

ОКЕАНО-
ГРАФИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ПРОМЫСЛОВЫХ
РАЙОНОВ
МИРОВОГО
ОКЕАНА



П.140

ALL-UNION RESEARCH INSTITUTE
OF MARINE FISHERIES AND OCEANOGRAPHY
VNIRO

OCEANOGRAPHIC
INVESTIGATIONS
OF FISHING AREAS
OF THE WORLD OCEAN

PROCEEDINGS

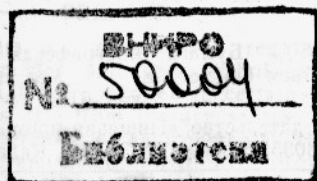
MOSCOW
PISHCHEVAYA PROMYSHLENNOST'
1980

659.
77

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МОРСКОГО РЫБНОГО ХОЗЯЙСТВА И ОКЕАНОГРАФИИ
ВНИРО

ОКЕАНО-
ГРАФИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ПРОМЫСЛОВЫХ
РАЙОНОВ
МИРОВОГО
ОКЕАНА

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ



МОСКВА
«ПИЩЕВАЯ ПРОМЫШЛЕННОСТЬ»
1980

ВЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МОСКОГО РЫБНОГО ХОЗЯЙСТВА И ОКЕАНОГРАФИИ
ВНИРО

Редакционная коллегия:

Д. Е. Гершанович (ответственный редактор), А. А. Елизаров, Б. Н. Котенев,
Е. С. Хлатина, Е. А. Каменская

Editorial Board:

D. E. Gershanovich (Editor — in Chief),
A. A. Elizarov, B. N. Kotenev, E. S. Khlatina,
E. A. Kamenskaya

Издано по заказу ВНИРО

Труды ВНИРО том 140

**ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНОВ
МИРОВОГО ОКЕАНА**

Редактор В. С. Кузьмина
Художественный редактор В. В. Водзинский
Технический редактор Т. С. Проиценкова
Корректор З. В. Коршунова

Сдано в набор 20.08.79	Подписано в печать 22.02.80.
Т-03678 Формат 10×108 ¹ / ₁₆	Бумага типографская № 2. Литературная гарнитура.
Высокая печать	Объем 6,5 печ. л. Усл. печ. л. 9,10. Уч.-изд. л. 9,18
Тираж 600 экз.	Заказ 614. Цена 1 р. 40 к.

Издательство «Пищевая промышленность»
113035, Москва, М-35, 1-й Кадашевский, 12

Московская типография № 19 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
Москва, Б-78, Каланчевский туп., д. 3/5

О 4002020000—138 без объявл.
044(01)—80

© Всесоюзный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), 1980 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый том трудов «Океанографические исследования промысловых районов Мирового океана» тематически продолжает 136-й том трудов ВНИРО. В том включены статьи сотрудников ВНИРО по общим и региональным вопросам промысловой океанографии, морской гидрохимии и геоморфологии. Содержание статей связано с выявлением и характеристикой условий формирования биологической продуктивности, с ее пространственной и временной изменчивостью в морской среде. Авторами статей широко используются материалы экспедиционных исследований ВНИРО. Многолетние исследования ВНИРО по определению содержания хлорофилла в поверхностных слоях воды позволили вместе с литературными материалами дать предварительную оценку особенностей распределения хлорофилла в некоторых высокопродуктивных зонах Мирового океана.

Систематизация большого числа гидрологических характеристик и их обработка с помощью ЭВМ послужили основой более детального анализа океанологической обусловленности пространственной неравномерности биопродуктивности в Атлантическом океане. По результатам исследований даются расчетные схемы динамики вод юго-западной части Атлантического океана. Обобщение океанологических характеристик в тихоокеанском секторе Антарктики использовано для выявления зон, перспективных для расширения научно-поисковых исследований. Этой же цели посвящены и включенные в том геоморфологические работы.

В течение длительного времени ВНИРО ведет исследования в рамках системного подхода к изучению океанологического и биопродукционного режимов. В этой связи в томе помещена работа о циклических колебаниях абиотических условий в природных системах северного полушария.

Том предназначен для океанологов, гидробиологов, ихтиологов, физикогеографов и других специалистов, проводящих исследования морской среды в научно-промысловых и рыбохозяйственных целях.

PREFACE

The volume includes papers on general and regional problems of fishery oceanography, marine hydrochemistry and geomorphology investigated at VNIRO. Expeditional and experimental material obtained in certain areas of the World Ocean and seas of the USSR as well as data from literary sources are presented.

The papers deal with characteristics of environmental conditions associated with biological productivity. The biochemical composition of organic matter in sea water and sediments and the content of chlorophyll in the surface layer are analysed.

Many hydrological and meteorological characteristics were systematized and treated by computers to provide a basis for a more detailed analysis of the space uniformity of the distribution of bioproductivity in the Atlantic. Diagrams of the dynamics of the Southwest Atlantic waters are calculated with the use of data obtained. The correlation of oceanographic and geomorphological characteristics in the Pacific Antarctic is used to find zones promising for exploration.

The systems approach to the study of oceanologic and bioproduktive properties have been used by research workers for a long time. So cyclic fluctuations in the abiotic conditions in natural systems of the North hemisphere are discussed.

The volume is intended for oceanographers, hydrobiologists, ichthyologists and other specialists engaged in the investigations of the marine environment for research and fishing purposes.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О СОДЕРЖАНИИ ХЛОРОФИЛЛА В ПРОДУКТИВНЫХ ЗОНАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

Н. В. Мордасова

В предлагаемой работе предпринята попытка обобщить литературные материалы и данные автора по содержанию хлорофилла «а» в продуктивных зонах Мирового океана. Известно, что количество хлорофилла «а» во взвеси морской воды зависит от биомассы фитопланктона и интенсивности фотосинтеза. Хотя эти связи еще точно не установлены и на них влияет множество факторов, все же, на наш взгляд, они способствуют выявлению особенностей размещения продуктивных зон в океане и некоторых черт биопродуктивных процессов.

Тихий океан

В Тихом океане пигменты фитопланктона и первичная продукция изучены для северной его части, берегов Японии, побережья Южной Америки, антарктического сектора. В основном это работы советских, японских и американских экспедиций.

Прибрежные районы северо-запада и севера Тихого океана. Многолетние исследования первичной продукции и биомассы фитопланктона по содержанию хлорофилла проводились в восточной части Берингова моря, в районе Алеутских островов и п-ова Аляска (Mc. Roy et al., 1972). У Алеутских островов в июне — июле концентрация хлорофилла «а» на поверхности изменялась в пределах 0,2—9,9 мкг/л (среднее 1,83 мкг/л), в заливе Аляска — в среднем 1,5 мкг/л. Алеутские проливы не очень продуктивны вследствие интенсивного перемешивания вод. Зимой наблюдались величины типичные для зимнего океана — около 0,5 мкг/л (поверхность). Невысокой продуктивности поверхностных вод зимой противопоставлена высокая биомасса микроводорослей подповерхностного льда, где концентрация хлорофилла в отдельных пробах доходила до 6—7 мкг/л.

В северо-западной части Тихого океана, на литорали Курильских островов, у юго-восточного побережья Камчатки и Командорских островов, в северо-восточной части Амурского залива, в заливе Посьета и Курильских проливах исследовались пигменты фитопланктона (Рас-сашко, 1976). В северо-восточной части Амурского залива максимальная концентрация хлорофилла «а» составляла 6,4 мкг/л. В течение года концентрация пигментов сильно изменялась, особенно значительны различия по годам. В подледный период содержание пигментов было высоким, при этом отмечена значительная биомасса фитопланктона при крайне низком фотосинтезе, т. е., по всей вероятности, большая часть пигментов представлена продуктами распада. В заливе Посьета осенью содержание хлорофилла «а» было 0,01—14,9, летом — 0,19—97,2 мкг/л. В Курильских проливах Буссоль и Фризе и в открытой части Тихого океана ярко выражена неоднородность в распределении пигментов фитопланктона, что связано со сложными гидрологическими условиями в этих зонах. Из них наиболее богаты хлорофиллом тихоокеанские воды пролива Фризе: в течение июля — августа в исследуе-

мом районе его концентрация изменялась от 0 до 1,32 мкг/л. Высокопродуктивны воды Курильских и Командорских островов и Камчатки: количество хлорофилла здесь было 0,11—4,77 мкг/л.

В районе течения Куро시오 были выполнены флуорометрические исследования содержания хлорофилла «а» и феопигментов для выяснения причин возникновения слоя их максимума в глубинных слоях (Saijo et al., 1969). Работы велись в три этапа: в июне 1967 г. — вдоль 142° в. д. от 20 до 30° с. ш.; в сентябре 1967 г. — вдоль 142° в. д. от 37 до 22° с. ш. и в мае — июне 1968 г. — вдоль 125° в. д. от 32 до 22° с. ш. и вдоль 131° в. д. от 22 до 30° с. ш. Наибольшие концентрации хлорофилла в верхней части эвфотической зоны наблюдались на прибрежных станциях, включая узкий континентальный шельф Восточно-Китайского моря — от 0,4 до 1,5 мкг/л, в то время как на мористых станциях концентрации хлорофилла составляли 0,1—0,2 мкг/л. На большинстве станций максимальные концентрации были обнаружены на глубинах от 50 до 150 м, как правило, у нижней границы эвфотической зоны или ниже ее. Содержание хлорофилла «а» в слое максимума на прибрежных станциях было 0,4—2,0 мкг/л, на мористых — 0,2—0,6 мкг/л. Максимум феопигментов обычно совпадал с максимумом хлорофилла.

По мере продвижения от более северных широт к югу слой максимума хлорофилла располагался все глубже. Как правило, это связано с изменением интенсивности падающей радиации, прозрачности воды и глубины залегания термоклина. В верхних слоях содержание хлорофилла «а» составляло 60—80% от суммарного количества хлорофилла «а» и феопигментов, в слое максимума хлорофилла оно уменьшалось до 30—50% (у основания эвфотической зоны), достигая приблизительно 10% на глубинах около 200 м.

На разрезе, выполненном в северо-западной части Тихого океана вдоль 137° в. д. от 35° с. ш. до 1° ю. ш., максимальные концентрации хлорофилла (более 2 мкг/л) наблюдались в районе экватора на глубине около 50 м (Kawarada, Sano, 1969). В северной части разреза максимум хлорофилла был у поверхности (0,4—0,6 мкг/л), по мере продвижения на юг он углублялся до 70 и даже до 130 м, что связано с гидрологическими условиями: в южной части разреза термоклин располагался в верхнем 200-метровом слое, в северной — ниже этого слоя.

В мае 1969 г. японские исследователи определяли хлорофилл и феопигменты на разрезах вдоль 155° в. д. между 48 и 20° с. ш. и вдоль 144° в. д. между 40 и 33° с. ш. (Kawarada, Sano, 1972). Южнее 31° ю. ш. вдоль 155° в. д. подповерхностный максимум хлорофилла и феопигментов был найден по всей линии хорошо развитого неглубокого термоклина на глубине 75 и 130 м. Однако подповерхностный максимум исчезал к северу от 32° с. ш., где высокие концентрации хлорофилла были ограничены верхним 50-метровым слоем. Концентрации хлорофилла более 1 мкг/л наблюдались в течении Куро시오, в переходной зоне между субтропическими и субантарктическими водами и в течении Ойя시오.

На разрезе вдоль 144° в. д., где сказывается влияние неритических вод, содержание хлорофилла выше, чем на разрезе вдоль 155° в. д.: в районе Куро시오 — более 2,5 мкг/л в верхнем 30-метровом слое, к северу от 39° с. ш. — 1,0—3,5 мкг/л в верхнем 80-метровом слое. Однако высокое его содержание в промежуточных слоях не совпадает с числом клеток диатомовых. По-видимому, подповерхностный максимум хлорофилла связан с увеличением его содержания в клетках, а не со скоплением фитопланктона вследствие их опускания.

Высокие концентрации хлорофилла (более 1 мкг/л) были зафиксированы в поверхностных слоях в Японском море, максимальные его количества — в более глубоких слоях (Ohwada, 1971).

Южноамериканский прибрежный район. Одним из наиболее продуктивных районов в Тихом океане является прибрежная зона у берегов Южной Америки, в частности у берегов Перу и Чили. Хорошо известно, что высокую продуктивность вод здесь обеспечивает интенсивный подъем глубинных вод, поступающих из приантарктических районов, богатых биогенными элементами, в эвфотическую зону. Этот подъем вызван сгоном верхних слоев прибрежной ветви Перуанского течения юго-восточными пассатами.

По результатам экспедиции ВНИРО на НПС «Профессор Месяцев» в августе — сентябре 1972 г., т. е. зимой южного полушария, содержание хлорофилла на поверхности у побережья Перу изменялось в широких пределах от 0 до 11,3 мкг/л, в среднем на 1,50 мкг/л (Мордасова, 1974). Наибольшие его количества (более 1—3 мкг/л) встречались в прибрежной зоне с максимумом не у самого берега, в зоне наиболее интенсивного подъема вод, а на некотором расстоянии от него (5—10 миль), где вертикальное движение вод ослаблено и условия более стабильные.

Сезонные изменения в тропической зоне у берегов Перу были выражены только на прибрежных станциях (глубина менее 300 м), где в октябре — декабре, т. е. весной и в начале лета, содержание хлорофилла возросло в среднем в 2—3 раза. Одновременно изменилось положение слоя его максимума: если зимой максимум был у поверхности или на глубине 10—20 м, то весной, когда условия освещенности были более благоприятными, он углубился до 20—50 м (рис. 1).

Аналогичная картина наблюдалась у северного побережья Чили (севернее 22° ю. ш.) и Эквадора, которые, как и всю прибрежную зону у Перу, можно отнести к зонам максимальной продуктивности; высокой продуктивностью характеризуются прибрежные районы Чили к югу от 22° ю. ш. (Ведерников, Стародубцев, 1971).

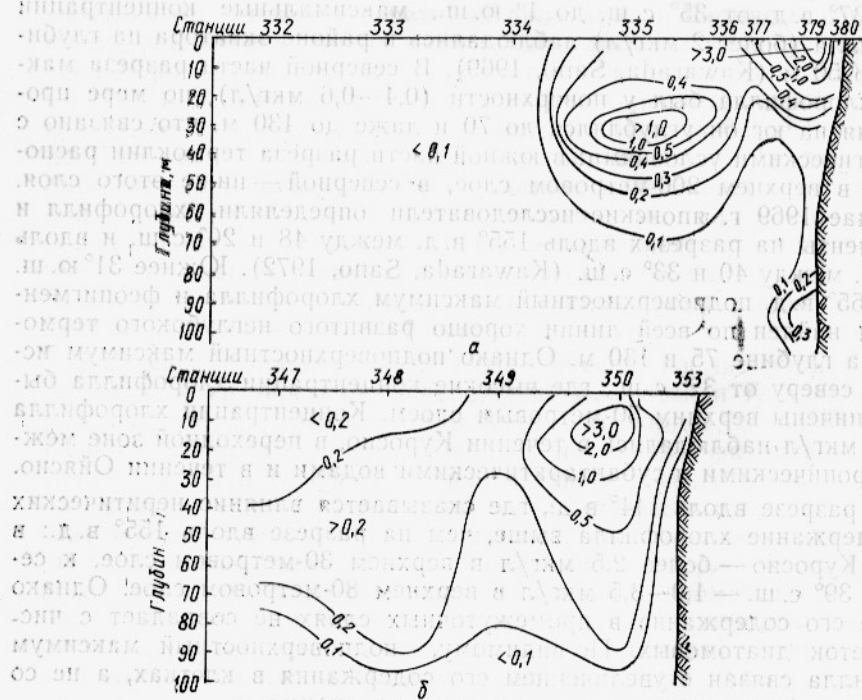


Рис. 1. Распределение хлорофилла «а» в юго-восточной части Тихого океана у берегов Перу в октябре — ноябре 1972 г. (в мкг/л) на разрезах:

а — Капо-Вланко (вдоль 4° ю. ш.); б — у Чимботе (вдоль 9° ю. ш.).

Островные зоны. В восточной части тропического района Тихого океана высокопродуктивны прибрежные зоны у островов, где сказывается «островной эффект»; концентрация хлорофилла здесь, как правило, выше 1 мкг/л (Кузьмина, 1975).

Антарктический сектор Тихого океана. Хорошо известно, что у побережья Антарктиды высокая продуктивность вод обеспечивается их подъемом, связанным с циркуляцией. Хлорофилл распределяется здесь по акватории очень неравномерно вследствие сложности гидрологических условий (El-Sayed, 1970). В океанических зонах антарктических и субантарктических вод содержание хлорофилла было менее 1 мкг/л, очень высокие его концентрации (более 10 мкг/л на поверхности) обнаружены у западного побережья Антарктического полуострова, в проливах Брансфилда и Жерлаш в период вегетации фитопланктона.

В проливе Дрейка положение антарктической конвергенции совпадает с низкими концентрациями хлорофилла, что связано с устойчивостью водных масс (El-Sayed, 1968, 1970; El-Sayed, Mandelli, 1965; El-Sayed et al, 1974).

В субантарктических и антарктических водах хлорофилл распределен по вертикали равномерно вследствие интенсивного перемешивания водных масс. Хотя на отдельных станциях максимум хлорофилла наблюдался в подповерхностном слое, концентрации хлорофилла в нем отличались от содержания пигмента на поверхности незначительно. В узких прибрежных районах, в проливах и заливах максимум хлорофилла выражен более четко, как правило, он находится близко к поверхности на глубине 5—10 м. Однако глубина эвфотической зоны в антарктических районах невелика — 10—40 м (El-Sayed, 1968).

Атлантический океан

В Атлантическом океане содержание пигментов исследовали в основном в прибрежных зонах в северной его части, у берегов Южной Америки, у Северо-Западной Африки, в антарктическом секторе американские, английские, датские, немецкие, советские ученые. ВНИРО определялось содержание хлорофилла в Юго-Западной Атлантике в районе Патагонского склона в связи с проблемой изучения биологической продуктивности этих вод.

Северо-Западная Атлантика. В северной части Атлантического океана высокопродуктивные районы находятся в районе Большой Ньюфаундлендской банки в зонах подъема глубинных вод, богатых биогенными элементами, на границе между Восточно-Гренландским течением и течением Ирмингера — содержание хлорофилла «а» на поверхности 1—2 мкг/л и более, на границе Северо-Атлантического течения — более 1 мкг/л, над подводным хребтом Рейкьянес и над шельфом у берегов Ирландии — около 1 мкг/л (Hansen, 1961; Steeman — Nielsen, Hansen, 1961).

Северо-Восточная Атлантика. В районе между Исландией и побережьем Шотландии летом 1959 г. концентрация хлорофилла «а» на поверхности изменялась от 1 до 7 мкг/л с максимумом там, где Фареро-Исландский порог вызывает подъем глубинных вод. У западных берегов Гренландии в июле 1958 г. содержание хлорофилла на поверхности было 0,29 мкг/л в океанической части с максимумом (3,1 мкг/л) у берега (Steeman — Nielsen, Hansen, 1961).

У берегов Великобритании, в районе Абердина, максимальное содержание хлорофилла (около 4 мкг/л) отмечено в декабре — ноябре 1973 г. у Оркнейских островов (Adams et al, 1974). В январе 1973 г. концентрации хлорофилла были менее 0,5 мкг/л, а в апреле — мае, т. е. с началом периода вегетации фитопланктона, увеличились до 2 мкг/л и более.

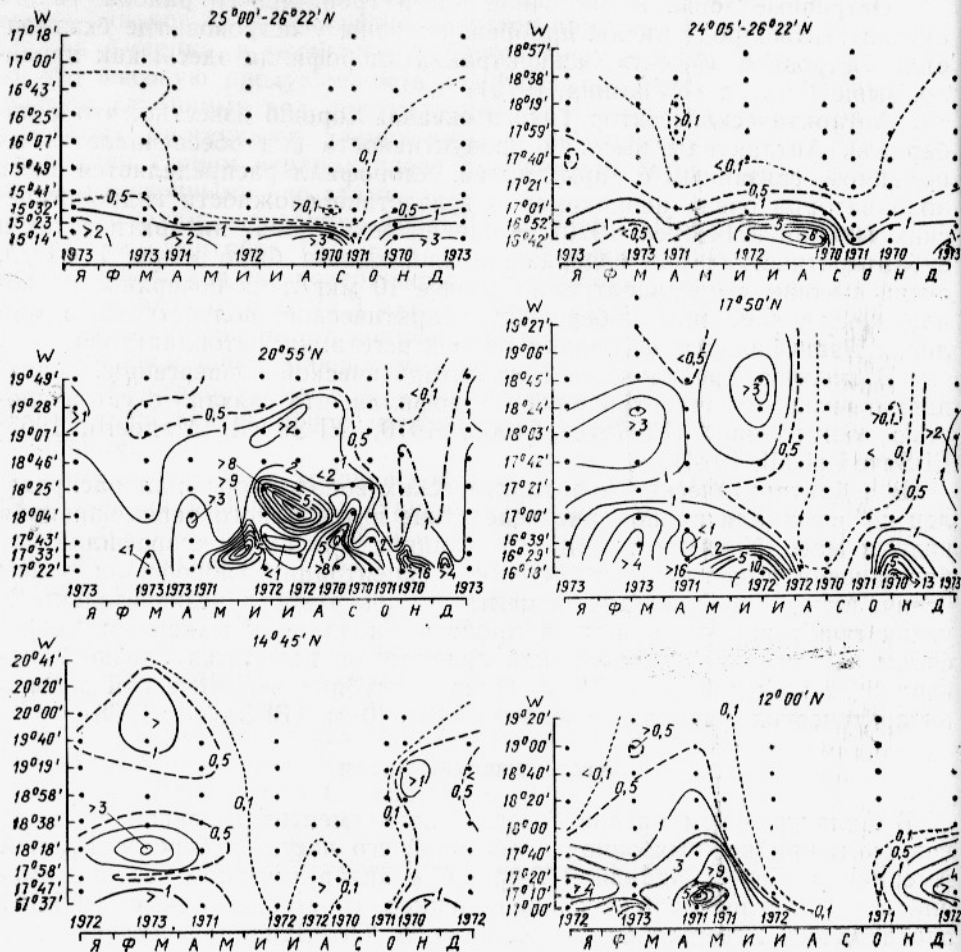


Рис. 2. Распределение хлорофилла «а» (в мкг/л) на отдельных разрезах в Атлантическом океане у Африканского побережья в разные сезоны (поверхность) (Scheimaında et all, 1975).

Центрально-Восточная и Юго-Восточная Атлантика. Одна из самых продуктивных зон в Атлантике — зона интенсивного подъема вод у побережья Северо-Западной Африки. В этом районе проводились исследования в 1970—1974 гг. на судне «Alexander von Humboldt» (ГДР) в прибрежной зоне от 9 до 30° с. ш.

Распределение здесь хлорофилла, как и распределение других океанографических характеристик, говорит о сезонном ходе апвеллинга (рис. 2) (Scheimaında et all, 1975). В феврале — марте зона апвеллинга распространяется далеко к югу, вдоль всего шельфа поднимаются воды с относительно низкими температурами и высокими концентрациями биогенных элементов. Только в северной части акватории содержание биогенов в поверхностных водах очень мало, так как поднимающиеся воды бедны ими; содержание хлорофилла здесь минимально.

В районе Кап-Блана и Нуакшота относительно высокое содержание хлорофилла, как и значительные концентрации биогенных элементов, сохраняются в течение всего года благодаря постоянно существующему апвеллингу. В южных районах наиболее интенсивен подъем вод в начале и конце года, когда и содержание хлорофилла выше по сравнению с остальной частью года. На севере района продуктивность вод не высока вследствие низкой концентрации биогенов в глубинных водах, о чем упоминалось выше.

Юго-Западная Атлантика. В Атлантическом океане биологическая продуктивность вод изучалась в юго-западной части его, в районе Пагагонского склона (41—53° ю. ш., 53—59° в. д.). В августе — сентябре 1974 г., т. е. зимой южного полушария, содержание хлорофилла как на поверхности исследуемой акватории, так и в слое было невелико — максимальная концентрация хлорофилла «а» 0,34 мкг/л (Мордасова, Андреева, 1975), что связано с интенсивным перемешиванием вод, подтверждаемым также распределением других гидрохимических и гидрологических параметров. Однако в весенне-летний период, в октябре — ноябре, фотосинтез фитопланктона был довольно интенсивным, четко выделялся слой максимума хлорофилла, совпадающий со слоем максимального пересыщения вод кислородом; содержание хлорофилла в слое максимума составляло 2—9 мкг/л (Nehring, Brosin, 1968).

Детальные исследования содержания хлорофилла в Юго-Западной Атлантике, у побережья Аргентины, характеризующегося наличием устойчивого океанического фронта у Аргентинского склона, показали, что этот район также продуктивен. В апреле — марте 1962 г. у берегов Аргентины содержание хлорофилла на поверхности было 1—2 мкг/л; найдены заметные региональные изменения между некоторыми островами южнее Огненной Земли и в северной части пролива Дрейка (от 0 до 3 мкг/л и более) (El-Sayed, 1968). В августе — октябре 1963 г. самой высокой (около 10 мкг/л) концентрация хлорофилла была на южных станциях у Огненной Земли; в районе Аргентинского шельфа — более 3 мкг/л.

В юго-западной части Атлантического океана концентрация хлорофилла на поверхности изменялась более чем в 100 раз — от 0,03 до 3,58 мкг/л (Кабанова и др., 1974). Самые малые его количества обычно были в малопродуктивных субтропических и тропических водах центральной части океана, южнее субтропической конвергенции они резко возрастали (до 0,8 мкг/л). Наиболее богаты хлорофиллом (от 0,05 до 3,21 мкг/л), т. е. самые продуктивные — антарктические водные массы.

Антарктический сектор Атлантики. Многолетние исследования содержания хлорофилла «а» в этом секторе были выполнены на судах «Capitan Canera» и «San Martin» в разные сезоны в 1962—1965 гг. (El-Sayed, 1968). Концентрация хлорофилла на поверхности менялась здесь в широких пределах: в море Уэдделла — 6,72—0,02 мкг/л (в среднем 0,61 мкг/л), у Южно-Шетландских островов — 2—3 мкг/л. Как и для Тихоокеанского сектора, для антарктических и субантарктических вод можно выделить более продуктивные прибрежные районы с максимальным содержанием хлорофилла, где наблюдается подъем вод, как, например, у восточного побережья Антарктического полуострова, вблизи островов в море Скотия и в северной части моря Уэдделла; содержание хлорофилла здесь в среднем в 5 раз выше, чем в океанических районах.

В районе, ограниченном на севере зоной субтропической конвергенции (около 40° ю. ш.), а на юге — морем Уэдделла, наибольшее содержание хлорофилла наблюдалось между 40—45° ю. ш. и 60—65° ю. ш. (1,05 и 1,67 мкг/л соответственно) (El-Sayed, 1970). Если считать, что антарктическая конвергенция разделяет антарктические и субантарктические водные массы, то по содержанию хлорофилла антарктические воды более продуктивны.

Индийский океан

Содержание хлорофилла в Индийском океане наименее изучено: исследованиями охвачены лишь узкие прибрежные районы и некоторые приэкваториальные области. В основном это работы советских, а также индийских экспедиций.

Северо-Западная часть Индийского океана. Экспедицией ВНИРО на НПС «Профессор Месяцев» в июле — ноябре 1977 г. было исследовано содержание хлорофилла в Индийском океане, у Африканского континента и в районе Маскаренского хребта.

У побережья Кении и Танзании в июле, т. е. зимой южного полушария, гидрометеобстановка и отсутствие стратификации вод препятствовали интенсивному фотосинтезу фитопланктона. По результатам флуоресцентного метода определения хлорофилла «а» его содержание

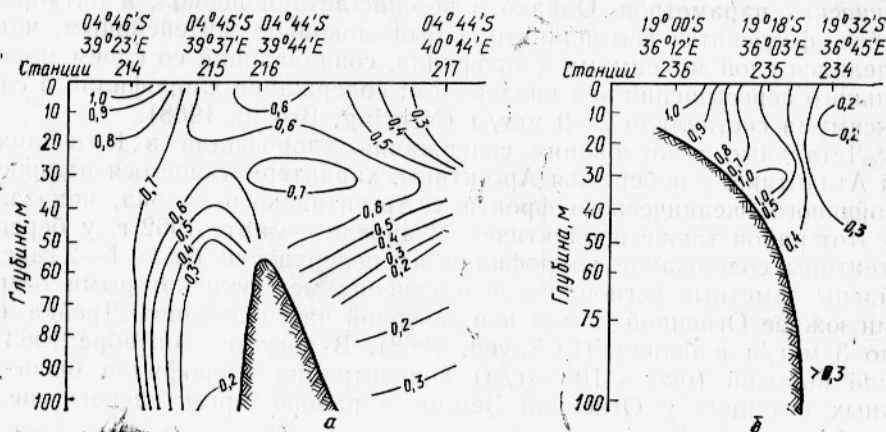


Рис. 3. Распределение хлорофилла в Индийском океане у Африканского побережья в ноябре 1977 г. (в мкг/л):

а — у берегов Танзании; б — у берегов Мозамбика в заливе Делагоа.

на поверхности у берегов Кении в бухте Унгама (залив Формоза) составляло в среднем 0,41 мкг/л, у берегов Танзании в районе островов Пемба и Занзибар — 0,54 мкг/л. Ярко выраженного слоя максимума хлорофилла не наблюдалось (рис. 3,а). Концентрация его в верхнем 100-метровом слое изменялась незначительно. Судя по содержанию биогенных элементов, количество которых не должно лимитировать развитие фитопланктона, при более благоприятных гидрометеорологических условиях в другой сезон здесь можно ожидать более высокой продукции фитопланктона и, следовательно, более высокого содержания хлорофилла.

У побережья Мозамбика в районах бухты Софала и залива Делагоа (отмель Боа-Паш) в августе 1977 г. содержание хлорофилла «а» на поверхности колебалось в очень широких пределах: от 0,06 до 1,26 мкг/л (в среднем 0,44 мкг/л) с максимумом около устья реки Замбези, где содержание биогенов было очень высоким (силикатов — от 30 мкг-атом Si/л, фосфатов — до 1 мкг-атом P-PO₄/л на поверхности). В распределении хлорофилла по вертикали, как правило, четко выделялся слой максимума, глубина расположения которого варьировала в широких пределах — от поверхности до глубины 75 м, где концентрация его была в 2—7 раз выше, чем на поверхности (рис. 3,б).

В узкой прибрежной полосе у западного побережья Индии в сезон максимального развития фитопланктона на отдельных станциях содержание хлорофилла достигало 19 мкг/л (Chan, 1973; Dehadrai, Bhargava, 1972).

Приэкваториальная зона. У Сейшельских и Амирантских островов в сентябре — ноябре 1977 г. была ярко выражена стратификация вод. Эти острова расположены в зоне экваториальной дивергенции, где наблюдается интенсивный подъем вод, богатых биогенными элементами, в сочетании с четко выраженной стратификацией вод, что создает условия, благоприятные для развития фитопланктона. Содержание хло-

рофилла здесь изменялось в широких пределах; на поверхности — от 0,07 до 1,70 мкг/л (в среднем 0,41 мкг/л). Большое количество фитопланктона скапливалось над слоем скачка плотности на глубине 20—30 м, где содержание хлорофилла в 8—10 раз превышало его концентрацию на поверхности (рис. 4). Содержание биогенных элементов вследствие интенсивного подъема на этой глубине было очень высоким: фосфатов около 1 мкг-атом P—PO₄/л, силикатов — 10—15 мкг-атом Si/л.

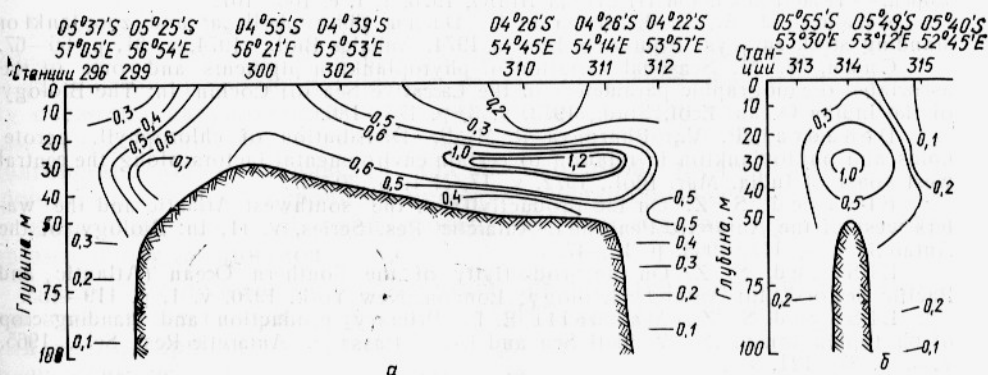


Рис. 4. Распределение хлорофилла «а» в Индийском океане в районе Маскаренского хребта в октябре — ноябре 1977 г. (в мкг/л):

а — в районе Сейшельских островов; б — в районе Амирантских островов.

Заключение

Можно выделить высокопродуктивные прибрежные районы и зоны апвеллинга с содержанием хлорофилла — более 1 мкг/л (в среднем для эвфотической зоны) и малопродуктивные океанические — концентрация хлорофилла менее 0,1—0,2 мкг/л.

Поскольку в тропических районах содержание хлорофилла в несколько раз отличается от его содержания на поверхности, поверхностная концентрация хлорофилла может служить лишь ориентировочным показателем продуктивности вод. В антарктических зонах поверхностные данные близки к средневзвешенным для всего слоя фотосинтеза.

Имеющиеся данные немногочисленны и, как правило, получены только для одного сезона. Материалы различных экспедиций трудно сравнивать между собой, поскольку содержание хлорофилла определяли разными методами, до последнего времени почти не учитывалось наличие во взвеси продуктов распада хлорофилла, феопигментов. Кроме того, существуют значительные межгодовые колебания концентрации хлорофилла.

Тем не менее, содержание хлорофилла во взвеси морской воды может служить косвенной характеристикой продуктивности того или иного района, поскольку оно связано с биомассой фитопланктона и интенсивностью его фотосинтеза. Большие перспективы открываются при использовании возможности выявления продуктивных зон океана по оптическим характеристикам хлорофилла «а» с самолетов и космических аппаратов.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Ведерников В. И., Стародубцев Е. Г. Первичная продукция и хлорофилл в юго-восточной части Тихого океана. — Труды ИОАН, 1971, т. 89, с. 33—42.
 Кабанова Ю. Г., Ведерников В. И., Коновалов Б. В., Андреева Л. Н. Первичная продукция и хлорофилл «а». — В сб.: Биологические исследования в Атлантическом секторе Антарктики. — Труды ИОАН, 1974, т. 98, с. 9—29.

- Кузьмина А. И. Содержание пигментов в планктоне тропиков западной Падцифики. — В кн.: Гидробиологические исследования в Японском море и Тихом океане, 1975, с. 28—46.
- Мордасова Н. В. Хлорофилл в прибрежных перуанских водах Тихого океана в 1972 г. — Экспресс-информация ЦНИИТЭИРХ, 1974, сер. 9, вып. 7, доп. с. 11—21.
- Мордасова Н. В., Андреева Н. М. Гидрохимическая характеристика вод юго-западной части Атлантического океана в районе подводной возвышенности Рио-Гранде и Патагонского склона. — Экспресс-информация ЦНИИТЭИРХ, 1975, сер. 9, вып. 11, с. 8—17.
- Рассашко И. Ф. Первичная продуктивность прибрежной зоны дальневосточных морей. — Тезисы докладов III съезда ВГБО, 1976, т. I, с. 106—107.
- Adams, J. A., I. E. Baird, J. Dunn. Chlorophyll „a“ and zooplankton standing stock surveys from Aberdeen in 1974, *Annales Biol.*, 1974, v. 31, p. 66—67.
- Chan, N. M. Seasonal variation of phytoplankton pigments and some of the associated oceanographic parameters in the Laccative Sea off Cochin. In: *The Biology of the Indian Ocean. Ecol. Stud.*, 1973, v. 3, p. 175—186.
- Dehadrai, P. V., Bhargava R. M. S. Distribution of chlorophyll, carotenoids and phytoplankton in relation to certain environmental factors along the central west coast of India. *Mar. Biol.*, 1972, v. 17, N 1, p. 30—37.
- El-Sayed, S. Z. On the productivity of the southwest Atlantic and the waters west of the Antarctic Peninsula. *Antarctic Res. Series*, v. 11, la: *Biology of the Antarctic seas*, 111, 1968, p. 15—47.
- El-Sayed, S. Z. On the productivity of the Southern Ocean (Atlantic and Pacific Sectors). In: *Antarctic Ecology*. London, New York, 1970, v. 1, p. 119—135.
- El-Sayed, S. Z., Mandelli E. F. Primary production and standing crop of phytoplankton in the Weddell Sea and Drake Passage. *Antarctic Res. Ser.*, 1965, v. 5, p. 87—124.
- El-Sayed, S. Z., Mandelli E. F., Y. Sugimura. Primary organic production in the Drake Passage and Bransfield Strait. *Antarctic Res. Ser.*, 1964, v. 1, p. 1—11.
- Hansen, V. K., Danish investigations on the primary production and distribution of chlorophyll „a“ at the surface of the North Atlantic during summer. *Rapp. et Proc. Verb. Reun. Cons. Perman. Internat. Explorat. Mer.*, 1961, v. 149, p. 160—166.
- Kawarada, Y., A. Sano. Distribution of chlorophyll and phaeophytin in the western North Pacific. *Oceanogr. Mag.*, 1969, v. 21(2), p. 137—146.
- Kawarada Y., A. Sano. Distribution of chlorophyll „a“ and phaeopigments in the north-western North Pacific in relation to hydrographic condition. In: *Biological Oceanography of the Northern North Pacific Ocean*, 1972, Tokyo, p. 125—138.
- McRoy, P., I. Goering, W. Shiels. Studies of primary production in Eastern Bering Sea. In: *Biological Oceanography of the Northern North Pacific Ocean*, 1972, Tokyo, p. 199—216.
- Nehring, D., Brosin H. I. Ozeanographische Beobachtungen im aquatorialen Atlantic und auf dem Patagonischen Schelf während der I. Südatlantik-Expedition mit dem Fischereiforschungsschiff „Ernst Haeckel“ von August bis Dezember 1966. *Geod. Geoph. Veröff.* 1968, R. IV, H. 3, p. 1—93.
- Ohwada, M. Distribution of chlorophyll and phaeophytin in the Sea of Japan. *Oceanogr. Mag.*, 1971, v. 23, N 1, p. 21—32.
- Saijo, Y., Iizuka S., Sasoka O. Chlorophyll maxima in Kuroshio and adjacent area. *Marine Biol.* 1969, v. 4, N. 3, 190—196.
- Schemaında, R., Nehring D., Schulz S. Ozeanologische Untersuchungen zum Produktionspotential der nordwestafrikanischen Wasserauftriebsregion 1970—1973. *Geod. Geoph. Veröff.* 1975, R IV, H. 16, p. 1—88.
- Steeaman-Nielsen E., Hansen V. K. The primary production in waters west of Greenland during July 1958. *Rap. et Proc. Verb. des Reun.*, 1961, v. 149, p. 158—159.

Some data on the content of chlorophyll in productive areas of the World Ocean

Mordasova N. V.

S U M M A R Y

The content of chlorophyll is analysed in some well-studied productive areas of the Pacific, Atlantic and Indian Oceans. The content of chlorophyll in highly productive areas, i. e. inshore waters, zones of upwelling, Antarctic waters is, on the average, more than 1 mkg/l in the euphotic zone whereas it is less than 0,1—0,2 mkg/l in scarce ocean regions. The data on the chlorophyll content in surface waters of the temperate latitudes, pre-equatorial and tropical regions may serve only as indicative characteristics of productivity. The data obtained in the Antarctic waters are close to the average for the whole photosynthetic layer.

О ЦИКЛИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ ФОНОВЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ АБИОТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВОСПРОИЗВОДСТВА В РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ СИСТЕМАХ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Е. В. Солянкин

Колебания биологической продуктивности океанических вод, а следовательно, и промысловой продуктивности в значительной мере вызываются изменчивостью комплекса океанологических факторов. Поэтому очевидна актуальность исследования закономерностей многолетних изменений океанологических условий, изучения физических причин их долговременной изменчивости как необходимой предпосылки долгосрочного и сверхдолгосрочного прогнозов океанологического фона, обуславливающего тот или иной уровень воспроизводства (урожайности) промысловых организмов.

Известны положения о системной организации природных процессов в водоемах северного полушария (Ижевский, 1961, 1964). Системный анализ природных процессов в применении к промыслово-океанологическим исследованиям по сути дела — направленный поиск наиболее общих закономерных связей различных природных явлений и процессов, происходящих в атмосфере, гидросфере, литосфере и биосфере. Идея о взаимосвязях абиотических и биотических процессов (Книпович, 1938), подкрепленная огромным фактическим материалом, послужила стимулом для изучения связей между факторами среды и биологическими процессами и сыграла роль в решении проблемы океанологических основ биологической и промысловой продуктивности морей. Обращение к анализу системных связей (включая связи отдаленные, опосредованные) помогало решить вопрос о предсказании величины пополнения промыслового стада (запаса) на основе прогноза океанологических условий. Именно этой задаче служат (помимо решения вопроса об общих закономерностях изменчивости абиотических и биологических характеристик) выделенные Г. К. Ижевским в северном полушарии крупномасштабные (планетарного характера) природные системы — крупные географические районы с определенным образом «организованной системой процессов, характеризующейся единством тенденций межгодовых изменений природных процессов, — гидрологических, метеорологических, биологических». Номинально выделены в северном полушарии (Ижевский, 1964) пять природных систем (Атлантическая, Грендландско-Североамериканская, Европейско-Азиатская, Восточно-Сибирская, Северо-Тихоокеанская), но фактически рассматривались с различной степенью подробности только природные системы атлантико-европейского сектора северного полушария.

Взаимосвязь разнообразных элементов гидрологического режима, влияющих на интенсивность воспроизводства живых организмов (и в конечном счете, промысловых), приводит в пределах определенного региона океана (или морского водоема) к такой организации природных процессов, когда их изменения в межгодовом и многолетнем аспекте подчиняются определенной закономерности. Эта взаимосвязь в определенных географических границах объясняется в первую очередь особенностями преобладающего состояния (фона) океанических и атмосферных циркуляционных условий. Для Северной Атлантики (как и для северной части Тихого океана) — это прежде всего особенности меридионального переноса теплых вод тропического происхождения и холодных вод полярного происхождения мощными океаническими

течениями. Именно колебания напряженности этих течений определяют общий фон гидрологических условий (термику, интенсивность вертикальных движений, общую продолжительность вегетационного периода и т. д.), а следовательно, и колебания биологической продуктивности. В водоемах континентальных систем (например, Европейской) в формировании такого фона гидросферы (а следовательно, биосферы) важную роль играют изменения атмосферных тепловых и циркуляционных условий, интегральным показателем которых можно считать сток рек различных морских бассейнов.

Очевидно, что те или иные гидрологические характеристики в пределах конкретных природных систем северного полушария можно рассматривать как фоновые показатели общих океанологических условий (включая состояние кормовой базы) данной системы.

В ходе многолетних изменений характеристик различных природных систем проявляется синфазность или асинфазность хода этих характеристик (преобладание в среднем аномалий однозначных, либо разнозначных). Очевидно, что связи подобного планетарного характера проявляются в условиях взаимодействия различных звеньев общей циркуляции атмосферы, в формировании многолетних флуктуаций которой, помимо саморазвития атмосферных процессов в условиях конкретных особенностей подстилающей поверхности Земли, немалая роль принадлежит космогеофизическим факторам (Гирс, 1971; Максимов, 1970).

Современные материалы наблюдений за гидрометеорологическими и биологическими явлениями подтверждают основную идею о системности природных процессов в атлантико-европейском секторе северного полушария и об относительной устойчивости ранее выделенных здесь природных систем (Алексеев, Пенин, 1973; Богданов и др., 1976, 1977 и др.). Это позволило использовать для анализа структуры многолетнего хода природных характеристик различных океанических районов (а также морских водоемов) и выявления закономерностей многолетних изменений всего одну — две гидрологические характеристики; подобное ограничение не только облегчает анализ, но в настоящих условиях просто необходимо из-за отсутствия длительных временных рядов многих природных характеристик. Во-вторых, сравнительный анализ изменчивости показателей различных природных систем северного полушария дает возможность убедиться в реальности тех или иных структурных особенностей многолетнего хода гидрологических характеристик. В-третьих, происхождение характера многолетней изменчивости, особенно долгопериодной, нельзя понять при локальном рассмотрении; сравнение же даже немногих характеристик различных природных систем северного полушария с учетом связей процессов в этих системах дает возможность глобального обобщения и познания роли, прежде всего, космогеофизических факторов в формировании особенностей структуры многолетних изменений гидрологических характеристик.

В качестве фоновых показателей абиотических условий различных природных систем северного полушария рассмотрим следующие гидрологические характеристики: среднюю годовую температуру воды в слое 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан», пересекающем Мурманскую ветвь Нордкапского течения в юго-западной части Баренцева моря; общее количество айсбергов, выносимых Лабрадорским течением южнее 48° с. ш.; положение оси Курисио южнее о-ва Хонсю (Япония); естественный годовой сток Волги. Очевидно, что первые три характеристики являются косвенными репрезентативными отображателями напряженности основных океанических течений северной части Атлантического и Тихого океанов — той самой циркуляционной осно-

вы, которая формирует природные океанические системы. Водность Волги также следует рассматривать как характеристику, связанную с динамикой тепла и влаги в Северной Атлантике.

Анализ временных рядов этих характеристик, действительно отображающих фон комплекса океанологических условий в той или иной природной системе, дает возможность наиболее полно понять структуру многолетней изменчивости (Солянкин, 1978а).

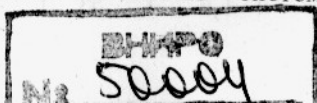
Использование формальных приемов выделения скрытых периодичностей приводит к обилию циклов большей частью из-за использования для анализа различных отрезков реализации; необходим строгий отбор циклов (Солянкин, 1974, 1976) с учетом возможности их прогностического использования.

Рассмотрение прежде всего детерминированных долгопериодных составляющих многолетних колебаний показателей различных природных систем в северном полушарии диктовалось фактом сопряженности (синфазности или асинфазности) многолетнего хода показателей природных систем. Решение такой задачи (Солянкин, 1978а) основывалось в известных гипотезах И. В. Максимова (1970) о космогеофизическом фоне реальных многолетних изменений различных океанологических характеристик, суть которых сводится к деформирующему воздействию солнечной активности, долгопериодного лунного прилива, «нутационных сил», возникающих при наличии свободных и вынужденных колебаний оси вращения Земли, на уровенную поверхность океана. В отличие от положений И. В. Максимова о «морской» природе солнечно-обусловленных флуктуаций океанических течений мы считаем, что солнечная активность воздействует на барико-циркуляционное поле атмосферы Земли; изменения характера циркуляции атмосферы, ее форм и интенсивности сказываются на циркуляции океанических вод и гидрометеорологических характеристиках.

Мы считаем неправомерным сопоставление длительных временных рядов гидрологических показателей с показателями космогеофизических сил из-за невозможности учесть сложное воздействие процессов в системе океан — атмосфера на долговременные (типа 11-летних солнечных, 19-летних приливных и 6—7-летних нутационных) флуктуации напряженности океанических течений и связанные с ними флуктуации теплового состояния океанических вод. Взаимодействие в системе океан — атмосфера может иметь место при различных начальных условиях, что очевидно хотя бы из примеров совершенно противоположных тенденций развития атмосферных циркуляционных процессов в те или иные временные интервалы (например, меридиональное или зональное состояние атмосферы над большими акваториями). Видимо, эти различия в начальных условиях системы океан — атмосфера должны сказываться на возникших в океане детерминированных колебаниях и, следовательно, существенно влиять на характер связей детерминированных компонент многолетних колебаний гидрологических характеристик с космогеофизическими силами.

Наиболее очевидна необходимость дифференцированного рассмотрения временных рядов при сопоставлениях тех или иных гидрологических характеристик с показателями солнечной активности, так как в настоящее время четко установлен неоднозначный эффект влияния солнечной активности на атмосферную циркуляцию (а в конечном итоге, на динамическое и теплое состояние океана) при различных начальных состояниях барико-циркуляционного поля (Мустель, 1971; Покровская, 1971 и др.).

Таким образом, при разных толкованиях гипотез о воздействии космогеофизических сил на океан (и атмосферу) необходимо учитывать начальные условия состояния системы океан — атмосфера, а



следовательно, дифференцированно рассматривать полные временные ряды гидрологических характеристик при поиске связей с космогеофизическими факторами и выделять временные интервалы, когда превалировало определенное состояние системы океан — атмосфера.

Разнообразие особенностей взаимодействия океана и атмосферы (основные принципиальные различия) может быть учтено при использовании в качестве начальных условий преобладающих в течение длительного времени состояний макромасштабных атмосферных процессов. Этой цели могут служить типизации атмосферных процессов при учете их повторяемости в многолетнем ряду, например, для северного полушария — типизация Вангенгейма — Гирса. Выделенные на ее основе так называемые атмосферные циркуляционные эпохи, характеризующиеся аномальной повторяемостью в том или ином интервале лет (эпохах) одного или двух типов атмосферной циркуляции, и были положены в основу дифференцирования временных рядов для установления статистических связей предполагаемых детерминированных колебаний с космогеофизическими силами. Именно такой опосредованный учет состояния системы океан — атмосфера в течение относительно длительных реализаций позволил выделить ряд детерминированных долговременных составляющих многолетних колебаний гидрологических характеристик различных природных систем северного полушария (Солянкин, 1978а).

Исходя из природы самих космогеофизических сил, вызывающих появление детерминированных колебаний, не следовало бы ожидать строгой цикличности проявления этих колебаний. Полученные же результаты показали, что понятие «циклические колебания» в применении к выделенным детерминированным составляющим неприемлемо. Амплитуды детерминированных колебаний не только изменялись от эпохи к эпохе, но в некоторые эпохи исчезали. Видимо, отклик атмосферы на возникшие в океане колебания теплового состояния поверхности иногда приводит к их ослаблению, и даже к исчезновению (табл. 1).

Таблица 1

Оценка относительного вклада долгопериодных составляющих в формировании реальных колебаний гидрологических характеристик в различные эпохи ($A/A_{\text{абс.эп}}$)

Гидрологические характеристики	$A_{\text{абс.эп}}$	Колебания			
		солнечно-обусловленные	приливные	нутацонно-обусловленные	35-летние
Эпоха W (1900—1928 гг.)					
Сток Волги, км ³ /год	217	42	—	—	11
Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике	690*	50	—	75	12
Эпоха E (1929—1939 гг.)					
Сток Волги, км ³ /год	129	—	18	—	27
Среднегодовая t_{ω}° слоя 0—200 м на Кольском разрезе	1,18	—	11	—	20
Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике	1250	—	—	—	4
Положение оси Курсно (φ°)	1,8	77	—	—	100
Эпоха C (1940—1948 гг.)					
Сток Волги, км ³ /год	122	—	—	40	19
Среднегодовая t_{ω}° слоя 0—200 м на Кольском разрезе	0,92	50	—	37	4
Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике	1100	55	—	25	10
Положение оси Курсно (φ°)	1,5	53	—	33	100

Гидрологические характеристики	$A_{\text{абс.эп}}$	Колебания			
		солнечно-обусловленные	приливные	нутацционно-обусловленные	35-летние
Эпоха $E + C$ (1949—1968 гг.)					
Сток Волги, км ³ /год	109	31	—	—	8
Среднегодовая $t^{\circ}_{\text{ш}}$ слоя 0—200 м на Кольском разрезе	1,92 (1,35)**	24 (35)	—	—	23
Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике	910	—	—	—	15
Положение оси Куроисио (φ°)	1,0	100	—	—	100

* 1913—1928 гг.

** Без учета экстремального 1966 г.

На примере временного ряда 1900—1968 гг., включающего последовательность четырех различных атмосферных циркуляционных эпох, заметно преобладание среди выделенных детерминированных колебаний долговременных изменений, связанных с флуктуациями солнечной активности.

Солнечно-обусловленные колебания влияют на формирование хода гидрологических характеристик природных систем атлантико-европейского сектора северного полушария в ту или иную конкретную атмосферную эпоху примерно одинаково, а в разные эпохи несколько различно. Так, если в эпоху западной циркуляции W и эпоху меридиональной циркуляции S отношение амплитуды солнечно-обусловленных колебаний $A_{\text{сол}}$ к абсолютной амплитуде колебаний $A_{\text{абс}}$ для этих эпох составляло 40—50%, то в эпоху комбинированной циркуляции ($E + C$) это отношение уменьшилось до 20—30%, что связано с характерными для такой эпохи сочетаниями барико-циркуляционных форм противоположных знаков. Эти соотношения не соблюдаются для такого гидрологического показателя, как положение оси Куроисио (см. табл. 1), так как в тихоокеано-американском секторе в тех же временных интервалах преобладают атмосферные макропроцессы в несколько иных сочетаниях. В северитихоокеанской системе увеличивается влияние относительного вклада солнечно-обусловленных колебаний на формирование хода ее фонового показателя по сравнению с природными системами атлантико-европейского сектора. Частота появления других детерминированных колебаний в различные атмосферные эпохи (см. табл. 1) ограничена.

Приливо-обусловленные составляющие выявились только в эпоху восточной циркуляции E (1929—1939 гг.), а составляющие, связанные с нутациями полюса Земли, — в основном в эпоху S (1940—1948 гг.). Их роль в формировании реальных колебаний гидрологических характеристик для указанных временных интервалов вполне соизмерима ролью других долгопериодных составляющих (35-летним или «климатическим» колебанием в эпоху E и солнечно-обусловленными колебаниями в эпоху S). В другие же атмосферные эпохи указанные системы детерминированных колебаний не проявляются в циркуляционных системах северной части Атлантического и Тихого океанов, будучи, видимо, затушеванными сложными неоднозначными (относительно вом) действия деформирующих космогеофизических сил) эффектами впряжения действия океана и атмосферы*.

* За исключением заметно выраженного нутацционно-обусловленного числа айсбергов в Северо-Западной Атлантике (1913—1929 гг.). Можно отметить, что вообще в эпоху W число рассматриваемых гидрологических характеристик ограничено.

Большую частоту проявления солнечно-обусловленных колебаний в различных природных системах северного полушария можно предположительно связать с эффектом долговременных изменений среднего уровня солнечной активности (в соответствии с гипотезой А. А. Гирса, 1971) в формировании атмосферных циркуляционных эпох, определяющих в нашем случае начальные условия системы океан — атмосфера при поиске возможных связей детерминированных колебаний с космогеофизическими факторами.

Выделение детерминированных колебаний потребовало предварительного исключения тех или иных длительных трендов. Попытка их оценить при помощи скользящего осреднения по 11-летиям и последующего графического сглаживания привела к выделению низкочастотных неправильных колебаний с меняющимися продолжительностью цикла и амплитудой. Так, для многолетних изменений водности Волги (с самым большим временным рядом 1881—1974 гг.) продолжительность волновых колебаний (по различным экстремумам было выделено четыре цикла) изменялась от 33 до 40 лет при средней продолжительности около 35 лет. Временные ряды других гидрологических характеристик давали еще меньшие статистические возможности для выделения внутривековых низкочастотных колебаний (по общему числу айсбергов, выносимых Лабрадорским течением, можно было выделить два цикла от 30 до 39 лет, по температуре атлантических вод на Кольском разрезе и положению оси Куро-Оо — всего по одному циклу, 41 и 22 года соответственно).

Как видно, серьезных статистических обоснований для суждения о реальности цикла продолжительностью 30—40 лет в рассматриваемых примерах нет. Однако результаты обширного анализа внутривековых изменений различных характеристик водности (стока рек, колебаний уровня озер) (Шнитников, 1969) для различных регионов европейско-азиатского материка подтверждают реальность внутривековых колебаний с вариациями от 20—25 до 40—50 лет (при средней продолжительности около 35 лет). Поскольку рассматриваемые характеристики отражают увлажненность материка, то выявленные колебания, видимо, связаны с климатическими флуктуациями и прежде всего — с изменениями циркуляционных атмосферных условий. Условно назовем подобные долговременные составляющие многолетнего хода «климатическими» колебаниями.

«Климатическое» (35-летнее) колебание почти не отражено в океанологической литературе вследствие малого количества регулярных многолетних наблюдений за характеристиками океанологического режима. Так, рассмотрены многолетние колебания поверхностной температуры в Северной Атлантике, выделен цикл продолжительностью 30—40 лет (Потайчук, 1972). В то же время в некоторых исследованиях многолетней изменчивости гидрологических характеристик говорится о существовании векового цикла колебаний (со средней продолжительностью 80—90 лет), якобы обусловленного так называемым вековым Стоком дом солнечной активности (Максимов, 1970).

Средне-Кольский как уже упоминалось, «климатические» колебания (со средней продолжительностью 35 лет) прослеживаются при рассмотрении из Атлантики показателей водности европейско-азиатского материка (Шнитников, 1969). Анализ спектральной структуры продолжительных (35—40 лет) натуральных наблюдений гидрологических элементов (годо-

денный сток Волги, Среднегодовой сток Кольского разреза, Число айсбергов в Атлантике, Положение оси

денный сток, уровня озер на территории Европы) позволил так- образом, можно считать «климатическое» колебание суще- ственным элементом в структуре изменчивости временных рядов фоно-

вых (гидрологических) показателей различных природных систем. Следовательно, необходимо исключать «климатические» колебания из временных рядов гидрологических характеристик при выделении возможной связи с космогеофизическими силами. «Климатические» колебания необходимо учитывать при попытках сверхдолгосрочного прогноза абиотических условий воспроизводства в водоемах различных природных систем, опираясь на установленные связи долговременных детерминированных колебаний гидрологических характеристик с космогеофизическими силами.

Сравнение расчетных колебаний гидрологических показателей природных систем (детерминированные изменения плюс «климатическое» колебание) с реальным многолетним ходом этих характеристик показало, что средний уровень реальных изменений в течение того или иного интервала лет (их аномальность в целом), как и направленность изменений, довольно четко представлен суперпозицией указанных выше долговременных составляющих. Эти составляющие в совокупности, видимо, определяют характерную, планетарного масштаба (в пределах северного полушария) сопряженность природных явлений и, в частности, противофазность многолетнего хода гидрологических характеристик смежных природных систем. Нами была сделана попытка оценить путем корреляционного анализа относительную роль отдельных долгопериодных составляющих в формировании сопряженного хода фоновых показателей Атлантической и Европейской природных систем (табл. 2).

Таблица 2

Корреляция (r) отдельных долгопериодных составляющих многолетних изменений водности Волги (x) и температуры атлантических вод на Кольском разрезе (y)

Годы	Колебания				Примечание
	солнечно-обусловленные	нутационно-обусловленные	приливные	суммарные	
Эпоха E					
1929—1939	—	—	—1,00	—0,995	В суммарных колебаниях $x = \Delta_{\text{пр}} + \Delta_{35}$ $y = \Delta_{\text{пр}} + \Delta_{35}$
Эпоха C					
1940—1948	—	—1,00	—	0,10	$x = \Delta_{\text{нут}} + \Delta_{\text{сол}} + \Delta_{35}$ $y = \Delta_{\text{нут}} + \Delta_{\text{пр}} + \Delta_{35}$
Эпоха E + C					
1949—1968	—0,94	—	—	—0,63	$x = \Delta_{\text{сол}} + \Delta_{35}$ $y = \Delta_{\text{сол}} + \Delta_{35}$
1929—1968	—	—	—	—0,52	

Можно полагать, что в формировании противофазности многолетнего хода гидрологических характеристик в смежных природных системах определяющая роль принадлежит колебательным процессам, обусловленным космогеофизическими факторами (солнечной активностью, нутациями полюса Земли, долгопериодным лунным приливом). «Климатические» же колебания, видимо, могут нарушать сопряженность хода гидрологических характеристик из-за различной продолжительности этих «циклических» колебаний, несовпадения их начальных фаз, обусловленных физико-географическими особенностями природных систем и прежде всего различиями подстилающей поверхности, воздействующей на тепловое и динамическое состояние атмосферы.

Мы уже подчеркивали, что сумма детерминированных космогеофизическими силами колебаний вкупе с «климатическим циклом» довольно хорошо отражает фон многолетних изменений гидрологических характеристик в различных природных системах северного полушария. Таким образом, ориентируясь на длительные тенденции развития атмосферных макромасштабных процессов и исходя из наличия перечисленной выше группы долговременных колебаний, можно рассчитать фоновую характеристику состояния гидрологических условий на несколько лет вперед. Была осуществлена попытка сверхдолгосрочного прогноза (до 1980 г.) фонового состояния водности Волги и теплосодержания атлантических вод на Кольском разрезе (Богданов и Солянкин, 1978; Солянкин, 1978б).

Выбор для решения задачи фонового прогноза гидрологических показателей Европейской и Атлантической природных систем связан с большей корректностью материалов по стоку Волги и температурному режиму вод на Кольском разрезе по сравнению с другими гидрологическими характеристиками. Конечно, биологов, занимающихся прогнозами сырьевой базы, помимо средних характеристик состояния общих океанологических условий, интересуют изменения условий среды от года к году или степень аномальности абиотических условий воспроизводства в те или иные конкретные годы. Некоторые возможности подобной детализации уже заложены в прогнозе, основанном на суперпозиции указанных выше детерминированных и «климатического» колебаний.

О возможности относительной детализации фонового прогноза говорит довольно высокая скоррелированность между фоновыми величинами и фактическими значениями гидрологических характеристик: для водности Волги коэффициент корреляции за 1900—1969 гг. $r = 0,76$, для теплосодержания атлантических вод за 1929—1969 гг. $r = 0,72$. Но эту возможность не следует переоценивать, так как при высокой вероятности совпадения знаков аномалий расчетных и фактических величин (79 и 76% для стока Волги и термички атлантических вод соответственно) довольно велико расхождение знаков тенденций межгодовых изменений расчетных и фактических значений (вероятности совпадения знаков тенденций всего 63 и 60% соответственно).

Детализировать сверхдолгосрочный фоновый прогноз можно прежде всего посредством учета более высокочастотных колебаний и в первую очередь квазидвухлетнего цикла колебаний гидрометеорологических характеристик вследствие его широкого распространения в воздушной и водной оболочках Земли и относительной его устойчивости (Калинин, 1968; Максимов, 1970; Покровская, 1969).

Несмотря на довольно раннее обнаружение квазидвухлетнего цикла в гидрометеорологических процессах, прежде всего при анализе многолетнего хода метеорологических характеристик, природа этого цикла до сих пор не выяснена. В конце 50-х и начале 60-х годов было открыто одно из крупных звеньев общей циркуляции атмосферы — квазидвухлетняя изменчивость зональных составляющих воздушных потоков в экваториальной стратосфере. В экваториальной зоне обоих полушарий в слое 18—35 км сменяются западные и восточные потоки, по наблюдениям до 1969 г. средний период цикла равняется 26—27 мес и может меняться от 24 до 30 мес (Бугаев, Кац, 1971; Кац, 1971). Можно считать установленным факт влияния циклической смены воздушных потоков в экваториальной стратосфере на общую циркуляцию атмосферы: квазидвухлетнее колебание (уже не в столь явном виде) было обнаружено в циркуляции и погоде умеренных широт как в стратосфере, так и в тропосфере (Кац, 1968; Покровская, 1969). Правда, в послед-

нее время появилась новая гипотеза, связывающая существование квазидвухлетней смены ветра в экваториальной стратосфере с циклическим характером атмосферных процессов во внетропических широтах Земли, где сосредоточены большие запасы энергии (Погосян, Павловская, 1977).

Существует несколько гипотез относительно причин квазидвухлетнего цикла зональных составляющих ветра в экваториальной стратосфере (Кац, 1968; Покровская, 1969). В числе возможных причин называют: естественное колебание внутри атмосферы, модуляцию колебаний в системе взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности (отмечается важная роль такой подстилающей поверхности, как поверхность океана), внешние воздействия, например воздействие солнечной активности. Хотя механизм квазидвухлетнего цикла и недостаточно ясен, однако очевидно, что открытие квазидвухлетнего чередования воздушных потоков как элемента общей циркуляции атмосферы способствует пониманию многочисленных примеров квазидвухлетнего колебания различных метеорологических характеристик, а также, по-видимому, и общих гидрологических характеристик, например водности рек, тех или иных показателей интенсивности океанических течений, их термического режима, в формировании которых могут участвовать именно макромасштабные атмосферные циркуляционные условия.

Некоторые авторы отводят квазидвухлетней цикличности в атмосфере роль стимулятора подобных циклических вариаций в циркуляционных и термических процессах в океане (Кац, 1971). Согласно гипотезе А. Л. Каца, различным фазам квазидвухлетнего цикла зональных составляющих воздушных потоков в экваториальной стратосфере соответствует различная интенсивность меридионального воздухообмена в стратосфере внетропических широт, что в конечном итоге сказывается на приземном барико-циркуляционном поле и переносе вод (тепла) океаническими течениями. Обратное влияние термодинамических процессов в океане на атмосферу должно приводить к ситуации в приземной барике и поле переноса вод, аналогичной начальному моменту воздействия квазидвухлетнего цикла в экваториальной стратосфере.

При всей логичности изложенной схемы не следует, видимо, искать достаточно четких совпадений (согласованности) в циклических вариациях (квазидвухлетних) тех или иных показателей (прямых или косвенных) интенсивности океанических течений с индексами атмосферных циркуляционных условий. Несогласованность может возникнуть, например, из-за существования автоколебаний в самом океане, изолированно рассматриваемом, либо в системе океан — атмосфера, которые могут приводить также к квазидвухлетнему циклу, но с теми или иными временными сдвигами относительно фаз квазидвухлетнего цикла в экваториальной стратосфере. Так, если корреляция экстремальных значений квазидвухлетнего цикла временных рядов аномалий числа дней с западной формой *W* атмосферной циркуляции в атлантико-европейском секторе северного полушария (Гирс, 1971) с аномалиями водности Волги указывает на существование определенной связи ($r = 0,40$), то подобное сопоставление с термическими аномалиями атлантических вод (по данным наблюдений на Кольском разрезе) такой связи не обнаруживает ($r = 0,07$).

Для иллюстрации глобальности проявления квазидвухлетнего цикла в различных природных процессах анализировались многолетние изменения крупномасштабных природных явлений северного полушария — термического состояния атлантических вод (на примере средних температур слоя — 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан»), выноса айсбергов (общего количества) Лабрадорским течением южнее 48° с.ш., стока Волги, положения оси Куросно к югу от о-ва Хонсю. На примере данных гидрологических характеристик нами была показана роль де-

терминированных низкочастотных колебаний в формировании фона реальной многолетней изменчивости природных явлений.

Квазидвухлетний цикл в многолетнем ходе указанных характеристик выявляется при помощи полосового фильтра «1—3», т. е. вычитанием из аномалий годовых значений этих характеристик средних значений, полученных скользящим осреднением по трехлетиям. Во всех рассматриваемых случаях повторяемость квазидвухлетнего цикла (циклы продолжительностью 2 и 3 года) свидетельствует о сравнительно высокой устойчивости этого цикла в многолетних колебаниях гидрометеорологических характеристик (табл. 3).

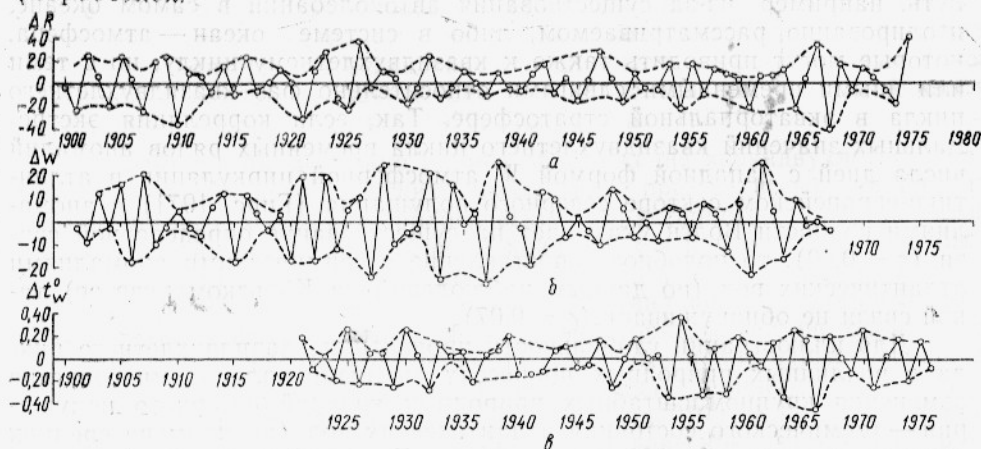
Таблица 3

Повторяемость квазидвухлетнего цикла в многолетних колебаниях гидрометеорологических характеристик

Гидрометеорологические характеристики	Повторяемость, %	
	по максимумам	по минимумам
Сток Волги (1899—1975)	79	76
Средняя годовая температура воды на Кольском разрезе (1921—1976)	89	89
Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике к югу от 48° с. ш. (1912—1975)	91	87
Положение оси Куроиси к югу от о-ва Хонсю (1924—1974)	75	80
Западная W форма циркуляции атмосферы, по Вангенгейму — Гирсу (1900—1968)	88	88

При рассмотрении указанных выше временных рядов какой-либо закономерности в чередованиях циклов продолжительностью в 2 и 3 года не прослеживается, что, естественно, создает трудности, пожалуй, непреодолимые для использования квазидвухлетнего цикла в прогностических моделях.

Подобного же рода случайный характер изменений проявляется в колебаниях амплитуды квазидвухлетнего цикла (рисунок). Изменения амплитуд существенны, их величины могут возрастать до максимальных отклонений, превышающих примерно вдвое средние значения, либо значительно уменьшаться — до полного исчезновения. Изменения эти столь неправильны, что вряд ли могут быть учтены в прогностических разработках.



Колебания амплитуд квазидвухлетнего цикла в многолетнем ходе годовых аномалий:

a — стока Волги; *б* — повторяемости западной формы атмосферной циркуляции; *в* — температуры воды в слое 0—200 м на Кольском разрезе.

Учитывая возможность прогностического использования прежде всего средних статистических значений амплитуд колебаний квазидвухлетнего цикла, приведем некоторые статистические параметры цикла (табл. 4).

Таблица 4

Некоторые статистические параметры амплитуд колебаний квазидвухлетнего цикла

Гидрометеорологические характеристики	Средние и экстремальные значения	Средние квадратические отклонения	$A_{\text{ср}}/A_{\text{абс}}$
Сток Волги	$\frac{16 [34,4]}{-17 [-3; -41]}$	$\frac{8}{10}$	15
Среднегодовая температура на Кольском разрезе	$\frac{0,17 [0,37; 0,02]}{-0,21 [0,03; 0,44]}$	$\frac{0,09}{0,12}$	19
Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике	$\frac{170 [440,0]}{-160 [5; -390]}$	$\frac{120}{100}$	26
Положение оси Куроисио	$\frac{0,2 [0,5; 0,0]}{-0,2 [0,0; -0,5]}$	$\frac{0,16}{0,18}$	11
Повторяемость (аномалии в днях) формы W	$\frac{12 [26,0]}{-13 [-1; -25]}$	$\frac{8}{7}$	20

Примечание. Числитель — для пиков, знаменатель — для впадин квазидвухлетнего цикла соответственно, в квадратных скобках — экстремумы.

Из табл. 4 видно, что отношение средней для всего временного ряда амплитуды $A_{\text{ср}}$ колебаний квазидвухлетнего цикла к абсолютному размаху $A_{\text{абс}}$ реальных величин рассматриваемых гидрометеорологических характеристик близко к 20%, но это отношение может возрастать в отдельных временных интервалах (атмосферных эпохах) до 30—40%. Заметим, что для различных эпох величины $A_{\text{ср.эп}}$ сравнительно мало различаются, будучи близкими по величине к $A_{\text{ср}}$ всего временного ряда.

Таким образом, даже использование средних статистических значений амплитуд колебаний квазидвухлетнего цикла могло бы существенно усилить прогностическую ценность сверхдолгосрочного фоновый прогноза. Об этом можно судить также по заметному ослаблению разброса отклонений расчетных фоновых значений гидрологических характеристик от их истинных величин при условии учета не только реальных колебаний квазидвухлетнего цикла, но и его средних параметров (табл. 5).

Таблица 5

Средние квадратические отклонения расчетных значений гидрологических характеристик (годовых аномалий) от фактических

Гидрологические характеристики	Расчетные фоновые значения	Фоновые значения плюс реальные колебания двухлетнего цикла	Фоновые значения плюс средние параметры двухлетнего цикла
Сток Волги	33	21	25
Среднегодовая температура t°_{w} на Кольском разрезе	0,32	0,13	0,22
Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике	290	160	220
Положение оси Куроисио	0,8	0,6	0,7

Пока улучшению сверхдолгосрочного прогноза посредством учета осредненных значений амплитуд колебаний квазидвухлетнего цикла препятствует неправильное чередование циклов продолжительностью 2 и 3 года. Случайный характер изменений продолжительности колебаний квазидвухлетнего цикла сужает возможности его прогностического использования в фоновых расчетах до шага на год вперед (годовая заблаговременность) и то только при условии развития в предыдущие годы определенного фазового состояния этого цикла.

Заключение

Сравнительный анализ изменчивости гидрологических показателей различных природных систем северного полушария указывает на широкое распространение таких структурных особенностей, как долговременные детерминированные колебания, обусловленные космогеофизическими факторами, внутривековые колебания со средней продолжительностью около 35 лет (так называемые климатические колебания) и квазидвухлетние циклические колебания.

Для многолетнего хода гидрологических показателей различных систем характерна определяющая роль в формировании фона (среднего уровня) реальных изменений гидрологических характеристик совокупности их детерминированных и так называемых климатических составляющих. Эта особенность может служить основой для составления сверхдолгосрочного качественного прогноза фона или степени аномальности гидрологических условий в той или иной природной системе.

Заметна роль квазидвухлетнего колебания в формировании реальных изменений гидрологических характеристик, но учет этого колебания в прогностических фоновых разработках даже в виде средних статистических значений амплитуд для длительных временных рядов (реальные изменения амплитуд носят довольно сложный, неправильный характер) затруднен из-за отсутствия четко выраженной закономерности в смене циклов продолжительностью 2 и 3 года.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- 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.
- Богданов М. А., Солянкин Е. В. Прогноз фоновых показателей абиотических условий воспроизводства в Северной Атлантике, морях Европейского Севера и юга ЕТС. — *Рыбное хозяйство*, 1978, № 7, с. 20—26.
- Бугаев В. А., Кац А. Л. Квазидвухлетняя цикличность и эволюция циркуляции и погоды в атлантико-евразийском секторе полушария в 1968—1970 гг. — В кн. *Квазидвухлетняя цикличность и циркуляция в атмосфере и океане*. Л., 1971, с. 25—40.
- Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 277 с.
- Ижевский Г. К. Океанологические основы формирования промышленной продуктивности морей. — М.: Пищепромиздат, 1961. — 213 с.
- Ижевский Г. К. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб. — М.: ВНИРО, 1964. — 165 с.
- Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 400 с.
- Кац А. Л. Циркуляция в стратосфере и мезосфере. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 204 с.
- Кац А. Л. Характерные черты циркуляции атмосферы и макромасштабного взаимодействия ее с Атлантическим океаном на меридиане 30° з. д. в IV—VI 1970 г. — В кн.: *Квазидвухлетняя цикличность и циркуляция в атмосфере и океане*. Л., 1971, с. 41—61.
- Книпович Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод. — М.-Л.: 1938. — 492 с.
- Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 447 с.
- Мустель Э. Р. Солнечная активность и тропосфера — В кн.: *Влияние солнечной активности на нижние слои земной атмосферы и связанные с этим явления в биосфере*. 1971, с. 32—57.

О системном анализе природных явлений в Северной Атлантике и прилегающих полярных морях/[М. А. Богданов, А. А. Елизаров, С. И. Потайчук, Е. В. Солянкин]. — Труды ВНИРО, 1976, т. 112, с. 7—15.

Природные системы атлантико-евразийского сектора северного полушария и прогнозы абиотических условий воспроизводства/[М. А. Богданов, А. А. Елизаров, С. И. Потайчук, Е. В. Солянкин]. Рыбное хозяйство, 1976, № 7, с. 32—34.

Погосян Х. П., Павловская А. А. Аномалии атмосферной циркуляции, приземного давления и температуры в связи с квазидвухлетней цикличностью. — Л.: Гидрометеоздат, 1977. — 79 с.

Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 254 с.

Покровская Т. В. Солнечная активность и климат. — В кн.: Влияние солнечной активности на нижние слои земной атмосферы и связанные с этим явления в биосфере. 1971, с. 12—31.

Потайчук С. И. Некоторые результаты статистического анализа долгопериодной изменчивости температуры воды в Северной Атлантике. — Труды ВНИРО, 1972, т. 75, с. 125—134.

Солянкин Е. В. О закономерностях изменчивости океанологических показателей промысловой продуктивности (на примере Атлантической системы) и возможностях их использования в прогностических целях. — Труды ВНИРО, 1974, т. 98, с. 23—34.

Солянкин Е. В. О сверхдолгосрочном прогнозе некоторых фоновых характеристик абиотических условий воспроизводства (на примере Кольского разреза). — Труды ВНИРО, т. 112, 1976, с. 22—29.

Солянкин Е. В. К вопросу о детерминированных составляющих многолетних колебаний стока Волги. — Водные ресурсы, 1978, № 2, с. 74—82.

Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов обшей увлажненности. — Л.: Наука, 1969. — 245 с.

Cyclic fluctuations in certain indices of abiotic conditions of reproduction of fish in various natural systems of the North hemisphere

Solankin E. V.

S U M M A R Y

Long-term fluctuations caused by cosmic-geophysical factors, long-term climatic fluctuations lasting, on the average, about 35 years and quasi-two-year cyclic fluctuations are analysed on the basis of long-term series of four hydrographic characteristics in various systems of the North hemisphere (the mean annual temperature in the 0—200 m layer on the Kola Meridian section, total number of icebergs brought out with the Labrador current to the south of 48°N, position of the Kuroshio axis to the south of Honshu and natural annual discharge of the Volga River).

It is shown that is lated long-term harmonic curves may be a satisfactory basis for making superlong-term forecasts of hydrographic conditions in a certain natural system. Although the role of the quasi-two-year cycle in the variability of hydrographic characteristics is quite obvious, it cannot be taken into account in long-term forecasts because of the absence of any evident regularity in the shift of the range and frequency of the cycles.

УДК 551.463.1:574.55(261)

ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПРОСТРАНСТВЕННУЮ НЕРАВНОМЕРНОСТЬ БИОПРОДУКТИВНОСТИ ВОД НА ПРИМЕРЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Ю. Л. Демин, А. А. Елизаров, А. Д. Щербинин

Биопродукция в океанических водах распределена неравномерно: максимальные величины первичной продукции превышают 3 г С/сут, минимальные — около 0,05 г С/сут, т. е. производительность наиболее продуктивных вод на один-два порядка выше производительности наименее продуктивных (Steeman — Nielsen, 1958).

Еще больше контраст между богатыми и бедными водами по биомассе фитопланктона. В эвтрофных водах тропического пояса Мирового океана биомасса фитопланктона местами составляет 1000 мг/м^3 и более, в олиготрофных — менее 1 мг/м^3 (Семина, 1977).

На следующих звеньях трофической цепи картина не изменяется. Разрыв величиной в два-три порядка и более между экстремальными по продуктивности районами характерен для зоопланктона в целом и для кормового зоопланктона, промыслового нектона, бентоса.

В центральных частях планетарных антициклонических круговоротов, характеризующихся преимущественным опусканием вод, биомасса зоопланктона падает ниже 10 мг/м^3 в среднем для верхнего стометрового слоя. В то же время в районах прибрежных апвеллингов у берегов Америки, Африки и Явы биомасса зоопланктона составляет $200\text{—}500 \text{ мг/м}^3$ и может достигнуть гигантских величин — в несколько граммов и даже десятков граммов на 1 м^3 (Виноградов, 1977).

Продукция нектона по тунцам в тропической области равна приблизительно $0,05 \text{ т/км}^2$, а по сельди Северного моря — $2\text{—}2,5 \text{ т/км}^2$ (Марти, Мартинсен, 1969). Не меньшая неравномерность наблюдается в распределении объектов промысла одного вида: в пределах сравнительно ограниченных по площади районов уловы на единицу усилия могут изменяться от штучных до нескольких тонн и даже десятков тонн.

В масштабе больших океанических районов неравномерность проявляется, как правило, одинаково на всех экологических уровнях. В районах низкого уровня продуцирования органического вещества мала биомасса фито- и зоопланктона, нектона и бентоса. Районы максимального продуцирования, как правило, богаты всеми видами живых организмов.

Неравномерность распределения живой материи в Мировом океане зависит прежде всего от способности и возможности водорослей поверхностного слоя продуцировать органическое вещество путем фотосинтеза. Фотосинтез углевода связан с условиями внешней среды, неравномерность и неоднородность которых, по-видимому, и являются основой неравномерности биопродуктивности вод.

Как известно, фотосинтез обеспечивается воздействием на растение солнечного света и наличием растворенной в морской воде углекислоты и биогенных веществ, важнейшие из которых — минеральные и органические соединения азота, фосфора и кремния. Темп фотосинтеза зависит от интенсивности света, в свою очередь определяемой высотой солнца над горизонтом, облачностью, запыленностью атмосферы, характером подстилающей поверхности и т. п.

Поскольку высота солнца — функция географической широты, можно было бы ожидать, что биопродуктивность вод будет изменяться с изменением широты, однако это не так. Во всех крупных географических широтных зонах, вплоть до высоких широт северного и южного полушарий, есть и высокопродуктивные, и малопродуктивные районы.

Широтная зональность проявляется главным образом в особенностях внутrigодового хода изменения биомассы фитопланктона. В высоких широтах с малым сроком достаточной освещенности, равной приблизительно 400 лк , сезонный ход биомассы фитопланктона имеет одновершинный характер, между полярными областями и тропиками наблюдается двухвершинность, а в тропической зоне на довольно плавной кривой сезонного хода, как правило, видны два уровня продуктивности, соответствующие сухому и дождливому периодам.

Пространственные аномалии распределения первичной биопродук-

ции зависят от содержания в морской воде биогенных веществ (Кляшторин, 1964; Волковинский, 1967; Максимова, 1976).

В макромасштабе океанов сходство географического распределения основных биогенных веществ и первичной продукции очевидно. Однако при переходе к мезо- и тем более микромасштабам зависимость распределения первичной продукции или биомассы фитопланктона от биогенных веществ не всегда прослеживается. Содержание биогенных веществ — далеко не во всех случаях надежный показатель биопродуктивности вод, так как богатые питательными солями воды могут быть бедны планктоном по чисто физическим или динамическим причинам, а больш́ая биомасса фитопланктона в конечной стадии вегетации может наблюдаться и при малом содержании биогенных веществ. Например, весной 1958 г. севернее субарктического фронта при довольно равном содержании биогенных веществ в поверхностных слоях моря (Аноним, 1962), биомасса фитопланктона колебалась от 5000 до 215 000 тыс. клеток на 1 м^3 (Мовчан, 1962).

Ярко выраженная неравномерность биопродуктивности вод в разгар вегетационного периода наблюдается и в пределах хорошо снабженных минеральными солями субполярных вод, и в пределах относительно богатой биопродукцией шельфовой зоны океана.

По мнению В. Г. Богорова (1966), существование во всех географических зонах богатых и бедных районов связано прежде всего с перемешиванием вод, т. е. особенно велико значение физической структуры вод поверхностных слоев океана.

Наиболее важно не само по себе наличие или отсутствие интенсивного подъема вод (включая прибрежный апвеллинг), а степень устойчивости верхнего продукционного слоя и подвижности вод в горизонтальной плоскости. В этом смысле наилучшие для продуцирования условия имеют мелководные (до 25—50 м) участки шельфа, целиком расположенные в слое интенсивного фотосинтеза. Погружение вод за пределы продукционного слоя здесь невозможно, и развитие жизни зависит лишь от света и наличия биогенных веществ, запас которых постоянно восстанавливается в результате речного стока, регенерации, подъема вод по склону и адвективным путем. Именно прибрежное мелководье — главный источник обогащения органическим веществом районов материкового шельфа, позволившего создать представление о циркумконтинентальной зональности биосферы Мирового океана (Гершанович, 1976).

Пространственная неравномерность биопродуктивности наблюдается даже в шельфовой зоне, главное условие здесь — различие источников пополнения биогенных веществ. В мелководном Персидском (Арабском) заливе минимальная среднегодовая биомасса фитопланктона превышает 100 мг/м^3 , что типично для продуктивных районов Мирового океана. Однако наибольших величин (до $2\text{—}4 \text{ г/м}^3$) биомасса планктона достигает в северо-западной части залива вблизи устья Шатт-эль-Араба. В центральных районах залива, на водах которых не сказывается речной сток и вынос богатых биогенными веществами вод из Оманского залива, биомасса планктона падает до 100 мг/м^3 .

За пределами верхней части шельфовой зоны и особенно в открытых районах океана важнейшим условием, влияющим на биопродуктивность вод, становится устойчивость самого верхнего продукционного слоя моря. Подъем вод способствует повышению биопродуктивности только тогда, когда ярко выраженный пикноклин на границе слоя интенсивности фотосинтеза препятствует опусканию водорослей в нижележащие слои и затрудняет водообмен между поверхностными и глубинными водами.

Подъем однородной (гомогенной) водной массы отнюдь не стимулирует продуцирование органического вещества. Например, в прибрежных районах Юго-Западной Африки высокая продуктивность наблюдается не на участках интенсивного подъема вод (район Людеритц), а в районе Уолфиш-бей (22—23° ю. ш.), где постоянное снабжение биогенными веществами адвективным путем сочетается с высокими величинами устойчивости слоя максимального фотосинтеза (Елизаров, 1967).

Важнейшую роль степени стратификации верхних слоев воды для биологической продуктивности хорошо подтверждают балансовые расчеты биогенных веществ в масштабе крупных океанических районов.

В Индийском океане годичное потребление биогенных соединений азота, фосфора и кремния в зоне тропиков и субтропиков удовлетворяется в результате речного стока менее чем на 1% (по кремнию приблизительно на 1%), подъема вод — на 10—20% и регенерации — на 80—90% (Максимова, 1977).

В районе Новой Шотландии восстановительная регенерация также дает около 80% биогенных веществ. Для того чтобы восстанавливаемые минеральные соли оставались в зоне интенсивного фотосинтеза на время, необходимое для вторичного продуцирования, в открытом океане должна быть такая плотностная структура, при которой глубже продукционного слоя располагается хорошо выраженный пикноклин. Такие структуры обычно наблюдаются во фронтальных зонах, разделяющих воды различного происхождения. В приведенном выше случае максимум биогенов приходится на зону океанического фронта, расположенного в 90 км от берега Новой Шотландии (Fournier et al., 1977).

Приуроченность районов повышенной биопродуктивности в открытом океане к зонам полярных и субполярных фронтов, границам водных масс, апвеллингам и крупным геострофическим переносам подтверждается многочисленными наблюдениями. В Северо-Западной Атлантике районы массового продуцирования планктона весной и летом приходится на участки с повышенной стратификацией вод или на мелководные участки, целиком расположенные в зоне интенсивного фотосинтеза (Елизаров, Мовчан, 1973). Однако в конце лета, когда содержание биогенных веществ в фотическом слое заметно уменьшается, их распределение становится важным фактором пространственной неравномерности биопродуктивности вод.

В то же время во все сезоны года, за исключением периодов отсутствия фотосинтеза, участки, богатые фито- и зоопланктоном, располагаются вдоль ветвей наиболее устойчивых геострофических течений в зоне подъема, распространения и погружения поднявшихся вод (Владимирская, Елизаров, Мовчан, 1976).

Как известно, геострофические течения характеризуются следующими уравнениями движения:

$$G_x = -k_x,$$

$$G_y = k_y,$$

где G — гравитационное ускорение;
 k — ускорение силы Кориолиса.

Все косвенные методы расчета геострофических течений, основанные на этих исходных уравнениях, с учетом или без учета топогенного фактора, заключаются в сравнении интегральных характеристик поля плотности в трехмерном океаническом пространстве. При этом естественны ошибки (наблюдения, счетные и т. п.), искажающие характер

неравномерности реального поля плотности деятельного слоя моря. В то же время, как уже говорилось, биопродуктивность вод зависит прежде всего от неравномерности поля плотности верхних слоев моря. Поэтому особый интерес представляет расчет плотностных параметров фотического слоя моря типа

$$\frac{\Delta \rho}{\Delta l} \text{ или } \frac{\Delta G_t}{\Delta l}, \frac{\Delta \rho}{\Delta h} \text{ или } \frac{\Delta \sigma_t}{\Delta h}, \left(\frac{\Delta \rho}{\Delta h} \right)_{\max}, H \left(\frac{\Delta \rho}{\Delta h} \right)_{\max} \text{ и т. п.}$$

т. е. расчет первых производных (градиентов) плотности по расстоянию и глубине, а также различных пространственных характеристик этих производных, например, топографии максимумов вертикальных градиентов плотности и т. п. В этом смысле градиенты плотности универсальны. При оценке продуктивности вод географическое положение зон апвеллингов, фронтальных поверхностей и границ водных масс, направление основных геострофических переносов и другие динамические феномены легко выражаются величинами горизонтальных и вертикальных градиентов плотности (ρ или σ_t) или градиентами основных компонентов плотности (T° и $S\%_0$).

Распределение первых производных важнейших океанографических характеристик отражает основные особенности пространственного распределения абсолютных величин этих характеристик, уровня сгущения и разрежения изолиний этих характеристик, причем исходные данные для расчетов не меняются.

Для выявления характера связи между градиентами характеристик внешней среды и биологическими показателями следует, по-видимому, использовать материалы конкретных комплексных экспедиций, в которых параллельно проводились измерения основных характеристик гидросферы и биосферы, а выявлять наиболее общие закономерности формирования пространственной неравномерности поля плотности поверхностных слоев моря невозможно без использования осредненных данных. Поэтому следует использовать результаты расчета как по данным конкретных экспедиций, так и по обобщенным данным.

Для расчетов были использованы следующие первичные данные по температуре и плотности морской воды.

1. Результаты обработки наблюдений второго и четвертого рейсов НИС «Михаил Ломоносов» в 1958 г. (Аноним, 1962). Исследуемый район Северной Атлантики простирался между 40 и 60° с. ш. от 15 до 55° з. д. Были рассчитаны горизонтальные градиенты по температуре и плотности морской воды на поверхности моря

$$\Gamma_{\text{гор}} = \frac{\Delta T}{\Delta l} 10^2 \text{ и } \Gamma_{\text{гор}} = \frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l} 10^2,$$

где ΔT и $\Delta \sigma_t$ — изменения температуры и условной плотности между гидрологическими станциями;

Δl — расстояние между этими станциями.

Рассчитывали также разность условных плотностей между горизонтами 200 и 0 м, $\Delta \sigma_t$ (200 м).

По полученным величинам горизонтальных градиентов температуры и плотности были построены карты распределения этих характеристик на поверхности моря. К недостаткам такого рода построений относится явная неравномерность распределения гидрологических станций по избранной акватории. Однако этот недостаток присущ и другим характеристикам, используемым при сравнительном анализе.

В работе будут использованы также карты пространственного распределения биомассы зоо- и фитопланктона (частично), температуры воды и минерального фосфора.

2. Материалы комплексной международной экспедиции «Норвест-лант» в 1963 г. (Анопул, 1968) в районе между 50 и 65° с. ш. и от 10 до 70° з. д., т. е. на акватории главным образом Ирмингерова и Лабрадорского морей.

Были построены карты-схемы районов максимальной биомассы фитопланктона (более 50 мг С/л) и распределения величин разности плотностей в слое 0—200 м, рассчитаны величины вертикальных градиентов и построен график вертикального распределения этих характеристик на гидрологическом разрезе.

3. Данные измерений температуры и солёности морской воды, собранные в Атлантическом океане во время МГГ в 1957/58 г. исследовательскими судами США (Fuglister, 1960). Были рассчитаны величины плотности морской воды, величины горизонтальных градиентов плотности между гидрологическими станциями $\left(\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l} 10^2\right)$ и разности плотностей в слое 0—200 м $(\sigma_{t(200)} - \sigma_{t(0)})$. Исследована большая часть Атлантического океана между 32° ю. ш. и 45° с. ш. Два небольших разреза было выполнено между 50 и 60° с. ш. в северо-восточной части Атлантического океана. Подавляющее большинство разрезов простиралось в широтном направлении, расстояние между разрезами колебалось от 2—3 до 6—8 градусов долготы. Естественно, что карты распределения градиентов плотности в данном случае носят условный характер, полностью отвечая поставленной задаче (изучение неравномерности поля плотности поверхностной структуры океана) лишь вблизи выполненных разрезов.

4. Собранные в ЦОДе данные наблюдений за температурой и солёностью морской воды по Северной Атлантике, приведенные к центрам пятиградусных квадратов (Елизаров, Щербинин, 1979). На основе этих данных были подсчитаны вертикальные градиенты плотности по слоям воды между стандартными горизонтами, построены карты максимальных градиентов плотности за весь срок наблюдений $\left(\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta z}\right)_{\max}$ топографии максимальных градиентов плотности за весь срок наблюдений $H \left(\frac{\Delta G_t}{\Delta z}\right)_{\max}$ стандартных отклонений плотности и др.

Недостатки осреднения по пятиградусным квадратам очевидны: при абстрагировании такого уровня исчезают важные подробности пространственного распределения океанографических характеристик. В избранном масштабе «тонут» большие промысловые участки и даже известные промысловые районы. Однако при этом выявляются наиболее общие закономерности пространственного распределения характеристик в пределах всего океана.

5. Данные Международного Центра Океанографических данных, осредненные для центров одноградусных квадратов. Расчетами была охвачена акватория Атлантического океана от 4° с. ш. до 72° с. ш.

В отличие от расчетов по пятиградусным квадратам вертикальные градиенты плотности $\frac{\partial \rho}{\partial z}$ в данном случае были рассчитаны не по стандартным горизонтам, а для слоев 0—50, 0—100 и 0—200 м. Кроме того, для горизонтов 0, 50, 100 и 200 м были рассчитаны горизонтальные градиенты плотности по формуле

$$\frac{\partial \rho}{\partial n} = \sqrt{\left(\frac{\partial \rho}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \rho}{\partial y}\right)^2},$$

где составляющие по x и y соответствуют широтным и меридиональным составляющим градиента.

Расчеты по одноградусным квадратам значительно детализируют представления о пространственной неравномерности поля плотности, но, разумеется, не способны дать ответ о масштабах изменчивости поля градиентов плотности в реальных временных условиях. Однако и одноградусные квадраты дают трудно предсказуемый в мало изученных местах эффект сглаживания реально существующего поля характеристики. Действительно, при шаге в 60 миль может быть затушено существование сравнительно узких геострофических переносов, небольших вихреобразований и пр. Однако преимущества такого рода расчетов также очевидны: представляется возможность иметь все поле нужной характеристики в условиях максимально возможного приближения к реальной действительности.

Материалы по пространственному распределению компонентов биосферы Атлантического океана, используемые в данной работе, разнородны. По результатам конкретных экспедиций привлечены карты количественного распределения биомассы фито- и зоопланктона (Владимирская, 1972; Елизаров, Мовчан, 1973), в обобщенном виде использованы известные карты качественной оценки обилия планктона Г. Шотта (G. Schott, 1942), данные по распределению биомассы в тропической зоне Атлантического океана (Зернова, 1974), карты осредненных значений первичной продукции, биомассы фито- и зоопланктона, бентоса и нектона (Марти, Мартинсен, 1969; Семина, 1977; Филатова, 1977; Кобленц — Мишке, 1977).

В северной части Атлантического океана между 40 и 60° с.ш. распределение фитопланктона и кормового зоопланктона рассматривалось вместе с распределением абсолютных величин температуры и плотности морской воды, содержания минерального азота и фосфора, а также величин вертикальных и горизонтальных градиентов температуры и плотности морской воды (рис. 1).

Весной 1958 г. биомасса планктона была распределена по акватории исследуемого района крайне неоднородно. На участках максимальной продуктивности биомасса кормового зоопланктона превышала 200—300 мг/м³, а в самых непродуктивных областях была менее 10 мг/м³. Максимальная биомасса фитопланктона превышала 250 мг/м³ (или 150—200 тыс. клеток на 1 м³), минимальная доходила до 0,1 мг/м³. Следовательно, биомасса планктона в областях минимума была на два-три порядка ниже, чем на участках максимальной продуктивности.

Неравномерность в пространственном распределении биопроductивности не обнаруживала сколько-нибудь значимой связи ни с изменением широты, ни с изменением долготы, ни даже с близостью к берегам континентов (фактор так называемой циркумконтинентальной зональности).

На особенности распределения планктона не влияло также распределение абсолютных величин наиболее важных для продуктивности вод океанографических характеристик. И максимальные, и минимальные величины планктона приходились на воды с температурой от 0—3 до 16—18°; вдоль 30° з.д. температура воды на поверхности моря весной 1958 г. колебалась приблизительно от 7 до 16°, а биомасса планктона оставалась на самом низком уровне для этого времени года. Максимальные величины биомассы наблюдались и при температуре воды на поверхности моря, равной 9,8° (50°00' с.ш. и 37°54' з.д.), и при температуре около 0° (48°52' с.ш. и 50°00' з.д.).

Нигде в районе исследования температура воды не достигала экстремальных значений, диапазон температур соответствовал условиям обитания массовых видов планктона.

Распределение абсолютных величин условной плотности морской воды также имеет мало общего с распределением планктона. Две ос-

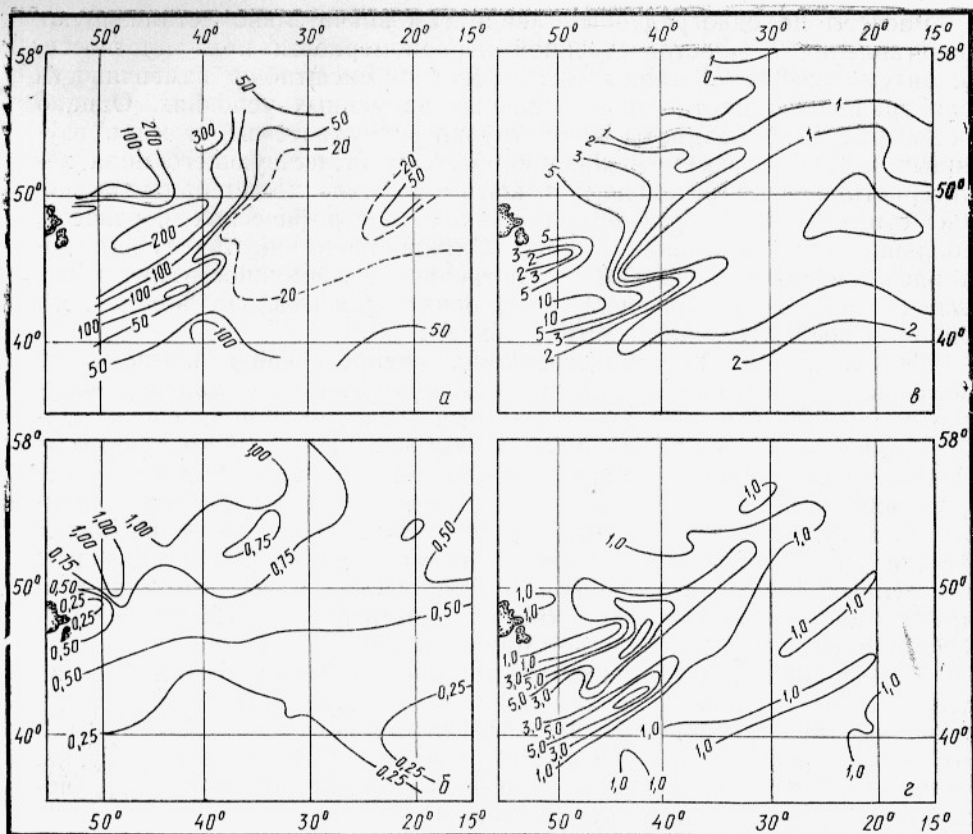


Рис. 1. Распределение в северной части Атлантического океана весной 1958 г.: а — биомассы зоопланктона, мг/м³; б — минерального фосфора, мкг-атом/л; в — параметра $\frac{\Delta T}{\Delta l}$ для слоя 0—200 м; г — горизонтального градиента температуры воды на поверхности моря $\frac{\Delta T}{\Delta l}$.

повные изолинии плотности рассматриваемого района — 27,00 и 26,75 — проходят и через наиболее продуктивные, и через самые непродуктивные области.

Распределение такой важной характеристики, как содержание минерального фосфора, в общем имеющее в рассматриваемом районе широтное (зональное) простираение с увеличением абсолютного содержания с юга на север, не соответствует сложным конфигурациям пространственной неравномерности в распределении биомассы планктона. Вдоль изолинии 50 мкг-атом $\text{PO}_4/\text{л}$ располагаются участки с максимальной (более 200 мг/м³) и минимальной (менее 10 мг/м³) биомассой зоопланктона. Абсолютный минимум биомассы на крайней северной точке района исследования приходится на максимум содержания минерального фосфора. А при самых низких величинах фосфора (менее 20 мкг-атом/л) биомасса зоопланктона на некоторых участках достигает 100 мг/м³.

Итак, весной 1958 г. на пространственное распределение планктона в большом районе Северной Атлантики (приблизительно 1000 × 1200 миль), по-видимому, не влияло распределение абсолютных величин важнейших физико-химических характеристик.

Иное дело производные плотности морской воды по расстоянию и глубине или горизонтальные и вертикальные градиенты плотности. Сопоставление полученных карт распределения $\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l}$ и $\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta z}$ с рас-

пределением биомассы кормового планктона показывает несомненную связь между биотическими и абиотическими показателями. Во всех случаях сохраняются особенности конфигурации изолиний, практически совпадают области максимумов и минимумов, даже соотношение между максимальными и минимальными величинами градиентов плотности примерно то же, что и для биомассы фито- и зоопланктона.

Две ярко выраженные области максимумов $\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l}$ и $\frac{\Delta \sigma_f}{\Delta z}$ и биомассы зоопланктона вытянуты с юго-запада на северо-восток между 50 и 40° з.д. Область минимума занимает обширное пространство приблизительно от 43 до 53° с.ш. между 20 и 37° з.д. Южнее 40—42° с.ш. повсеместно наблюдается возрастание величин градиентов плотности и биомассы планктона, наоборот, в крайней северной части исследуемого района на 50—55° с.ш. и 30—35° з.д. несколько понижаются величины всех характеристик.

В общем, для всего района характерно довольно хорошее соответствие величин градиентов плотности и биомассы зоопланктона (табл. 1). Значениям $\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l}$ и $\frac{\Delta \sigma_f}{\Delta z}$, меньшим 1×10^2 усл. ед., соответствуют области с биомассой меньше 50 мг/м³, большей частью меньше 20 мг/м³, большим 2×10^2 — области с биомассой больше 100 мг/м³.

Таблица 1

Соотношение горизонтальных и вертикальных градиентов плотности и величин биомассы планктона в Северной Атлантике (40—60° с. ш.) весной 1958 г.

Градации	$\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l} \cdot 10^2$	$\frac{\Delta \sigma_f}{(200\text{м}-0\text{м})}$	Биомасса, мг/м ³		
			фитопланктона	кормового зоопланктона	зоопланктона
I	< 0,5	< 5	< 1	< 10	< 10
II	0,5—1	< 10	< 10	10—50	10—50
III	1—2	10—25	10—100	50—100	50—100
IV	2—5	25—100	100—300	100—200	100—300
V	5—10	> 100	> 300	200—500	300—500

Производные температуры воды по расстоянию и глубине в рассматриваемом районе также довольно хорошо отражают особенности распределения продуктивных и непродуктивных участков (см. рис. 1), так как поле температуры воды в значительной степени формирует поле плотности. Однако прямая зависимость распределения биомассы планктона от температуры воды в этом районе вряд ли возможна, так как ее величины достаточно далеки от лимитирующих.

Есть однако и некоторые нарушения общей зависимости продуктивности вод от показателей неравномерности поля плотности. Наибольшая биомасса планктона (250—300 мг/м³) наблюдалась не только в местах максимумов градиентов плотности, но и за их пределами, например севернее 50° с.ш. между 38 и 43° з.д., где довольно высокие величины градиентов плотности (от 10 до 30 усл. вел.) сочетаются с максимальным содержанием минеральных солей азота и фосфора (см. рис. 1).

Зависимость биомассы планктона от градиентов плотности хорошо видна на примере распределения характеристик в вертикальной плоскости (рис. 2). В открытой части моря (ст. 1—8) величины биомассы фито- и зоопланктона изменяются прямо пропорционально изменению параметра $\frac{\Delta \sigma_f}{\Delta z} \cdot 10^4$ в слое интенсивного фотосинтеза.

Наибольшие величины биомассы планктона приходятся на максимум вертикального градиента плотности приблизительно в слое 20—40 м.

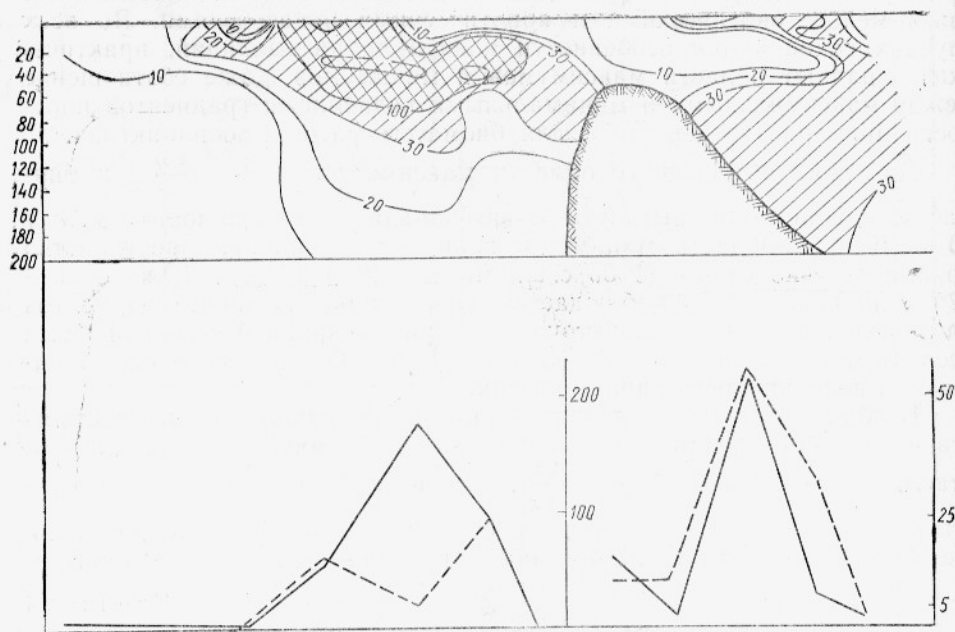


Рис. 2. Распределение на гидрологическом разрезе в северо-западной части Атлантического океана весной 1958 г. вертикальных градиентов плотности $\frac{d\sigma_t}{dz}$ и биомассы фито- и зоопланктона.

На мелководье с благоприятными условиями для развития планктона общий уровень биопродуктивности выше, чем в открытых районах моря. Однако максимальные величины биомассы планктона также совпадают с максимумом градиента плотности.

Расчеты по материалам осеннего рейса 1958 г. в том же районе на НИС «Михаил Ломоносов» также показали соответствие максимальных вертикальных градиентов плотности наибольшей биомассе зоопланктона. Однако общая конфигурация изолиний градиентов плотности и биомассы планктона осенью обнаруживает значительно меньше сходства, чем весной и летом. Осенью (сентябрь — ноябрь), когда поверхностные воды повсеместно стратифицированы, большое значение приобретает фактор наличия или отсутствия минеральных солей азота и фосфора (Елизаров, Мовчан, 1973).

Осенние процессы вряд ли могут внести существенные поправки в географическое положение продуктивных и непродуктивных океанических районов. Основной объем продукции планктона вырабатывается весной и в начале лета; ее максимум в умеренных и высоких широтах наблюдается с марта по июль (Виноградова, 1970).

Летом 1963 г. в большей части северо-западного района Северной Атлантики высокопродуктивные участки с максимальной биомассой фито- и зоопланктона совпадают с областями максимальных вертикальных градиентов плотности (рис. 3). Однако в обширной области вблизи канадского берега (на рисунке обозначена точками), несмотря на высокие величины градиентов плотности, продуктивность ее вод невелика. Наиболее вероятная причина этого — локализация здесь арктических вод с экстремальными температурами воды поверхностного слоя моря (ниже $-1,0^\circ\text{C}$). Здесь температура воды воздействует на продуктивность, образуя физический барьер существования массовых видов планктонных организмов. Следовательно, темпе-

ратура воды имеет важное значение для продуктивности вод вблизи физических границ обитания массовых видов.

Результаты расчетов градиентов плотности морской воды по данным, собранным в период МГГ американскими исследовательскими судами, показывают, что применять параметр $\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta z}$ в масштабах

всего океана нельзя, если первичные данные не приведены к одному сезону. В отношении параметра $\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l}$, определяемого нами как общий показатель фронтальности вод, таких противопоставлений нет, хотя сезонные и межгодовые изменения в распределении его абсолютных величин вполне возможны.

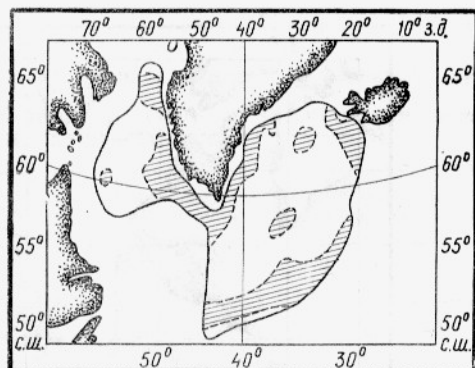
На рис. 4 представлено распределение абсолютных величин параметра $\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l} 10^3$ на

горизонте 0 м на большей части Атлантического океана приблизительно от 50—55° с. ш. до 35° ю. ш. Общий характер распределения показателя фронтальности указывает на

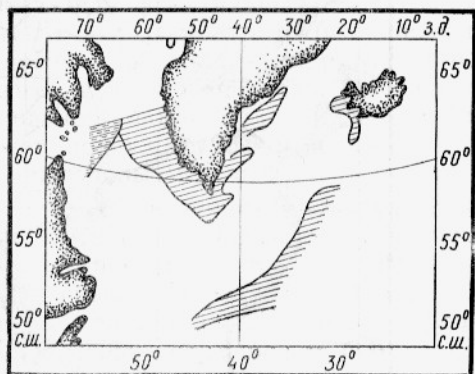
тесную связь между уровнем неравномерности поля плотности поверхностных слоев океана и продуктивностью вод. В большинстве случаев области максимума показателя фронтальности (5 усл. ед.) приходятся на хорошо известные высокопродуктивные области: часть Ньюфаундлендского района (охваченная наблюдениями); район Канарского течения, примыкающей к Западной Африке; район Уолфишбей; Уругвайско-Бразильский район и некоторые другие. В диапазон от 2 до 5 усл. ед. параметра $\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l} 10^3$ входят некоторые промысловые районы Северо-Западной Атлантики, район Кельтского моря, приэкваториальный пояс повышенной продуктивности и др.

Показатель фронтальности обширных малопродуктивных областей открытого океана ниже 2 усл. ед., в южной части Атлантического океана — меньше 1 и даже 0,5 усл. ед. В Северной Атлантике уровень фронтальности выше, чем в Южной, что, безусловно, связано с большей меридиональностью динамических процессов в атмосфере и гидросфере этого региона.

На карте распределения показателя фронтальности поверхностной структуры океана видны пояса повышенной фронтальности, расположенные вдоль восточной (правой) периферии Гольфстрима и Антило-Гвианского течения — область центральной части Северной Атлантики, приблизительно между 25 и 35° с. ш. и 35 и 55° з. д. с максимумом



а



б

Рис. 3. Распределение в Северо-Западной Атлантике летом 1963 г. параметра $\Delta \rho$ для слоя 0—200 м (б) и участков максимальной биомассы фитопланктона (а)

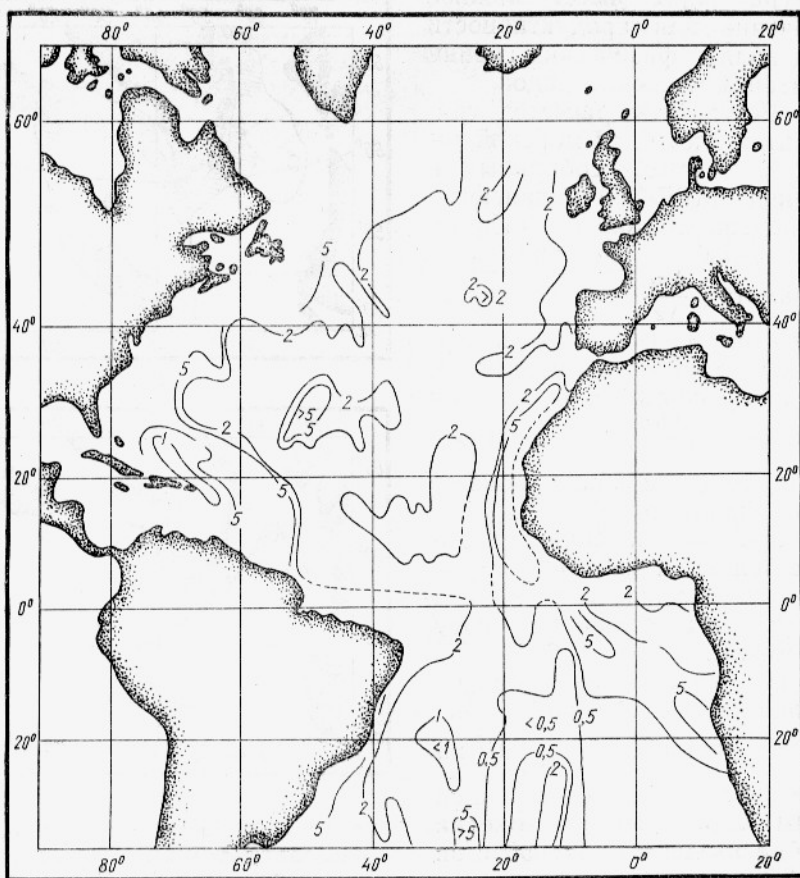


Рис. 4. Распределение в Атлантическом океане на горизонте 0 м параметра $\frac{\partial \rho}{\partial l}$ горизонтального градиента плотности между гидрологическими станциями.

фронтальности на 30° с.ш. и 50° з.д., а также небольшая область центральной части Южной Атлантики с максимумом на 32° ю.ш. и 25° з.д.

Канарская и Уолфиш-бейская области повышенной фронтальности, по-видимому, соединены между собой у основания треугольника Гвинейского залива (см. рис. 4).

Для Атлантического океана можно констатировать наличие пятнистости в распределении показателя фронтальности в центральной части и вытянутость районов повышенной фронтальности вдоль материков, что в общем соответствует характеру геострофической циркуляции в Атлантическом океане.

Пространственное распределение показателя фронтальности сходно с распределением характеристик биопродуктивности (табл. 2).

Минимальные и максимальные величины параметра $\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l}$ и характеристик биопродуктивности в целом по океану соответствуют друг другу. Не совпадают уровни характеристик лишь в некоторых районах центральных частей Атлантического океана, видимо, вследствие отсутствия достаточно систематических наблюдений за биосферой. Области повышенных величин показателя фронтальности хорошо совпадают с районами промысла массовых рыб Атлантического океана семейств Scombridae, Scomberomiridae и Thunnidae (Марти, Мартинсен, 1969).

Соотношение показателей фронтальности (параметр $\frac{\Delta\sigma_t}{\Delta l}$) с характеристиками биопродуктивности (по Марти, Мартинсену, 1969) в Атлантическом океане от 32° ю. ш. до 50–55° с. ш.

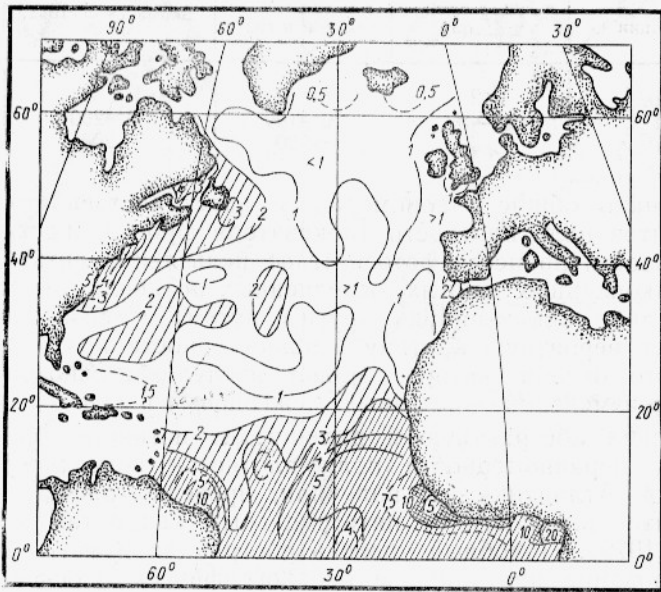
Градации	$\frac{\Delta\sigma_t}{\Delta l} \cdot 10^2$	$C, \text{ т/м}^2 \text{ в год}$	Биомасса сестоны, мг/м ³	Хозяйственно-ценная продукция, т/км ²
I	<2	<50	<50	<50
II	2–5	50–100	50–200	50–200
III	>5	>100	>200	>200

Однако общие закономерности пространственного распределения градиентов поля плотности (показателя фронтальности и показателей устойчивости процесса фотосинтеза) нельзя получить без привлечения всех накопленных данных, осредненных по квадратам различного размера (либо каким-нибудь другим путем) и позволяющих получить наиболее вероятную картину неравномерности поля плотности Атлантического океана, которая может послужить основой для изучения всех его изменений — сезонных, межгодовых и т. п.

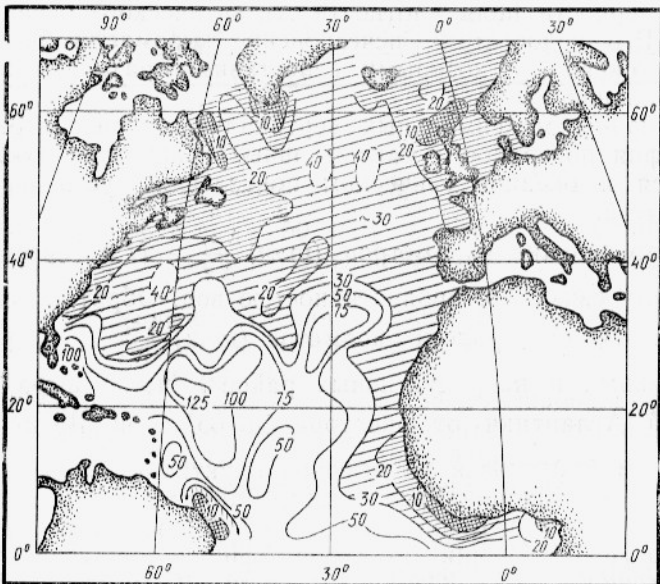
Весьма абстрактную и далекую от истинного положения вещей картину неравномерности поля плотности поверхностной структуры Северной Атлантики мы получили, проведя расчеты вертикальных градиентов плотности по пятиградусным квадратам (Елизаров, Щербинин, 1979). Подобный уровень абстракции имеет, однако, право на существование при анализе океанографических основ биопродуктивности вод, так как позволяет получить закономерности формирования неравномерности поля плотности Атлантического океана в макромасштабе. Его недостаток — исчезновение мезомасштабных явлений открытого океана, с которыми сопоставимы размеры многих промысловых районов.

Величины максимальных вертикальных градиентов плотности и топография поверхности максимальных градиентов плотности (рис. 5) относятся к океанографическим показателям устойчивости процесса фотосинтеза.

Распределение параметров $(\max) \frac{\Delta\sigma_t}{\Delta z}$ и H в Северной Атлантике по-разному связано с продуктивностью вод. Обратная связь пространственной неравномерности параметра $(\max) \frac{\Delta\sigma_t}{\Delta z}$ с распределением продуктивных и непродуктивных районов четко выражена для всей Северной Атлантики от экватора до 65° с. ш. Величины $H \left(\frac{\Delta\sigma_t}{\Delta z} \right)_{\max}$ менее 20 м приходятся на высокопродуктивные промысловые районы Восточной и Западной Гренландии, Лабрадора и Исландии, Норвежского, Северного и Кельтского, морей, Ньюфаундленда, Новой Шотландии и Новой Англии, Западной Африки, Гвинейского залива и северо-восточной части Южной Америки. В малопродуктивных водах тропической части Северной Атлантики поверхность максимальных градиентов плотности располагается на глубинах от 30 до 125 м (на юго-восточной периферии Саргассова моря). Вследствие того, что осреднение велось по пятиградусным квадратам, несколько преувеличенные величины параметра H_{\max} получились и для некоторых других районов Саргассова моря. По тем же причинам на карте не проявились высокопродуктивные районы, вытянутые вдоль подводного хребта Рейкьянес и северо-западного побережья Африки, приэкваториальный пояс и некоторые другие районы.



а



б

Рис. 5. Распределение в Северной Атлантике осредненных по пятиградусным квадратам величин максимальных вертикальных градиентов плотности (а) и топография поверхности максимальных градиентов плотности (б) (в м)

Связь параметра $(\max) \frac{\Delta \sigma_t}{\Delta z}$ с продуктивностью вод Северной

Атлантики более сложная. В пределах экваториального и частично тропического пояса до 20—25° с. ш. величины параметра изменяются от 1 до 20 усл. ед., севернее 35° с. ш. диапазон изменений значительно меньше — от 0,5 до 5 усл. ед. В том и другом случае можно констатировать наличие прямой связи между максимальным вертикальным градиентом плотности и продуктивностью вод. Однако связь эта менее очевидна и значима, чем связь параметра H с продуктивностью вод.

Очевидно, распределение максимальных вертикальных градиентов плотности может быть использовано в целях географического районирования продуктивности океанических вод лишь в совокупности с данными по топографии поверхности максимальных градиентов плотности.

По обоим показателям устойчивости процесса фотосинтеза в центральных частях Саргассова моря можно выделить два перспективных, но пока еще не изученных в отношении биопродуктивности района — между 27 и 33° с. ш. и между 55 и 70° з. д.; центр второго расположения приблизительно на 35° и 40—45° с. ш. (см. рис. 5).

Сравнение данных, полученных нами по результатам расчетов для одноградусных квадратов, с предыдущими показывает, что уровень детализации поля градиентов плотности здесь значительно возрастает.

На рис. 6, где показано поле горизонтального градиента плотности на горизонте 0 м в Северной Атлантике (от 3,5 до 72,5° с. ш.), хорошо видны сплошные области высоких величин градиентов плотности в прибрежных районах США, Канады, Гренландии, Исландии, Англии, Норвегии, Западной Африки и Южной Америки.

Результаты расчетов по данным конкретных экспедиций позволили выделить область повышенных градиентов в зоне взаимодействия системы Гольфстрим — Северо-Атлантическое течение — Лабрадорское течение. В этой области наиболее мощно проявляется фронтальность в открытых районах океана. Множество языков высоких значений горизонтального градиента плотности, отходящих от этой области в восточном направлении, в общем соответствуют зонам высокой продуктивности, выделяющимся по биомассам фито- и зоопланктона (Владимирская, 1972; Мовчан, 1975).

Подтверждаются также другие выводы, сделанные на основании анализа данных экспедиций (МГГ и Норвестлант). Множество очагов повышенных значений горизонтального градиента плотности (более 100 ед. $\frac{\partial \rho}{\partial n} 10^4$) выделяется и в центральных частях субтропических и тропических районов Северной Атлантики, в том числе в восточной и юго-западной частях Саргассова моря. Однако нигде в этих районах, за исключением прибрежных участков, величины горизонтальных градиентов плотности не превышают 200 ед. $\frac{\partial \rho}{\partial n} 10^4$. В этом, по-видимому, сказывается эффект сглаживания естественных условий из-за ровного и довольно большого размера шага $\frac{\partial \rho}{\partial n}$.

На картах, построенных на основе расчетов по одноградусным квадратам, отчетливо видно, почему градиенты были получены для пустынной западной части Саргассова моря при расчетах по пятиградусным квадратам. Сказалась близость высокоградиентной зоны Гольфстрим — Лабрадорское течение. В противоположность этому видно, как узкая полоска высоких градиентов плотности у берега Западной Африки при расчетах по пятиградусным квадратам потонула в поле низких градиентов.

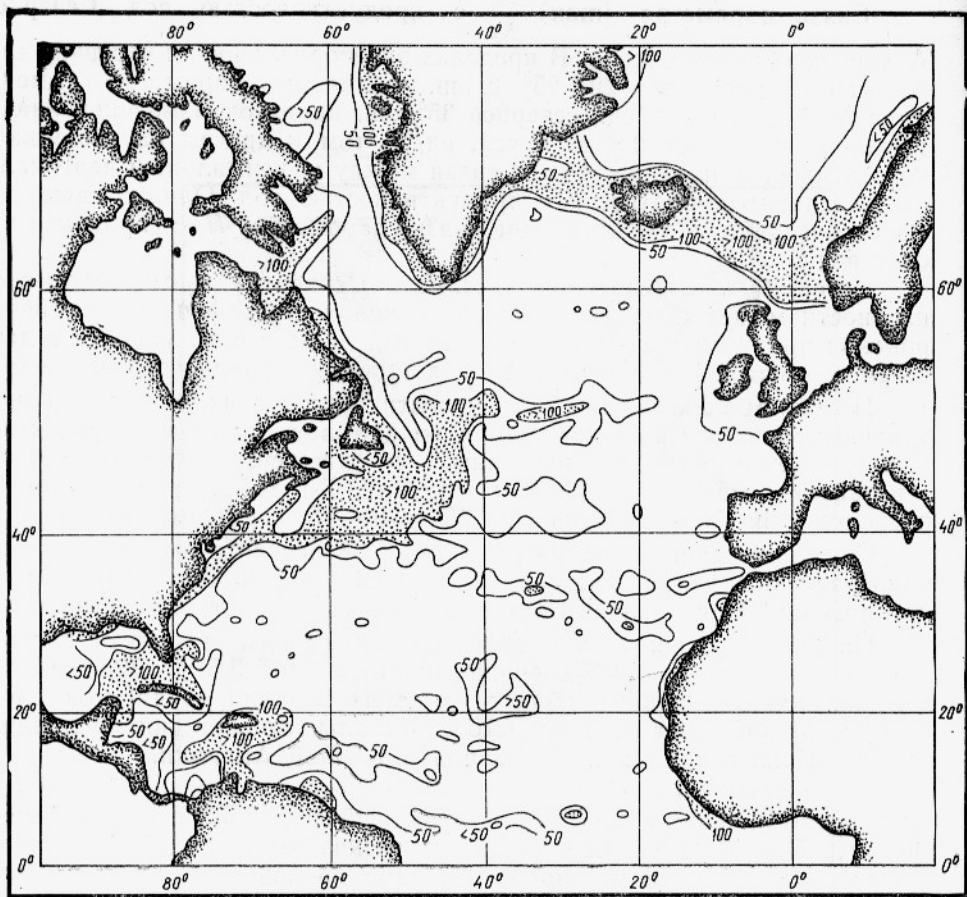


Рис. 6. Распределение в Северной Атлантике максимальных горизонтальных градиентов плотности $\frac{\partial \sigma}{\partial n}$ по данным, осредненным по одноградусным квадратам.

Несмотря на взаимосвязанность биотических и абиотических условий в океанах и морях, совсем не просто выделить те главные формы динамических процессов, которые определяют пространственную неравномерность распределения биопродукции.

Эмпирическим путем получены зависимости распределения скоплений морских организмов от характеристик атмосферы и гидросферы. По мнению одних авторов, на распределение объектов промысла влияет объем переноса и формы крупных океанических циркуляций, характер взаимодействия вод планетарного происхождения, скорость подъема и опускания вод и многие другие динамические явления (Uda, Ishiho, 1958).

На распределение морских организмов воздействует также неравномерность в распределении основных физико-химических свойств морской воды, прежде всего, температуры, содержания растворенного кислорода, основных биогенных веществ и др., особенно в областях экстремальных значений этих характеристик. Однако в широком географическом аспекте именно динамика вод определяет основные черты распределения физико-химических свойств морской воды. Первостепенное значение динамической активности вод хорошо проявляется во всех зонах Мирового океана. В макро- и мезомасштабах высокопродуктивные

океанические области базируются на крупных динамических системах гидросферы.

В Атлантическом океане высокопродуктивные районы относятся к следующим типам активных динамических областей: устойчивые геотрофические переносы, а также области взаимодействия вод различного происхождения высоких и умеренных широт (Марти, Мартинсен, 1969; Владимирская, Елизаров, Мовчан, 1974); системы ветровых прибрежных апвеллингов в восточных частях океана (Седых, 1977); приэкваториальная динамическая система (Гордеева, 1970; Грезе, 1971, Зернова, 1974); циркумконтинентальное антарктическое течение.

В мезомасштабе океана повышенной продуктивностью отличаются такие динамические образования, как вторичные фронты или фронтальные зоны (Елизаров, 1965; Солянкин, 1969), циклонические и антициклонические круговороты топогенного и геострофического характера (Богоров и др., 1973), районы, расположенные вдоль путей движения айсбергов (Dinsmore, 1972; Neshyba, 1977), области дивергенций крупных течений и др.

Для пространственного выражения крупных и средних динамических структур гидросферы, связанных с формированием областей высокой продуктивности, используются карты различных океанографических характеристик (карты динамической топографии и карты полных потоков для всех широт; карты и графики распределения температуры воды в верхних слоях моря — в высоких и умеренных широтах северного полушария). В первом и во втором случаях индикаторы динамики вод отражают осредненные параметры переноса вод и общую схему морских течений.

Среди множества факторов, определяющих биологическую, а также промысловую продуктивность океанических вод, особая роль принадлежит морским течениям. Устойчивые постоянные течения, главным образом геострофического характера, перемещают локально формирующиеся воды на большие расстояния, создавая нарушения в полях плотности, температуры воды и других важных с точки зрения биопродуктивности характеристик. Кроме того, течения переносят образовавшееся органическое вещество. Если процесс образования и аккумуляции органического вещества в морях и океанах связан с неравномерностью полей плотности и температуры воды, наличием фронтальных поверхностей, пикноклина и других структурных элементов, то перенос органического вещества, фито- и зоопланктона зависит прежде всего от течений.

Определенные концентрации органики в виде растворов, взвесей и живых организмов, удаляясь с течениями от мест массового образования живой материи, постепенно заглубляются, образуя кормовую базу все более глубинных слоев моря. Поэтому районы повышенной промысловой продуктивности в батии могут быть вытянуты вдоль течений далеко за пределы районов максимального образования фито- и зоопланктона. Например, вдоль основной ветви Лабрадорского течения проходит фронтальная зона с высокими величинами градиентов температуры и плотности морской воды, повышенным содержанием фито- и зоопланктона, устойчивыми скоплениями промысловых рыб. На банке Флемиш-кап, расположенной несколько мористей, хотя там и отсутствуют все характерные признаки фронтальной зоны, сырьевая база не хуже, так как поток органики достигает банки с одной из ветвей Лабрадорского течения (Елизаров, 1959).

Течения переносят те самые водные массы, в которых концентрируются определенные морские организмы. Плоскости раздела водных масс сдвигаются, а с ними перемещаются и характерные для этих масс промысловые организмы. Например, флуктуации в позиции определен-

ной части арктического фронта зависят от изменения интенсивности течений Норвежского моря (Hill, Lee, 1957). В местах схождения вод различного происхождения, т. е. в наиболее продуктивных местах, формируются океанические переносы геострофического типа.

Гольфстрим представляет собой непрерывное течение от мыса Гаттерас до 50° з. д., выраженное градиентом давления между теплой высокосоленой южной водой и более холодной северной. Внутренними и внешними пределами Гольфстрима являются области, где эти градиенты равны нулю (Стоммел, 1963). Однако Гольфстрим — не просто область схождения вод различного происхождения. Для продуктивности вод большее значение имеет не само течение, а примыкающие к нему области круговоротов, вихрей и компенсационных движений, проявляющихся как противотечения по левой стороне основного потока (Rossby, 1936).

Левая сторона геострофического переноса в северном полушарии имеет особое значение для продуктивности вод также из-за того, что она соответствует области преимущественного подъема вод, обусловленного поперечной циркуляцией в течении (Dietrich, 1967). Например, распределение плотности морской воды и распределение минерального фосфора в поперечном направлении Гольфстрима очень похожи: «Апвеллинг с высоким содержанием минерального фосфора связан с движением вод поперек течения» (Neumann et al., 1966).

Итак, подъем в слой интенсивного фотосинтеза биогенных веществ и перенос в трехмерном пространстве вновь произведенного в результате фотосинтеза органического вещества в форме живого фитопланктона, взвеси и раствора осуществляются течениями.

Органическое вещество самых первых трофических уровней в процессе переноса отмирает, регенерирует, превращаясь в минеральные соли и биогенные вещества, опускается в более глубокие слои моря. И хотя все эти явления наблюдаются в пределах всей динамически активной толщи вод, наибольшее значение для компонентов биосферы имеют процессы в самом верхнем продукционном слое. При этом высокий уровень продуцирования органического вещества достигается не только при хорошем снабжении биогенами слоя интенсивного фотосинтеза, но и при обязательном условии некоторого отчленения этого слоя от нижележащих слоев воды.

В открытых районах океана лишь хорошо выраженный пикноклин может в какой-то степени играть роль морского дна мелководья континентальной отмели. Поэтому параметры поля плотности, характеризующие устойчивость основного продукционного слоя и его толщину (расстояние от поверхности моря), являются более репрезентативными характеристиками биопродуктивности вод, чем, например, параметры вертикальной циркуляции.

Среднегодовалая карта вертикальной циркуляции вод на нижней границе слоя трения для западной части Северной Атлантики сходна с распределением биомассы зоопланктона. Два языка подъема вод приблизительно вдоль 50 и 40° с. ш. соответствуют двум максимумам биомассы. Однако к востоку от $35-30^{\circ}$ з. д. в этом же районе недостаточно надежным показателем продуктивности вод явилась глубина главного термоклина и другие характеристики подъема вод (Баранов и др., 1971).

Применение температурных, а не плотностных показателей для районирования биопродуктивности вод недостаточно обосновано. Известно, что зависимость пространственного распределения морских организмов от температуры воды имеет сложный характер. С одной стороны, температура воды, как важная физическая характеристика, определяет пределы обитания и наиболее благоприятные условия су-

существования для того или иного биологического вида. Можно сказать, что она в первом приближении обозначает экологическую нишу живого организма. С другой стороны, температура воды — одна из основных физических компонент плотности, в большинстве районов Мирового океана является надежным индикатором многих динамических процессов: интенсивности переноса вод с теплыми или холодными течениями, скорости подъема глубинных вод и т. д.

Иными словами, поле температуры воды, его пространственная изменчивость во многом определяет характер поля плотности. Это свойство температуры ярко проявляется в местах ее максимальных градиентов там, где холодные воды выносятся далеко на юг или теплые — на север (в северном полушарии). Однако, хотя во многих случаях параметры поля температуры с успехом заменяют параметры поля плотности морской воды, надежнее использовать последние. Все приведенные материалы подтверждают существование по крайней мере качественной связи между выбранными характеристиками поля плотности верхних слоев моря и биопродуктивностью вод. Параметры поля плотности $\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l}$, $\Delta \sigma_{t(200)}$, $\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta z}$, H по-разному влияют на биопродуктивность вод.

Горизонтальный градиент плотности или первая производная плотности по расстоянию $\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l}$ непосредственно не связан с продукционными процессами в океане, однако связан с такими важнейшими динамическими процессами, определяющими продуктивность вод, как апвеллинги, геострофические переносы, взаимодействие вод различного происхождения и т. п. На его распределение мало влияет сезонный ход процессов в верхних слоях гидросферы, широтная физико-географическая зональность, особенности вертикальной зональности океанических вод.

Универсальность этой важной характеристики в любом районе Мирового океана и ее значение для биопродуктивности океанических вод позволяют дать ей специальное название — океанографический показатель фронтальности. Этот показатель, безусловно, отражает общий уровень неравномерности поля плотности поверхностных слоев океана, показывает потенциальную возможность механического накопления организмов первых трофических уровней. Влияние океанографического показателя фронтальности на рыб и других животных менее очевидно.

На этом трофическом уровне фаунистический состав определенного района гораздо более важен. Однако немало фактов свидетельствует о наличии связей, хотя и не казуальных, а структурных, между распределением океанографического показателя фронтальности или других (например, температурных) характеристик фронтальности и промысловыми организмами.

Массовые скопления промысловые организмы образуют в районах полярных фронтов (Колесников, 1967; Зинкевич, 1970). В тропических районах вблизи гидрологического фронта отмечены наибольшие скопления кальмаров и тунцов (Белевич, 1970).

Высокую продуктивность фронтов и фронтальных зон связывают с продолжительностью периода интенсивной вегетации массовых видов планктона в местах схождения вод с разными физико-химическими свойствами и с усилением процессов вертикального обмена (Федосов, 1962). По Г. К. Ижевскому (1958), при любой урожайности планктона и сроках его размножения фронтальная зона всегда играет существенную роль как место наиболее длительного откорма рыб.

Как правило, исследовались крупные океанические фронты, разделяющие основные водные массы — полярные и субполярные, субполярные и субтропические и т. д. Более универсальный характер применения принципов фронтальности наблюдается в океанологии крайне редко, главным образом, в промысловой океанографии.

Так называемый вторичный полярный фронт, разделяющий арктические воды из Баффинова залива и воды Лабрадорского моря атлантического происхождения, проходит вдоль основной ветви Лабрадорского течения, образуя цепь известных промысловых районов (Elizagov, 1965). В море Скотия — известном районе массовых скоплений макропланктона была выделена продуктивная вторичная фронтальная зона, отделяющая воды Антарктического циркумполярного течения от вод моря Уэдделла (Солянкин, 1969).

Детализация представлений о поверхностной океанической структуре Мирового океана все более убеждает нас в том, что значение параметра $\frac{\Delta \rho}{\Delta l}$ (и отчасти $\frac{\Delta T}{\Delta l}$) для биопродуктивности вод имеет универсальный характер.

Характеристики вертикальной структуры поля плотности, из которых важнейшими для биопродуктивности вод являются $(\max) \frac{\Delta \rho}{\Delta z}$ и H , отражают потенциальную возможность образования органического углерода, становления биомассы растений и животных первых трофических условий. Обе эти характеристики следует назвать океанографическими показателями устойчивости фотосинтеза, продукционного процесса. Как показателями результатов расчетов, географически наилучшую связь с биопродуктивностью вод обнаруживает глубина максимума вертикального градиента плотности. Однако эту характеристику невозможно рассматривать без максимального вертикального градиента плотности, поскольку ниже какого-то предела этой величины любые значения H не будут благоприятствовать продукционному процессу.

Общие принципы и различия в характере воздействия на компоненты биосферы океанографического показателя фронтальности и океанографического показателя устойчивости фотосинтеза предопределяют обязательность их совместного (комплексного) использования при дифференциации географических районов океана по продуктивности вод.

Еще одна важная особенность этих показателей заключается в их независимости от динамических явлений биосферы. Такие важные для продуктивности вод характеристики внешней среды, как содержание минерального азота, фосфора, некоторых других биогенных веществ и растворенных газов, связаны с ходом развития водорослей и потому далеко не всегда могут быть достаточно надежными показателями продуктивности вод. Характеристики поля плотности поверхностной структуры океана свободны от таких недостатков. Однако, разумеется, они показывают лишь потенциальные возможности продуцирования, их использование сводится к фоновому диагнозу пространственного распределения основных компонентов продуктивности.

Тем не менее в масштабах океана характеристики продуктивности вод в общем соответствуют величинам океанографического показателя фронтальности и океанографического показателя устойчивости фотосинтеза, взятым в определенных диапазонах (табл. 3).

Все приведенные в табл. 3 океанографические показатели в некоторых случаях и порознь отражают уровень биопродуктивности вод. Например, максимальные величины биомассы планктона могут наблюдаться при условиях, когда показатель фронтальности больше 5 усл. ед.

(I диапазон), а показатель устойчивости продуцирования превышает 20 м (II диапазон). В других случаях при высокой продуктивности показатель устойчивости продуцирования может относиться к I диапазону, а показатель фронтальности — ко II диапазону. Соответственно этому минимум биомассы планктона может быть связан и с величинами океанографического показателя фронтальности меньшими 0,5 м, и со значениями океанографического показателя устойчивости фотосинтеза, превышающими 75 м.

Таблица 3

Соответствие величин первичной продукции, биомассы фито- и зоопланктона океанографическим показателям биопродуктивности

Градации	$\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta l} \cdot 10^3$	$\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta z}$	$H \left(\frac{\Delta \sigma_t}{\Delta z} \right)_{\max}$	Первичная продукция				Биомасса, мг/м ³	
				по Е. Стиману—Нильсену, г		по Кобленц—Мишке и Ведерникову		фитопланктона (по Семиню)	зоопланктона (по Виноградову)
				С/сутки	С/год	мг С/м ³ в сутки	биомасса С фито, мг С/м ³		
I	>5	$\begin{matrix} >2 \\ (40-60^\circ \text{ с. ш.}) \\ 10 \\ (10-30^\circ \text{ с. ш.}) \end{matrix}$	<10	0,5—3,0	200—1100	50	500 (50—5000)	100—1000	>100
II	2—5	—	10—30	0,2—0,5	70—200	10	25 (0,5—50)	—	—
III	0,5—2	—	30—75	0,1—0,2	35—70	—	—	—	—
IV	<0,5	$\begin{matrix} 0-5 \\ (40-60^\circ \text{ с. ш.}) \\ 5 \\ (0-30^\circ \text{ с. ш.}) \end{matrix}$	75	0,05	20	1	0,01 (0,001—0,05)	0,5—0,1	<10

Видимо, океанографические показатели биопродуктивности вод дополняют друг друга. В Атлантическом океане в распределении океанографического показателя продуктивности почти не проявляется широтная зональность, характерная для многих других характеристик физико-географических условий в океане, однако прослеживается так называемая циркумконтинентальная зональность.

В районах океана, значительно удаленных от берегов, в распределении океанографического показателя продуктивности заметны черты пятнистости, полосатости, характерные для распределения характеристик биосферы. Однако фактов, подтверждающих связь компонентов океанографического показателя продуктивности и биосферы в районах пятен, мало. Значительно более достоверна связь пространственного распределения океанографического показателя продуктивности и продуктивности вод с мощными геострофическими переносами и зонами взаимодействия вод различного происхождения.

Заключение

Неравномерность биологической продуктивности вод Атлантического океана вызвана пространственными аномалиями интенсивности некоторых динамических явлений (мощные геострофические переносы, прибрежные ветровые апвеллинги, фронтальные зоны и т. п.).

Влияние на биопродуктивность физико-химических свойств морских вод более всего заметно в районах экстремальных значений таких характеристик, как температура воды, содержание растворенного кислорода, биогенных веществ и др. Однако в большинстве случаев само пространственное распределение физико-химических свойств является функцией динамики океанических вод.

Неравномерность распределения динамических структур Атлантического океана и особенно поля плотности поверхностных слоев моря, определяющая географическое районирование биопродуктивности, хорошо выражается первыми производными или градиентами плотности морской воды по расстоянию и глубине.

Горизонтальный градиент плотности морской воды (параметр $\frac{\Delta \rho}{\Delta l}$) назван нами океанографическим показателем фронтальности, а максимальный вертикальный градиент плотности и его расстояние от поверхности моря [$\left(\text{параметры } \frac{\Delta \rho}{\Delta z}\right)_{\max}$ и H] — океанографическими показателями устойчивости фотосинтеза.

Результаты расчетов по материалам конкретных экспедиций и по усредненным данным, приведенным к центрам пятиградусных и одоградусных квадратов, показывают связь между величинами океанографических показателей фронтальности и устойчивости фотосинтеза и показателями биотических условий в Атлантическом океане.

Значения океанографического показателя фронтальности, по-видимому, имеют универсальный характер по отношению к характеристикам биопродуктивности вод для всего океана и любого времени года. Связь величин океанографического показателя устойчивости фотосинтеза с биопродуктивностью носит более сложный характер, зависящий от принадлежности района к определенной физико-географической зоне (экваториально-тропическому поясу или поясу умеренных и высоких широт) и от конкретного сезона года.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Аноним. Результаты гидрофизических наблюдений в северной части Атлантического океана на НИС «Михаил Ломоносов» в 1957—1958 гг. — Труды морского гидрофизического института, 1962, т. 21.

Белевич Р. Р. Циркуляция вод и зоны возможных промысловых концентраций тунцов. — Рыбное хозяйство, 1970, № 1, с. 6—9.

Богоров В. Г. Продуктивность океана. Первичная продукция и ее использование в пищевых целях. — Второй международный океанографический конгресс. Тезисы докладов, 1966, с. 48.

Виноградов М. Е. Зоопланктон. — В кн.: Биология океана. М., 1977, с. 65—68.

Владимирская Е. В. Распределение и сезонные изменения биомассы зоопланктона в северо-западной части Атлантического океана. — Труды ВНИРО, 1972, т. 77, с. 38—70.

Владимирская Е. В., Елизаров А. А., Мовчан О. А. Сезонная динамика планктонных экосистем Ньюфаундлендской банки. — Симпозиум «Гидробиология и биогеография шельфов холодных и умеренных вод Мирового океана». Тезисы докладов, 1974, с. 105—106.

Волковинский В. В. Применение двухслойной системы для расчета первичной продукции морских вод. — Океанология, 1967, т. 7, вып. 6, с. 1037—1052.

Гершанович Д. Е. Аномалия зональности Мирового океана и некоторые вопросы биологической продуктивности. — Труды ВНИРО, 1976, т. 112, с. 55—71.

Гордеева К. Т. Количественное развитие зоопланктона в восточной части экваториальной Атлантики. — Труды АтлантНИРО, 1970, вып. 27, с. 199—215.

Гресе В. Н. Биологическая структура и продуктивность пелагиали тропической Атлантики. — В кн.: Планктон и биологическая продуктивность тропической Атлантики. Киев, 1971, с. 214—252.

Елизаров А. А. Гидрологические условия в районе Ньюфаундлендских банок в 1957—1958 гг. — Научно-технический бюллетень ПИИРО, 1959, № 1 (9), с. 9—14.

Елизаров А. А. Некоторые результаты океанологических исследований в промысловых районах у Юго-Западной Африки. — Океанология, 1967, т. 7, вып. 3, с. 455—449.

- Елизаров А. А., Мовчан О. А. Особенности вертикальной циркуляции вод и распределения фитопланктона в северо-западной части Атлантического океана. — *Океанология*, 1973, т. 13, вып. 4, с. 662—668.
- Елизаров А. А., Щербинин А. Д. Океанологические основы пространственного распределения планктона в Северной Атлантике. — *Труды ВНИРО*, 1979, т. 136.
- Зернова В. В. Особенности распределения фитопланктона в тропических водах Атлантического океана. — I съезд советских океанологов. Биология. Тезисы докладов, 1977, вып. 2, — 80 с.
- Зинкевич В. Н. Распределение сельди на банке Джорджес и в смежных водах. — *Труды АтлантНИРО*, 1970, вып. 28, с. 111—134.
- Зубов Н. Н. Динамическая океанология. — М.: Гидрометеиздат, 1947. — 430 с.
- Ижевский Г. К. Воды полярного фронта и распределение атлантических сельдей. — М.: ВНИРО, 1958, с. 3—25.
- Исследования циркуляции и переноса вод Атлантического океана [Е. И. Баранов, В. А. Бубнов, Р. П. Булатов, И. В. Привалова]. — *Океанологические исследования*, 1971, № 22.
- Кляшторин Л. Б. Первичная продукция и фосфаты в Атлантическом океане. — *Океанология*, 1964, т. 4, вып. 2, с. 311—312.
- Кобленц—Мишке О. И., Ведерников В. И. Первичная продукция. — В кн.: *Биология океана*, М.: 1977, с. 183—208.
- Колесников В. Г. Океанологические основы рыбопромысловых прогнозов в Норвежском море. — Калининград, 1967. — 155 с.
- Максимова М. П. Элементы баланса биогенных соединений азота, фосфора и кремния в Индийском океане. — *Труды ВНИРО*, 1977, т. 119, с. 80—86.
- Марти Ю. Ю., Мартинсен Ю. В. Проблемы формирования и использования биологической продукции Атлантического океана. — М.: Пищевая промышленность, 1969. — 268 с.
- Мовчан О. А. Весенний фитопланктон западной части Атлантического океана. — *Труды ВНИРО*, 1962, т. 46, с. 315—323.
- Моисеев П. А. Биологические ресурсы Мирового океана. — М.: Пищевая промышленность, 1969. — 340 с.
- Седых К. А. О прибрежном апвеллинге у северо-западного побережья Африки. — *Труды АтлантНИРО*, 1977, вып. 72, с. 28—36.
- Семина Г. И. Фитопланктон. — В кн.: *Биология океана*, М., 1977, с. 58—62.
- Солянкин Е. В. Об изменчивости в положении фронтальной зоны моря Скотия. — В кн.: *Мировое рыболовство*, М., 1969, с. 42—48.
- Стоммел Г. Гольфстрим: перевод с английского. — М., ИЛ, 1963. — 228 с.
- Тропические циклонические макроциркуляционные системы и их роль в формировании природы океана / [В. Г. Богоров, М. Е. Виноградов, В. Н. Степанов, К. В. Морозкин, Р. П. Булатов]. — *Труды ИОАН СССР*, 1973, т. 95, с. 7—13.
- Федосов М. В. Исследования условий формирования первичной продуктивности в Северо-Западной Атлантике. — В кн.: *Советские рыбохозяйственные исследования в северо-западной части Атлантического океана*, М., 1962, с. 125—136.
- Филатова З. А. Глубоководная донная фауна. — В кн.: *Биология океана*, М., с. 88—95.
- Anonymous. Environmental surveys. Norweslant 1—3, 1963, ICNAF Spec. Publ. 1968, N 7, Part II Dartmouth, Canada, 286 p.
- Dietrich, G., Kalle K., Allgemeine Meereskunde, 1957, Berlin, 492 p.
- Dinsmore Robertson P. Ice and its drift into the North Atlantic Ocean, ICNAF Spec. Publ. 1972, Dartmouth, Canada, p. 89—127.
- Eli zar ov, A. A. Long-term variations of oceanographic conditions and stocks of the cod observed in the areas of West Greenland, Labrador and Newfoundland, ICNAF Spec. Publ. 1965, N 6, Dartmouth, Canada, p. 827—832.
- Fournier, R. O., Marra J., Bohrer, R., Van Det M. Plankton dynamics and nutrient enrichment of the Scotian shelf. *J. Fish. Res. Bd. Canada*, 1977, v. 34, N 7, p. 1004—1018.
- Fuglister, F. G. Atlantic Ocean atlas. Woods Hole Oceanographic Institutions, Atlas ser. 1960, v. 1, 210 p.
- Hill, H. W., Lee, A. J. The effect of wind on water transport in the region of the Bear Island fishery. *Proc. of the Royal Soc.* 1957, v. 148, p. 13—29.
- Neshyba, S. Upwelling by iceberg. *Nature*, 1977, v. 267, N 5611, p. 507—508.
- Neumann, G., Pierson W. J. Principles of physical oceanography. Prentice-Hall Inc., 1966, Englewood Cliffs, N. Y. 545 p.
- Rosby, C. G. Dynamics of steady ocean currents in the light of experimental fluid mechanics. *Papers in Phys. Oceanogr. and Meteor.* 1936, 5(1), p. 3—36.
- G. Schott. Geographie des Atlantischen Ozeans, 3 Aufl. Hamburg, 368.
- Stee man-Nielsen, E. Light and the organic production in the sea. *Rapp. et Proces-Verbaux Reunions. Cons. Perm. Intern. Mer*, 1958, N 144, p. 141—148.
- Uda, M., Ichino M. Enrichment pattern resulting systems in relation to fishery grounds, *J. the Tokyo Univ. of Fish.* 1958, v. 44, N 1—2, p. 105—129.

S U M M A R Y

The nonuniformity of the principle dynamical structures of the Atlantic and density fields of the surface layers which are responsible for the geographic distribution of bioproductivity is well expressed by the first derivative or density gradients of sea water with regard to the distance and depth.

The results of certain expeditions and average data reduced to the centres of 5°- and 1°-squares were used to estimate values of horizontal and vertical density gradients, maxima of vertical density gradients and distances from them to the sea surface. The results obtained indicate that the values of density gradients are closely related to the characteristics of biological conditions in the Atlantic.

УДК 551.465.(261.6)

**ДИНАМИКА ВОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКИ
 И ОСОБЕННОСТИ ЗАЛЕГАНИЯ ПИКНОКЛИНА**

В. Н. Зырянов

В предлагаемой работе речь пойдет о двух районах Юго-Западной Атлантики — Фолклендско-Патагонском и море Скотия. Море Скотия — основной район распространения вод Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) после прохождения им пролива Дрейка, а в Фолклендско-Патагонском районе распространена его северная периферия, т. е. оба эти района находятся под влиянием вод одного и того же течения.

Численный расчет динамики вод моря Скотия был проведен ранее (Зырянов и др., 1976), а для Фолклендско-Патагонского района разными авторами были сделаны попытки рассчитать циркуляцию вод динамическим методом либо за пределами 200-мильной зоны (Ковалев и Федосеев, 1977), либо в некоторых участках района (Масленников и Парфенович, 1979). Результаты полного расчета течений этого района, частично освещенные Зыряновым и Северовым (1979), приведены ниже.

Диагностический расчет циркуляции вод Фолклендско-Патагонского района. Расчет проводился в рамках обобщенной модели Экмана бароклинного океана (Зырянов и др., 1976). Это означает, что движение рассматривалось как установившееся, бездивергентное, нелинейные ускорения малы по сравнению с ускорением Кориолиса, учитывался только вертикальный турбулентный обмен количеством движения.

Исходная система уравнений имеет вид

$$A \frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial z^2} + \Omega \vec{k} \times \vec{V} = g \nabla \left(-\xi + \frac{1}{\rho_n} \int_0^z \rho' dz \right), \quad (1)$$

$$(\nabla, \vec{V}) + \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0, \quad (2)$$

где A — коэффициент вертикального турбулентного обмена количеством движения ($A = 200 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$);

$\vec{V} = (u, v)$ — вектор горизонтальной скорости течения;

Ω — параметр Кориолиса;

$\vec{k} = (0, 0, 1)$ — единичный вектор, направленный вертикально вниз;

g — ускорение силы тяжести;

$\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$ — вектор Гамильтона;

ξ — возвышение свободного уровня;
 $\rho_{\text{в}}$ — средняя плотность воды в придонных слоях;
 $\rho' = (\rho - \rho_{\text{в}})$ — аномалия плотности воды относительно $\rho_{\text{в}}$;
 $(\cdot, \cdot), \times$ — соответственно скалярное и векторное произведение векторов;
 ω — вертикальная компонента скорости.

Оси координат направлены: X — на север, Y — на восток, Z — вертикально вниз. Граничные условия: на поверхности океана $\frac{\partial \vec{V}}{\partial z} = 0$ (отсутствие ветра), на дне $z = H(x, y)$ ставится условие прилипания. Уравнения (1), (2) с граничными условиями, сформулированными выше, сводятся (Зырянов и др., 1976) к решению эллиптического уравнения для функции полных потоков ψ :

$$\frac{\Omega_0}{2aH^2} \Delta \psi - I(\psi, \Omega/H) = \text{div}[(\Omega/H) \vec{S}^*], \quad (3)$$

где a — параметр Экмана ($a = \Omega_0/2A$)^{1/2};
 Δ — двумерный оператор Лапласа;
 I — якобиан двух функций.

Компоненты вектора \vec{S}^* , а также связь наклонов уровня $\partial \xi / \partial x$ и $\partial \xi / \partial y$ с компонентами вектора \vec{S}^* и функцией полных потоков ψ выражаются следующими соотношениями:

$$\vec{S}^* = \frac{g}{\Omega \rho_{\text{в}}} (\vec{k} \times \nabla) \int_0^H (H-z) \rho' dz + \frac{g}{2\Omega \rho_{\text{в}} a} \int_0^H M (\nabla \rho') dz, \quad (4)$$

где M — матрица $\begin{pmatrix} 1 & 1 \\ -1 & 1 \end{pmatrix}$.

$$\nabla \xi = \frac{\Omega}{gH} \left[\left(\nabla \psi - \frac{1}{2aH} \vec{S}^* \right) + \vec{k} \times \left(\vec{S}^* + \frac{1}{2aH} \nabla \psi \right) \right]. \quad (5)$$

Внешний контур Γ_0 района ограничивался на севере параллелью $34^\circ 30'$ ю. ш., на юге — параллелью $55^\circ 30'$ ю. ш., на востоке — меридианом $48^\circ 30'$ з. д., на западе — 25-метровой изобатой. На жидких участках внешнего контура значения функции полных потоков задавались по формуле

$$\psi|_{\Gamma_0} = \frac{g}{\Omega \rho_{\text{в}}} \left[\int_0^H z \rho' dz + \frac{\rho'(H)}{(H-\tilde{H})} \int_{\tilde{H}}^H z(z-\tilde{H}) dz \right], \quad (6)$$

что соответствует заданию геострофических расходов с приведением к одной глубине, в данном случае — к 6,03 км [в формуле (6) $\tilde{H} = 6,03$ км].

Внутренним контуром Γ_1 служил прямоугольник, аппроксимирующий архипелаг Фолклендских островов. Функция полных потоков ψ на контуре Γ_1 должна быть равна константе C , которая находится из интегрального условия неразрывности уровня при обходе по контуру острова Γ_1 :

$$\oint_{\Gamma_1} \frac{1}{2aH} \frac{\partial \psi}{\partial n} dS = \oint_{\Gamma_1} (\vec{S}^*, n) dS, \quad (7)$$

где n — внешняя нормаль к контуру Γ_1 .

Уравнение (3) с условиями (6), (7) решалось численно с использованием схемы в направленных разностях (Самарский, 1971) и метода минимальных невязок (Марчук, 1974). Были использованы средне-многолетние поля плотности для лета и зимы южного полушария на

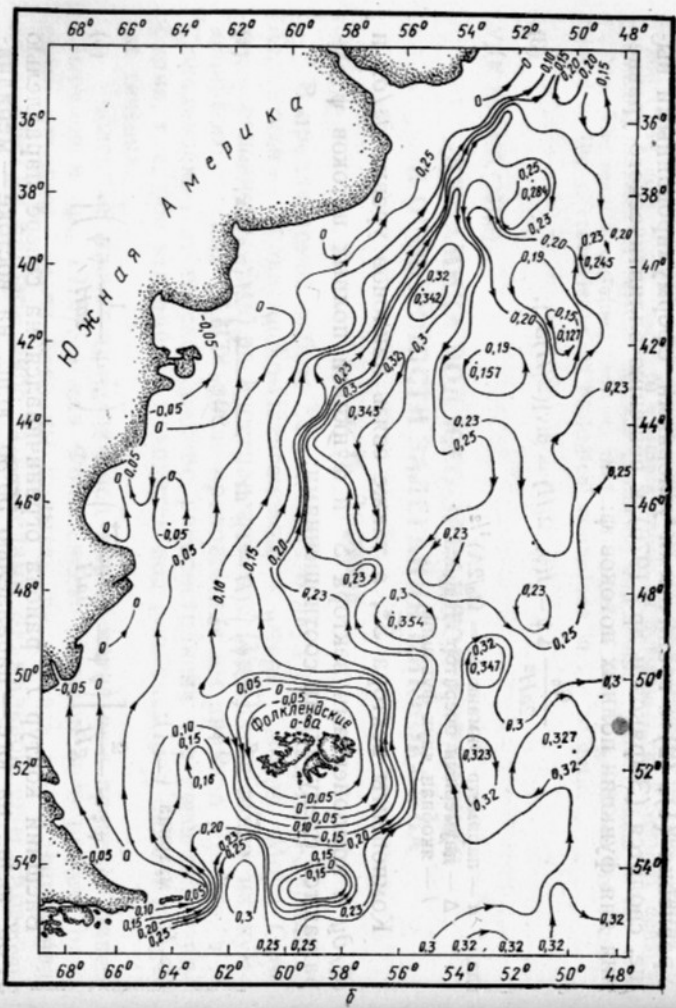
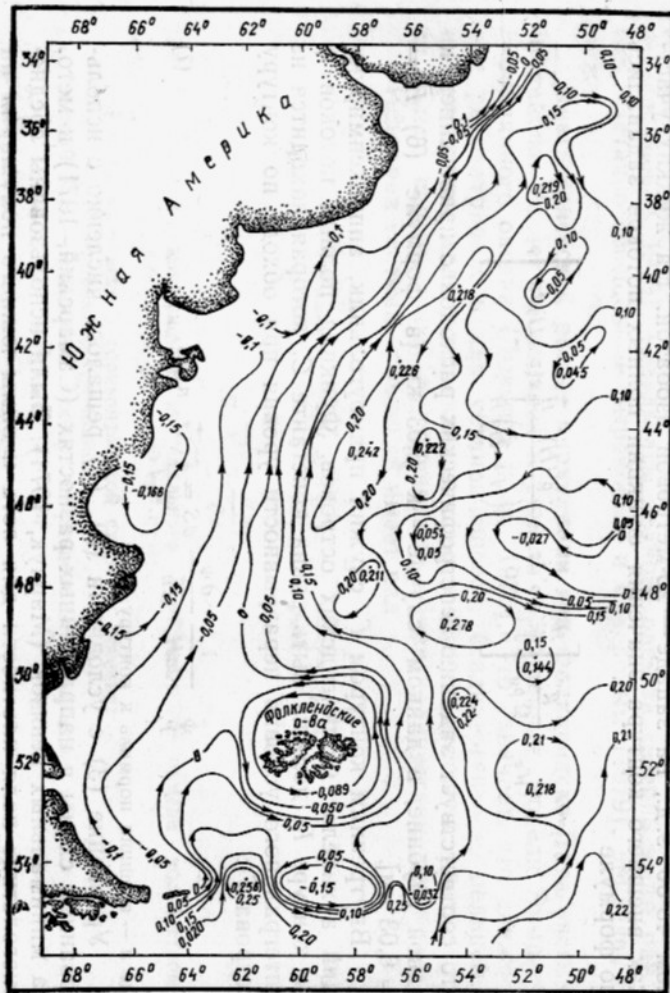
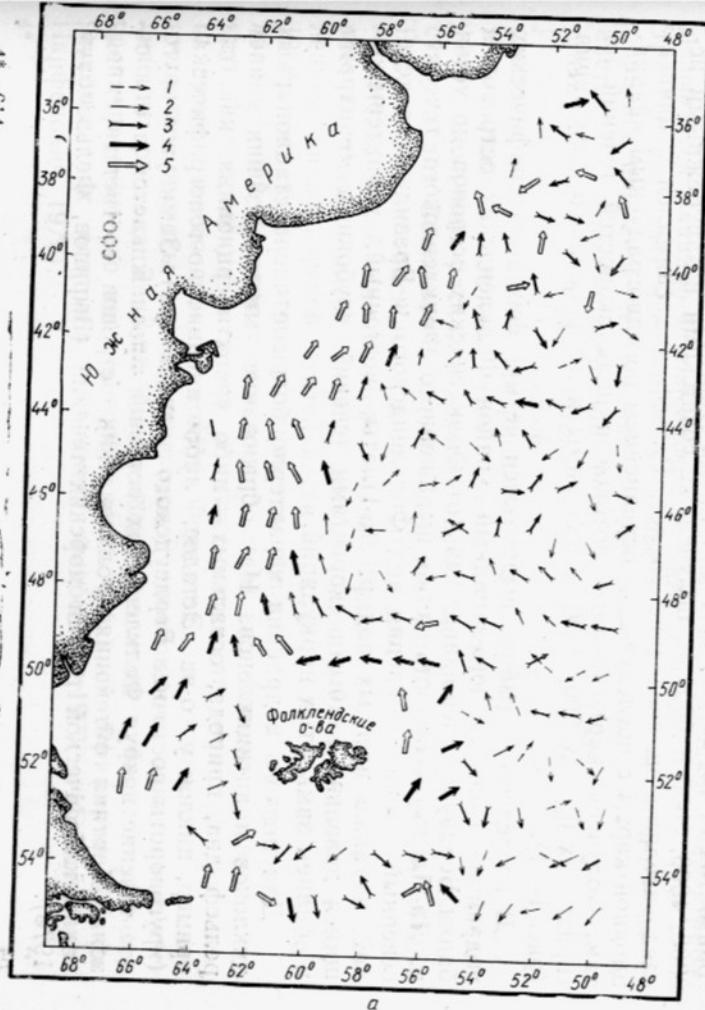
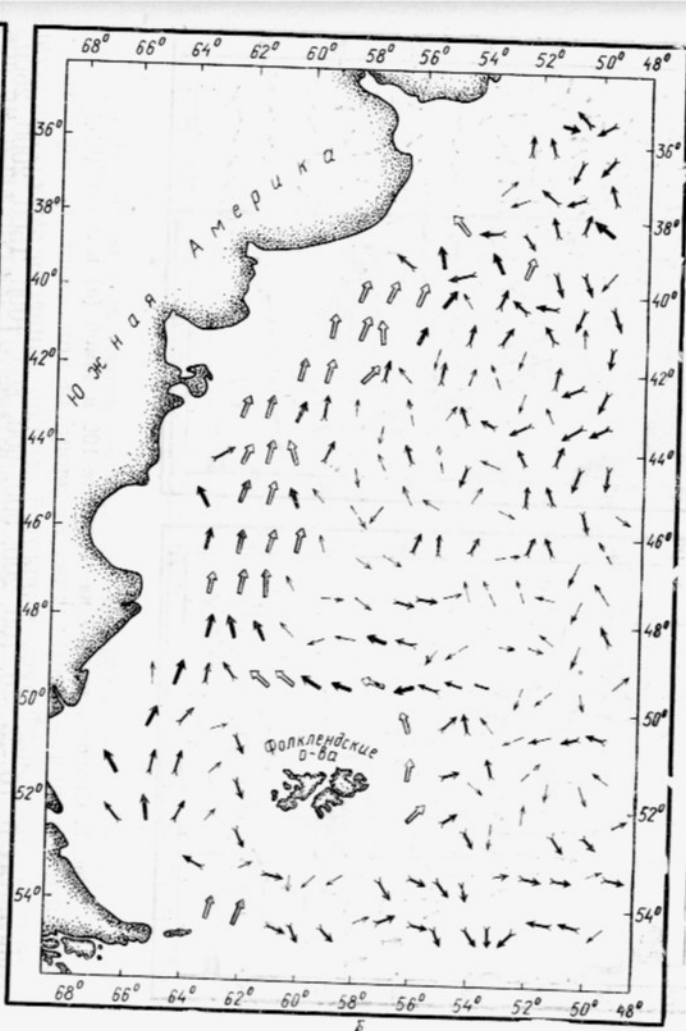


Рис. 1. Интегральная циркуляция (полные потоки) зимой (а), летом (б) (масштабный множитель равен $10^8 \text{ м}^3/\text{с}$).



а



б

Рис. 2. Скорость течений на поверхности зимой (а), летом (б):

1 — < 5 см/с; 2 — 5–10 см/с;
3 — 10–20 см/с; 4 — 20–30 см/с; 5 — > 30 см/с.

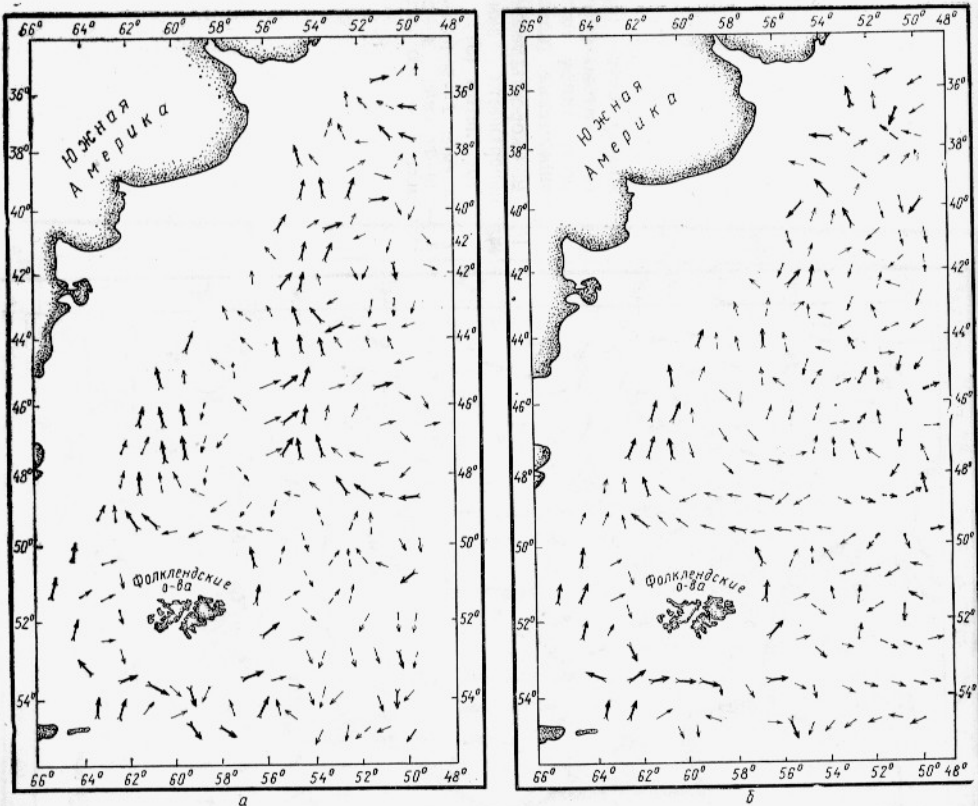


Рис. 3. Скорость течений на горизонте 100 м зимой (а) и летом (б).

горизонтах 0, 10, 25, 50, 100, 200, 500, 600, 800, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000, 4000, 5000 и 6000 м, полученные советскими и зарубежными исследователями за последние 75 лет. Рельеф дна снимался с навигационной карты с последующим осреднением по одноградусным квадратам. Получены карты полных потоков и поля скоростей течений на горизонтах 0, 100, 500, 3000 м для зимы и лета южного полушария (рис. 1—4).

В исследуемом районе выделяются четыре физико-географических подрайона (рис. 1): юго-западный — район Фолклендских островов и банки Бердвуд; северо-западный (от Фолклендских островов до устья р. Ла-Платы) — область четко выраженного Фолклендского течения; северный — зона схождения вод Фолклендского и Бразильского течений, а также пресных вод р. Ла-Платы; восточный, характеризующийся довольно слабыми скоростями течений, глубокими меандрами и обилием замкнутых циркуляций.

Для первого подрайона характерно большое число стационарных циклонов и антициклонов. На образование многих из них влияет рельеф дна, природа, остальных — либо чисто инерционная, как, например, циклон у о-ва Эстадос, либо инерционно-топографическая (круговороты восточнее Бердвудского антициклона). Замкнутое круговое течение вокруг Фолклендских островов прослеживается в оба сезона. Картина оттекания Фолклендских островов соответствует выводам классической теории морских течений (Зырянов, Фельзенбаум, 1976).

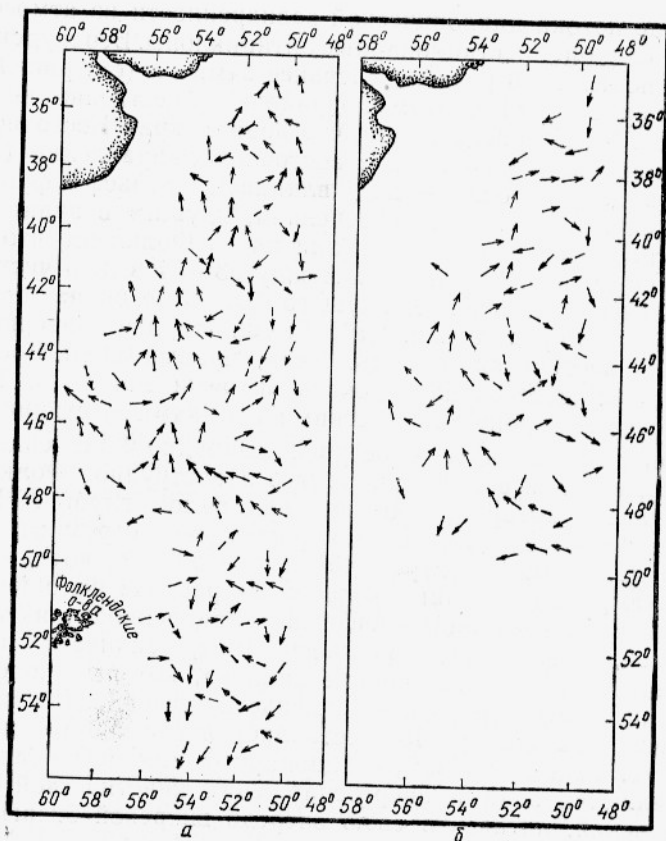


Рис. 4. Скорость течений зимой на горизонте 500 м (а), 3000 м (б).

На рис. 1 легко можно провести сепаратрису — кривую, отделяющую замкнутые изолинии полных потоков вокруг Фолклендских островов от незамкнутых. Течение, идущее на север западнее сепаратрисы, называется Западно-Фолклендской ветвью, а ближе к островам (внутри сепаратрисы) идет круговое приостровное течение и поток имеет обратное направление. Течение, обтекающее острова с востока, называется Восточно-Фолклендской ветвью. Здесь направления кругового приостровного течения и потока за сепаратрисой совпадают, поэтому расход Восточно-Фолклендской ветви больше расхода Западно-Фолклендской ветви вопреки утверждению Харта о том, что основной вклад в Фолклендское течение дает Западно-Фолклендская ветвь (Hart, 1946). Величины расходов течений составляют зимой и летом соответственно для Западно-Фолклендской ветви $1,0 \cdot 10^7$ и $0,9 \cdot 10^7$ м³/с, для Восточно-Фолклендской — $1,5 \cdot 10^7$ и $2,0 \cdot 10^7$ м³/с.

Итак, зимой усиливается Западно-Фолклендская ветвь и ослабевает Восточно-Фолклендская, а летом — наоборот, что связано с усилением циклонической деятельности в атмосфере зимой (Таубер, 1962). Вследствие этого усиливается циклоническая завихренность в поле течений и ослабевают антициклоны над банкой Бердвуд и вокруг Фолклендских островов, а также восточная периферия кругового приостровного течения вокруг Фолклендских островов. Седловая точка сепаратрисы зимой сдвигается на восток, что приводит к увеличению расхода Западно-Фолклендского течения и более глубокому проникновению его вод на восток вдоль северной периферии шельфа Фолклендских островов (Ковалев, Федосеев, 1977; Масленников, Парфенович, 1979).

Усиление потока циклонической завихренности из атмосферы в океан зимой ослабляет стационарные антициклоны. Бердвудский антициклон летом почти в 1,5 раза интенсивнее зимнего (см. рис. 1). С глубиной характер течений в этом подрайоне существенно не изменяется (см. рис. 2 и 3). Из рис. 2 видно, что правый край Восточно-Фолклендской ветви сильно отклоняется в восточном направлении (под влиянием рельефа дна, а точнее — под влиянием рельефа функции Ω/H), сталкивается на $53-54^\circ$ з. д. с течением, идущим в западном направлении вдоль восточного продолжения плато Фолкленд, что приводит к образованию конвергентной зоны между $53-54^\circ$ з. д. и чисто компенсационного течения вдоль нее, идущего от 52° ю. ш. на юг и на север между 53 и 54 меридианами. На 52° ю. ш. эти две конвергентные зоны разделяет дивергентная область. Итак, правый край Восточно-Фолклендской ветви должен изобиловать вихрями масштаба 100—200 км, что было подтверждено космическими снимками со станции «Салют-6».

Севернее Фолклендских островов Западно-Фолклендская и Восточно-Фолклендская ветви сливаются в одноструйное Фолклендское течение, стержень которого проходит над валом глубин. На восточной периферии Фолклендского течения расположен огромный циклон планетарного масштаба с центром 45° ю. ш. и 50° з. д., который играет немаловажную роль в сезонных колебаниях расхода Фолклендского течения. Усиление потока циклонической завихренности из атмосферы в океан зимой, о чем уже говорилось выше, усиливает интенсивность этого мощного по протяженности циклона, который в свою очередь начинает интенсифицировать Фолклендское течение. Расход Фолклендского течения на широте 45° составляет летом $3,2 \cdot 10^7$ м³/с, зимой — $4,0 \cdot 10^7$ м³/с. Таким образом, стационарные циклоны и антициклоны в океане являются зонами энергоснабжения кинетической энергией основных течений, питаясь в свою очередь вихревой энергией ветра.

Продвигаясь далее на северо-восток, воды Фолклендского течения южнее устья р. Ла-Платы встречаются с водами Бразильского течения; картина взаимодействия вод этих двух течений усложняется выносом в этот район пресных вод р. Ла-Платы. Фолклендское течение не подныривает под Бразильское, как это утверждается иногда, а возникает сложное многослойное проникновение. В поле температуры здесь образуется слоистость (Lusguiños, Valdes, 1971). Район характеризуется большой неустойчивостью, подвижностью и большими градиентами физических характеристик, богатой ихтиофауной (Марти, Мартинсен, 1969); здесь максимальны значения кинетической энергии вихревого движения (Wyrтки et al., 1976). Из рис. 1 видно, что летом Бразильское течение встречается с Фолклендским значительно южнее, чем зимой, что подтверждает выводы работы (Hart, 1946).

В восточной части Фолклендско-Патагонского района (четвертый физико-географический подрайон) сталкиваются и взаимодействуют Бразильское и Фолклендское течения. Бразильское течение под влиянием вод Фолклендского течения отклоняется в юго-юго-восточном направлении и постепенно выходит за рамки рассматриваемого района. На наших рисунках захвачена только западная периферия Бразильского течения. Основной же поток вод Бразильского течения проходит несколько восточнее. Известно, что, дойдя до северного уступа восточного продолжения плато Фолкленд на $48-49^\circ$ ю. ш. (Le Pichon et al., 1971; Lusguiños, Valdes, 1971), Бразильское течение поворачивает на восток. Попадая на большие глубины, воды Бразильского течения теряют свою скорость, поток начинает сильно меандрировать, причем тем сильнее, чем больше становится глубина места (см. рис. 1). В обратном направлении под этим потоком глубже 2500 м вдоль северного уступа плато Фолкленд идет противотечение, которое носит название

Антарктического придонного течения (Le Pichon et al., 1971). Воды его, двигаясь вдоль изобат, поворачивают, следуя за ними, затем на северо-восток. Расход Антарктического придонного течения по Вюсту (Wüst, 1957) составил около $6,0 \cdot 10^7$ м³/с на параллели 41°, а по нашим расчетам — вдвое меньше $3,2 \cdot 10^7$ м³/с.

На рис. 4, б, где приведена циркуляция на горизонте 3000 м, это течение четко прослеживается зимой; летом оно ослабевает и его верхняя граница заглубляется ниже 3000 м. Зимой в этом подрайоне ярко выражены два циклона с координатами 47° ю. ш. — 51° з. д. и 41° ю. ш. — 53° з. д. (см. рис. 2, а), которые прослеживаются вплоть до глубины 3000 м (рис. 3, а, рис. 4). На глубине 100 м их западная периферия порождает усиленный подповерхностный поток северного направления (см. рис. 3, а), а в глубинных слоях — интенсифицирует Антарктическое придонное течение. Эти циклоны преобразуют вихревую энергию ветра в кинетическую энергию течения. Летом эти циклоны ослабевают вплоть до исчезновения (см. рис. 2, б).

Сезонный пикноклин. Особенности поведения и методика расчета.

Сезонный слой скачка плотности $\rho(z)$ (сезонный пикноклин) в океане играет важную роль как в физике, так и в биологии океана. Необходимо знать особенности его динамики. Обычно при попытках объяснить продуктивность тех или иных районов Мирового океана прибегают к расчетам вертикальных движений в океане и на их основе строят зоны подъема и опускания вод. Зоны подъема объявляются потенциальными в биопродуктивном отношении из-за возможного подъема биогенных элементов с глубинными водами. Однако надо учитывать, что горизонтальные скорости в этих зонах на 4—5 порядков больше вертикальных и, как правильно указывалось (Масленников, Гаврилов, 1971), частица воды, проходя эту зону, поднимается на какие-нибудь 5—7 м и затем снова опускается.

Процессы подъема воды могут играть важную роль в биологической жизни океана лишь в том случае, если они очень интенсивны (зоны апвеллинга) или если горизонтальный перенос вод таков, что лагранжева траектория частиц воды долгое время находится в области подъема, давая возможность частицам воды подняться достаточно высоко (стационарные циклоны, например). Во всех остальных случаях привлекать вертикальные движения для объяснения биопродуктивности тех или иных районов беспочвенно. Гораздо логичнее, на наш взгляд, изучать в этой связи динамику пикноклина — слоя скачка плотности. Кстати, все нюансы вертикальных движений в океане отражаются на положении слоя скачка плотности. Кроме того, для обитателей эпипелагиали пикноклин играет роль «жидкого дна», причем тем чувствительнее, чем больше его интенсивность (градиент) (Елизаров, 1977). Можно так сформулировать роль пикноклина в деятельности океана (минимаксный принцип): области, в которых глубина залегания пикноклина мала (сравнима, скажем, со слоем фотосинтеза), а интенсивность его велика, потенциально, вероятно, более биопродуктивны, чем районы с большей глубиной залегания пикноклина или меньшей интенсивностью (за исключением шельфовых районов океана). И раньше предпринимались попытки анализа горизонтальных неоднородностей вертикальной структуры (слоя максимальной устойчивости) в некоторых районах моря Скоттия (Хвацкий, 1974).

Основная методическая трудность расчета положения слоя скачка плотности состоит в необходимости по дискретным значениям плотности на стандартных горизонтах находить ее точку перегиба, что само по себе уже подразумевает непрерывное задание функции. Расчет по слоям между стандартными горизонтами совершенно неприемлем, так как сам слой максимального изменения $\rho(z)$ найти можем, а где в нем располагается точка перегиба кривой $\rho(z)$, определить нельзя.

Относить ее к середине слоя неправильно. Здесь предлагается для этих целей использовать сплайновую аппроксимацию (Ahlberg, 1967), причем можно либо аппроксимировать сплайном третьего порядка всю кривую распределения плотности $\rho(z)$ с условиями на поверхности и на дне для сплайна $\left. \frac{\partial \rho}{\partial z} \right|_0 = \left. \frac{\partial \rho}{\partial z} \right|_H = 0$, либо вначале найти слой максимального изменения $\rho(z)$ и внутри этого слоя аппроксимировать $\rho(z)$ сплайном третьего порядка. Первое требует решения громоздких систем алгебраических уравнений (количество неизвестных при такой сплайновой аппроксимации равно $4N$, где N — число слоев) и не позволяет поэтому обработать массовый материал. Второй путь, как объединение дискретного и непрерывного подходов, сильно сокращает расчет, и поэтому более приемлем.

Итак, алгоритм нахождения слоя скачка плотности следующий. Находим вначале слой $[z_i, z_{i+1}]$ наибольшего изменения плотности $\rho(z)$. Если максимальное изменение $\rho(z)$ захватывает несколько слоев, то под слоем $[z_i, z_{i+1}]$ понимается их объединение. Внутри слоя $[z_i, z_{i+1}]$ распределение $\rho(z)$ аппроксимируется сплайном третьего порядка

$$\rho(z) = a_0 z^3 + a_1 z^2 + a_2 z + a_3. \quad (8)$$

Для определения четырех коэффициентов a_i ($i = 0, 1, 2, 3$) должны быть привлечены граничные условия

$$\left. \begin{aligned} \rho(z) \Big|_{z=z_i} &= \rho_i; \\ \rho(z) \Big|_{z=z_{i+1}} &= \rho_{i+1}; \\ \frac{\partial \rho}{\partial z} \Big|_{z=z_i} &= \begin{cases} 0, & z_i = 0 \\ D_i = \frac{\rho(z_i) - \rho(z_{i-1})}{z_i - z_{i-1}}, & z_i > 0; \end{cases} \\ \frac{\partial \rho}{\partial z} \Big|_{z=z_{i+1}} &= \begin{cases} D_{i+1} = \frac{\rho(z_{i+2}) - \rho(z_{i+1})}{z_{i+2} - z_{i+1}}, & z_{i+1} < H. \\ 0, & z_{i+1} = H \end{cases} \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

В результате получается система четырех алгебраических уравнений, которая легко решается (в отличие от системы 20 уравнений, скажем, при пятислойной аппроксимации). Приравнивая к нулю вторую производную от функции (8), получим точку перегиба функции $\rho(z)$, т. е. глубину залегания пикноклина $z_{\text{СК}}$

$$\frac{d^2 \rho}{dz^2} = 6a_0 z_{\text{СК}} + 2a_1 = 0, \quad (10)$$

откуда

$$z_{\text{СК}} = -\frac{a_1}{3a_0}.$$

Интенсивность слоя скачка или, другими словами, величину градиента плотности на глубине залегания пикноклина $z = z_{\text{СК}}$ дает первая производная от функции (8). Подставляя в нее значение выражения (10), получим формулу для расчета интенсивности пикноклина на глубине $z_{\text{СК}}$, т. е. максимальное значение градиента плотности в этой точке океана

$$\left. \frac{d\rho}{dz} \right|_{z=z_{\text{СК}}} = a_2 - a_1^2 / 3a_0. \quad (11)$$

Из системы (9) получаем следующие формулы для определения коэффициентов a_0, a_1, a_2 [коэффициент a_3 для наших целей не требуется, так как он не входит в равенства (10) и (11)]:

$$a_0 = -2 [(r_i - r_{i+1}) / (z_i - z_{i+1})^3 - 0,5(D_i + D_{i+1}) / (z_i - z_{i+1})^2];$$

$$a_1 = 0,5[(D_i - D_{i+1}) - 1,5a_0(z_i^2 - z_{i+1}^2)] / (z_i - z_{i+1});$$

$$a_2 = D_i - 3a_0z_i^2 - 2a_1z_i.$$

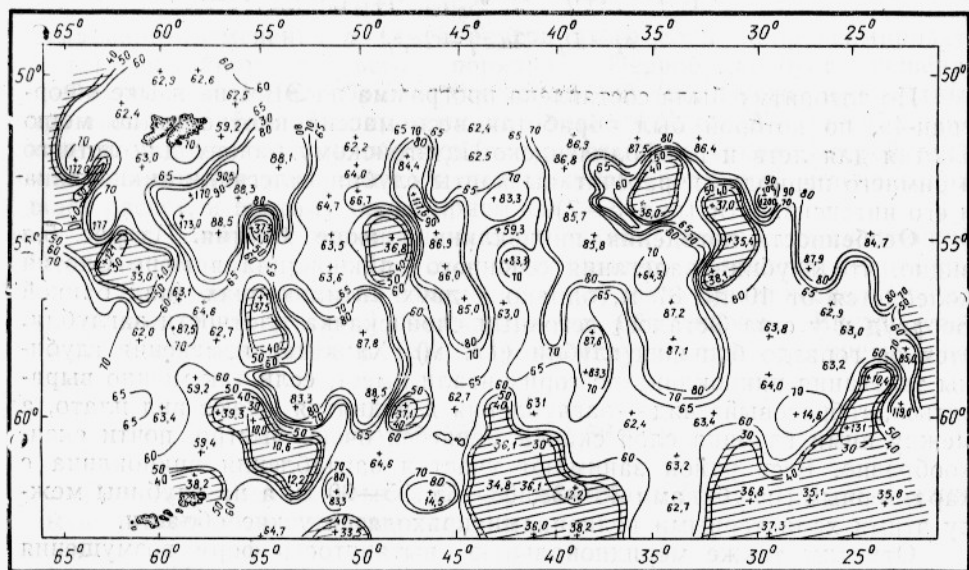
По алгоритму была составлена программа на ЭВМ на языке «Фортран-4», по которой был обработан весь массив плотности по морю Скотия для лета и по Фолклендско-Патагонскому району для летнего и зимнего периодов и рассчитаны карты глубин залегания пикноклина и его интенсивности (рис. 5—7).

Особенности поведения пикноклина в море Скотия. Из рис. 5,а видно, что глубина залегания сезонного пикноклина в море Скотия колеблется от 10 до 87 м, однако в двух антициклонах (над банкой Бердвуд и у о-ва Эстадос) сезонный слой скачка плотности заглубляется до гораздо больших глубин (177 м). Характер изменения глубины залегания пикноклина по горизонтали имеет, если так можно выразиться, «сбросовый» вид — заглубления и поднятия имеют вид плато, а между ними глубина слоя скачка меняется очень быстро, почти скачкообразно. Весь район занимают участки заглубления пикноклина с характерными глубинами 35—38, 63—65, 85—90 м, а на глубины между этими характерными величинами приходится узкие области.

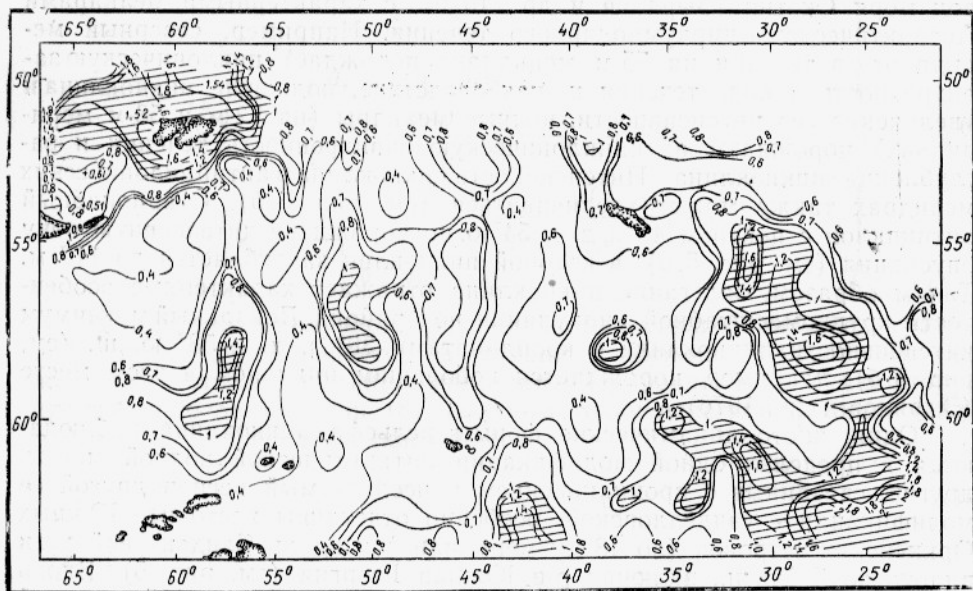
Отметим также меридиональную вытянутость форм возмущения рельефа пикноклина (см. рис. 5), что связано с характером циркуляции вод моря Скотия (Зырянов и др., 1976), с характерными меандрами Антарктического циркумполярного течения. Например, северный меандр этого течения на 55-м меридиане порождает циклоническую завихренность в поле течения и, как следствие, поджатие пикноклина и увеличение его интенсивности, южные меандры (на 52-м и 58-м меридианах) порождают антициклоническую завихренность течения и заглубления пикноклина. Интенсивность пикноклина в антициклонических меандрах также может увеличиваться (см. рис. 5,б). Стационарный антициклон с центром 49° з. д. и 54° ю. ш. порождает интенсивную зону опускания (см. рис. 5,а), в которой пикноклин заглубляется до 117 м. Таким образом, залегание пикноклина отражает характерные особенности крупномасштабной циркуляции вод района. Локальный максимум интенсивности пикноклина с координатами 38° з. д. и 58° ю. ш. (см. рис. 5,б), например, порождается небольшим циклоном в этом месте (Зырянов и др., 1976).

Одни, чисто динамические формы рельефа пикноклина наблюдаются в пределах одной модификации антарктической водной массы, другие, связанные с проникновением в исследуемый регион другой ее модификации — уэдделловской, особенно отчетливы восточнее Южных Оркнейских островов (по 43-му меридиану) и вдоль Сандвичевой дуги вплоть до 52° ю. ш., включая о-в Южная Георгия (см. рис. 5). Вдоль Южных Сандвичевых островов простирается «язык» 63—65-метровой заглубленности пикноклина и одновременно повышенной его интенсивности.

Сформулированный выше минимаксный принцип роли пикноклина в деятельности океана дает основание предполагать некоторые новые потенциально биопродуктивные районы, например, с координатами 47—50° з. д. и 54—56° ю. ш., а также южнее Сандвичевых островов. Наблюдается качественное совпадение в некоторых районах моря Скотия поведения пикноклина и областей подъема и опускания вод (Маслеников, Гаврилов, 1979).



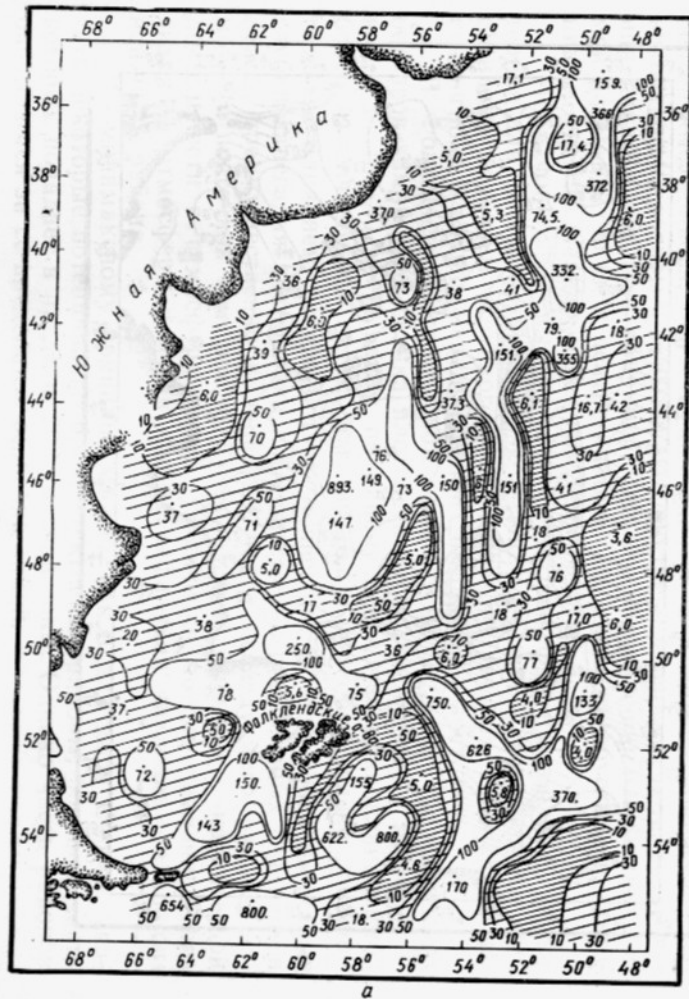
а



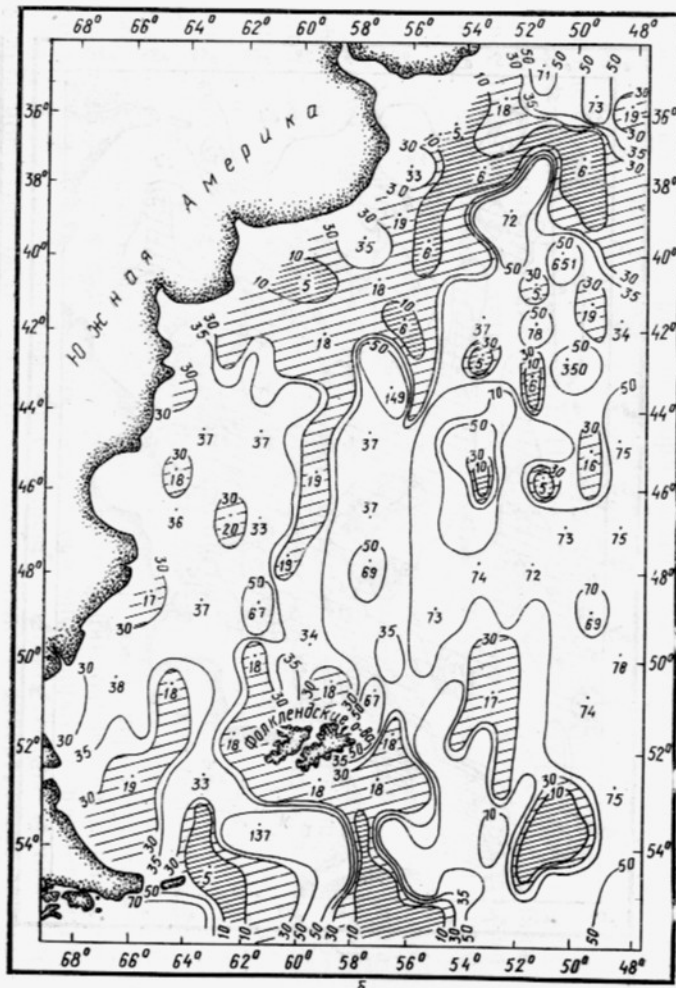
б

Рис. 5. Пикноклин в море Скотия летом:

а — глубина залегания пикноклина (заштрихованы области с глубиной залегания пикноклина не более 50 м), м; б — интенсивность пикноклина (масштабный множитель 10^{-7} г/см³; заштрихованы области с градиентами не менее $1 \cdot 10^{-7}$ г/см³).

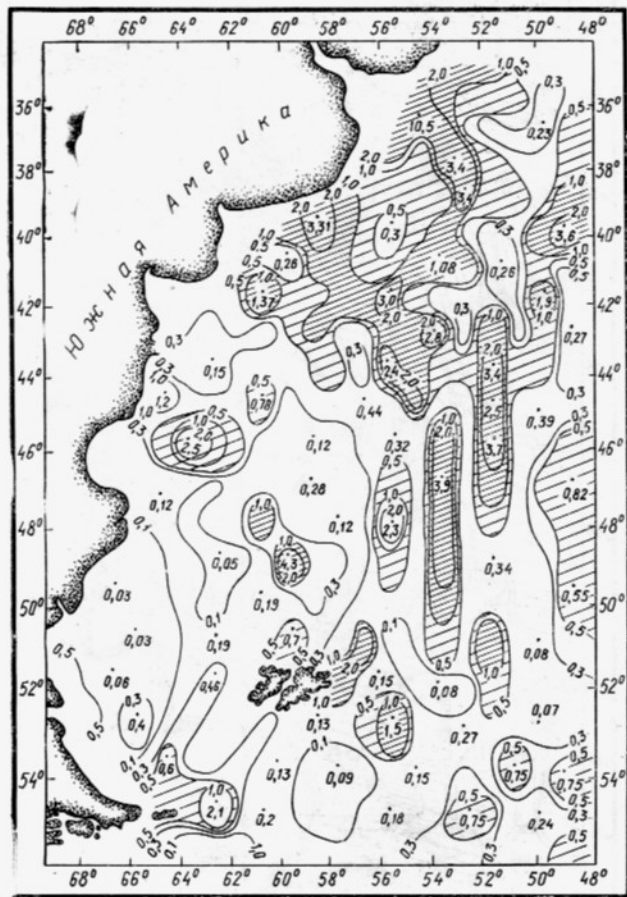


а

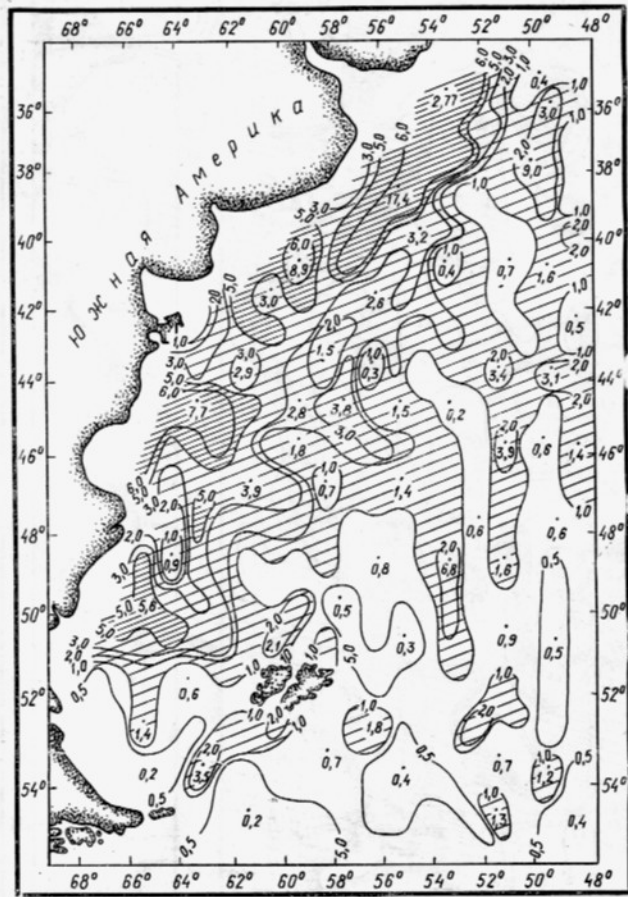


б

Рис 6. Глубина залегания (в м) пикноклина в Фолклендско-Патагонском районе зимой (а) и летом (б) (области с глубиной залегания не более 50 м для зимы и не более 30 м для лета — редкая штриховка; области с глубиной залегания не более 10 м — частая штриховка).



а



б

Рис. 7. Интенсивность пикноклина (масштабный множитель 10^{-7} г/см⁴) в Фолклендско-Патагонском районе зимой (а) и летом (б) (редкая штриховка — области с градиентами более $0,5 \cdot 10^{-7}$ г/см⁴ для зимы и не менее $1 \cdot 10^{-7}$ г/см⁴ для лета; частая штриховка — области с градиентами не менее $1 \cdot 10^{-7}$ г/см⁴ для зимы и $5 \cdot 10^{-7}$ г/см⁴ для лета).

Характеристика пикноклина для Фолклендско-Патагонского района. Основные характеристики пикноклина для этого района также являются следствием динамики вод района. Так, циклон у о-ва Эстадос ($54^{\circ}30'$ ю. ш. и 62° з. д.) поджимает пикноклин к поверхности до глубин 10 м (см. рис. 6). Антициклон над банкой Бердвуд, наоборот, заглубляет пикноклин до 137 м летом (см. рис. 6, б) и вплоть до глубин главного океанического пикноклина (~ 622 м) зимой (см. рис. 6, а). Несколько циклонических круговоротов восточнее Фолклендских островов (см. рис. 1) также подтягивают пикноклин к поверхности до глубин 5—17 м зимой (см. рис. 6, а) и до глубин 10—17 м летом (см. рис. 6, б). Как мы видели на примере моря Скотия, вторжение в район других водных масс или даже модификаций одной и той же водной массы проявляется в поведении рельефа пикноклина. В данном случае такими внешними водными массами являются воды Бразильского течения и пресные воды р. Ла-Платы. На рис. 6 и 7 отчетливо виден «язык» повышенной интенсивности пикноклина и малых глубин его залегания, простирающийся от устья р. Ла-Платы в юго-восточном направлении зимой и в южном — летом. Этот «язык» обусловлен исключительно пресными водами р. Ла-Платы.

Сложность динамики вод в том или ином районе иногда не позволяет с уверенностью сказать, как будет вести себя рельеф пикноклина в данном месте. Более того, даже получается иногда как бы обратный эффект — циклонические круговороты заглубляют пикноклин. Так обстоит дело с центральным циклоном, который примыкает к восточной периферии Фолклендского течения между широтами 40 — 47° ю. ш. (см. рис. 1, а, б). Казалось бы, раз это циклон, то всюду внутри него должна иметься зона подъема пикноклина, однако это не так. Из рис. 6, а, 7, а видно, что в области центрального циклона есть как области подъема пикноклина, так и области его заглубления. Это объясняется тем, что центральный циклон очень протяженный, имеет неровную меандрирующую форму и сам в себе формирует и циклонические и антициклонические меандры меньшие, чем в основном циклоне планетарного масштаба, но по интенсивности его превосходящие. Эти внутренние меандры могут порождать в объемлющем циклоне дивергентные и конвергентные области, области циклонической и антициклонической завихренности, которые и вызывают внутренние поджатия и заглубления пикноклина. Так, например, сильное заглубление пикноклина зимой на 45 — 47° ю. ш. в центре района (см. рис. 6, а) обусловлено антициклоническим меандром течения (см. рис. 1, а).

Меридиональная вытянутость форм рельефа пикноклина, характерная для центральной части Фолклендско-Патагонского района, обусловлена наличием струйного Фолклендского течения в западной части региона и сильно меандрирующих потоков — в восточной.

В Фолклендско-Патагонском районе на шельфе Фолклендских островов зимой слой скачка плотности заглубляется до 75 м, летом — всего до 18—30 м. В целом по району поведение пикноклина зимой более изменчиво, чем летом (см. рис. 6, а). Это обусловлено дополнительным влиянием осенне-зимней конвекции. Летом области малых глубин залегания пикноклина и одновременно повышенных градиентов лежат преимущественно в западной части исследуемого района, зимой — в восточной (см. рис. 6, 7), вследствие усиления циклонической деятельности в атмосфере зимой, увеличения потока циклонического вихря из атмосферы в океан и интенсификации циклонов — в восточной части района.

По минимаксному принципу можно, как и для моря Скотия, указать некоторые потенциально биопродуктивные районы, большая часть которых попадает в пределы 200-мильной зоны. Однако часть районов оказывается за ее пределами, особенно зимой.

При формулировании минимаксного принципа остался открытым вопрос о критериях малости глубин залегания и величине интенсивности пикноклина, связанный с проблемой влияния среды на те или иные биологические объекты, которая в настоящее время еще не решена. Можно предложить следующий подход к получению этих критериев: за верхний предел заглупления пикноклина принять, как уже отмечалось, глубину слоя фотосинтеза, а за нижний — тот градиент, который не разрушается при принятом верхнем пределе заглупления характерными для данного района штормовыми возмущениями.

Таким образом, рельеф пикноклина и его интенсивность, являясь прямым следствием динамики вод, в том числе и конвекционных движений, аккумулируют в себе все их особенности, позволяют лучше разобраться в последствиях циркуляционных особенностей динамики вод данного района, поэтому построение карт рельефа пикноклина и его интенсивности необходимо при изучении процессов обмена в океане.

Заключение

Численный расчет циркуляции вод Фолклендско-Патагонского района для лета и зимы южного полушария, а также проведенный ранее аналогичный расчет по динамике моря Скотия, позволяют утверждать, что обобщенная модель Экмана бароклинного океана с предложенными здесь граничными условиями дает в Антарктике хорошие результаты.

Стационарные циклоны и антициклоны в системе циркуляции вод Фолклендско-Патагонского района играют роль зон энергоснабжения кинетической энергией таких основных течений, как Фолклендское и Антарктическое придонное, «подпитываясь» в свою очередь вихревой энергией ветра.

Особенности динамики сезонного пикноклина в море Скотия и Фолклендско-Патагонском районе обусловлены циркуляционными особенностями динамики вод в этих районах. Зимой, помимо динамических причин, существенно влияет на рельеф пикноклина осенне-зимняя конвекция.

Хотя динамика пикноклина является следствием циркуляции вод, тем не менее карты рельефа пикноклина и его интенсивности дают обширную дополнительную информацию о процессах обмена в исследуемом регионе.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Елизаров А. А. Об океанологических условиях формирования пространственной неравномерности биологической продуктивности (на примере Северной Атлантики). — Вопросы промысловой океанологии Мирового океана (тезисы докладов). IV Всесоюзная конференция по промысловой океанологии. Мурманск, 1977, с. 19.

Зырянов В. Н., Масленников В. В., Гордиенко Г. П. Градиентные течения в море Скотия. — Океанология, 1976, № 5, с. 768—775.

Зырянов В. Н., Северов Д. Н. Циркуляция вод Фолклендско-Патагонского района и ее сезонная изменчивость. — Океанология, 1979, № 5, с. 782—791.

Зырянов В. В., Фельзенбаум А. И. К теории ветровой циркуляции в однородном океане с островами и впадинами. — Океанология, 1976, № 5, с. 776—781.

Ковалев А. Д., Федосеев А. Ф. Геострофическая циркуляция вод Фолклендско-Патагонского района. — Труды АтлантНИРО, 1977, вып. 63, с. 136—139.

Масленников В. В., Гаврилов В. П. О вертикальной составляющей скорости градиентно-конвекционного течения в море Скотия. — Труды ВНИРО, 1971, т. 87, с. 7—14.

Масленников В. В., Парфенович С. С. Некоторые черты динамики вод в районе Фолклендских островов. — Труды ВНИРО, 1979, т. СXXXIX, с. 62—69.

Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 303 с.

Марти Ю. Ю., Мартинсен Г. В. Проблемы формирования и использования биологической продукции Атлантического океана. — М.: Пищевая промышленность, 1969. — 267 с.

Самарский А. А. Введение в теорию разностных схем. — М.: Наука, 1971. — 505 с.

Таубер Г. М. Некоторые черты атмосферной циркуляции Южного и Северного полушарий. — Труды ГОИН, 1962, вып. 67, с. 3—117.

Хвацкий Н. В. Распределение вертикальной устойчивости водных слоев и ее межгодовая изменчивость в море Скотия. — Труды ВНИРО, 1974, т. 48, с. 51—58.

Ahlberg J. H., Nilson E. N., Walsh J. L. The theory of splines and their application. New York—London, Acad. Press, 1967, 352 p.

Le Pichon, Eitterm S. L., Ludwig W. J. Sediment transport and distribution in the Argentine basin. — Physics and Chemistry of the Earth, 1971, v. 8, p. 1—48.

Le Pichon, Ewing M., Eitterm S. L., Ludwig W. J. Antarctic bottom current passage in Brazil basin. — Physics and Chemistry of the Earth, 1971, v. 8, p. 49—96.

Lusguinos A. J., Valdes A. J. Aportes al conocimiento de las masas de agua del Atlantico Sudoccidental—Publico. Serv. de Hidrogr. Naval (Argentina). 1971, N 659, p. 5—48.

Hart T. J. Report on trawling surveys on the Patagonian continental shelf. — Disc. Rep. v. XXIII, Cambridge, 1946, p. 242—244.

Wyrtki K., Mageard L., Hager J. Eddy energy in the oceans. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 15, p. 2641—2646.

Wüst G. Stromgeschwindigkeiten und Stromengen in den Tiefen des Atlantischen Ozeans. — Wiss. Ergeb. Deutschen Atlantischen Expedition „Meteor“ 1925—1927, 1957, v. 6, part 2, p. 261—420.

The dynamics of waters in the Southwest Atlantic and characteristics of the pycnocline

Zyryanov V. N.

S U M M A R Y

The currents in the Falkland—Patagonian area in summer and winter of the South hemisphere are calculated on the basis of the mean long-term density field. The depth and intensity of the seasonal pycnocline in the Sea of Scotia (in summer) and Falkland—Patagonian area (in summer and winter) are also estimated. The main characteristics of the pycnocline are formed under the influence of water circulation. In winter the relief of the pycnocline is more complicated because of convection which arises when the active layer of the ocean is cooled. The relief of the pycnocline is found to be of a stepped character.

УДК 551.463 + 551.465(923)

ОСОБЕННОСТИ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ТИХООКЕАНСКОМ СЕКТОРЕ АНТАРКТИКИ

В. В. Попков

Известно, что воды Южного океана — одни из наиболее продуктивных в Мировом океане. Особенно богат фито- и зоопланктоном район, прилегающий к Антарктиде, благодаря некоторым особенностям гидрологического режима и рельефа дна.

Исследования тихоокеанского сектора Антарктики в основном посвящены изучению циркуляции вод, строению и происхождению водных масс (Григорьев, 1969; Леденев, 1961; Максимов, 1960; Топорков, 1968; Трешников и др., 1966; Трешников, 1968; Трешников и др., 1976; Деасоп, 1937; Gordon, 1967, 1975). Однако недостаток данных и неравномерное распределение станций не позволили дать полную картину поля течения и выявить его мезомасштабную структуру. Кроме того, оставались практически неизученными северо-западная часть шельфа Антарктического полуострова и юго-западная область котловины Беллинсгаузена.

Исследования, проведенные советскими и зарубежными экспедициями в 1966—1976 гг. в Южном океане, дают возможность детально рассмотреть циркуляцию вод и выявить некоторые особенности в распределении океанологических характеристик в тихоокеанском секторе Антарктики.

В предлагаемой работе район исследования ограничен с юга побережьем материка, с севера — 60° ю. ш., с запада — 145° в. д., с востока — 60° з. д. Используются данные гидрологических станций, выполненных в основном летом 1970—1977 гг. (январь — март). Всего использовано 700 станций.

Расчет геострофических течений проводился динамическим методом. За отсчетную принята поверхность 1000 дбар. Исследованиями, проведенными ранее (Ботников, 1969; Максимов, 1960), выявлено, что ввиду сравнительно слабой стратификации вод в Антарктике положение отсчетной поверхности не оказывает существенного влияния на изменение направления движения вод. Действительно, сопоставление карты динамической топографии поверхности моря, вычисленной относительно 1000-децибаровой поверхности, с аналогичными картами, полученными относительно условной поверхности 2500 дбар (Gordon, 1967) и относительно «абсолютной» нулевой поверхности (Григорьев, 1969), показало их значительное подобие. Приводка динамических высот для мелководных станций осуществлялась графической экстраполяцией удельного объема воды на разрезе в фиктивной водной массе (Зубов, Мамаев, 1956; Фомин, 1961). Карты динамической топографии построены для горизонтов 0, 100, 200 м, динамические горизонталы проведены через 50 дин. мм.

Устойчивость вычислялась по формуле Хессельберга и Свердрупа. По данным расчетов построены карта распределения максимальных величин устойчивости и карта топографии слоя максимальных величин устойчивости.

Исходя из особенностей распределения температуры, солёности, устойчивости и геострофических течений, а также рельефа дна целесообразно в тихоокеанском секторе Антарктики выделить следующие районы:

юго-восточная часть тихоокеанского сектора Антарктики, ограниченная с севера 60° ю. ш., с юга — побережьем материка, с запада — 120° з. д., с востока — 60° з. д., с обширными шельфовыми участками глубиной около 500 м, расположенными в морях Амундсена, Беллинсгаузена и на Антарктическом полуострове, а также с глубоководными районами, расположенными в восточной части котловины Беллинсгаузена с глубинами, превышающими 4000 м;

район западной части котловины Беллинсгаузена, ограниченный с севера 60° ю. ш., с востока — 120° з. д.; с запада граница условно проходит по линии мыс Адер — точка с координатами 60° ю. ш., 150° з. д., с юга — по линии мыс Адер — Берег Сондерса; глубины в районе превышают 3000 м;

район моря Росса, с запада и юга ограниченный побережьем Антарктиды, с севера и востока — материковым склоном. Глубины в районе в основном составляют 600—700 м. Особенности рельефа — наличие банки Пеннелл (75° ю. ш., 174° в. д.) с глубинами менее 200 м и двух желобов, простирающихся вдоль 170° з. д. и 170° в. д., с глубинами более 700 м;

район островов Баллени, на юге ограниченный побережьем Антарктиды, на севере — 60° ю. ш., на западе — 145° в. д.; на востоке граница проходит по линии мыс Адер — точка с координатами 60° ю. ш., 150° з. д. В этом районе сложная топография дна, множество банок и поднятий с глубинами 1000—1500 м чередуются с областями, глубиной более 2000 м.

Гидрологические условия в юго-восточной части тихоокеанского сектора Антарктики. Распределение температуры. Существенной чертой поля температуры на всех горизонтах в центральной части района является зональное распределение изотерм (рис. 1). На западе и востоке зональный характер в распределении изотерм нарушается. На западе они под влиянием отклонившегося потока Антарктического циркумполярного течения направлены к Антарктиде, а на востоке — следуют вдоль побережья Антарктического полуострова. Значения температуры понижаются с севера на юг — от 5°C на севере до минус $1,5$ — $1,8^{\circ}\text{C}$ вблизи материка. Обращает на себя внимание меандрирующий характер изотерм, наиболее отчетливо проявляющийся на поверхности с изотермами 0°C и минус 1°C , что приводит к чередованию участков с повышенной и пониженной температурой воды вдоль широты. Меандрирование изотерм обусловлено, видимо, поступлением холодных шельфовых вод, чему способствует большое количество вихревых образований, наблюдающихся здесь.

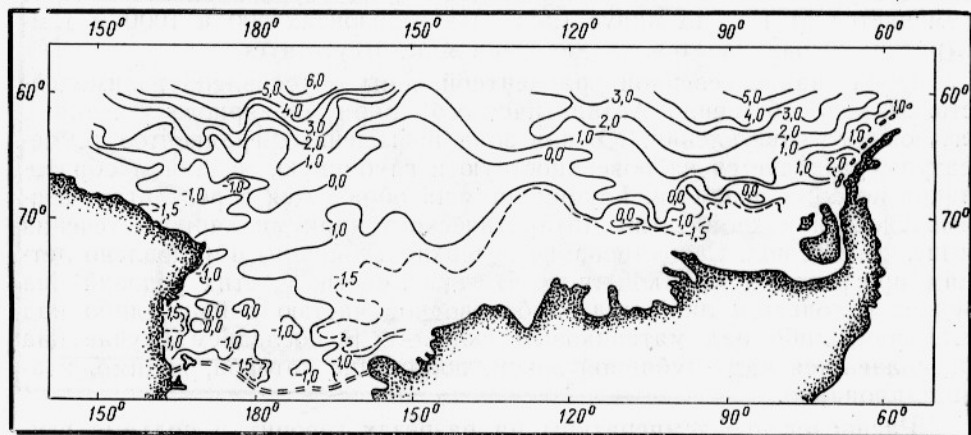


Рис. 1. Распределение температуры на поверхности.

На некоторых участках вблизи материка постепенное понижение температуры сменяется ее увеличением. Так, севернее моря Амундсена температура воды на поверхности составляет $0,5$ — $0,7^{\circ}\text{C}$, при этом температура окружающих вод не превышает минус 1°C . В районе Антарктического полуострова повышение температуры выражено более отчетливо и прослеживается от о-ва Аделейд до архипелага Палмера. Здесь температура воды вблизи материка достигает $3,26^{\circ}\text{C}$ (по данным НПС «Академик Книпович», 1976—1977), в то время как мористее ее значения не превышают 1°C . Столь необычное распределение температуры вблизи материка обусловлено в основном господствующими ветрами, а в районе Антарктического полуострова — еще и стоковыми ветрами. Эти ветры вызывают ранний взлом и вынос льда из района, что приводит к более длительному по сравнению с окружающими водами прогреву поверхностных вод. Кроме того, таяние принесенного стоковыми ветрами снега значительно понижает соленость поверхностного слоя (по данным НПС «Академик Книпович», в 1976—1977 гг. соленость вблизи о-ва Аделейд составляла 32‰), что создает устойчивую стратификацию и способствует более эффективному прогреву поверхностных вод. Кроме того, на поверхности выделяются зоны повышенных градиентов температуры.

Северная зона в районе 62 — 60° ю. ш. простирается от 105 до 75° з. д.; ее ширина составляет 100 — 150 км, температура изменяется от

5 до 3° С. С глубиной зона прослеживается так же отчетливо, как и на поверхности, лишь несколько уменьшаются абсолютные значения температуры на горизонте 150 м — от 3 до 1° С. На глубинах 500—800 м зона постепенно трансформируется и на горизонте 1000 м не прослеживается. Южная зона наблюдается вблизи материкового склона и особенно отчетлива севернее моря Беллинсгаузена. Ее ширина изменяется от 70—100 км на 120—110° з. д. до 180—220 км на 100—80° з. д., а температура — от 1° С до минус 1,5° С. Зона отчетливо прослеживается лишь в верхнем 50-метровом слое; с глубиной она постепенно сменяется к северу (на горизонте 50 м на 180—220 км). На горизонте 75 м вблизи материкового склона температура воды распределяется довольно равномерно (от минус 1° С до минус 1,5° С) и зона не прослеживается. Но на горизонте 150 м зона вновь выделяется. Температура в ней изменяется от 0° С до минус 1,5° С, причем, как и на поверхности, зона отчетливо выражена на участке от 120 до 80° з. д. и слабо — в районе шельфа Антарктического полуострова. С глубиной температура воды в зоне увеличивается и на горизонтах 200—300 м изменяется от 1° С до минус 1,5° С. На горизонтах 500 и 1000 м температура выравнивается, градиентная зона отсутствует.

Образование северной градиентной зоны обусловлено взаимодействием вод собственно Антарктического циркумполярного течения и его южного ответвления. Южная зона повышенных градиентов температуры разделяется на поверхностную и глубинную, механизм образования которых различен. Глубинная зона образуется в результате взаимодействия южной ветви Антарктического циркумполярного течения и шельфовых вод. Существование поверхностной зоны обусловлено летним прогревом и кромкой льда. В зависимости от этих условий она может находиться либо над глубоководной частью района, либо над шельфом, либо над материковым склоном. В последнем случае она располагается над глубинной зоной, положение которой, видимо, квазистационарно.

Распределение температуры на разрезах говорит о подъеме глубинных вод к поверхности в районе материкового склона. Толщина холодного промежуточного слоя в этом районе не превышает 75 м. Ширина зоны подъема постепенно уменьшается от 210 до 270 км на 120° з. д. до 80—100 км в районе пролива Дрейка. Подъем вод прослеживается лишь до глубин 150—100 м, дальнейшему выходу их к поверхности препятствует холодный остаточный зимний слой. Принято считать, что зона подъема вод в Южном океане — результат действия квазистационарных циклонов. В восточной части тихоокеанского сектора Антарктики летом квазистационарный циклон отсутствует (Таубер, 1956), что подтверждено данными, полученными на НПС «Академик Книпович» летом 1976—1977 гг. Проходящие циклоны, видимо, существенно не влияют на подъем вод, так как их прохождение обычно завершается тыловым вторжением антарктического воздуха и распространением в северном направлении полярного антициклона, который и компенсирует действия циклонов. Исходя из этого, можно предположить, что подъем теплых вод к поверхности в рассматриваемом районе летом обусловлен в основном рельефом дна. Подтверждается это и местонахождением зоны подъема вод вдоль материкового склона.

Распределение солёности. В отличие от распределения температуры распределение солёности на поверхности носит менее сложный характер (рис. 2). Ее значения в целом уменьшаются от 34,10‰ на севере до 32,80‰ у кромки льда. Однако это изменение происходит скачкообразно. В районе между 60 и 67° ю. ш. величина солёности постепенно понижается от 34,10 до 33,80‰, т. е. изменение солёности на 7—8 градусов широты составляет всего 0,3‰. Южнее,

вплоть до 70—71° ю.ш. значения солёности резко уменьшаются до 32—33‰, т. е. величина солёности изменяется на 1—1,5‰ на расстоянии 180—200 км. Далее к побережью солёность снова постепенно повышается и над шельфом ее значения составляют 33,5‰. Таким образом, в районе 68—71° ю.ш. выделяется зона пониженной солёности, которая прослеживается от 115° з.д. до 75° з.д. Ширина зоны на 115—110° з.д. составляет 450—550 км, а в районе островов Аделейд и Палмера не превышает 50—75 км.

Существование зоны обусловлено таянием льдов. Ее ширина в зависимости от интенсивности Антарктического циркумполярного течения и распространения плавучих льдов, видимо, может колебаться от года к году, но, учитывая достаточную стабильность, гидрометеорологических процессов в прибрежных районах Антарктики, можно предположить, что эти колебания невелики, и зона носит квазистационарный характер.

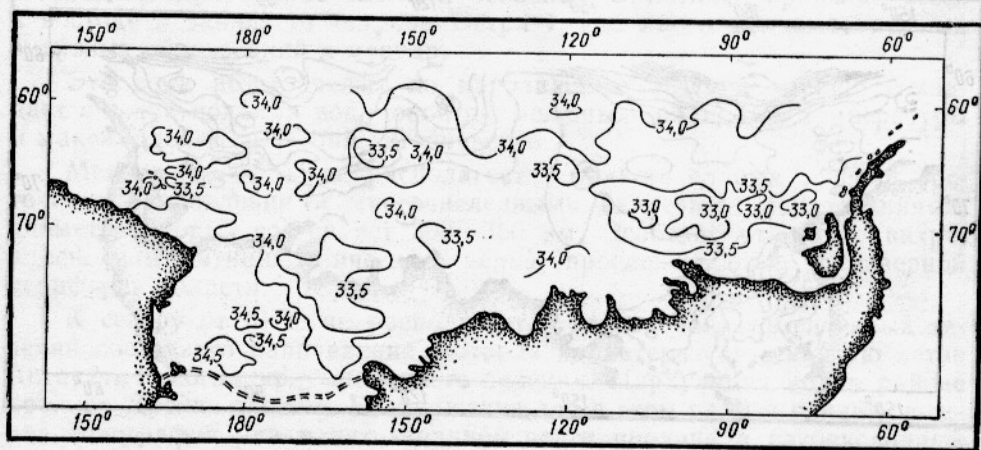


Рис. 2. Распределение солёности на поверхности.

Зона пониженной солёности отчетливо прослеживается лишь в поверхностном слое. Уже на глубине 30 м горизонтальные градиенты солёности резко уменьшаются (0,2—0,3‰ на 150—200 км) и зона не прослеживается. На горизонте 75 м меняется характер пространственного распределения солёности. На этой глубине значения солёности, постепенно понижаясь в направлении к матерiku, вблизи материкового склона увеличиваются, и на горизонтах 100, 150 и 200 м отчетливо выделяется зона повышенной солёности (34,25—34,60‰). Вызванная подъемом теплых глубинных вод зона прослеживается вдоль материкового склона от моря Амундсена до Южных Шетландских островов.

Более отчетливо выражена зона в районе моря Амундсена, где ее ширина составляет 100—150 км. К востоку от полуострова Терстон зона имеет прерывистый характер, что может указывать на различную интенсивность поднятия глубинных вод. На горизонте 300 м зона, трансформируясь в полосу шириной 300—350 км, охватывает весь шельф Антарктического полуострова. На глубинах 500 и 1000 м после солёности выравнивается, ее значения постепенно увеличиваются по направлению к матерiku от 34,3‰ на 60° ю.ш. до 34,7‰ вблизи материкового склона.

По вертикали солёность распределяется более равномерно, чем температура, ее значения постепенно увеличиваются с глубиной. Вбли-

зи материкового склона изохалины, как и изотермы, выпуклы, что указывает на подъем глубинных вод к поверхности.

Динамика вод. Из анализа карт динамической топографии (рис. 3) следует, что на всех горизонтах циркуляция вод остается практически постоянной, лишь несколько уменьшается интенсивность течения с глубиной. В отличие от ранее полученных схем отмечена значительная неоднородность поля геострофических течений. В районе выделяются две зоны интенсивных течений восточного направления. Южная зона узкой полосой распространяется вдоль материкового склона, северная — простирается вдоль 61—62° ю. ш. Эти зоны делят исследуемый участок на несколько областей с характерными формами циркуляции, которые отчетливо выделяются лишь в центральной части исследуемого района, в восточной и западной частях они сливаются.

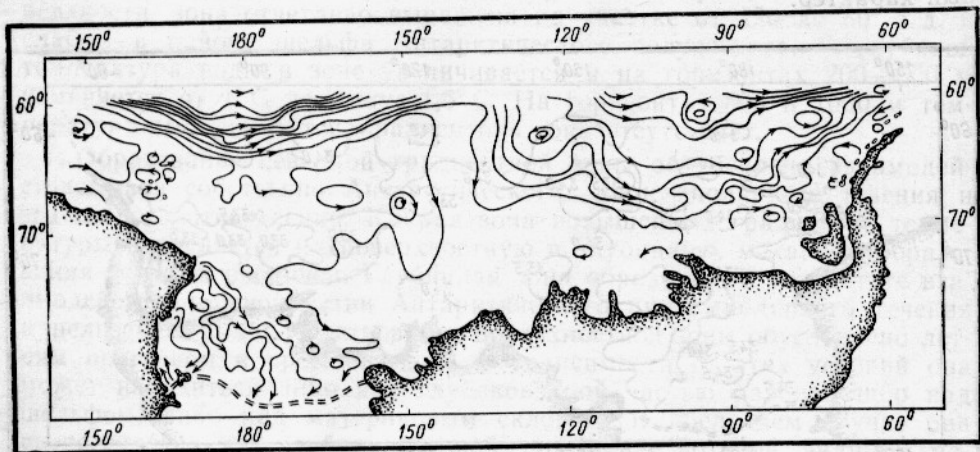


Рис. 3. Карта динамической топографии поверхности (относительно 1000 дБ).

Южная область простирается от берегов Антарктиды до материкового склона, включая шельф Антарктического полуострова, и характеризует прибрежную циркуляцию вод. Основная особенность этой циркуляции заключается в наличии вихревых образований различного масштаба и знака, возникновение которых обусловлено трением сдвига потока восточного направления, а также рельефом дна и конфигурацией берегов. На шельфе моря Беллинсгаузена образуется обширный циклонический круговорот. Разреженность изолиний динамических высот показывает, что скорости течения в нем незначительны. Малые скорости течения и наличие зоны повышенных градиентов температуры вдоль материкового склона обуславливают слабый водообмен с окружающими водами, на что указывает, в частности, постоянное наличие льда в этом районе. Вихри различного знака на шельфе Антарктического полуострова определяют ячеистую структуру течений. Однако они прослеживаются только в поверхностном слое. На глубинах 100 и 200 м наблюдается слабый меандрирующий поток вод вдоль шельфа на северо-восток. Меандры, как правило, располагаются в местах глубоких каньонов, которые пересекают материковый склон и выходят на шельф полуострова. Поток вод на северо-восток на шельфе полуострова, видимо, обусловлен влиянием зоны подъема вод, расположенной вдоль материкового склона и вызывающей подъем уровня моря, достаточный для возникновения стоковых течений, которые и определяют циркуляцию вод на шельфе полуострова в подповерхностных слоях.

На поверхности же, в результате взаимодействия дрейфовых и стоковых течений, направленных навстречу друг другу, создаются многочисленные вихревые образования.

На шельфе моря Амундсена по аналогии с морем Беллинсгаузена можно предположить существование слабо выраженной циклонической циркуляции.

Севернее шельфовой зоны, над материковым склоном, прослеживается зона интенсивных течений восточного направления, которая распространяется в районе моря Беллинсгаузена и Антарктического полуострова. В районе моря Амундсена зона отклоняется к северу и на 130° з.д. выходит за пределы исследуемого района. Усиление течения в зоне, видимо, обусловлено значительным изменением рельефа дна в районе материкового склона, где глубина изменяется от 3000 до 5000 м на расстоянии 10—15 км. С рельефом дна связано также интенсивное меандрирование течения, особенно отчетливо проявляющееся к востоку и западу от острова Петра I, где много мелкомасштабных вихревых образований и меандр.

Эта зона неустойчивых по направлению течений хорошо совпадает с зоной подъема вод, зоной повышенных градиентов температуры и максимальных значений устойчивости.

Между $66-71^\circ$ ю.ш. располагается область слабых течений восточного направления и многочисленными вихревыми образованиями, диаметр которых составляет 300—350 км. Особенно отчетливо вихри, в основном антициклонического знака, прослеживаются на северной периферии области.

К северу от 61° ю.ш. располагается вторая зона интенсивных течений восточного направления, которая характеризует основную ветвь Антарктического циркумполярного течения. Циркуляция вод в районе пролива Дрейка сложна. На движение вод в этом районе влияет сложная топография дна в юго-западной части пролива и глубоководный желоб вблизи Южных Шетландских островов. Рельеф дна вызывает отклонение потока вод на север и образование циклонических и антициклонических вихрей. Южная периферия одного из циклонических круговоротов, находящихся в южной части пролива, обуславливает существование течения над шельфом Южных Шетландских островов, направленного с северо-востока на юго-запад. Южнее островов поток трансформируется и на шельфе Антарктического полуострова не прослеживается.

Распределение устойчивости (рис. 4). На экватории от 60 до $67-68^\circ$ ю.ш. ее значения в большинстве случаев не превышают 500 усл. ед. и лишь на некоторых участках севернее Южных Шетландских островов — более 1000 усл. ед. К югу от $67-68^\circ$ ю.ш. величина устойчивости резко возрастает и примерно на широте 70° ю.ш. достигает наибольших величин (иногда более 9000 усл. ед.). Далее к материку устойчивость снова понижается, образуя, таким образом, зону повышенных значений, южная граница которой простирается вдоль материкового склона и охватывает шельф Антарктического полуострова вплоть до Южных Шетландских островов. Градиент устойчивости в зоне на некоторых участках достигает 6000 усл. ед. на 1° широты, а ее ширина изменяется от 450—550 км в районе моря Амундсена до 180—230 км на шельфе полуострова. Несмотря на значительные вертикальные градиенты температуры в этом районе, вертикальная устойчивость в основном характеризуется E_c .

Максимальные величины устойчивости приходятся на слой 0—25 м (рис. 5). С глубиной величина вертикальной устойчивости быстро падает и на горизонте 150—200 м не превышает 100—200 усл. ед. Нали-

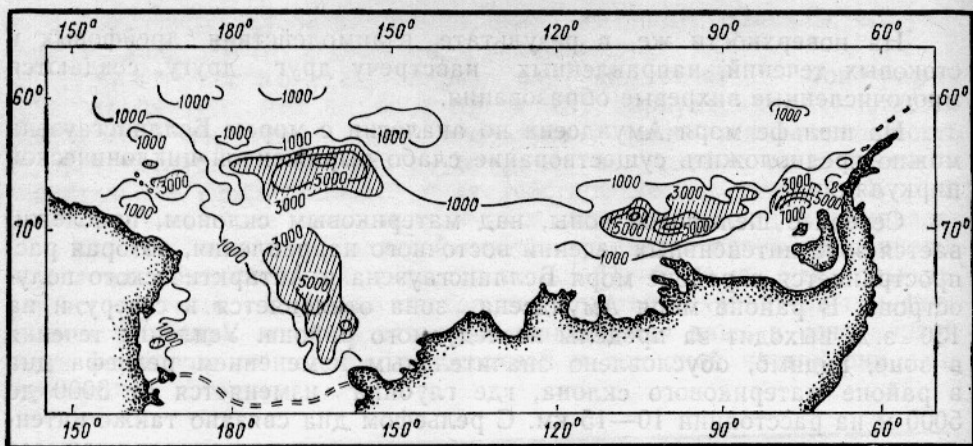


Рис. 4. Распределение максимальных величин устойчивости.

чие значительной устойчивости в поверхностном слое, видимо, в большей степени определяет вертикальный обмен в этих районах. Воды Антарктического циркумполярного течения и его южной периферии, как и воды шельфовой зоны, характеризуются незначительными величинами устойчивости. Ее максимальные значения наблюдаются в зоне смешения шельфовых вод и вод южной периферии Антарктического циркумполярного течения, характеризующуюся высокими градиентами температуры, солёности и подъемом теплых вод.

Наибольшим величинам устойчивости, как правило, соответствует наименьшая глубина их залегания, причем зона наименьшей глубины залегания E_{\max} , так же как и величина E_{\max} , имеет наибольшую ширину в районе моря Амундсена и довольно быстро уменьшается по направлению на восток.

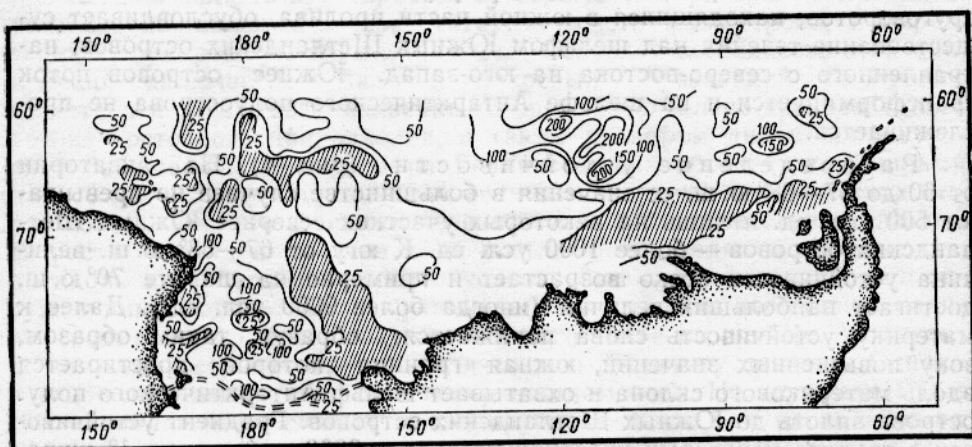


Рис. 5. Глубина залегания максимальных величин устойчивости.

Гидрологические условия в районе о-вов Баллени. Распределение температуры. В этом районе, так же как и в восточном, распределение температуры на поверхности в целом носит зональный характер (см. рис. 1). Ее значения уменьшаются по направлению к ма-

терику от 6°C на севере района до минус $1,5^{\circ}\text{C}$ вблизи побережья, причем область шельфовых вод, температура которых на поверхности составляет менее минус $1,5^{\circ}\text{C}$, занимает небольшой участок к востоку от моря Дюрвиля. Изотермы, следуя в основном параллельно побережью Антарктиды в восточной части района, примерно на 180° з. д. резко отклоняются к северу. Так, отклонение изотермы 0°C составляет $6-7$ градусов широты. Температура воды понижается по направлению к материку неравномерно. В северной части района на $3-4$ градуса широты она изменяется на $4-5^{\circ}\text{C}$, образуя зону повышенных градиентов температуры шириной $350-400$ км, которая простирается вдоль южного тихоокеанского поднятия. Далее к югу понижение температуры протекает медленнее: начиная от 65° ю. ш. оно составляет 1° на $300-350$ км. В верхнем 50-метровом слое характер распределения температуры почти не меняется. С глубиной расширяется область низких температур (менее минус $1,5^{\circ}\text{C}$), которая широкой полосой ($450-500$ км) простирается с запада на восток и охватывает район о-вов Баллени. Кроме того, изотермы, на поверхности отклоняющиеся к северу, имеют широтное распределение. Градиентная зона несколько смещается к востоку, сохраняя выгнутую форму.

Постепенное понижение температуры по направлению к материку на некоторых участках нарушается зонами повышенных температур, образованных в результате подъема теплых промежуточных вод. Так, севернее моря Дюрвиля отчетливо прослеживается зона с температурой воды более 1°C , в то время как температура окружающих вод не превышает минус $0,5-0,4^{\circ}\text{C}$. На горизонте 100 м зона повышенных градиентов температуры разделяется на южную и северную. Северная зона простирается от 60 до 63° ю. ш., температура в ней изменяется от 4 до 1°C , а на некоторых участках — до 0°C . Южная зона более отчетливо проявляется в западной части района, где температура изменяется от 1°C до минус $1,5^{\circ}\text{C}$. С увеличением глубины северная зона трансформируется и на горизонте 300 м практически не прослеживается, а южная, наоборот, отчетливо проявляется до горизонта 500 м. Лишь на глубине 1000 м поле температуры выравнивается и зона не прослеживается. Интервал изменения температуры в южной зоне (от 1°C до минус $1,5^{\circ}\text{C}$) сохраняется на всех горизонтах, однако зона отчетливо выражена лишь в западной части района (севернее моря Дюрвиля), в восточной части она размывается, что, видимо, обусловлено сложным рельефом дна.

Распределение солёности. В отличие от распределения температуры распределение солёности имеет мозаичный характер (см. рис. 2), какой-либо зональности не выявляется. На фоне пониженной солёности ($33,75-33,90\%$) выделяются участки солёностью более 34% . Один из них находится севернее о-вов Баллени и распространяется от 160 до 180° з. д., другой — южнее островов узкой полосой простирается на восток, вдоль побережья Антарктиды. В западной части района (до 160° в. д.) солёность распределена равномерно ($33,6-33,8\%$). В районе о-вов Баллени она распределена наиболее мозаично, здесь чередуются участки солёностью меньшей или большей 34% , причем горизонтальные градиенты солёности составляют $0,5-0,6\%$ на $30-50$ км. Видимо, различная интенсивность таяния льдов, образующихся вблизи о-вов Баллени зимой, и приводит к мозаичности в распределении солёности, которая однако сохраняется лишь до глубины 50 м. На этом горизонте проявляются некоторые черты зональности. Солёность постепенно увеличивается по направлению к материку от $33,9\%$ на севере до $34,3-34,4\%$ вблизи материка. При этом в отличие от поверхностного слоя значения солёности в основном превыша-

ют 34‰, а воды соленостью менее 34‰ наблюдаются лишь в северной части района до 65° ю. ш., на небольших участках вблизи побережья и на западе района.

С глубиной характер распределения солености не меняется, но увеличение значений солености более отчетливо проявляется в районе о-вов Баллени, где выделяется обширная, охватывающая практически всю центральную часть района, область с соленостью более 34,5‰, которая на горизонте 200 м простирается через весь район с запада на восток. Ширина зоны составляет 500—600 км, но к востоку от о-вов Баллени она увеличивается до 900 км и распространяется вплоть до материка в районе мыса Адер. В западной и центральной прибрежных областях наблюдается узкая полоса вод пониженной солености. На глубине 1000 м поле солености выравнивается, ее значения изменяются от 34,75‰ на севере до 34,7‰ вблизи побережья. Но и на этой глубине отмечаются участки с соленостью менее 34,7‰.

Динамика вод. В районе наблюдается значительная неоднородность поля течений (см. рис. 3). Отчетливо выделяются две области. Северная зона характеризуется интенсивными течениями восточного направления, представляющими основную струю Антарктического циркумполярного течения, следующую вдоль южного тихоокеанского поднятия. Значительное сгущение динамических линий в этом районе говорит о довольно интенсивном течении. Зона распространяется от 150° в. д. до 150° з. д., ширина ее не превышает 450—470 км. К югу от северной зоны вплоть до материка располагается область неустойчивых течений с многочисленными вихревыми образованиями циклонического и антициклонического вида, особенно в районе о-вов Баллени (наибольшее их количество располагается в районе о-ва Янг). Ряд мелких циклонов образуются над материковым склоном в районе моря Дюрвиля, а над шельфом прослеживается слабый поток вод западного направления. На горизонтах 100 и 200 м характер циркуляции практически не изменяется.

Распределение устойчивости. В районе о-вов Баллени распределение устойчивости довольно неравномерное (см. рис. 4). В центральной части района величина устойчивости более 1000 усл. ед. В западной части района эта область распределяется от 60° ю. ш. до побережья Антарктиды, затем постепенно, а восточнее о-вов Баллени резко сужается до 100—150 км. Далее к востоку зона также резко расширяется. В северной и прибрежных частях района, примерно к востоку от 155° в. д., довольно обширные области пониженной устойчивости (в основном 500—600 усл. ед.). Переход от малоустойчивой зоны к зоне повышенных значений резок: горизонтальный градиент устойчивости составляет 1000—2000 усл. ед. на 30—50 км. Зона максимальной устойчивости, как и на востоке тихоокеанского сектора Антарктики, приурочена к областям неустойчивых течений, характеризующихся интенсивным меандрированием и вихреобразованием.

Максимальные величины устойчивости наблюдаются в слое 0—25 м (см. рис. 5). Ее наибольшие значения (около 5000 усл. ед.) отмечены к востоку от о-вов Баллени. Однако в отличие от восточного района здесь не образуется непрерывной зоны наименьших глубин ее залегания, а участки с наименьшей глубиной распределены мозаично, особенно в районе о-вов Баллени, где небольшие участки с незначительными глубинами залегания максимальных значений устойчивости перемежаются с участками, на которых глубина залегания этих значений составляет 60—80 м. Такое чередование глубин, видимо, обусловлено сложной динамикой вод в этом районе, однако какой-либо приуроченности участков с наименьшей или наибольшей глубиной залегания максимальной устойчивости к определенным видам вихревых образований не прослеживается.

Гидрологические условия в районе западной части котловины Беллинсгаузена. Распределение температуры воды. В этом районе распределение температуры воды на поверхности в целом носит зональный характер (см. рис. 1). Ее значение медленно уменьшается по направлению к матерiku. Однако, если в двух первых районах температура изменялась от $5-6^{\circ}\text{C}$ на севере до минус $1,5^{\circ}\text{C}$ вблизи материка, то в этом районе она изменялась от 1°C на севере района (60° ю. ш.) до минус $1,7^{\circ}\text{C}$ вблизи материка. В южной части района отчетливо выражен язык холодных шельфовых вод с температурой ниже минус $1,5^{\circ}\text{C}$, вытянутый с востока на запад. Его существование, видимо, обусловлено потоком прибрежных вод, прослеживающегося от западной границы моря Амундсена. С продвижением на запад уже на 140° з. д. изотерма минус $1,5^{\circ}\text{C}$ несколько прижимается к берегу. Язык холодных вод, постепенно выклиниваясь, достигает 165° з. д.

В районе можно условно выделить две зоны слабо выраженных повышенных горизонтальных градиентов температуры. Однако даже эти незначительные градиенты хорошо показывают границы разных структур вод. Северная градиентная зона прослеживается на $63-65^{\circ}$ ю. ш. от 150 до 120° з. д., температура в ней изменяется от 1 до 0°C . Она характеризует границу между собственно водами Антарктического циркумполярного течения и его южной периферией. Южная зона прослеживается на 70° ю. ш., между 160 и 120° з. д., температура в ней изменяется от минус 1 до минус $1,5^{\circ}\text{C}$. Она характеризует границу между собственно шельфовыми водами и водами южной периферии Антарктического циркумполярного течения. На 140° з. д. северная зона опускается к матерiku на $3-4^{\circ}$ широты, а южная — отклоняется к северу от 70 до 66° ю. ш. В восточном районе эти зоны сливаются.

С увеличением глубины характер распределения температуры остается практически неизменным, наблюдается лишь незначительное распространение вод с температурой ниже минус $1,5^{\circ}\text{C}$ на запад и на север. Так, на горизонте 50 м изотерма минус $1,5^{\circ}\text{C}$ достигает 180° з. д. и даже перескакает его. При этом южная градиентная зона выравнивается и распространяется в широтном направлении примерно вдоль 68° ю. ш. и отчетливо прослеживается во всем районе, постепенно смещаясь к северу, а северная зона остается в том же районе, что и на поверхности.

На горизонте 75 м температура воды в основном ниже минус $1,5^{\circ}\text{C}$, лишь на северо-востоке прослеживается небольшой участок с положительной температурой воды. Такое распределение температуры сохраняется до горизонта 100 м. На глубине 150 м воды с температурой ниже минус $1,5^{\circ}\text{C}$ лишь узкой полосой прослеживаются вдоль побережья Антарктиды. Не наблюдается и зонального характера в распределении температуры, как это отмечено на поверхности. В основном температура воды в районе превышает минус 1°C и на этом фоне выделяются участки с температурой воды выше 0°C , иногда до $0,6-0,8^{\circ}\text{C}$. Такая картина распределения температуры могла возникнуть в результате использования данных, полученных в различные годы. Однако вероятно и то, что в этом районе на горизонте 150 м на некоторых участках проявляется влияние теплой глубинной водной массы, подъем которой обусловлен наличием большого количества вихревых образований. На горизонте 200 м вблизи материкового склона выделяется язык теплых вод с температурой выше $1,5^{\circ}\text{C}$, вытянутый с востока на запад, который простирается практически в том же районе, что и язык холодных вод на поверхности. Язык теплых вод с увеличением глубины постепенно смещается к матерiku. Можно предположить, что и на поверхности, и на глубине $300-500$ м поток вод в основном направлен с востока на запад (что было отмечено Григорьевым, 1969) и

характеризует южную периферию обширной циклонической циркуляции, слабо выраженной в этом районе.

Абсолютные значения температуры в рассматриваемом районе ниже, чем в окружающих водах. Так, температура воды на горизонте 300 м составляет $1,3-1,4^{\circ}\text{C}$ (в близлежащих районах — $1,7-1,8^{\circ}\text{C}$), что, видимо, обусловлено влиянием холодных вышележащих вод). На горизонте 500 м вся область заполнена водами с температурой $1,2-1,3^{\circ}\text{C}$, вблизи побережья наблюдается зона повышенных градиентов, где значения температуры понижаются до минус $1,5^{\circ}\text{C}$ на расстоянии 90—100 км. С глубиной температура продолжает медленно понижаться и на горизонте 1000 м в западной части района отчетливо прослеживается язык относительно холодных вод ($0,8-0,9^{\circ}\text{C}$), вытянутый с юго-запада на северо-восток. Его образование, видимо, связано с влиянием холодных шельфовых вод моря Росса (с температурой воды у дна минус $1,9-1,95^{\circ}\text{C}$), которые выносятся с шельфа моря в северо-западной части. Таким образом, можно предположить, что для западной части котловины Беллинсгаузена характерна слабо выраженная обширная циклоническая циркуляция, возникающая в результате отклонения основной ветви Антарктического циркумполярного течения на север в районе о-вов Баллени и на юг в районе $120-130^{\circ}$ з. д.

Распределение солености. В отличие от распределения температуры распределение солености носит мозаичный характер (см. рис. 2). На общем фоне, основу которого составляют значения солености от 33,6 до 33,9‰, наблюдаются различные по величине участки с меньшей или большей соленостью вод. Самый крупный участок пониженной солености (менее 33,5‰) расположен в юго-западной части района, где температура воды менее минус $1,5^{\circ}\text{C}$. Можно предположить, что интенсивное таяние льда, с одной стороны, приводит к понижению солености, а с другой, препятствует прогреву поверхностных вод. Однако мозаичность в распределении солености наблюдается лишь в поверхностных горизонтах. На горизонте 50 м поле солености выравнивается, при этом величина солености достигает 34,2‰. Лишь на севере и на востоке района прослеживаются незначительные области, соленость воды в которых менее 34‰.

В юго-западной части района наблюдается обширная область вод повышенной солености (более 34,25‰), которая распространяется из моря Росса. На горизонте 100 м почти вся область заполнена водами с соленостью 34,3—34,4‰. Лишь в восточной части района, где прослеживается Антарктическое циркумполярное течение, соленость составляет менее 34,25‰. На горизонте 200 м она в основном превышает 34,5‰, зональным становится характер ее распределения. Изохалина 34,5‰ выделяет обширную полосу повышенных значений солености, которая, простираясь с запада на восток в районе 140° з. д., резко сужается и затем постепенно выклинивается. К северу и к югу от нее прослеживаются воды с соленостью менее 34,5‰. На глубине 1000 м во всей области значения солености изменяются от 34,7 до 34,75‰.

Динамика вод. Для района характерно большое количество различных вихревых образований (см. рис. 3). На западе района прослеживается южная периферия Антарктического циркумполярного течения, которое под влиянием Южного тихоокеанского поднятия отклоняется на север, а на востоке района воды течения под влиянием котловины Беллинсгаузена круто отклоняются к югу. В районе $140-130^{\circ}$ з. д. изодинамы практически следуют вдоль меридиана и, достигая материкового склона, частично отклоняются к востоку, а частично — к западу, образуя обширную область циклонической циркуляции, охватывающей весь рассматриваемый район. Однако циркуляция в районе выражена слабо, на что указывает разреженность динамических линий

и довольно ровное поле динамических высот (их разность на различных станциях не превышает 30—40 дин. ед.). С глубиной характер циркуляции практически не изменяется.

Распределение устойчивости. Вся рассматриваемая область заполнена водами, устойчивости которых превышает 1000 усл. ед. (см. рис. 4). Устойчивость порядка 400—500 усл. ед. имеют лишь незначительные участки, расположенные вдоль побережья Антарктиды (воды шельфа) и в северо-восточной части (Антарктическое циркумполярное течение). На общем фоне в целом высокой устойчивости выделяются участки с особенно значительной устойчивостью. Один из них (7000 усл. ед.) расположен в северо-западной части района, второй (6000 усл. ед.) — вблизи свала глубин моря Росса. Как правило, максимальные величины устойчивости наблюдались в слое 0—25 м (см. рис. 5). С глубиной устойчивость резко уменьшается и на горизонте 200 м не превышает 100—200 усл. ед.

Гидрологические условия в районе моря Росса. Распределение температуры. В море Росса распределение температуры специфично (см. рис. 1). Несмотря на то что море глубоко вдается в материк, температура воды на поверхности в основном составляет минус 0,5—0,6°С, в то время как температура вод, расположенных севернее, ниже минус 1°С. Отдельные участки с температурой ниже минус 1,5°С встречаются вдоль побережья и шельфового ледника Росса. В центральной части моря встречаются небольшие участки с положительной температурой, иногда даже превышающей 1°С, видимо, так же, как и в море Амундсена, возникшие в результате раннего выноса льда. Однако значительному повышению температуры препятствует интенсивное ветровое перемешивание.

С глубиной температура воды понижается, особенно вдоль побережья материка и в северной части моря вдоль свала глубин, что, видимо, обусловлено поступлением в северную часть моря холодных вод с западной периферии моря Амундсена. Воды с температурой ниже минус 1°С постепенно распространяются от материка и заполняют большую часть моря Росса на глубине 100 м. При этом вся центральная часть моря заполнена водами с температурой выше минус 1°С. В северо-восточной части моря, вдоль свала глубин, отчетливо выделяется узкая зона повышенных градиентов температуры, где ее значения изменяются от минус 0,1—0,2°С до минус 1,6—1,8°С на расстоянии 30—50 км. Вблизи материкового склона моря прослеживаются небольшие участки с температурой воды 0,05—0,2°С, образованные под влиянием теплой глубинной водной массы. На горизонте 150 м они расширяются, и на глубине 200 м образуют область положительных температур, вытянутую вдоль материкового склона с северо-запада на юго-восток. Кроме того, на горизонтах 200—300 м на шельфе распределены воды с температурой выше минус 1°С, которые в районе восточного желоба, расположенного на 170° в. д., почти достигают шельфового ледника Росса. Глубже вся шельфовая область заполнена водами, температура которых составляет минус 1,9°С, только вблизи материкового склона отчетливо выражена зона повышенных градиентов температуры, изменяющейся от минус 1,5° до 1,3°С на расстоянии 50—75 км.

Проследим распределение изотермы минус 1,5°С. На поверхности она прослеживалась лишь вблизи побережья и на некоторых участках около шельфового ледника Росса, а начиная с глубины 75—100 м она медленно распространяется от побережья Антарктиды в западной части моря, а не от шельфового ледника Росса, как можно было бы предположить. На горизонте 500 м изотерма достигает материкового склона, где ее дальнейшее продвижение на восток ограничивается теплыми водами, поднимающимися вдоль материкового склона.

Распределение солености. На поверхности соленость в отличие от солености в ранее рассмотренных районах довольно высока (34,4—34,5‰, см. рис. 2). Лишь в восточной и северо-восточной частях моря наблюдаются небольшие участки с соленостью воды менее 34‰. Наличие повышенной солености на поверхности летом обусловлено значительным выносом льда из центральной части моря, что способствует сохранению ее высоких значений, образовавшихся в результате зимнего осолонения. С глубиной величина солености повышается незначительно и вблизи дна составляет 34,8—34,95‰. Изохалина 34,5‰ подобно изотерме минус 1,5°С с глубиной постепенно распространяется с запада на восток от побережья материка и уже на горизонте 150 м достигает материкового склона, но в отличие от изотермы распространяется далее на север. На нижележащих горизонтах, повторяя путь изохалины 34,5‰, от западного побережья материка распространяется изохалина 34,75‰, которая в придонных горизонтах достигает материкового склона.

Динамика вод. В целом циркуляция вод на шельфе моря Росса имеет циклонический характер, что обусловлено существованием потока вод вдоль материкового склона, направленного с северо-запада на юго-восток и потока, поступающего на шельф с востока (см. рис.3). Вдоль ледника Росса постоянного течения на запад не прослеживается. В то же время в центральной части моря течение носит меандрирующий характер, причем все изодинамы имеют почти меридиональное распределение и направлены к шельфовому леднику. Это дает основание предположить, что в центральной части моря водообмен в меридиональном направлении преобладает над широтным, что обуславливает существование интенсивного течения вод под ледник (Лебедев, Коляда, 1969). Часть вод, охлаждаясь вблизи ледника Росса, опускается в придонные горизонты и вытекает из моря в северо-западной части шельфа, что подтверждается и распределением температуры на горизонте 1000 м.

Другая часть вод вытекает вдоль материка в западной части моря, где западные периферии циклонических круговоротов, образованных под влиянием банки Пеннелл, обуславливают существование вдоль побережья Антарктиды Прибрежного течения, которое в районе мыса Адер отклоняется на запад (Григорьев, 1969).

Таким образом, в море Росса наблюдается обширная, слабо выраженная циклоническая циркуляция, которая под влиянием господствующих ветров может в поверхностных слоях разбиваться на отдельные круговороты. Как показало распределение температуры, поток вод прослеживающийся вдоль материкового склона, имеет двухъядерную структуру. Одно ядро, расположенное мористее, имеет положительную температуру и образовано потоком теплых вод, отделившимся от основной струи Антарктического циркумполярного течения в районе западной оконечности южного тихоокеанского поднятия; второе ядро, расположенное над материковым склоном, имеет отрицательную температуру.

Взаимодействие этих двух струй и влияние рельефа дна вызывает вихревые образования небольшого масштаба вдоль материкового склона.

Распределение устойчивости. Воды моря Росса характеризуются в основном незначительной устойчивостью (300—500 усл. ед.) (см. рис. 4). Лишь небольшие участки на западе и востоке моря имеют устойчивость более 1000 усл. ед., в одном случае их существование обусловлено таянием прибрежных льдов, в другом — адвективными причинами. Максимальные величины устойчивости наблюдались в слое 0—25 м (см. рис. 5).

Заключение

Полученные карты динамической топографии уточняют существующую схему геострофической циркуляции вод в тихоокеанском секторе Антарктики. Прибрежное антарктическое течение отчетливо прослеживается лишь в южной части морей Амундсена и Беллинсгаузена и в западной части моря Росса. На шельфе Антарктического полуострова наблюдается поток вод северо-восточного направления.

В районе материкового склона морей Беллинсгаузена, Росса, а также к западу от моря Дюрвиля прослеживаются зоны подъема вод, образование которых обусловлено динамикой вод и особенностями рельефа дна.

В районе о-вов Баллени наблюдаются многочисленные вихри различных видов, взаимодействие которых обуславливает существование вблизи островов замкнутой циркуляции, что способствует накоплению в этом районе фито- и макрозоопланктона. Величина наибольшей устойчивости на отдельных участках достигала 9000—10000 усл. ед., наблюдалась в слое 0—25 м и, как правило, была приурочена к областям с интенсивным меандрированием течений или с многочисленными вихревыми образованиями.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Ботников В. Н. Нулевая поверхность и циркуляция вод в проливе Дрейка в летний период. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1969, вып. 32, с. 35—41.

Григорьев Ю. А. Горизонтальная циркуляция вод в тихоокеанском секторе Южного океана. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1969, вып. 30, с. 26—35.

Леденев Л. В. К изучению поверхностных течений в морях тихоокеанского сектора Антарктики. — Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции, 1961, № 27, с. 18—24.

Лебедев В. Д., Коляда П. Г. Сток придонных вод под шельфовый ледник Росса. — В кн.: Антарктика. М., 1969, с. 23—28.

Максимов И. В. Течения в районе моря Беллинсгаузена. — Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции, 1960, № 14, с. 23—28.

Топорков Л. Г. О циркуляции вод в юго-восточной части Тихого океана. — Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции, 1968, № 71, с. 36—41.

Трешников А. Ф., Максимов И. В., Гиндыш Б. В. Великий восточный дрейф Южного океана. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1966, вып. 22, с. 18—34.

Трешников А. Ф. Циркуляция вод и дрейф льдов Южного океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. М., 1968, с. 309—316.

Таубер Г. М. Основные черты климата и погоды. — В кн.: Антарктика. М., 1956.

Deason G. E. R. The hydrology of the Southern Ocean. Dis. Rep. 1937, v. XV, p. 1—124.

Gordon A. L. Structure of Antarctic waters between 20°W and 170°W. Antarctic Map Folio Series. Amer. Geogr. Soc., N.—Y. 1967, p. 1—10.

Gordon A. L. An Antarctic oceanographic section along 170°E. Deep-Sea Res. 1975, 22, N 6, p. 357—377.

Characteristics of oceanographic conditions in the Pacific Antarctic area

Popkov V. V.

S U M M A R Y

The data obtained from 658 hydrographic stations made in 1970—1977 were used to investigate the distribution patterns of temperature and salinity in standard layers as well as the maximum value of stability, its depth and circulation of waters. The currents were calculated by the dynamical method relative to the 1000 dbar level. As a result, the Pacific Antarctic is divided into four areas with peculiar distribution patterns of oceanographic characteristics: the southeast part, west part of the Bellingshausen basin, Ross Sea and Balleny Islands. The upwelling zone which is mainly formed on the account of bottom relief is observed along the continental slope in the east, to the west of the Balleny Islands and Ross Sea. Upwelling zones are, as a rule, associated with maximum values of stability and most shallow depths of their occurrence.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ГОР И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

Д. Е. Гершанович

Особенность геоморфологии дна Тихого океана — необычайно широкое распространение в его пределах подводных гор. Как известно, к подводным горам относятся изолированные поднятия, возвышающиеся над окружающим дном не менее чем на 1 км, в некоторых случаях на 0,5 км, и имеющие горообразную форму с хорошо выраженными вершиной и склонами. Но наряду с ними на дне есть поднятия и меньшего размера, которые обычно не учитываются как горы. К ним относятся и так называемые абиссальные холмы, свойственные многим глубоководным областям Тихого и других океанов. Количество таких холмов определить трудно, но, несомненно, оно очень велико; их во много раз больше, чем подводных гор. Не случайно, что некоторые глубоководные равнины ложа океана с морфоструктурной точки зрения уже давно характеризуются как абиссальные холмы. Б. Хизен и другие специально выделяют их в качестве отдельного структурного элемента глубоководных котловин ложа океана (Heezen et al., 1959, 1963).

Уже сравнительно давно Г. Менард (1966) пришел к выводу о том, что число подводных гор в Тихом океане достигает 10000. Н. И. Ларина (1975) полагает, что их меньше — более 6500 высотой свыше 0,5 км и примерно 4200 высотой свыше 1 км — без учета гор к западу от Марианского желоба. Так как многие обширные районы Тихого океана, особенно на юге и юго-востоке, изучены недостаточно и редкая экспедиция, выполняющая океанографический промер или геоморфологические работы в этих районах, не сопровождается открытием новых подводных гор, видимо, действительное число тихоокеанских подводных гор ближе к данным Г. Менарда.

Среди тихоокеанских подводных гор преобладают вулканы (Менард, 1966). По последним данным, подводные вулканические горы составляют до 80—90% от общего числа подводных гор в Тихом океане (Агапова и др., 1979) и вместе с абиссальными холмами, которые также нужно рассматривать в своей основной части как вулканические образования, во многом определяют общий морфологический облик большинства глубоководных областей Тихого океана. Об этом свидетельствуют новейшие батиметрические и физиографические карты и профили.

Подводные вулканы, возникшие в прежние геологические эпохи и прекратившие свою деятельность, несомненно, сопряжены с активным кайнозойским и современным вулканизмом в пределах так называемого тихоокеанского вулканического кольца, куда входят прибрежные орогенные пояса континентов и островные дуги. Здесь расположено свыше 500 вулканов, которые действовали в течение голоцена (Святловский, 1975). Во впадине Тихого океана действующие вулканы известны лишь на Гавайских островах и о-вах Тубуайи (Ларина, 1975). Определенных данных о новейших извержениях подводных вулканов Тихого океана, за единичными исключениями, нет.

Подводные горы вулканического происхождения составляют первый и наиболее распространенный генетический тип тихоокеанских подводных гор. Но наряду с ним выделяется еще два основных типа — вулкано-тектонические и тектонические подводные горы, образование которых связано не только с проявлениями вулканизма, но и с тектоническими движениями разного вида (Агапова и др., 1979). Если вулканические подводные горы могут быть встречены в пределах всех

важнейших морфоструктурных элементов дна Тихого океана — от подводных окраин материков до глубоководных желобов (Менард, 1966; Удинцев, 1972; Ларина, 1975; Heezen et al., 1973 и др.), то вулканотектонические и тектонические горы более сопряжены с определенными структурными областями океанического дна. Так, вулканотектонические горы особенно характерны для Восточно- и Южно-Тихоокеанского поднятий, т. е. для срединноокеанических хребтов, тектонические горы — для периферийных районов океана, островных дуг. Вулканизм здесь не выступает как ведущий горообразующий фактор, а действует либо совместно с тектоническими движениями разного вида, либо по своему значению отходит на второй план (Агапова и др., 1979).

Подводные горы разного генетического типа в соответствии с различиями в образовании и строении выделяются своими морфологическими особенностями, спецификой положения в пределах океанских морфоструктур, степенью проявления геофизических аномалий, отношением к глубинному строению дна (Менард, 1966; Удинцев, 1972; Конюхов, 1974; Городницкий, 1975; Гершанович и др., 1977).

Наиболее четкая своего рода классическая форма подводной горы, как правило, у подводных вулканов. В Тихом океане многие из них хорошо изучены. Некоторые вулканы достигают высоты над дном 3—5 км, а вулканы о-ва Гавайи, поднимающиеся над Гавайским рвом на 9770 м, очевидно, самые высокие горы в мире. Даже в тех случаях, когда подводные вулканы встречаются не в виде единичного горообразного поднятия дна, а образуют небольшие хребты, гряды и линейные цепи на пологих валообразных повышениях дна или когда сосредоточены в виде узловых или площадных скоплений, они сохраняют или сравнительно мало меняют свои характерные морфологические черты. История формирования и существования этих подводных вулканов исчисляется от одного или нескольких миллионов до многих десятков миллионов лет, т. е. от четвертичного периода до мелового. За это время вулканы меняли свои размеры, глубинное положение, могли быть островами, атоллами; однако чаще всего их форма лишь моделировалась, а горообразный облик оставался неизменным (Menard and Ladd, 1963; Менард, 1966; Heezen et al., 1973). Рост вулканов, их поднятие и опускание вместе с окружающим дном или поднятие и опускание только самого вулканического сооружения, абразия вершин или появление на них осадочных либо дополнительных лавовых чехлов, естественно, сказывались на строении и форме значительного числа подводных вулканов. Образовывались плоские вершины, склоновые ступени и шлейфы или, наоборот, понижения дна, окаймляющие склоны у оснований. Плосковершинные горы (гайоты) в Тихом океане, видимо, развиты в больших масштабах, чем это предполагалось ранее (Hamilton, 1956; Nayudu, 1962; Менард, 1966; Heezen et al., 1973 и др.).

Наряду с линейным расположением подводных вулканов на дне Тихого океана, небольшими скоплениями в местах пересечения разломов разного вида и направления (рис. 1), наряду с единично стоящими вулканами встречаются области массового, площадного развития подводных вулканов (рис. 2) (многие десятки и даже сотни), что особенно характерно для Тихого океана. Области с большим числом достаточно четких вулканических образований известны на абиссальных глубинах в районах гор Мид-Пацифик, Меп-Мейкер, Магеллановых гор, гор Музыкантов, Математиков, западнее Калифорнии и др. Скопления подводных гор свойственны также некоторым участкам центрально- и западнотихоокеанских хребтов и валов (Лайн, Маркус-Неккер, Каролинского, Туамоту и др.). Участки абиссального дна с площадным развитием подводных вулканов, видимо, специфичны для строения и геоморфологии больших глубин Тихого океана. Их можно рассматривать

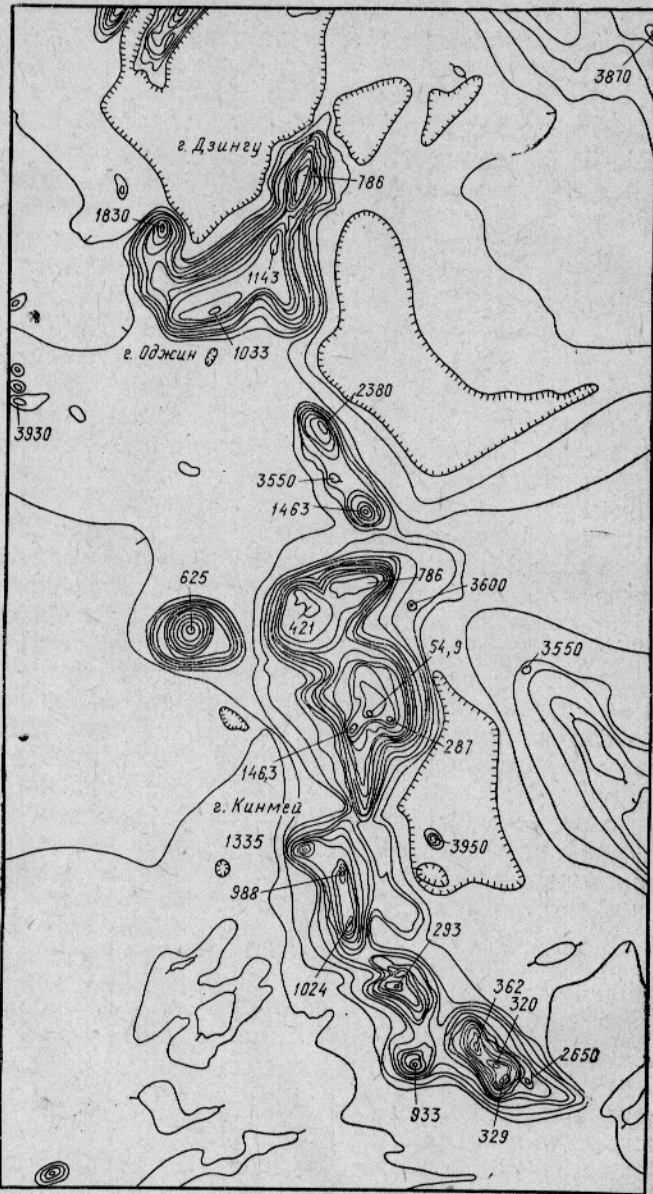


Рис. 1. Подводные горы в южной части Императорского хребта (Chase et al., 1970)
(здесь и далее глубины в фатмах).

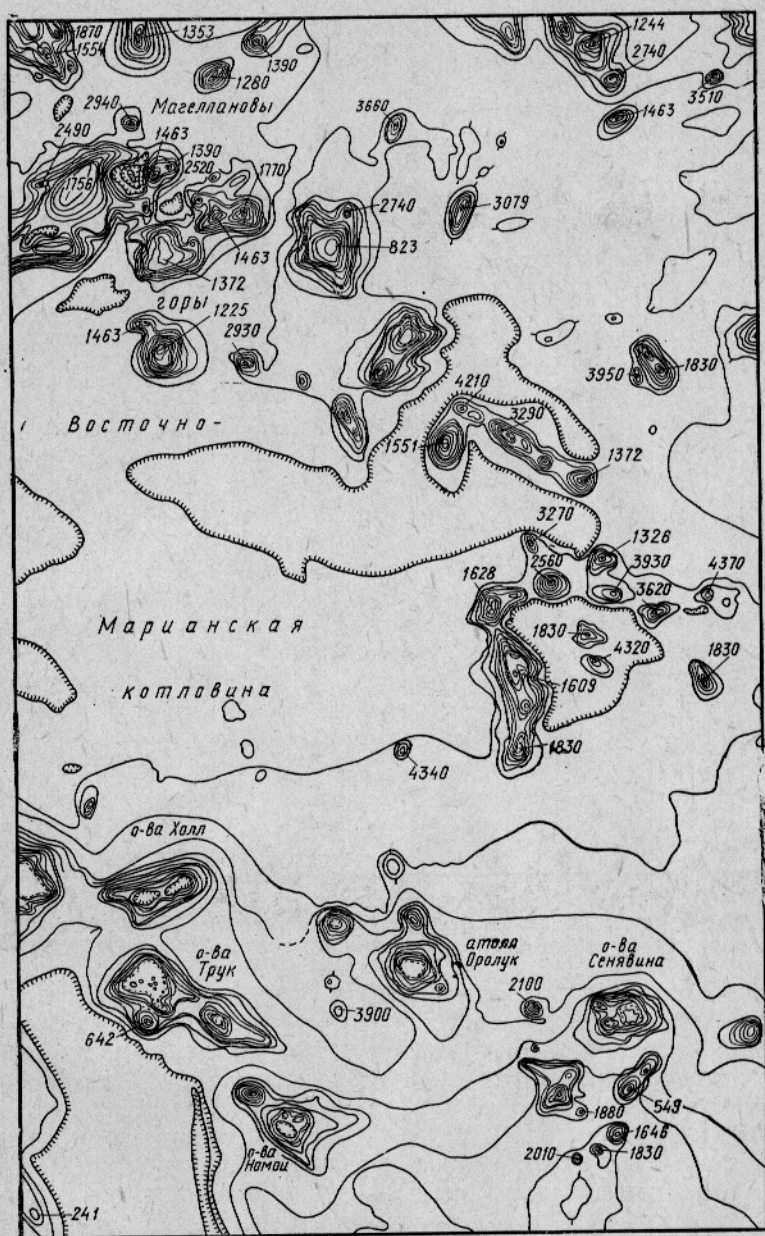


Рис. 2. Магеллановы горы и смежные острова и атоллы на севере Каролинских островов (Chase et al., 1970).

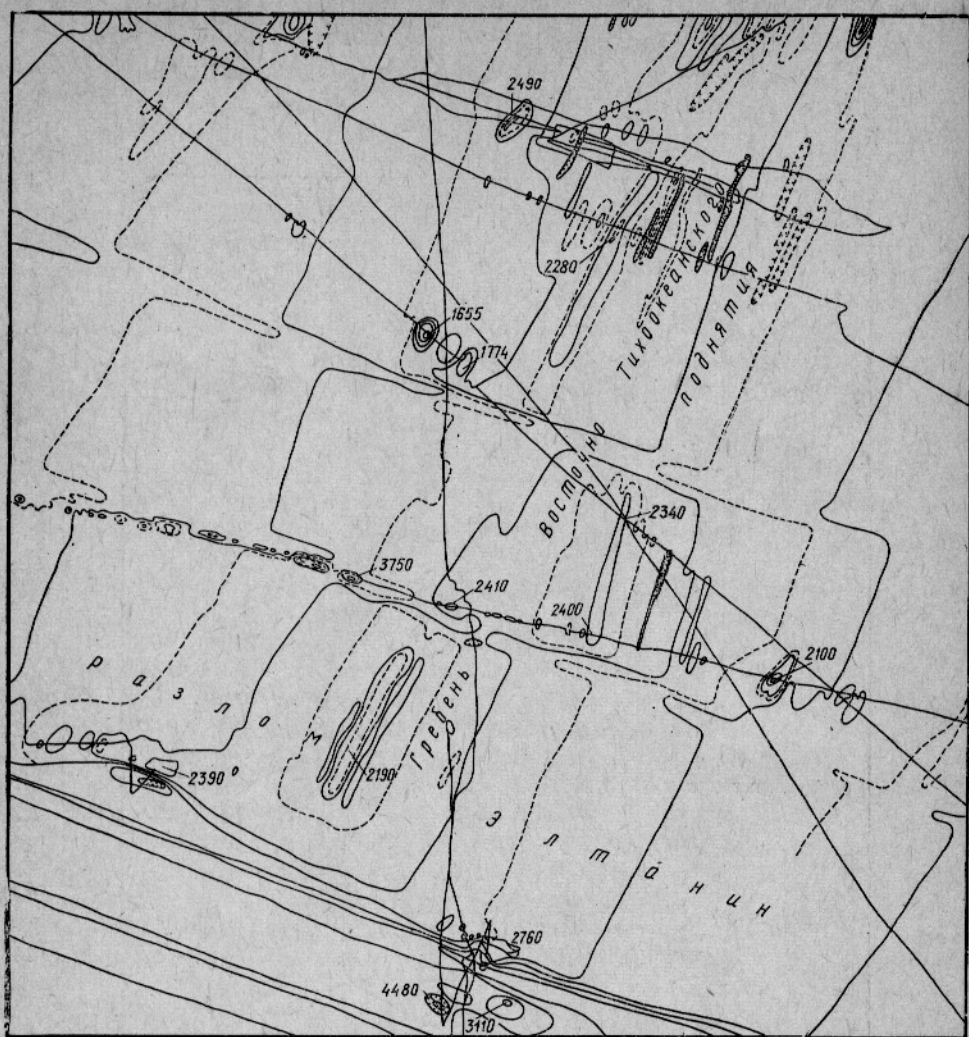


Рис. 3. Подводные горы на исследованных участках гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе разлома Элтанн (Mammerickx et al., 1973).

в качестве самостоятельных элементов в рельефе и структуре глубоководных океанических котловин.

Глубинные очаги подводных вулканов, по данным исследований последнего времени, достигают 100—200 км и уходят в астеносферный слой мантии (Вакер, 1973), т. е. расположены за пределами океанической коры (Агапова и др., 1979).

Вулкано-тектонические горы морфологически неоднородны: вершины их осложнены пиками, склоны — ступенями, общая форма часто удлиненная, а при ограничении сбросовыми смещениями — угловатая. Горы этого типа нередко образуют локальные хребты и гряды, разделенные вытянутыми ложбинообразными понижениями, порой смещенными друг относительно друга. Поскольку они особенно характерны для Восточно- и Южно-Тихоокеанского поднятий, на их расположение и морфологию влияют своеобразная рифтовая зона поднятий и ее многочисленные пересечения крупными и мелкими разломами, в том числе и трансформными. Горы этого типа могут встречаться и вне гребневой зоны поднятий, на их склонах, но там их морфология не столь отлична от морфологии других подводных гор. Связь с рифтовыми зонами обус-

ловливает значительно меньшую глубину вулканических очагов и гораздо меньший возраст гор. Находясь в пределах срединноокеанического хребта, который рассматривается как одно из наиболее молодых образований в Тихом океане, вулкано-тектонические горы, таким образом, отличаются от обычных вулканических не только морфологически, но и структурно-генетически. Достаточно полно оценить их общее число, по-видимому, еще невозможно. Детальное изучение геоморфологии Восточно- и Южно-Тихоокеанского поднятий, особенно их гребневой зоны и участков пересечений с трансформными разломами, как это выявилось на Срединно-Атлантическом хребте, может показать, что вулкано-тектонических гор в Тихом океане (рис. 3) значительно больше, чем принято считать в настоящее время.

Вулканические и вулкано-тектонические горы на большей части ложа Тихого океана слагаются главным образом оливниновыми и толеитовыми базальтами, состав которых определяется их тектоническим положением в системе структур дна океана. Подводные горы, расположенные с континентальной стороны андезитовой линии, образованы андезитами и пирокластическими породами, базальты здесь имеют резко подчиненное значение. Детальное изучение гайотов в северо-западной части Тихого океана показало, что в осадочных шапках вершин расположенных здесь подводных гор встречаются разнообразные планктонные, а в некоторых случаях бентогенные осадки. Здесь же встречены и вулканические породы базальтового и андезитового состава. Среди осадочных пород вершинной поверхности подводных вулканов Гавайского и Императорского хребтов прослеживается систематическое ослабление карбонатных компонентов по мере движения к северу (Гершанович и др., 1977). Исследования в заливе Аляска также показали изменчивость в составе пород на вершинах подводных гор по мере удаления от центра залива. Уменьшается количество обломков базальтов, туфогенных песчаников, пирокластов, появляются галечники полимиктовых песчаников, сланцев. Почти на всех изученных горах в тонком покрове осадков наблюдаются фораминиферы, на некоторых — вулканические частицы. Это видно из следующих данных:

Подводная гора	Глубина, м	Состав пород
Джакомини	727	Фораминиферовый песок
Квинн	890	Щебень полимиктового песчаника, аргиллита, кремнистого и биотитово-кварцевого сланца, фораминиферовый песок
Сарвейор	575	Галька и щебень туфогенного песчаника, пеплового туфа, базальта, сланцев, фораминиферовый песок
Дарджин	1125	Гравий туфогенных пород, пемза
Эпплквист	1090	Гравий базальта
Уэлкер	810	Туфогенный и полимиктовый песчаник, базальт, вулканический песок, фораминиферы
Браун	1495	Щебень вулканических пород
Бови	103	Гравий базальта, вулканический песок
Деллвуд	657	Туф, гиалобазальт
Паттона	529	Галька полимиктового песчаника
Кови	650	Туф
Фарис	1570	Галька базальта
Миллер	2430	Фораминиферовый песок

Различное происхождение тектонических подводных гор влияет и на их морфологию. В зависимости от своего расположения на подводных окраинах, в системах островных дуг они связаны с корой континентального или переходного типов; в их строении могут участвовать осадочные и метаморфические породы. Геофизические аномалии над этими подводными горами не выражены. Особенности возраста и про-

исхождения тектонических гор, как и состава слагающих пород, определяются общим развитием структурного элемента дна, в пределах которого они находятся.

Большое число подводных гор на дне Тихого океана во многом определяет высокую степень расчлененности его рельефа, которая, возможно, не уступает расчлененности суши и даже превосходит ее, хотя ее формы, естественно, иные. Слабое участие в рельефообразовании эрозионно-денудационных факторов заменяется усилением роли вулканической и переходной коры и их осадочных слоев на обширных площадях дна океана, многочисленные разрывные зоны с вертикальными и горизонтальными смещениями, разломы, рифтогенез, пересечения различных по генезису тектонических структур лежат в основе повышенной проницаемости дна для всех проявлений магматизма. Там же, где мощность коры достаточно велика, где интенсивно осадконакопление, на подводных окраинах континентов, материковых склонах (геомаргинальные области), в зонах островных дуг (геосинклинальные области) активный тектогенез с сопутствующим вулканизмом также выступают в качестве ведущих факторов формирования сильно расчлененного подводного рельефа и расположенных здесь подводных гор.

Сушественно, что размещение подводных гор и их типов в Тихом океане связано с неоднородностью геологического строения и рельефа дна. При всем единстве тихоокеанского региона, как специфического сегмента поверхности Земли, в океане достаточно отчетливо выделяется несколько частей, различных по геоморфологии, геофизическим характеристикам и геологическому строению (Менард, 1966; Пушаровский, 1972; Удинцев, 1972; Красный, 1977, 1978 и др.). Эти различия хорошо видны в пределах самой впадины океана, на подводных окраинах континентов в его континентальном обрамлении. Результаты геолого-геофизических работ последних лет, детальные геоморфологические исследования во многих районах, глубоководное бурение и интерпретация его данных подтвердили необходимость дифференцированного подхода к геологии Тихого океана.

В западной части Тихого океана рельеф очень сложен и расчленен как в приконтинентальных областях, где расположены окраинные морские бассейны, островные дуги и глубоководные желоба, так и вне их, где развиты многочисленные глубоководные котловины и разделяющие их системы океанических хребтов и валов, поднятия и возвышенности. Именно здесь особенно много вулканических подводных гор, в том числе и гайотов, и наиболее значительных площадных скоплений вулканов. Примерно из 2000 гор с глубиной вершин менее 2000 м свыше двух третей приходится на западную часть Тихого океана. Большие площади расположены на глубинах свыше 5000 м, составляющих уровень дна многих Западно-Тихоокеанских котловин, тогда как на востоке такие глубины встречаются гораздо реже. Для структурных элементов, расчленяющих дно на западе океана, характерны субмеридиональные направления. В этом же направлении простирается основной линеймент, отделяющий западную и восточную части Тихого океана. Он был выделен Л. И. Красным (1978) как Великий Тихоокеанский геораздел, простирающийся примерно на 15000 км от возвышенности Обручева через Императорский ров, Гавайский хребет, хребет Лайн и систему крупных хребтов в центре Тихого океана и далее к Новозеландскому плато. Как видно из входящих в него составных структурных частей, он имеет гетерогенное строение, неоднороден по геоморфологии, геологическому возрасту и происхождению и в свою очередь сосредоточивает многие сотни подводных вулканов.

В восточной части Тихого океана, включая и южные районы, структурный план более прост. Здесь расположены срединно-океанический хребет, представленный Восточно- и Южно-Тихоокеанским поднятиями, системы протяженных трансформных разломов, пересекающих эти поднятия преимущественно в субширотных направлениях, и глубоководные котловины, как и на западе отделенные друг от друга хребтами и валообразными поднятиями. Сочетание субмеридиональных и субширотных простираний структурных элементов и их пересечение определяет блоковое строение зоны срединно-океанического хребта, которое достаточно резко выражено в рельефе, геофизических полях, размещении участков разного геологического возраста. В настоящее время Восточно- и Южно-Тихоокеанские поднятия рассматриваются как наиболее молодые образования в океане. Специфичная гребневая зона поднятий, рифты относятся к плиоцен-плейстоцену, фланги — к миоцену. Лишь нижние пологие склоны поднятий на глубинах 3500—4000 м и смежные участки котловин по их периферии более древние; здесь, по данным глубоководного бурения, отмечены палеогеновые и меловые отложения. Гребневая зона поднятий, занимающая осевое положение на востоке Тихого океана, отличается наибольшей тектонической активностью, одним из следствий которой является сосредоточение основного количества тектоно-вулканических гор. За пределами этой молодой и формирующейся зоны число гор резко уменьшается. Однако и на востоке Тихого океана есть области с большим числом подводных вулканов вне гребневой зоны, отмеченные выше.

Подводные горы и холмы в пределах трансформных разломов, как правило, невысоки, и их положение строго контролируется линиями смещений в самих разломах (рис. 4). На пересечениях этими разломами гребней Восточно- и Южно-Тихоокеанского поднятий число гор нередко увеличивается, а их строение и форма усложняются. Контрастность донного рельефа усиливается здесь вследствие большего воздействия глубинных процессов на рельефообразование в результате рифтогенеза и сопутствующих ему тектоно-вулканических проявлений (разломы Галапагосский, Элтанин и многие другие).

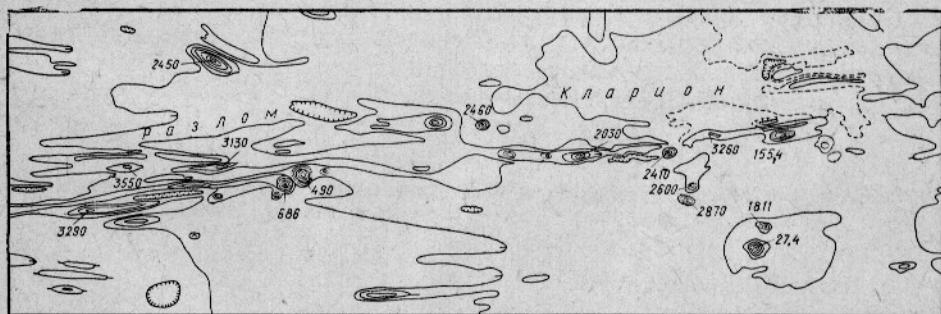


Рис. 4. Поднятия дна в зоне разлома Кларцион между 115 и 128° в. д. (Chase et al., 1970).

Карты распределения подводных гор в Тихом океане (Menard and Ladd, 1963; Менард, 1966; Ларина, 1975) подтверждают предположение о том, что в западной части Тихого океана подводных гор больше, чем в восточной. Правда, как уже отмечалось, на востоке и юге океана могут быть открыты новые подводные горы, и соотношение между числом известных гор по обе стороны Великого Тихооке-

анского геораздела может существенно измениться. Тем не менее, большая древность западной части Тихого океана, тектоническая неоднородность и подвижность дна, многочисленные и пересекающиеся разломы, несомненная связь с вулканизмом развитых здесь структур во многом определили распространенность подводных вулканов и их сохранность как форм подводного рельефа при последующей эволюции в условиях относительно слабого воздействия эрозионно-аккумулятивных процессов.

В некоторых районах восточной части Тихого океана, расположенных вне областей, связанных со срединно-океаническим хребтом, картина аналогична. Но в зонах Восточно- и Южно-Тихоокеанских поднятий, выделяющихся молодостью и спецификой тектонических процессов, образование подводных вулканов, видимо, не достигло такого повсеместного и мощного развития, как на западе. Формировавшиеся здесь подводные горы имели иную природу и сосредоточивались там, где тектоно-вулканические проявления достигали максимума, т. е. в зоне активного рифтогенеза и взаимодействия с трансформными разломами.

Абиссальные холмы на востоке Тихого океана распространены больше, чем на западе. Их связь со склонами срединно-океанического хребта и смежными участками глубоководных котловин выражена в Тихом океане столь же отчетливо, как и в других океанах и возможно обусловлена приближением очагов вулканизма к поверхности дна.

Заключение

Подводные горы, наиболее характерные элементы расчленения рельефа дна Тихого океана, встречаются во всех структурных его частях и почти на всех глубинах. Среди подводных тихоокеанских гор, как и в других океанах, выделяются три основных генетических типа — вулканические, вулкано-тектонические и тектонические горы. Наиболее распространены вулканические горы. Широко развиты гайоты.

Устанавливаются различия в числе, генетических типах и особенностях распределения подводных гор в западной, более древней и сложной по геологическому строению и рельефу части Тихого океана и более молодой, связанной со срединно-океаническим хребтом восточной части. Граница между частями проходит в зоне Великого Тихоокеанского геораздела (Красный, 1978). В восточной части Тихого океана широко развиты в пределах склонов срединно-океанического хребта и глубоководных котловин абиссальные холмы. Возможно открытие новых подводных гор при исследованиях подводного рельефа в восточных и южных областях Тихого океана.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Основные генетические типы подводных гор и некоторые особенности их распространения [Г. В. Агапова, Д. Е. Гершанович, Б. Н. Котенев, Н. И. Ларина, Г. Б. Удинцев]. — Геоморфология, 1979, № 2, с. 3—12.
- Гершанович Д. Е. Основные итоги новейших исследований рельефа и донных отложений промысловых районов крайнего севера Тихого океана. — Труды ВНИРО, 1970, т. 70, с. 15—42.
- Гершанович Д. Е., Конюхов А. И., Лисицын А. П. Основные черты геоморфологии Императорского и Гавайского хребтов. — Труды ВНИРО, 1977, т. 119, с. 65—79.
- Городницкий А. М. О структуре аномальных геофизических полей над подводными горами. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 2, с. 276—281.
- Конюхов А. И. К геоморфологии подводных гор в Тихом океане. — Труды ВНИРО, 1974, т. 98, с. 120—135.
- Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. — М.: Недра, 1977. — 176 с.
- Красный Л. И. О Великом Тихоокеанском георазделе. — Доклады АН СССР, 1978, т. 242, № 5, с. 1148—1151.

94. Ларина Н. И. Горы Тихого океана. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 1, с. 89—
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. — М.: Мир, 1966. — 276 с.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. — М.: Наука, 1972. — 224 с.
- Святловский А. В. Региональная вулканология. — М.: Недра, 1975. — 224 с.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. — М.: Наука, 1972. — 394 с.

- Baker P. E. Islands of the South Atlantic in the oceans, basins and margins. Plenum Bull. Corp., N.-Y., 1973, v. I, p. 493—553.
- Hamilton E. L. Sunken islands of the Mid-Pacific mountains. Mem Geol. Soc. Amer., 1956, v. 64, 97 p.
- Heezen B. C., Matthews J. L., Catalano R., Natland L., Coogan A., Tharp M., M. Rawson. Western Pacific guyots. DSDP, Leg 1973, 20, p. 653—702.
- Heezen B. C., H. W. Menard. Topography of the deep-sea floor. The Sea, 1963, v. 3, p. 233—280.
- Heezen B. C., Tharp M., Ewing M. The floor of the oceans. I. North Atlantic. Geol. Soc. of America Sp. Pap. 1959, N 65, 122 p.
- Menard H. W., Ladd H. S. Oceanic islands, seamounts, guyots and atolls. The Sea., 1963, v. 3, p. 365—337.
- Nayudu Y. R. A new hypothesis for origin of guyots and seamount terraces. Crust of Pacific Basin. Geoph. Monogr., 1962, 6, p. 171—180.
- Chase T. E., Menard H. W., Mammerickx J. Bathymetry of the North Pacific. Scripps Instit. of Oceanogr. and Instit. of Mar. Res., 1970, charts 1—10.
- Mammerickx J., Smith S. M., Taylor I. L., Chase T. E. Bathymetry of the South Pacific. Scripps Instit. of Oceanogr. 1973, charts 11—21.

The distribution of sea mounts and some geological characteristics of the bottom in the Pacific
Gershanovich D. E.

S U M M A R Y

Sea mounts are important elements in the disintegration of the Pacific bottom. They occur in all structural regions at most depths. Sea mounts belong genetically to three main types: volcanic, volcano-tectonic and tectonic, the first type being more widely distributed. Guyots are well developed. The west part of the Pacific is separated from the east part with the Great Pacific geological boundary. The more ancient west part is characterized with a more complicated relief and predominance of sea volcanoes. Most sea mounts in the east part connected with the Mid-ocean ridge are distributed in the reef zone, especially in points where the zone is intersected with transformed fractures. „Abyssal hills“ occur on the foot and slopes of the ridge as well as in adjacent parts of deep-sea basins.

УДК 551.462(—923.1/3)

**ГЕОМОРФОЛОГИЯ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ
 ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИДЫ**

Б. Н. Котенев, Д. Е. Гершанович, И. П. Зарихин, Б. Н. Варечкин

Рельеф дна тихоокеанского и атлантического секторов Антарктики, в том числе областей между ними, изучался в последнее время многими исследователями (Авилов, Гершанович, 1966; Гершанович, Дмитриенко, 1972, 1975; Живаго, 1965, 1967, 1971, 1975 а и б; Удинцев, 1972; Хаин, 1971; Хейс, 1978; Barker and Griffiths, 1972; Dalziel and Elliot, 1973; Heezen, Johnson, 1965 и др.) Батиметрические карты этих районов включены в Атласы Антарктики (1966) и океанов (1974, 1977). Однако имеющиеся данные не позволяют достаточно полно судить о важнейших закономерностях морфоструктуры этой наиболее сложной в геоморфологическом отношении части Антарктики. Исследования последнего времени показывают, что многие представления о подводном рельефе обширного региона от моря Беллинсгаузена до

моря Уэдделла и Южных Сандвичевых островов нуждаются в уточнениях и корректировке (Диель, 1978; Хейс, 1978; Craddock and Hollister, 1976; Tucholke, 1977).

В предлагаемой работе сделана попытка охарактеризовать геоморфологию подводной окраины Западной Антарктиды и некоторых прилегающих областей восточнее 100° з.д. на основе результатов многолетних работ ВНИРО на судах «Академик Книпович» и «Профессор Месяцев» (1965—1978 гг.), новейших морских экспедиционных исследований на других судах, а также на основе ряда литературных данных (Диель, 1978; Пушаровский и др., 1975; Хейс, 1978; Barker and Griffiths, 1972; Ewing et al., 1971; Harrington et al., 1971; Vanney et al., 1972; Vanney and Johnson, 1976 и др.).

Подводная окраина крайнего юга Южной Америки и Антарктического полуострова. Тихоокеанская подводная окраина отличается дугообразной конфигурацией, усиливающейся по мере приближения к проливу Дрейка. Учитывая древность образования континентальных структур (Пушаровский и др., 1975), дугообразность окраины нельзя рассматривать только как результат последних этапов развития региона.

Ширина шельфа вдоль побережий Южного Чили всего 15—25 миль. В фиордовых заливах побережий он расширяется до нескольких десятков миль и его рельеф обнаруживает характерные для этого типа сложность строения и изрезанность, особенно в районе Огненной Земли. Глубина внешнего края шельфа изучена недостаточно: по Г. Б. Удинцеву (1972) она достигает 180—200 м, по другим данным — меньше. Элементы продольного расчленения на самом шельфе не обнаружены.

Совершенно иной морфологический облик тихоокеанского шельфа Антарктического полуострова (рис. 1, 2): он в несколько раз шире — до 90—100 миль, а западнее 78° з.д. ширина его достигает 240 миль. Внешний край шельфа, как и в других антарктических областях, опущен и находится на глубине 375—400 м, к западу от 78° з.д. — на глубине более 500 м. Выделяются три продольные зоны. Рельеф прибрежной зоны бугрист, для нее характерны острые скальные гребни, узкие и глубокие (до 1000 м) крутосклонные желоба, разделяющие цепи прибрежных гористых островов. Между ней и внешней выровненной глубоководной зоной шельфа расположена зона с системой маргинальных асимметричных желобов с холмистым дном. Внешняя выровненная зона шельфа сформировалась, по мнению А. В. Живаго (1967, 1971), в период максимального развития оледенения Антарктиды и эвстатического понижения уровня океана. Холмистый рельеф маргинальных желобов, по-видимому, является конечно-моренным и фиксирует глубину проникновения континентальных ледников в пределы шельфа. Рельеф прибрежной зоны отражает ее структурную неоднородность и тектонические подвижки форм, препарированных движущимися ледниками при их продвижении на шельф.

Морфологические особенности тихоокеанского шельфа Антарктического полуострова свидетельствуют о его длительном и сложном развитии. Учитывая геологическое строение суши (Грикуров, 1973), можно предположить, что шельф формировался в течение всего кайнозоя.

Материковый склон Южной Америки со стороны Тихого океана, как известно, очень узок, крут и окаймлен молодым Огненноземельским желобом, частью заполненным осадками типа турбидитов (Удинцев, 1972; Хейс, 1978; Hayes and Ewing, 1970).

Высота материкового склона у Антарктического полуострова около 3000 м. Западнее 64° з.д. хорошо выражено материковое подножие, представляющее собой довольно широкую (до 200 миль) пологую равнину, осложненную аккумулятивными и эрозионными формами рельефа.

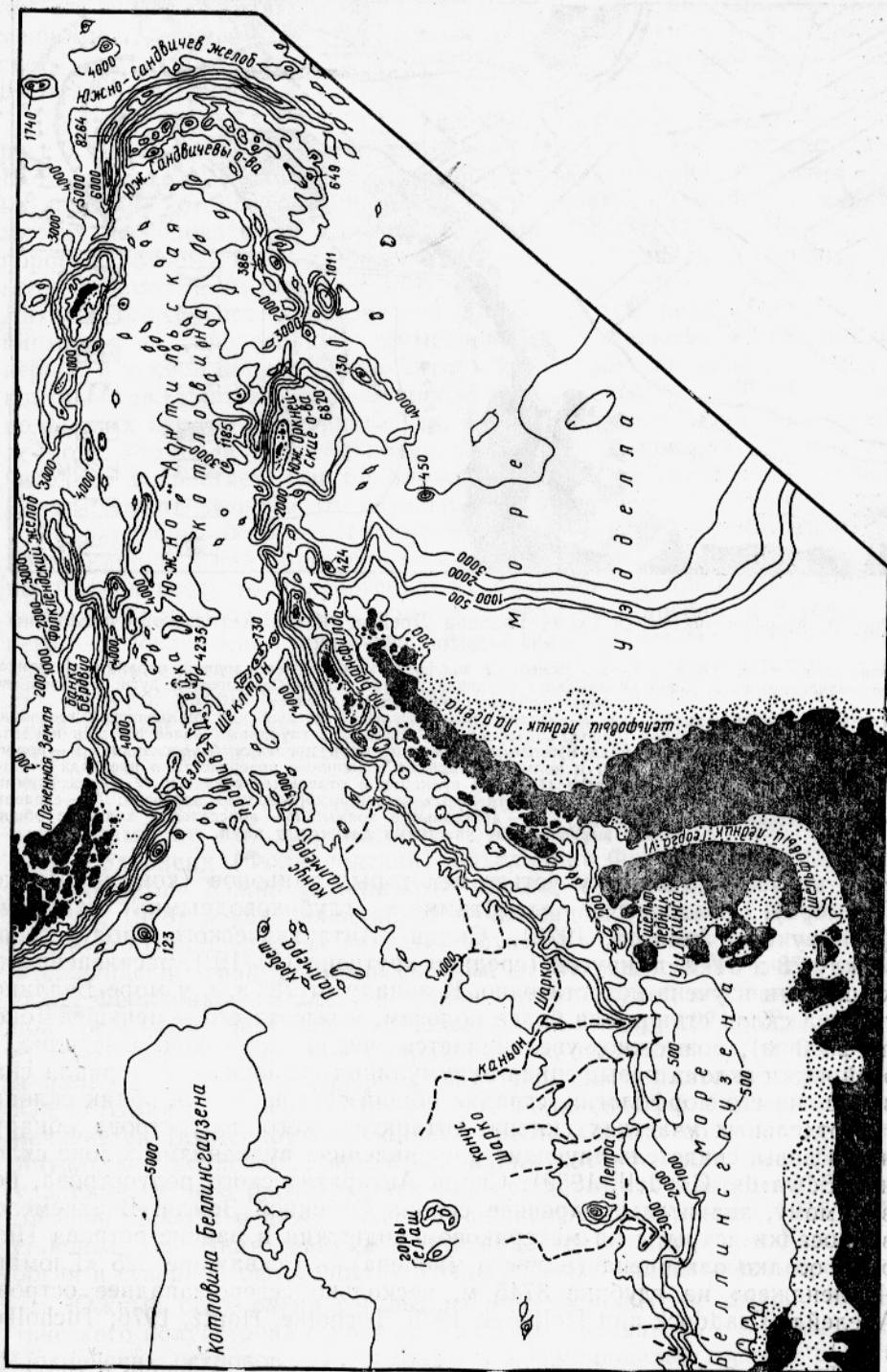


Рис. 1. Батиметрическая схема подводной окраины Западной Антарктиды и Южно-Антарктической котловины.

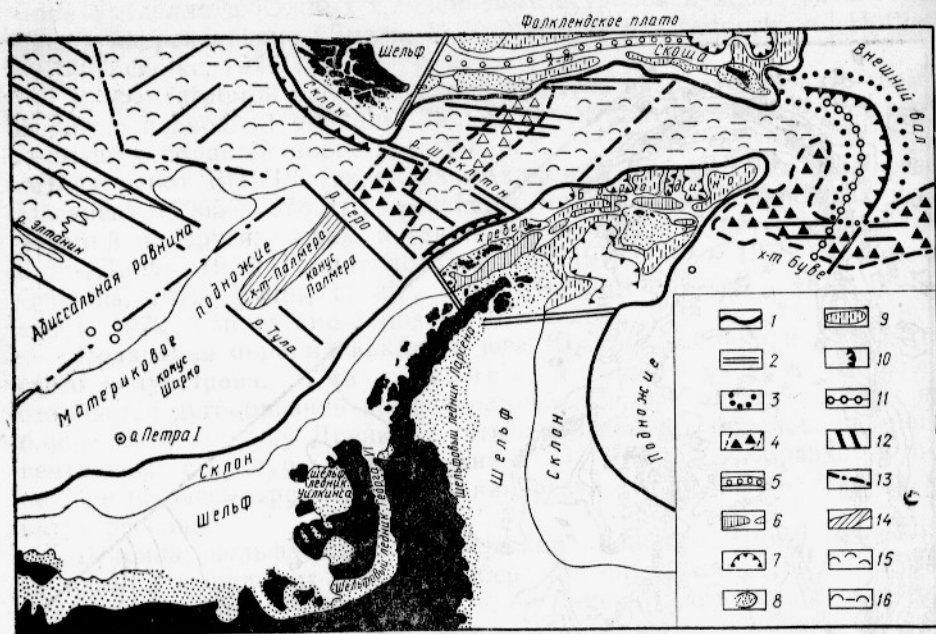


Рис. 2. Морфоструктурная схема пролива Дрейка, Южно-Антарктической котловины и прилегающих областей:

границы крупных форм рельефа (основных морфоструктур): 1 — подводной окраины материков; 2 — Фолклендского и Южно-Оркнейского бордерлендов; 3 — Южно-Сандвичевой дуги; 4 — гребневой зоны срединно-океанического хребта;

отдельные формы рельефа дна: 5 — Фолклендский желоб, развитый над Мальвинской геосинклиналью; 6 — впадины желоба (рифта) Лазарева; 7 — впадины с глубинами более 300 м в пределах бордерлендов; 8 — абразионно-аккумулятивные поверхности в пределах бордерлендов; 9 — пологонаклонные (Фолклендское плато) и холмисто-грядовые вершинные поверхности в пределах бордерлендов; 10 — глубоководные желоба; 11 — цепи вулканов и отдельные вулканы; 12 — трансформные разломы (Шеклон и др.); 13 — границы отдельных частей глубоководных котловин; 14 — сводовые поднятия океанического фундамента; 15 — абиссальные холмы; 16 — абиссальные холмы с обширными выровненными участками дна между ними.

ефа: конусами выноса у устьев некоторых каньонов (конусы Шарко, Палмера), осадочными «хребтами», глубоководными каналами (Vanney and Johnson, 1976). Склон Антарктического полуострова между 78 и 64° з. д. крутой (средняя крутизна 15—19°), расчлененность каньонами изучена недостаточно. К западу от 78° з. д. в море Беллинсгаузена склон становится более пологим, а высота его — меньшей (около 2000 м), возможно, увеличивается число каньонов. Очевидно, в этой части склона повышенная аккумуляция осадочного материала сказалась на его морфологии, сгладив общий тектонический облик склона. На отдельных участках склона Антарктического полуострова обнаружены лавы, свидетельствующие о проявлениях вулканизма в зоне склона (Edwards, Goodell, 1969). Склон Антарктического полуострова, по-видимому, значительно древнее склона Огненной Земли. Верхнемеловые осадки вскрыты на материковом подножии в районе острова Петра I, осадки олигоцена (раннего миоцена) — в скважине 325 «Гломар-Челленджер» на глубине 3745 м, несколько северо-западнее острова Аделей (Craddock and Hollister, 1976; Tucholke, Houtz, 1976; Tucholke, 1977).

Таким образом, как и на шельфе, морфология, строение и геологический возраст материковых склонов Огненной Земли и Антарктического полуострова существенно различаются. Дугообразная конфигурация подводных окраин противлежащих континентов при подходе к проливу Дрейка — чисто внешнее сходство между ними. Эти особенности тихоокеанских подводных окраин можно предположительно объяснить тем, что в районе пролива Дрейка и, возможно, несколько восточ-

нее его существовала какая-то структура, препятствовавшая одновременному и однотипному развитию как Огненной Земли и Антарктического полуострова, так и их подводных окраин по крайней мере с конца мелового периода.

Атлантическая подводная окраина Южной Америки (Ильин, 1976; Lonardi and Ewing, 1971; Urien and Zambrano, 1973) отделена от окраины Западной Антарктиды Южно-Антильского котловиной, которая обычно называется морем Скотия. По мнению многих исследователей, континенты были связаны Южно-Антильским порогом, который как бы продолжал к востоку подводные окраины Огненной Земли и Антарктического полуострова. Гетерогенность Южно-Антильского порога общеизвестна. Вместе с тем нельзя не обратить внимания на определенную симметричность в рельефе и строении северной и южной ветвей Южно-Антильского порога по мере удаления от континентов, а также смыкающихся с ними с севера и юга участков подводных окраин материков. Так, вдоль Патагонии и на северо-западе моря Уэдделла развиты подводные окраины, ширина которых значительно возрастает при приближении к Южно-Антильскому порогу. С патагонской стороны это связано с расширением подводной окраины у Фолклендских островов (примерно вдвое — от 200 до 400 миль) и с примыканием к ней обширной области Фолклендского плато, со стороны Антарктического полуострова — с увеличением площади и ширины подводной окраины вдоль шельфового ледника Ларсена, а к северу от него — с сочленением суженной подводной окраины полуострова с Южно-Оркнейским плато. Полного структурного соответствия здесь нет, однако, расширение, вероятно, происходит в обоих случаях близкими путями и приводит к формированию непосредственно с внешней стороны подводной окраины образований типа бордерленда (см. рис. 2).

При блоковом строении эти образования отличаются некоторыми элементами от Калифорнийского бордерленда (Эмери, 1964). Северный бордерленд (Фолклендский) объединяет Фолклендское плато, северную ветвь Южно-Антильского порога — северный хребет Скотия (Диель, 1978) и разделяющий их Фолклендский желоб. Северной границей этого бордерленда является крупный океанический линеймент — Фолклендский трансформный разлом, с которым связан очень крутой склон Фолклендского плато в сторону Аргентинской котловины и двойной хребет восточнее 40° з. д. (Lonardi and Ewing, 1971). Разлом имеет почти строго широтное направление и, по-видимому, простирается и далее к востоку за пределы Фолклендского плато до срединного Южно-Атлантического хребта. На юге Фолклендский бордерленд ограничивается также крутым склоном хребта Скотия со стороны Южно-Антильской котловины, вдоль основания которого или на небольшом удалении от него располагается ряд субширотных желобов с глубинами 4500—5000 м и даже более (Гершанович, Дмитриенко, 1972, 1975). Наконец, восточная граница прослеживается между о-вом Южная Георгия и северной оконечностью гряды Южно-Сандвичевых островов.

Южный бордерленд состоит из примыкающего к востоку Антарктического полуострова ступенчатого плато, связанного с блоком Южно-Оркнейских островов, из сложного и неоднородного горного сооружения — хребта Бородино, включающего Южно-Шетландскую островную гряду и поднятия дна к востоку от нее вплоть до Южно-Оркнейских островов, и разделяющего их желоба Лазарева. Границы этого бордерленда, который может быть назван Южно-Оркнейским, менее определены, чем у Фолклендского.

Охватываемые бордерлендами структурные элементы при всех различиях в морфологии и генезисе связаны с корой континентального

или субконтинентального типа (Barker and Griffiths, 1972; Ewing et al., 1971; Harrington et al., 1971) и, что пожалуй самое главное, с подводными окраинами материков, продолжают и усложняют их строение.

Фолклендский бордерленд (Фолклендское подводное плато, иногда называемое краевым) — одно из самых обширных и выровненных в Мировом океане. Его протяженность по широте превышает 800 миль, по меридиану — 180—230 миль. Максимальные глубины вершинной поверхности (2500—3200 м) зафиксированы в центральной части плато. Банка Мориса Юинга на востоке плато имеет глубину 1300—1500 м. Склоны плато резко асимметричны: крутизна северного склона местами достигает 30°, а южного — всего нескольких градусов. На банке Мориса Юинга под толщей морских осадков обнаружены докембрийские метаморфические породы. Их неровная поверхность позволяет предположить, что до своего погружения Фолклендское плато претерпело длительную субаэральную эрозию (Ciesielski and Wise, 1977). Восточнее банки Мориса Юинга Фолклендское плато сменяется субширотным Внешним Фолклендским бассейном с субабиссальной равниной на глубинах 4500—4000 м с отдельными субширотными поднятиями (Lonardi and Ewing, 1971).

Фолклендский желоб, протягивающийся с запада на восток на 750 миль и составляющий южную границу Фолклендского плато, своей устьевой частью подходит к этому плато. Ширина желоба 30—45 миль, высота его склонов достигает несколько тысяч метров. Северный склон пологий, южный — наоборот, крутой, расчлененный тектоническими долинами. Желоб заполнен слабоконсолированными осадками общей мощностью до 9 км (Urien and Zambrano, 1973). Длина хребта Скотия от банки Бердвуд на западе до островного блока Южная Георгия около 950 миль. Вершинная поверхность хребта и его склоны сильно расчленены. Наряду с несомненно тектоническим расчленением хребта на массивы, расположенные на едином консолидированном основании, широко распространены формы рельефа, возникшие под действием экзогенных факторов. Наиболее примечательна мелководная абразионная равнина банки Бердвуд с глубинами менее 200 м. На островном шельфе Южной Георгии и в некоторых других повышенных участках хребта известны ледниковые трюги.

Южно-Оркнейский бордерленд — подводная окраина Антарктического полуострова — со стороны моря Уэдделла изучен слабо. На картах и схемах здесь изображается пологая и очень широкая шельфовая равнина, достигающая глубину 500—600 м и более, пересекаемая ледниковыми трюговыми долинами. По аналогии с другими полярными районами можно предположить, что последующие исследования приведут к открытию большего числа трюговых долин, банок и маргинальных желобов (Живаго, 1967, 1971; Хольтедаль, 1964), а в прибрежной части — к открытию многочисленных фиордов и их подводных продолжений. Роль ледниковой эрозии и обширных шельфовых ледников в образовании форм рельефа дна здесь должна быть еще более значительной, чем на западе Антарктического полуострова.

Материковый склон, по-видимому, имеет ступенчатое строение и становится более пологим к подножию. Видимо, как и с тихоокеанской стороны, здесь имеются каньоны и глубоководные каналы, через которые терригенные массы попадают на подножье и абиссальную равнину моря Уэдделла. У самой северной оконечности Антарктического полуострова и о-ва Жуэнвилль подводная окраина сужается. В пределах шельфа и склона она принимает четко ограниченный платообразный облик. Видимо, разломы северо-восточного и северо-за-

падного направлений фиксируют контуры и положение ступеней этого плато на разных глубинных уровнях.

Еще более суженный массив плато располагается к югу от пролива Брансфилд. Поднятие дна, на котором находятся Южно-Оркнейские острова, также выделяется четкими контурами в форме неправильного четырехугольника, несколько вытянутого по широте. Преобладающие глубины вершинной поверхности Южно-Оркнейского массива — от 400 до 500 м. Ледниковые формы рельефа в наибольшей степени выражены на севере вблизи Южно-Оркнейских островов.

Точно также по сравнению с Фолклендским желобом более дифференцирована и система желобов, объединяемая под названием желоба Лазарева. Окаймляя Антарктический полуостров, точнее его подводную окраину, и платообразные массивы, участки желоба имеют разную глубину — от 1000 до 6000 м и более, иногда несколько смещены друг относительно друга и относительно склонов плато. В районе Южно-Оркнейского массива конфигурация желоба усложняется появлением дополнительных участков, окаймляющих массив с северо-запада и северо-востока.

Система желоба Лазарева в Южно-Антильской котловине особенно интересна не только потому, что в ее пределах находятся максимальные глубины, но и потому, что она сопряжена с участками дна, где при геофизических исследованиях установлен подъем глубинных слоев коры (Barker and Griffiths, 1972; Harrington et al., 1971). Это свидетельствует о тектонической активности зоны, где находится желоб, и наводит на мысль о возможной рифтогенной природе желоба. Расположенный севернее хребт Бородино простирается в восточно-северо-восточном направлении примерно на 900 миль. Охватываемые им горные системы разнородны. Крайняя западная часть представляет собой монолитную гряду Южно-Шетландских островов с отчетливыми проявлениями кайнозойского вулканизма. Северный склон гряды, обращенный к проливу Дрейка, высокий (до 4800 м), с крутизной 3—4°. Со стороны пролива Брансфилд склон ниже (до 1500—1700 м), но более крутой (до 10—15°), вблизи дна пролива — выположенный. Высота островных гор до 2 км. Вулканы находятся со стороны пролива Брансфилд. Менее значительные подводные хребты и гряды, которые рассматриваются как продолжение Южно-Шетландской гряды, возвышаются над дном Южно-Антильской котловины на 1500—2000 м. Между собой они разделяются долинами восточно-северо-восточного простирания и субмеридиональными, вдоль которых гряды и хребты несколько смещены друг относительно друга и расходятся. Это обуславливает расширение зоны, относимой к хребту Бородино, и, по-видимому, сопряжено с изменениями в геологии зоны. Так, свойственный Южно-Шетландской гряде вулканизм, насколько можно судить по имеющимся данным, здесь не прослеживается, ослабевают монолитность структур, последовательно возрастает их отклонение к северу, что характерно для рельефа дна в центре Южно-Антильской котловины.

Таким образом, в хребте Бородино мы прослеживаем ту же гетерогенность, которая отмечалась для других составных элементов Южно-Оркнейского бордерленда.

Субмеридиональные зоны бордерлендов. Симметричность форм рельефа и строения Фолклендского и Южно-Оркнейского бордерлендов в субширотном направлении дополняется сходными чертами их западных, центральных и восточных частей или зон. В Фолклендском бордерленде западная зона включает шельф Фолклендских островов и сменяющую его с глубиной ступенчатую равнину склона (от 500 до 2000 м), мелководную часть Фолклендского же-

лоба и массив банки Бердвуд на хребте Скотия. Это наиболее широкая и приподнятая зона Фолклендского бордерленда. В Южно-Оркнейском бордерленде ей соответствуют шельфовое плато у северо-восточной оконечности Антарктического полуострова и его ступенчатые склоны, впадина пролива Брансфилд с глубинами до 2000 м, Южно-Шетландская гряда. На севере и на юге в этой зоне преобладают субширотные и северо-восточные направления структур и ограничивающих их разломов.

Центральная зона Фолклендского бордерленда объединяет более пониженные части всех структур: наиболее опущенный массив Фолклендского плато, срединный отрезок Фолклендского желоба с максимальной глубиной, превышающей 3800 м, хребет Скотия от банки Бердвуд до Скал Шаг. То же самое прослеживается в центральной зоне Южно-Оркнейского бордерленда. Здесь находится наиболее пониженная ступень плато у Антарктического полуострова на глубинах около 2000 м и более, а также обширный глубинный трог между этой ступенью и плато Южно-Оркнейских островов с дном на глубине до 3400 м. К северу расположен желоб Мордвинова с глубинами свыше 4500 м — аналог впадины пролива Брансфилд. К нему примыкают со стороны Южно-Антильской котловины наиболее восточные участки Южно-Шетландской гряды и продолжающие гряду горные подводные массивы.

В центральной зоне преобладают субширотные и северо-восточные структурные направления, однако несомненно воздействие субмеридиональных направлений.

Восточная зона Фолклендского бордерленда характеризуется сложным рельефом дна. С севера на юг здесь выделяются двойной хребет Фолклендского трансформного разлома, внешний Фолклендский бассейн, к которому привязано «устье» Фолклендского желоба, Южно-Георгианское поднятие, приреченное к островному блоку острова Южная Георгия в хребте Скотия (Lonardi and Ewing, 1971).

В Южно-Оркнейском бордерленде восточная зона включает в себя хорошо выраженный в рельефе дна массив Южно-Оркнейских островов, протяженный и один из самых глубоководных в Южно-Антильской котловине желоб у северного основания этого массива (глубины 5690—6820 м), а также подводные хребты и гряды, относящиеся к восточной части хребта Бородино. Здесь значения субмеридиональных структурных линий заметно усиливаются и становятся доминирующими на востоке Южно-Антильской котловины.

Особенности рельефа и строения атлантических подводных окраин и связанных с ними бордерлендов, видимо, отражают не только развитие структурных элементов континентального типа, прослеженное с палеозоя и раннего мезозоя (Диель, 1978; Urieu and Zambrano, 1973), но и кайнозойское развитие Южно-Антильской котловины (Barker, 1972; Barker and Burrell, 1977). Фиксируются два структурных плана: более древний, меридиональный, но активно проявлявшийся и на новейших этапах развития с общим смещением к востоку; относительно молодой, широтный, хорошо выраженный в Южно-Антильской котловине, особенно в ее западной части и в обрамляющих ее структурных элементах подводной окраины материков и бордерлендов.

Южно-Сандвичева островная дуга. Южно-Сандвичева островная дуга обрамляет с востока Южно-Антильскую котловину. Геоморфология островной дуги и смежных с ней глубоководных районов, включая Южно-Сандвичев желоб, исследована недостаточно подробно (Гершанович, Дмитриенко, 1972, 1975; Ильин, 1976; Heezen and Johnson, 1965). Внешнее положение Южно-Сандвичевой зоны, как бы соединя-

ющей северную и южную ветви Южно-Антильского порога, вряд ли можно рассматривать как доказательство связи между столь разнородными структурами. Дугообразное поднятие дна (вал), на котором находятся острова-вулканы Южно-Сандвичевой гряды, отделено от крайних участков Южно-Антильского порога. Длина этого поднятия — около 400 миль, глубоководного желоба (в пределах изобаты 5000 м) с краевым валом на атлантической стороне — примерно вдвое больше. Все это обособляет в рельефе дна Южно-Сандвичеву зону с преобладающими субмеридиональными простирающимися структурных элементов. По-видимому, Южно-Сандвичева зона — не дальнейшее развитие на новейшем этапе структур Южно-Антильского порога, связанного, как отмечалось, с корой континентального и субконтинентального типа, а самостоятельное геосинклинальное образование, формирующееся на океанской коре. Таким образом, на востоке северной и южной ветвей Южно-Антильского порога сближаются или, быть может, сочленяются совершенно разнотипные образования. На севере и на юге Южно-Сандвичев желоб ограничен линиями широтных разломов (Ильин, 1976). Видимо, эти разломы контролируют не только положение желоба, образование которого связывается с растяжением земной коры в этой части океана, но и, возможно, положение ветвей порога со стороны Южно-Антильской котловины.

Южно-Сандвичева островная дуга насчитывает одиннадцать небольших островов вулканического происхождения, почти все — активные вулканы. Самый высокий из них о-в Монтэгию (высота 1372 м). Все острова поднимаются над валом, ширина которого в пределах изобаты 2500 м составляет около 80 миль. К западу от этого вала находится выположенный участок дна Южно-Антильской котловины с глубинами несколько более 3000 м. От оси вала, с которой связаны вулканические острова, край глубоководного желоба (глубина 4600 м) удален на 30—40 миль, ширина желоба по его верхнему краю — 25—30 миль, дна желоба — менее 4 миль. Максимальные глубины желоба смещены к северу. Общий диапазон высот в Южно-Сандвичевой зоне несколько менее 10000 м, т. е. меньше, чем в большинстве других дуг. Однако при своеобразии положения зоны, относительной сближенности точек с крайними отметками указанная величина, несомненно, хорошо увязывается с тектонической активностью зоны. Наименьшие отметки глубин на океанском краевом вале достигают 1800 м.

Зона сочленения Южно-Сандвичевой дуги с Южно-Оркнейским бордерлендом. Южно-Сандвичева дуга соединяется с Южно-Оркнейским бордерлендом через систему поднятий сложного строения, расположенных между Южно-Оркнейским плато и Южно-Сандвичевыми островами. На многих схемах и картах эти поднятия изображены в виде субпараллельных хребтов, разделенных узкими долинообразными понижениями дна. Эти поднятия находятся в районе, где соединяются друг с другом с одной стороны восточные поднятия в пределах хребта Бородино и Южно-Оркнейское плато с разделяющими их субширотными глубоководными рифтогенными впадинами желоба Лазарева, с другой — осевая зона хребта Буве, подходящая к этому району от о-ва Буве, с третьей — ось спрединга, с развитием которой (Ваггер, 1972) связывают образование восточной части Южно-Антильской котловины западнее Южно-Сандвичевых островов. Мы считаем, что сложность строения этой зоны сочленения, а также аномальная приподнятость осевых зон срединно-океанических хребтов, подходящих в этот район, связаны с тем, что здесь находится аномально приподнятый блок астеносферы («горячая точка» — точка тройного сочленения). Требуется дополнительное батиметрическое и геофизическое изучение для окончательного решения вопроса о гене-

зисе этого интересного района (безусловно узлового) для понимания структуры района к востоку от Южно-Оркнейских островов.

Океанические котловины. Новейшими исследованиями установлено, что рельеф дна океанских котловин, расположенных к северу от подводных окраин Западной Антарктиды, достаточно сложен. В геоморфологическом отношении котловины неоднородны. Некоторые структурные особенности котловин, выраженные в подводном рельефе, сказываются в известной степени и на геоморфологии подводных окраин (Craddock and Hollister, 1976; Dalziel and Elliot, 1973). Оценивая роль тектонических факторов в формировании современного геоморфологического облика обширных областей к западу от пролива Дрейка, необходимо постоянно учитывать рельефообразующее значение ледников и климата Антарктики (Живаго, 1967, 1971; Vanney et al., 1972, 1976).

В котловине Беллинсгаузена выявлены многочисленные системы трансформных разломов, с которыми связаны многие осложнения в рельефе дна. Одни из этих разломов, например Элтанин и другие, пересекают срединно-океанический хребет и продолжаются на абиссальном дне котловины на значительном расстоянии от хребта. Другая система разломов простирается на востоке котловины Беллинсгаузена и на материковом подножии Антарктического полуострова (разломы Тула, Геро и др.) с северо-запада на юго-восток и характеризуются увеличением числа поднятий дна по линиям разломов и изгибами в контурах изобат. К этой системе относится и разлом Шеклтон между Огненной Землей и Антарктическим полуостровом. Вдоль этого разлома количество поднятий, а также понижений дна особенно значительно и амплитуда рельефа местами превышает 3000 м. Разломы субширотного направления известны восточнее пролива Дрейка в западной части Южно-Антильской котловины. В пределах северной части котловины Беллинсгаузена широко развит рельеф типа абиссальных холмов (см. рис. 2).

Глубоководная часть пролива Дрейка тесно связана с западной частью Южно-Антильской котловины. Расчлененность рельефа здесь создается чередованием небольших гребней и гор с долинами типа трогов и впадин на глубинах 4000 м. Это — осевая зона одной из ветвей срединно-океанического хребта. В проливе Дрейка хребет пересечен разломами северо-западного простирания (Шеклтон, Геро и др.). В западной части Южно-Антильской котловины осевая зона срединно-океанического хребта смещена по трансформным разломам субширотного направления (Barker and Burrell, 1977). Это придает рельефу дна большую упорядоченность на всей площади абиссальных глубин. При этом важное значение имеют глубоководные желоба трансформных разломов, развитые как вблизи основания склонов Южно-Антильского порога, так и в центре котловины (Гершанович, Дмитриенко, 1972, 1975). Представляется, что с развитием наиболее северной части этой ветви срединно-океанического хребта связано образование внешнего Фолклендского бассейна, расположенного между Южно-Георгианским поднятием и двойным хребтом Фолклендского трансформного разлома. Через последний видимо, этот срединно-океанический хребет связан с Южно-Атлантическим. Глубина восточной части Южно-Антильской котловины меньше. Рельеф абиссальной равнины моря Уэдделла изучен недостаточно. Преобладают выровненные поверхности абиссального дна. Между Южно-Сандвичевой зоной и срединно-океаническим хребтом дно расчленяется поднятиями, а при приближении к склонам хребта — абиссальными холмами.

Система поднятий, объединяемая в хребет Буве, протягивается от района о-ва Буве на запад-юго-запад к южной оконечности Южно-Сандвичева желоба. Характерно, что в том же направлении рас-

полагаются эпицентры землетрясений в этом районе Атлантического океана (Bagazangi and Dogman, 1969). Таким образом, вырисовывается структурное отклонение от срединно-океанического хребта на юге Атлантического океана к западу, сходное в известной степени с Чилийским поднятием. Возможно также, что хребет Буве на западе продолжают некоторые поднятия дна восточнее Южно-Оркнейских островов в районе тройного сочленения. В хребте Буве прослеживается осевая часть, смещенная разломами субширотного, а у Южно-Сандвичева желоба, по-видимому, также и северо-северо-восточного простирания.

Представляется, что субширотные разломы вдоль Фолклендского и Южно-Оркнейского бордерлендов (в частности Фолклендский трансформный разлом, разломы, контролируемые хребет Скотия с севера и юга, разлом вдоль желоба Лазарева), хребет Буве и система разломов в проливе Дрейка (Шеклтон—Геро) являются тем соединительным звеном, которое связывает срединно-океанические структуры Атлантического и Тихого океанов. Это звено, как было показано выше, осложнено в пределах Южно-Антильской котловины, по крайней мере, двумя позднекайнозойскими отрогами срединно-океанических структур.

Заключение

По геоморфологии Тихоокеанская подводная окраина Западной Антарктиды отличается от подводной окраины крайнего юга Южной Америки в большей степени, чем атлантическая. В формировании рельефа подводной окраины Западной Антарктиды наряду с тектоническими факторами важная роль принадлежит ледникам и обусловленной ими поставке осадочного материала. Усложнение геоморфологии атлантических подводных окраин сопряженных областей Западной Антарктиды и крайнего юга Южной Америки связано с расширением подводных окраин за счет форм рельефа, объединяемых в Южно-Оркнейском и Фолклендском бордерлендах.

Южно-Сандвичева зона выделяется по своему рельефу и генезису от других структурных зон Южно-Антильского порога и занимает самостоятельное положение на границе Южно-Антильской котловины и Атлантического океана. На рельефе подводных окраин Западной Антарктиды и крайнего юга Южной Америки, как и в прилегающих глубоководных областях пролива Дрейка и Южно-Антильской котловины, сказываются системы трансформных разломов, пересекающих этот регион со стороны Тихого и Атлантического океанов.

Подводный хребет Буве и системы поднятий и желобов на юго-востоке и юге Южно-Антильской котловины, по-видимому, связаны с Южно-Атлантическим срединным хребтом и образуют одну из его субширотных ветвей, соединяющих хребет с тихоокеанскими структурами. Можно наметить еще одну систему связи через Фолклендский трансформный разлом, ветвь хребта, прослеживаемую в пределах пролива Дрейка, западной части Южно-Антильской котловины, Внешнего Фолклендского бассейна и разломы Шеклтон и Геро.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Антарктики. — М., Л.: ГУГК, 1966.
Атлас океанов. Тихий океан, 1974.
Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. — ГУНИО, 1977.
Авилов И. К., Гершанович Д. Е. Геоморфология моря Скотия. Второй Международный океанографический конгресс. — Тезисы докладов, 1966, с. 5—6.
Гершанович Д. Е., Дмитриенко А. И. Новые данные по геоморфологии моря Скотия. — Геоморфология, 1972, № 3, с. 57—64.
Гершанович Д. Е., Дмитриенко А. И. Геоморфология и некоторые вопросы тектонического строения моря Скотия. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. Геодинамические исследования, № 1. — М.: Советское радио, 1975, с. 65—81.

- Грикуров Г. Э. Геология Антарктического полуострова. — М.: Наука, 1973. — 120 с.
- Диедь А. Развитие континентальных окраин в море Скоша. — В кн.: Геология континентальных окраин, т. 2. М., 1978, с. 275—289.
- Живаго А. В. Геология и тектоника дна Южного океана. — В кн.: Океанологические исследования, № 13. М., Наука, 1965, с. 148—156.
- Живаго А. В. Рельеф дна Южного океана. — В кн.: Рельеф Земли. М., Наука, 1967, с. 294—308.
- Живаго А. В. Проблемы геоморфологии Южного океана. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. — М.: 1971. — 128 с.
- Живаго А. В. Шельф Антарктиды. География и геоморфология шельфа. — Сб. докладов на Всесоюзном совещании XII пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. — Владивосток, 1975а, с. 47—53.
- Живаго А. В., Виноградов О. Н., Тимофеева Н. Л. Морфоструктура дна Южного океана и ее отражение на новой батиметрической карте Антарктики. — Известия АН СССР, сер. географическая, 1975б, № 6, с. 24—35.
- Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. — М.: Наука, 1976. — 232 с.
- Пушаровский Ю. М., Архипов И. В., Ломизе М. Г., Милановский Е. Е., Чехович В. Д. Тектоническая эволюция Анд. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. Геодинамические исследования, № 1. — М.: Советское радио, 1975, с. 7—19.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. — М.: Наука, 1972. — 394 с.
- Хайн В. Е. Региональная геотектоника. — М.: Недра, 1971. — 548 с.
- Хейс Д. Западная континентальная окраина Южной Америки. — В кн.: Геология континентальных окраин. М., Мир, 1978, т. 2, с. 290—300.
- Хольтедаль Х. Некоторые вопросы геологии и геоморфологии гляциальных шельфов. — В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М.: Прогресс, 1964, с. 171—185.
- Эмери К. О. Структура и генезис континентального бордерленда у Южной Калифорнии. — В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., Прогресс, 1964, с. 58—65.
- Barazangi M., J. Dorman. World seismicity maps compiled from ESSA. Bull. Seismol. Soc. Amer., 1969, № 1, v 59, p. 369—380.
- Barker P. F. A spreading centre in the East Scotia Sea. Earth Planet. Sci. Lett., 1972, v. 15, N 2. p. 123—132.
- Barker P. F. and J. Burrell. The opening of Drake Passage. Mar. Geol. 1977, v. 25, 1/3. p. 15—34.
- Barker P. F. and D. H. Griffiths. The evolution of the Scotia ridge and Scotia Sea. Phil. Trans. Royal Soc., Ser. A. 271, London, 1972, p. 151—183.
- Ciesielski P. F., Wise Jr. S. W. Geological history of the Maurice Ewing Bank of the Falkland Plateau. Mar. Geol., 1977, v. 25, 1/3, p. 175—208.
- Craddock C., C. D. Hollister. Geologic evolution of Southeast Pacific basin. Initial Reports DSDP, Leg 35 1976, p. 723—743.
- Dalziel I. W. D., H. Elliot. The Scotia arc and Antarctic margin. The Ocean Basins and Margins, I. South Atlantic. Plenum Press, N.-Y. — London, 1973, p. 171—246.
- Ewing J., W. J. Ludwig, M. Ewing, S. W. Eiffreim. Structure of the Scotia Sea and Falkland plateau. J. Geophys. Res. 1971. v. 76, N 29, p. 7118—7137.
- Edwards D. S., Goodell H. Gr. The detrital mineralogy of ocean floor surface sediments adjacent to the Antarctic Peninsula, Antarctica. Mar. Geol., 1969, v. 7, No 3, p. 207—234.
- Greenway M. E. The geology of the Falkland Islands. British Ant. Surv. Sci. Rep., 1972, No. 76, 42 p.
- Harrington P. K., P. F. Barker, D. H. Griffiths. Crustal structure of the South Orkney Islands area from seismic refraction and magnetic measurements. Antarc. Geol. and Geoph. Oslo, 1971, p. 27—32.
- Hayes D. P., M. Ewing. Pacific boundary structure. The Sea. p. 11, N.—Y., Wiley, 1970, v. 4, p. 29—72.
- Heezen B. C., G. L. Johnson. The South Sandwich trench. Deep-Sea Res. 12, N 2, 1965, p. 185—197.
- Tucholke B. E., R. E. Hutz. Sedimentary framework of the Bellingshausen basin from seismic profiler data. Initial Rep. DSDP, Leg 35, 1976, p. 197—228.
- Lonardi, A. and M. Ewing. Bathymetry of the continental margin, Argentine basin and other related provinces. Physics Chemistry of the Earth, 1971, v. 8, p. 79—122.
- Tucholke B. E. Sedimentation processes and acoustic stratigraphy in the Bellingshausen basin. Mar. Geol., 1977, v. 25, N 1—3, p. 209—230.
- Vannev J. R., L. Dangeard et G. L. Johnson. Contribution a l'étude des fonds de la mer de la Scotia et de ses abords. Rev. Geograph. Physique et de Geologie Dynamique, 1972, v. XIV, fasc. 5, 465—484.

Vannev J. R. and Johnson G. L. Geomorphology of the Pacific continental margin of the Antarctic peninsula. Initial Rep. DSDP, Leg 35, 1976, p. 279-289.

Urien C. M., and J. J. Zambrao. The geology of the basins of the Argentinian continental margin and Malvinas plateau. The Ocean Basins and Margins, 1973, v. 1, p. 135-170.

Geomorphology of the West Antarctic underwater margin
Kotenev B. N., Gershanovich D. E., Zarihin I. P., Varechkin B. N.

S U M M A R Y

The similarity of geomorphological features of underwater margins of the adjacent parts of the West Antarctic and southernmost tip of South America is more evidently exposed on the Atlantic side than in the Pacific. The expansion of the Atlantic underwater margins near the Antarctic Peninsula and Tierra del Fuego is associated with the formation of heterogeneous structures on the crust of continental and subcontinental types (South Orkney and Falkland borderlands). The geosyncline zone of the South Sandwich Islands bound with the oceanic crust occupies an independent position in the system of structures separating the South Atlantic basin from deep-water areas of the South Atlantic.

The formation of the principle forms of the relief on the West Antarctic underwater margin is associated with peculiarities of its tectonic development and glaciers which bring out a great deal of terrigenous sedimentary material. The relief of deep-water areas is affected by systems of transformed fractures.

The analysis of geomorphologic and seismic characteristics of the Bouvet ridge and adjacent ridges on the west provides an evidence to suggest that some southwest branch of the South Atlantic ridge, i. e. a link connecting Atlantic and Pacific structures should lie in this area.

РЕФЕРАТЫ

УДК 581.526.325

Некоторые данные о содержании хлорофилла в продуктивных зонах Мирового океана. Мордасова Н. В. Сборник научных трудов, «Океанографические исследования промысловых районов Мирового океана», 1980, с. 6—14.

Детально рассмотрено содержание хлорофилла в некоторых наиболее хорошо изученных продуктивных районах Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Районы повышенной продуктивности, т. е. прибрежные районы, зоны анвеллинга, антарктические воды, характеризуются концентрациями хлорофилла более 1 мкг/л (в среднем для эвфотической зоны), океанические малопродуктивные — менее 0,1—0,2 мкг/л. Данные по содержанию хлорофилла в поверхностных водах умеренных широт, а также приэкваториальных и тропических районов могут служить лишь ориентировочной характеристикой продуктивности вод. В антарктических водах такие данные близки к средневзвешенным для всего слоя фотосинтеза.

Иллюстраций. 4. Список литературы — 22 названия.

УДК 556.5

О циклических колебаниях фоновых показателей абиотических условий воспроизводства в различных природных системах северного полушария. Солянкин Е. В. Сборник научных трудов «Океанографические исследования промысловых районов Мирового океана», 1980, с. 15—27.

На примере многолетних рядов четырех гидрологических характеристик различных природных систем северного полушария (средней годовой температуры воды в слое 0—200 м на разрезе по Кольскому меридиану, общего количества айсбергов, выносимых Лабрадорским течением южнее 48° с. ш., положения оси Куроисио южнее о-ва Хонсю, естественного годового стока Волги) анализируются долговременные колебания, обусловленные космогеофизическими факторами, многолетние климатические колебания со средней продолжительностью около 35 лет и квазидвухлетние циклические колебания.

Выделенные долгопериодные гармоника могут служить хорошей основой для составления сверхдолгосрочного качественного прогноза гидрологических условий в определенной природной системе. Хотя роль квазидвухлетнего цикла в изменчивости гидрологических характеристик очевидна, но учет этого колебания в долгосрочных прогнозах некоторых характеристик окружающей среды нереален из-за отсутствия какой-либо четко выраженной закономерности в смене частоты и амплитуды этих циклов.

Таблиц 5. Иллюстрация 1. Список литературы — 22 названия.

УДК 551.463.1:574.55(261)

Океанографические условия, определяющие пространственную неравномерность биопродуктивности вод на примере Атлантического океана. Демин Ю. Л., Елизаров А. А., Щербинин А. Д. Сборник научных трудов «Океанографические исследования промысловых районов Мирового океана», 1980, с. 27—50.

Неравномерность распределения основных динамических структур Атлантического океана, и особенно поля плотности поверхностных слоев моря, определяющая географическое районирование биопродуктивности, хорошо выражается первыми производными или градиентами плотности морской воды по расстоянию и глубине.

По материалам конкретных экспедиций и осредненным данным, приведенным к центрам пятиградусных и одноградусных квадратов, рассчитаны величины горизонтальных и вертикальных градиентов плотности, определены максимумы вертикальных градиентов плотности и их расстояние от поверхности моря. Результаты расчетов показывают наличие связи между величинами градиентов плотности и показателями биологических условий в Атлантическом океане.

Таблиц 3. Иллюстраций 6. Список литературы — 46 названий.

Динамика вод Юго-Западной Атлантики и особенности залегания пикноклина. Зырянов В. Н. Сборник научных трудов «Океанографические исследования промысловых районов Мирового океана», 1980, с. 50—65.

По среднемноголетнему полю плотности проведен расчет динамики вод Фолклендско-Патагонского района для лета и зимы Южного полушария, а также глубины залегания и интенсивности сезонного слоя скачка плотности в море Скотия (лето) и Фолклендско-Патагонского района (лето и зима). Особенности пикноклина формируются под влиянием циркуляции вод. Зимой рельеф пикноклина усложняется из-за конвекции, возникающей в результате выхолаживания деятельного слоя океана. Выявлен ступенчатый характер рельефа пикноклина.

Иллюстраций 7. Список литературы — 19 названий.

Особенности океанологических условий в тихоокеанском секторе Антарктики. Попков В. В. Сборник научных трудов «Океанографические исследования промысловых районов Мирового океана», 1980, с. 65—79.

По данным 658 гидрологических станций, выполненных в основном с 1970 по 1977 г., рассмотрены особенности распределения температуры, солёности на стандартных горизонтах, максимальной величины устойчивости, глубины ее залегания и циркуляции вод. Течения рассчитаны динамическим методом относительно 1000 дБ поверхности. В тихоокеанском секторе Антарктики выделены четыре района с характерным распределением океанологических характеристик: юго-восточная часть сектора, западная часть котловины Беллинсгаузена, море Росса, район о-вов Баллени. Вдоль материкового склона в восточной части сектора, западнее о-вов Баллени и моря Росса прослеживается зона подъема вод, существование которой обусловлено в основном рельефом дна. К зонам подъема вод, как правило, приурочены максимальные величины устойчивости и наименьшая глубина их залегания.

Иллюстраций 5. Список литературы — 12 названий.

Распределение подводных гор и некоторые особенности геологии дна Тихого океана. Гершанович Д. Е. Сборник научных трудов «Океанографические исследования промысловых районов Мирового океана», 1980, с. 30—39.

Подводные горы — важнейшие элементы расчленения дна Тихого океана — встречаются во всех структурных областях и на большинстве глубин. Выделено три основных генетических типа гор — вулканические, вулкано-тектонические и тектонические. Наиболее распространены вулканические горы. Широко развиты гайоты.

Западная часть Тихого океана отделена от восточной Великим Тихоокеанским георазделом. В более древней и сложной по геологии и рельефу западной части преобладают подводные вулканы, характерные для геологии дна Тихого океана. В восточной части Тихого океана, связанной со срединно-океаническим хребтом, большинство подводных гор расположено в гребневой зоне, особенно в местах ее пересечения трансформными разломами. Склоны и подножье хребта, смежные участки глубоководных котловин выделяются широким развитием абиссальных холмов.

Иллюстраций 4. Список литературы — 21 название.

Геоморфология подводной окраины Западной Антарктиды. Котенев Б. Н., Гершанович Д. Е., Зарихин И. П., Варечкин Б. Н. Сборник научных трудов «Океанографические исследования промысловых районов Мирового океана», 1980, с. 89—101.

Сходство геоморфологии подводных окраин смежных частей Западной Антарктиды и крайнего юга Южной Америки проявляется с атлантической стороны в большей степени, чем с тихоокеанской. Расширение окраин в районе Антарктического полуострова и Огненной Земли обусловлено формированием на коре континентального и субконтинентального типа гетерогенных образований (Южно-Оркнейского и Фолклендского бордерлендов). Южно-Сандвичева геосинклиналичная зона, связанная с океанической корой, занимает самостоятельное положение в системе структур, отделяющих Южно-Антверпенскую котловину от глубоководных областей Южной Атлантики.

Формирование основных форм рельефа подводной окраины Западной Антарктиды обуславливается как особенностями ее тектонического развития, так и воздействием ледников и доставляемого ими терригенного осадочного материала. На рельефе глубоководных областей сказываются системы трансформных разломов.

Геоморфология и повышенная сейсмичность хребта Буве и прилегающих к нему поднятий на западе позволяют предположить, что здесь проходит юго-западное ответвление Южно-Атлантического хребта — связующее звено с тихоокеанскими структурами.

Иллюстраций 2. Список литературы — 39 названий.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Мордасова Н. В. Некоторые данные о содержании хлорофилла в продуктивных зонах Мирового океана	6
Солянкин Е. В. О циклических колебаниях фоновых показателей абiotических условий воспроизводства в различных природных системах северного полушария	15
Демин Ю. Л., Елизаров А. А., Щербинин А. Д. Океанографические условия, определяющие пространственную неравномерность биопродуктивности вод на примере Атлантического океана	27
Зырянов В. Н. Динамика вод Юго-Западной Атлантики и особенности залегания пикноклина	50
Попков В. В. Особенности океанологических условий в тихоокеанском секторе Антарктики	65
Гершанович Д. Е. Распределение подводных гор и некоторые особенности геологии дна Тихого океана	80
Котенев Б. Н., Гершанович Д. Е., Зарихин И. П., Варечкин Б. Н. Геоморфология подводной окранны Западной Антарктиды	89
Рефераты	102

CONTENTS

Preface	5
Mordasova, N. V. Some data on the content of chlorophyll in productive areas of the World Ocean	6
Solankin, E. V. Cyclic fluctuations of certain indices of abiotic conditions of reproduction of fish in various natural systems of the North hemisphere	15
Demin, Yu. L., Elizarov A. A., Shcherbinin A. D. Oceanographic conditions responsible for space ununiformity of bioproduction in the Atlantic	27
Zyryanov V. N. The dynamics of waters in the Southwest Atlantic and characteristics of the pycnocline	50
Popkov, V. V. Characteristics of oceanographic conditions in the Pacific Antarctic area	65
Gershovich, D. E. The distribution of sea mounts and some geological characteristics of the bottom in the Pacific	80
Kotenev, B. N., Gershovich D. E., Zarikhin I. P., Varchekin B. N. Geomorphology of the West Antarctic underwater margin	89
Abstracts	102