91%, на 2-м — 87%, на 3-м — 81%. Это подтверждается предвычислением температуры воды с заблаговременностью 43—45 месяцев на январь—март 1945 г. (табл. 25).

Таблица 25. Наблюденная и рассчитанная температура воды на разрезе «Кольский меридиан». 1945 г.

	$t_{\text{факт}}$	$t_{\text{рассч}}$	δ	σ_{t_w}
Январь	4,25	3,96	0,29	0,35
Февраль	3,78	3,62	0,26	0,35
Март	3,38	3,06	0,32	0,35

Приведенные в табл. 25 расхождения методического прогноза температуры воды на январь—март 1945 г. с фактическими данными (δ) свидетельствуют о возможности применения динамико-статистического метода для восстановления пропусков рядов наблюдений очень большой продолжительности.

В итоге проделанной подготовительной работы получен ряд непрерывных глубоководных значений температуры воды

в районе, характеризующем тепловой режим южной части Баренцева моря. Остановимся на основных результатах анализа цикличности средней годовой температуры воды слоя 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан». По графикам корреляционной функции и спектрограммам можно сделать вывод о квазистационарности исходного ряда и цикличности в изменениях температуры воды (рис. 33, 34). В термическом режиме Баренцева моря четко проявляется квазидвухлетний цикл колебаний, а также циклы большей длительности [143, 197]. Как известно, формирование поля температуры воды определяется многими факторами, различными по своему происхождению. Если бы было возможно выявить все составляющие, образующие суммарное явление, то прогноз температуры воды имел бы небольшие ошибки.

В предыдущих разделах работы уже указывалось, что один из вариантов прогноза возможен при установлении закономерностей внутренней структуры ряда [8, 11]. В этом случае косвенно можно учесть все составляющие, которые сформировали среднюю годовую температуру воды деятельного слоя. В суммарной величине температуры воды при ограниченной выборке ряда одни циклы будут иметь большее значение, а другие — меньшее. Если же взять ряд той же характеристики, но другой продолжительности, то возможны случаи, когда в образовании суммарной температуры воды могут в большей степени участвовать составляющие, которые до этого играли меньшую роль. Сверхдолгосрочные прогнозы температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» составлялись с помощью динамико-статистического метода по уравнению (5.14), однако оптимальное число членов выбиралось от 32 до 51. За прогнозируемую температуру воды принималось осредненное значение при всех $n_{\text{опт}} = 32 \div 51$. Этот прием предварительно проверялся на мате-

Таблица 26. Сопоставление прогнозируемой и фактической средней годовой температуры воды слоя 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан»

	1960 г.	1961 г.	1962 г.	1963 г.	1964 г.	1965 г.	1966 г.
$t_{\text{факт}}$	4,36	4,10	4,05	3,41	4,08	3,79	2,83
$t_{\text{прогн}}$	4,52	3,92	4,27	3,56	3,79	3,90	2,68
δ	-0,16	0,18	-0,22	-0,15	0,29	-0,11	0,15

	1967 г.	1968 г.	1969 г.	1970 г.	1971 г.	1972 г.	1973 г.
$t_{\text{факт}}$	3,84	3,61	3,62	4,15	3,52	4,04	4,38
$t_{\text{прогн}}$	3,92	3,57	3,92	3,92	3,39	3,90	3,72
δ	-0,08	0,04	-0,30	0,23	0,13	0,14	0,66

риалах по зависимому ряду наблюдений средней годовой температуры воды с 1960 по 1973 г. (табл. 26).

Как видно из табл. 26, на зависимом ряде эта прогностическая схема оказалась вполне удачной, так как прогнозируемая температура воды мало отличается от фактической.

6.5. Прогноз температуры воды как основа при составлении промысловых прогнозов

Достижение максимальных уловов возможно как путем усовершенствования орудий лова и оснащения судов, так и за счет использования промысловых прогнозов. Левасту, Хела [124] полагают, что применение промысловых прогнозов представляется наиболее простым, эффективным и дешевым путем повышения улова на единицу затрачиваемых усилий.

Для разработки промысловых прогнозов необходимо знать зависимость миграций и скопления рыбы от состояния окружающей среды и его изменений. Связи между физиологическим состоянием рыбы и окружающей средой достаточно сложны и охватывают многие факторы, действующие одновременно. К сожалению, прогнозы многих условий среды еще не составляются, и поэтому основой при разработке промысловых прогнозов служат прогнозы тепловых процессов различной заблаговременности. Как известно, температура воды не только является важнейшей характеристикой состояния среды, но и служит косвенным показателем процессов перемешивания, течений, подъема глубинных вод, фронтальных зон [4, 5, 37, 62, 63, 105].

В настоящее время нет строгой теории, объясняющей влияние гидрометеорологических условий на динамику численности и урожайность поколений рыб [134, 139, 237]. По каждому виду промысловых рыб имеются лишь эмпирические сведения о влиянии абиотических факторов на урожайность поколений, выживаемость, нерест и миграцию [43, 103, 104, 124]. Так, по данным Г. К. Ижевского, колебания запаса атлантических сельдей пропорциональны изменениям средней годовой температуры воды на Кольском меридиане в слое 0—200 м в год нереста [89, 90]. По оценкам К. Г. Константинова и И. И. Светлова, численность поколений трески в районах Лабрадора и Западной Гренландии меняется в противофазе с численностью поколений трески в Баренцевом море, что является следствием сопряженности Гольфстрима и холодных течений северо-западной части Атлантического океана [107—109]. У многих рыб хорошо развита чувствительность к температуре воды; например, треска воспринимает изменения $t_w = 0,03^\circ\text{C}$. Чаще всего в зависимости от температуры воды меняется подвижность рыбы. Установлено наличие определенного оптимума активности, ниже и выше которого наблюдается ограничение движений рыб. Основные районы рыболовства приурочены к фронтальным зонам и к зонам подъема глубинных вод. Крупномасштабные колебания

режима приводят к перераспределению популяций. Так, в период потепления Арктики произошли заметные изменения в распространении трески, обитающей в Северной Атлантике. До 20-х годов треска встречалась у Западной Гренландии лишь в промысловом сезоне. В период потепления пролива Дейвиса исландское стадо трески стало регулярно посещать этот район в период нагула и затем у Западной Гренландии треска стала размножаться. От исландского стада отпочковалось другое стадо, весь жизненный цикл которого протекает в водах Гренландии. В Баренцевом море треска также расширила свой ареал.

Запасам сельди и трески в некоторых районах присущи определенные циклы (10—11 и 18—20 лет), которые, возможно, связаны с колебаниями гидрометеорологического режима [38, 89, 124]. Влияние температуры воды на численность поколений атлантическо-скандинавской сельди велико, но не однозначно. Степень влияния температурного режима нерестилищ и путей дрейфа молоди может составлять, по некоторым оценкам, 44—69%. [24]. Наиболее сильным (88—94%) влияние температуры воды оказывается при самой низкой и самой высокой численности половозрелой части стада, а минимальное воздействие температуры воды (23%) наблюдается при средней численности. Морской окунь весьма чувствителен к низкой температуре и гибнет в суровые годы, а в годы с повышенной температурой воды формируются урожайные поколения морского окуня.

Сроки начала и окончания нереста рыб, количество отложенной икры зависят от предшествующих и сопутствующих гидрометеорологических условий. Развитие икры, питание малоподвижных личинок и мальков также зависит от окружающих условий. Они могут выжить только при достаточном количестве корма.

Из всех внешних условий более всего на нерест рыбы влияет температура воды, которая непосредственно определяет скорость биохимических процессов, развитие половых продуктов, темп роста [33, 124]. Тепловые условия промысловых районов Мирового океана определяют условия нагула и зимовки нерестующей рыбы. Роль гидрометеорологических условий в динамике численности живых организмов на всех структурных уровнях развития природы как прямая, так и косвенная. Прямое воздействие температуры воды, течений и освещенности сильно сказывается на ранних стадиях развития рыб. Косвенное воздействие проявляется через изменение кормовой базы, условий нагула, воздействий хищников и паразитов.

У одних видов промысловых рыб, например сельди и сардины, урожайное поколение может превышать слабое во много десятков раз. У других видов, например палтуса, колебания численности от года к году незначительны. Это зависит от плодovitости и обеспеченности пищей. Как известно, в природе происходит не механический отсев какой-либо популяции орга-

низмов под влиянием неблагоприятных факторов среды их обитания, а наблюдается эволюционный процесс с естественным отбором. Гомеостатические механизмы регуляции численности промысловых рыб в определенных пределах, выработанных в процессе эволюции, противостоят колебаниям гидрометеорологических факторов. В то же время известно немало фактов массовой гибели рыбы от неблагоприятного воздействия абиотических факторов, когда колебания их выходили за пределы эволюционного приспособления того или иного вида рыб.

Итак, на разных этапах и уровнях развития популяций рыб влияние одних и тех же гидрометеорологических факторов может быть существенно различным, поэтому при гидрометеорологическом обеспечении морского рыбного хозяйства с этим необходимо считаться.

На основе прогнозируемой температуры воды в настоящее время составляются прогнозы выживаемости личинок рыб и мощность возрастных групп в данном году [179, 181]. Подход рыбных косяков для нереста, изменения места и времени нереста могут прогнозироваться сравнительно точно, если известна температура воды в этом районе, а также специфические для каждого вида рыб пределы оптимальной температуры воды. Карты полей температуры воды поверхностного слоя или слоя осенне-зимнего конвективного перемешивания, составляемые для Северной Атлантики, Баренцева и Норвежского морей, дают возможность определить зоны конвергенции и области холодных вод. Сведения о местонахождении и перемещениях этих зон представляют исключительную ценность для прогноза численности различных видов рыб и времени подхода их на нерест.

В данном разделе остановимся на нескольких способах прогнозирования температуры воды, которые используются в работе рыбохозяйственных институтов для составления промысловых прогнозов.

Значительным результатом работ Г. К. Ижевского следует считать установление двух взаимосвязанных систем морей: океанической и континентальной [89, 90]. Оказалось, что режим морей одной системы изменяется в противоположной фазе по отношению к другой. Изменчивость тепловых условий морей океанической системы Г. К. Ижевский объясняет ежегодными колебаниями интенсивности Гольфстрима. На основе этих исследований Г. К. Ижевский в начале 60-х годов составил сверхдолгосрочные прогнозы температуры воды Баренцева моря, а также урожайности поколений и возможных выловов некоторых видов промысловых рыб. Системная основа сверхдолгосрочного прогнозирования гидрологических условий в настоящее время развивается в работах сотрудников ВНИРО [35, 83].

Оригинальными исследованиями в области промысловой океанологии следует считать работы А. Г. Кислякова [103, 104]. На водоразделе между Норвежским и Баренцевым морями

А. Г. Кисляков обнаружил гребень повышенного уровня моря. Развитие этого гребня зависит от степени опреснения прибрежных водных масс и их распространения на север. То или иное развитие гребня повышенного уровня определяет интенсивность струй теплого течения и количественное соотношение личинок, дрейфующих либо в южную часть Баренцева моря, либо в северо-западные районы этого моря. При слабом развитии этого гребня икринки и личинки уносятся Нордкапским течением в южную часть Баренцева моря, а когда он сильно развит, большое количество личинок и мальков переносится водами Западно-Шпицбергенского течения в северном направлении.

Обычно высокая урожайность поколений рыб формируется в годы повышенной интенсивности течений и когда водные массы сильно прогреты. При таком тепловом режиме наблюдается более глубокое расположение изопикны 27,5—27,6, ибо пределом условной плотности, ниже которой икринок трески не наблюдается, может быть выбрана изопикна $25,55 \pm 0,05$. Следовательно, создаются условия для более глубокого залегания икринок в толще вод и они не погибают из-за механического повреждения их сильным волнением моря.

При оценке влияния условий среды на урожайность поколений рыбы в качестве основного фактора многие исследователи используют температурные характеристики, отражающие не только тепловые, но и динамические процессы, от интенсивности которых зависит пополнение питательными солями продуцирующего слоя. А. Г. Кисляков в качестве показателя условий среды на нерестилищах и путях дрейфа личинок использовал среднюю температуру воды на станциях Скомвер и Скрова в Норвежском море, а также на разрезах по $74^{\circ} 30'$ с. ш. и Кольскому меридиану. Используя эти характеристики, а также показатели численности поколений в 6, 5, 4 и 3-летнем возрасте, долю выноса личинок и молоди рыб в южную часть Баренцева моря или в северо-западные районы, А. Г. Кисляков выполнил расчет промыслового вылова трески в южной части и в северо-западных районах Баренцева моря с трехлетней заблаговременностью.

К. Г. Константинов разработал методику прогноза уловов трески в Баренцевом море на основе данных по температуре воды на «Кольском меридиане» в слое 150—200 м за ноябрь предыдущего года [107—109].

Д. Я. Беренбейм выявил корреляционную связь между средними многолетними сроками нереста отдельных популяций промысловых рыб и средней многолетней температурой воды на нерестилищах. Для весенненерестующих рыб в более теплых районах нерест наступает раньше, чем в более холодных районах, а для осенненерестующих рыб, наоборот, в более теплых районах нерест начинается позже, чем в холодных [33].

В. И. Копытов и В. Н. Яковлев показали, что прогнозируемая температура воды в Ла-Манше может служить основой для сверхдолгосрочного прогноза вылова сельди и скумбрии [237]. В качестве показателя выбрана средняя годовая придонная температура воды на одной из станций, расположенных в западной части Ла-Манша. Экстремальные значения уловов западывают по отношению к экстремальным температурам на 3—4 года. Поскольку основу промысла сельди и скумбрии в Ла-Манше составляют особи в возрасте 3—4 лет, то можно считать, что температура воды обуславливает урожайность поколений сельди и скумбрии на ранних стадиях развития.

А. К. Сигаевым и В. А. Брянцевым выявлена связь между характеристиками турбулентности водных масс и уловами креветки. За показатель турбулентности ими было принято число Ричардсона. Оказалось, что чем сильнее развита турбулентность в придонном слое, тем выше были уловы креветок. Вероятно, эта характеристика определяет количество биогенных элементов и концентрацию креветок [105, 237].

Некоторые исследования, направленные на разработку промысловых уловов, включают в качестве предиктора атмосферную циркуляцию. Так, например, В. В. Пенин установил, что производительность лова сельди в западной части Норвежского моря неплохо коррелировалась с коэффициентами разложения в ряды по полиномам Чебышева полей атмосферного давления или индексами атмосферной циркуляции, вычисленными для данного района.

Перспективный метод прогноза численности поколений пикши в Северном море был разработан в АтлантНИРО [237]. Формирование численности поколений пикши происходит на ранних стадиях развития, причем решающую роль при этом играют факторы внешней среды. На выживаемость личинок и мальков оказывает влияние гидробиологический комплекс, который в свою очередь формируется в результате взаимодействия местных североморских вод и поступающих вод атлантического происхождения. Предполагается, что водообмен на границах моря может быть тем механизмом, который лежит в основе флюктуаций поколений пикши. Поступление атлантических вод в Северное море зависит главным образом от характера атмосферной циркуляции. Были сопоставлены индексы меридиональной и зональной атмосферной циркуляции по Кацу на отрезках параллелей 50 и 60° с. между меридианами 10° з. и 10° в. и численность пикши каждой возрастной группы. Воздушные потоки с запада, так же как и преобладание антициклонической формы атмосферной циркуляции над восточной частью Атлантики, вызывают усиление притока атлантических вод на нерестилища пикши в Северном море и благоприятно сказываются на условиях обитания икры и личинок, а также обеспеченности их пищей. Связи между атмосферной циркуляцией за март—

апрель и численностью пикши оказались весьма тесными ($r = 0,80 \div 0,90$). Таким образом, на основе индексов атмосферной циркуляции по Казу за февраль—май можно предсказать численность поколений пикши с заблаговременностью один или два года.

Интересные результаты по сверхдолгосрочному прогнозированию тепловых условий Баренцева моря, основанному на учете времени добегания атлантических вод, получили А. П. Алексеев, А. И. Мухин и Л. Р. Солоницына [5].

Ю. А. Бочков предложил несколько методик сверхдолгосрочного прогнозирования тепловых условий в Баренцевом море. Им были рассмотрены особенности проявления двухлетней цикличности гидрометеорологических процессов в Северном промышленном бассейне. С помощью взаимного спектрального анализа Ю. А. Бочков установил тесную взаимосвязь атмосферных процессов с колебаниями температуры воды [38].

На современном уровне использования биологических ресурсов Мирового океана при оптимизации управления экосистемами большое значение приобретает исследование устойчивости экосистемы к изменению гидрометеорологических факторов во времени. М. Е. Виноградов разработал математическую модель динамики вертикальной структуры экосистемы в зоне апвеллинга [237]. В этой работе отмечается, что с обеднением биогенных элементов в поверхностном слое в формировании вертикальной структуры экосистемы возрастает роль вертикального переноса биогенных элементов из-под термоклина. Следовательно, прогноз вертикального распределения температуры воды и положения термоклина приобретает важное значение.

Ю. Н. Сергеев также разработал математическую модель физико-химико-биологической системы [237]. Система состоит из трех взаимосвязанных подсистем: гидродинамической, гидрохимической и гидробиологической. Кратко рассмотрим только гидродинамическую подсистему. Входными параметрами этой подсистемы служат: давление воздуха, температура воды, соленость, скорость и направление течений в отдельных точках, возвышение свободной поверхности уровня моря. Решается полная система уравнений гидродинамики бароклинной несжимаемой жидкости.

Однако следует заметить, что исследования по математическому моделированию биологических процессов в океане, ведущиеся в различных научных учреждениях, пока еще не позволяют использовать их в практической деятельности. Как отмечает В. Н. Яковлев, попытки использовать линейное программирование для учета гидрометеорологических условий при планировании и осуществлении промысловых операций не дали положительных результатов. Очевидно, требуются менее жесткие методы, учитывающие неоднозначный и вероятностный характер влияния среды на промысел рыбы.

Глава 7

Опыт составления оперативных долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов температуры воды (на примере Северного промыслового бассейна)

Выполненные исследования по крупномасштабному взаимодействию Северной Атлантики, а также Норвежского и Баренцева морей с атмосферными процессами позволили выбрать основные предикторы для некоторых прогностических схем. Оказались вполне удовлетворительными разработанные методики долгосрочного и сверхдолгосрочного прогнозирования температуры воды на основе выявления внутренней структуры рядов наблюдений за температурой воды на стандартных разрезах Баренцева моря, районов судов погоды и квадратов Смеда.

Поскольку с помощью рассмотренных ранее методов долгосрочного прогнозирования температуры воды уже более десяти лет составляются оперативные прогнозы тепловых условий, являющихся составной частью промысловых прогнозов ПИНРО, то целесообразно показать подготовку исходных данных для прогноза и результаты оправдываемости оперативных прогнозов средней месячной, сезонной и годовой температуры воды в различных промысловых районах.

7.1. Исходные данные для составления оперативных прогнозов температуры воды

В зависимости от применяемого метода прогноза температуры воды необходимы различные начальные данные. Некоторые способы долгосрочного прогноза тепловых процессов недостаточно эффективны из-за невозможности получить исходную информацию своевременно и в достаточном количестве.

Минимальное количество исходных данных, относящихся только к прогнозируемому элементу, требуется для составления прогнозов с помощью динамико-статистического метода. Как уже отмечалось в предыдущих разделах, основой для прогнозов температуры воды по этой методике служат длительные ряды наблюдений над температурой воды на стандартных океанографических разрезах Баренцева моря, а также в районах судов погоды и в квадратах Смеда северной части Атлантического океана. Осредненные данные по температуре воды для всего

Для оценки эффективности прогностических зависимостей и точности оперативных долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов температуры воды в промысловых районах Северного бассейна обычно используются критерии, принятые в гидрометеорологической службе СССР [149]. В зависимости от заблаговременности прогнозов принимается различная допустимая погрешность прогноза (δ).

В табл. 27 приводится фактическая и прогнозируемая динамико-статистическим методом температура воды деятельного слоя Баренцева моря на стандартных разрезах.

Таблица 27. Фактическая ($t_w^{\text{факт}}$) и прогнозируемая ($t_w^{\text{пр}}$) температуры воды деятельного слоя и их расхождение (δ) (в °С)

Эле- мент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Разрез «Кольский меридиан» 1975 г.												
$t_w^{\text{факт}}$	3,96	3,85	3,54	3,40	3,80	4,10	4,66	5,18	5,30	5,28	4,95	4,64
$t_w^{\text{пр}}$	—	—	3,34	3,19	3,26	3,77	4,42	4,97	5,04	4,95	4,76	4,35
δ	—	—	0,20	0,21	0,54	0,33	0,24	0,21	0,26	0,33	0,19	0,29
1976 г.												
$t_w^{\text{факт}}$	3,90	3,44	3,10	3,00	3,42	3,78	4,37	5,00	5,45	5,05	4,60	4,20
$t_w^{\text{пр}}$	—	—	—	3,06	3,05	3,56	4,17	4,68	4,91	4,43	4,74	4,38
δ	—	—	—	0,06	0,37	0,22	0,20	0,32	0,54	0,12	0,14	0,18
Разрез «м. Нордкап — о. Медвежий» 1974 г.												
$t_w^{\text{факт}}$	—	—	4,10	4,20	4,25	4,78	5,50	5,93	6,13	6,16	5,87	5,28
$t_w^{\text{пр}}$	—	—	4,53	4,18	4,27	4,78	5,42	5,62	5,70	5,62	5,27	4,96
δ	—	—	-0,43	0,02	-0,02	0,00	0,08	0,31	0,43	0,54	0,60	0,32
1975 г.												
$t_w^{\text{факт}}$	4,98	4,63	4,34	4,30	4,60	4,85	5,25	5,63	6,00	6,07	5,25	4,87
$t_w^{\text{пр}}$	4,85	4,37	4,21	4,30	4,01	4,90	5,15	5,56	5,90	5,70	5,50	5,06
δ	0,13	0,26	0,13	0,00	0,59	-0,05	0,10	0,07	0,10	0,37	-0,25	-0,19

Как видно из табл. 27, расхождение между фактической и прогнозируемой температурами воды (δ) для большинства месяцев рассматриваемых лет не выходит за пределы допустимых ошибок. Средние квадратические отклонения температуры воды деятельного слоя на стандартных океанографических разрезах Баренцева моря 0,5—0,6°С. В зависимости от заблаговре-

менности прогнозов температуры воды, которая для динамико-статистического метода в этом случае была от 2 до 6 месяцев, изменяется допустимая ошибка прогноза.

Как правило, допустимая ошибка прогнозов температуры воды на стандартных разрезах составляет 0,4—0,5°C. Для всех приведенных в табл. 27 прогнозов не наблюдалось больших систематических ошибок, и обычно различие между фактической и прогнозируемой температурами воды превышало допустимую ошибку в одном или двух месяцах каждого года.

Таблица 28. Средняя за квартал фактическая ($t_w^{\text{Факт}}$), прогнозируемая динамико-статистическим методом ($t_w^{\text{пр}}$) и по индексам меридионального переноса ($t_{w_1}^{\text{пр}}$) температура воды слоя 0—200 м и их расхождение (δ_1, δ_2) (°C)

Элемент	1976 г.				1977 г.			
	Квартал							
	1	2	3	4	1	2	3	4
Разрез «Кольский меридиан»								
$t_w^{\text{Факт}}$	3,48	3,40	4,94	4,62	3,36	2,78	—	—
$t_{w_1}^{\text{пр}}$	3,73	3,26	4,70	5,08	3,08	3,19	4,70	4,82
δ_1	0,25	0,14	0,24	0,46	0,28	0,41	—	—
$t_{w_2}^{\text{пр}}$	3,52	3,08	4,70	—	3,51	3,04	4,24	—
δ_2	0,04	0,32	0,24	—	0,15	0,26	—	—
Разрез «м. Нордкап — о. Медвежий»								
$t_w^{\text{Факт}}$	4,37	4,61	5,63	5,08	4,02	3,60	—	—
$t_{w_1}^{\text{пр}}$	4,37	4,24	5,90	5,62	4,34	4,21	5,15	5,18
δ_1	0,00	0,37	0,27	0,54	0,32	0,61	—	—
$t_{w_2}^{\text{пр}}$	4,20	4,20	5,86	—	4,20	3,84	5,18	—
δ_2	0,17	0,41	0,23	—	0,18	0,24	—	—

В табл. 28 приведены результаты сопоставления прогнозов температуры воды, осредненной за квартал, с фактическими данными на примере двух основных разрезов. Эти прогнозы температуры воды деятельного слоя Баренцева моря, составленные динамико-статистическим методом и на основе использования индексов меридионального переноса тепла и холода в атмосфере, оказались успешными. Прогнозы сезонной температуры воды, несмотря на большую заблаговременность по сравнению с прогнозами средней месячной температуры, по точности не уступают им. Методика долгосрочных прогнозов,

использующая в качестве предикторов наблюдаемые данные, позволяет более оперативно обслуживать рыбохозяйственные организации прогнозами термического режима [3—5, 34, 119, 121].

Для стандартных разрезов Баренцева моря оперативные прогнозы температуры воды различной заблаговременности составлялись прежде всего для деятельного слоя. Это объясняется как возможностями рассматриваемых методов прогноза, так и исходными рядами наблюдений. Однако, кроме прогнозов температуры воды слоя 0—200 м, для обеспечения запросов рыбного промысла необходим прогноз теплового состояния вод Баренцева моря в слоях 0—50, 50—200 и 150—200 м.

В качестве примера в табл. 29 приведены результаты сопоставления фактической и прогнозируемой динамико-статистическим методом температур воды по отдельным слоям для разреза «Кольский меридиан» в 1974 г.

Таблица 29. Фактическая средняя месячная ($t_w^{\text{факт}}$) и прогнозируемая ($t_w^{\text{пр}}$) температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» и их расхождение (δ) в слоях разной толщины

Элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Слой 0—50 м												
$t_w^{\text{факт}}$	—	—	3,05	3,02	3,20	4,56	6,45	8,09	7,98	7,16	5,36	4,28
$t_w^{\text{пр}}$	—	—	2,88	2,74	2,99	4,27	5,88	7,18	7,07	6,10	5,10	4,47
δ	—	—	0,17	0,28	0,21	0,29	0,57	0,91	0,91	1,06	0,26	-0,19
Слой 50—200 м												
$t_w^{\text{факт}}$	—	—	2,95	2,88	3,05	3,30	3,50	4,02	4,10	4,50	4,27	4,12
$t_w^{\text{пр}}$	—	—	2,84	2,64	2,56	2,91	3,18	3,49	3,89	4,17	4,30	4,94
δ	—	—	0,11	0,24	0,49	0,39	0,32	0,53	0,21	0,33	-0,03	-0,82
Слой 150—200 м												
$t_w^{\text{факт}}$	—	—	2,80	2,84	2,90	3,61	3,25	3,47	3,40	3,60	3,58	4,06
$t_w^{\text{пр}}$	—	—	2,82	2,55	2,53	2,74	2,90	3,03	3,24	3,56	3,89	3,95
δ	—	—	-0,02	0,29	0,37	0,87	0,35	0,44	0,16	0,04	-0,31	-0,11

Из табл. 29 видно, что для отдельных слоев в некоторые месяцы 1974 г. ошибки прогноза превышали допустимые пределы. Однако в целом оправдываемость долгосрочных прогнозов температуры воды по слоям на рассматриваемом стандартном разрезе Баренцева моря оказалась вполне удовлетворительной.

В ЛГМИ в течение нескольких лет составляются оперативные прогнозы температуры воды поверхностного слоя в среднем

за сезон для районов судов погоды (рис. 36). К сожалению, в связи с прекращением работы некоторых судов погоды количество выпускаемых прогнозов в последние годы несколько уменьшилось. Результаты проверки этих прогнозов, составленных динамико-статистическим методом, приведены в табл. 30.

Таблица 30. Стандартные ошибки прогнозов (S), средние квадратические отклонения температуры воды (σ) и их отношения (S/σ) в районах судов погоды

	Суда погоды								
	„А“	„В“	„С“	„D“	„E“	„J“	„I“	„K“	„M“
S	0,34	0,35	0,29	0,66	0,44	0,30	0,29	0,34	0,33
σ	0,52	0,46	0,50	0,83	0,56	0,42	0,44	0,40	0,46
S/σ	0,65	0,76	0,58	0,79	0,79	0,71	0,66	0,85	0,72

Согласно Наставлению по службе морских прогнозов [149], критерием применимости метода служит отношение стандартной ошибки к среднему квадратическому отклонению ($S/\delta \leq \leq 0,80$ при $N > 25$). Как видно из табл. 30, этот критерий везде выполняется, за исключением судна погоды «К», что дает основание использовать динамико-статистический метод в оперативной работе.

Аналогичные оценки эффективности и надежности методических прогнозов температуры воды поверхностного слоя в квадратах Смеда приведены в табл. 31, а также на рис. 37.

Таблица 31. Стандартные ошибки прогнозов (S), средние квадратические отклонения температуры воды (σ), критерий надежности и эффективности методов прогноза температуры воды в квадратах Смеда (S/σ)

	Квадраты Смеда						
	D	E	H	I	K	L	M
S	0,38	0,29	0,29	0,32	0,27	0,31	0,36
σ	0,50	0,47	0,37	0,42	0,42	0,40	0,49
S/σ	0,76	0,62	0,78	0,76	0,64	0,77	0,73

Материалы табл. 31 позволяют сделать вывод, что во всех рассмотренных квадратах Смеда выполняется критерий надежности и эффективности методов прогноза.

Для разреза «Кольский меридиан» с 1971 по 1977 г. в общей сложности составлено 155 оперативных прогнозов средней месячной температуры воды деятельного слоя моря и около 50 оперативных прогнозов средней квартальной температуры воды. На других стандартных океанографических разрезах Баренцева моря, в районах судов погоды средняя оправдываемость

прогнозов средней месячной и средней сезонной температуры воды составляет не менее 80%. Это свидетельствует об эффективности разработанных методик долгосрочного прогнозирования тепловых условий.

В настоящее время уже накопился некоторый опыт составления сверхдолгосрочных прогнозов средней годовой температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» (табл. 32).

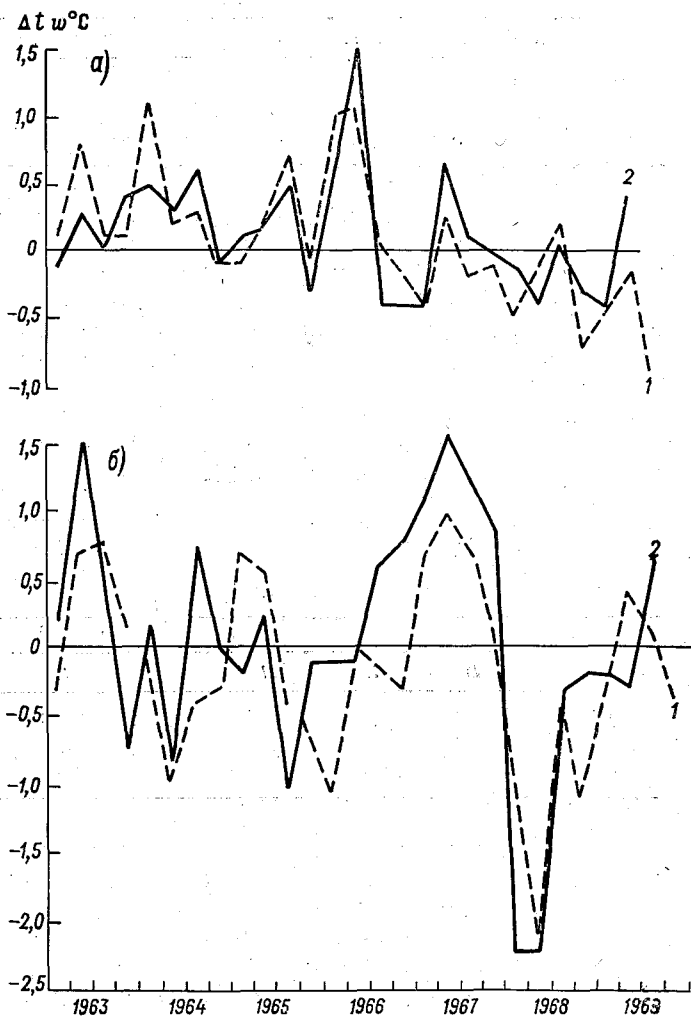


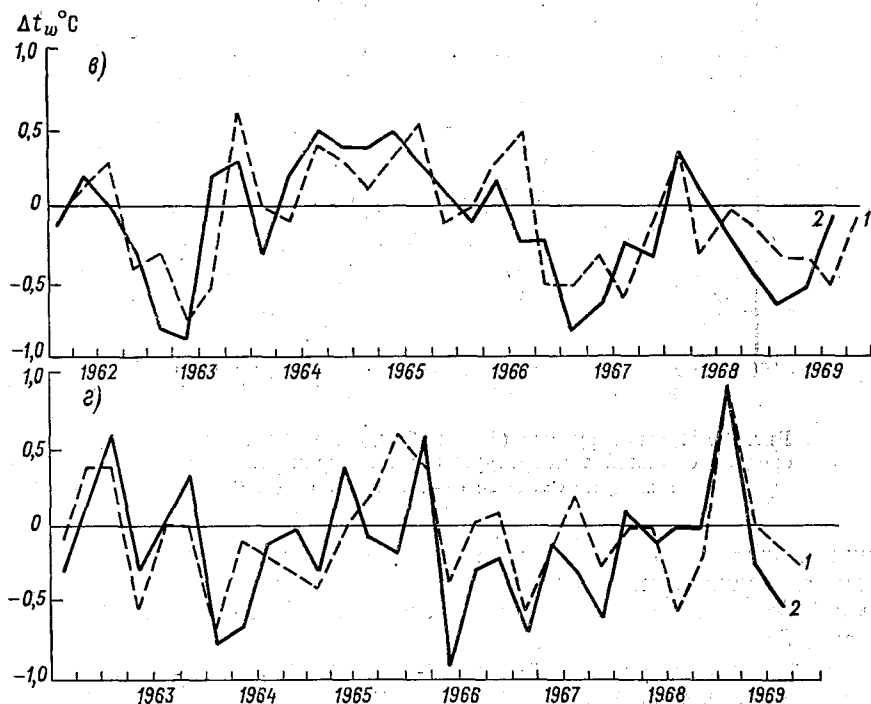
Рис. 36. Прогнозируемые (1) и наблюдаемые (2) — в районе судна погоды «С»; б — в районе судна погоды «D»;

Данные табл. 32 наряду с оценками оправдываемости сверхдолгосрочных прогнозов температуры воды на разрезе «Кольский меридиан», сделанными ранее [50, 117, 178, 179, 181, 184], свидетельствуют об удовлетворительном результате и перспективности такого подхода к прогнозам температуры воды большой заблаговременности.

Для оценки оправдываемости методических прогнозов темпе-

Таблица 32. Фактическая средняя годовая температура воды в слое 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан» ($t_w^{\text{факт}}$), рассчитанная динамико-статистическим методом ($t_w^{\text{пр}}$) и их различие (δ)

Элемент	Годы						
	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977
$t_w^{\text{факт}}$	3,52	4,04	4,38	3,97	4,39	4,11	3,58
$t_w^{\text{пр}}$	3,87	4,01	3,84	4,18	4,32	4,07	4,03
δ	-0,35	0,03	0,54	-0,27	0,07	0,04	-0,45



(2) — аномалии средней сезонной температуры воды.

в — в районе судна погоды «I»; г — в районе судна погоды «М».

ратуры воды в слое конвективного перемешивания, составленных численным методом, предварительно потребовалось определить амплитуды колебаний температур воды для периода осенне-зимней конвекции. За характерное значение среднего квадратического отклонения температуры воды слоя конвективного перемешивания Баренцева моря было принято $\sigma=0,7^{\circ}\text{C}$.

Для районов Баренцева моря, занятых льдами, точность прогноза оценивалась сопоставлением с положением кромки пла-

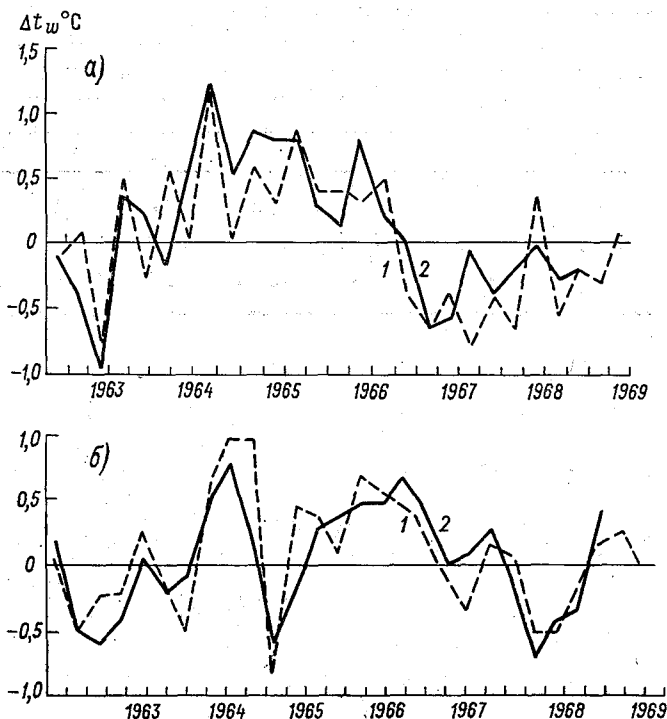


Рис. 37. Прогнозируемые (1) и наблюдаемые (2) аномалии средней сезонной температуры воды поверхностного слоя. а — в квадрате Смеда D; б — в квадрате Смеда E.

вучих льдов по материалам авиаразведок. Средняя оправданность численных прогнозов температуры воды в слое осенне-зимней конвекции приведена по данным Е. М. Овчинникова в табл. 33.

Анализ оправданности численных прогнозов полей температуры воды в слое конвективного перемешивания для каждого месяца холодного полугодия показал, что самая низкая оправданность численных прогнозов по модели Доронина приходится на февраль и март. В эти месяцы наблюдается максимум

в годовом ходе адвекции тепла Нордкапским течением, а как отмечалось в предыдущих разделах работы, адвективные изменения температуры воды вычислялись весьма приближенно. В месяцы холодного полугодия, в которых роль адвективного теплообмена значительно уменьшается, оправдываемость численных прогнозов поля температуры воды несколько возрастает.

Таблица 33. Оправдываемость численных прогнозов полей температуры воды Баренцева моря

Заблаговременность прогнозов, мес.	Годы				
	1973	1974	1975	1976	1977
До 2	87	74	—	—	—
От 2 до 6	75	58	56	60	61
От 6 до 8	74	74	68	—	—

Опытные прогнозы температуры воды и положения кромки плавучих льдов, составленные по данному методу, свидетельствуют о необходимости дальнейшего совершенствования модели и уточнения некоторых параметров.

В табл. 34 приведены обобщающие сведения за 1971—1978 гг. об оправдываемости оперативных прогнозов температуры воды слоя 0—200 м для разреза «Кольский меридиан».

Таблица 34. Количество составленных оперативных прогнозов температуры воды и их оправдываемость (в %) на разрезе «Кольский меридиан»

Год	Прогнозы средней месячной температуры воды		Прогнозы средней квартальной температуры воды	
	количество прогнозов	% оправдываемости	количество прогнозов	% оправдываемости
1971	12	92	—	—
1972	41	95	8	75
1973	21	76	7	71
1974	26	77	8	92
1975	32	87	7	88
1976	33	79	9	88
1977	21	80	6	100
1978	29	76	4	75

Итак, рассмотренные в данной монографии методы прогнозов тепловых процессов в Северной Атлантике и Баренцевом море прошли испытания в оперативной работе по составлению

промысловых прогнозов. За период с 1966 по 1978 г. оправдываемость оперативных долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов температуры воды, разработанных в ЛГМИ, вполне удовлетворительная. Это может свидетельствовать о том, что при современном уровне развития методов гидрометеорологических прогнозов и при минимальном количестве начальных данных выбраны достаточно эффективные пути разработки прогнозов температуры воды.

Кроме того, отсутствие больших погрешностей в прогнозах температуры воды даже за аномальные по термическому режиму годы, очевидно, указывает на физическую обоснованность при выборе основных предикторов.

Предпринятая попытка разработать методику долгосрочного прогноза составляющих теплового баланса поверхности Северной Атлантики оказалась в целом приемлемой. Эта методика может быть использована для решения ряда задач, в которых применение средних многолетних характеристик теплового баланса является недостаточным.

Опыт составления прогнозов тепловых процессов в Северном промышленном бассейне может оказаться полезным для других промысловых бассейнов.

Условные обозначения

- t_w — температура воды поверхностного слоя
 t_H — температура воды на нижней границе деятельного слоя
 t_a — температура воздуха на уровне судовых измерений
 e — упругость водяного пара на уровне судовых измерений
 e_s — максимальная упругость насыщения
 w_a — скорость ветра на уровне судовых измерений
 w'_a — пульсации вертикальной составляющей скорости ветра
 u'_a — пульсации продольной составляющей скорости ветра
 u, v, w — составляющие скорости течения по осям x, y, z соответственно
 U — скорость ветра в экваториальной стратосфере
 k_x, k_y, k_z — коэффициенты теплопроводности в направлениях соответствующих осей x, y, z
 ρ — плотность воздуха
 ρ_w — плотность воды
 c — теплоемкость воды
 c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении
 u_* — скорость трения
 N — число наблюдений
 h — толщина квазиоднородного слоя
 H — толщина деятельного слоя воды
 Δ — аномалия
 τ — время
 r — коэффициент корреляции двух величин
 R — множественный коэффициент корреляции
 $R(\tau)$ — корреляционная функция
 t_R — средний период корреляционной функции
 S_λ — спектральная плотность
 Ri — число Ричардсона
 E_* — устойчивость в океане
 K^* — параметр аномальности по Багрову
 Ω — параметр Корниолиса
 Θ — количество движения
 ν — коэффициент турбулентной вязкости
 A_x, A_y, A_z — коэффициенты турбулентного обмена
 σ — среднее квадратическое отклонение
 S — стандартная ошибка прогнозов
 δ — разница между наблюдаемой и прогнозируемой величинами
 $(Q + q)_n$ — суммарная солнечная радиация
 I_0 — интенсивность солнечной радиации на поверхности океана
 α — альбедо
 P — турбулентный теплообмен поверхности океана с атмосферой

- LE — потери тепла на испарение
 L — удельная теплота испарения
 L_* — масштаб длины по Монину
 R_6 — радиационный баланс поверхности океана
 $I_{\text{эфф}}$ — эффективное излучение поверхности океана
 Bo — отношение Боуэна
 T — тепловой баланс поверхности океана
 Q_w — расход воды
 Q_T — расход тепла
 Q_A — адвекция тепла течениями
 Q_c — адвекция солей
 Q_z — вертикальный поток тепла в океане
 ΔQ_w — изменение теплосодержания в слое воды
 L — количество льдов (ледовитость)
 A_{ij} — коэффициенты разложения в ряды по полиномам Чебышева
 B_{ij} — коэффициенты разложения в ряды по естественным составляющим
 W, E, C — формы атмосферной циркуляции по Вангенгейму
 P_a — атмосферное давление

Список литературы

1. Абрамов Р. В. Многолетние и сезонные изменения географического положения исландского минимума атмосферного давления.— Изв. Всесоюз. географ. о-ва, 1966, т. 98, вып. 4, с. 317—340.
2. Абрамов Р. В. О субтропических максимумах над Атлантическим океаном в системе общей циркуляции атмосферы.— Труды ЛГМИ, 1970, вып. 41, с. 3—18.
3. Абузяров З. К., Шамраев Ю. И. Морские гидрологические информации и прогнозы.— Л.: Гидрометеониздат, 1974.— 210 с.
4. Алексеев А. П., Пенин В. В. Некоторые результаты океанографических исследований в Норвежском и Гренландском морях в 1952—1972 гг.— Океанология, 1973, т. 13, вып. 4, с. 563—568.
5. Алексеев А. П. и др. Понижение температуры воды в северо-восточной Атлантике/Алексеев А. П., Мухин А. И., Солоницына Л. Р.— Океанология, 1974, т. 14, вып. 6, с. 999—1001.
6. Алексеев Г. В., Владимиров О. А. О внутригодовой изменчивости среднемесячных температур воды и воздуха в Северной Атлантике по данным кораблей погоды.— Труды ААНИИ, 1975, т. 321, с. 52—55.
7. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В. Об исследовании скрытой периодичности в гидрометеорологических процессах.— Труды ААНИИ, 1975, т. 321, с. 97—102.
8. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1963.— 86 с.
9. Алехин Ю. М. Проблемы причинности в гидрометеорологических прогнозах большой заблаговременности.— Труды ЛГМИ, 1969, вып. 35, с. 39—45.
10. Алехин Ю. М. О некоторых проблемных вопросах динамико-статистического метода прогнозирования.— Труды ЛГМИ, 1975, вып. 56, с. 3—21.
11. Алехин Ю. М. и др. Динамико-статистический метод прогнозирования гидрометеорологических процессов и его практическое применение/Алехин Ю. М., Кондратович К. В., Гвоздева В. Г.— Материалы рыбохоз. исслед. Северного бассейна, 1968, вып. 12, с. 123—138.
12. Альтшулер В. М., Беляев М. М. Гидродинамическая устойчивость океанологических процессов по данным «ТРОПЭКС-72».— Труды ГОИН, 1976, вып. 131, с. 100—108.
13. Альтшулер В. М., Лазаренко Н. Н. Экваториальный центр действия Атлантического океана.— Труды ГОИН, 1976, вып. 131, с. 121—128.

14. Альтшулер В. М., Смирнова А. И. Термодинамическое взаимодействие океана и атмосферы по данным «ТРОПЭКС-72—74».— Труды ГОИН, 1978, вып. 147.
15. Антонов А. Е. Океанологические основы рыбопромысловых прогнозов в южной части Балтийского моря.— Калининград, 1964.— 118 с.
16. Архипова Е. Г. Межгодовые изменения теплового баланса в северной части Атлантического океана за последнее десятилетие.— Труды ГОИН, 1960, вып. 54, с. 35—60.
17. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко.— М., 1963.— 69 с.
18. Атлас изменений состояния системы океан и атмосфера в Северной Атлантике. Вып. 1.— Л.: Гидрометеиздат, 1967.— 29 с.
19. Атлас изменения состояния системы океан и атмосфера в Северной Атлантике. Вып. 2.— Л.: Гидрометеиздат, 1967.— 69 с.
20. Атлас изменений состояния системы океан и атмосфера в Северной Атлантике. Вып. 4—5. М.: Гидрометеиздат, 1969.— 55 с.
21. Атлас изменений состояния системы океан и атмосфера в Северной Атлантике. Вып. 7.— М.: Гидрометеиздат, 1971.— 60 с.
22. Атлас теплового баланса океанов. Под ред. А. Г. Колесникова.— Севастополь, МГИ АН УССР, 1970.— 32 с.
23. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих.— Труды ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.
24. Багров Н. А. О хозяйственной полезности гидрометеорологических прогнозов.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 159, с. 101—115.
25. Багров Н. А., Батырева О. В. К вопросу об оптимальном числе предсказателей.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 159, с. 3—14.
26. Баранов Е. И. Изменчивость расходов воды, тепла и солей в Гольфстриме.— Труды ГОИН, 1974, вып. 120, с. 114—128.
27. Баринов А. А., Яковлев В. Н. Термический режим вод деятельного слоя Северной Атлантики и промысел.— Труды АтлантНИРО, 1972, вып. 48, с. 13—32.
28. Барышевская Г. И. О связи динамических процессов в западной части Северной Атлантики с термическим режимом.— Труды ГОИН, 1976, вып. 131, с. 67—73.
29. Бауман И. А. и др. Некоторые особенности воздушных переносов на уровне моря в Северной Атлантике по данным карт погоды за 60 лет/Бауман И. А., Кондратович К. В., Савичев А. И.— Труды ЛГМИ, 1975, вып. 53, с. 3—62.
30. Безуглый И. М., Давыдов А. А. О природе холодной пленки воды на поверхности моря.— Труды ЛГМИ, 1976, вып. 59, с. 130—133.
31. Белинский Н. А. Морские гидрометеорологические информации и прогнозы.— Л.: Гидрометеиздат, 1956.— 254 с.
32. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов.— Л.: Гидрометеиздат, 1967.— 202 с.
33. Беренбейм Д. Я. Влияние температуры воды на сроки нереста морских промысловых рыб.— М.: Пищевая промышленность, 1971.— 152 с.
34. Блинова Е. Н. О гидродинамическом долгосрочном прогнозе погоды.— Метеорология и гидрология, 1974, № 11, с. 3—10.

35. Богуславский С. Г. Температурное поле Тропической Атлантики.— Киев: Наукова думка, 1977.
36. Борисенков Е. П., Семенов В. Г. О цикличности колебаний температуры воды Северной Атлантики.— ФАО, 1970, т. 6, № 9, с. 965—969.
37. Борисенков Е. П., Трешников А. Ф. О роли полярных районов в проблеме глобальных исследований циркуляции атмосферы и океана.— Труды ААНИИ, 1970, т. 296, с. 3—21.
38. Бочков Ю. А. О долгопериодных колебаниях термики Баренцева и Норвежского морей.— Труды ПИНРО, 1964, вып. 16, с. 277—288.
39. Бубнов В. А. и др. О структуре течений в экваториальной зоне Атлантики./Бубнов В. А., Егорихин В. Д., Морошкин К. В.— В кн.: ТРОПЭКС-74, т. II, Л., Гидрометеоздат, 1976, с. 81—89.
40. Бudyко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.— Л.: Гидрометеоздат, 1956.— 255 с.
41. Бudyко М. И. Климат и жизнь.— Л.: Гидрометеоздат, 1971.— 470 с.
42. Бudyко М. И. Изменения климата.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 280 с.
43. Буздалин Ю. И., Бурмакин В. В. О связи между температурой поверхности моря и плотностью скоплений мойвы в районе Ньюфаундленда.— Труды ПИНРО, 1976, вып. 37, с. 57—61.
44. Булаева В. М. Роль отдельных гидрометеозлементов в изменчивости теплоотдачи с поверхности Северной Атлантики в различные сезоны.— Труды ГОИН, 1976, вып. 131, с. 40—48.
45. Булаева В. М. и др. О типизации теплового баланса поверхности Северной Атлантики/Булаева В. М., Вдовкин М. С., Серяков Е. И.— Материалы рыбохоз. исслед. Северного бассейна, 1972, вып. 19, с. 148—158.
46. Бурлуцкий В. Ф. и др. Связь между квазидвухлетней цикличностью ветров в экваториальной стратосфере и колебаниями температуры воды верхних слоев океана/Бурлуцкий В. Ф., Белинский О. Н., Лахтин И. Л.— Труды ДВНИГМИ, 1975, вып. 49, с. 78—83.
47. Бьеркнес Дж. Крупномасштабные взаимодействия океана и атмосферы.— В кн.: Основные проблемы океанологии. М., Наука, 1968, с. 7—9.
48. Валерианова М. А. Изменчивость температуры воды в Северной Атлантике при разных типах атмосферной циркуляции.— Труды ЛГМИ, 1965, вып. 20, с. 37—42.
49. Валерианова М. А., Серяков Е. И. О многолетних изменениях в системе океан—атмосфера.— Океанология, 1970, вып. 5, с. 750—756.
50. Валерианова М. А. и др. Долгосрочные прогнозы термических условий в Северном промысловом бассейне/Валерианова М. А., Кондратович К. В., Серяков Е. И.— Труды ПИНРО, 1973, вып. 34, с. 94—107.
51. Визе В. Ю. Климат морей Советской Арктики.— М., 1940.— 125 с.
52. Визе В. Ю. Основы методов долгосрочных ледовых прогнозов арктических морей.— Труды АНИИ, 1944, т. 190.— 274 с.
53. Виноградов Н. Д. Связь между атмосферной циркуляцией и температурой поверхности воды в Северной Атлантике.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1967, № 25, с. 44—53.
54. Владимиров О. А. К вопросу об исследовании квазипериодических колебаний гидрометеорологических элементов.— Труды ААНИИ, 1975, т. 321, с. 103—105.

55. Владимиров О. А., Николаев Ю. В. Статистические характеристики среднемесячных аномалий температуры воды и воздуха в Северной Атлантике.— Труды ААНИИ, 1975, т. 321, с. 46—51.
56. Владимиров О. А., Смирнов Н. П. Полугодовой ритм в сезонных изменениях некоторых гидрометеорологических характеристик в Северной Атлантике.— Труды ААНИИ, 1970, т. 296, с. 151—159.
57. Владимиров О. А. и др. О сопряженности воздушных переносов и разности температуры воды и воздуха в Северной Атлантике/Владимиров О. А., Кондратович К. В., Савченко С. И.— Труды ААНИИ, 1975, т. 321, с. 41—45.
58. Влияние Северной Атлантики на развитие синоптических процессов/С. Т. Пагава, Н. А. Аристов, Л. И. Блюмина и др.— М.: Гидрометеиздат, 1957.— 70 с.
59. Волков Н. А., Слепцов-Шевлевич Б. А. О цикличности в колебаниях ледовитости арктических морей.— Труды ААНИИ, 1971, т. 303, с. 5—35.
60. Волков Ю. А., Копров Б. М. К методике измерения турбулентных потоков тепла и влаги и количества движения с борта судна.— В кн.: ТРОПЭКС-72. Л., Гидрометеиздат, 1974, с. 305—313.
61. Восканян А. Г. и др. Экспериментальные исследования температурного режима и турбулентного теплообмена в поверхностном слое моря/Восканян А. Г., Пивоваров А. А., Хунджуа Г. Г.— Океанология, 1970, т. 10, вып. 4, с. 588—595.
62. Вялов Ю. А. Об изменчивости элементов промысловой обстановки.— В кн.: Атлантический океан. Рыбопоисковые исследования. Калининград, 1970, вып. 3, с. 94—116.
63. Вялов Ю. А., Губер П. К. Влияние внутригодовой изменчивости Гольфстрима на промысел рыбы в районах Новой Шотландии и Новой Англии.— Труды АтлантНИРО, 1971, вып. 33, с. 25—31.
64. Гаврилин Б. М., Монин А. С. Модель долгосрочных взаимодействий океана и атмосферы.— ДАН СССР, 1967, т. 176, № 4, с. 822—825.
65. Глаголева М. Г. О возможности прогноза распределения температуры воды по площади.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 51, с. 75—85.
66. Глаголева М. Г. О долгосрочном прогнозе аномалий температуры воды на поверхности в Северной Атлантике в теплую часть года.— Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 83, с. 63—71.
67. 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.
68. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Прогноз температуры поверхностного слоя океана.— Методическое письмо № 3 Гидрометцентра СССР. Л., Гидрометеиздат, 1977.— 60 с.
69. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 280 с.
70. Григоркина Р. Г. и др. Прикладные методы корреляционного и спектрального анализа крупномасштабных океанологических процессов/Григоркина Р. Г., Губер П. К., Фукс В. Р.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.— 172 с.
71. Грузинов В. М. Фронтальные зоны Мирового океана.— М.: Гидрометеиздат, 1973.— 198 с.

72. Даричева Л. В. и др. Моделирование автоколебательной системы океан—атмосфера/Даричева Л. В., Дуванин А. И., Чупрынин В. И.—Океанология, 1972, вып. 5, с. 892—897.
73. Джеймс Р. Прогноз термической структуры океана. Пер. с англ.—Л.: Гидрометеоздат, 1971.—159 с.
74. Джорджио В. А., Романов Н. Н. Реально ли использование солнечной активности в прогнозировании погоды в настоящее время.—Метеорология и гидрология, 1973, № 8, с. 99—103.
75. Дзердзеевский Б. Л. Общая циркуляция атмосферы и климат.—Избранные труды, М., Наука, 1975.—285 с.
76. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике.—Л.: Гидрометеоздат, 1969.—299 с.
77. Доронин Ю. П. Взаимодействие атмосферы и океана (основные проблемы).—Труды ААНИИ, 1970, т. 269, с. 22—31.
78. Доронин Ю. П. Моделирование деятельного слоя замерзающих морей как продукта их взаимодействия с атмосферой.—Труды ЛГМИ, 1975, вып. 57, с. 5—16.
79. Доронин Ю. П. и др. Математическое моделирование формирования термоклина как продукта взаимодействия атмосферы и океана/Доронин Ю. П., Карлин Л. Н., Балясников С. Б.—Труды ААНИИ, 1974, т. 315, с. 69—74.
80. Дрогайцев Д. А. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы на основе учета колебаний температуры.—Л.: Гидрометеоздат, 1959.—92 с.
81. Дроздов О. А. Возможен ли научный прогноз температуры и осадков на несколько лет вперед.—В кн.: Труды Всесоюзного совещания «Климатология и сверхдолгосрочный прогноз». Март, 1973. Л., Гидрометеоздат, 1977.
82. Дуванин А. И. О модели взаимодействия между процессами в океане и атмосфере.—Океанология, 1968, вып. 4, с. 629—637.
83. Елизаров А. А. Долгопериодные связи изменения океанологических факторов и уровней биопродуктивности арктических бассейнов (на примере СЗ части Атлантики).—Труды ВНИРО, 1976, т. 112, с. 16—21.
84. Заблоцкий Г. А., Николаев Ю. В. К проблеме автоколебаний в системе океан—атмосфера.—Труды ААНИИ, 1975, т. 321, с. 171—176.
85. Зубов Н. Н. Морские воды и льды.—М.; Л.: Гидрометеоздат, 1938.—453 с.
86. Иванов В. Н. Измерения турбулентных параметров приводного слоя атмосферы с корабля.—В кн.: ТРОПЭКС-72. Л., Гидрометеоздат, 1974, с. 280—287.
87. Иванов В. Н. и др. О структуре поля температуры поверхности океана/Иванов В. Н., Пака В. Т., Монин А. С.—ДАН СССР, 1968, т. 183, № 6, с. 1305—1307.
88. Иванов Ю. А., Новицкий А. Г. Реакция океана на годовые и полугодовые колебания атмосферы.—Океанология, 1975, т. 15, вып. 5, с. 786—789.
89. Ижевский Г. К. Океанологические основы формирования промышленной продуктивности морей.—М.: Пищепромиздат, 1961.—216 с.
90. Ижевский Г. К. Системная основа прогнозирования океанологических условий воспроизводства промысловых рыб.—М., ВНИРО, 1964.—165 с.
91. Изменчивость температуры воды на экваторе в Атлантическом

- океане/В. А. Бубнов, Л. И. Казачкина, З. Н. Матвеева, Д. И. Филиппов.— В кн.: ТРОПЭКС-74, т. II, Л., Гидрометеиздат, 1976, с. 62—70.
92. Исследование циркуляции и переноса вод Атлантического океана/Е. И. Баранов, В. А. Бубнов, Р. П. Булатов, И. В. Привалова.— Океанологические исследования, 1971, № 22.— с. 290.
93. Каганский А. С., Семенюк Е. А. Об аномалиях температурных полей в отдельных районах Северной Атлантики.— Труды НИИАК, 1972, вып. 82, с. 3—26.
94. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 287 с.
95. Калацкий В. И. Двухслойная модель расчета изотермического слоя в океане.— Метеорология и гидрология, 1973, № 11, с. 60—67.
96. Калацкий В. И., Нестеров Е. С. Расчет толщины однородного слоя океана в Северной Атлантике.— Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 182, с. 37—42.
97. Каракаш А. М. Метод прогноза температуры воды в Баренцевом море.— Труды ЦИП, 1957, вып. 57, с. 3—59.
98. Каракаш А. И. Прогноз температуры воды в Баренцевом море.— Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 182, с. 93—96.
99. Кац А. Л. Необычное лето 1972 года.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 58 с.
100. Кац С. А. Пространственные и пространственно-временные связи аномалий температуры поверхности воды Северной Атлантики по данным кораблей погоды.— Труды ГОИН, 1974, вып. 120, с. 100—113.
101. К вопросу о макроструктуре температурного поля поверхности океана /А. Г. Колесников, И. Л. Исаев, Л. С. Исаева и др.— Труды МГИ АН УССР, 1966, т. 35, с. 3—12.
102. Кириллов А. А., Хромцова М. С. О многолетней изменчивости и ледовитости Гренландского моря и методике ее прогноза.— Труды ААНИИ, 1971, вып. 303, с. 46—54.
103. Кисляков А. Г. Связь гидрологических условий с колебаниями численности поколений трески.— В кн.: Труды совещания по динамике численности рыб, Мурманск, 1961, с. 260—264.
104. Кисляков А. Г. Колебания гидрологического режима Северной части Норвежского моря и их влияние на формирование поколений аркто-норвежского стада трески.— В кн.: Материалы сессии Ученого совета ПИНРО по результатам исследований в 1962—63 гг., Мурманск, 1964, с. 44—59.
105. Колесников В. Г. Океанологические основы рыболовственных прогнозов в Норвежском море.— Калининград, 1967.— 155 с.
106. Кондратович К. В. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы в Северной Атлантике.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 183 с.
107. 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.
108. Константинов К. Г. Значение океанографических данных для разработки рыболовственных прогнозов.— Труды ПИНРО, 1973, вып. 34, с. 67—72.
109. Константинов К. Г., Светлов И. И. О временной связи между температурой воды и распространением морских промысловых рыб.— Океанология, 1974, т. 14, вып. 2, с. 349—354.

110. Кооль Л. В. Суточные, сезонные и межгодовые смещения ВЗК над Атлантическим океаном.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1967, № 3, с. 72—78.
111. Корт В. Г. О крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы.— Океанология, 1970, т. 10, вып. 2.
112. Корт В. Г. Крупномасштабное взаимодействие вод Северной Атлантики с атмосферой.— Океанология, 1976, т. 16, вып. 4, с. 565—570.
113. Красюк В. С. О некоторых вопросах взаимодействия океана и атмосферы в северо-восточной части Тропической Атлантики.— В кн.: ТРОПЭКС-74, т. II, Л., Гидрометеиздат, 1976, с. 13—24.
114. Краус Е. Б. Взаимодействие атмосферы и океана. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 292 с.
115. Крутских Б. А. Основные закономерности изменчивости режима арктических морей в естественных гидрологических периодах.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— 90 с.
116. Крылова В. В., Серяков Е. И. Прогнозирование температуры воды в Баренцевом море по индексам меридионального переноса тепла и холода.— Труды ПИНРО, 1970, вып. 27, с. 41—46.
117. Крылова В. В., Серяков Е. И. Оценка оправдываемости различных методов оперативных прогнозов температуры воды.— Труды ЛГМИ, 1976, вып. 56, с. 134—142.
118. Крындин А. Н. Крупномасштабный тепло- и влагообмен между океаном и атмосферой и долгосрочные прогнозы погоды.— Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 64, с. 91—102.
119. Кудло Б. П., Серяков Е. И. Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы и разработка методов долгосрочного прогноза температуры воды для рыбной промышленности.— Материалы VI съезда Географ. о-ва СССР, 1975, с. 15—18.
120. Кудло Б. П., Шпайхер А. О. Современные изменения температуры воды Норвежского и Баренцева морей.— Труды ПИНРО, 1973, вып. 34, с. 149—157.
121. Кудрявая К. И. и др. Морские гидрологические прогнозы/Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 300 с.
122. Лайхтман Д. Л. Некоторые закономерности теплового режима центральной Арктики.— Труды ААНИИ, 1959, т. 226, с. 61—65.
123. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1970.
124. Левасту Г., Хела И. Промысловая океанография. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 295 с.
125. Лыкова В. В., Лыков А. А. Климатические изменения уровня моря, температуры воды и ледовитости.— Обзор. Океанология, ВНИИГМИ—МЦД, Обнинск, 1977.— 49 с.
126. Макеров Ю. В. Крупномасштабная структура гидрологических полей тропической зоны Атлантического океана.— Труды ГОИН, 1977, вып. 135, с. 60—78.
127. Максимов И. В. Вековые колебания ледовитости северной части Атлантического океана.— Труды ИОАН, 1954, т. 8, с. 41—91.
128. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1970.

129. Максимов И. В., Карклин В. П. Сезонные и многолетние изменения географического положения и интенсивности азорского максимума атмосферного давления с 1899 по 1951.— Изв. АН СССР, серия географ., 1970, № 1, с. 17—23.
130. Максимов И. В., Смирнов Н. П. К изучению причин многолетней изменчивости деятельности Гольфстрима.— Океанология, 1965, № 2, с. 210—221.
131. Мамаев О. И. К динамике течения Кромвелла.— Вопросы географии, 1963, сб. 62, с. 54—64.
132. Марчук Г. И. Прогноз на сезон.— Человек и стихия, Л., Гидрометеоздат, 1976, с. 8—9.
133. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 308 с.
134. Меншуткин В. В. Математическое моделирование популяций и сообществ водных животных.— Л.: Наука, 1971.— 196 с.
135. Методические указания научно-исследовательским судам и судам погоды. Изд. ГГО, 1971.— 26 с.
136. Милейко Г. Н. Расчет потерь тепла поверхностью Баренцева моря для определения температуры воды и кромки льда.— Труды ЦИП, 1957, вып. 57, с. 60—83.
137. 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.
138. Милейко Г. Н. О расчетах глубины конвекции.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 119, с. 76—79.
139. Моисеев П. А. Биологические ресурсы Мирового океана.— М.: Пищепромиздат, 1969.— 339 с.
140. Монахов А. В. Некоторые проблемы изучения долгопериодной изменчивости в Северной Атлантике.— Обзорная информация. ЦНИИТЭИРХ, сер. 9. Пром. океанология, 1972, вып. 2.— 58 с.
141. Монахов А. В. О колебаниях в процессах крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1976, вып. 16, с. 72—74.
142. Монин А. С. и др. Изменчивость Мирового океана/Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 257 с.
143. Морецкий В. Н., Степанов С. И. Давление воздуха над приатлантическим сектором Арктики и расходы воды Нордкапского течения.— Труды ААНИИ, 1974, т. 325, с. 92—95.
144. Мратов К. Я. Зоны поднятия и опускания вод Атлантического океана у западной Африки.— Океанологические исследования, 1971, № 21, с. 97—106.
145. Мратов К. Я. Синоптические условия и поле вертикальной составляющей скорости дрейфового течения в северо-восточной части Тропической Атлантики.— В кн.: Тропическая зона Мирового океана и связанные с ней глобальные процессы. М., Наука, 1973, с. 113—120.
146. Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Атлантического океана.— М.: Гидрометеоздат, 1963.— 182 с.
147. Мухин А. И., Сарынина Р. Н. Вековые гидрологические разрезы в Баренцевом море и промысловые прогнозы.— Рыбное хозяйство, 1974, № 9, с. 8—10.

148. Назаров В. С. Продолжительность и распространение аномалий температуры поверхности океана.—Океанология, 1968, т. 8, вып. 1, с. 23—25.
149. Наставление по службе прогнозов. Раздел III, часть III. Гидрометеоздат, 1975.— 135 с.
150. Натурный эксперимент по проблеме взаимодействия океана и атмосферы/А. Ф. Трешников, Е. П. Борисенков, Н. В. Мустафин и др.—Проблемы Арктики и Антарктики, 1968, вып. 28, с. 5—20.
151. Науменко М. Ф. и др. О крупномасштабной пространственной структуре температурного поля поверхностного слоя в тропической зоне Атлантического океана/Науменко М. Ф., Бикулов Б. И., Чиграков К. И.—В кн.: ТРОПЭКС-74, т. II, Л., Гидрометеоздат, 1976, с. 25—31.
152. Некоторые результаты исследования синоптических вихрей в океане/Л. М. Бреховских, Ю. М. Грачев, М. Н. Кошляков, Л. М. Фомин.—Метеорология и гидрология, 1978, № 2, с. 5—14.
153. Никифоров Е. Г. и др. О некоторых проблемах океанической турбулентности (в связи с реализацией программы полярного эксперимента)/Никифоров Е. Г., Савченко В. Г., Хлопов В. В.—Труды ААНИИ, 1975, т. 321, с. 18—40.
154. Николаев Ю. В. Выявление скрытой периодичности в совокупности многомерных величин.—Труды ААНИИ, 1970, т. 296, с. 141—150.
155. Николаев Ю. В. Классификация гидрометеорологических процессов с помощью ЭВМ.—Л.: Гидрометеоздат, 1976.— 35 с.
156. Николаев Ю. В. Крупномасштабное взаимодействие атмосферы и океана и проблема долгосрочных метеорологических прогнозов.—Труды ААНИИ, 1977, т. 347, с. 4—28.
157. О системном анализе природных явлений в Северной Атлантике и прилегающих полярных морях/М. А. Богданова, А. А. Елизаров, С. И. Потайчук, Е. В. Солянкин.—Труды ВНИРО, 1976, т. 112, вып. 1, с. 7—15.
158. Олефиренко В. А. и др. Некоторые особенности теплосодержания деятельного слоя экваториальной зоны Атлантики/Олефиренко В. А., Бледных И. Е., Белевич Р. Р.—В кн.: ТРОПЭКС-74, т. II, Л., Гидрометеоздат, 1976, с. 54—61.
159. Петросянц М. А. Основные задачи и предварительные итоги Межведомственной экспедиции по программе национального Тропического эксперимента «ТРОПЭКС-72».—В кн.: ТРОПЭКС-72, Л., Гидрометеоздат, 1974, с. 6—47.
160. Петросянц М. А. Первые результаты советской экспедиции ТРОПЭКС-74.—Метеорология и гидрология, 1975, № 3, с. 3—18.
161. Покровская Т. В. Синоптико-статистические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды.—Л.: Гидрометеоздат, 1969.— 254 с.
162. Потайчук С. И. Некоторые результаты статистического анализа долгопериодной изменчивости температуры воды в Северной Атлантике.—Труды ВНИРО, 1972, т. 75, вып. 1, с. 125—134.
163. Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан—атмосфера/Р. С. Бортковский, Э. К. Бютнер, С. П. Малевский-Малевиц, Л. Ю. Преображенский.—Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 239 с.
164. Радикович В. М. Основные причины изменений сезонных величин турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение в Северной Атлантике.—Труды ЛГМИ, 1970, вып. 32, с. 76—82.
165. Радикович В. М., Серяков Е. И. Взаимодействие океана и атмосферы на экваторе.—В кн.: ТРОПЭКС-74, т. I, Л., Гидрометеоздат, 1976, с. 417—423.

166. Разработка методов долгосрочного прогнозирования и составление оперативных прогнозов температуры воды в Баренцевом и Норвежском морях/ В. Г. Гвоздева, К. В. Кондратович, В. В. Крылова и др.—Материалы рыбохоз. исслед. Северного бассейна, 1970, вып. 16, ч. 1, с. 26—38.
167. Ролль Г. У. Физика атмосферных процессов над морем. Пер. с англ.—Л.: Гидрометеиздат, 1968.—397 с.
168. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Т. Современное изменение климата.—Л.: Гидрометеиздат, 1966.—286 с.
169. Самойленко В. С. Формирование температурного режима морей.—М.: Гидрометеиздат, 1959.—141 с.
170. Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. О применении генетического метода к прогнозу многолетних колебаний температуры воды в Баренцевом море.—Океанология, 1970, т. 10, вып. 4, с. 614—622.
171. Семенов В. Г. Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на Европейской территории СССР.—Л.: Гидрометеиздат, 1960.—148 с.
172. Серяков Е. И. О расчете составляющих теплового баланса по материалам специальных экспедиций.—Научно-технический бюлл. ПИНРО, 1959, вып. 4(8), с. 50—59.
173. Серяков Е. И. Тепловой баланс поверхности южной части Баренцева моря.—Материалы конф. по проблеме взаимодействия атмосферы и гидросферы в Северной Атлантике в период МГГ, 1959, вып. 5, с. 33—42.
174. Серяков Е. И. Об адвекции тепла течениями в Баренцевом море.—В кн.: Советские рыбохоз. исслед. в морях Европейского севера. М., 1960, с. 81—88.
175. Серяков Е. И. О сезонном ходе составляющих теплового баланса южной части Баренцева моря.—Труды ЛГМИ, 1961, вып. 12, с. 177—203.
176. Серяков Е. И. О годовом ходе температуры воды деятельного слоя незамерзающей части Баренцева моря.—Труды ЛГМИ, 1961, вып. 10, с. 52—55.
177. Серяков Е. И. Многолетние колебания составляющих теплового баланса незамерзающей части Баренцева моря.—Труды ЛГМИ, 1962, вып. 16, с. 31—37.
178. Серяков Е. И. О возможности предсказания теплового состояния вод незамерзающей части Баренцева моря на пятилетие.—Труды ЛГМИ, 1964, вып. 17, с. 57—61.
179. Серяков Е. И. Прогноз теплового состояния вод незамерзающей части Баренцева моря на 1964—1965 гг.—В кн.: Материалы сессии ученого совета ПИНРО по результатам исследований в 1962—63 гг., Мурманск, 1964, с. 41—44.
180. Серяков Е. И. Расчет составляющих теплового баланса поверхности Северной Атлантики за короткие периоды времени по материалам массовых наблюдений.—Труды ЛГМИ, 1967, вып. 24, с. 42—53.
181. Серяков Е. И. Фоновый прогноз температуры воды южных районов Баренцева и Норвежского морей.—Труды ЛГМИ, 1967, вып. 24, с. 113—116.
182. Серяков Е. И. Многолетние изменения компонентов теплового баланса Баренцева и Норвежского морей.—Материалы рыбохоз. исслед. Северного бассейна, 1968, вып. 11, с. 121—132.
183. Серяков Е. И. Связь суммарной теплоотдачи и циркуляции атмосферы в Северной Атлантике.—Труды ПИНРО, 1973, вып. 34, с. 180—187.

184. Серяков Е. И. Опыт составления оперативных долгосрочных прогнозов температуры воды в Северном промышленном районе.— В кн.: Вторая Всесоюз. конф. по промышленной океанологии. Калининград, ЦНИИТЭРХ, 1973, с. 60—61.
185. Серяков Е. И. О межгодовых изменениях турбулентных потоков тепла в Северной Атлантике.— Межведомственный сб., 1976, вып. 60, с. 75—79.
186. Серяков Е. И. Пространственная и временная изменчивость потоков тепла в атмосферу в Северной Атлантике.— Труды ПИНРО, 1978, вып. 40, с. 89—93.
187. Серяков Е. И. и др. О мезомасштабных колебаниях в потоках тепла и течений/Серяков Е. И., Бровин А. И., Овчинников Е. М.— Межведомственный сб., 1978, вып. 65, с. 141—145.
188. Серяков Е. И., Бычкова А. И. Особенности теплового состояния незамерзающей части Баренцева моря в период МГГ и МГС.— В кн.: Материалы II конф. по проблеме «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана», Изд-во ЛГУ, 1964, с. 199—210.
189. Серяков Е. И., Гулов О. А. Многолетние колебания температуры воды на поверхности в Северной Атлантике.— Труды ЛГМИ, 1970, вып. 41, сб. 4, с. 34—44.
190. Серяков Е. И., Карауловский В. П. Расчет вариаций турбулентного теплообмена с атмосферой и потерь тепла на испарение в Северной Атлантике.— Труды ЛГМИ, 1970, вып. 32, с. 184—193.
191. Серяков Е. И., Куцева М. В. Многолетние колебания составляющих теплового баланса деятельного слоя в районе корабля погоды «М».— Материалы рыбохоз. исслед. Северного бассейна, 1967, вып. 10, с. 95—111.
192. Серяков Е. И., Радикевич В. М. Об изменчивости составляющих теплового баланса южной части Баренцева моря в период МГГ.— Труды ЛГМИ, 1961, вып. 10, с. 31—37.
193. Серяков Е. И., Реснянский Ю. Д. К методике долгосрочного прогноза составляющих теплового баланса океана.— Труды ЛГМИ, 1975, вып. 56, с. 124—134.
194. Серяков Е. И., Смирнова А. И. Связь составляющих теплового баланса Северной Атлантики с аномалиями температуры воды за характерные годы.— Труды ЛГМИ, 1970, вып. 32, с. 193—206.
195. Серяков Е. И., Смирнова А. И. Многолетние изменения компонентов теплового баланса в деятельном слое Северной Атлантики.— Труды ЛГМИ, 1970, вып. 41, с. 28—34.
196. Серяков Е. И., Ставиский Я. С. Теплооборот Баренцева и Норвежского морей.— Материалы рыбохоз. исслед. Северного бассейна. 1967, вып. 10, с. 126—133.
197. 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.
198. Серяков Е. И., Титов Ю. Э. Формирование аномалий полей температуры воды поверхностного слоя в Северной Атлантике.— Труды ПИНРО, 1978, вып. 40, с. 84—88.
199. Скриптунова Л. И. О прогнозе температуры воды в северо-западной части Атлантического океана.— Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 3, с. 32—39.
200. Скриптунова Л. И. Об использовании естественных составляющих для прогнозов температуры воды в океане.— Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 34, с. 48—52.

201. Скриптунова Л. И. Об учете влияния потоков тепла через поверхность океана при прогнозировании температуры воды.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 161, с. 65—67.
202. Смирнов Н. П. К вопросу о многолетних колебаниях температуры поверхностных вод Северной Атлантики.— Труды ПИНРО, 1966, вып. 17, с. 287—292.
203. Смирнов Н. П. и др. Многолетние колебания гидродинамического режима Баренцева и Норвежского морей и возможности их прогнозирования/ Смирнов Н. П., Саруханян Э. И., Бочков Ю. А.— Материалы сессии Ученого совета ПИНРО по результатам исследований в 1965 г., Мурманск, 1967, вып. 7, с. 111—121.
204. Смирнова А. И. Перенос тепла течениями в Северной Атлантике.— Океанология, 1970, т. 10, вып. 1, с. 30—37.
205. Смирнова А. И., Ерофеева Е. С. Статистические исследования временных рядов тепловых характеристик Северной Атлантики.— Труды ГОИН, 1976, вып. 131, с. 54—67.
206. Соркина А. И. Типы атмосферной циркуляции и ветровых полей над северной частью Атлантического океана.— Труды ГОИН, 1965, вып. 84, с. 115—131.
207. Соркина А. И. Межгодовая изменчивость интенсивности и положения океанических центров действия атмосферы в северном полушарии.— Труды ГОИН, 1970, вып. 100, с. 29—37.
208. Соркина А. И. Оценка межгодовой изменчивости внешнего теплового баланса и его составляющих в восточно-тропической части Северной Атлантики.— Труды ГОИН, 1975, вып. 124, с. 5—27.
209. Соркина А. И. Сезонные и межгодовые колебания интенсивности подъема глубинных вод у северо-западных берегов Африки в связи с особенностями режима пассатов.— Труды ГОИН, 1974, вып. 120, с. 76—99.
210. Соскин И. М. Взаимосвязь между изменчивостью теплового состояния поверхностных вод Северной Атлантики и некоторыми показателями атмосферной циркуляции.— Труды ГОИН, 1972, вып. 114, с. 3—43.
211. Соскин И. М. Некоторые закономерности общей взаимосвязи между теплоотдачей Северной Атлантики и показателями макроциркуляционных атмосферных процессов.— Труды ГОИН, 1974, вып. 120, с. 3—26.
212. Степанов В. Н. Бюджет тепла поверхности Мирового океана и теплосодержание его вод.— Труды ИОАН, 1960, т. 37, с. 3—64.
213. Стоммел Г. Гольфстрим. Пер. с англ.— М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963.— 227 с.
214. Строкина Л. А. Изменение теплосодержания Северной Атлантики за последние 60 лет.— Труды ГГО, 1968, вып. 233, с. 45—48.
215. Строкина Л. А., Смирнова А. И. Связь изменения теплосодержания деятельного слоя Северной Атлантики и изменения температуры воды на поверхности.— Океанология, 1969, т. 9, вып. 3, с. 398—403.
216. Сустанов 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. 32, с. 133—142.
217. Сухой В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана.— Киев: Наукова Думка, 1977.— 214 с.
218. Таубер Г. М. Пассатная циркуляция Северной Атлантики и ее влияние на термический режим поверхностных вод.— Труды ГОИН, 1974, вып. 120, с. 42—69.

219. Тимонов В. В. Очаги взаимодействия океана и атмосферы.— Труды ЛГМИ, 1970, вып. 32, с. 69—75.
220. Тимофеев Н. А. О составляющих внешнего теплового баланса океанов.— Севастополь, МГИ АН УССР, 1970, с. 148—167.
221. Тябин Н. И., Слепцов-Шевлевич Б. А. Солнечная активность и эпоха потепления Арктики.— Труды ААНИИ, 1974, т. 325, с. 4—23.
222. Тябин Н. И., Слепцов-Шевлевич Б. А. О реальности существования в океане спорадических крупномасштабных вихревых образований.— В кн.: ТРОПЭКС-74, т. II, Л., Гидрометеиздат, 1976, с. 125—142.
223. Угрюмов А. И. О крупномасштабных колебаниях температуры поверхности воды в Северной Атлантике.— Метеорология и гидрология, 1973, № 5, с. 12—21.
224. Угрюмов А. И. Сезонные особенности влияния океана на атмосферную циркуляцию в пределах Северной Атлантики.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 147, с. 3—17.
225. Уралов Н. С. О влиянии Нордкапского течения на ледовитость Баренцева моря.— Труды ГОИН, 1959, вып. 37, с. 14—33.
226. Характеристика изменчивости суммарной теплоотдачи Северной Атлантики и некоторые вопросы взаимосвязи ее с температурой воды/И. М. Соскин, А. И. Смирнова, В. И. Кузнецов, Е. С. Ерофеева.— Труды ГОИН, 1976, вып. 131, с. 3—28.
227. Центры действия атмосферы и океана/А. Ф. Трешников, И. В. Максимов, Г. И. Баранов и др.— ДАН СССР, 1973, т. 212, № 4, с. 860—863.
228. Хрол В. П. Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы (обзор литературы).— Труды ААНИИ, 1970, т. 296, с. 98—130.
229. Шишков Ю. А. Меридиональный перенос тепла и крупные аномалии температурного режима северной части Атлантического океана.— В кн.: Материалы II конф. по проблеме «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана». Изд-во ЛГУ, 1964, с. 41—48.
230. Шпайхер А. О. Адвекция атлантических и тихоокеанских вод как фактор изменений климата Арктического бассейна.— Изв. АН СССР, серия географ., 1969, вып. 3, с. 29—38.
231. Шпайхер А. О., Алимова Т. А. Современные тенденции изменений ледовых условий в водах Шпицбергена.— Труды ААНИИ, 1974, т. 325, с. 121—135.
232. Шпайхер А. О., Федорова З. П. Колебания температуры воды Карского моря в течение последних десятилетий.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1969, вып. 33, с. 13—21.
233. Шпайхер А. О. и др. Межгодовые колебания гидрологического режима морей Сибирского шельфа как реакции на атмосферные процессы/Шпайхер А. О., Федорова З. П., Янкина З. С.— Труды ААНИИ, 1972, т. 306, с. 5—17.
234. Шпайхер А. О., Янес А. В. К вопросу о взаимосвязи вод Северной Атлантики и макросиноптических процессов.— Труды ААНИИ, 1966, т. 269, с. 5—12.
235. Шулейкин В. В. Физика моря.— М.: Наука, 1968.— 1083 с.
236. Шулейкин В. В. Связь между климатом Европы и переносом тепла в Атлантике.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1968, т. 4, № 3, с. 243—261.
237. Яковлев В. Н. Гидрометеорологическое обеспечение океанического рыболовства.— М.: Пищевая промышленность, 1976.— 229 с.

238. Янес А. В. Об изменении интенсивности Атлантического течения в районе Фареро-Шетландского пролива.— Труды ААНИИ, 1972, т. 306, с. 61—77.
239. Янес А. В. О сезонных изменениях теплового состояния вод Северо-Атлантического течения.— Труды ААНИИ, 1974, т. 325, с. 148—154.
240. Adem I. On the prediction of mean monthly ocean temperatures.— *Tellus*, 1970, vol. 22, N 4.
241. Adem I. Numerical-thermodynamical prediction of mean monthly ocean temperature.— *Tellus*, 1975, vol. 27, N 6, p. 541—551.
242. Bjerknes I. Climatic change as an ocean-atmosphere problem. Changes of climate. UNESCO, 1963.
243. Bjerknes I. Atlantic air—sea interaction.— *Advast Geophys.*, 1964, N 10, p. 1—82.
244. Boyum G. The energy exchange between sea and atmosphere at ocean weather station M, I and A.— *Geophysica Norwegica*, Oslo, 1966, vol. 26, N 7.
245. Deutscher Wetterdienst Seewetteramt Einzelveröffentlichungen, N 38. Zur Klimatologie des Nordatlantischen Ozeans. Fazit eines Jahrzehnts (1951—1960). Synoptische Meldungen der atlantischen Wetterschiffe (in 3 Teilen), von Dr. Carl Pflugbeil. Hamburg, 1963.
246. Dickson R., Lee A. Atmospheric and marine climate fluctuation in the North Atlantic region.— *Progress in Oceanography*, 1969, N 5, p. 195—201.
247. Dickson R. R., Lamb H. H. A review of recent hydrometeorological events in the North Atlantic Sector.— *ICNAF Spec. Publ.*, 1972, N 8, p. 36—62.
248. Dietrich G. A new Atlas of the Northern North Atlantic Ocean.— *Deep-Sea Res.*, 1969, vol. 16.
249. Fissel D. B., Pond S. and Mijake M. Computation of surface fluxes from climatological and synoptic data.— *Monthly Weather Review*, 1977, vol. 105, N 1, p. 26—35.
250. Fritz S. Seasonal heat storage in the ocean and heating of the atmosphere.— *Arch. Meteorol. Geophys. and Bioklimatol.*, 1958, A 10, N 4.
251. Hansen P. M. and Hermann F. Effect of long-term temperature trends on occurrence of cod at West Greenland.— *ICNAF. Special Publication*, 1964, N 6, p. 817—819.
252. Iselin C. O. Preliminary report on long-period variations in transport of the Gulf Stream system.— *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*. Cambridge and Woods Hole Massachusetts, 1940.
253. Jacobs W. S. The energy exchange between sea and atmosphere and some of its consequences.— *Bull. Scripps Inst. of Oceanography*. Berkely and Los Angeles. University of California Press, 1951, vol. 6, N 2.
254. Knauss I. A. A note on the transport of the Gulf Stream.— *Deep-Sea Res.*, 1969, vol. 16.
255. Kraus E. B., Morrison R. E. Local interactions between the sea and the air at monthly and annual time scales.— *Quart. J. R. Met. Soc.*, 1966, vol. 92, N 391.
256. Legaard K., Greisman P. Toward new mass and heat budgets for the Arctic ocean.— *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 27, p. 3821—3827.
257. Lamb H., Collison P., Ratcliffe R. Northern hemisphere monthly and annual mean-sea level pressure distribution for 1951—1966 and changes of pressure and temperature compared with those of 1900—1939.— *Geophys. Met.*, 1973, N 118.

258. Lee A., Hill H. W. Seasonal variation in the flow of the Gulf Stream system in relation to the atmospheric circulation.— Washington. D. C. 1959, International Oceanographic Congress 31. VIII—12. IX 1959.
259. Mitchell I. M. Stochastic models of air/sea interaction and climatic fluctuations.— Proc. of the Symposium on the Arctic Heat Budget and Atmospheric Circulation. Santa Monica, Calif. 1966, p. 76—82.
260. Monthly climate data for the world. Sponsored by World Meteorological Organization. In cooperation with U. S. Weather Bureau.
261. Mosby H. Water, salt and heat balance of the North Polar Sea and of the Norwegian Sea.— Geofysiske Publikasjoner, Geophysica Norvegica, 1962, vol. 24, N 11.
262. Namias J. Large scale air-sea interactions as primary causes of fluctuations in prevailing weather.— Trans. Acad. Sci., 1966, 29, N 4, p. 183—191.
263. Namias J. Autumnal variations in the North Pacific and North Atlantic anticyclones as manifestations of air-sea interactions.— Deep-Sea Res., 1969, vol. 16.
264. Radikevich V. M., Serjakov E. I. The interaction between the surface and the atmosphere at the equator.— Global Atmospheric Research Programme Preliminary Scientific Results (volume 1) GATE, Report N 14 WMO January 1975, p. 267—275.
265. Reed R. I. The present status of the 26-month oscillation.— BAMS, 1965, vol. 46, N 7.
266. Rodewald M. Die jüngsten Wassertemperaturen und Fischpendelungen in der Barentssee als Folge von Schwankung der Luftzirkulation. Hansa, 1960, Bd. 97, N 8, 9, S. 481—482.
267. Rodewald M. Recent variations of North Atlantic sea surface temperature and "Type-Tendencies" of the atmospheric circulation.— Intern. Com. for the North-West Atlantic Fisheries, part I. Redbok, 1967, p. 6—23.
268. Sandstrom J. On the relation of the surface temperature of the sea to the air temperature.— Arkiv for mat., ast., och fysik 1942, vol. 28, N 3.
269. Smed I. Monthly anomalies of the surface temperature in areas of the North Atlantic.— Annales Biologiques 1945—1960, vol. IV—X.
270. Stommel H. The westward intensification of wind-driven ocean currents.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1947, N 29.
271. Serjakov E. I., Smirnova A. I. Large-scale heat interaction of the atmosphere and the ocean in the North Atlantic.— International Association for the Physical Sciences of the ocean. Proces-Verbaux N 12 IAPSO Meetings at Moscow. July—August 1971, p. 140—141.
272. Tait I. B. Long-term trends and changes in the hydrography of the Faroe-Shetland Channel region.— Deep-Sea Res., 1955, vol. 3, p. 482—498.
273. Voorhis A. D. and Hersey I. B. Oceanic thermal fronts in the Sargasso sea.— J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 18.
274. Vowinckel E., Orvig S. Climate change over the Polar Ocean. 1. The radiation budget.— Mc Gill Univ. Arctic Meteorol. Res. Group. Publ. in Meteorology N 9, Montreal, 1966, p. 1—31.
275. Watson A. G. D. Air-sea interaction.— Science Progress, 1968, N 56.
276. Willet H. Final report of the Weather Bureau. Extending forecasting project for the fiscal year July 1946—July 1947. Camb. Washington, 1946, p. 18—32.

Оглавление

Введение	3
Глава 1 Современное состояние изученности крупномасштабных тепловых процессов	6
1.1. Термический режим Северной Атлантики	—
1.2. Изменчивость расходов воды и тепла в системе Гольфстрим	11
1.3. Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы	15
1.4. Межгодовые колебания температуры воды	21
Глава 2 Пространственная и временная изменчивость составляющих теплового баланса	27
2.1. Определение лучистой энергии и потоков тепла на судах	28
2.2. Изменчивость составляющих теплового баланса в Тропической Атлантике	30
2.3. Пространственная и временная изменчивость составляющих теплового баланса Северной Атлантики	35
2.4. Межгодовые колебания составляющих теплового баланса	39
2.5. Вычисление адвективной составляющей	44
Глава 3 Статистические связи полей океанологических и метеорологических элементов	51
3.1. Связь аномалий температуры воды поверхностного слоя в различных районах Северной Атлантики	—
3.2. Влияние очагов аномалий температуры воды на атмосферные процессы	54
3.3. Статистические связи теплоотдачи с циркуляцией атмосферы	56
Глава 4 Формирование поля температуры воды	61
4.1. Общая схема изменений температуры воды в океане	—
4.2. Формирование поля температуры воды в зоне подъема глубинных вод	63

4.3. Структура поля температуры воды деятельного слоя в Тропической Атлантике	65
4.4. Формирование крупных аномалий температуры воды в Северной Атлантике	67
4.5. Типизация полей температуры воды	78
Глава 5	
Долгосрочные прогнозы температуры воды	82
5.1. Фоновый прогноз тепловых процессов Северной Атлантики	—
5.2. Прогноз температуры воды на основе учета индексов циркуляции атмосферы	84
5.3. Прогноз температуры воды деятельного слоя Баренцева моря	86
5.4. Прогноз температуры поверхностного слоя в северо-западной Атлантике	90
5.5. Динамико-статистический метод прогноза средней месячной и средней сезонной температуры воды	94
5.6. Прогноз полей температуры воды поверхностного слоя	99
5.7. Численные эксперименты по расчету полей температуры воды в Северной Атлантике	103
5.8. Численный метод прогноза температуры воды слоя конвективного перемешивания	110
Глава 6	
Сверхдолгосрочные прогнозы тепловых процессов	114
6.1. Возможности составления прогнозов большой заблаговременности	—
6.2. Прогноз составляющих теплового баланса	119
6.3. Компонентно-гармонический метод сверхдолгосрочных прогнозов	124
6.4. Сверхдолгосрочный прогноз температуры воды на разрезе «Кольский меридиан»	126
6.5. Прогноз температуры воды как основа при составлении промышленных прогнозов	129
Глава 7	
Опыт составления оперативных долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов температуры воды (на примере Северного промышленного бассейна)	135
7.1. Исходные данные для составления оперативных прогнозов температуры воды	—
7.2. Оправдываемость оперативных прогнозов температуры воды различной заблаговременности	137
Условные обозначения	147
Список литературы	149

Евгений Ильич Серяков

**Долгосрочные прогнозы
тепловых процессов
в Северной Атлантике**

Редактор З. И. Мироненко. Художник А. П. Голованов. Техн. редактор Г. В. Ивкова.
Корректор И. В. Жмакина. ИБ № 781. Сдано в набор 13.03.79. Подписано в печать 28.05.79.
М-13088. Формат 60×90^{1/16}. Бум. тип. № 1. Лит. гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 10,5.
Уч.-изд. л. 11,18. Тираж 700 экз. Индекс МЛ-15. Заказ № 109. Цена 1-р. 80 к.
Гидрометеониздат. 199053, Ленинград 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая книга» Союзполиграфпрома при
Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.